

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA

Tesis Doctoral

ANÁLISIS THM DE LA INTERACCIÓN
SUELO-ATMÓSFERA EN SUELOS
ARCILLOSOS SOMETIDOS A DESECACIÓN

Autor:

Agustín Cuadrado Cabello

Directores:

Dr. Alberto Ledesma Villalba

Dr. Pere Prat Catalán

Programa de Doctorado en Ingeniería del Terreno
Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental

Noviembre de 2018

A mi madre
A Ana

RESUMEN

Análisis THM de la interacción suelo-atmósfera en suelos arcillosos sometidos a desecación

Agustín Cuadrado Cabello

Los procesos acoplados entre el suelo y la atmósfera gobiernan la evaporación de agua desde el suelo en la etapa inicial, lo que conduce a la retracción y agrietamiento del suelo por desecación. Sin embargo, la interacción suelo-atmósfera ha sido poco tratada desde el punto de vista de la Mecánica de Suelos, por lo que el propósito de la tesis es simular procesos de desecación en suelos con una condición de contorno que reproduzca el comportamiento atmosférico.

El modelo de interacción escogido es la ecuación de balance de energía en la superficie. Para entender el significado de sus términos se ha hecho un resumen de los principales fenómenos atmosféricos que involucra.

Con objeto de conocer la respuesta del suelo ante las variables atmosféricas se han calculado casos TH sintéticos que simulan la desecación ante cambios de viento, radiación y temperatura del aire. Para ello se han utilizado los modelos HYDRUS-1D y CODE_BRIGHT, que arrojan resultados similares. Además de la radiación, el viento se muestra como un eficiente mecanismo de secado de la superficie gracias a la difusión turbulenta. La demanda evaporativa del aire condiciona la respuesta del suelo, principalmente, a través de la permeabilidad relativa, que regula el suministro de agua hacia la superficie.

Posteriormente, se han hecho simulaciones THM de ensayos de desecación de muestras de suelo inicialmente muy fluidas. En ambos casos, el método aplicado se ajusta a las medidas experimentales y consiste en aumentar la difusión y reproducir la consolidación por peso propio. El primero prolonga la tasa constante de evaporación, y el segundo explica que el suelo permanezca saturado los primeros días.

Las simulaciones tienen dos aspectos novedosos. En una se reproduce la desecación de un ensayo de laboratorio con una grieta perimetral. Los resultados indican que la grieta tiene una contribución casi nula en la evaporación. Por otra parte, la simulación de un ensayo en condiciones reales también se ha hecho aplicando flujos obtenidos de un modelo meteorológico desacoplado como condición de contorno. Aunque los resultados no han sido satisfactorios, se abren interesantes líneas futuras de investigación.

Por último, se muestran los resultados de ensayos de evaporación ejecutados para comprobar si la evaporación relativa puede ser mayor a la unidad. Los resultados no son concluyentes, pero la presencia de viento y su ángulo de incidencia sobre la superficie abren la puerta a futuros ensayos para dilucidar si es la causa de tasas de evaporación mayores que las del agua libre.

ABSTRACT

THM analysis of soil-atmosphere interaction in clayey soils under drying

Agustín Cuadrado Cabello

Coupled processes between the soil and the atmosphere control soil water evaporation in its first stage, which leads to soil shrinkage and cracking by drying. However, soil-atmosphere interaction has received little attention from the Soil Mechanics point of view. Therefore, the objective of this thesis is to simulate drying processes in soils with a boundary condition which reproduces the atmosphere behaviour.

The interaction model used in the investigation is based on the surface energy balance equation. A summary of the main atmospheric phenomena involved is presented.

In order to understand the soil response under atmospheric variables, TH synthetic drying simulations have been calculated by changing wind, radiation and air temperature. The models used are HYDRUS-1D and CODE_BRIGHT, which yield similar results. In addition to radiation, wind is shown to be an efficient surface drying system because of turbulent diffusion. The evaporative demand of the air determines the response of the soil, mainly through relative permeability, which controls the water supply to the surface.

THM simulations of desiccating very fluid soil samples have been carried out as well. In all cases, the applied method reproduces well the experimental measures. The method consists in increasing the diffusion and replicates the self-weight consolidation. The former one extends the constant rate of evaporation, and the second one explains the soil saturation during the first days.

The simulations present two novel aspects. In one hand, one simulation reproduces a laboratory drying test with a perimeter crack. The results show that evaporation through the crack is negligible. On the other hand, a simulation of a drying test in real conditions has been performed by applying flows as a boundary condition obtained from a decoupled meteorological model. Although the results have not been as expected, new future lines of research are open.

Finally, evaporation test results performed to check whether relative evaporation may be greater than one are shown. The results are not conclusive, but the wind and their angle of incidence invite to future tests to elucidate whether this is the reason why relative evaporation from soils is greater than that of free water.

RESUM

Anàlisi THM de la interacció sòl-atmosfera en sòls argilosos sotmesos a dessecació

Agustín Cuadrado Cabello

Els processos acoblats entre el sòl i l'atmosfera governen l'evaporació d'aigua des del sòl en la seva etapa inicial, el que condueix a la retracció i esquerdament de sòls per dessecació. No obstant això, la interacció sòl-atmosfera ha estat poc tractada des del punt de vista de la Mecànica de Sòls, de manera que el propòsit de la tesi és simular processos de dessecació en sòls amb una condició de contorn que reproduïxi el comportament atmosfèric.

El model d'interacció escollit és l'equació de balanç d'energia a la superfície, i per entendre el significat dels seus termes s'ha fet un resum dels principals fenòmens atmosfèrics que involucra.

Per conèixer la resposta del sòl davant les variables atmosfèriques s'han calculat casos TH sintètics que simulen la dessecació davant canvis de vent, radiació i temperatura de l'aire. Per a això s'han utilitzat els models HYDRUS-1D i CODE_BRIGHT, que donen resultats similars. A més de la radiació, el vent es mostra com un eficient sistema per assecar la superfície gràcies a la difusió turbulenta. La demanda evaporativa de l'aire condiona la resposta del sòl, principalment, a través de la permeabilitat relativa, que regula el suminsitre d'aigua cap a la superfície.

Posteriorment, s'han fet simulacions THM d'assaigs de dessecació de mostres de sòl inicialment molt fluïdes. En tots dos casos, el mètode aplicat s'ajusta a les mesures experimentals i consisteix a augmentar la difusió i en reproduir la consolidació per pes propi. El primer perllonga la taxa constant d'evaporació, i el segon explica que el sòl romanguí saturat els primers dies.

Les simulacions tenen dos aspectes nous. En una es reproduïx la dessecació d'un assaig de laboratori amb una esquerra perimetral. Els resultats indiquen que l'esquerda té una contribució gairebé nul·la en l'evaporació. Per altre banda, la simulació d'un assaig en condicions reals també s'ha fet aplicant fluxos obtinguts d'un model meteorològic desacoblat com a condició de contorn. Tot i que els resultats no han estat satisfactoris, s'obren interessants línies futures de recerca.

Per últim, es mostren els resultats d'assajos d'evaporació executats per comprovar si l'evaporació relativa pot ser major a la unitat. Els resultats no són concloents, però la presència de vent i el seu angle d'incidència sobre la superfície obren la porta a futurs assajos per dilucidar si és la causa de taxes d'evaporació més grans que les d'aigua lliure.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a mis directores, Alberto Ledesma Villalba y Pere Prat Catalán, la oportunidad de haber podido realizar esta tesis. No quisiera, sin embargo, hacerlo sin mostrar mi especial agradecimiento a Alberto Ledesma, pues fue el artífice, hace ya muchos años y sin saberlo, de que esto haya terminado así cuando la idea solo era ayudar a construir el túnel del AVE a su paso por Barcelona. Desde entonces hasta ahora, ha hecho posible un máster, un nivel de inglés, digamos más que medio, este documento y, sobre todo, me ha permitido aprender de alguien como él. Eternamente agradecido.

En este tiempo son muchas las cosas que uno aprende, y no solo porque no se me ocurra otra razón para investigar, sino también por las personas que te brindan la oportunidad de aprender de ellas. Una ha estado siempre disponible a escasos siete pasos; la otra, a quince. Son Antonio Lloret y Sebastià Olivella. Toni, muchas gracias por responder siempre a mis dudas. Sebas, muchas gracias por indicarme siempre, sin excepción, hacia dónde apuntar con CODE_BRIGHT cuando ya pensaba que no había más opciones.

Ha sido un placer descubrir una parte de la meteorología de la mano de David Pino. Es difícil encontrar a personas con tanta humildad, conocimiento y voluntad de ayudar. Gracias por sentarte a mi lado y ofrecerte sin reticencias a hacer los cálculos meteorológicos que se han utilizado en esta tesis.

Agradecer a Josbel Cordero, compañera de equipo, la cesión de los datos de su ensayo para interpretarlos y hacer simulaciones. Y cómo no, gracias a David Encalada por su generosidad y diligencia con los ensayos.

Gracias a la compañía, apoyo moral y colaboración de mis compañeros Cristian de Santos e Ignasi Aliguer. Fantásticos vecinos.

Agradecido a mis compañeros de despacho Lluís Monforte, Alessandro Fraccica, Stefano Collico y Erdem Toprak: aire fresco en un despacho donde el viento escasea y el sol brilla por su ausencia.

Ahora toca agradecerle los cimientos de lo que soy a mis hermanos Adolfo, Nuria, Miriam, Eugenio y Guillermo. Madre, este es el resultado de tu dedicación, amor y sacrificio. Darte las gracias sabe a poco. Te lo debo todo.

Y hablando de familia, cualquier excusa es buena para estar agradecido a mis amigos Carlitos y Fer. Gracias por apoyarme, siempre, en lo que algunos ni siquiera pretendieron entender.

Gracias a Antonia Ruiz y Cayetano Rodríguez por su cariño, su apoyo, y por traer al mundo a Ana. Y a Ana por su paciencia, por soportarme en los momentos bajos, bueno, por soportarme en general, y por quererme.

Por último, creo que es de justicia dar las gracias a todos mis conciudadanos que con su trabajo y esfuerzo hicieron posible que estudiase dos ingenierías con becas públicas. Sin ellas, quién sabe si hubiera escrito estas líneas. Gracias.

TABLA DE CONTENIDO

1	Introducción y objetivos	1
1.1	Introducción	1
1.2	Objetivos	3
1.3	Contenido de la tesis	4
1.4	Publicaciones	5
2	Identificación del problema y estado de la cuestión	7
2.1	Introducción	7
2.2	Análisis previo: del agrietamiento a la interacción	7
2.3	La interacción suelo-atmósfera	11
2.3.1	Clasificación de modelos de interacción	12
2.3.2	La ecuación de balance de energía en la superficie (EBS)	15
2.4	Evaporación de agua	18
2.4.1	La curva de evaporación	19
2.4.2	Difusión de vapor en el suelo	21
2.5	Conclusiones	30
3	Interacción entre el suelo y la atmósfera	33
3.1	Introducción	33
3.2	La troposfera	34
3.2.1	La capa límite atmosférica	35
3.2.2	La capa superficial	36
3.3	Estabilidad atmosférica	37
3.3.1	Equilibrio hidrostático	37
3.3.2	Dinámica del aire	38
3.3.3	Estabilidad estática y dinámica	39
3.3.4	Ciclo diario	40
3.3.5	Parcela de aire	43
3.3.6	Temperatura potencial	44
3.3.7	Temperatura potencial equivalente	48
3.4	Turbulencia	51
3.4.1	Clasificación	52
3.4.2	Aproximación estadística (covarianza turbulenta)	54
3.4.3	Velocidad de fricción	58
3.4.4	Teoría de la semejanza	60
3.4.5	Perfil logarítmico del viento	63
3.5	Balance de energía en la superficie	66
3.5.1	La ecuación de balance de energía en la superficie	67
3.5.2	Radiación	69

3.5.3	Calor sensible y calor latente	71
3.5.4	Flujo de calor en el suelo.....	72
3.6	Conclusiones	76
4	Análisis TH de la interacción suelo-atmósfera.....	79
4.1	Introducción.....	79
4.2	Formulación de CODE_BRIGHT	80
4.2.1	Ecuaciones de balance	80
4.2.2	Ecuaciones constitutivas y restricción de equilibrio.....	82
4.2.3	Condiciones de contorno	85
4.3	Formulación de HYDRUS-1D.....	86
4.3.1	Ecuaciones de gobierno.....	87
4.3.2	Ecuaciones constitutivas y restricción de equilibrio.....	89
4.3.3	Condición de contorno.....	91
4.4	Valores empleados y casos estudiados.....	93
4.4.1	Equivalencia de valores para el suelo	94
4.4.2	Casos calculados	95
4.4.3	Valores utilizados en la condición de contorno (CODE_BRIGHT)	96
4.5	Análisis de resultados	99
4.5.1	Caso A.....	99
4.5.2	Caso B.....	102
4.5.3	Caso C	104
4.5.4	Caso D.....	106
4.5.5	Caso E	107
4.6	Conclusiones	110
5	Modelo THM de un ensayo de desecación	113
5.1	Introducción.....	113
5.2	Materiales y ensayo.....	114
5.2.1	Materiales	114
5.2.2	Ensayo de desecación.....	116
5.3	Interpretación de los resultados experimentales.....	117
5.3.1	Estado final de la muestra	117
5.3.2	Medidas de los sensores de la cámara	118
5.3.3	Medidas de los sensores de la muestra	119
5.3.4	Viento en el interior de la cámara.....	122
5.4	Modelización del ensayo.....	123
5.4.1	Parámetros iniciales de la muestra	123
5.4.2	Condiciones de contorno	124
5.4.3	Ecuaciones de balance y geometría.....	126
5.4.4	Ecuaciones constitutivas.....	126
5.5	Modelos calculados y resultados obtenidos.....	129
5.5.1	Bloque 1: Estándar	130

5.5.2	Bloque 2: Variable.....	135
5.5.3	Bloque 3: Final.....	141
5.6	Modelo Final 3: otros resultados.....	147
5.7	Conclusiones	151
6	Modelo THM de un ensayo de campo: comparación entre medidas locales y meteorológicas.....	153
6.1	Introducción.....	153
6.2	Materiales y ensayo.....	154
6.2.1	Materiales	154
6.2.2	Ensayo de desecación.....	156
6.3	Interpretación de los resultados experimentales	158
6.3.1	Estado de la muestra	159
6.3.2	Medidas de los sensores atmosféricos.....	159
6.3.3	Medidas de los sensores de la muestra	162
6.4	Modelización del ensayo: características comunes.....	166
6.4.1	Parámetros iniciales de la muestra	166
6.4.2	Ecuaciones de balance y geometría.....	166
6.4.3	Ecuaciones constitutivas.....	167
6.5	Modelo convencional: condiciones de contorno	171
6.5.1	Humedad relativa.....	171
6.5.2	Temperatura	171
6.5.3	Coefficientes de transferencia para vapor y temperatura	171
6.5.4	Precipitación	173
6.6	Modelo meteorológico: condiciones de contorno.....	174
6.6.1	El modelo WRF-ARW.....	174
6.6.2	Parametrización del modelo WRF-ARW	176
6.6.3	El modelo de superficie terrestre NOAH.....	176
6.6.4	Valores obtenidos	178
6.7	Modelos calculados y resultados obtenidos.....	179
6.7.1	Bloque 1: TH-C.....	179
6.7.2	Bloque 2: THM-C.....	182
6.7.3	Bloque 3: THM-M	187
6.8	Conclusiones	191
7	Ensayos de evaporación de agua libre y en suelos.....	193
7.1	Introducción.....	193
7.2	Revisión del problema	194
7.3	Materiales y preparación de las muestras	196
7.3.1	Arena	196
7.3.2	Arcilla	197
7.4	Ensayos sin viento	198
7.4.1	Ronda 1.....	198

7.4.2	Ronda 2.....	201
7.4.3	Ronda 3.....	204
7.4.4	Ronda 4.....	205
7.4.5	Comparación de resultados sin viento.....	206
7.5	Ensayos con viento.....	210
7.5.1	Ronda 1.....	211
7.5.2	Ronda 2.....	213
7.5.3	Ronda 3.....	214
7.5.4	Ronda 4.....	216
7.5.5	Ronda 5.....	217
7.5.6	Ronda 6.....	218
7.5.7	Comparación de ensayos con viento.....	219
7.6	Ensayos en cámara ambiental.....	219
7.6.1	Ensayos con bandejas de agua y deshumidificador	220
7.6.2	Ensayo con bandeja de agua sin deshumidificador.....	223
7.6.3	Ensayo con bandeja de arena con deshumidificador	224
7.7	Conclusiones	226
8	Conclusiones y líneas futuras de investigación.....	229
8.1	Introducción.....	229
8.2	Conclusiones	229
8.2.1	Ecuación de balance de energía en la superficie (EBS) y comportamiento atmosférico	229
8.2.2	Factores de estabilidad atmosférica	230
8.2.3	Simulación de la desecación de suelos.....	230
8.2.4	Influencia de las grietas en la evaporación.....	231
8.2.5	Flujos meteorológicos para simular la desecación.....	231
8.2.6	Evaporación relativa (AE/PE).....	231
8.3	Futuras líneas de investigación	231
8.3.1	Ensayos.....	232
8.3.2	Simulaciones numéricas.....	232
A	Figuras de interacción suelo-atmósfera	235
A.1	Caso A.....	236
A.2	Caso B.....	241
A.3	Caso C	246
A.4	Caso D.....	251
A.5	Caso E.....	256
B	Tablas de valores de parámetros atmosféricos	261
C	Referencias	295

Capítulo 1

Introducción y objetivos

1.1 Introducción

En el campo de la Mecánica de Suelos, el estudio del proceso de desecación se ha centrado, principalmente, en el fenómeno de retracción y agrietamiento de suelos arcillosos o blandos. Sin embargo, la mayoría de problemas asociados al agrietamiento de suelos son el resultado de un proceso de desecación en el que interviene la atmósfera. Durante la desecación de un suelo, el comportamiento de la zona no saturada depende de la transferencia de agua y energía entre la atmósfera y el suelo a través de la superficie (Blight 1997). Esta interacción se ha abordado desde diferentes disciplinas científicas como la agronomía, la hidrología y la micrometeorología, pero ha recibido poca atención por parte del ingeniero geotécnico (Blight 1997).

La retracción y agrietamiento de suelos por desecación es de gran importancia en muchos aspectos relacionados con la Ingeniería Civil y Geoambiental. La aparición de grietas reduce la resistencia y aumenta la permeabilidad global del terreno (Yesiller et al. 2000; Tang et al. 2011a) afectando a la estabilidad o funcionalidad de estructuras y masas de suelo. Algunos ejemplos son las presas de tierra, terraplenes, taludes, carreteras y cimentaciones (Peron et al. 2009; Costa et al. 2013; Li and Zhang 2011). Desde el punto de vista hidráulico, las grietas en capas de sellado de vertederos (Li and Zhang 2011; Lakshmikantha et al. 2012) y almacenes de residuos nucleares (Peron et al. 2009) permiten el transporte de contaminantes, lo que supone un riesgo para el medio ambiente y los seres vivos. La agricultura también se ve afectada por el agrietamiento, que favorece el arrastre de pesticidas y otros fertilizantes hasta la zona de raíces (Miller et al. 1998) y reduce la disponibilidad de agua para las plantas y la eficiencia de los riegos (Tang et al. 2011; Costa et al. 2013). Por lo tanto, el estudio

de la desecación y sus consecuencias es un fenómeno de interés creciente y es previsible que vaya en aumento con los efectos del cambio climático (Amarasiri and Kodikara 2013; Tang et al. 2011).

Uno de los trabajos pioneros sobre agrietamiento de suelos es el de Corte and Higashi (1961), que ensayaron una gran cantidad de muestras con el objetivo de determinar la tensión total de tracción al inicio del agrietamiento (Kodikara et al. 2000; Peron et al. 2009). Desde entonces, numerosas investigaciones se han enfocado a describir la morfología del agrietamiento y cuantificar las tensiones en el interior del suelo y durante la propagación de la grieta (e.g. Morris et al. 1992; Konrad and Ayad 1997a; Miller et al. 1998; Kodikara et al. 2000; Nahlawi and Kodikara 2006; Lakshmikantha et al. 2012; Costa et al. 2013). La evolución de las grietas también se ha estudiado en ciclos de secado-humedecimiento y, en general, parece que el número de grietas aumenta con el humedecimiento y se mantiene estable a partir de un cierto número de ciclos (Yesiller et al. 2000; Tang 2011b; Cordero et al. 2014). Sin embargo, en los estudios de morfología del agrietamiento, la mayoría de observaciones se han hecho sobre muestras de pequeño tamaño en laboratorio, donde no existe la interacción con la atmósfera que hay en condiciones ambientales (Li and Zhang 2011; Tang et al. 2011b).

El fenómeno de retracción y agrietamiento también se ha abordado desde el punto de vista teórico. Algunos trabajos han planteado el problema utilizando las tensiones efectivas y la resistencia a la tracción de la mecánica de suelos clásica (Abu-Hejleh and Znidarčić 1995; Konrad and Ayad 1997b; Trabelsi et al. 2011). En otros casos, el análisis se ha basado en criterios energéticos como el de la teoría de la mecánica de fractura lineal elástica LEFM (*linear elastic fracture mechanics*) (Ávila 2002, 2004; Lakshmikantha 2012) o el método de la fractura cohesiva (Amarasiri et al. 2011, 2013). También existen modelos numéricos que reproducen el agrietamiento mediante la separación de elementos discretos (Ashaina et al. 2014). A pesar de todos los esfuerzos, la no linealidad del problema y la multitud de parámetros que lo controlan hacen que todavía no haya consenso sobre el mecanismo de activación y propagación de grietas por desecación (Peron et al. 2009; Shin and Santamarina 2011; Tang et al. 2011a).

Los trabajos indicados tienen en común que el origen del fenómeno de agrietamiento está relacionado con el aumento de la succión, pero ninguno explica cómo evoluciona ni cómo reproducirla. Es ahí donde interviene la interacción suelo-atmósfera, que debe representarse mediante una condición de contorno que simule la dinámica atmosférica en los problemas de desecación en campo abierto. No obstante, la incorporación de la atmósfera al cálculo geotécnico todavía no está suficientemente extendida en las simulaciones numéricas. La falta de conocimiento sobre el comportamiento atmosférico y la complejidad de los procesos asociados podrían ser la causa (Blight 1997; Bitelli et al. 2008; Smits et al. 2012). Por este motivo, el planteamiento de la tesis, que inicialmente giraba en torno al agrietamiento de suelos, se ha enfocado al estudio de la interacción suelo-atmósfera.

El intercambio de masa y energía entre dos medios tan distintos como el suelo y la atmósfera es de gran importancia. Los flujos de agua y calor a través de la superficie no solo condicionan el comportamiento del suelo, sino que también son esenciales en la regulación del clima (Stull 1988; Wallace and Hobbs 2006). A pesar de que los micrometeorólogos llevan décadas estudiando la interacción, la comprensión del fenómeno todavía es escasa (Foken 2008). A las dificultades del estudio atmosférico hay que añadir cómo responde el suelo ante los cambios de temperatura, humedad, viento y radiación. Por consiguiente, numerosos estudios del campo de la micrometeorología han parametrizado el comportamiento del suelo con simplificaciones que intentan adaptarse a las escalas espaciales y temporales propias del estudio atmosférico (e.g. Noilhan and Planton 1988; Alberston and Parlange 1999; Clark et al. 2004; Maxwell et al. 2007). No es de extrañar, por tanto, que exista una demanda creciente por acoplar ambos medios mediante estudios interdisciplinarios (Shavit 2009; Santanello et al. 2018).

El comportamiento atmosférico influye en muchos factores alterando el comportamiento del suelo. La formación de una capa seca cerca de la superficie a menudo obliga a utilizar factores de resistencia a la difusión (Camillo and Gurney 1986; Kondo et al. 1990; van de Griend and Owe 1994) para adaptar los flujos calculados a las medidas observadas. A su vez, el espesor de la zona de difusión está relacionado con la capacidad del suelo para suministrar agua hacia el frente de evaporación. Este fenómeno ha recibido mucha atención en los últimos años (Lhemann et al. 2008; Shahræeni et al. 2012). Por otro lado, los cambios en la temperatura tienen un impacto directo sobre la energía disponible para evaporar el agua y calentar el suelo que, a su vez, modifica el comportamiento de la atmósfera en contacto. En definitiva, los flujos hacia la superficie del suelo están condicionados por el gradiente externo que depende de las variables atmosféricas (humedad, viento, radiación y temperatura). Este comportamiento acoplado condiciona el proceso de desecación y engloba a fenómenos todavía por aclarar y entender. En este sentido, la mecánica de suelos puede contribuir al estudio de la interacción suelo-atmósfera si, previamente, interioriza e incorpora los conceptos asociados a la dinámica atmosférica.

1.2 Objetivos

El objetivo principal de la tesis es el estudio, aplicación y análisis de una condición de contorno que incorpore el comportamiento atmosférico para reproducir procesos de desecación en suelos arcillosos. Como objetivos secundarios para conseguirlo se pretende dar a conocer el comportamiento atmosférico, evaluar la influencia de los parámetros del suelo para conocer los procesos físicos que responden a las medidas experimentales y determinar el papel de las grietas en la desecación.

Para poder realizar la tesis, el trabajo se ha estructurado en las siguientes fases:

1. Recopilación de información relativa a la desecación de suelos y revisión del estado de la cuestión sobre los fenómenos que involucran a la dinámica atmosférica (e.g. evaporación)
2. Estudio del comportamiento atmosférico. Selección de los procesos físicos que intervienen en la interacción suelo-atmósfera y revisión del estado de la cuestión.
3. Estudio de los modelos numéricos CODE_BRIGHT e HYDRUS. Adaptación de la condición de contorno al modelo CODE_BRIGHT y cálculo de simulaciones.
4. Estudio de ensayos de desecación previos y actuales, tanto en laboratorio como en condiciones reales. Análisis de los resultados obtenidos y relación existente con el comportamiento atmosférico. Identificación de los factores clave para la interpretación de resultados.
5. Estudio e implementación de un modelo meteorológico para reproducir un ensayo de desecación en condiciones reales.

1.3 Contenido de la tesis

La tesis se ha dividido en 8 capítulos entre los que se incluye esta introducción. La estructura de cada capítulo contiene una introducción, el desarrollo, que depende del tema tratado, y las conclusiones derivadas de la investigación.

En el **capítulo 2** se presenta el estado de la cuestión sobre la interacción suelo-atmósfera. De la revisión bibliográfica se desprenden las preguntas a las que responde cada capítulo de la tesis, por lo que el propósito del capítulo es dar un hilo conductor a los temas tratados en la investigación. Se justifica el estudio de la interacción suelo-atmósfera y se analizan los modelos de interacción disponibles. Se introduce el modelo escogido para la tesis, la ecuación de balance de energía en la superficie, y se describe las partes que la componen. Respecto a dicha ecuación, se identifican los aspectos por aclarar, que son la respuesta del suelo ante las variables atmosféricas y la influencia de las funciones de estabilidad de la resistencia aerodinámica. Posteriormente, se hace un análisis bibliográfico de la difusión y el mecanismo de evaporación en la interfaz suelo-atmósfera.

En el **capítulo 3** se ofrece un resumen del comportamiento de la capa de aire que interactúa con la atmósfera: la capa superficial. Para poder utilizar una condición de contorno que represente al comportamiento atmosférico es preciso, en primer lugar, conocer y entender la atmósfera. Conceptos alejados de la mecánica de suelos como estabilidad atmosférica, parcela de aire, temperatura potencial, turbulencia, tensión de Reynolds y teoría de la semejanza se explican en este capítulo. El objetivo es conocer y entender el comportamiento de los parámetros que intervienen en la ecuación de balance de energía en la superficie.

El **capítulo 4** contiene la comparación de resultados obtenidos a partir de los modelos HYDRUS-1D y CODE_BRIGHT para diferentes casos sintéticos (artificiales). En el capítulo se describen ambos modelos y cómo se implementa la condición de contorno atmosférica en cada uno. Los casos planteados responden a

condiciones atmosféricas distintas. Con ello se pretende identificar la importancia de los factores de estabilidad atmosférica y conocer cómo responde el suelo ante las variables atmosféricas.

En el **capítulo 5** se presenta la evolución y los resultados de una simulación en CODE_BRIGTH que reproduce un ensayo de desecación en la cámara ambiental del laboratorio de suelos de la UPC (Lakshmikantha 2009). El objetivo es conocer qué parámetros controlan la desecación y cómo influye la grieta perimetral en el proceso. Para ello, se resume el ensayo, se analizan los resultados experimentales y se explica el valor de los parámetros utilizados y las condiciones de contorno. Finalmente, se muestra la evolución de las simulaciones hasta la simulación THM final.

El **capítulo 6** consiste en una simulación con CODE_BRIGTH de los 10 primeros días de un ensayo de desecación en condiciones ambientales reales. La preparación y ejecución del ensayo pertenece a la tesis de Cordero (2018), miembro del equipo de investigación. Sin embargo, se hace un resumen del ensayo y se analizan los resultados experimentales. Posteriormente, se muestran las simulaciones numéricas que se han planteado desde dos enfoques distintos en relación a la condición de contorno atmosférica. En el primer enfoque, los valores de condición de contorno se han obtenido directamente a partir de las medidas experimentales de la instrumentación aérea. Una vez ajustado, en el segundo enfoque se han aplicado condiciones de contorno de flujo de calor latente, vapor y precipitación obtenidos del modelo meteorológico a mesoescala WRF-ARW. El objetivo del capítulo es doble: (1) aplicar y validar la metodología de cálculo del capítulo 5 para simular un ensayo de desecación en condiciones ambientales, y (2) comprobar si la condición de contorno obtenida de un cálculo atmosférico sirve para reproducir la desecación de la muestra.

En el **capítulo 7** se muestran y analizan los resultados de distintos ensayos de evaporación en laboratorio sobre bandejas que contienen agua, arena y arcilla. El propósito es dilucidar las medidas de evaporación de otros autores (Wilson et al. 1997; Blight 2002; Teng et al. 2014; Toollenar 2017; An et al. 2018) en las que la evaporación desde la superficie del suelo es superior que desde la superficie de agua libre.

Por último, en el **capítulo 8** se hace un compendio de las conclusiones expuestas en cada capítulo y se marcan futuras líneas de investigación.

1.4 Publicaciones

Actualmente se está trabajando en la redacción de dos artículos relacionados con el contenido de la tesis. En uno de ellos se hace una discusión sobre la condición de contorno atmosférica y la respuesta del suelo a partir de los resultados numéricos del capítulo 4 y los ensayos del capítulo 7. En el otro se explica el procedimiento para simular la desecación y los resultados obtenidos que se muestra en los capítulos 5 y 6.

Adicionalmente, durante el desarrollo de la investigación, el autor de esta tesis ha participado en los siguientes trabajos publicados en revista y congresos:

Revista

- Levatti, H.U., Prat, P.C., Ledesma, A., Cuadrado, A. and Cordero, J.A. (2017). Experimental analysis of 3D cracking in drying soils using Ground Penetrating Radar. *Geotechnical Testing Journal* 40(2):221-243, DOI: 10.1520/GTJ20160066

Congresos

- Prat, P. C., Ledesma, A., Cuadrado, A., and Levatti, H. U. (2013). Ground penetrating radar system for detection of desiccating cracks in soils. In 3rd International Symposium on Computational Geomechanics (COMGEO III). Edited by S. Pietruszczak and G.N. Pande, Kraków, Poland, 20-23 August. International Centre for Computational Engineering (IC2E), Rhodes, Greece, 249-258.
- Cordero, J., Cuadrado, A., Ledesma, A. and Prat, P.C. (2014). Patterns of cracking in soils due to drying and wetting cycles. In 6th International Conference on Unsaturated Soils (UNSAT 2014). Edited by N. Khalili, A. Russell and A. Khoshghalb, Sydney, Australia, 2-4 July. Taylor and Francis, pp. 381-387.
- Cordero, J., Prat, P.C., Ledesma, A. and Cuadrado, A. (2015). Cracking behaviour of silty clay soil under drying-wetting cycles. In Shrink-swell processes in soil – Climate and construction. Ed. J.-P. Magnan, IFSTTAR, Marne-la-Vallée, France, pp. 81-90.
- Cordero, J., Cuadrado, A., Prat, P.C. and Ledesma, A. (2016). Description of a field test involving cracking in a drying soil. In Proceedings, 3rd European Conference on Unsaturated Soils (E-UNSAT 2016), DOI: 10.1051/e3sconf/20160912005.
- Cordero, J., Prat, P.C., Ledesma, A., and Cuadrado, A. (2018). Large test to study the role of soil-air interaction in soil cracking. In Proceedings, 7th International Conference on Unsaturated Soils (UNSAT 2018), Hong-Kong, Vol. 2, pp. 1261-1266. ISBN: 978-988-14032-2-3.

Capítulo 2

Identificación del problema y estado de la cuestión

2.1 Introducción

En este capítulo se justifica el contenido y la estructura de la tesis mediante el desarrollo de qué se estudia y por qué. El propósito es dar un hilo conductor a las cuestiones tratadas en la investigación y destacar los objetivos perseguidos.

El contenido de cada sección va acompañado de la revisión bibliográfica. Saber qué estudios existen y qué problemas e incógnitas plantea permite conocer el estado de cada cuestión. En la investigación no se ha aplicado toda la información bibliográfica consultada, pero conocerla ayuda a identificar el problema, interpretar los resultados y plantear futuras investigaciones.

El capítulo se ha estructurado en tres apartados además de esta introducción y las conclusiones finales. En el segundo apartado se habla de la experiencia acumulada en trabajos previos sobre agrietamiento de suelos por desecación. Estos trabajos son el punto de partida para estudiar el problema de la interacción suelo-atmósfera, que se trata en el tercer apartado y constituye el eje central de la tesis. El cuarto apartado se centra en la evaporación, un fenómeno clave en la interacción, a través de un resumen de los estudios más destacados.

2.2 Análisis previo: del agrietamiento a la interacción

En el grupo de investigación en el que se ha desarrollado esta tesis se ha trabajado en los últimos años en suelos no saturados. En particular, en el estudio de su agrietamiento por desecación. El resultado en este ámbito han sido tesis doctorales

(e.g. Ávila 2004; Lakshmikantha 2009; Levatti 2015), artículos en revistas (e.g. Rodríguez et al. 2007; Lakshmikantha et al. 2012; Levatti et al. 2017) y publicaciones en congresos (e.g. Lakshmikantha 2008; Cordero et al. 2014, 2016). La mayoría se han hecho a partir de ensayos de laboratorio y se centran en la morfología y el estudio hidromecánico del fenómeno de agrietamiento por desecación. En ellos puede encontrarse abundante información sobre otros trabajos destacados en el campo del agrietamiento de suelos (e.g. Abu-Hejleh and Znidarčić 1995; Konrad and Ayad 1997a, 1997b; Kodikara et al. 2004).

A partir de la experiencia acumulada, durante el desarrollo de la tesis se ha pasado del estudio del agrietamiento de suelos por desecación al de la interacción suelo-atmósfera. La transición se justifica por la necesidad de saber más sobre la condición de contorno a utilizar en modelos de desecación. Es decir, mientras existe cierto consenso en que el agrietamiento está relacionado con un aumento del par succión-retracción (Blight 1997; Rodríguez et al. 2007), se conoce poco sobre cómo modelar la atmósfera y su efecto en un suelo sometido a desecación. Se trata del paso previo a la modelación del agrietamiento.

Uno de los análisis que ha llevado al estudio de la interacción suelo-atmósfera ha sido el de los ensayos en cámara ambiental del capítulo 7 de Lakshmikantha (2009). En el capítulo 5 se explica en detalle uno de ellos y aquí solo se hace un breve resumen para mayor claridad.

En los ensayos de Lakshmikantha (2009) se sometieron a desecación tres muestras de un mismo suelo en el interior de una cámara cerrada con control de la humedad y la temperatura. La cámara recibe el nombre de *cámara ambiental*. Las muestras tenían una humedad gravimétrica inicial cercana al 30% y en la cámara se impuso una humedad relativa (HR) del 40% y una temperatura de 35 °C. La pérdida de agua por evaporación se medía con el peso total de la muestra controlado por células de carga. En la Figura 2.1 se ha representado la evolución de la humedad del suelo (w) en el tiempo y el estado final de cada muestra, identificadas por el diámetro (80 y 40 cm) y la altura inicial (10 cm). Los moldes tenían una base rugosa excepto uno que tenía el fondo liso, identificado con la letra "P". A continuación se hacen algunas observaciones de interés sobre los ensayos:

1. La muestra 40-10 solo tuvo una abertura o grieta perimetral debido a la separación del molde por retracción.
2. Se estima que la separación del molde por retracción en todos los ensayos comenzó entre las 96 h y las 192 h desde el inicio.
3. La muestra 80-10 comenzó a agrietarse a las 192 h y la 80-10-P a las 72 h.
4. Durante los primeros 4 días las muestras estaban saturadas y los sensores indicaban succión casi nula.
5. En la muestra 40-10 la humedad aumenta a las 150 h y en la muestra 80-10-P a las 600 h (Figura 2.1). Hay otros picos puntuales de humedad a distintas horas que se asocian la manipulación de los sensores o cortes de luz esporádicos durante los ensayos.

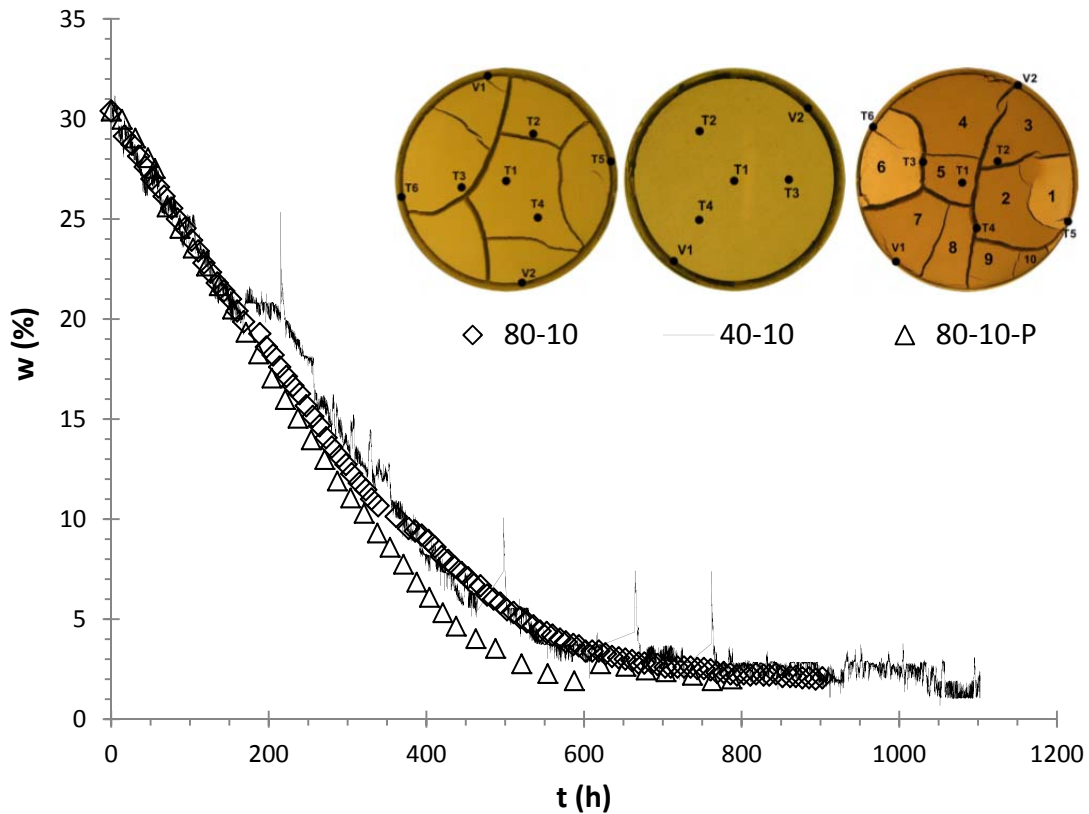


Figura 2.1. Pérdida de humedad de los ensayos realizados en la cámara ambiental y estado final de las muestras (modificado de Lakshmikantha 2009).

En la Figura 2.1 se observa que la pérdida de humedad de las muestras es aproximadamente lineal hasta las 350 h. Sin embargo, el agrietamiento en todas ellas comienza antes. Una tasa de pérdida de humedad constante indica que la tasa de evaporación también es constante. Esto es llamativo por dos motivos: (1) la muestra 40-10, en contraste con las otras dos muestras, no contiene grietas internas en superficie y (2) la aparición de grietas internas en las otras muestras no modifica la tasa de evaporación hasta las 350 h. Por otro lado, la pérdida de humedad de la muestra 40-10 se sitúa por debajo de la 80-10 entre las 350h y las 600 h. Es decir, su pérdida de humedad es mayor a pesar de no tener grietas internas. La muestra 80-10-P es la más agrietada y su pérdida de humedad solo es ligeramente superior a la de la muestra 40-10.

En contraste con otras afirmaciones, el análisis de la Figura 2.1 indica que la influencia del agrietamiento es pequeña durante el proceso de evaporación. Song et al. (2016) dicen que las grietas mantienen la tasa de evaporación inicial constante, pero es difícil imaginar que la aparición de las grietas en el tiempo y el espacio coincida para mantener la tasa constante. Cui et al. (2012) apuntan a que la relación de grietas en superficie (*cracking surface ratio*; R_{cs}) o el espesor ponderado (*weighted width*; W_w), que son indicadores del estado de agrietamiento del suelo, sirven para el análisis de evaporación de suelos agrietados. No obstante, no dicen cómo deben aplicarse ni establecen relación alguna entre la evaporación y

la aparición de grietas. De hecho, la tasa de evaporación en su ensayo también es constante e incluso en algún tramo decrece coincidiendo con la aparición de grietas. Por otro lado, Ritchie and Adams (1974) atribuyen a las grietas un papel importante en la evaporación, aunque es probable que sus conclusiones se deban a las condiciones forzadas de sus ensayos. Por lo tanto, ¿cómo influyen las grietas en la evaporación?

Para estudiar el efecto de las grietas durante la desecación de un suelo se ha realizado un modelo que reproduce el ensayo de la muestra 40-10 (Figura 2.1). En el capítulo 5 se detalla el proceso seguido para su elaboración y los resultados obtenidos. Sin embargo, un modelo así exige utilizar una condición de contorno que imite a la atmósfera. Entonces, ¿qué condición de contorno es la adecuada?

En el campo de la geotecnia es habitual usar la humedad relativa (HR) como sustituta del aire por encima del suelo, pero se ha detectado que no es suficiente. A continuación se citan dos ejemplos que apuntan en este sentido:

1. En Rodríguez et al. (2007) se describe un modelo hidromecánico hecho con el programa CODE_BRIGHT (Olivella et al. 1994, 1996; Gens and Olivella 2001; DETCG 2016) que reproduce el agrietamiento de un suelo durante su desecación en un ambiente de succión controlada. Para poder ajustar el modelo, la condición de contorno de HR se puso a cierta distancia por encima de la muestra y el coeficiente β (Apéndice B de Rodríguez et al. 2007), que actúa como coeficiente de transferencia entre la superficie y la atmósfera, se obtuvo por ajuste sin conocer la razón de su valor. Estas dificultades con la condición de contorno de flujo aplicada se confirmaron mediante comunicación verbal con dos de los autores (Sánchez, M. y Ledesma, A.).
2. La Figura 2.2 (Cordero 2018) muestra la evolución en el tiempo de la masa de agua evaporada (por unidad de superficie) y de la humedad relativa de dos ensayos sobre un mismo suelo. Uno de los ensayos se hizo en condiciones naturales en las instalaciones Agrópolis de la UPC y el otro en la cámara ambiental. La HR del aire en el ensayo en condiciones ambientales oscila entre el 30 y el 95%; puntualmente baja hasta el 20% entre las 150 h y 200 h. En la cámara ambiental, la HR del aire está entre el 30% y el 35%. Nótese que la pérdida de agua es superior para la muestra en condiciones naturales a pesar de que la HR es superior a la de la cámara casi todo el tiempo.

Los ejemplos anteriores muestran que la HR del aire puede alejarse del valor real en la superficie del suelo. Además, cuando otras variables atmosféricas (e.g. radiación, temperatura y viento) intervienen, es necesario incluirlas en la condición de contorno para reproducir la evaporación.

En el ámbito geotécnico todavía es difícil encontrar modelos en los que se incluyan variables atmosféricas en la condición de contorno (Blight 1997, 2002; Bitelli et al. 2008). El desconocimiento de la dinámica atmosférica, la complejidad de la interacción suelo-atmósfera o la falta de un marco teórico para ejecutar

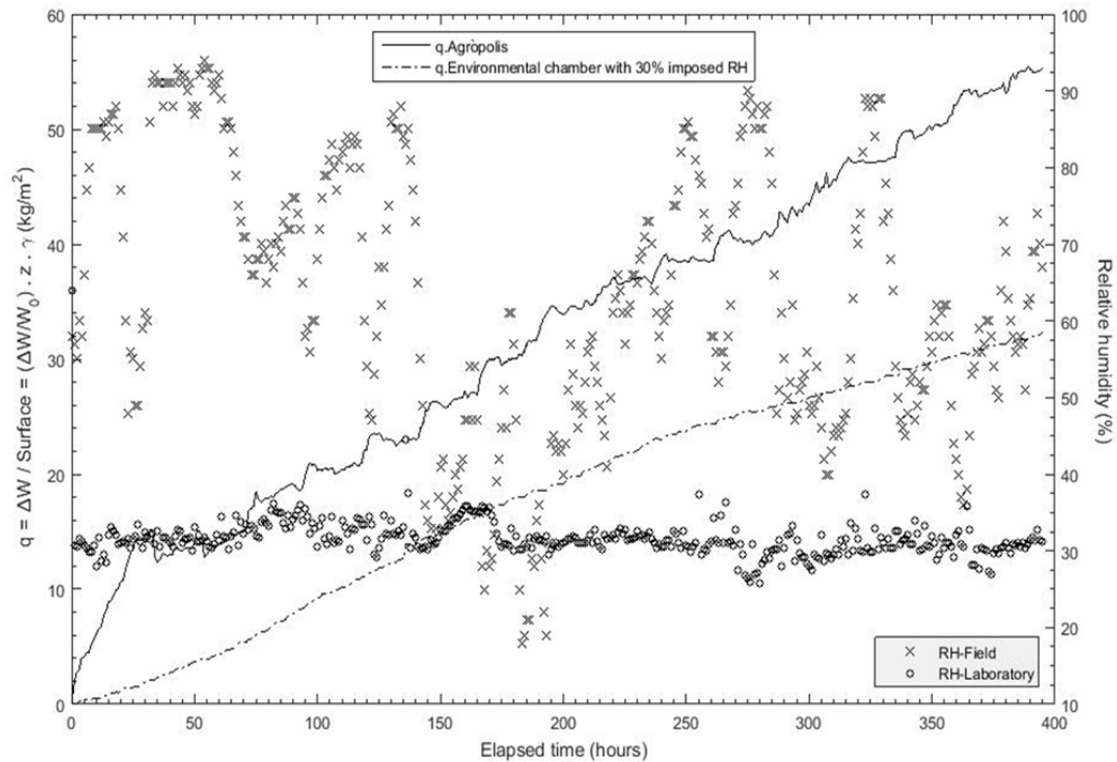


Figura 2.2. Evolución de la pérdida de agua en el tiempo y de la humedad relativa (*relative humidity*) como criterio comparativo entre un ensayo en condiciones naturales y otro en cámara ambiental con el suelo de las instalaciones Agrópolis (Cordero 2018).

ensayos de campo e interpretarlos podrían ser las causas (Blight 1997; Lee et al. 2005; Smits et al. 2012). Por estos motivos, para estudiar la interacción suelo-atmósfera, primero es necesario saber qué condiciones de contorno hay disponibles y por qué se caracterizan. En los siguientes apartados se justifica la opción escogida para la investigación y se explica qué se ha hecho con ella.

2.3 La interacción suelo-atmósfera

Modelar la interacción suelo-atmósfera es un gran reto. No solo por su dificultad, sino también por su repercusión. La interacción engloba a muchos fenómenos (e.g. evaporación, condensación, conducción de calor) que afectan tanto a la industria como a la vida en la tierra. La predicción del tiempo atmosférico, el clima de una región, la optimización de cultivos o la estabilidad de construcciones sobre suelos que se agrietan son algunos ejemplos. En consecuencia, el intercambio de masa y energía entre ambos medios se ha estudiado desde distintas disciplinas científicas.

En el campo de la meteorología hay ejemplos de cómo se ha intentado modelar la interacción suelo-atmósfera (e.g. Noilhan and Planton 1988; Alberston and Parlange 1999; Clark et al. 2004; Maxwell et al. 2007). En líneas generales, este tipo de trabajos muestran la influencia del suelo sobre fenómenos meteorológicos tales como tormentas, lluvia o viento. Sin embargo, las escalas espaciales y

temporales del estudio atmosférico, distintas en comparación con las del estudio geotécnico, y las simplificaciones adoptadas en relación al suelo son los principales inconvenientes para modelar correctamente la interacción (Santanello et al. 2018).

En el campo de la física de suelos, que podría englobar a disciplinas como la agronomía o la hidrología entre otros, existen muchos ejemplos del estudio de la interacción suelo-atmósfera. Trabajos como los de Penman (1948) o Penman and Long (1959) fueron pioneros en el estudio de la interacción para predecir la evaporación. Sobre esta base, Monteith (1965) elaboró la conocida ecuación combinada de Penman-Monteith, que asentó los fundamentos físicos con cartas psicrométricas para predecir la evaporación en superficies con vegetación. Desde entonces, y con la aparición de los métodos numéricos y las primeras computadoras, son muchos los trabajos que han abordado la interacción entre el suelo y la atmósfera (e.g. van Bavel and Hillel 1976; Schelde et al. 1988; Parlange et al. 1998; Bitelli et al. 2008; Haghghi and Or 2013; Fetzer et al. 2016).

Cada disciplina científica aborda la interacción desde enfoques distintos. Unos se centran en el comportamiento del suelo mientras que otros lo hacen en el de la atmósfera. No obstante, el acoplamiento de un medio poroso como el suelo con un fluido como el aire es un fenómeno muy difícil de modelar y todo apunta a que debe tratarse de forma interdisciplinar (Shavit 2009). Los flujos de masa y energía cerca de la superficie del suelo están condicionados por las variables atmosféricas (humedad, temperatura, radiación, viento) y el suelo responde en función de sus propiedades y estado (porosidad, conductividades, gradientes). De este modo, a la dificultad intrínseca de fenómenos todavía por aclarar en cada medio (e.g. evaporación en el interior del suelo, turbulencia del aire), hay que añadir la interacción en una estrecha franja alrededor de la superficie entre dos medios gobernados por leyes constitutivas dispares.

Para saber cómo puede tratarse la interacción suelo-atmósfera hay que conocer qué modelos existen y qué características presenta cada uno de ellos. A continuación se hace una clasificación de los modelos que reproducen al medio poroso, a la atmósfera y la interacción entre ellos.

2.3.1 Clasificación de modelos de interacción

En la bibliografía consultada se han encontrado distintos modelos para modelar el suelo, el aire y la interacción. Para ordenar los modelos y conocer sus ventajas e inconvenientes, Vanderborght et al. (2017) hacen una clasificación detallada de las características de cada uno y en Fetzer et al. (2017) un estudio comparativo entre ellos. En este apartado se resume la clasificación de Vanderborght et al. (2017), se citan ejemplos para cada caso y se identifican los modelos utilizados en la tesis.

Modelos de medio poroso (MP)

Sirven para describir los flujos de agua y calor en el suelo. En orden decreciente de dificultad se tiene:

- **(MP-1) Ecuaciones de balance:** se trata de una descripción completa del transporte de agua y vapor mediante las ecuaciones de balance. Para conseguirlo es necesario computar el transporte de las especies agua y aire en los flujos de las fases líquida y gas. El balance de energía y las ecuaciones constitutivas que gobiernan el suelo también deben estar incorporadas. El programa CODE_BRIGTH (Olivella et al. 1994, 1996; Gens and Olivella 2001; DETCG 2016) utilizado en la investigación incluye esta formulación.
- **(MP-2) Fase y media:** consiste en la MP-1 pero con la presión de gas constante. No se calcula el flujo de aire pero sí la difusión de vapor a partir del cambio en la saturación. El principal inconveniente es que no se considera el efecto del flujo de aire sobre el de agua líquida y vapor. No obstante, su influencia se supone pequeña. Esta opción reduce el gradiente de temperatura en el aire interno y es una posible explicación al uso de factores de mejora de la difusión (Phillip and De Vries 1957). Los modelos hechos con CODE_BRIGTH (Olivella et al. 1994, 1996; Gens and Olivella 2001; DETCG 2016) se han realizado con esta simplificación. El programa HYDRUS-1D (Šimůnek et al. 2013) también la utiliza, pero con la ecuación de Richards. En el capítulo 4 se han comparado los dos programas para analizar la influencia de algunas variables atmosféricas. Más adelante se justifica por qué se han comparado ambos programas.
- **(MP-3) Fase y media isoterma:** igual que MP-2 pero con temperatura constante.
- **(MP-4) Una fase isoterma:** solo se resuelve el flujo advectivo de líquido.

Modelos atmosféricos (MA)

Describen el flujo libre de aire. En orden decreciente de dificultad se tiene:

- **(MA-1) Ecuaciones de balance:** se trata de las ecuaciones de balance de momento, masa y energía que conducen a las ecuaciones de Navier-Stokes. La turbulencia y otros términos pueden parametrizarse utilizando la descomposición de Reynolds, que da como resultado términos de difusión, conducción y tensión turbulenta. Este tipo de modelos son los que más se aproximan y el principal inconveniente es su elevado coste computacional.
- **(MA-2) Simplificación de MA-1:** para reducir el coste computacional de MA-1, a menudo se acepta que el viento horizontal medio, la temperatura y la HR solo cambian en la vertical lentamente. También implica que la componente vertical media de viento es nula tanto en el suelo como en el aire. Esta simplificación requiere que los flujos de momento, vapor y calor sensible sean constantes en la vertical por encima del suelo. Así, el transporte vertical se produce por el movimiento turbulento. Normalmente, estas condiciones se producen en zonas extensas con evaporación homogénea en la superficie del suelo. Es decir, homogeneidad en la superficie de contenido de agua,

temperatura, flujos de vapor y rugosidad. El modelo MA-2 es compatible con la simplificación MP-2 y la consecuencia directa es que permite simular la interacción suelo-atmósfera mediante coeficientes de transferencia llamados *resistencias aerodinámicas*.

El uso de modelos atmosféricos implica conocer el comportamiento de la atmósfera y, en general, de fluidos. Conceptos desconocidos para el ingeniero geotécnico, como turbulencia o longitud de rugosidad, entre otros, son clave para entender la dinámica atmosférica que hay que modelar a través de una condición de contorno. Por este motivo, en el capítulo 3 se explica con cierto detalle el comportamiento atmosférico de la capa en contacto con el terreno: la capa límite atmosférica. En dicho capítulo se justifica las hipótesis que asume el modelo MA-2, cuya base teórica está en la micrometeorología.

Modelos de interacción (MI)

Compatibilizar los modelos expuestos para medios porosos y flujo libre atmosférico consiste en establecer continuidad de flujos y equilibrio termodinámico en la interfase. Los modelos de interacción se resumen principalmente en 4 categorías:

- **(MI-1) Acoplamiento completo:** consiste en imponer el equilibrio mecánico, químico y térmico en una estrecha franja alrededor de la superficie del suelo. Un aspecto destacado es el equilibrio que debe existir entre las fuerzas normales y tangenciales entre el gas del suelo y el que hay en el aire. El equilibrio requiere del uso de ecuaciones de compatibilidad como pueden ser la condición de Beavers-Joseph (Beavers and Joseph 1967; Saffman 1971; Nield 2009) o la corrección de Brinkman (Brinkman 1949; Nield 2009) en la ley de Darcy. Además, otro gran inconveniente es que la rugosidad de la superficie necesita parametrizarse, puesto que es fuente de turbulencia.

Implementar este tipo de modelos requiere un alto conocimiento de mecánica de fluidos y todavía se encuentran en sus etapas iniciales (Nield 2009; Shavit 2009; Chydiagwai and Rivière 2011; Mosthaf et al. 2011, 2014; Fetzer et al. 2016). Para resolverlos hay que plantear todas las ecuaciones de flujo y transporte en tres dimensiones en el suelo y en el aire. El elevado conocimiento del comportamiento de ambos medios lleva a la necesidad creciente de un estudio interdisciplinar (Nield 2009). Mientras tanto, como apunta Wilson et al. (1994), el problema del intercambio turbulento con la atmósfera solo puede resolverse con aproximaciones más o menos empíricas.

- **(MI-2) Modelos completos de turbulencia y rugosidad:** se citan ejemplos de cómo tratar el problema de la rugosidad según la superficie y el flujo:
 - Si la superficie es muy lisa, es probable que la transferencia de masa y energía se produzca a través de la capa límite laminar encima del suelo. En estos casos no es necesario considerar la turbulencia. Un ejemplo es

Shahraeeni et al. (2012), que describe fenómenos de evaporación en la capa límite a partir de un modelo discreto de poros.

- Si la rugosidad de la superficie es elevada, la capa límite no se mantiene sobre la superficie y los efectos turbulentos son importantes (Fetzer et al. 2016). En este sentido, es interesante el modelo de Haghighi and Or (2013), que parametriza la turbulencia sobre poros discretos sin resolver por completo las ecuaciones de flujo.
- **(MI-3) Transferencia unidimensional entre el suelo y el aire:** consisten en imponer que el flujo de calor y de vapor son solo verticales. Esta simplificación coincide con MP-2 y MA-2. Al no considerarse el flujo lateral de gas, todo sucede en el flujo vertical de modo que, para una misma altura, la horizontal no presenta cambios en las variables. La transferencia unidimensional se ajusta más a la realidad siempre que los cambios atmosféricos en la horizontal de viento, temperatura y humedad sean despreciables, lo que sucede en extensiones grandes y homogéneas de terreno. Si es así, el perfil de viento es logarítmico y la difusión de temperatura y vapor en la atmósfera puede representarse a partir de coeficientes denominados *resistencias*.

Este modelo de interacción es el que se ha utilizado en la tesis y se basa en el uso de la ecuación de balance de energía en la superficie. Aunque se trata de una primera aproximación, permite modelar la interacción sin los inconvenientes de los modelos completos que resuelven el flujo atmosférico.

- **(MI-4) Modelos de flujo impuesto:** consiste en imponer flujos en los límites del modelo. Un ejemplo sería la imposición de una humedad en el contorno, que se traduce en un flujo de vapor determinado.

Los modelos de interacción completa (MI-1 y MI-2) no están desarrollados y el modelo más sencillo (MI-4) simplifica mucho la realidad. Por lo tanto, el modelo de interacción utilizado en esta tesis (MP-2, MA-2, MI-3) se centra en la ecuación de balance de energía en la superficie como una aproximación al comportamiento atmosférico y su interacción con el suelo. A continuación se avanza su significado y se citan algunos estudios relacionados con su uso.

2.3.2 La ecuación de balance de energía en la superficie (EBS)

Entre el suelo y la atmósfera se producen, principalmente, flujos de energía asociados a cuatro fenómenos físicos: absorción o emisión de radiación electromagnética a través de la superficie (radiación neta, R_n); conducción térmica entre la superficie del suelo y la atmósfera en contacto (calor sensible, H); energía empleada en la evaporación de agua del suelo o condensación de vapor sobre la superficie (calor latente, LE) y conducción de calor en el interior del suelo (flujo de calor, G). La ecuación de balance de energía en la superficie (EBS) cuantifica estos flujos de forma acoplada mediante la Ecuación (2.1).

$$R_n = H + LE + G \quad (2.1)$$

El valor del flujo de calor en el suelo G cierra la ecuación y es la cantidad restante que queda después de descomponer la radiación en los calores sensible y latente. Se propaga a través del suelo en función de sus propiedades térmicas y es relativamente bien conocido (Wilson et al. 1994). Por su parte, la radiación neta solo depende de la forma en la que la energía asociada a los rayos solares llega a la superficie del suelo y de la capacidad de éste para reflejarlos, denominada *albedo*. El valor de la radiación neta depende poco de la dinámica atmosférica entre el suelo y la atmósfera, pero no sucede así con los flujos de calor sensible y latente.

El gradiente atmosférico de los flujos de calor sensible y latente condiciona la demanda evaporativa. Por lo tanto, la forma en que la atmósfera modifica los gradientes es fundamental para determinar su valor. La pregunta es cómo lo hace. Si se presta atención a la expresión de ambos flujos (Ecuaciones 2.2 y 2.3), la respuesta no es directa.

$$H = \frac{C_a(T_s - T_a)}{r_h} \quad (2.2)$$

$$LE = \frac{\lambda(\rho_s - \rho_a)}{r_a} \quad (2.3)$$

A las Ecuaciones (2.2) y (2.3) también se les llama del tipo *Ley de Dalton* (Wilson et al. 1994). El análisis dimensional es interesante para obtener las unidades. En el caso del calor sensible (H ; $\text{J m}^{-2}\text{s}^{-1}$), T (K) es la temperatura de la superficie del suelo (s) y del aire (a), C_a es la capacidad calorífica del aire ($\text{J m}^{-3}\text{K}^{-1}$) y, por lo tanto, r_h tiene unidades [s m^{-1}]. Un análisis similar puede hacerse con el flujo de calor latente (LE ; $\text{J m}^{-2}\text{s}^{-1}$), donde λ (J kg^{-1}) es el calor latente de vaporización y ρ es la densidad del aire en la superficie del suelo (s) y en la atmósfera (a). Se deduce, entonces, que r_h y r_a son dos parámetros que contienen la forma en la que la temperatura y el vapor de agua se dispersan en la atmósfera. Son las llamadas *resistencias aerodinámicas* a las que se hacía referencia en el resumen de modelos atmosféricos (MA-2). Por norma general, se ha observado que r_h y r_a son iguales (Louis 1979; Garrat 1977; Joffre 1982; Grennhut 1982) y su expresión es

$$r_h = r_a = \frac{1}{k^2 \bar{U}} \left[\ln \frac{z}{z_0} + \psi_H(\zeta) \right] \left[\ln \frac{z}{z_0} + \psi_M(\zeta) \right] \quad (2.4)$$

donde k es la constante de von Kármán, \bar{U} es la velocidad horizontal media del viento, z es la altura de medida de las variables atmosféricas o altura de referencia,

z_0 es la longitud de rugosidad y $\psi_{H,M}(\zeta)$ son factores de estabilidad atmosférica para el flujo de calor (H) y para el flujo de momento (M). El término ζ es un parámetro de estabilidad atmosférica adimensional que depende de la longitud de Monin-Obukhov: relación entre la tensión de corte creada por el viento y la flotabilidad del aire por convección para producir energía cinética turbulenta. En otras palabras, es una medida del comportamiento convectivo de la atmósfera que viene representado por la llamada *condición de estabilidad*. Si la atmósfera es estable, la convección tiende a suprimirse y estos coeficientes reducen la difusión; si es inestable, la favorecen; y si es neutra, no intervienen.

La Ecuación (2.4) ha sido utilizada por muchos autores (e.g. Camillo et al. 1983; Yamanaka et al. 1997; Saito et al. 2006; Cui et al. 2012). Sin embargo, ninguno de ellos explica qué significa, el porqué de su forma y qué fenómenos representa. La respuesta a todas estas preguntas, así como a otras relacionadas con la EBS, está alejada de los conceptos de mecánica de suelos y debe buscarse en el comportamiento de la capa límite atmosférica. A este propósito se ha dedicado el capítulo 3.

Variables atmosféricas

El análisis de la EBS no solo ha llevado al estudio del comportamiento atmosférico, sino que también al efecto que tiene sobre el suelo las variables atmosféricas y los factores de estabilidad. La revisión de algunos trabajos plantea preguntas simples, pero no por ello menos interesantes.

Mediante diferencias finitas, van Bavel and Hillel (1976) calcularon con la ecuación de balance la evaporación del agua en el suelo y la compararon con la evaporación potencial obtenida analíticamente por el método combinado de Penmann (1948). Utilizaron factores de estabilidad, pero no estudiaron ningún parámetro en concreto. Camillo et al. (1983) desarrollaron un modelo numérico que se actualiza con datos de sensores remotos para estudiar el suelo ante cambios atmosféricos. No utilizaron factores de estabilidad y detectaron que su modelo es muy sensible a la resistencia aerodinámica y a la conductividad térmica del suelo durante el día. Katul and Parlange (1992) desarrolla un modelo para obtener la evaporación de superficies húmedas a corto plazo. Se utilizaron los factores de estabilidad (2.4) de Brutsaert (1982) y concluyeron que usarlos mejora los resultados en comparación con no hacerlo. La comparación solo la muestran a través de coeficientes de regresión. Schelde et al. (1998) resaltan la importancia del calor sensible y latente en el ajuste de la ecuación de balance y la dificultad de medir en la superficie. Dificultad que se mantiene a día de hoy. En este caso, solo usan factores de estabilidad para condiciones inestables pero realizan un interesante análisis de la longitud de rugosidad (z_0). Concluyen que su valor influye mucho en el ajuste, y éste puede no responder a la verdadera naturaleza de la superficie (rugosa o lisa), sino al hecho de aceptar que tiene el mismo valor para la transferencia de calor y momento cuando en realidad son distintos. Saito et al.

(2006) también utilizan los factores de estabilidad pero no dicen nada sobre la influencia de unos u otros parámetros. Sucede lo mismo con Cui et al. (2012).

Muchos autores han utilizado la EBS en sus modelos. La mayoría coinciden en la importancia de la longitud de rugosidad (z_0), algunos sobre la influencia de la conductividad térmica, y unos pocos indican que es importante utilizar los factores de estabilidad. Sin embargo, no se ha encontrado un análisis de cómo las variables atmosféricas (e.g. viento, radiación y factores de estabilidad) afectan al suelo.

Analizar el efecto de las variables atmosféricas contribuye a entender la fenomenología de la desecación y la respuesta del suelo ante distintas condiciones externas. Por este motivo, en el capítulo 4 se ha hecho un estudio comparativo de casos sintéticos a los que se les aplica distintas condiciones atmosféricas. Además de ver la respuesta del suelo, el análisis ha servido para comparar dos programas (HYDRUS y CODE_BRIGHT) que utilizan formulaciones distintas (ecuación de Richards y balance de especies).

EBS vs Flujos atmosféricos

El uso de modelos atmosféricos no solo implica conocer el comportamiento de la atmósfera, sino también la elección y colocación de instrumentación atmosférica compleja de alto coste económico. Para evitar estos inconvenientes, se han planteado las siguientes preguntas: ¿qué sucede si en un modelo se imponen los flujos de la EBS a partir de modelos atmosféricos? ¿Mejoran los resultados?

Para responder a estas preguntas, en el capítulo 6 se muestran los resultados de simulaciones de un ensayo de desecación en condiciones reales. Las simulaciones se han calculado con dos enfoques. En el primero, los valores de condición de contorno de la EBS se han calculado a partir de medidas atmosféricas en la zona de ensayo. En el segundo, las condiciones de contorno se han sustituido por flujos atmosféricos obtenidos de un modelo meteorológico.

2.4 Evaporación de agua

La evaporación es uno de los principales procesos de transferencia de masa y calor en la interacción suelo-atmósfera. Su estudio ha centrado un gran número de investigaciones dada su complejidad e importancia en aplicaciones como la agricultura; la construcción; la hidrología; la industria alimentaria, papelera y cosmética e incluso la ingeniería biomédica (Lehmann et al. 2008; Shokri et al. 2009a). En el campo de la geotecnia, la evaporación también es importante. Algunos ejemplos son el diseño de capas de suelo de cobertura o clausura en vertederos, estimación de la humedad en terraplenes y diques para determinar su integridad, prevención del hinchamiento bajo cimentaciones o el estudio de regiones en proceso de desertificación (Teng et al. 2014).

La precisión de los modelos para reproducir la interacción suelo-atmósfera depende en gran parte de la capacidad para simular la evaporación. Se sabe que la

evaporación está gobernada por las variables atmosféricas, y que la respuesta hidráulica del suelo depende de los poros y su distribución. No obstante, la combinación de estos factores para explicar el flujo advectivo y difusivo de agua desde el interior del suelo hasta la atmósfera todavía es un reto. A continuación se resumen los principales procesos que intervienen en la evaporación, las incógnitas que presentan y el estado del conocimiento sobre ellas.

2.4.1 La curva de evaporación

En la desecación de un suelo se identifican tres fases de evaporación sobre las que existe consenso por parte de muchos autores (e.g. Van Brakel 1980; Hillel, 2003; Lehmann et al. 2008; Shokri et al. 2009a, 2009b; Gerard et al. 2010; Haghghi and Or 2013). En condiciones atmosféricas cuasi-estacionarias y sin recarga freática, el esquema de las fases de desecación es el de la Figura 2.3 (Hillel 2003). La Figura 2.3a muestra curvas de evaporación en el tiempo en función de diferentes tasas de evaporación. La Figura 2.3b muestra la evolución temporal como cociente entre la evaporación real y la potencial, llamada *evaporación relativa*, en igualdad de condiciones. La evaporación potencial a menudo se iguala a la evaporación del agua libre y se supone que es mayor o igual a la evaporación del agua desde el suelo. Habitualmente, la evaporación relativa se utiliza como elemento comparativo para evaluar la evaporación real. Este aspecto también se ha tratado en el capítulo 7 de la tesis y se comentará más adelante. Las características de cada fase son:

- **Fase 1 o de tasa constante (*constant-rate*):** la tasa de evaporación se mantiene constante con un valor próximo a la evaporación potencial. El aumento del gradiente de succión compensa la reducción de la conductividad hidráulica y el suministro de agua líquida hacia la superficie satisface la demanda evaporativa externa. El contenido de humedad del suelo no es un factor limitante y la tasa de evaporación está limitada por las condiciones meteorológicas (radiación, viento, temperatura y humedad del aire) (Hillel 2003). En igualdad de condiciones, esta fase es más larga para un suelo de grano fino que para uno de grano grueso (Hillel 2003; Lehmann et al. 2008; Shaharaeeni et al. 2012). Si la tasa de evaporación es muy elevada, entonces puede que esta fase no exista tal y como sucede en la curva 1 de la Figura 2.3a.
- **Fase 2 o de descenso (*falling-rate*):** la tasa de evaporación decrece de forma no lineal. La capacidad para suministrar agua a la superficie está limitada por el suelo y no se cubre la demanda evaporativa. El flujo de agua líquida se reduce a favor de un aumento progresivo del flujo de vapor en el interior del suelo, que pasa a dominar la evaporación. Esta fase puede durar más que la fase 1 según las condiciones externas (Hillel 2003).
- **Fase 3 o de tasa lenta (*slow-rate*):** el descenso de la tasa de evaporación es

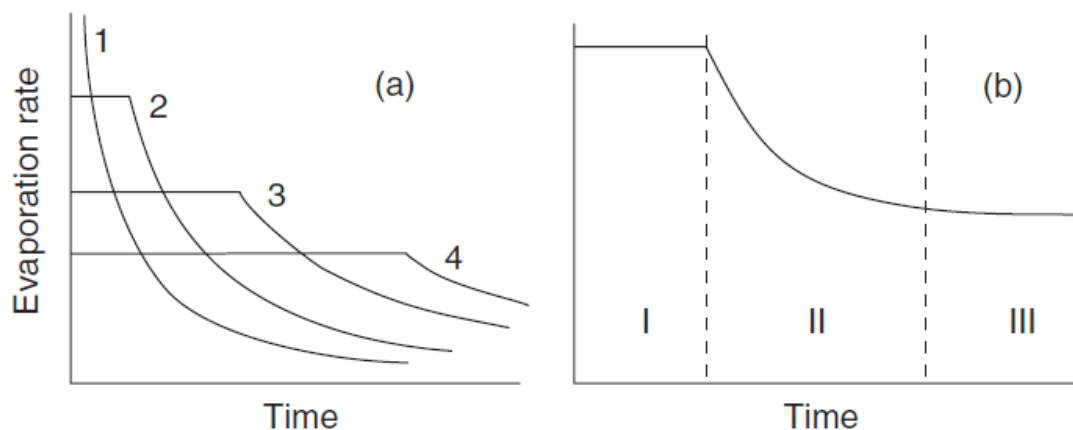


Figura 2.3. (a) Tasa de evaporación en el tiempo bajo distintas demandas evaporativas en orden decreciente de 1 a 4; (b) las tres fases de evaporación en el tiempo como cociente entre la tasa de evaporación real y potencial (Hillel 2003).

muy lento y se produce cuando la superficie del suelo está muy seca. La difusión de vapor en el interior del suelo domina la evaporación. En el caso de un secado rápido de la superficie, la baja conductividad hidráulica de la zona superior actuaría de barrera y esta fase podría prolongarse durante meses. La transición respecto a la fase anterior suele ser difusa (Hillel 2003).

Las tres fases pueden verse alteradas si las condiciones no son cuasi-estacionarias. La presencia de un nivel freático profundo que recargue de agua la capa superior del suelo; el ciclo día-noche o unas condiciones atmosféricas variables son algunos ejemplos de situaciones que alteran la forma de la curva de desecación de un suelo.

En el caso de un suelo sometido a desecación en condiciones cuasi-estacionarias es interesante destacar dos aspectos relacionados con la fase 1 de la Figura 2.3.

1. Nótese que la curva 1 (Figura 2.3a) no tiene una fase de evaporación constante en comparación con el resto. Por este motivo, algunos autores prefieren denominar a la fase 1 como aquella en la que se suministra agua líquida a la superficie en lugar de tasa constante. Para Lehmann et al. (2008), el hecho de que no haya tasa constante de evaporación durante la fase 1 en sus muestras de arena sucede a partir de una tasa de evaporación inicial de 5 mm/día, mientras que para Haghighi et al. (2013) se produce con un viento superior a 3.5 m/s. Todavía no existe consenso sobre la tasa que produce este comportamiento, y podría depender del tipo de suelo, de la turbulencia o de otros factores aún por determinar. La forma de la curva de evaporación durante la fase 1 ha sido estudiada por Yiotis et al. (2007) y Shahraeeni et al. (2012). Sus modelos numéricos muestran un mecanismo tridimensional de difusión de vapor en la atmósfera en función del espesor de la capa límite del

aire. Más adelante se hablará de ellos al tratar la difusión de vapor en la zona superior del suelo.

- La Figura 2.3b muestra la evolución temporal de la evaporación relativa, expresada como cociente entre la evaporación real de un suelo (E_a) respecto de la evaporación potencial (E_p). Muchos autores aceptan que el máximo valor del cociente E_a/E_p es la unidad (e.g. Suzuki and Maeda 1968; Schlünder 1988; Wilson et al. 1994; Yiotis et al. 2007; Shahraeeni et al. 2012; Teng et al. 2014). Sin embargo, algunos resultados experimentales indican que la evaporación del agua en el suelo en algunos casos es superior a la evaporación del agua libre en igualdad de condiciones (Blight 2002; Teng et al. 2014; Tollenaar 2017). El capítulo 7 de la tesis aborda esta discrepancia.

2.4.2 Difusión de vapor en el suelo

La evaporación de un suelo puede dividirse en dos procesos como los de la Figura 2.4 (modificada de Teng et al. 2014). q_s^* es la humedad saturada del aire, q_s la humedad del aire en la superficie y T_s la temperatura del suelo. La atmósfera tiene humedad q_a y temperatura T_a .

En la figura, el proceso I (*process I*) consiste en la difusión molecular desde una superficie evaporativa (*evaporating surface*) en el interior hasta la superficie del suelo (*soil surface*). La superficie evaporativa, también llamada *frente de evaporación*, tiene continuidad de agua en los poros y el aire sobre ella está saturado. El término r_s es la llamada *resistencia de superficie* y representa la dificultad de la difusión del vapor al atravesar esa zona. El proceso II (*process II*) está caracterizado por la resistencia aerodinámica r_a (Ecuación 2.4), que es la resistencia de la atmósfera a la difusión del vapor desde la superficie del suelo hasta una determinada altura de referencia (*atmosphere at reference height*).

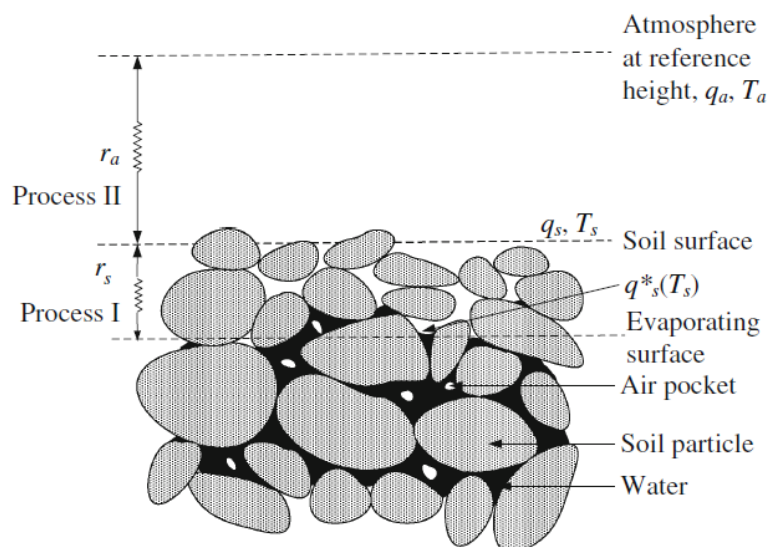


Figura 2.4. Esquema de resistencias de vapor a la difusión desde los poros internos hasta la atmósfera (modificado de Teng et al. 2014).

Con el planteamiento de la Figura 2.4, la evaporación en cada proceso sería (Kondo et al. 1990; van de Griend and Owe 1994; Aluwihare and Watanabe 2003; Teng et al. 2014):

$$E_I = \rho \frac{q_s^* - q_s}{r_s} \quad (2.5)$$

$$E_{II} = \rho \frac{q_s - q_a}{r_a} \quad (2.6)$$

y por continuidad la evaporación total es

$$E_I = E_{II} = E = \rho \frac{q_s^* - q_a}{r_a + r_s} \quad (2.7)$$

Es decir, la evaporación del agua desde el suelo hacia la atmósfera depende de la dificultad del suelo y la atmósfera, expresado como resistencias, a la difusión del vapor. A continuación se resume el estado del conocimiento respecto a la difusión del vapor en el interior del suelo. La difusión en el aire se trata extensamente en el capítulo 3.

Factor de mejora de la difusión

Los primeros estudios sobre el acoplamiento termo-hidráulico (e.g. Gurr et al. 1952; Taylor and Cavazza 1954; Philip and de Vries 1957) muestran un aumento del flujo de vapor en el interior del suelo en comparación con la predicción de la ley de Fick (Campbell and Norman 1998). Según Philip and de Vries (1957), las causas de la mejora de la difusión son dos: (1) un mecanismo de condensación-evaporación en zonas aisladas de líquido y (2) una diferencia local de conductividades térmicas que aumenta el gradiente. Parlange et al. (1998) establece que la mejora se debe a las células convectivas del vapor como resultado de la expansión-retracción del suelo durante el ciclo diario. Sin embargo, en su estudio siguen utilizando factores de mejora para humedades altas. Estas hipótesis todavía no han sido probadas (Ho and Webb 1988; Shokri et al. 2009b; Smits et al. 2012), pero la mejora de la difusión en el suelo se ha utilizado en numerosos trabajos para reproducir las medidas observadas (e.g. Parlange et al. 1998; Schelde et al. 1998; Saito et al. 2006; Bitelli et al. 2008; Sakai et al. 2009; Smits et al. 2011; Han and Zhou 2013; Gran 2015).

Resistencia de superficie a la difusión

En contraposición al factor de mejora de la difusión, aparece la resistencia de superficie r_s , que representa la dificultad del vapor a la difusión por encima del

frente de evaporación (Figura 2.4). El vapor que atraviesa a la capa seca no está necesariamente en equilibrio con el contenido de humedad de los poros y se necesita el uso de un término de resistencia superficial (Kondo et al. 1990; Camillo and Gurney 1986; Bitelli et al. 2008).

Muchos autores han obtenido expresiones empíricas de la resistencia de superficie en función del agua presente en la capa superficial del suelo (Tabla 2.1). Camillo and Gurney (1986) obtienen una expresión lineal a partir del contenido volumétrico de agua del primer centímetro por debajo de la superficie, consiguiendo reducir el error y las correcciones de evaporación en su modelo; Kondo et al. (1990) deducen una expresión potencial a partir de la humedad de los dos centímetros superficiales en ensayos de evaporación en moldes al aire libre; van de Griend and Owe (1994), a partir de ensayos en cámara con circulación de aire, proponen dos expresiones en función del contenido volumétrico del centímetro superficial: una exponencial si es menor al 15% y otra constante si es mayor. En todas las expresiones la resistencia aumenta a medida que se reduce la humedad de la superficie.

La resistencia de superficie ha sido ampliamente utilizada, aunque su unicidad todavía es muy discutida. Cada expresión se ha obtenido a partir de condiciones concretas de evaporación y su aplicación en modelos presenta desajustes con las medidas observadas. En Bitelli et al. (2008) se implementa un modelo termohidráulico acoplado y concluye que, de las tres resistencias de superficie analizadas (Shu Fen 1982; Camillo and Gurney 1986; van de Griend and Owe 1994), la de van de Griend and Owe (1994) es la que mejor se ajusta a su estudio.

La forma de parametrizar la resistencia de superficie no es única. Aparte de expresarla en función de la humedad superficial (Tabla 2.1), existen otras metodologías. Teng et al. (2014) presentan un método de parametrización de la evaporación que considera una resistencia global, obtenida a partir de la evaporación relativa (E_a/E_p) y utilizando variables medidas en cámara ambiental. Otros autores han utilizado la distancia entre la superficie y el frente de evaporación para calcular la resistencia de superficie: Aluwihare and Watanabe

Tabla 2.1. Ejemplos de resistencia de superficie (r_s); θ_0 es la humedad o contenido volumétrico promedio a la profundidad indicada y θ_s es la humedad de saturación.

Autores	r_s	Uds.	Observaciones
Camillo and Gurney (1986)	$-805 + 4140(\theta_s - \theta_0)$	$s\ m^{-1}$	θ_0 a 1 cm
Kondo et al. (1990)	$F_1(\theta_s - \theta_0)^{F_2}$	m	θ_0 a 2 cm F_1 y F_2 dependen del suelo
van de Griend and Owe (1994)	$10\exp[35.63(0.15 - \theta_0)]$	$s\ m^{-1}$	θ_0 a 1 cm $\theta_0 > 0.15 \rightarrow r_s = 10$

(2003) miden esta distancia de forma visual para ajustar su modelo y Smits et al. (2012) utiliza la expresión de Yamanaka et al. (1997). Smits et al. (2012) concluyen que cada una de las tres resistencias evaluadas (Yamanaka et al. 1997; van de Griend and Owe 1994; humedad relativa del aire) presenta ventajas e inconvenientes. Todas infravaloran la etapa 1, pero la resistencia que utiliza la distancia entre la superficie y el frente de evaporación (Yamanaka et al. 1997) se ajusta bien durante la etapa 2. Cabe recordar que es en esta etapa cuando la difusión de vapor pasa a dominar sobre el flujo de agua líquida. En este sentido, Yamanaka et al. (1997) y Smits et al. (2012) coinciden en que la distancia al frente de evaporación desde la superficie tiene una base física que evita el uso de expresiones empíricas para la resistencia de superficie. Seguidamente se amplía la información sobre este tema.

Lehmann et al. (2008) definen la llamada *longitud característica* (L_C) como aquella en la que se produce un flujo capilar ascendente, al que llaman flujo pelicular, que recubre a las partículas. El suministro de agua líquida se produce desde el suelo saturado hasta un frente de evaporación a partir del cual hay difusión. La Figura 2.5 (Lehmann et al. 2008) muestra este fenómeno para una distribución amplia de poros y otra estrecha. La longitud característica depende del rango de tamaños entre los poros pequeños y grandes en la zona no saturada. La Figura 2.5 también da una idea de la transición entre la etapa 1 y la etapa 2 de evaporación. En las figuras de la fila superior, la tasa de evaporación se mantiene por el flujo de agua líquida hacia la superficie, mientras que en la figura de la fila inferior, el flujo hacia la superficie lo controla la difusión de vapor entre el frente de evaporación (parte superior de la zona no saturada) y la superficie del suelo.

A partir de un esquema físico como el de la Figura 2.5, Lehmann et al. (2008) determinan la longitud característica como el equilibrio entre la fuerza gravitacional y fuerzas viscosas (Ecuación 2.8). La primera se traduce en una longitud gravitacional (L_G), que refleja el ajuste de la curvatura del agua en los poros pequeños a medida que los meniscos en los poros grandes retroceden. L_G se obtiene de linealizar la curva de retención en función de la altura capilar. La longitud viscosa L_V representa las pérdidas por viscosidad a medida que el flujo líquido asciende por los poros más pequeños. Se obtiene de promediar la conductividad hidráulica en la zona no saturada. Para suelos de grano grueso, L_G domina sobre L_V mientras que para suelos de grano fino, L_V puede limitar la longitud característica.

$$L_C = \frac{L_G}{\frac{L_G}{L_V} + 1} \quad (2.8)$$

Sobre la base de la longitud característica de Lehmann et al. (2008), Shokri et al. (2009b) realizan una serie de ensayos con arenas de distinto tamaño y agua tintada. En la Figura 2.6 se muestra la secuencia de evaporación de un ensayo.

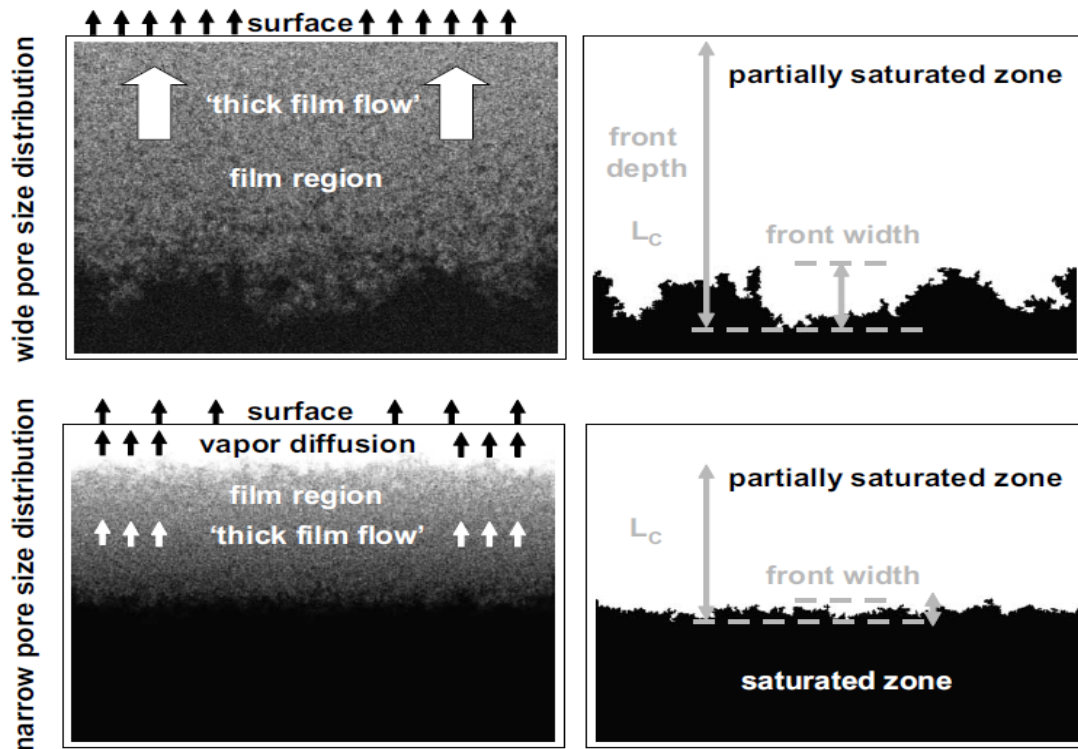


Figura 2.5. Distribución del fluido y régimen de flujo para la evaporación en dos medios porosos que difieren en la distribución de poros (*pore size distribution*): uno amplio (*wide*) y otro estrecho (*narrow*). El color negro es la zona saturada (*saturated zone*); el gris es la región de flujo pelicular (*film flow*) en la que se produce el flujo advectivo (*thick film flow*); y el blanco es la zona de difusión (*diffusion zone*). La zona gris es equivalente a la longitud característica, que va desde la parte inferior del frente de saturación (*front width*) hasta el frente de evaporación a través de la zona parcialmente saturada (*partially saturated zone*). La longitud característica es mayor para una distribución de poros amplia (Lehmann et al. 2008).

En la fase 1 (subfiguras a, b, c) el agua líquida llega a la superficie, se evapora y el tinte se deposita en la superficie. En otro ensayo, Shokri et al. (2009b) realizaron tomografías por rayos X en esta etapa y detectaron agua líquida cubriendo a las partículas cerca de la superficie. Durante la etapa 2 (subfiguras d, e) se forma un frente de evaporación marcado por la deposición del tinte azul, que desciende progresivamente (cuadros rojos). La longitud entre el frente y la superficie sería la zona de difusión de vapor. Al final del ensayo, Shokri et al. (2009b) volcaron la muestra y la región azul superior se vertía por estar completamente seca. Por debajo, la arena tenía cierta cohesión aparente y no se vertía. Los cálculos de Shokri et al. (2009b) indican que considerar el flujo capilar en la longitud característica y la ley de Fick por encima del frente de evaporación hace innecesario utilizar factores de mejora y de resistencia. Shokri et al. (2008, 2009a, 2010) también han usado la longitud característica para el estudio de la evaporación de medios porosos con características hidrofóbicas e hidrofílicas. A pesar de los resultados satisfactorios, el principal inconveniente es que todos los ensayos se han hecho con arenas y no hay constancia de su aplicación en arcillas.

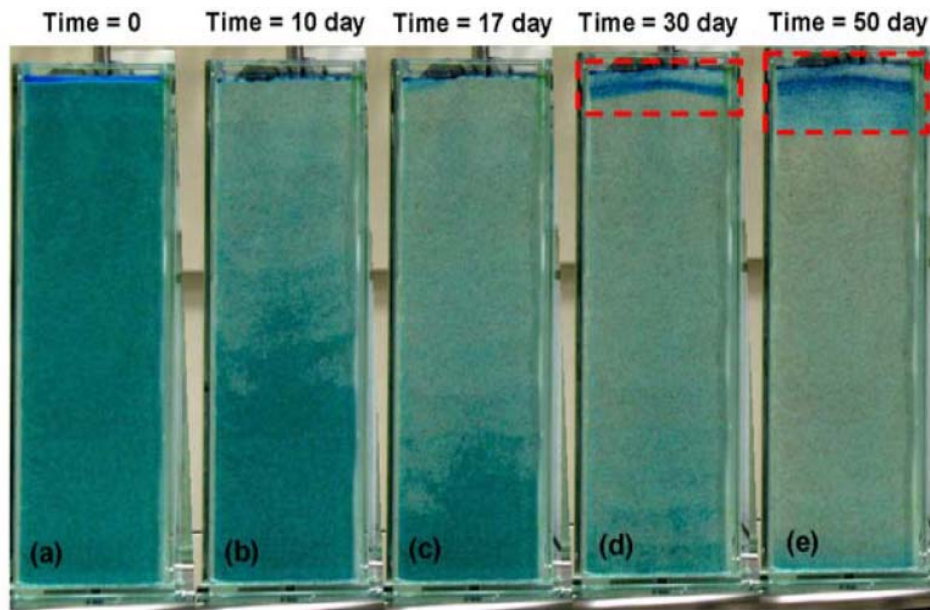


Figura 2.6. Secuencia de evaporación de una columna de arena con agua tintada. En la parte superior se indica el tiempo transcurrido (días). (a) Inicialmente la columna está saturada. (b) Durante la etapa 1 el frente de saturación (azul más oscuro) desciende creando una zona no saturada por encima. (c) Fin de la etapa 1 de evaporación. La longitud característica es máxima para este caso, el flujo líquido llega a la superficie del suelo donde evapora el agua y sedimenta el tinte azul. (d,e) Durante la etapa 2 de evaporación se va formando una capa más azul (recuadros rojos) que muestran el descenso del frente de evaporación y por lo tanto la longitud seca en la que se produce difusión de vapor (Shokri et al. 2009b).

Modelos discretos de evaporación

La evaporación en la interfase suelo-atmósfera también se ha estudiado con modelos de poros discretos. Debido a la dificultad de instrumentar la zona superficial del suelo, resultan de gran ayuda para entender qué fenómenos físicos se producen.

En los inicios de este tipo de modelos están los que analizan la evaporación en una superficie de poros individuales homogéneos rodeados de una fracción sólida seca (Suzuki and Maeda 1968; Cooke 1969; Schlünder 1988). La Figura 2.7 muestra la configuración utilizada por cada uno de los trabajos citados (Haghighi et al. 2013).

Uno de los modelos más destacado es el de Suzuki and Maeda (1968) (Shahraeeni et al. 2012; Haghighi and Or 2013; Haghighi et al. 2013), que resuelven la ecuación de Laplace en la capa límite de aire por encima del suelo para poros discretos saturados. Para ello, consideran la difusión de vapor en la vertical y su advección en la dirección del flujo de aire. En su resolución utilizaron las condiciones de contorno de la Figura 2.8 (Shahraeeni et al. 2012) con distintas hipótesis de flujo. La primera de ellas para una capa límite estanca (solo difusión); la segunda para un flujo de aire constante (flujo pistón), sobre la base de que la

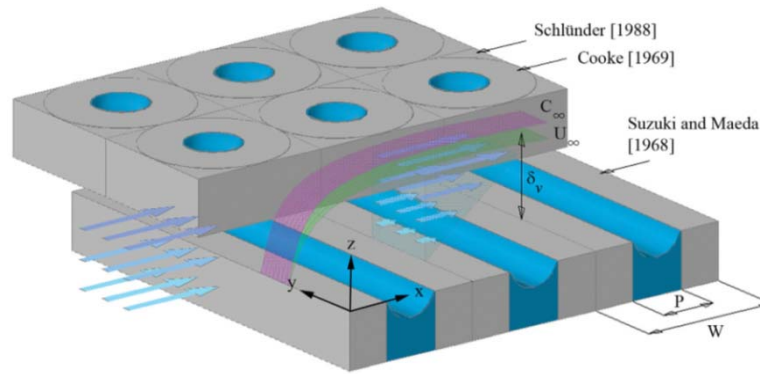


Figura 2.7. Esquema de poros discretos (P) y fracción sólida impermeable ($W-P$) de Suzuki and Maeda (1968), Cooke (1969) y Schlünder (1988). C_∞ : concentración de vapor en el borde superior de la capa límite con espesor δ_v y viento horizontal U_∞ (Haghighi et al. 2013).

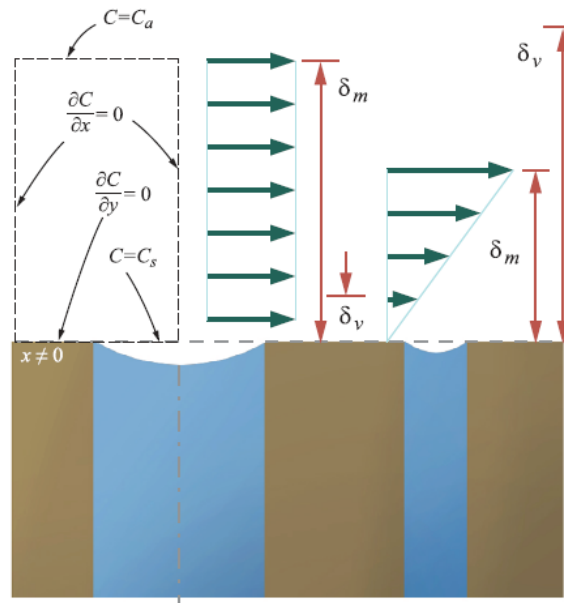


Figura 2.8. Condiciones de contorno de Suzuki and Maeda (1968) e hipótesis de flujo de aire en función del espesor de la capa límite másica (δ_m) y viscosa (δ_v). C_s (concentración de vapor en la superficie del poro húmedo), C_a (concentración de vapor en el borde de la capa límite). En la zona seca y los contornos verticales, la tasa de cambio de la concentración de vapor C es nula en la dirección vertical y horizontal, respectivamente (modificado de Shahraeeni et al. 2012).

capa límite másica (δ_m ; espesor de difusión de masa) tiene más espesor que la capa límite viscosa (δ_v ; espesor de difusión de la cantidad de movimiento); y la tercera para un flujo de aire lineal ($\delta_m < \delta_v$). Dichas hipótesis equivalen a que el valor del número de Schmidt (cociente entre la difusión de cantidad de movimiento y masa) es muy superior a la unidad o muy inferior, respectivamente. A continuación se aclaran estos conceptos propios de la mecánica de fluidos.

La capa límite se entiende como aquella en la que una propiedad de un fluido varía desde cero hasta el 99% de su valor final. Por lo tanto, si la capa límite másica

(espesor de difusión de masa) se produce en un espesor muy superior al de la capa límite viscosa (espesor de difusión de viento), entonces el perfil de velocidad del viento puede aproximarse a un valor constante. En caso contrario, casi toda la difusión de masa se produce en un espesor inferior al que se producen los cambios de velocidad de viento. Siendo así, el perfil de viento se puede aproximar a un perfil lineal de velocidad (Figura 2.8).

Como solución a estos planteamientos, Suzuki and Maeda (1968) obtuvieron ábacos para cada caso en función del llamado *coeficiente de transferencia*: una especie de permeabilidad equivalente para la difusión de vapor desde la superficie hasta una determinada altura en el aire. En el caso de la solución estanca (Figura 2.9a), se muestra cómo evoluciona el coeficiente de transferencia de vapor desde la superficie de un medio poroso (k_g) respecto al coeficiente de transferencia desde una superficie de agua libre (k_g^0), en función del espesor de la capa límite (δ) y de la fracción de área mojada (ϕ) respecto al área total (D). En el caso de que el perfil de velocidad sea lineal (Figura 2.9b), la solución depende del número adimensional N , que es el cociente entre la contribución de la difusión y la advección en el intercambio. Una solución del mismo estilo se obtiene para el caso de flujo en pistón (perfil de velocidad constante).

Con base en el trabajo de Suzuki and Maeda (1968), en Shahraeeni et al. (2012) se muestra un modelo de poros discretos de distinto espesor que utiliza las mismas ecuaciones. Además, incluye la longitud característica de Lhemann et al. (2008) y permite el flujo capilar y el secado de los poros. Así, los poros grandes se secan antes y los más estrechos permanecen más tiempo saturados en superficie. Posteriormente, ejecuta modelos que compara con ensayos efectuados con

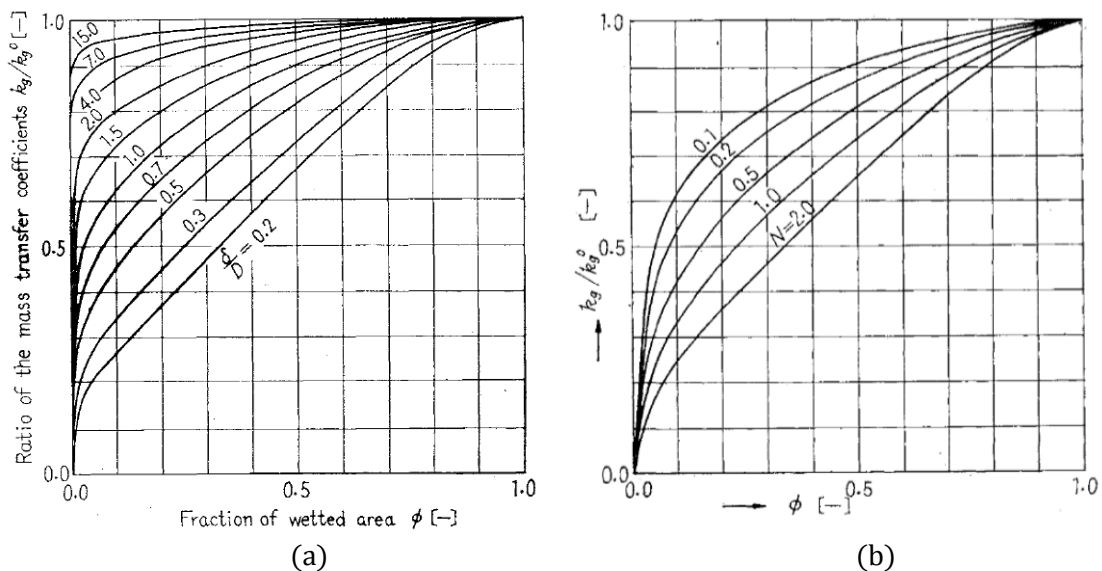


Figura 2.9. Soluciones de Suzuki and Maeda (1968): (a) caso estanco; (b) perfil de velocidad lineal del aire. La transferencia de vapor hacia la atmósfera es la de una superficie libre de agua cuando los poros están saturados ($\phi = 1$). A medida que aumenta la superficie seca ($\phi < 1$), la transferencia de vapor disminuye de forma no lineal en función del espesor de la capa límite (δ) o del valor de N , según el caso.

distintas velocidades de viento. El espesor de la capa límite para cada velocidad de viento lo obtiene aplicando la relación de Blasius (White 1999), una solución particular de las ecuaciones de Navier-Stokes sobre placa plana en un espacio semiinfinito. Las conclusiones a las que llegan los autores dan mucha información sobre la evaporación en la interfase:

1. Cuanto menor es la velocidad de viento, menor es la tasa de evaporación. No obstante, se mantiene constante más tiempo incluso con contenidos de humedad en superficie menores.
2. En una superficie de poros homogénea, la tasa de evaporación disminuye más rápido cuanto mayor es el tamaño de poro.
3. El comportamiento no lineal de la reducción de la tasa de evaporación a medida que se seca la superficie se debe a una reconfiguración gradual de la concentración de vapor sobre los poros activos (saturados en superficie) aislados: inicialmente el flujo de vapor es 1D (como el de una superficie libre de agua) y tiende a 3D (forma de concha) a medida que los poros se van aislando.
4. El análisis de un poro muestra que su capacidad de evaporar aumenta a medida que se va quedando aislado. La tasa de evaporación puede ser muy superior a la del agua libre. No obstante, la tasa de evaporación del conjunto de poros no es capaz de compensar el aumento de la superficie seca y el suelo evapora menos, progresivamente.
5. Si la velocidad del viento es baja, el espesor de la capa límite es mayor y el gradiente de evaporación disminuye. En este caso, el mecanismo de compensación de cada poro individual puede ser suficiente para mantener constante la tasa de evaporación global.
6. Si la velocidad del viento es alta, el gradiente de evaporación en la capa límite aumenta al disminuir su espesor. El gradiente de difusión en los poros puede ser tan elevado que el mecanismo de compensación de cada poro no cubre la demanda evaporativa. Entonces, la tasa de evaporación de la etapa 1 no es constante.

Shahraeeni et al. (2012) aporta mucha información sobre el comportamiento no lineal del fenómeno de evaporación en la interfase con la atmósfera. Yiotis et al. (2007) realiza un modelo muy similar pero sin discretizar el sistema de poros y llega a conclusiones parecidas. Haghighi and Or (2013) muestra un estudio en la misma línea pero con una capa límite variable y definida por pequeños remolinos individuales sobre los poros que representan la turbulencia. A pesar de que, como indican los autores, su modelo requiere validaciones y mejoras, también detectan la no linealidad de la evaporación sobre los poros.

Suzuki and Maeda (1968) estudiaron la difusión vertical y la advección en la dirección del flujo sobre poros discretos. Shahraeeni et al. (2012) y Haghighi et al. (2013) han ampliado este análisis con ecuaciones que también contemplan la

Tabla 2.2. Ecuaciones de difusión y advección sobre la superficie

Solo difusión (vertical y horizontal)	$C_{xx} + C_{yy} = 0$	A
Difusión vertical y advección horizontal. Solución de Suzuki and Maeda (1968)	$DC_{yy} - v(y)C_x = 0$	B
Difusión (vertical y horizontal) y advección horizontal (solución completa)	$D(C_{xx} + C_{yy}) - v(y)C_x = 0$	C

difusión en la dirección del flujo de aire (Tabla 2.2). Las conclusiones son relevantes: si la velocidad del aire es baja, las ecuaciones A y C son muy similares y la solución B subestima la evaporación. Si por el contrario la velocidad del viento aumenta, la solución B subestima la evaporación respecto a A y esta respecto a C. En definitiva, la evaporación está dominada por la forma en que la difusión se produce en el aire.

2.5 Conclusiones

A lo largo del capítulo se ha hecho una revisión bibliográfica del estado de la cuestión sobre la interacción suelo-atmósfera y la evaporación de agua desde el suelo. La revisión se ha relacionado con los temas tratados en la investigación en cada capítulo de la tesis. A continuación se muestra un resumen y las conclusiones de los puntos más destacados.

El estudio de la retracción y agrietamiento de suelos por desecación se ha centrado, principalmente, en reproducir el fenómeno y las causas del agrietamiento. Sin embargo, existen pocos trabajos que incorporen cómo simular el fenómeno de desecación. En las etapas iniciales, la tasa de evaporación puede ser constante y la aparición de grietas no parece alterarla. Por lo tanto, se detecta la necesidad de estudiar la interacción suelo-atmósfera con dos objetivos: (1) saber cómo es la difusión de calor y vapor en el aire en un proceso de desecación y (2) cómo influyen las grietas en la evaporación. Se considera que es el paso previo al agrietamiento y justifica el contenido de la tesis.

El modelo de interacción suelo-atmósfera escogido es la ecuación de balance de energía en la superficie. Otros modelos más complejos se han descartado por encontrarse en sus etapas iniciales, como los modelos completos que resuelven las ecuaciones de Navier-Stokes para la turbulencia.

Como condición de contorno, la ecuación de balance de energía en la superficie contiene muchos conceptos atmosféricos. Aunque numerosos autores la han utilizado en sus investigaciones, ninguno explica su significado completo. Por lo tanto, se considera necesario estudiar el comportamiento atmosférico para comprender la ecuación de balance, interpretar medidas experimentales y afrontar futuros ensayos que incorporen medidas atmosféricas. El capítulo 3 es un resumen del comportamiento atmosférico de la capa de aire en contacto con el suelo.

Los flujos de calor latente y sensible de la ecuación de balance de energía en la superficie utilizan la llamada *resistencia aerodinámica*, que lleva asociados los denominados *factores de estabilidad*. El uso de dichos factores es escaso y su influencia en la respuesta del suelo todavía no es clara. La revisión bibliográfica alrededor de este tema justifica el capítulo 4, en el que se analiza el comportamiento del suelo ante las variables atmosféricas y la importancia de los factores de estabilidad.

La evaporación de agua desde el suelo es un fenómeno de gran relevancia y presenta muchas incógnitas. La evaporación comprende 3 fases: tasa constante, decaimiento y fase final, en la que apenas hay agua evaporable. Sin embargo, algunos autores identifican a la fase 1 como aquella en la que se suministra agua a la superficie y no, necesariamente, con la de una tasa de evaporación constante.

Para ajustar la evaporación a las medidas experimentales, numerosos estudios han utilizado factores de mejora de la difusión. Sin embargo, a medida que la evaporación se prolonga en el tiempo, se crea una zona seca en la zona superficial en la que domina la difusión de vapor proveniente de un frente saturado situado por debajo. Es por ello que numerosos autores reducen la difusión en dicha zona mediante un factor de resistencia de superficie. En este sentido, la contraposición de los factores de mejora y de resistencia de superficie a la evaporación ha llevado al estudio de cuál es el mecanismo de evaporación de agua desde el suelo. Trabajos como el de Lehmann et al. (2008) y Shokri (2009b) arrojan claridad sobre la distancia que el flujo capilar es capaz de alcanzar hasta un frente de evaporación, de modo que los citados factores son innecesarios.

Por último, la revisión bibliográfica se ha centrado en modelos discretos de evaporación como el de Sharaeeni et al. (2012), que concluye que el mecanismo de difusión desde un poro evoluciona de un sistema unidimensional a otro tridimensional a medida que se seca. Dicho proceso muestra un eficiente sistema de evaporación que explicaría el mantenimiento de tasas de evaporación constantes en el tiempo.

La revisión bibliográfica del fenómeno de evaporación desde el suelo, junto con el estudio del comportamiento atmosférico, ha sido fundamental para desarrollar los capítulos 5, 6 y 7. Comprender los procesos que intervienen en la evaporación ha sido clave para ejecutar las simulaciones de desecación de los capítulos 5 y 6 y ajustar los resultados a las medidas experimentales. El capítulo 5 se centra en reproducir un ensayo de desecación con grieta perimetral en condiciones de laboratorio. El capítulo 6 reproduce un ensayo de desecación en condiciones reales. Por su parte, los ensayos del capítulo 7 surgen a raíz del análisis de estudios de evaporación en los que se observa que la evaporación del suelo es mayor que la del agua libre.

Capítulo 3

Interacción entre el suelo y la atmósfera

3.1 Introducción

La capa superior del suelo y la capa inferior de la atmósfera intercambian agua y calor a través de la superficie del suelo. Por ejemplo, durante el día la radiación solar calienta la superficie, aumenta la evaporación hacia la atmósfera y se calienta el aire en contacto con el suelo. Al mismo tiempo, la radiación solar proporciona energía que la atmósfera transforma en diversos fenómenos atmosféricos (e.g. lluvias, vientos) que afectan al comportamiento y a las propiedades del suelo (Blight 1997; Stull 1988; Hillel 2003; Maxwell et al. 2007; Foken 2008).

Los primeros trabajos sobre el acoplamiento termohidráulico (e.g. Philip and De Vries 1957) establecieron las bases del movimiento de agua y calor en el interior del suelo. El agua se mueve por gradientes de temperatura, presión (advección) y concentración (difusión). A su vez, el calor se propaga por conducción y por el transporte advectivo y difusivo, afectando al movimiento del agua. Un fenómeno implica al otro y ambos están gobernados por las propiedades térmicas e hidráulicas del suelo (Hillel 2003). Cuando los flujos de agua y calor alcanzan la superficie, se introducen en la atmósfera debido a los gradientes de cada propiedad y a la turbulencia en el aire. Por lo tanto, el comportamiento de las variables atmosféricas (e.g. temperatura, viento, humedad) en la superficie del suelo es la condición de contorno.

La interacción suelo-atmósfera se estudia desde diferentes disciplinas científicas (e.g. agronomía, hidrología) entre las que destaca la micrometeorología. Se trata de una rama de la meteorología que estudia los procesos de intercambio de masa y calor entre la atmósfera baja y la superficie que hace de base (agua,

suelo, plantas). A pesar de los progresos realizados por esta ciencia en las últimas cuatro décadas, la comprensión de la interacción suelo-atmósfera todavía es escasa (Foken 2006, 2008). Entre las principales dificultades se hallan la realización de medidas que corroboren las teorías disponibles de transferencia de masa y energía (Smits et al. 2012; Stull 1988), la necesidad de establecer un marco teórico uniforme (Lee et al. 2004), y una falta de precisión y acople entre los modelos meteorológicos y de suelos (Santanello et al. 2018).

La interacción suelo-atmósfera ha sido poco estudiada desde el punto de vista geotécnico. El desconocimiento de los conceptos involucrados (Blight 1997) o el reducido número de problemas geotécnicos relacionados con el comportamiento atmosférico podrían ser las causas. En consecuencia, es necesario conocer la influencia de la atmósfera sobre el suelo, un aspecto fundamental en los problemas de Geotecnia Ambiental (e.g. capas de sellado en vertederos, estabilidad de taludes, agrietamiento de terraplenes).

Este capítulo se centra en describir los principales fenómenos atmosféricos que afectan a la interacción suelo-atmósfera. En el segundo apartado se describe brevemente la troposfera. En el tercero y cuarto se describen los principales fenómenos atmosféricos que intervienen en la interacción con el suelo, tales como estabilidad atmosférica, temperatura potencial o turbulencia, entre otros. En el quinto se presenta una ecuación que explica la interacción entre el suelo y la atmósfera: el balance de energía en la superficie. Por último, se muestran las principales conclusiones del capítulo.

3.2 La troposfera

La capa inferior de la atmósfera en contacto con la superficie terrestre es la troposfera. Tiene un espesor medio de 11 km y es la responsable de la existencia de vida. En ella se producen los fenómenos meteorológicos que afectan directamente a los seres vivos, contiene la mayor concentración de oxígeno y actúa como regulador térmico. Dentro de la troposfera pueden diferenciarse dos capas (Figura 3.1): la atmósfera libre (parte superior) y la capa límite atmosférica o capa límite (parte inferior). Entre ellas existe otra capa delgada llamada *capa de inversión (capping inversion)*, que hace de tapón del comportamiento convectivo de la capa límite debido a la inversión térmica que se produce en ella.

La capa de inversión es la responsable del desacoplamiento del aire entre la capa límite y la atmósfera libre. Las diferencias más destacadas entre estas dos capas son (Núñez 2002):

1. La capa límite está gobernada por la turbulencia, que actúa como mecanismo de difusión de las propiedades atmosféricas (calor, gases y viento). En la atmósfera libre los procesos turbulentos son más localizados y domina la difusión molecular. La difusión turbulenta es más eficiente que la molecular.
2. En la capa límite el comportamiento del viento está influenciado por la

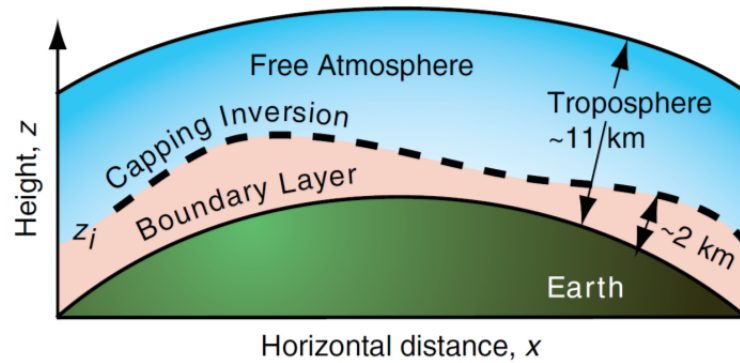


Figura 3.1. Sección vertical de la troposfera y sus capas. La capa superior es la atmósfera libre (*free atmosphere*) y la inferior es la capa límite atmosférica (*boundary layer*). La capa intermedia que las separa es la capa de inversión (*capping inversion*) (Wallace and Hobbs 2006).

superficie de base, mientras que en la atmósfera libre domina la fuerza de Coriolis.

3. El espesor de la capa límite es variable y depende de las condiciones atmosféricas y la superficie de base. El espesor de la atmósfera libre es más estable.

3.2.1 La capa límite atmosférica

Esta capa hace de transmisora entre la superficie de base y la atmósfera libre. En promedio, puede alcanzar hasta 2 km de altura sobre la superficie del suelo y 0.5 km sobre la superficie oceánica (Foken 2008). La capa límite responde rápidamente a los cambios en las condiciones de la superficie de base (1 hora o menos), es una fuente de fricción que fuerza el intercambio suelo-atmósfera a través de turbulencias, y en ella se producen los principales fenómenos de intercambio de calor, momento, humedad y otros gases con la superficie terrestre (Stull 1988; Wallace and Hobbs 2006; Foken 2008).

La división de la capa límite en subcapas se muestra en la Tabla 3.1, elaborada a partir de Tagesson (2012) y Foken (2008). El criterio de la división combina 3 fenómenos: el tipo de difusión para el intercambio de calor y humedad, la estabilidad de la capa y el tipo de flujo. Estos conceptos se explican a continuación y en apartados posteriores.

1. **Tipo de intercambio:** en pocos milímetros por encima de la superficie, el intercambio de calor y humedad se produce por difusión molecular en la capa laminar. Por encima está la capa viscosa, una zona de transición en donde el transporte difusivo molecular y turbulento se producen a la vez. Por este motivo, los gradientes de humedad y temperatura próximos a la superficie son elevados (Foken 2008). En el resto de capas, el transporte difusivo turbulento gobierna la mezcla de las variables atmosféricas. La turbulencia, movimiento caótico del aire que hace que la mezcla sea hasta 10^5 veces más

Tabla 3.1. División de la capa límite atmosférica y procesos que afectan a los flujos de intercambio (modificado de Foken 2008 y Tagesson 2012).

Altura (m)	Capa		Intercambio	Flujo	Estabilidad
<1000	Ekman		Turbulento	No constante	Dependiente
<100	Inercial	Capa superficial		Constante	
Vegetación	Rugosa			No constante	
<0.01	Viscosa	Capa superficial	Transición	Constante	Independiente
<0.001	Laminar		Molecular	Constante	

efectiva que la difusión molecular (Foken 2008), se explica con más detalle en otro apartado.

2. **Tipo de flujo:** en suelos desnudos o con vegetación (capa rugosa) de poca entidad, los flujos en la vertical de las propiedades atmosféricas en la capa superficial solo varían hasta un 10% respecto a los medidos en superficie (Stull 1988; Foken 2008; Tagesson 2012). Por consiguiente, se considera que los flujos en dicha capa son constantes e iguales a los de superficie. Esto no sucede en capas rugosas importantes ni en la capa superior o capa de Ekman (Tagesson 2012). La capa rugosa está dominada por la cobertura vegetal y su zona de influencia (hasta 3 veces la altura de la zona vegetal). En ella, los flujos de calor y gases se ven afectados por la presencia de hojas, que son fuente y sumidero de gases como el dióxido de carbono o el vapor de agua, y por los huecos existentes en la cubierta vegetal, que modifican la turbulencia. En la capa de Ekman, la fuerza de Coriolis es importante y se producen cambios bruscos en la dirección del viento que modifican el gradiente y el transporte de las variables atmosféricas.
3. **Estabilidad atmosférica:** es una medida del comportamiento convectivo de la atmósfera que indica la resistencia que ejerce a la mezcla vertical de masa y calor. La mayoría de las situaciones atmosféricas y su desarrollo en el tiempo se identifican con su condición de estabilidad. Debido a su importancia en micrometeorología, este concepto se explica con más detalle en un apartado posterior.

3.2.2 La capa superficial

La capa laminar, viscosa, rugosa e inercial componen la llamada *capa superficial* (Tabla 3.1). Su espesor es el 10% inferior de la capa límite, que dependiendo de las condiciones atmosféricas puede ser de pocos metros durante la noche hasta los 50-100 m durante el día (Campbell and Norman 1998; Stull 1988; Wallace and Hobbs 2006; Foken 2008).

La capa superficial es la que interactúa con el suelo. En ausencia de capa rugosa, o si ésta es de poca importancia, los flujos de las propiedades atmosféricas en la capa superficial se consideran constantes y los perfiles de viento, temperatura y concentración de gases son logarítmicos (Campbell and Norman 1998). Conviene remarcar de nuevo que la hipótesis de flujo constante se debe a que la variación máxima del valor de flujo en altura para cada instante es del 10% respecto a lo medido en la superficie. Esta hipótesis se utiliza mucho en micrometeorología y es una ventaja en el estudio de la interacción suelo-atmósfera, porque permite suponer que los flujos de calor y humedad a una cierta altura son los mismos que se producen a través de la superficie del suelo. La turbulencia es la responsable de este comportamiento.

3.3 Estabilidad atmosférica

A escasos milímetros por encima de la superficie del suelo el comportamiento del aire depende de la estabilidad atmosférica (Tabla 3.1).

Una primera definición de la estabilidad es la resistencia que ejerce la atmósfera al desplazamiento vertical de masas de aire principalmente por convección. Por lo tanto, la situación de estabilidad del aire condiciona los flujos de calor y humedad del suelo hacia el exterior. Una situación estable tiende a suprimir el movimiento vertical y a reducir el flujo de intercambio de masa y calor, mientras que una situación inestable favorece el movimiento vertical y aumenta el intercambio. La resistencia de un volumen de aire a desplazarse en la vertical depende de la diferencia de densidades entre dicho volumen y el del aire circundante. Si son diferentes, aparecen corrientes de convección que transportan calor y generan movimiento del aire (viento) y turbulencia. La turbulencia aumenta la tasa de mezcla de calor y humedad, por lo que la estabilidad es una medida de cómo la atmósfera tiende a suprimirla o a favorecerla. Describir los factores de los que depende la estabilidad y la forma de identificarla es el objetivo de este apartado.

3.3.1 Equilibrio hidrostático

En un fluido compresible como el aire, la densidad, la presión y la temperatura están relacionadas. Cualquier cambio en uno de estos elementos implica cambios en los otros dos, y el resultado es un movimiento del aire, al que llamamos viento, que transporta y dispersa el calor y la humedad en la atmósfera. Para comprender este movimiento y la relación entre sus variables es necesario conocer la ecuación de balance hidrostático que se desarrolla a continuación.

A partir del esquema de una columna de aire (Figura 3.2) y suponiendo una superficie unitaria, el equilibrio de fuerzas que actúan en el volumen para que permanezca estático es:

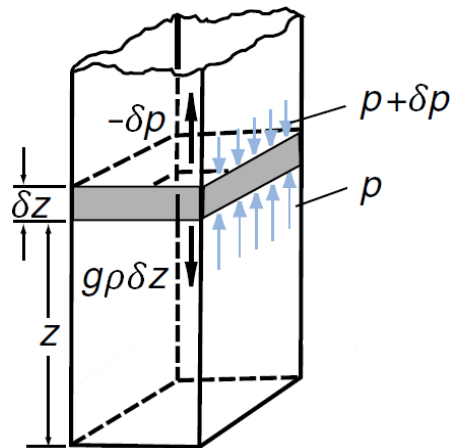


Figura 3.2. Equilibrio de fuerzas sobre un volumen de aire estático (modificado de Wallace and Hobbs 2006).

$$(p + \delta p) - p + \rho(z)g\delta z = 0$$

donde p y $(p + \delta p)$ es la presión atmosférica que actúa sobre la superficie inferior y superior, respectivamente; $\rho(z)$ es la densidad del aire a una determinada altura; g es la aceleración de la gravedad, y δz es el espesor del volumen.

En el límite ($\delta z \rightarrow 0$), el resultado es la conocida ecuación de la hidrostática (3.1), que muestra el equilibrio entre la fuerza del gradiente de presión y la fuerza de la gravedad como

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho(z)g \quad (3.1)$$

El signo negativo del término de la derecha indica que la presión y la densidad del aire decrecen con la altura: la gravedad atrae a las moléculas de aire hacia la superficie terrestre, aumenta el número de colisiones entre ellas y se incrementa la presión sobre un determinado volumen.

Si la densidad es constante, la presión a cierta altura se obtiene de integrar la Ecuación (3.1). Siendo h la altura de la columna de aire por encima de la superficie se obtiene

$$p = \rho gh \quad (3.2)$$

3.3.2 Dinámica del aire

Para explicar el movimiento relativo entre dos fluidos, se puede imaginar que un cuerpo de masa M y densidad constante ρ_1 está inmerso en un fluido de densidad ρ_2 , también constante. Inicialmente, el cuerpo está en equilibrio y en un cierto

instante se permite su movimiento. A partir de la Ecuación (3.2), y siguiendo el mismo esquema de la Figura 3.2, la aceleración inicial a del cuerpo es:

$$\rho_2 g(h + \delta h) - \rho_2 g h - \rho_1 g \delta h = M a = \rho_1 a \delta h$$

$$a = g \frac{(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_1} \quad (3.3)$$

La Ecuación (3.3) explica la relación dinámica entre dos cuerpos con distinta densidad considerando la aceleración positiva en sentido ascendente. Por lo tanto:

- Si $\rho_2 > \rho_1$, el cuerpo tiende a subir alejándose de su posición inicial.
- Si $\rho_2 = \rho_1$, el cuerpo se queda en su posición original.
- Si $\rho_2 < \rho_1$, el cuerpo tenderá a bajar debido a la aceleración negativa.

3.3.3 Estabilidad estática y dinámica

A partir de la Ecuación (3.3) se deduce que la relación dinámica debido a la diferencia de densidades genera una fuerza de empuje que altera la flotabilidad de un fluido. Los cambios en la flotabilidad dependen de la estratificación del aire y de la acción del viento. Por este motivo, se distingue entre estabilidad estática y estabilidad dinámica.

Estabilidad estática

La estabilidad estática es una medida de la capacidad de la atmósfera para generar convección por flotabilidad (Stull 1988). Existen 3 tipos:

1. **Inestable:** cuando un volumen de aire se desplaza alejándose de su posición original en sentido ascendente o descendente. El aire menos denso (más denso) sube (baja) respecto al aire circundante más denso (menos denso). En este caso, el flujo responde creando corrientes convectivas ascendentes (descendentes) hasta llegar al límite de la capa inestable, momento en el que el flujo se estabiliza. La característica principal de la capa inestable es que se convierte y permanece turbulenta, aumentando la dispersión de calor y humedad (Stull 1988). Cerca de la superficie, la inestabilidad aparece cuando el suelo está más caliente que el aire, provocando corrientes termales de aire ascendente que aumentan la turbulencia y el espesor de la capa de mezcla (Wallace and Hobbs 2006). Esta situación es propia de un día soleado con vientos suaves y se dice que la capa de aire se encuentra en *advección libre*.
2. **Neutra:** en este caso la densidad del aire en la vertical es constante, por lo que un volumen de aire que se ha movido permanecerá en la posición a la que ha sido desplazado. En raras ocasiones la capa de aire por encima del suelo es

neutra, y solo en días nublados ventosos su comportamiento es neutro si la diferencia de temperatura entre el suelo y el aire es pequeña (Stull 1988; Wallace and Hobbs 2006). Los movimientos convectivos son débiles y la turbulencia que domina es la creada por la fricción del viento no convectivo, también llamada *turbulencia mecánica*. En este caso, se dice que la capa está en *convección forzada* (Wallace and Hobbs 2006).

3. **Estable:** se produce cuando un volumen de aire que es desplazado vuelve a su posición original. Un volumen de aire más denso (menos denso) que se ha desplazado hacia arriba (abajo) vuelve a su posición inicial debido a que el aire circundante es menos denso (más denso). La capa de aire por encima del suelo se dice que es estable cuando la temperatura de la superficie es menor que la temperatura del aire. Esta situación es típica en la llamada *inversión de superficie*, cuando el suelo se enfría rápidamente debido a la irradiación del suelo hacia la atmósfera en una noche sin nubes (Wallace and Hobbs 2006). Existen otros tipos de inversión térmica como las debidas al paso de frentes fríos o por subsidencia atmosférica, cuando aire más caliente desciende desde capas superiores (UCAR 2014a). En cualquier caso, la situación estable suele relacionarse con el aumento de la temperatura con la altura.

Estabilidad dinámica

Este tipo de estabilidad evalúa el efecto del viento sobre la estabilidad estática. En el caso de que la capa de aire sea estáticamente inestable, también lo será dinámicamente, ya que el viento contribuye a generar más turbulencia. En el caso de una atmósfera estáticamente estable, la flotabilidad tiende a suprimir la turbulencia por convección. Sin embargo, la tensión de corte producida por el viento también genera turbulencia que puede llegar a contrarrestar este efecto. Si sucede, entonces se dice que la capa estable es *dinámicamente inestable*. Si no, la capa es *dinámicamente estable* y el flujo tiende a ser laminar (Stull 1988).

3.3.4 Ciclo diario

La condición de estabilidad influye más en la mezcla vertical que en la horizontal (Stull 1988). La situación inestable es una fuente de turbulencia por convección que favorece la mezcla de calor, humedad y otras concentraciones. Normalmente, la inestabilidad se produce después del amanecer una vez que el suelo responde al calentamiento por radiación solar. La estabilidad, por el contrario, se produce por la noche cuando el suelo se enfría por irradiación. La transición de un estado a otro puede producir neutralidad o cuasi neutralidad. La Figura 3.3 muestra el esquema del comportamiento atmosférico del ciclo diario en un día despejado de verano, donde se observa la dependencia con la radiación solar (Wallace and Hobbs 2006).

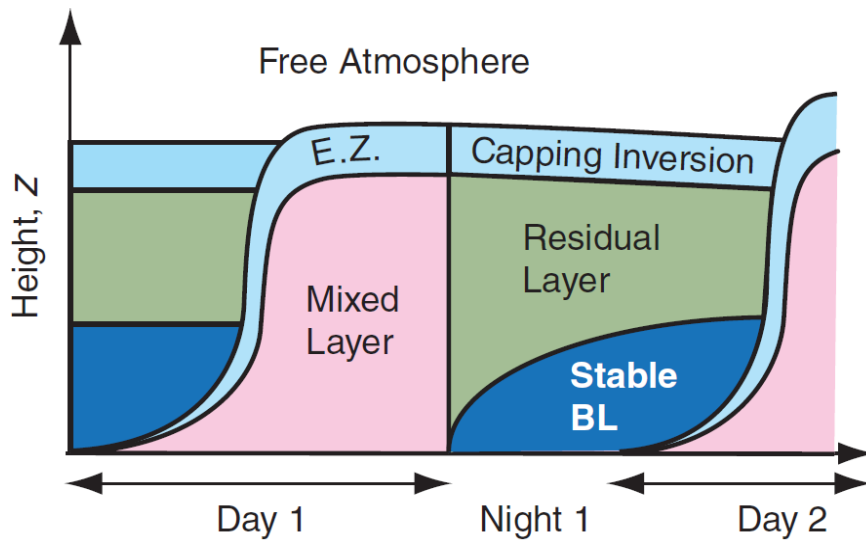


Figura 3.3. Evolución diaria sin nubes de una sección vertical de la capa límite. E.Z. es la zona de entrada o de entrañamiento (*entrainment zone*); *Mixed layer* la capa de mezcla o convectiva; *Stable BL* la capa estable; *Residual layer* la capa residual; *Capping inversion* la capa de inversión, y *Free atmosphere* es la atmósfera libre (Wallace and Hobbs 2006).

Ciclo diurno

Este ciclo se produce desde el amanecer hasta el atardecer. En la Figura 3.3 el origen de coordenadas representa el inicio del amanecer (*Day*). A medida que la radiación solar calienta el suelo, el aire en contacto también se calienta y masas de aire menos densas ascienden. Estas corrientes termales generan movimientos convectivos durante su ascenso que provocan turbulencia, por lo que el calor, la humedad y otros gases se dispersan y homogeneizan eficientemente. En estas condiciones, a la capa de aire por encima del suelo se la identifica como *capa de mezcla* o *capa convectiva* (*mixed layer*, *convective layer*) y está en situación inestable. El espesor de esta capa es variable a lo largo del día y está limitada por la *zona de entrada* (E.Z), que es la frontera entre la capa convectiva y la capa estable formada durante la noche (*Night*).

El mecanismo de crecimiento de la capa convectiva se debe a la elevada flotabilidad de las células de convección que penetran en la capa estable. Entonces, se produce un intercambio de aire entre las dos capas en el que se introduce turbulencia y se permite la entrada de aire que se mezcla rápidamente. Este proceso hace que el espesor de la capa convectiva aumente hasta alcanzar su máximo en las horas centrales del día. A partir de entonces, el límite superior viene dado por la capa de inversión (*capping inversion*), que es la frontera con la atmósfera libre.

La Figura 3.4 muestra un esquema típico de los perfiles de temperatura real o absoluta (T), temperatura potencial (θ), humedad (q) y viento (V). El concepto de temperatura potencial se trata más adelante. En esta figura se observa el perfil logarítmico en la zona inferior correspondiente a la capa superficial (SL), que

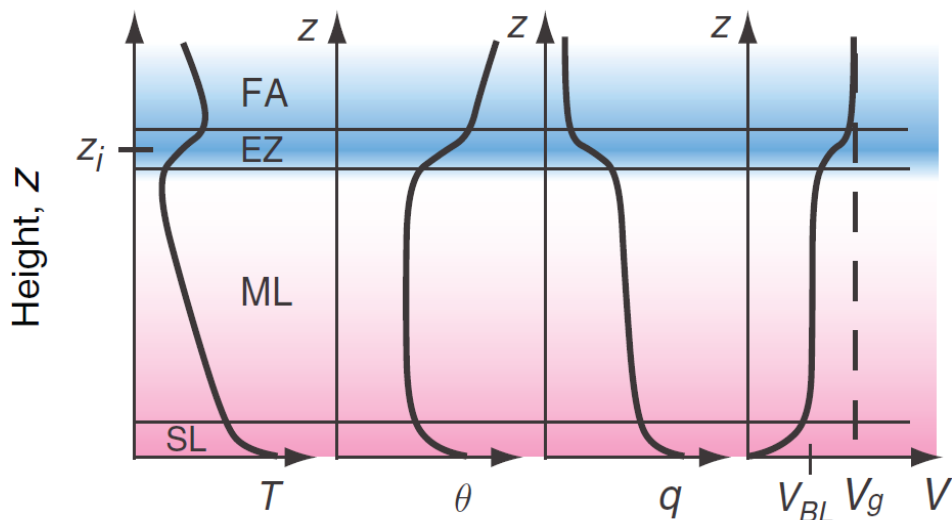


Figura 3.4. Esquema típico de perfiles de temperatura real (T), temperatura potencial (θ), humedad (q) y velocidad del viento (V) durante el ciclo diurno. SL: capa superficial (*surface layer*), ML: capa de mezcla (*mixed layer*), EZ: zona de entrada o de entrañamiento (*entrainment zone*), FA: atmósfera libre (*free atmosphere*) (Wallace and Hobbs 2006).

puede alcanzar entre 20 y 50 m durante el día (Foken 2008) o incluso 100 m (Tagesson 2012). Nótese cómo la temperatura y la humedad en la superficie son superiores a las de la atmósfera. Por encima de la capa superficial, en la capa de mezcla o convectiva (ML), los perfiles de las variables son prácticamente constantes excepto el de la temperatura real. No obstante, el valor fiable de la temperatura para el proceso de mezcla es la temperatura potencial, cuyo significado se verá más adelante. Los perfiles de la Figura 3.4 indican que en la capa de mezcla las concentraciones tienden a ser homogéneas, tendencia que se rompe en las proximidades de la zona de entrada debido a los procesos descritos. Por encima se encuentra la atmósfera libre (FA), en donde el comportamiento atmosférico difiere del comportamiento de la capa límite.

Ciclo Nocturno

Este ciclo se produce entre el atardecer y el amanecer del día siguiente (*Night*, Figura 3.3). Por la noche, el suelo irradia hacia la atmósfera y la superficie se enfría más rápido que el aire por encima. El aire en contacto con el suelo también se enfría, generando una capa estáticamente estable sobre la superficie que crece durante la noche. Es la llamada *capa límite estable* (SBL) y puede alcanzar hasta 100 m por encima de la superficie (Foken 2008). Entre esta capa y la de inversión queda atrapada la capa convectiva que se ha formado durante el día y que ahora recibe el nombre de *capa residual* (RL). La formación de la capa estable reduce mucho la convección y la turbulencia en la capa residual.

La Figura 3.5 muestra un esquema típico de perfiles de las variables atmosféricas durante la noche, que siguen siendo logarítmicos. Ahora, el valor de la

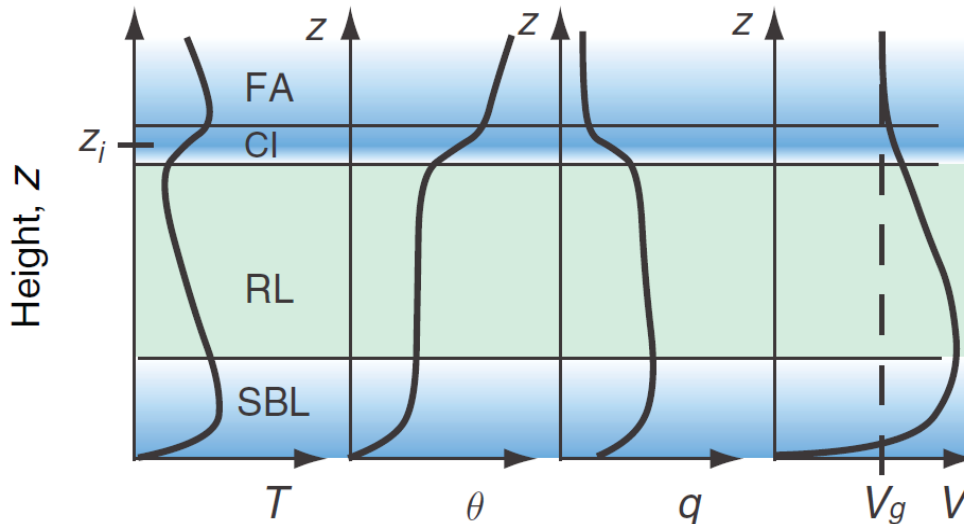


Figura 3.5. Esquema típico de perfiles de temperatura real (T), temperatura potencial (θ), humedad (q) y velocidad del viento (V) durante el ciclo nocturno. SBL: capa límite estable (*stable boundary layer*), RL: capa residual (*residual layer*), CI: capa de inversión (*capping inversión*), FA: atmósfera libre (*free atmosphere*) (Wallace and Hobbs 2006).

temperatura y la humedad es inferior en el suelo y mayor en el aire. La capa estable consume energía cinética turbulenta, por lo que la turbulencia que se produce es a pequeña escala. Por encima, en la capa residual (RL), la temperatura y la humedad se mantienen con perfiles más o menos constantes debido a la actividad diurna. Por el contrario, la ausencia de turbulencia durante la noche reduce la disipación de energía y el perfil de la velocidad del viento cambia en comparación con el ciclo diurno, donde tiende a mantenerse constante. En las cercanías de la capa de inversión (CI), los procesos turbulentos y de mezcla están gobernados por la atmósfera libre y no tanto por las células convectivas diurnas.

3.3.5 Parcela de aire

Hasta ahora se ha visto que la estabilidad atmosférica es un indicador de la capacidad de mezcla entre capas de aire con distinta densidad. Para estudiar la estabilidad atmosférica los meteorólogos utilizan el concepto de parcela de aire, que es un volumen de aire con las siguientes propiedades:

1. Sistema adiabático. No hay intercambio de calor con el aire circundante. Esta hipótesis se basa en que el aire absorbe poca radiación y su conducción térmica es despreciable. Los cambios de temperatura al desplazarse solo se producen por la expansión o compresión de la parcela.
2. La presión de la parcela en cada instante es la misma que la del aire circundante situado a la misma altura.
3. El movimiento de la parcela es lento, de modo que su energía cinética es una fracción pequeña de su energía total.

Estas propiedades no siempre se cumplen en la realidad (Stull 1988). No obstante, simplifican el comportamiento de una masa de aire que se desplaza y ayuda a comprender la mezcla con el aire circundante. El concepto de la parcela de aire es muy útil para identificar la condición de estabilidad cuando se trabaja con perfiles de temperatura.

3.3.6 Temperatura potencial

La estabilidad de una parcela de aire es función de su densidad, y a través de la ecuación de equilibrio hidrostático (3.1) se ha visto que la presión y la densidad son proporcionales. No obstante, ¿qué papel juega la temperatura? Bajo la hipótesis de que el aire se comporta como un gas ideal, la temperatura, la densidad y la presión pueden relacionarse.

La ley de los gases ideales viene dada por la siguiente ecuación:

$$pV = nR_gT \quad (3.4)$$

donde p es la presión, V el volumen, n el número de moles de gas, R_g la constante universal de los gases ($8.3143 \text{ J K}^{-1}\text{mol}^{-1}$) y T la temperatura absoluta (K).

El número de moles n puede sustituirse por la relación entre la masa de gas M y el peso molecular m_a del aire seco ($28.97 \times 10^{-3} \text{ kg mol}^{-1}$). Sustituyendo en la Ecuación (3.4) se obtiene

$$pV = \frac{M}{m_a} R_g T \quad (3.5)$$

y despejando el término de presión se obtiene

$$p = \rho RT \quad (3.6)$$

donde ρ es la densidad del aire y R el cociente entre la constante universal de los gases y el peso molecular del aire seco

$$R = \frac{R_g}{m_a} = 287 \text{ (J Kg}^{-1}\text{K}^{-1}) \quad (3.7)$$

La Ecuación (3.6) relaciona la presión, la densidad y la temperatura de una parcela de aire. Entonces, la Ecuación (3.1) se puede escribir como

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{pg}{RT} \quad (3.8)$$

o también como

$$\frac{\partial(\rho RT)}{\partial z} = -\rho g \quad (3.9)$$

Las Ecuaciones (3.8) y (3.9) relacionan la temperatura con el cambio de densidad y presión, respectivamente. En consecuencia, como la temperatura es una variable fácil de medir y fiable, puede utilizarse como instrumento para evaluar los cambios en la presión y la densidad (Marshall and Plumb 2007). A continuación se explica cómo evaluar la densidad de una parcela de aire a partir de la temperatura.

La ley de los gases ideales (3.6) establece que dos parcelas de aire sometidas a la misma presión, pero con distinta temperatura, tendrán densidades diferentes. A igualdad de presión, la relación de dos parcelas de aire con densidades ρ_1 y ρ_2 y temperaturas T_1 y T_2 es

$$\frac{\rho_1}{\rho_2} = \frac{T_2}{T_1} \quad (3.10)$$

La relación ampliamente conocida que se desprende de la ecuación anterior es que, si $T_2 > T_1$, entonces $\rho_1 > \rho_2$. Es decir, la parcela más fría tendrá mayor densidad, y la más caliente, será menos densa. Pero, ¿se puede comparar la temperatura entre dos parcelas situadas a distinta altura para establecer la condición de estabilidad? La respuesta es que no. Cuando una parcela de aire asciende se expande y enfría adiabáticamente, y la no conservación de la temperatura real en un proceso adiabático impide que pueda utilizarse para comparar densidades entre las dos parcelas a distinta altura. Por lo tanto, es necesario utilizar un valor de temperatura que tenga en cuenta los cambios adiabáticos: la temperatura potencial.

Por definición, la temperatura potencial es la temperatura que una parcela de aire seco (sin condensación) tendrá si sigue un proceso adiabático seco hasta una presión de referencia. Es una magnitud conservativa que permite comparar la temperatura de dos parcelas de aire a distinta altura. Para entender mejor este concepto, primero se muestra el desarrollo de su expresión (Marshall and Plumb 2007) para luego explicar con más detalle su significado y utilidad.

La primera ley de la termodinámica establece el intercambio de calor de una parcela de aire con su entorno mediante la siguiente expresión:

$$dQ = dU + dW \quad (3.11)$$

donde dQ es el calor intercambiado, dU es la variación de la energía interna y dW es la variación de trabajo realizado con el exterior. Considérese ahora una parcela de gas ideal de modo que la ecuación anterior puede escribirse como

$$dQ = c_v dT + p dV \quad (3.12)$$

donde $c_v dT$ es la variación de la energía interna debido al cambio de temperatura de la parcela y $p dV$ es el trabajo realizado al expandirse la parcela. c_v es el calor específico del aire a volumen constante, p es la presión, T la temperatura y V el volumen.

Si la masa del gas es igual a la unidad, de modo que $\rho V = 1$, se obtiene que

$$p dV = p d\left(\frac{1}{\rho}\right) = -\frac{p}{\rho^2} d\rho \quad (3.13)$$

y la Ecuación (3.6) proporciona

$$dp = RT d\rho + \rho R dT \quad (3.14)$$

Aislando $d\rho$ de (3.14) y utilizando (3.6), la Ecuación (3.13) puede reescribirse como

$$p dV = -\frac{p}{\rho^2} d\rho = -\frac{p}{\rho^2 RT} dp + \frac{p}{\rho T} dT = -\frac{dp}{\rho} + R dT \quad (3.15)$$

y la primera ley de la termodinámica (3.12) queda

$$dQ = (c_v + R) dT - \frac{dp}{\rho} = c_p dT - \frac{dp}{\rho} \quad (3.16)$$

donde $c_p = c_v + R$ es el calor específico a presión constante. En un proceso adiabático se tiene que $dQ = 0$, por lo que

$$c_p dT = \frac{dp}{\rho} \quad (3.17)$$

A partir de esta ecuación se obtienen dos resultados importantes.

En primer lugar, considérese que la parcela se encontraba inicialmente en equilibrio hidrostático ($dp = -g\rho dz$). Si la perturbación es suficientemente pequeña, la densidad de la parcela ρ será prácticamente igual a la del aire circundante inicial. Entonces,

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} = -\Gamma_a \cong -10 \text{ (K km}^{-1}\text{)} \quad (3.18)$$

que es el denominado *gradiente adiabático seco* de una parcela de aire con $c_p = 1005 \text{ (J kg}^{-1}\text{K}^{-1}\text{)}$ (Marshall and Plumb 2007).

En segundo lugar, mediante (3.6), la Ecuación (3.17) puede expresarse como

$$c_p dT = RT \frac{dp}{p} \quad (3.19)$$

$$\frac{dT}{T} = \frac{R}{c_p} \frac{dp}{p} = \kappa \frac{dp}{p} \quad (3.20)$$

donde $\kappa = R/c_p = 0.286$. La ecuación anterior puede escribirse

$$d \ln T - \kappa d \ln p = 0 \quad (3.21)$$

de cuya integración se obtiene la denominada *temperatura potencial*

$$\theta = T_0 = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0.286} \quad (3.22)$$

que es la temperatura que adquiriría un gas si se expandiese o comprimiese adiabáticamente desde una presión p hasta una presión de referencia p_0 , que por convenio son 1000 hPa (1 atmósfera).

El valor constante del gradiente adiabático seco implica que la temperatura potencial también es una constante para una parcela de aire seco (sin condensación). Ambos criterios pueden utilizarse, ahora sí, para comparar la densidad de una parcela de aire, que se desplaza adiabáticamente, con la del aire en otro punto.

La Figura 3.6 muestra la temperatura real (T) y potencial (θ) de dos parcelas de aire A_0 y B. También muestra la evolución del gradiente adiabático seco (Γ_d) para cada parcela y el gradiente real de temperatura (Γ). Si la parcela A_0 se desplaza a la cota z_B , se tiene la parcela A_f . Ahora es posible comparar las densidades de A_f y B a partir de la temperatura potencial o de los gradientes de temperatura. En la Figura 3.6 obsérvese que si la temperatura potencial de la parcela A_0 (θ_{A_0}) es mayor que la temperatura potencial de B (θ_B), entonces la temperatura real final T_{A_f} de la parcela al desplazarse adiabáticamente también será mayor a T_B . La densidad de la parcela A_f al llegar a z_B , por estar más caliente, será menor que la densidad del aire en B y la atmósfera entre estos dos puntos es inestable.

Siguiendo este razonamiento, sea una parcela de aire inicialmente en equilibrio que se desplaza en la vertical, la condición de estabilidad puede establecerse a partir del perfil de temperatura potencial como:

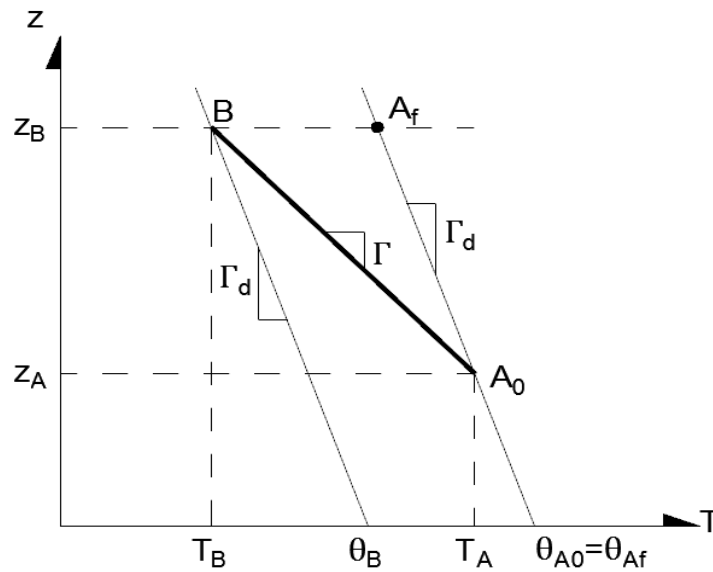


Figura 3.6. Esquema de temperatura potencial θ , gradiente adiabático seco Γ_d y gradiente real de temperatura Γ de una parcela de aire que se desplaza. A_0 : parcela con temperatura T_A a la altura z_A , B : aire con temperatura T_B a la altura z_B , A_f : parcela A_0 a la cota z_B . A cierta altura o presión, la temperatura potencial es la misma para A_0 , θ_{A0} , que para A_f , θ_{A0} , por desplazarse adiabáticamente. A la misma altura que A_f , el punto B tiene la temperatura potencial θ_B .

- Si $(d\theta/dz) < 0 \rightarrow$ inestabilidad
- Si $(d\theta/dz) = 0 \rightarrow$ neutralidad
- Si $(d\theta/dz) > 0 \rightarrow$ estabilidad

De igual modo, a partir del gradiente de temperatura real en comparación con el gradiente adiabático seco, se tiene que

- Si $(dT/dz) < -\Gamma_d \rightarrow$ inestabilidad
- Si $(dT/dz) = -\Gamma_d \rightarrow$ neutralidad
- Si $(dT/dz) > -\Gamma_d \rightarrow$ estabilidad

3.3.7 Temperatura potencial equivalente

La temperatura potencial describe la evolución adiabática de la temperatura en el aire seco (sin condensación). Sin embargo, el aire puede contener vapor de agua. La cantidad de vapor que es capaz de contener el aire es pequeña en comparación con el aire seco, pero juega un papel fundamental en los cambios de temperatura. Si una parcela de aire húmedo se enfría lo suficiente en su ascenso adiabático puede condensar el vapor de agua, liberando calor latente de condensación. El resultado es que la temperatura de la parcela sigue un gradiente adiabático saturado, inferior al seco, y que viene representado por la temperatura potencial

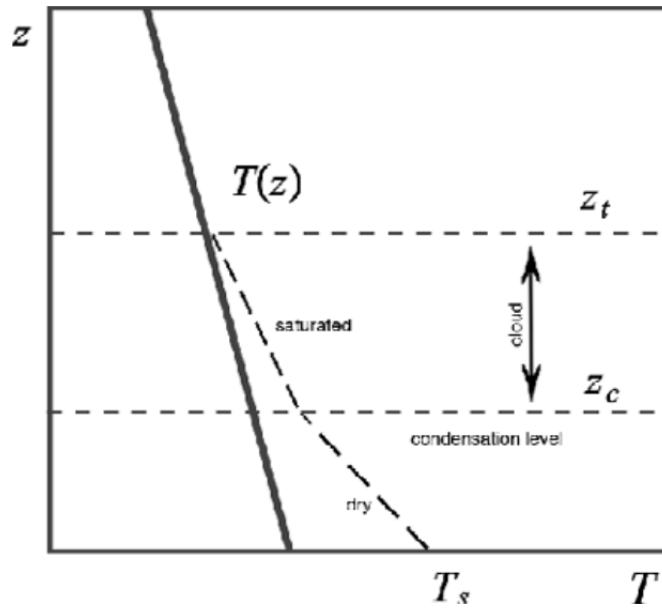


Figura 3.7. Esquema de cambio entre el gradiente adiabático seco (*dry*) y saturado (*saturated*). T_s : temperatura de superficie, z_c : cota de condensación de la parcela de aire, $T(z)$: gradiente de temperatura real, z_t : cota de estabilidad neutra (Marshall and Plumb 2007).

equivalente. A continuación se describe el proceso físico.

En la Figura 3.7 se muestra el gradiente real de temperatura $T(z)$. La altura en la que el vapor de agua de una parcela de aire condensa se llama *nivel de condensación* (z_c). Por debajo de este nivel el gradiente adiabático es seco (*dry*), mientras que por encima es saturado (*saturated*) y se forman nubes (*cloud*). El calor liberado por la condensación compensa al enfriamiento adiabático seco, se libera calor latente y se calienta la parcela de aire, aumentando su flotabilidad al hacerla más inestable. Nótese cómo el descenso de la temperatura con la altura es menor en el gradiente saturado que en el seco. En este caso, se dice que la convección es húmeda y la parcela de aire asciende hasta alcanzar condiciones neutras en la cota z_t , lugar en el que se frena la flotabilidad al alcanzar la temperatura del aire circundante.

Para estudiar la estabilidad en condiciones saturadas es necesario definir la medida de la humedad en el aire. Las magnitudes más utilizadas son (Marshall and Plumb 2007):

- **Humedad específica (q):** es la masa de vapor de agua en el aire respecto a la masa total de aire,

$$q = \frac{\rho_v}{\rho} \quad (3.23)$$

donde ρ_v es la densidad del vapor en el aire y $\rho = (\rho_v + \rho_d)$ la densidad del aire como la suma de la densidad de vapor y la densidad del aire seco (ρ_d).

- **Humedad específica saturada (q_*):** es la humedad específica cuando el vapor condensa y se tienen condiciones de saturación. Su expresión es

$$q_* = \frac{e_s/R_v T}{p/RT} = \left(\frac{R}{R_v}\right) \frac{e_s}{p} \quad (3.24)$$

donde e_s es la presión de vapor saturada, que depende exponencialmente de la temperatura, y puede aproximarse mediante

$$e_s = A e^{\beta T} \quad (3.25)$$

con $A = 6.11$ hPa y $\beta = 0.067$ °C⁻¹ constantes y T en °C. R_v es equivalente a (3.7) pero utilizando el peso molecular del vapor ($m_v = 18.02 \times 10^{-3}$ kg mol⁻¹).

$$R_v = \frac{R_g}{m_v} = 461.5 \text{ (J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}) \quad (3.26)$$

El desarrollo para la obtención de la temperatura potencial equivalente y el gradiente adiabático saturado es similar al de la temperatura potencial. A continuación se muestran los resultados del desarrollo de Marshall and Plumb (2007).

El gradiente adiabático saturado Γ_s se expresa como

$$-\frac{dT}{dz} = \Gamma_s = \Gamma_d \left[\frac{1 + Lq_*/RT}{1 + L\beta q_*/c_p} \right] \quad (3.27)$$

donde L es el calor latente de condensación. El gradiente saturado (3.27) es menor que el seco y su valor no es único porque depende de la presión y la temperatura. Normalmente oscila entre los 3 K km⁻¹ cerca de la superficie y los 10 K km⁻¹ cerca de la atmósfera libre. En caso de condensación, ahora la condición de estabilidad puede establecerse como:

- Si $(dT/dz) < -\Gamma_s \rightarrow$ inestabilidad condicional
- Si $(dT/dz) = -\Gamma_s \rightarrow$ neutralidad saturada
- Si $(dT/dz) > -\Gamma_s \rightarrow$ absolutamente estable

Por último, la temperatura potencial equivalente (θ_e) resulta en la siguiente expresión:

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{Lq}{c_p T}\right) \quad (3.28)$$

donde θ es la temperatura potencial sin condensación (Ecuación 3.22). Por definición, la temperatura potencial equivalente es la temperatura de una parcela de aire que se ha expandido adiabáticamente hasta condensar todo su vapor y, una vez liberado el calor latente, se comprime de nuevo hasta una presión de referencia que, habitualmente, son 1000 hPa. A continuación se explica con más detalle este proceso.

Cuando el agua se condensa se libera calor latente. Una parte de este calor se lo lleva el agua condensada (proceso irreversible o pseudoadiabático), y otro permanece en la parcela para calentarla (proceso reversible o adiabático) compensando al enfriamiento adiabático. En la práctica, la cantidad de calor transportada por el agua condensada es pequeño y puede decirse que el proceso tiene la misma tasa de cambio que el adiabático. Por lo tanto, la temperatura potencial equivalente de una parcela nos dice que el aire asciende y se expande pseudoadiabáticamente, o adiabáticamente, hasta que todo el vapor se condensa, liberando el calor latente y dejando caer el agua condensada. Luego, el aire se comprime adiabáticamente de forma seca hasta una presión de referencia (1000 hPa), momento en el que se obtiene su temperatura potencial equivalente.

Se trata, nuevamente, de una variable conservativa. El cálculo de la temperatura potencial equivalente no es directo y su tasa no es constante, por lo que suelen utilizarse diagramas, llamados *oblicuos*, que tienen en cuenta los cambios de temperatura y presión (UCAR 2014b).

3.4 Turbulencia

La turbulencia es intrínseca a la capa límite y juega un papel importante en la mezcla de las variables atmosféricas. De hecho, la creación de turbulencia cerca del suelo es una de las características que hace de la capa límite atmosférica, y por tanto a la capa superficial, diferente del resto de capas (Stull 1988). La fricción entre el suelo y el aire genera turbulencia, pero también la diferencia de velocidad entre capas de aire, la presencia de obstáculos y el movimiento convectivo de las parcelas. El origen, la clasificación, la interacción con el suelo y la forma de cuantificar la turbulencia es el objetivo de este apartado.

La turbulencia atmosférica consiste en un movimiento desordenado del aire. Se caracteriza por un cambio aleatorio de una determinada magnitud (e.g. velocidad del viento, temperatura, humedad) en el aire medida de forma instantánea. En contraste con el flujo laminar, en el que no hay mezcla entre parcelas de aire, en el flujo turbulento se producen cambios en la magnitud y en la dirección del viento que provocan un movimiento caótico que aumenta el proceso

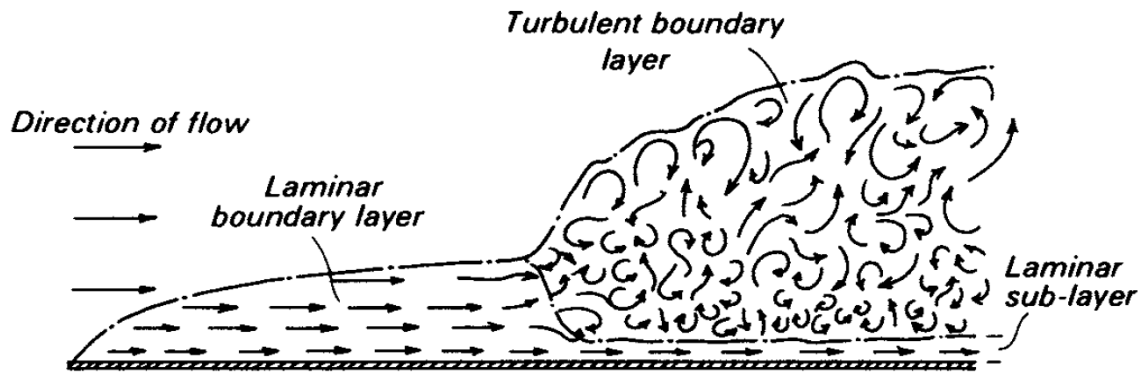


Figura 3.8. Esquema del comportamiento del viento entre flujo laminar y turbulento en el que se representa la dirección del flujo (*direction of flow*), capa y subcapa límite laminar (*laminar boundary layer*, *laminar sublayer*) y capa límite turbulenta (*turbulent boundary layer*) (Oke 1987).

de intercambio de masa y calor entre las distintas capas de aire y entre el suelo y la atmósfera (Figura 3.8). A diferencia del proceso de difusión molecular, el intercambio turbulento es 10^5 veces más eficiente en la mezcla de masa y calor (Foken 2008).

3.4.1 Clasificación

El movimiento turbulento puede visualizarse como remolinos o torbellinos más o menos irregulares que son los responsables del intercambio de humedad y calor con el suelo y de su homogeneización en el aire. Esta forma de transporte sucede en un amplio rango de escalas, donde remolinos de distinto tamaño se superponen transmitiendo la energía en cascada desde los más grandes hacia los más pequeños. Finalmente, la energía se disipa a nivel molecular por efecto de la viscosidad. Esta forma de transmisión se traduce en que, en esencia, la turbulencia es un proceso de disipación de energía a distintas escalas (Wallace and Hobbs 2006; Foken 2008; Tagesson 2012). La forma de clasificar estos remolinos según su tamaño y origen se explica a continuación.

Clasificación por escala

En meteorología, la clasificación del tamaño de la turbulencia se puede hacer en función de su tamaño horizontal, que normalmente lleva asociado un tiempo característico. Tiempos mayores implica tamaños de remolino más grandes y viceversa. A partir de esta relación, la Tabla 3.2 muestra la clasificación de los remolinos según el tamaño horizontal característico.

En la escala planetaria se encuentran los patrones de viento del planeta y su duración puede ser de varias semanas (e.g. vientos alisios). La escala sinóptica se asocia a pasos de frentes y sistemas meteorológicos (e.g. ciclones, anticiclones) con duraciones inferiores a una semana. La turbulencia de mesoescala incluye frentes atmosféricos, grandes sistemas de nubes y tormentas con duraciones de pocos

Tabla 3.2. Escalas de movimiento horizontal en la atmósfera (Wallace and Hobbs 2006)

Tamaño	Escala	Nombre
>20.000 km	Macro	Planetaria
>2000 km		Sinóptica
>200 km	Meso- α	Mesoescala
>20 km	Meso- β	
>2 km	Meso- γ	
>200 m	Micro- α	Capa límite
>20 m	Micro- β	Capa superficial
>2 m	Micro- γ	Inercial
>2 mm	Micro- δ	Fina
Moléculas	Molecular	Disipación viscosa

días. Por último, en la escala micro se encuentra la turbulencia menor o igual a 1 h y que interactúa con la capa límite (Stull 1988; Wallace and Hobbs 2006). En esta escala los remolinos son pequeños cerca del suelo (milímetros o centímetros) y aumentan con la altura, comunicando la superficie con el aire y provocando la rápida dispersión de las variables atmosféricas. Tanto es así que, a menudo, se identifica a la capa límite como la zona de la troposfera que responde a los cambios en superficie en menos de 30 min (Wallace and Hobbs 2006).

Los modelos de predicción meteorológica parametrizan de forma determinista la turbulencia a gran escala mediante teoría de ondas. Por el contrario, la turbulencia de pequeña escala debe calcularse resolviendo la no linealidad de la turbulencia sin la ayuda de parametrizaciones (Stull 1988). Los tiempos de cálculo en el primer caso son muy inferiores a los empleados en el segundo.

Clasificación por origen

La turbulencia a cualquier escala puede clasificarse también por la causa que la provoca en base a 3 criterios (Wallace and Hobbs 2006):

1. **Turbulencia mecánica o de convección forzada:** producida por fricción del viento, ya sea con otras capas de aire, con el suelo o por la presencia de obstáculos que dejan estelas turbulentas. El rozamiento produce una tensión de corte llamada *cizalladura* o *corte del viento*. Cuando el viento choca con el suelo, un obstáculo o una capa de aire de velocidad distinta o en otra dirección, se produce un cambio brusco en la dirección y la magnitud del viento. El choque se traduce en un movimiento turbulento que tiende a

disipar la energía. Cerca de la superficie la turbulencia tiende a ser mecánica y menos eficiente en la mezcla.

2. **Turbulencia térmica o de convección libre:** producida por fuerzas de flotabilidad en las que el aire caliente asciende y el frío desciende ocupando su lugar. Se produce en condiciones de inestabilidad, cuando la insolación del suelo provoca el calentamiento del aire en contacto con la superficie.
3. **Turbulencia inercial:** se trata de una turbulencia producida por los esfuerzos de corte inducidos por remolinos más grandes

Las turbulencias mecánica y térmica pueden producirse simultáneamente. Cuando la atmósfera es inestable, normalmente la energía asociada a la turbulencia térmica domina sobre la mecánica. Por el contrario, si la atmósfera cerca del suelo está en condiciones estables, la turbulencia térmica tiende a suprimirse y solo se tiene mecánica. En el caso de que esta supere al efecto estabilizador se produce un régimen de inestabilidad dinámica.

3.4.2 Aproximación estadística (covarianza turbulenta)

La predicción de la turbulencia es uno de los grandes problemas de la física clásica por resolver (Stull 1988; Wallace and Hobbs 2006; Foken 2008). Es un problema no lineal cuya predicción determinista solo puede hacerse para cortos periodos de tiempo (Wallace and Hobbs 2006). Por su carácter aleatorio, la turbulencia se estudia desde un enfoque estocástico, con el inconveniente de que su predicción se limita a obtener valores medios o esperados sobre medidas de turbulencia (Stull 1988). El objetivo del tratamiento estadístico es predecir el efecto de numerosos remolinos más que predecir el comportamiento de un solo remolino (Wallace and Hobbs 2006).

La medida directa de la turbulencia comenzó a desarrollarse con la aparición del anemómetro sónico basado en las ecuaciones de Schotland (1955). Antes de la aparición del anemómetro, trabajos como los de Montgomery (1948) u Obukhov (1951) ya indicaban que la medida de los flujos turbulentos atmosféricos podía deducirse a partir de fluctuaciones sobre valores medios. Estos avances supusieron una revolución en el estudio de la capa límite y establecieron las bases de lo que hoy día se llama la *teoría de la covarianza turbulenta (eddy covariance theory)*. Ensayos posteriores a gran escala realizados por grupos de meteorólogos de distintas nacionalidades (e.g. Businger et al. 1969; Izumi 1971; Garrat 1980; Dyer et al. 1982) avanzaron, especialmente, en la obtención de las llamadas *funciones universales* basadas en la *teoría de la semejanza* de Obukhov (Obukhov 1946; Monin and Obukhov 1954). Más adelante se hablará de estas funciones. No obstante, incluso hoy día, la medida de la turbulencia, el tratamiento de las medidas, la localización de sensores y teorías que sustenten estas medidas sigue siendo uno de los grandes retos de la micrometeorología (Lee et al 2005). En este apartado se hace un resumen del tratamiento estadístico de la turbulencia a partir del cual se describe su comportamiento y los flujos de las variables atmosféricas.

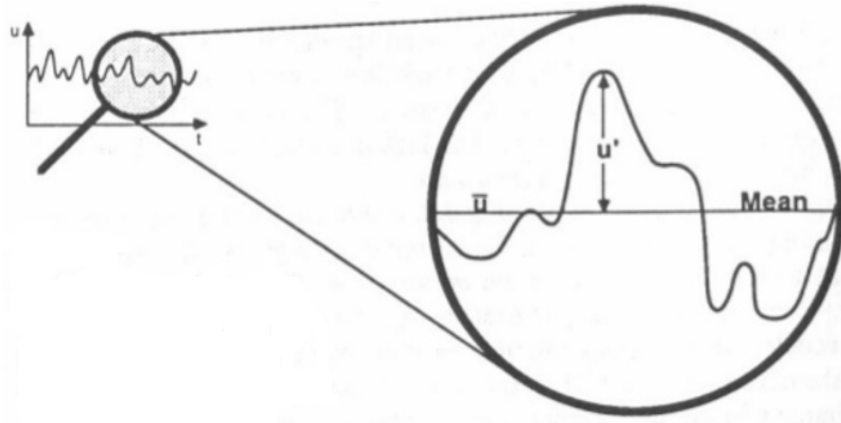


Figura 3.9. Esquema de descomposición de Reynolds. La variable viento horizontal u puede descomponerse en un valor medio (*mean*) \bar{u} y la fluctuación de la velocidad instantánea del viento u' (Stull 1988).

El método de la covarianza turbulenta es una herramienta estadística para medir y calcular flujos turbulentos en la capa límite. Sus principales inconvenientes son la complejidad matemática, el elevado coste de los aparatos de medida, la repetición de ensayos y el tratamiento de los datos. El tratamiento estadístico de la medida de las variables atmosféricas se hace mediante la descomposición de Reynolds, en donde el valor de una variable X es igual a la suma de un valor medio (\bar{X}) y una fluctuación (x'), que es la parte turbulenta sobre la media. La Figura 3.9 muestra un esquema de dicha descomposición.

En el caso de la atmósfera, el valor de las variables puede escribirse como la suma de un valor medio y una fluctuación o parte turbulenta de la siguiente manera:

$$U = \bar{U} + u' \quad (3.29)$$

$$V = \bar{V} + v' \quad (3.30)$$

$$W = \bar{W} + w' \quad (3.31)$$

$$\theta = \bar{\theta} + \theta' \quad (3.32)$$

$$q = \bar{q} + q' \quad (3.33)$$

donde U y V son las dos componentes de velocidad horizontal del viento, W es la velocidad vertical y θ y q son la temperatura potencial y la humedad, respectivamente.

La altura para realizar la medida de estas variables y el tiempo necesario es arbitrario (Arya 2001; Campbell and Norman 1998), aunque en las estaciones meteorológicas la altura de referencia suele ser 2 m. Según Arya (2001), el tiempo de medida debe ser suficientemente largo para obtener una media y tener en

cuenta la contribución de los remolinos más grandes. Al mismo tiempo, no debe ser tan largo como para enmascarar el efecto de una determinada situación o tendencia (e.g. variaciones diurnas). Para Arya (2001), el tiempo medio debe estar entre los 1000 s y los 10000 s en función de la altura, el espesor de la capa límite y las condiciones de estabilidad. Stull (1988) apunta a medidas comprendidas entre 30 min y 1 h. En cualquier caso, el número de medidas debe ser elevado dentro de estos intervalos.

En general, en la capa superficial y bajo tiempo estacionario, la magnitud de las fluctuaciones verticales es más grande que la velocidad media vertical. Por otro lado, la magnitud de las fluctuaciones horizontales son aproximadamente iguales o inferiores que la velocidad media horizontal. En cuanto a las variables termodinámicas, las fluctuaciones suelen ser dos órdenes de magnitud inferiores a sus valores promedio. Las fluctuaciones turbulentas normalmente decrecen con la altura y con el aumento de la estabilidad (Arya 2001). A continuación se explica cómo obtener los flujos de las variables atmosféricas a partir de la descomposición de Reynolds.

El flujo se define como la cantidad de una sustancia que pasa a través de una superficie por unidad de tiempo. De este modo, el flujo vertical (F) puede escribirse como el producto medio (Burba and Anderson 2010)

$$F = \overline{\rho_a W S} \quad (3.34)$$

donde ρ_a es la densidad del aire, W es la velocidad vertical del aire y S es una variable atmosférica o la razón de mezcla de una determinada sustancia C en el aire ($S = \rho_c / \rho_a$). Esta expresión es la esencia del método de la covarianza turbulenta, donde el flujo dominante es el vertical debido a las turbulencias provocadas por el viento horizontal. Si se procede a su descomposición se obtiene

$$F = \overline{(\bar{\rho}_a + \rho'_a)(\bar{W} + w')(\bar{S} + s')} \quad (3.35)$$

$$F = \overline{(\bar{\rho}_a \bar{W} \bar{S} + \bar{\rho}_a \bar{W} s' + \bar{\rho}_a w' \bar{S} + \bar{\rho}_a w' s' + \bar{W} \bar{S} + \rho'_a \bar{W} s' + \rho'_a w' \bar{S} + \rho'_a w' s')} \quad (3.36)$$

Una de las leyes de la descomposición de Reynolds es que la media de las fluctuaciones es nula porque se contrarrestan

$$\overline{\rho'_a} = \overline{s'} = \overline{w'} = 0 \quad (3.37)$$

por lo que el flujo es

$$F = \bar{\rho}_a \bar{W} \bar{S} + \bar{\rho}_a \overline{w' s'} + \bar{W} \overline{\rho'_a s'} + \overline{\bar{\rho}_a w'} + \overline{\rho'_a w' s'} \quad (3.38)$$

Nótese que el producto de las fluctuaciones no tiene por qué ser nulo. En este punto se asume que la densidad no fluctúa, de modo que

$$F = \bar{\rho}_a \bar{W} \bar{S} + \bar{\rho}_a \overline{w's'} \quad (3.39)$$

Por último, bajo la hipótesis de que el flujo medio vertical es nulo en suelo homogéneo horizontal cerca de la superficie (velocidad vertical media nula), el flujo viene dado por (Burba and Anderson 2010)

$$F = \bar{\rho}_a \overline{w's'} \quad (3.40)$$

que constituye la expresión para la obtención del flujo vertical de una determinada variable S , donde la media del producto de dos fluctuaciones es la denominada *covarianza*.

Efectivamente, la varianza es una medida de la intensidad de la turbulencia (Wallace and Hobbs 2006). Por ejemplo, la varianza de la turbulencia (σ_u^2) en la dirección horizontal se define de la siguiente forma:

$$\sigma_u^2 = \frac{1}{N} \sum_1^N (U - \bar{U})^2 = \frac{1}{N} \sum_1^N (u')^2 = \overline{(u')^2} \quad (3.41)$$

donde N es el número total de medidas.

En la atmósfera se observa que la varianza de la velocidad del viento suele ir acompañada de fluctuaciones en los valores escalares de temperatura, humedad u otras concentraciones. Un ejemplo es la variación que sufre la temperatura junto con el viento vertical (3.42). La forma en que las dos variables cambian de forma conjunta es la covarianza (*cov*).

$$cov(w, \theta) = \frac{1}{N} \sum_1^N (W - \bar{W})(\theta - \bar{\theta}) = \frac{1}{N} \sum_1^N (w'\theta') = \overline{w'\theta'} \quad (3.42)$$

El método de la covarianza está indicado para el cálculo de flujos verticales de una variable atmosférica (e.g. temperatura, momento) o una sustancia (e.g. gas) en terrenos homogéneos horizontales extensos y sin gradiente horizontal de las variables atmosféricas. En estas condiciones, el viento predominante sopla en la dirección horizontal cerca de la superficie, pero el gradiente y el flujo dominante se produce en la dirección vertical por la turbulencia. Además, los flujos horizontales son muy difíciles de medir y son prácticamente nulos en terrenos planos homogéneos en condiciones estacionarias sin frentes atmosféricos actuando.

En micrometeorología, a la covarianza se le denomina *flujo cinemático* (e.g. Ecuación 3.42). A partir de los flujos cinemáticos pueden obtenerse los flujos

Tabla 3.3. Flujos de calor sensible y calor latente

Nombre	Flujo cinemático	Unidades cinemáticas	Flujo	Unidades
Calor sensible	$\overline{w'\theta'}$	K m s^{-1}	$H = \rho_a C_p \overline{w'\theta'}$	$\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Calor latente	$\overline{w'q'}$	$\text{kg}_w \text{ m kg}_a^{-1} \text{ s}^{-1}$	$LE = \lambda \rho_a \overline{w'q'}$	

Tabla 3.4. Factores para la transformación de los flujos cinemáticos. La densidad del aire y la capacidad calorífica específica del aire son valores a nivel del mar (1 atm).

Factor	Símbolo	Valor	Unidades
Calor latente de vaporización	λ	$2.501 \times 10^6 - 2361 T$ ($^{\circ}\text{C}$)	J kg^{-1}
Calor específico del aire	C_p	$\cong 1005$	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
Densidad del aire	ρ_a	1.225	kg m^{-3}
Capacidad calorífica del aire	$C_a = \rho_a C_p$	$\cong 1231$	$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$

convencionales de las variables atmosféricas aplicando los factores de conversión correspondientes. En la Tabla 3.3 se muestran los flujos cinemáticos que son objeto de estudio en este trabajo. También se muestran los flujos convencionales y las unidades de cada uno de ellos. El flujo de calor sensible es el intercambio de calor que produce cambios en la temperatura. El flujo de calor latente es el transporte de calor por evaporación sin cambios en la temperatura. Los dos flujos son de tipo convectivo.

Los factores de conversión para transformar los flujos cinemáticos en flujos convencionales utilizan el calor latente de vaporización (λ), el calor específico del aire (C_p) y la densidad del aire (ρ_a). Todos ellos se muestran en la Tabla 3.4. Al producto del calor específico del aire y la densidad del aire se le llama *capacidad calorífica del aire* (C_a). El calor latente de vaporización (Harrison 1963 citado por Allen et al. 2006) indica que la energía requerida para evaporar agua se reduce con el aumento de la temperatura. Su valor de referencia es 2.45 MJ kg^{-1} a 20 $^{\circ}\text{C}$.

3.4.3 Velocidad de fricción

En micrometeorología existe otro flujo importante llamado *flujo de momento*, que es el transporte de turbulencia a través del movimiento del aire. Cerca de la superficie, el flujo cinemático de momento vertical se define como la covarianza del viento horizontal y vertical ($\overline{u'w'}$).

Para entender mejor este concepto imagínese un cubo diferencial de aire en cuyo interior, mediante un remolino, se mezclan diferentes velocidades de viento. Si la mezcla de velocidades se produce en uno de los lados del cubo, este se deforma con respecto a su cara opuesta, que permanece en la posición original. El

Tabla 3.5. Flujo de momento y unidades

Nombre	Flujo cinemático	Unidades cinemáticas	Flujo	Unidades
Flujo de momento o tensión de Reynolds	$\overline{u'w'}$	m^2s^{-2}	$\tau = -\rho_a \overline{u'w'}$	$\text{kg m}^{-1}\text{s}^{-2}$

efecto de la mezcla de distintas velocidades es una deformación equivalente a la aplicación de una tensión, aunque físicamente no se trata del concepto clásico de tensión (fuerza por unidad de área). En este caso, el aire que se mueve en vertical (contiene w') se mezcla mediante el efecto del viento horizontal (contiene u'). En consecuencia, el flujo vertical de momento en un movimiento turbulento constituye, en realidad, la llamada *tensión de Reynolds*, y es un parámetro de escala importante en la representación de los perfiles de las variables atmosféricas (Stull 1988). La Tabla 3.5 muestra la expresión y las unidades del flujo de momento.

El flujo de momento puede producirse en todas las direcciones y en cada una de las caras del cubo de aire, por lo que constituye un tensor de segundo orden (simétrico). La tensión de Reynolds es una propiedad del flujo y no del fluido porque no interviene la viscosidad (Stull 1988).

Cuando la turbulencia se produce en la superficie por efecto del viento (turbulencia mecánica), el corte generado por el flujo horizontal de momento viene dado por las siguientes componentes de la tensión de Reynolds

$$\tau_{xz} = -\overline{\rho_a u'w'} \quad (3.43)$$

$$\tau_{yz} = -\overline{\rho_a v'w'} \quad (3.44)$$

y el módulo de la tensión total es

$$|\tau_{Reynolds}| = [\tau_{xz}^2 + \tau_{yz}^2]^{1/2} \quad (3.45)$$

A partir de esta relación se obtiene la velocidad de escala llamada *velocidad de fricción o de arrastre* como

$$u_*^2 = [\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2}]^{1/2} = \frac{|\tau_{Reynolds}|}{\overline{\rho_a}} \quad (3.46)$$

La velocidad de fricción interviene en la caracterización del movimiento turbulento. Más adelante se verá la relación con el perfil de viento para distintas condiciones de estabilidad.

3.4.4 Teoría de la semejanza

La descomposición de Reynolds puede usarse para describir el transporte de calor, humedad y momento en el aire a través de las ecuaciones de Navier-Stokes. El inconveniente principal al introducir la descomposición de Reynolds en ellas es que el número de ecuaciones resultante es inferior al número de incógnitas. Se trata del llamado *problema de cierre* (Stull 1988; Wallace and Hobbs 2006; Foken 2008; Vilà-Guerau de Arellano et al. 2015). La derivación de las ecuaciones de Navier-Stokes queda fuera del alcance de este trabajo, pero puede consultarse extensamente en las referencias indicadas. Para entender el problema de cierre, a continuación se muestra un ejemplo ilustrativo.

La ecuación de balance para una determinada variable atmosférica φ puede escribirse de la siguiente forma (Vilà-Guerau de Arellano et al. 2015):

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + u_j \frac{\partial \varphi}{\partial x_j} = f \quad (3.47)$$

donde el término f representa una fuente o sumidero y u_j es la velocidad del viento en una determinada dirección. La incógnita es la función de la variable atmosférica. Aplicando la descomposición de Reynolds para resolver la turbulencia en la expresión anterior se llega a la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u'_j \varphi'}}{\partial x_j} = \bar{f} \quad (3.48)$$

que introduce una nueva incógnita: el flujo turbulento $\overline{u'_j \varphi'}$ o también llamado *momento de segundo orden*. Por consiguiente, la introducción de las covarianzas en las ecuaciones de balance conduce a nuevas incógnitas. Si se aplica el mismo proceso sobre estas, el número de incógnitas crece y aparecería un momento de tercer orden ($\overline{u'_j u'_k \varphi'}$). Por lo tanto, para resolver las ecuaciones es necesario introducir parametrizaciones que limiten el número de incógnitas. A este procedimiento de parametrización se le denomina *suposición de cierre (closure assumption)*.

La aplicación de las hipótesis de cierre consiste en obtener un número finito de ecuaciones igual al número de incógnitas parametrizando algunas incógnitas en función de las incógnitas escogidas para resolver el problema (Wallace and Hobbs 2006). El orden de la parametrización viene determinado por el número de momentos (covarianzas) que se mantienen como incógnita. Para el ejemplo mostrado en la Ecuación (3.48), si se parametriza el término de flujo turbulento, entonces se tiene una aproximación de primer orden, puesto que solo quedaría $\bar{\varphi}$ como incógnita.

El problema de cierre turbulento ha obligado al desarrollo de vías

alternativas para obtener los perfiles y los flujos de las variables atmosféricas. A menudo, estos procedimientos están basados en teorías empíricas o semiempíricas que conducen a resultados relativamente buenos si se cumplen las restricciones a las que están sometidas (Núñez 2002).

Una aproximación de orden cero consiste en parametrizar directamente el gradiente de una determinada propiedad atmosférica en base a relaciones empíricas. Una de las aproximaciones de orden cero más empleadas en micrometeorología es la llamada *teoría de la semejanza*. La teoría (Obukhov 1946; Monin and Obukhov 1954) parte de la hipótesis de la longitud de mezcla de Prandtl (1925) y del teorema Pi de Buckingham. La longitud de mezcla de Prandtl es un método para determinar las magnitudes turbulentas a partir del gradiente de las magnitudes medias, que son más fáciles y sencillas de medir (Núñez 2002). Por su parte, el teorema Pi de Buckingham (Buckingham 1914) es un método para la construcción de ecuaciones con parámetros adimensionales formados por variables físicas dimensionalmente independientes asociadas a un problema en particular.

La teoría de la semejanza determina que los valores medios de las variables atmosféricas (e.g. temperatura, velocidad del viento, humedad) se pueden parametrizar directamente. De este modo, los perfiles normalizados de viento, temperatura potencial y humedad en la capa superficial (10% inferior de la capa límite) sobre una superficie horizontal extensa y homogénea pueden escribirse como (Högström 1988; Stull 1988)

$$\frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \frac{kz}{u_*} = \phi_M(\zeta) \quad (3.49)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \frac{kz}{\theta_*} = \phi_H(\zeta) \quad (3.50)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \frac{kz}{q_*} = \phi_E(\zeta) \quad (3.51)$$

A continuación se explica el significado de todos los componentes de estas expresiones:

- k es la constante de von Kármán con un valor comprendido entre 0.35 y 0.42 (Stull 1988). Habitualmente, el valor de 0.41 es el que mejor ajusta (Tagesson 2012). Esta constante sirve para describir el perfil logarítmico de la velocidad del flujo turbulento de un fluido sobre una superficie no deslizante.
- Análogamente a la velocidad de fricción u_* (parámetro de escala de la velocidad del viento), existen parámetros de escala para la temperatura (θ_*) y la humedad (q_*) cuya expresión viene dada por

$$\theta_* = \frac{-\overline{(w'\theta'_v)}_s}{u_*} \quad (3.52)$$

$$q_* = \frac{-\overline{(w'q')}_s}{u_*} \quad (3.53)$$

donde θ_v es la temperatura virtual y se define como la temperatura que debería tener el aire seco para poseer la misma densidad que el aire húmedo saturado en las mismas condiciones de presión. No obstante, su valor es muy próximo a la temperatura potencial (Stull 1988). Los términos $\overline{(w'\theta'_v)}_s$ y $\overline{(w'q')}_s$ son los flujos cinemáticos de temperatura en la superficie (calor sensible) y vapor, respectivamente.

- Las funciones adimensionales ϕ_M , ϕ_H y ϕ_E representan el gradiente de la velocidad del viento, el gradiente de temperatura y el gradiente de humedad, respectivamente. Estas funciones, llamadas *funciones universales*, dependen del parámetro $\zeta = z/L$, donde z es la altura de referencia (altura de medida de las variables) y L es la longitud de Obukhov (Obukhov 1946). Dicha longitud puede relacionarse con la estabilidad. Si tiende a hacerse negativa, implica inestabilidad, y si tiende a hacerse positiva, predomina la estabilidad. A continuación se explica con más detalle.

La longitud de Obukhov es un número con dimensiones de longitud. Su interpretación física es la de una longitud proporcional a la altura sobre la superficie en la que la turbulencia térmica (convección) domina sobre la turbulencia mecánica (viento). La expresión de esta longitud es

$$L = \frac{-u_*^3 \theta_v}{gk \overline{(w'\theta'_v)}_s} \quad (3.54)$$

donde g es la gravedad, u_* la velocidad de fricción (3.46), θ_v la temperatura virtual, k la constante de von Kármán y $\overline{(w'\theta'_v)}_s$ el flujo cinemático de temperatura.

La teoría de la semejanza estableció las bases teóricas para realizar numerosos ensayos agrupando las variables en grupos adimensionales para obtener la máxima información posible, de modo que el resultado sea semejante a las observaciones. Es importante remarcar que la teoría de la semejanza de Monin-Obukhov solo es válida para la capa superficial (Monin and Obukhov 1954; Wyngaard 1973), donde los flujos se consideran constantes debido a que las variaciones con la altura son inferiores a un 10% de su valor respecto a la superficie. Esta propiedad de la capa superficial es importante, ya que permite describir el comportamiento de la capa superficial mediante el uso de medidas a una sola altura o con los valores medidos en la superficie del suelo (Stull 1988).

Tabla 3.6. Ejemplo de funciones universales (Högström 1988)

Condición	Momento (ϕ_M)	Temperatura (ϕ_H) y Humedad (ϕ_E)
Estable	$1 + 6\zeta$	$0.95 + 8\zeta$
Neutra	1	1
Inestable	$(1 - 19.3\zeta)^{-1/4}$	$0.95(1 - 11.6\zeta)^{-1/2}$

Numerosos investigadores realizaron ensayos de campo para determinar la expresión de las funciones universales en distintas condiciones de estabilidad (Zilitinkevich and Chelikov 1971; Businger et al. 1971; Dyer 1974; Dyer and Bradley 1982; Foken and Skeib 1983) y que son revisadas por Högström (1988). La Figura 3.10 muestra los valores de las funciones universales de distintos autores para el gradiente de viento (ϕ_M) y temperatura (ϕ_H) en condiciones estables y en función de ζ . En la figura se observa cómo el gradiente de los valores de las funciones universales aumenta con la estabilidad (aumento de ζ). La Figura 3.11 muestra los valores de las funciones universales para condiciones inestables. En esta ocasión, para un determinado valor de ζ , el gradiente se reduce. Como se observa en las Figuras 3.10 y 3.11 todavía no existe unicidad en la expresión de las funciones universales. Tagesson (2012) indica que las expresiones más utilizadas son las revisadas por Högström (1988), cuya forma para distintas condiciones de estabilidad se muestra en la Tabla 3.6.

3.4.5 Perfil logarítmico del viento

El viento puede definirse como el movimiento del aire, y se ha visto que la turbulencia creada por su movimiento desordenado es la causa principal del transporte y la mezcla de las variables atmosféricas. Conocer el perfil del viento y su interacción con la superficie es el objetivo de este apartado.

Una aplicación importante de la teoría de la semejanza es la obtención del perfil medio de la velocidad del viento (Stull 1988). En condiciones de neutralidad, la Ecuación (3.49) es igual a la unidad (Tabla 3.6), e integrando por variables separadas se obtiene

$$\bar{U} - \bar{U}_0 = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (3.55)$$

Cerca del suelo el rozamiento tiende a reducir la velocidad del viento hasta llegar a un punto en donde el viento se anula ($\bar{U}_0 = 0$). La altura en la que esto sucede es la llamada *longitud de rugosidad* (z_0), y el perfil medio de la velocidad del viento es (Ecuación 3.56)

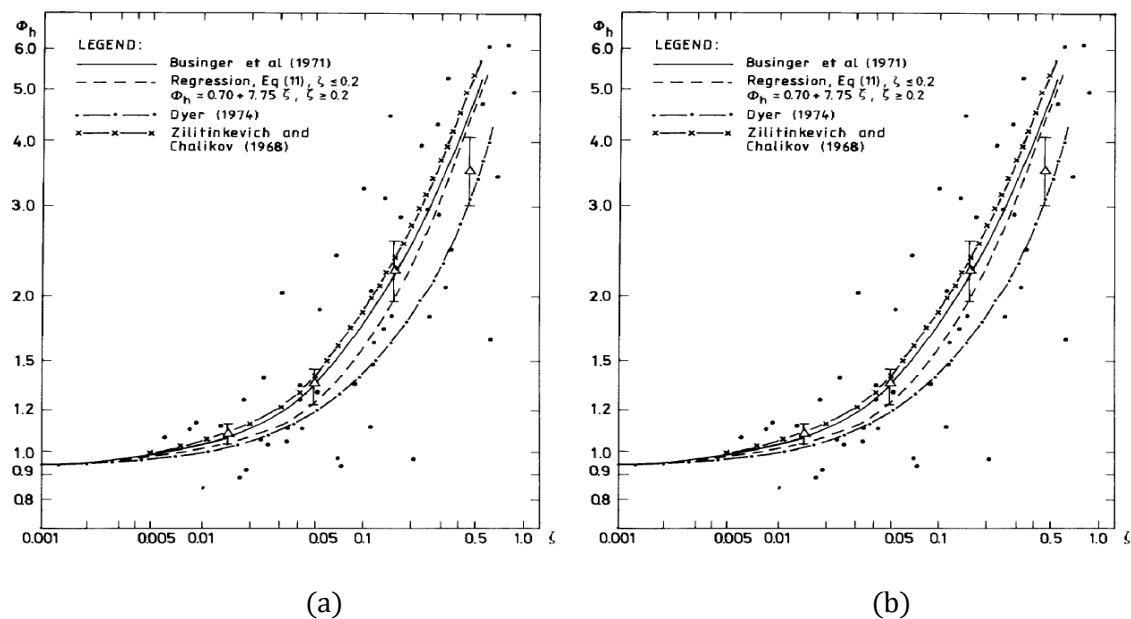


Figura 3.10. Valores de ϕ_M (a) y ϕ_H (b) de distintos autores en función de ζ y en condiciones estables (Högström 1988).

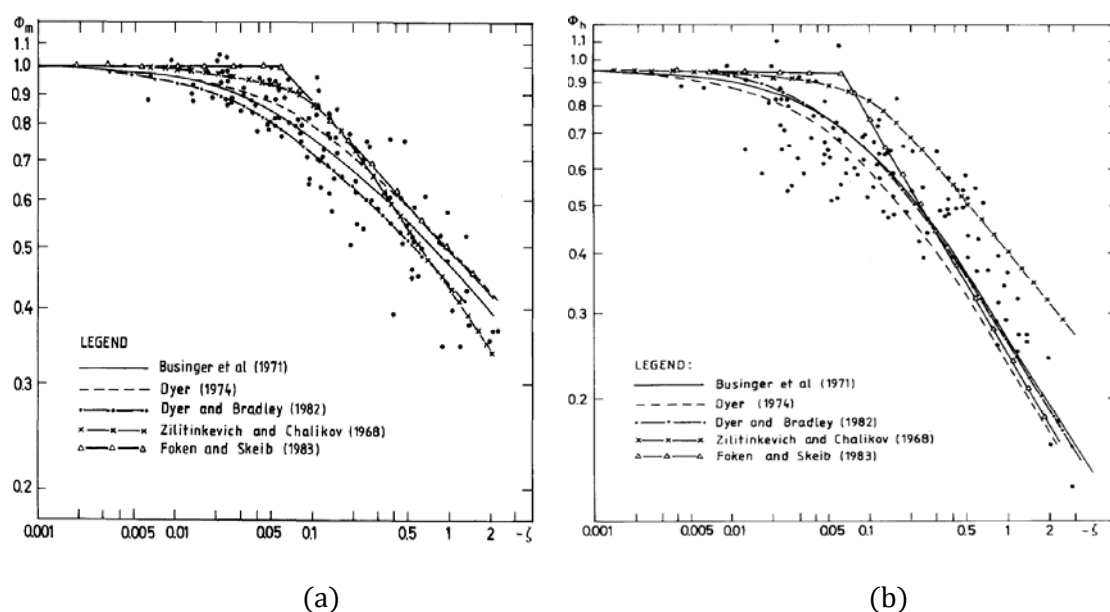


Figura 3.11. Valores de ϕ_M (a) y ϕ_H (b) de distintos autores en función de ζ y en condiciones inestables (Högström 1988).

$$\bar{U} = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (3.56)$$

Valores indicativos de la longitud de rugosidad (z_0) se muestran en la Tabla 3.7. En la tabla, la longitud z_d es la altura a la que habría que situar la superficie para obtener el perfil logarítmico del viento en caso de que existan obstáculos.

En (3.56) la velocidad media horizontal del viento se ha obtenido a partir de

Tabla 3.7. Clasificación para la longitud de rugosidad (modificado de Davenport et al. 2000).

z_0 (m)	Clasificación	Descripción del paisaje
0.0002	Mar	Grandes distancias (km) sin obstáculos (mar abierto, áreas pavimentadas, llanuras nevadas, desierto liso).
0.005	Liso	Superficies monótonas sin obstáculos destacados y apenas vegetación (e.g. playas, hielo compactado, campos nevados).
0.03	Abierto	Campo con vegetación baja y obstáculos aislados con separaciones mínimas de 50 veces la altura de los obstáculos (e.g. praderas, campos de cultivo, tundra, aeropuertos, hielo).
0.1	Abierto abrupto	Zonas naturales o cultivadas con cubiertas frondosas de poca altura o campo abierto con obstáculos casuales (e.g. árboles aislados, monte bajo) a distancias horizontales de mínimo 20 veces la altura del obstáculo.
0.25	Abrupto	Zonas naturales o cultivadas con cultivos de altura elevada o variada y obstáculos dispersos a distancias horizontales de 12 a 15 veces su altura. Puede requerir z_d .
0.5	Muy abrupto	Zonas cultivadas de forma intensa con grupos de obstáculos largos (e.g. granjas, zonas forestales) separados por longitudes de 8 veces su altura. Zonas de baja densidad de plantación (e.g. frutales, matojos, reforestaciones jóvenes). También zonas moderadamente cubiertas con edificios bajos con espacios entre 3 y 7 veces su altura sin árboles grandes. Requiere z_d .
1	Brozoso	Paisajes regularmente cubiertos con obstáculos de tamaño similar con espacios libres de igual magnitud que la altura (e.g. bosques maduros, zonas urbanas sin variación de altura). Requiere z_d .
≥ 2	Caótico	Centros urbanos con mezcla de altura en las edificaciones, bosques amplios de altura irregular con muchos claros. Se recomienda análisis por túnel de viento.

la teoría de la semejanza, pero la turbulencia vertical está introducida en los parámetros de escala u_* (velocidad de fricción), z_0 (longitud de rugosidad) y k (constante de von Kármán). En condiciones de estabilidad no neutras, el procedimiento es similar pero considerando que las funciones universales ya no son iguales a la unidad. En ese caso, la forma del perfil de la velocidad del viento viene dada por la expresión

$$\bar{U} = \frac{u_*}{k} \left[\ln \frac{z}{z_0} + \psi_M(\zeta) \right] \quad (3.57)$$

donde el término $\psi_M(\zeta)$ es la forma integral de las funciones universales que se hayan empleado o determinado experimentalmente (e.g. Tabla 3.6). La integración

de las funciones universales conduce a resoluciones complejas. Existen procedimientos de integración descritos en la literatura que aportan generalidad a la integración de las funciones universales (Panofsky 1963; Kramm et al. 2013).

El perfil del viento se aproxima a un perfil logarítmico como se deduce de la Ecuación (3.56) en condiciones neutras. Para condiciones no neutras, el viento se desvía ligeramente del comportamiento logarítmico (Figura 3.12).

En la Figura 3.12 se observa un esquema del perfil del viento en condiciones de estabilidad, neutralidad e inestabilidad. Inicialmente, la velocidad del viento aumenta más rápido con la altura en condiciones de inestabilidad debido a la mayor turbulencia. Esto se produce en la capa superficial hasta alcanzar la velocidad del viento de la capa convectiva (V_{BL} ; Figura 3.4). En condiciones de estabilidad, la velocidad del viento crece más lentamente con la altura y no se ve sometido a tanta turbulencia, por lo que su perfil indica menos disipación y mezcla.

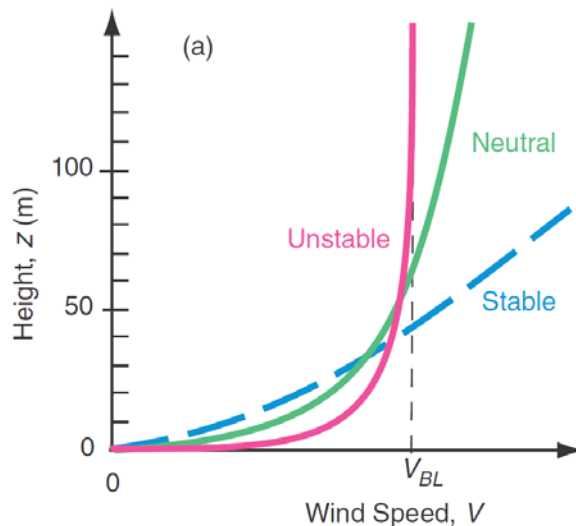


Figura 3.12. Esquema del perfil del viento en distintas condiciones de estabilidad. V_{BL} es la velocidad del viento en la capa convectiva o capa de mezcla, que está gobernada por condiciones inestables (Wallace and Hobbs 2006).

3.5 Balance de energía en la superficie

En apartados anteriores se ha explicado brevemente las principales características del comportamiento atmosférico de la capa límite y, en particular, de la capa superficial. En resumen, la teoría de la semejanza reproduce el comportamiento turbulento de la atmósfera en distintas condiciones de estabilidad que afectan directamente a la dispersión de las variables atmosféricas y al intercambio de humedad y calor con el suelo. El siguiente paso es conocer cómo se puede parametrizar la interfase suelo-atmósfera para considerar los procesos de intercambio entre ambos medios. Este apartado explica los fenómenos de transporte que suceden a través de la superficie y la forma de representarlos.

3.5.1 La ecuación de balance de energía en la superficie

Los procesos de intercambio de masa y calor entre el suelo y la atmósfera a través de la superficie del terreno pueden cuantificarse en términos de flujo de energía ($W\ m^{-2}$) mediante la siguiente ecuación:

$$R_n = H + LE + G \quad (3.58)$$

que representa el balance de flujo energético en un sistema formado por la línea de superficie. En equilibrio, la radiación neta recibida o emitida por la superficie (R_n) debe ser igual a la suma del flujo de calor sensible (H), calor latente (LE) y flujo de calor en el suelo (G).

El calor sensible (H) es la fracción de energía encargada de modificar la temperatura del aire y la superficie del suelo. Si la superficie está más caliente, el aire también se calentará al entrar en contacto y viceversa. El calor latente (LE) es la energía empleada en el cambio de fase del agua. Si el agua se evapora, arrastrará calor hacia la atmósfera disminuyendo la temperatura del suelo. Por el contrario, durante la condensación, este calor es liberado y se reduce la tasa de enfriamiento del medio en el que se produce. El mecanismo por el que tanto el calor sensible como el latente se transfieren a la atmósfera es por convección. Por último, la energía restante es la encargada de modificar la temperatura del suelo mediante conducción a través de un flujo de calor (G) en sentido contrario al gradiente térmico.

El criterio de signos adoptado en la Ecuación (3.58) es el siguiente (Oke 1987):

- Los flujos no radiativos del lado derecho se consideran positivos si se alejan de la superficie (sentido descendente para G y ascendente para H y LE). Si son positivos representan pérdidas de calor desde la superficie y negativos en caso contrario.
- El flujo radiativo de la izquierda es positivo cuando incide sobre la superficie y negativo cuando se aleja la superficie. Dependiendo de la situación, cada uno de los flujos se comportará de una u otra manera como en los ejemplos de la Figura 3.13.

La Figura 3.13a muestra el esquema del balance de energía sobre una superficie húmeda durante un día soleado. En estas condiciones, el flujo de radiación solar sobre la superficie (R_n) es entrante (positivo). A medida que se calienta la superficie aumenta la evaporación (LE positivo) y se calienta el aire que contacta con la superficie (H positivo). El calor latente domina sobre el sensible debido a la humedad del suelo. El resto de energía es utilizada para calentar el suelo en profundidad (G positivo). En la Figura 3.13b el proceso es inverso (situación de noche despejada). La irradiación nocturna del suelo produce un flujo de radiación saliente (R_n negativa). El flujo de calor se invierte y el calor

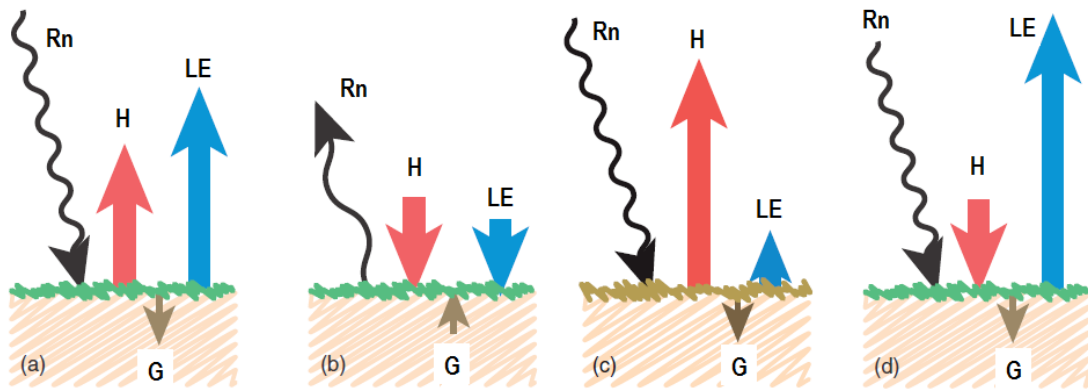


Figura 3.13. Esquema de balance energético en diferentes escenarios: (a) ciclo diurno sobre superficie húmeda; (b) ciclo nocturno sobre superficie húmeda; (c) ciclo diurno en condiciones desérticas; (d) efecto oasis durante el día (modificado de Wallace and Hobbs 2006).

almacenado durante el día sube a la superficie enfriando el suelo (G negativo). Si el aire está más caliente, tenderá a calentar la superficie (H negativo) y se condensará el vapor (LE negativo). En este caso, tanto el flujo de calor sensible como el latente son inferiores al caso diurno, indicando la falta de radiación solar. La Figura 3.13c muestra los flujos en condiciones desérticas durante el día sobre suelo seco. En este caso, el flujo de calor latente (LE positivo) se reduce considerablemente por falta de agua en el suelo. Por lo tanto, domina el calor sensible (H positivo). La última Figura (3.13d) muestra el efecto oasis, que corresponde a una situación de aire seco y caliente sobre una superficie húmeda durante el día. En comparación con el resto de situaciones, ahora aumenta el flujo de calor latente (LE positivo) por el efecto combinado de la humedad relativa del aire, su temperatura (superior a la del suelo) y la radiación entrante. Si el aire está más caliente que el suelo, producirá un flujo de calor sensible descendente (H negativo) que contribuye al calentamiento del suelo (G positivo) (Wallace and Hobbs 2006).

La forma de representar los flujos de la ecuación de balance a lo largo del tiempo se muestra en la Figura 3.14. Los flujos se indican en el sentido que se producen, por lo que al flujo de calor en el suelo se le cambia el signo para indicar que es positivo hacia el interior del suelo.

Por norma general, la suma de los flujos no radiativos no iguala al valor de flujo radiativo con medidas reales. Este fenómeno continúa siendo objeto de investigación para los micrometeorólogos. Jacobs et al. (2008), en su implementación de un sistema para el cierre de la ecuación de balance, cita a distintos autores atribuyendo el problema de cierre a errores en las mediciones (Foken and Wichura 1996), al almacenamiento de energía en el sistema suelo-vegetación-atmósfera (Braud et al. 1993; Bolle et al. 1993), a la pérdida de componentes de baja frecuencia en el procedimiento de promediado de los flujos (Sakai et al. 200; Von Randow et al. 2002; Finnigan et al. 2003) y a las heterogeneidades en los alrededores de la zona de medida (Tsvang et al. 1991).

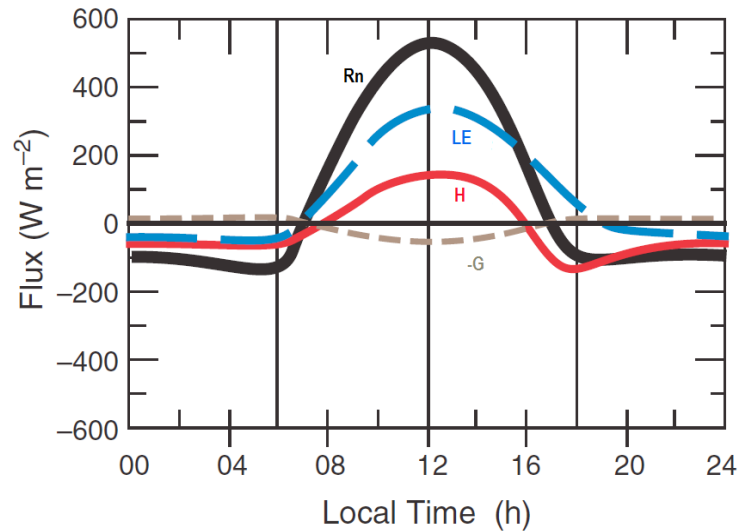


Figura 3.14. Esquema de la disposición de los flujos a través de la superficie (modificado de Wallace and Hobbs 2006). El signo del flujo de calor en el suelo se ha cambiado para indicar que es descendente.

3.5.2 Radiación

Todos los cuerpos con temperatura superior al cero absoluto (0 K) emiten radiación. Si un cuerpo ideal a una temperatura dada emite la máxima radiación posible por unidad de área y tiempo, entonces se le llama cuerpo negro. En el resto de cuerpos, el flujo de radiación emitida es menor que la de un cuerpo negro a la misma temperatura y el flujo de radiación emitida viene dada por la ley de Stefan-Boltzmann (Ecuación 3.59)

$$E = \varepsilon\sigma T_e^4 \quad (3.59)$$

donde E es la radiación emitida por unidad de superficie (emitancia); ε es la emisividad, cuyo valor varía entre 0 y 1 y representa la relación de la radiación emitida en comparación con un cuerpo negro a la misma temperatura; σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2}\text{K}^{-4}$), y T_e es la temperatura absoluta de la superficie. Esta ley explica el enfriamiento del suelo durante la noche a falta de radiación solar.

La radiación solar es una forma de energía causada por la oscilación de campos electromagnéticos que viajan a través del espacio y están caracterizadas por su longitud de onda. La radiación solar que alcanza a la tierra típicamente se encuentra en el rango de onda corta (ultravioleta e infrarrojo cercano), mientras que la radiación en el sistema tierra-atmósfera (e.g. Figura 1.15b) se encuentra en el rango de onda larga (infrarrojo). En base a esta distinción, los meteorólogos han dividido la radiación en dos grupos: onda corta (0.15-3 μm) y onda larga (3-100 μm) (Oke 1987).

Cuando la radiación solar alcanza a la tierra se encuentra obstáculos que la modifican (e.g. nubes, vapor de agua, polvo, gases), reflejándola, absorbiéndola o transmitiéndola. En general, la radiación de onda corta puede dividirse en radiación difusa y directa. La radiación difusa es la porción de radiación solar que es reflejada y dispersada por los obstáculos, especialmente nubes, y proviene de todas las partes del hemisferio iluminado. La radiación solar directa es la que proviene directamente del sol, es variable a lo largo del día y depende de factores como la posición sobre la tierra, la pendiente del lugar y la época del año (Oke 1987; Stull 1988). Parte de la onda corta que llega a la superficie es reflejada, por lo que el total de onda corta (K^*) recibida en la superficie puede expresarse como

$$K^* = K_i(1 - \alpha) \quad (3.60)$$

donde K_i es la radiación de onda corta incidente y α es el albedo, porcentaje de la radiación que es reflejada por la superficie. Es decir, la radiación de onda corta que llega a una superficie puede expresarse como una fracción de la radiación incidente.

El valor del albedo está entre 0 y 1 según el color, la rugosidad y la humedad de la superficie. Oke (1987) indica valores entre 0.05 para suelos húmedos y oscuros y 0.4 para brillantes y secos. Arya (2001) indica que en arcillas húmedas el albedo está entre 0.1 y 0.2, mientras que para arcillas secas se sitúa entre 0.20 y 0.35. El agua presenta valores extremos de albedo dependiendo del ángulo de incidencia del sol sobre su superficie. Si el ángulo cenital es pequeño, su albedo es inferior (entre 0.03 y 0.1) que si el ángulo cenital es mayor (entre 0.1 y 1).

La radiación de onda larga es un intercambio complejo. El sistema tierra-atmósfera genera principalmente onda larga y, al mismo tiempo, absorbe onda larga. La onda larga se produce en todas las direcciones y su emisión y reflexión se produce principalmente en las capas bajas de la atmósfera, donde hay más concentración de vapor y dióxido de carbono. El balance neto de radiación de onda larga (L^*) en la superficie viene dado por

$$L^* = L_i - L_e \quad (3.61)$$

donde L_i es la radiación incidente y L_e es la saliente. Este balance suele ser más o menos constante y negativo debido a la pérdida de radiación hacia el espacio. En presencia de nubes el valor puede cambiar debido a la onda larga que emiten hacia la superficie. En general, su valor es pequeño en comparación con la radiación de onda corta (Oke 1987).

Finalmente, la radiación neta total sobre la superficie es

$$R_n = K_i(1 - \alpha) + L_i - L_e \quad (3.62)$$

3.5.3 Calor sensible y calor latente

A partir de los flujos mostrados en la Tabla 3.3 pueden obtenerse los flujos de calor sensible y calor latente entre la superficie y la atmósfera utilizando las funciones universales (3.50) y (3.51) y la temperatura y humedad de escala (3.52) y (3.53).

Para obtener el flujo de calor sensible, la Ecuación (3.52) puede escribirse como

$$\overline{(w'\theta'_v)_s} = -\theta_* u_* \quad (3.63)$$

por lo que el flujo de calor sensible de la Tabla 3.3 queda

$$H = -\rho C_p \theta_* u_* \quad (3.64)$$

Si se despeja θ_* de la Ecuación (3.50) y se sustituye en (3.64) se obtiene

$$H = -\rho C_p k z \frac{u_*}{\phi_H} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (3.65)$$

La Ecuación (3.65) se puede integrar por variables separadas entre la superficie del suelo (z_0) y una altura de referencia (z) por encima del suelo, típicamente 2 m (altura de medida de las estaciones meteorológicas). Suponiendo que es válida la hipótesis de que en la capa límite los flujos en altura (e.g. calor sensible H) son constantes e iguales a los medidos en la superficie (apartados 3.2.1 y 3.2.2), se obtiene

$$H = \frac{\rho C_p k u_* (T_s - T_a)}{\left[\ln \frac{z}{z_0} + \psi_H(\zeta) \right]} \quad (3.66)$$

donde el denominador es el resultado de integrar la expresión de la función universal para el flujo de calor (Ecuación 3.50). Sustituyendo el valor de la tensión de Reynolds u_* por la Ecuación (3.57), finalmente se obtiene

$$H = \frac{\rho C_p k^2 \bar{U} (T_s - T_a)}{\left[\ln \frac{z}{z_0} + \psi_H(\zeta) \right] \left[\ln \frac{z}{z_0} + \psi_M(\zeta) \right]} = \frac{C_a (T_s - T_a)}{r_h} \quad (3.67)$$

que determina el flujo de calor sensible a partir de la temperatura de la superficie del suelo T_s , la temperatura del aire T_a a una determinada altura z de referencia próxima al suelo, la capacidad calorífica del aire C_a (Tabla 3.4) y el coeficiente r_h ($s\ m^{-1}$), que actúa como una resistencia en analogía con la ley de Ohm y cuya expresión es (Oke 1987; Stull 1988; Foken 2006)

$$r_h = \frac{1}{k^2 \bar{U}} \left[\ln \frac{z}{z_0} + \psi_H(\zeta) \right] \left[\ln \frac{z}{z_0} + \psi_M(\zeta) \right] \quad (3.68)$$

La Ecuación (3.68) constituye la denominada *resistencia aerodinámica* compuesta por todos los elementos que se han descrito a lo largo del capítulo: k es la constante de von Kármán cuyo *valor* típico es 0.41 (Tagesson 2012), \bar{U} la velocidad media del viento horizontal (m s^{-1}) medida a la altura de referencia z (m), z_0 (m) la altura de rugosidad en la que el perfil de viento logarítmico se hace nulo y $\psi_{H,M}$ son los factores de estabilidad atmosférica resultantes de integrar las funciones universales (e.g. Tabla 3.6).

Si se procede de forma análoga, el flujo de calor latente viene dado por

$$LE = \frac{\lambda(\rho_s - \rho_a)}{r_a} \quad (3.69)$$

donde λ es el calor latente de vaporización, ρ_s es la densidad de vapor en la superficie, ρ_a la densidad de vapor en el aire a una cierta altura z de referencia próxima al suelo y r_a es la resistencia al flujo de calor latente. Por norma general, se ha observado que (Louis 1979; Garrat 1977; Joffre 1982; Greenhut 1982)

$$r_a = r_h \quad (3.70)$$

La relación entre el calor sensible y calor latente en la superficie se llama *relación de Bowen* (Bowen 1926). En ocasiones se utiliza para, conocido su valor, hallar un flujo a partir del otro. No obstante, se ha demostrado fallida en muchos estudios dada su variabilidad en el tiempo (Stull 1988).

3.5.4 Flujo de calor en el suelo

El flujo de calor en el suelo es pequeño en comparación con el calor sensible y latente (Stull 1988). El calentamiento del suelo durante el día se produce principalmente por radiación de onda corta, mientras que la radiación de onda larga tiene un balance próximo a cero. Sin embargo, el suelo se enfría por la noche debido a la emisión de onda larga. De este modo, el suelo actúa como un almacén de calor que se carga de día y se vacía de noche. Este comportamiento térmico está gobernado por la capacidad calorífica, la conductividad y la difusividad térmica.

El calor específico es el calor necesario para elevar en un grado una unidad de masa de una sustancia. El equivalente por unidad de volumen es la capacidad calorífica (calor específico por densidad). Se trata de una medida de la capacidad de un suelo para almacenar calor. En el suelo, la capacidad calorífica está determinada por los calores específicos de cada una de sus fases (aire, agua, partículas sólidas) afectada por cada una de sus densidades de la siguiente forma:

$$C_g = \gamma_d(C_{es} + wC_{ew}) \quad (3.71)$$

donde C_g es la capacidad calorífica del suelo, γ_d es la densidad del suelo seco, C_{es} es el calor específico de las partículas sólidas, w es la humedad gravimétrica en el suelo y C_{ew} es el calor específico del agua. El aire no se ha incluido por tener una masa despreciable.

En la Tabla 3.8 se muestran valores característicos de las propiedades térmicas de algunos materiales (Villalobos et al. 2002; Oke 1987). Se observa que el cuarzo y la arcilla tienen valores similares de calor específico mientras que el agua tiene uno muy superior. Por lo tanto, el calor específico y la capacidad calorífica del suelo aumentan con el contenido de agua. La capacidad calorífica de los suelos oscila entre valores habituales de 1.5 y 2.5 MJ m⁻³ K⁻¹. En general, los suelos arcillosos son capaces de almacenar más agua que los suelos arenosos, por lo que poseen un mayor calor específico.

El flujo de calor en el suelo se transmite por conducción mediante la ley de Fourier (3.72),

$$G = k_g \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.72)$$

Tabla 3.8. Propiedades térmicas de algunos suelos y sus componentes (Villalobos et al. 2002; Oke 1987).

Componentes		Densidad (10 ³ kg/m ³)	Calor específico (10 ³ J/kg K)	Conductividad térmica (W/m K)	Difusividad térmica (10 ⁻⁶ m ² /s)
Aire	20 °C	0.0012	1.01	0.02	20.5
Agua		1	4.18	0.57	0.14
Cuarzo	Fracción sólida	2.66	0.80	8.80	4.18
Arcilla		2.65	0.90	2.92	1.22
Materia orgánica		1.30	1.92	0.25	0.10
Suelo arenoso (40% de poros)	Seco	1.60	0.80	0.30	0.24
	Saturado	2	1.48	2.20	0.74
Suelo arcilloso (40% de poros)	Seco	1.60	0.89	0.25	0.18
	Saturado	2	1.55	1.58	0.51
Turba (80% de poros)	Seca	0.30	1.92	0.06	0.10
	Saturada	1.10	3.65	0.50	0.12

donde k_g es la conductividad térmica del suelo ($\text{W m}^{-1}\text{K}^{-1}$), medida de la capacidad de un material para la conducción de calor. Por definición, la conductividad es la capacidad de una sustancia para propagar el calor de un Joule a través de un material por unidad de superficie y tiempo en un grosor de un metro cuando la diferencia de temperatura entre los dos extremos es de 1 grado.

La conductividad térmica en el suelo depende del contenido de humedad, aire y partículas sólidas (Tabla 3.8). Por su propia definición, y a diferencia del calor específico, la conductividad no es fácil de descomponer mediante la fracción másica de cada uno de los componentes del suelo. La dependencia de la conductividad con el contenido de agua implica otros fenómenos como la evaporación y la condensación de agua dentro del suelo, que actúan transportando calor de un lugar a otro. La presencia de agua también aumenta el contacto entre partículas y desplaza al aire, que es un pésimo conductor (Oke 1987). En consecuencia, la adición de una cierta cantidad de agua a un suelo seco mejora notablemente su conductividad térmica. Sin embargo, un aumento de la cantidad de agua sobre un suelo muy húmedo apenas mejora su conductividad, dado que la difusión de vapor queda restringida (Villalobos et al. 2002). Existen distintas fórmulas para calcular la conductividad en el interior del suelo en función de su grado de saturación o composición volumétrica (e.g. media ponderada, media geométrica). En el siguiente capítulo se muestran algunos ejemplos junto a la descripción de los modelos numéricos HYDRUS y CODE_BRIGHT.

La variación de calor almacenada por unidad de tiempo en una porción de suelo (dQ) es

$$dQ = C_g dz \frac{\partial T}{\partial t} \quad (3.73)$$

La variación de calor tiene que ser igual a la diferencia de flujo de calor entre los extremos, por lo que

$$dz \frac{\partial G}{\partial z} = C_g dz \frac{\partial T}{\partial t} \quad (3.74)$$

Bajo la hipótesis de que la conductividad es constante, y sin presencia de fuentes o sumideros de calor, las Ecuaciones (3.72) y (3.74) pueden combinarse para expresar la conducción de calor como

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (3.75)$$

donde el término D (m^2s^{-1}) es la difusividad térmica D (3.76)

$$D = \frac{k_g}{C_g} \quad (3.76)$$

La difusividad térmica caracteriza la velocidad con la que el suelo se enfría o se calienta. Es directamente proporcional a la capacidad para la conducción de calor e inversamente proporcional a la cantidad de calor necesaria para cambiar la temperatura (capacidad calorífica). En otras palabras, si la conductividad de un suelo es elevada y su capacidad calorífica también, entonces el cambio de temperatura se limitará a la zona superior. En un suelo muy seco la adición de agua mejora la conductividad mientras la capacidad calorífica apenas cambia, por lo que la difusividad también aumentará. Por el contrario, para un suelo muy húmedo la conductividad apenas cambia pero sí la capacidad calorífica, que crecerá con el contenido de humedad. En este caso, la difusividad puede mostrar un máximo o incluso decrecer. La mayoría de suelos con humedades superiores a un 20% en volumen muestran un descenso de la difusividad con el aumento de la humedad (Oke 1987). Obsérvese en la Tabla 3.8 cómo la difusividad es mayor en suelos arenosos que en arcillosos mostrando que, además, la variación en suelos arcillosos es menor que en suelos arenosos con la humedad.

La radiación solar sobre el suelo en ausencia de nubes puede aproximarse mediante una función senoidal como en (3.77).

$$T(0, t) = T_m + A(0)\text{sen}(\omega t) \quad (3.77)$$

donde T_m es la temperatura media de la superficie, $A(0)$ es la amplitud de onda en la superficie y $\omega = 2\pi/P$, siendo P el periodo de oscilación. El periodo puede aplicarse diariamente (86400 s) o anualmente (3.15×10^7 s), y la integrar la Ecuación (3.75) se obtiene

$$T(z, t) = T_m + A(0) \exp\left(-\frac{z}{M}\right) \text{sen}\left(\omega t - \frac{z}{M}\right) \quad (3.78)$$

con $M = (2D/\omega)^{0.5}$, que es la denominada *profundidad de amortiguación* y que depende de la difusividad (Villalobos et al. 2002).

Por lo tanto, la difusividad controla la velocidad a la que las ondas de temperatura penetran en el suelo. La Ecuación (3.78) indica que la temperatura del suelo decrece exponencialmente con la profundidad, por lo que hay un desfase respecto a la superficie a medida que la amplitud de la onda decrece. Este fenómeno se traduce en que la temperatura máxima en el suelo con la profundidad sucede más tarde, demostrando una inercia térmica con el tiempo. La Figura 3.15 muestra un ejemplo del movimiento de la onda en un suelo durante (a) un ciclo diario y (b) un ciclo anual. Dicho ejemplo conduce a que, en un momento dado, el suelo en profundidad se calienta mientras la superficie puede enfriarse y viceversa.

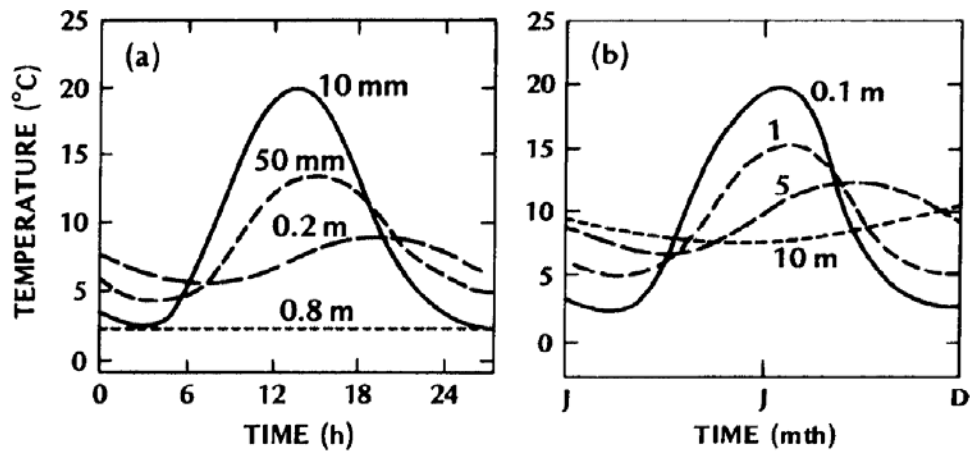


Figura 3.15. Esquema de la evolución de la temperatura en el suelo a diferentes profundidades durante (a) un ciclo diario y (b) un ciclo anual. En el eje horizontal de la figura de la derecha se indica el tiempo en meses: J (enero), J (junio), D (diciembre) (Oke 1987).

Durante el ciclo diario la variación de temperatura por debajo de una cierta profundidad es prácticamente despreciable. Algunos autores apuntan a que la profundidad de temperatura estable se sitúa a unos 20 cm (Stull 1988) o a escasos decímetros bajo la superficie del suelo (Foken 2008). Otros, no obstante, apuntan a que esta profundidad se encuentra entre de los 50 cm y los 75 cm (Campbell and Norman 1998; Oke 1987). En cualquier caso, y en la línea de Farouki (1986), la variación diaria de temperatura en el interior del suelo oscila entre 0.3 y 0.8 m mientras que los cambios anuales pueden llegar a los 10 m de profundidad.

De la Ecuación (3.78) se obtienen resultados de interés. Una de ellas es que el flujo de calor en superficie puede expresarse como (Villalobos et al. 2002)

$$G(0, t) = \sqrt{2} A(0) k_g M^{-1} \text{sen} \left(\omega t + \frac{\pi}{4} \right) \quad (3.79)$$

lo que indica que la temperatura en la superficie y el flujo de calor están desfasados en $\pi/4$. Es decir, la temperatura máxima se produce 3 horas más tarde que el flujo máximo durante el ciclo diario.

3.6 Conclusiones

En este capítulo se han explicado las principales características del comportamiento atmosférico relacionadas con la interacción suelo-atmósfera. La capa límite atmosférica, y en particular la capa superficial, interactúa de forma acoplada con el terreno a través de la superficie. La característica principal de la capa es que el flujo puede considerarse constante e igual al medido en la superficie. Su comportamiento depende de la condición de estabilidad, la temperatura potencial y la turbulencia. Todos ellos son conceptos alejados de la Mecánica de

Suelos, pero fundamentales para entender cómo interactúan los dos medios. La estabilidad atmosférica es una medida del comportamiento turbulento debido al transporte convectivo cuando se calientan parcelas de aire.

La ecuación de balance de energía en la superficie, que simula la interacción y reproduce la dinámica atmosférica, consiste en el equilibrio del flujo de calor debido a la radiación solar, la evaporación (calor latente), el intercambio de temperatura (calor sensible) y el flujo de calor en el suelo. La interacción que representa dicha ecuación se ajusta mejor cuanto más se acerque el terreno a las siguientes condiciones: superficie extensa y plana con contenido de agua homogéneo, viento dominante horizontal y variación de las propiedades atmosféricas en la dirección vertical.

Los flujos de calor latente y sensible contienen a la llamada *resistencia aerodinámica*, que incorpora los siguientes elementos que reproducen el comportamiento atmosférico:

1. **Tensión de Reynolds o velocidad de fricción u_*** : factor de escala para ajustar el perfil logarítmico que tiene en cuenta la turbulencia vertical del viento, responsable de la difusión con la altura. A mayor velocidad de fricción, mayor difusión de vapor y temperatura.
2. **Longitud de rugosidad z_0** : se define como una escala de la altura de rugosidad del suelo en la que el perfil de viento se hace nulo. A mayor rugosidad, más pérdida de cantidad de movimiento (viento), lo que se traduce en más turbulencia que aumenta la capacidad de mezcla.
3. **Altura de referencia z** : altura de medida de las variables atmosféricas de velocidad del viento medio horizontal, temperatura del aire y humedad relativa. Típicamente, esta altura se sitúa a 2 m en las estaciones meteorológicas.
4. **Constante de von Kármán k** : constante muy utilizada para representar movimientos turbulentos de fluidos sobre superficies no deslizantes (velocidad nula en el contorno sólido). En realidad, su significado radica en cómo crece el diámetro de los remolinos turbulentos con la altura. Su valor típico es 0.41.
5. **Factores de estabilidad ψ_H y ψ_M** : ambos factores representan cambios en la mezcla turbulenta en función de la temperatura y el viento, respectivamente, según las condiciones de estabilidad atmosférica. En otras palabras, son una medida de cómo las corrientes termales de convección tienden a suprimir o incrementar la difusión de las propiedades atmosféricas. El valor de los factores depende del parámetro ζ , una medida de la longitud de Monin-Obukhov o, simplemente, Obukhov: un número con dimensiones de longitud que es proporcional a la altura en la que la turbulencia por convección (térmica) domina sobre la mecánica (viento). De este modo, si la longitud de Obukhov es negativa significa que el calor sensible calienta al aire y aumenta la turbulencia por convección. En ese caso, se dice que la atmósfera es

inestable. Si la longitud es positiva, significa que el aire se enfría, se suprime la convección por corrientes termales y la atmósfera está en condiciones estables. En la interacción suelo-atmósfera se dice que si la superficie del suelo está más caliente que el aire, se generan células convectivas y la atmósfera es inestable. En caso contrario, la condición es estable.

En relación al flujo de calor en el suelo, es importante remarcar 4 aspectos: (1) la temperatura diaria se mantiene estable entre 0.3 y 0.8 m de profundidad; (2) dependiendo de la estación y la localización geográfica, la profundidad de temperatura estable puede alcanzar 10m; (3) la conductividad térmica del suelo controla la transferencia de calor en su interior y depende, principalmente, del contenido de agua y de la composición de los minerales; (4) la temperatura en el interior del suelo sufre un desfase respecto a la temperatura de la superficie.

Para describir el comportamiento atmosférico que condiciona la interacción es necesario realizar medidas que deben hacerse con dispositivos propios del campo de la meteorología (e.g. anemómetro sónico). El emplazamiento y funcionamiento de este tipo de instrumentación, así como la interpretación de las medidas obtenidas, requiere formación específica (Burba and Anderson 2010). Este aspecto deberá ser tenido en cuenta para obtener datos fiables en ensayos futuros y aplicarlos en las simulaciones numéricas.

Capítulo 4

Análisis TH de la interacción suelo-atmósfera

4.1 Introducción

En este capítulo se analiza el comportamiento termohidráulico (TH) del suelo frente a las variables atmosféricas de radiación neta (R_n), viento medio (\bar{U}) y temperatura del aire (T_a). Para ello se han planteado casos sintéticos (ficticios) de desecación en los que se modifica el valor de cada variable a igualdad del resto de condiciones. El objetivo es extraer tendencias de comportamiento del suelo ante cada cambio.

En todos los casos se ha utilizado la ecuación de balance de energía en la superficie (EBS) como modelo de interacción. El análisis se ha hecho comparando los resultados obtenidos por los programas HYDRUS-1D, versión 4.16 (Šimůnek et al. 2013), y CODE_BRIGHT, versión 5.4 (Olivella et al. 1994, 1996; Gens and Olivella 2001; DETCG 2016). La formulación de HYDRUS se basa en la ecuación de Richards; CODE_BRIGHT en el balance de especies en cada fase. El uso de ambos programas permite:

1. Observar si hay diferencias significativas en los resultados debido a cada formulación.
2. Determinar la importancia del uso de los factores de estabilidad atmosférica de la resistencia aerodinámica en los calores sensible y latente. HYDRUS los incorpora y CODE_BRIGHT no.

El capítulo se ha dividido en seis apartados. Seguido a esta introducción, en el segundo y tercer apartado se describe la formulación empleada por CODE_BRIGHT

e HYDRUS. En el cuarto apartado se describen los casos estudiados y los valores empleados en los modelos por los dos programas. En el quinto se muestran y analizan los resultados obtenidos. Finalmente, las conclusiones.

4.2 Formulación de CODE_BRIGTH

El marco teórico de CODE_BRIGTH consiste en un enfoque multifásico y multiespecies. Las fases se identifican por los subíndices (*s*: sólida, *l*: líquida y *g*: gaseosa) y las especies por los superíndices (*w*: agua y *a*: aire seco). La especie referente al sólido está incluida en la fase sólida. La fase líquida puede contener agua y aire disuelto, y la fase gaseosa, vapor de agua y aire seco.

La formulación se basa en 3 componentes: ecuaciones de balance, ecuaciones constitutivas y restricciones de equilibrio. Las variables de estado (incógnitas) son: desplazamientos en cada dirección, \mathbf{u} (m); presión de líquido, P_l (MPa); presión de gas, P_g (MPa); y temperatura del suelo T (°C). Información más detallada sobre los aspectos teóricos puede consultarse en Olivella et al. (1994, 1996), Gens and Olivella (2001) y en DETCG (2016).

El criterio de signos es el de la mecánica de medios continuos: negativo para tensiones y deformaciones de compresión y positivo para tensiones y deformaciones de tracción. La presión de agua es negativa si hay succión y positiva si hay presión de líquido. La condición de contorno en tensiones y desplazamientos sigue el criterio de signos del sistema de coordenadas.

4.2.1 Ecuaciones de balance

Las ecuaciones de balance de masa se establecen por especies y no por fases. La notación utilizada es la siguiente:

ϕ : porosidad ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	ω : fracción másica (kg kg^{-1})
ρ : densidad (kg m^{-3})	θ : contenido másico por volumen de fase (e. g. agua en fase gas: $\theta_g^w = \omega_g^w \rho_g$; kg m^{-3})
\mathbf{j} : flujo total de masa ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	E : energía específica interna (J kg^{-1})
\mathbf{i} : flujo de masa no advectivo ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	\mathbf{i}_c : flujo de calor por conducción ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
\mathbf{q} : flujo advectivo ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	\mathbf{j}_E : flujos de calor por movimiento másico ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
\mathbf{u} : desplazamiento de los sólidos (m)	\mathbf{b} : vector de fuerzas másicas
$\boldsymbol{\sigma}$: tensor de tensiones (kPa)	
S_g : grado de saturación del gas ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	
S_l : grado de saturación líquido ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	

Los modelos que contiene este capítulo son termohidráulicos (TH). No obstante, como el capítulo 5 contiene modelos termohidromecánicos (THM), las ecuaciones que se muestran en este subapartado incorporan la parte mecánica.

Balance de la masa de sólidos

Esta ecuación tiene asociada la variable porosidad y su expresión es:

$$\frac{\partial}{\partial t} [\rho_s(1 - \phi)] + \nabla \cdot (\mathbf{j}_s) = 0 \quad (4.1)$$

donde t es el tiempo (s) y ∇ el operador divergencia. A partir de la derivada material de una propiedad genérica (φ)

$$\frac{D_s(\varphi)}{Dt} = \frac{\partial(\varphi)}{\partial t} + \frac{d\mathbf{u}}{dt} \cdot \nabla(\varphi) \quad (4.2)$$

se obtiene la variación de la porosidad causada por la deformación volumétrica y cambios en la densidad del sólido.

$$\frac{D_s\phi}{Dt} = \frac{1}{\rho_s}(1 - \phi) \frac{D\rho_s}{Dt} + (1 - \phi) \nabla \cdot \frac{d\mathbf{u}}{dt} \quad (4.3)$$

Balance de la masa de agua

El agua está presente en la fase líquida y gaseosa. El balance total de masa tiene asociada la incógnita presión de líquido y se expresa como

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta_l^w S_l \phi + \theta_g^w S_g \phi) + \nabla \cdot (\mathbf{j}_l^w + \mathbf{j}_g^w) = f^w \quad (4.4)$$

donde f^w ($\text{kg m}^{-3} \text{s}^{-1}$) es un término fuente de agua externa. Los flujos de agua en la fase líquida y gaseosa son:

$$\mathbf{j}_l^w = \mathbf{i}_l^w + \theta_l^w \mathbf{q}_l^w + \theta_l^w S_l \phi \frac{d\mathbf{u}}{dt} = \mathbf{j}_l^w + \theta_l^w S_l \phi \dot{\mathbf{u}} \quad (4.5)$$

$$\mathbf{j}_g^w = \mathbf{i}_g^w + \theta_g^w \mathbf{q}_g^w + \theta_g^w S_g \phi \frac{d\mathbf{u}}{dt} = \mathbf{j}_g^w + \theta_g^w S_g \phi \dot{\mathbf{u}} \quad (4.6)$$

donde \mathbf{j}_α^w ($\alpha = l, g$) son los flujos respecto a la fase sólida. Es decir, la parte advectiva de flujo menos la advección debida al movimiento del sólido. Si la deformación del sólido es nula, entonces $\mathbf{j}_\alpha^w = \mathbf{i}_\alpha^w$.

Si se aplica la derivada material al balance de la masa de agua se obtiene

$$\begin{aligned} & \phi \frac{D_s(\theta_l^w S_l + \theta_g^w S_g)}{Dt} + (\theta_l^w S_l + \theta_g^w S_g) \frac{D_s\phi}{Dt} + \\ & + [(\theta_l^w S_l + \theta_g^w S_g) \phi] \nabla \cdot \frac{d\mathbf{u}}{dt} + \nabla \cdot (\mathbf{j}_l^w + \mathbf{j}_g^w) = f^w \end{aligned} \quad (4.7)$$

donde las variables dependientes están relacionadas con las incógnitas. Por ejemplo, el grado de saturación (variable dependiente) utiliza la curva de retención (ecuación constitutiva), que deberá estar expresada en términos de temperatura y presiones de líquido y gas (incógnitas).

Balance de la masa de aire

En los modelos se ha supuesto que la presión de gas es constante ($P_g = 0.1$ MPa) y que no se permite la disolución de aire en la fase líquida. El vapor en la fase gas sí está permitido. Estas hipótesis son acordes con el uso de la ecuación de balance de energía en la superficie (EBS, capítulos 2 y 3), por lo que no se ha resuelto la ecuación de balance de la masa de aire.

Balance de la cantidad de movimiento

La incógnita asociada son los desplazamientos. Si se desprecian los términos de inercia, el balance de la cantidad de movimiento se reduce al equilibrio de tensiones totales:

$$\nabla \cdot \boldsymbol{\sigma} + \mathbf{b} = 0 \quad (4.8)$$

Balance de energía interna del medio

La incógnita asociada es la temperatura. La ecuación de balance de energía se plantea para todo el conjunto, suponiendo que hay equilibrio térmico entre fases, y se establece considerando la energía interna de cada una. Para el conjunto del medio se obtiene

$$\frac{\partial}{\partial t} [E_s \rho_s (1 - \phi) + E_l \rho_l S_l \phi + E_g \rho_g S_g \phi] + \nabla \cdot (\mathbf{i}_c + \mathbf{j}_{Es} + \mathbf{j}_{El} + \mathbf{j}_{Eg}) = f^Q \quad (4.9)$$

donde \mathbf{i}_c es el flujo de energía por conducción a través del medio poroso y $\mathbf{j}_{E\alpha}$ ($\alpha = s, l, g$) son flujos advectivos por movimiento de masa. f^Q ($\text{J m}^{-3} \text{s}^{-1}$) es una fuente externa/interna de energía. La derivada material puede consultarse en Gens and Olivella (2001). Los valores de energía interna específica para las especies son: $E_l^w = 4180(T - T_0)$ y $E_g^w = 2.5 \times 10^6 + 1900(T - T_0)$, donde T es la temperatura y T_0 una temperatura de referencia. La energía interna del vapor contiene el calor latente de vaporización ($2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$).

4.2.2 Ecuaciones constitutivas y restricción de equilibrio

La formulación lleva asociadas ecuaciones constitutivas, que enlazan las incógnitas (e.g. P_l) con las variables dependientes (e.g. S_l), y una restricción de equilibrio. La Tabla 4.1 muestra todas las ecuaciones y la variable que representan.

Tabla 4.1. Restricción de equilibrio y ecuaciones constitutivas

Ecuación	Nombre	Descripción	Variable
Equilibrio	Ley Psicrométrica	Concentración de vapor en el gas	θ_g^w
Constitutiva	Ley de Darcy	Flujo advectivo de líquido	\mathbf{q}_l
	Curva de retención	Grado de saturación	S_l
	Ley de Fick	Flujo no advectivo de vapor	\mathbf{i}_g^w
	Ley de Fourier	Flujo conductivo de calor	\mathbf{i}_c

Ley psicrométrica

También llamada ley de Kelvin, la ley psicrométrica impone que la concentración de vapor en la fase gas esté en equilibrio con la fase líquida mediante la ecuación

$$\theta_g^w = (\theta_g^w)^0 \exp \left[\frac{-(P_g - P_l)M_w}{R(273.15 + T)\rho_l} \right] \quad (4.10)$$

donde θ_g^w es la concentración de vapor en la fase gas, $(P_g - P_l)$ la succión (MPa), M_w el peso molecular del agua ($0.018 \text{ kg mol}^{-1}$), R la constante de los gases ($8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$) y $(\theta_g^w)^0$ la concentración de vapor en la fase gaseosa en equilibrio con una superficie plana de líquido (concentración de vapor saturado)

$$(\theta_g^w)^0 = \frac{M_w P_{v(T)}}{R(273.15 + T)} \quad (4.11)$$

En el caso de agua pura, la presión de vapor saturada $P_{v(T)}$ (MPa) es:

$$P_{v(T)} = 136075 \exp \left[\frac{-5239.7}{(273.15 + T)} \right] \quad (4.12)$$

Nótese que en la ecuación de la ley psicrométrica (4.10), el cociente $\theta_g^w / (\theta_g^w)^0$ equivale a la humedad relativa (HR).

Ley de Darcy

Evalúa el flujo advectivo de la fase líquida respecto a la fase sólida como

$$\mathbf{q}_l = -\mathbf{K}(\nabla P_l - \rho_l \mathbf{g}) \quad (4.13)$$

donde \mathbf{g} es el vector gravedad y \mathbf{K} (m s^{-1}) el tensor de permeabilidad

$$\mathbf{K} = \mathbf{k}\rho_l g \frac{k_{rl}}{\mu_l} \quad (4.14)$$

donde \mathbf{k} (m^2) es el tensor de permeabilidad intrínseca, μ_l (Pa s) la viscosidad dinámica de la fase líquida, ρ_l la densidad del líquido, g la aceleración de la gravedad (m s^{-2}) y k_{rl} (-) la permeabilidad relativa (van Genuchten 1980)

$$k_{rl} = \sqrt{S_e} \left[1 - (1 - S_e^{1/\lambda})^\lambda \right]^2 \quad (4.15)$$

siendo S_e el grado de saturación efectivo y λ (-) un parámetro de ajuste. Ambos valores están relacionados con la curva de retención.

Curva de retención

Expresa la relación entre el grado de saturación de la fase líquida y la succión. El modelo escogido es (van Genuchten 1980):

$$S_e = \frac{S_l - S_{rl}}{S_{ls} - S_{rl}} = \left[1 + \left(\frac{P_g - P_l}{P} \right)^{\frac{1}{1-\lambda}} \right]^{-\lambda}; \quad P = P_0 \frac{\sigma}{\sigma_0} \quad (4.16)$$

donde S_e , S_l , S_{rl} y S_{ls} son el grado de saturación efectivo, actual, residual y máximo, respectivamente; P_0 (MPa) es el valor de entrada de aire a una temperatura de referencia; y σ_0 y σ (N m^{-1}) son, respectivamente, la tensión superficial a la temperatura de referencia y a la temperatura real. P_0 y λ son parámetros de ajuste de la curva.

Ley de Fick

En general, los flujos no advectivos se calculan con la ley de Fick. Para la difusión molecular se ha utilizado la siguiente expresión:

$$\mathbf{i}_g^w = -\mathbf{D}_g^w \nabla \omega_g^w = -(\phi \rho_g S_g \tau D_m^w \mathbf{I}) \nabla \omega_g^w \quad (4.17)$$

donde \mathbf{D}_g^w es el tensor de dispersión, τ la tortuosidad (-), \mathbf{I} la matriz identidad y D_m^w ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) es el coeficiente de dispersión correspondiente a la difusión molecular del vapor en el aire cuya expresión utilizada en CODE_BRIGHT es:

$$D_m^w = 5.9 \times 10^{-12} \frac{(273.15 + T)^{2.3}}{P_g} \quad (4.18)$$

Ley de Fourier

La conducción de calor la gobierna la ley de Fourier con la forma

$$\mathbf{i}_c = -\lambda \nabla T \quad (4.19)$$

donde λ ($\text{J m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{K}^{-1}$) es la conductividad térmica del conjunto del medio poroso. Se trata de un parámetro complejo dado que intervienen las tres fases del suelo. La aproximación utilizada para su cálculo consiste en proporcionar los valores de conductividad con suelo seco (λ_{dry}) y suelo saturado (λ_{sat}).

$$\lambda = \lambda_{sat} \sqrt{S_l} + \lambda_{dry} (1 - \sqrt{S_l}) \quad (4.20)$$

4.2.3 Condiciones de contorno

La forma general de la condición de contorno en CODE_BRIGHT se hace mediante la suma de flujos en los nodos. Para los modelos de desecación, las condiciones de contorno se reducen a dos: flujo de vapor (j_g^w) y flujo de calor (j_e).

El flujo de vapor a través del contorno se calcula con la siguiente expresión:

$$j_g^w = (\omega_g^w)^0 j_g^0 + (\omega_g^w)^0 \gamma_g (P_g^0 - P_g) + \beta_g [(\rho_g \omega_g^w)^0 - \rho_g \omega_g^w] \quad (4.21)$$

donde el superíndice ⁰ representa los valores prescritos atmosféricos, P_g la presión de gas, j_g^0 es un flujo de gas prescrito, y γ_g y β_g son coeficientes de transferencia a determinar. El primer sumando representa un flujo de vapor impuesto; el segundo, el flujo advectivo de vapor (diferencia de presiones); y el tercero, el flujo difusivo de vapor (diferencia de concentraciones). En el caso particular de la desecación, y considerando la presión de gas constante, la condición de contorno para el flujo de vapor se reduce a

$$j_g^w = \beta_g [(\rho_g \omega_g^w)^0 - \rho_g \omega_g^w] \quad (4.22)$$

Si se iguala esta expresión con la parte de evaporación E del calor latente de la EBS (Ecuación 3.69) se obtiene que β_g es:

$$\beta_g [(\rho_g \omega_g^w)^0 - \rho_g \omega_g^w] = \frac{(\rho_s - \rho_a)}{r_a} \rightarrow |\beta_g| = \frac{1}{r_a} \quad (4.23)$$

donde $(\rho_g \omega_g^w)^0$ equivale a la densidad del vapor atmosférico ρ_a , $\rho_g \omega_g^w$ a la densidad de vapor en la superficie ρ_s , y r_a (s m^{-1}) es la resistencia aerodinámica a

la evaporación (Ecuación 3.68). Es necesario destacar dos aspectos importantes en relación a β_g :

1. β_g debe ponerse en valor absoluto para que $\left[(\rho_g \omega_g^w)^0 - \rho_g \omega_g^w \right]$ indique el sentido del flujo de la condición de contorno. Valores negativos indican flujo saliente y valores positivos, flujo entrante.
2. El valor de β_g debe calcularse aparte e introducirse manualmente en CODE_BRIGHT. En consecuencia, no se contemplan los factores de corrección por estabilidad atmosférica $\psi_{M,H}$ incluidos en la resistencia aerodinámica r_a del calor latente y sensible. Los factores de estabilidad dependen de la longitud de Obukhov (Ecuación 3.54) y se han de calcular de forma iterativa junto con el flujo de calor sensible. Este aspecto se ve claramente más adelante con el tratamiento que hace HYDRUS de los factores de estabilidad atmosférica (Ecuaciones 4.54 y 4.55).

En el caso del flujo de energía, y siguiendo un esquema similar al flujo de vapor (Ecuación 4.21), la condición de contorno se reduce a

$$j_e = j_e^0 + \gamma_e(T^0 - T) \quad (4.24)$$

donde el término j_e^0 es un flujo impuesto de calor que, en el caso de desecación, equivale a la radiación neta R_n . Análogamente al calor latente, para el calor sensible (Ecuación 3.67) se tiene que:

$$\gamma_e(T^0 - T) = \frac{C_a(T_s - T_a)}{r_h} \quad \rightarrow \quad |\gamma_e| = \frac{C_a}{r_h} \quad (4.25)$$

donde T^0 equivale a la temperatura atmosférica T_a , T la temperatura en la superficie del suelo T_s , C_a es la capacidad calorífica volumétrica del aire ($1200 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$) y r_h la resistencia aerodinámica a la difusión del calor. Habitualmente, para las Ecuaciones (4.23) y (4.25) se supone que $r_h = r_a$ (Ecuación 3.70) (Louis 1979; Garrat 1977; Joffre 1982; Greenhut 1982). Nuevamente, el valor de γ_e debe ponerse en valor absoluto y no contempla los factores de estabilidad atmosféricos al tener que calcularse manualmente para ser introducido en CODE_BRIGHT.

4.3 Formulación de HYDRUS-1D

El programa HYDRUS-1D simula el transporte de agua, calor y solutos en una dimensión. Numéricamente resuelve la ecuación de transporte de agua, vapor y energía de forma acoplada. Para el flujo de agua utiliza la ecuación de Richards (Richards 1931) y las ecuaciones de dispersión-advección, con base en la ley de Fick (Campbell and Norman 1998), para el transporte de solutos y calor.

Aquí se ofrece un resumen de la base teórica de la formulación y de las opciones utilizadas en la tesis. Información ampliada puede consultarse en Šimůnek et al. (2013) y Saito et al. (2006). Se ha mantenido la notación original de las dos referencias citadas, motivo por el que pueden aparecer símbolos diferentes respecto a CODE_BRIGHT para la misma magnitud.

4.3.1 Ecuaciones de gobierno

Las incógnitas son el contenido volumétrico de agua θ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) y la temperatura T .

Flujo de agua líquida y vapor

Le ecuación de gobierno para el flujo unidimensional de agua líquida y vapor en medio rígido viene dada por la siguiente ecuación de conservación de la masa:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_L}{\partial z} - \frac{\partial q_v}{\partial z} - S \quad (4.26)$$

donde θ es el contenido volumétrico total de agua, que es la suma del contenido volumétrico de agua líquida θ_l y de agua vapor θ_v ; t es el tiempo (s); q_L y q_v son los flujos de agua líquida y vapor (m s^{-1}), respectivamente; z (m) es la coordenada espacial, positiva hacia arriba; y S (s^{-1}) es un término sumidero habitualmente usado para la absorción de agua por raíces.

El flujo de agua líquida se describe mediante la ley de Darcy modificada (ec. constitutiva) dada por Philip and de Vries (1957):

$$q_L = q_{Lh} + q_{LT} = -K_{Lh} \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) - K_{LT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (4.27)$$

donde h es la altura de presión capilar equivalente (m), cuya relación con la succión se verá más adelante en la Ecuación (4.36); q_{Lh} y q_{LT} son los flujos isoterma y térmico (m s^{-1}), respectivamente, del agua líquida; T es la temperatura (K); y K_{Lh} (m s^{-1}) y K_{LT} ($\text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{K}^{-1}$) son las conductividades hidráulicas isoterma y térmica, respectivamente, del agua líquida debido a los gradientes de h y T .

El flujo de vapor también puede separarse en una parte isoterma (q_{vh}) y otra térmica (q_{vT}) según la siguiente expresión (Philip and de Vries 1957):

$$q_v = q_{vh} + q_{vT} = -K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} - K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (4.28)$$

donde K_{vh} (m s^{-1}) y K_{vT} ($\text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{K}^{-1}$) son las conductividades hidráulicas del vapor isoterma y térmica respectivamente.

Finalmente, combinando todas las ecuaciones se llega a la expresión

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(K_{Lh} + K_{vh}) \frac{\partial h}{\partial z} + K_{Lh} + (K_{LT} + K_{vT}) \frac{\partial T}{\partial z} \right] - S \quad (4.29)$$

Transporte de calor

La ecuación de transporte de agua es función de la temperatura. Por lo tanto, debe resolverse junto con la ecuación de transporte de calor para evaluar correctamente los cambios temporales y espaciales en la temperatura del suelo.

El transporte de energía en un medio rígido viene dado por la siguiente ecuación de conservación de la energía:

$$\frac{\partial S_h}{\partial t} = - \frac{\partial q_h}{\partial z} - Q \quad (4.30)$$

donde S_h ($J m^{-3}$) representa el almacenamiento de calor en el suelo, q_h ($J m^{-2} s^{-1}$) el flujo de calor total y Q ($J m^{-3} s^{-1}$) es un término fuente/sumidero de energía.

El almacenamiento de calor viene dado por

$$S_h = (C_n \theta_n + C_w \theta_l + C_v \theta_v) T + L_0 \theta_v = C_p T + L_0 \theta_v \quad (4.31)$$

donde T es una determinada temperatura (K); θ_n el contenido volumétrico de la fase sólida ($m^3 m^{-3}$); C_n , C_w , C_v y C_p ($J m^{-3} K^{-1}$) son las capacidades caloríficas volumétricas de la fase sólida, agua líquida, agua vapor y del medio, respectivamente (de Vries 1963); y L_0 es el calor latente de vaporización volumétrico del agua líquida ($J m^{-3}$) dado por

$$L_0 = L_w \rho_w \quad (4.32)$$

donde L_w ($J kg^{-1}$) es el calor latente de vaporización del agua líquida

$$L_w = 2.501 \times 10^6 - 2369.2T(^{\circ}C) \quad (4.33)$$

El flujo de calor se define como la suma de conducción de calor sensible según la ley de Fourier, calor sensible por convección de agua líquida y vapor, y calor latente por flujo de vapor (de Vries 1958):

$$q_h = -\lambda(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} + C_w T q_L + C_v T q_v + L_0 q_v \quad (4.34)$$

donde $\lambda(\theta)$ es la conductividad térmica aparente del suelo ($J m^{-1} s^{-1} K^{-1}$).

Finalmente, combinando todas las ecuaciones se obtiene

$$\frac{\partial C_p T}{\partial t} + L_0 \frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right] - C_w \frac{\partial q_L T}{\partial z} - C_v \frac{\partial q_v T}{\partial z} - L_0 \frac{\partial q_v}{\partial z} - C_w S T \quad (4.35)$$

donde el último término del lado derecho representa la energía asociada a la captación de agua por las raíces.

4.3.2 Ecuaciones constitutivas y restricción de equilibrio

En Šimůnek et al. (2013) y Saito et al. (2016), al conjunto de ecuaciones que definen el comportamiento del suelo se les denomina propiedades hidráulicas y térmicas. No obstante, por coherencia con CODE_BRIGHT, aquí se las denomina ecuaciones constitutivas. La correspondencia entre ambos programas no es total y existen diferencias a la hora de plantear las ecuaciones de un mismo fenómeno.

Ley psicrométrica

El equilibrio térmico entre el agua líquida y vapor se establece mediante la siguiente expresión de la humedad relativa:

$$H_r = \exp\left(\frac{hMg}{RT}\right) \quad (4.36)$$

donde M es el peso molecular del agua ($0.018 \text{ kg mol}^{-1}$), g la aceleración de la gravedad (9.81 m s^{-2}), R la constante de los gases ($8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$) y T la temperatura (K).

Conductividades hidráulicas (Ley de Darcy)

Para la conductividad hidráulica no saturada se ha utilizado la opción de van Genuchten (1980) con la forma

$$K_{Lh} = K_s S_e^l \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad (4.37)$$

donde K_s es la conductividad hidráulica saturada (m s^{-1}), S_e (-) el grado de saturación efectivo según la curva de retención, l es un parámetro de ajuste cuyo valor típico es 0.5 (Mualem 1976) y $m = 1 - 1/n$, siendo n (-) un parámetro de ajuste de la curva de retención.

La conductividad térmica hidráulica viene dada por la expresión

$$K_{LT} = K_{Lh} \left(h G_{wT} \frac{1}{\gamma_0} \frac{d\gamma}{dT} \right) \quad (4.38)$$

donde G_{wT} (-) es un factor de ganancia que cuantifica la dependencia de la

temperatura de la curva de retención (Nimmo and Miller 1986), γ_0 la tensión superficial a 25°C (71.89 g s⁻²) y γ (g s⁻²) la tensión superficial del agua en función de la temperatura

$$\gamma = 75.6 - 0.1425T - 2.38 \times 10^{-4}T^2(^{\circ}C) \quad (4.39)$$

Las conductividades hidráulicas isoterma y térmica para el vapor de agua son:

$$K_{vh} = \frac{D}{\rho_w} \rho_{sv} \frac{Mg}{RT} H_r \quad (4.40)$$

$$K_{vT} = \frac{D}{\rho_w} \eta H_r \frac{d\rho_{sv}}{dT} \quad (4.41)$$

donde D es la difusión de vapor en el suelo (m² s⁻¹), ρ_w la densidad del agua líquida (kg m⁻³), η (-) un factor de mejora para el vapor (Cass et al. 1984) y ρ_{sv} (kg m⁻³) la densidad de vapor saturada.

La difusión de vapor se define como

$$D = \tau \theta_a D_a \quad (4.42)$$

siendo θ_a (m³ m⁻³) el contenido volumétrico de aire, τ (-) la tortuosidad definida por Millington and Quirk (1961)

$$\tau = \frac{\theta_a^{7/3}}{\theta_s^2} \quad (4.43)$$

con θ_s el contenido de agua saturado. D_a (m² s⁻¹) es la difusividad del vapor agua en el aire a la temperatura T (K)

$$D_a = 2.12 \times 10^{-5} \left(\frac{T}{273.15} \right)^2 \quad (4.44)$$

El factor de mejora para el vapor describe el incremento del flujo de vapor térmico según el mecanismo descrito por Philip and de Vries (1957) y se expresa como (Cass et al. 1984)

$$\eta = 9.5 + 3 \frac{\theta}{\theta_s} - 8.5 \exp \left\{ - \left[\left(1 + \frac{2.6}{\sqrt{f_c}} \right) \frac{\theta}{\theta_s} \right]^4 \right\} \quad (4.45)$$

donde f_c (-) es la fracción másica de arcilla en el suelo.

La densidad de vapor saturada (kg m^{-3}) en función de la temperatura es

$$\rho_{sv} = 10^{-3} \frac{\exp\left(31.3716 - \frac{6014.79}{T} - 7.92495 \times 10^{-3}T\right)}{T} \quad (4.46)$$

Curva de retención

Nuevamente, la opción escogida para la curva de retención es la de van Genuchten (1980). No obstante, en HYDRUS está expresada como

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} \quad (4.47)$$

donde θ_r y θ_s son los contenidos volumétricos de agua residual y saturado, h la altura capilar y α y n son parámetros de ajuste de la curva con $n > 1$ y $m = 1 - 1/n$.

Propiedades térmicas (Ley de Fourier)

La ley de Fourier está incluida en la ecuación de gobierno de la energía, por lo que aquí solo se describe las ecuaciones empleadas en su composición.

La conductividad térmica aparente $\lambda(\theta)$ combina la conductividad térmica del medio poroso $\lambda_0(\theta)$ en ausencia de flujo y la macrodispersividad, que es una función lineal de la velocidad (de Marsily 1986):

$$\lambda(\theta) = \lambda_0(\theta) + \beta C_w |q_L| \quad (4.48)$$

donde β es la dispersividad térmica (m). Este parámetro solo tiene un papel importante cuando el flujo de líquido es muy grande y pocos estudios han determinado su valor (Saito et al. 2006). La conductividad térmica del medio poroso es (Chung and Horton 1987):

$$\lambda_0(\theta) = b_1 + b_2\theta + b_3\theta^{0.5} \quad (4.49)$$

donde b_α ($\alpha = 1,2,3$) son parámetros empíricos ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$).

4.3.3 Condición de contorno

HYDRUS-1D incorpora la ecuación de balance de energía en la superficie para utilizarla como condición de contorno. Respecto a la superficie del suelo, la radiación neta R_n y el flujo de calor en el suelo G son positivos hacia abajo. El calor sensible H y latente LE (W m^{-2}), positivos hacia arriba, se definen como

$$LE = \frac{\lambda(\rho_s - \rho_a)}{r_a + r_s} \quad (4.50)$$

$$H = \frac{C_a(T_s - T_a)}{r_h} \quad (4.51)$$

donde $r_a = r_h$ ($s\ m^{-1}$) es la resistencia aerodinámica y r_s ($s\ m^{-1}$) es la resistencia de superficie al flujo de vapor de van de Griend and Owe (1994)(apartado 2.4.2):

$$r_s = \begin{cases} 10 \exp[35.63(0.15 - \theta_0)]; & \theta_0 \leq 0.15 \\ 10 & ; \theta_0 > 0.15 \end{cases} \quad (4.52)$$

La resistencia aerodinámica en HYDRUS está definida como

$$r_h = r_a = \begin{cases} \frac{1}{k^2 \bar{U}} \left[\ln \frac{z_h}{z_{0h}} + \psi_H(\zeta) \right] \left[\ln \frac{z_m}{z_{0m}} + \psi_M(\zeta) \right] & ; \bar{U} > 0 \\ \frac{z_h}{D_a} & ; \bar{U} = 0 \end{cases} \quad (4.53)$$

donde $k = 0.41$ (-) es la constante de von Kármán, \bar{U} ($m\ s^{-1}$) la velocidad media del viento horizontal, z_h y z_m son la altura de medida de la temperatura y del viento (m), z_{0h} y z_{0m} son la altura de rugosidad para el flujo de calor y de momento (m), ψ_H y ψ_M (-) los factores de estabilidad para el flujo de calor y de momento, ζ (-) el parámetro de estabilidad atmosférico y D_a la difusividad del vapor en el aire (Ecuación 4.44).

La Ecuación (4.53) con $\bar{U} > 0$ es equivalente a la Ecuación (3.68) si se supone que $z_h = z_m$ (típicamente 2 m en estaciones meteorológicas) y si $z_{0h} = z_{0m}$, hipótesis común en suelos desnudos con valor típico de 0.001 m (Oke 1987). Más información sobre el significado de los parámetros de la Ecuación (4.53) puede encontrarse en el apartado 3.4 relativo a la turbulencia.

Los factores de estabilidad atmosférica dependen del parámetro de estabilidad (apartado 3.4)

$$\zeta = \frac{z_m}{MO} \quad (4.54)$$

donde MO es la longitud de Monin-Obukhov (Stull 1988), cuya expresión es

$$MO = -\frac{C_a T_a U^{*3}}{kHg} \quad (4.55)$$

donde C_a es la capacidad calorífica del aire ($1200 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$), T_a la temperatura del aire en la altura z_h , g la aceleración de la gravedad, H el flujo de calor sensible en la superficie y U^* la velocidad de arrastre (Ecuaciones 3.46 y 3.56) del viento con perfil logarítmico

$$U^* = \bar{U}k \left[\ln \left(\frac{z_m}{z_{0h}} \right) + \psi_M(\zeta) \right]^{-1} \quad (4.56)$$

La Ecuación (4.55) que utiliza HYDRUS-1D para calcular los factores de estabilidad atmosférica $\psi_{H,M}$ es el resultado de sustituir las Ecuaciones (3.63) y (3.64) en la Ecuación (3.54) y aproximar la temperatura virtual a la temperatura real del aire.

A partir de las Ecuaciones (4.54) y (4.55), y mediante un cálculo iterativo que depende del calor sensible (Ecuación 4.51), los factores de estabilidad atmosférica que utiliza HYDRUS-1D son (Brutsaert 1982):

- **Atmósfera neutra** ($T_a = T_s$)

$$\psi_H = \psi_M = 0 \quad (4.57)$$

- **Atmósfera inestable** ($T_a < T_s$ o bien $MO < 0$)

$$\psi_H = -2 \ln \left(\frac{1 + \sqrt{1 - 16\zeta}}{2} \right) \quad (4.58)$$

$$\psi_M = -2 \ln \left(\frac{1 + (1 - 16\zeta)^{0.25}}{2} \right) - \ln \left(\frac{1 + \sqrt{1 - 16\zeta}}{2} \right) + 2 \arctan[(1 - 16\zeta)^{0.25}] - \frac{\pi}{2} \quad (4.59)$$

- **Atmósfera estable** ($T_a > T_s$ o bien $MO > 0$)

$$\psi_H = \psi_M = \begin{cases} 15\zeta & ; 0 < \zeta < 1 \\ 5 & ; \zeta > 1 \end{cases} \quad (4.60)$$

Nótese la complejidad de los factores para atmósfera inestable, que es aquella en la que las células convectivas por calentamiento aumentan el intercambio evaporativo en altura (apartado 3.3).

4.4 Valores empleados y casos estudiados

Entre las diferentes ecuaciones que utilizan HYDRUS-1D y CODE_BRIGHT están los

factores de estabilidad atmosférica ψ_H y ψ_M : HYDRUS los calcula y CODE_BRIGHT no. ¿Son importantes estos factores en la interacción suelo-atmósfera? Para comprobarlo, se han hecho simulaciones con ambos programas con distintos valores de viento y radiación. La comparación de resultados permite identificar la importancia de cada una de estas variables y las diferencias entre ambas formulaciones.

Los modelos calculados son sintéticos (ficticios) y los valores utilizados en las ecuaciones constitutivas son los prescritos por HYDRUS para un suelo tipo *Loam* (arena arcillosa).

4.4.1 Equivalencia de valores para el suelo

Todas las simulaciones son TH. El material suelo es una columna homogénea de 50 cm de altura con porosidad constante de 0.45. La parte superior está en contacto con la atmósfera y la parte inferior es impermeable al agua y al gas con temperatura constante. Para que haya correspondencia entre HYDRUS y CODE_BRIGHT es necesario transformar algunos valores. La Tabla 4.2 describe la equivalencia de valores en los que ha sido posible intervenir, se indica la ecuación (Ec.), la variable a la que corresponde (Var.) y las unidades utilizadas. Seguido a la tabla se describe cómo se han transformado los parámetros.

Tabla 4.2. Equivalencia de valores entre HYDRUS y CODE_BRIGHT para el suelo

HYDRUS			CODE_BRIGHT		
Ec.	Var.	Valores	Ec.	Var.	Valores
4.47(1)	$\theta(-)$	$\theta_r = 0$ $\theta_s = 0.45$	4.16	$S_l (-)$	$S_{ls} = 1; S_{rl} = 0$ $P_0 = 0.5$
4.37(2)	$K_{Lh}(\text{m s}^{-1})$	$\alpha = 0.0197$ $n = 1.2208$	4.15	$k_{rl} (-)$	$\sigma_0 = 0.072$ $\lambda = 0.18$
4.37(3)	$K_s (\text{m h}^{-1})$	3.6×10^{-4}	4.14	$\mathbf{k} (\text{m}^2)$	$k_{ii} = 1 \times 10^{-14}$
4.49(4)	$\lambda_0 \left(\frac{\text{kg m}}{\text{h}^3 \text{K}} \right)$	$b_1 = 1.13374 \times 10^{10}$ $b_2 = 1.83358 \times 10^{10}$ $b_3 = 7.15703 \times 10^{10}$	4.20	$\lambda \left(\frac{\text{W}}{\text{m K}} \right)$	$\lambda_{sat} = 1.448$ $\lambda_{dry} = 0.243$

(1) El término de succión $P_g - P_l$ (MPa; CODE_BRIGHT) se ha transformado en altura de presión capilar h (m; HYDRUS) mediante el peso específico del agua con el siguiente factor de conversión:

$$h(\text{m}) = (P_g - P_l) \frac{\text{N}}{\text{mm}^2} \times \frac{1 \times 10^6 \text{ mm}^2}{1 \text{ m}^2} \times \frac{1 \text{ m}^3}{10000 \text{ N}}$$

Posteriormente, el ajuste se ha realizado convirtiendo el grado de saturación líquido S_l (CODE_BRIGHT) en contenido volumétrico de agua θ (HYDRUS) con la igualdad $\theta = S_l \times \phi$. La Figura 4.1a muestra el encaje de las dos curvas de retención en términos de altura capilar h (m) y contenido volumétrico θ .

(2) Los parámetros de ajuste de la curva de retención utilizados sirven para obtener la conductividad hidráulica no saturada K_{Lh} (HYDRUS) y la permeabilidad relativa k_{rl} (CODE_BRIGHT). La Figura 4.1b muestra el encaje de ambas permeabilidades.

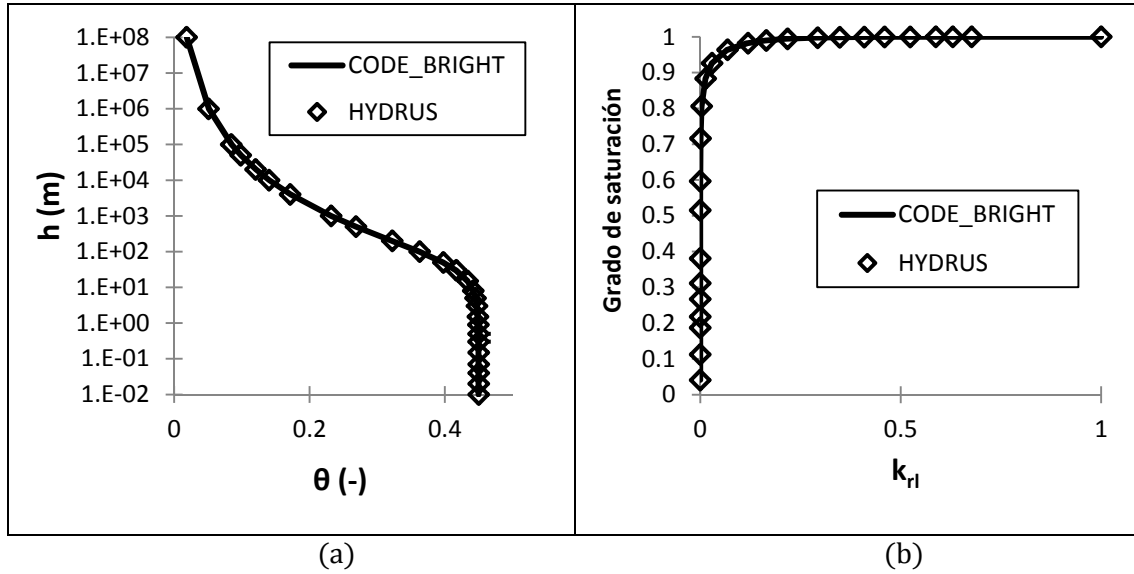


Figura 4.1. Superposición de curvas entre HYDRUS y CODE_BRIGHT: (a) curva de retención y (b) permeabilidad relativa.

(3) La conductividad hidráulica saturada K_s en HYDRUS equivale al tensor de permeabilidad \mathbf{K} (4.14) de CODE_BRIGHT si la permeabilidad relativa $k_{rl} = 1$ (suelo saturado). Por lo tanto, se tiene que

$$K_s = 3.6 \times 10^{-4} \frac{\text{m}}{\text{h}} = 1 \times 10^{-7} \frac{\text{m}}{\text{s}} = \mathbf{K}_{(k_{rl}=1)} = \frac{\mathbf{k}\rho_l g}{\mu_l}$$

Si $\rho_l g \cong 10000$ (N m^{-3}) y $\mu_l = 1 \times 10^{-3}$ (Pa s), entonces el tensor de permeabilidad intrínseca para suelo homogéneo e isótropo vale $k_{11} = k_{22} = k_{33} = 1 \times 10^{-14}$ (m^2).

(4) Si el suelo está saturado, entonces el contenido volumétrico es la porosidad $\theta_{sat} = \phi = 0.45$. Y si el suelo está seco, entonces $\theta = 0$. De este modo, se tiene que

$$\lambda_{sat} = b_1 + b_2\theta + b_3\theta^{0.5} = 6.7599 \times 10^{10} \frac{\text{kg m}}{\text{h}^3 \text{ K}} = 1.448 \frac{\text{W}}{\text{m K}}$$

$$\lambda_{dry} = b_1 = 1.13374 \times 10^{10} \frac{\text{kg m}}{\text{h}^3 \text{ K}} = 0.243 \frac{\text{W}}{\text{m K}}$$

4.4.2 Casos calculados

Para estudiar el efecto durante la desecación de la estabilidad atmosférica y las variables radiación neta y viento se han planteado tres situaciones distintas en las que cambia la temperatura atmosférica (Tabla 4.3). De este modo, al principio de cada caso se tienen condiciones de estabilidad distintas para ver el efecto de los factores de corrección por estabilidad atmosférica ψ_H y ψ_M .

Tabla 4.3. Situaciones planteadas para el estudio de los factores de estabilidad y variables atmosféricas. Valores de temperatura en °C.

	Situación 1	Situación 2	Situación 3
T _{atmósfera} (constante)	10	20	30
T _{suelo} (inicial)	20		
T _{contorno inferior} (constante)	20		
Estabilidad atmosférica (inicial)	Inestable	Neutra	Estable
HR _{atmósfera} (constante)	70%		
Saturación del suelo (inicial)	100%		

Tabla 4.4. Valores de radiación neta R_n y velocidad del viento \bar{U} utilizados en distintos casos para cada situación de la Tabla 4.3. (*) En este caso la conductividad hidráulica del suelo es de 1×10^{-6} (m s⁻¹); en el resto es de 1×10^{-7} (m s⁻¹).

	Caso A	Caso B	Caso C	Caso D	Caso E (*)
R_n (W m ⁻²)	0	0	300	300	300
\bar{U} (m s ⁻¹)	0	3.5	3.5	10.5	3.5

Para cada situación de la Tabla 4.3 se han calculado distintos casos en los que se modifica el valor de la radiación neta R_n y del viento \bar{U} (Tabla 4.4). En todos los casos el tiempo de cálculo es de 360 h y la conductividad hidráulica del suelo es de 1×10^{-7} (m s⁻¹) excepto en uno (caso E), que es de 1×10^{-6} (m s⁻¹).

4.4.3 Valores utilizados en la condición de contorno (CODE_BRIGHT)

En HYDRUS-1D, los valores de humedad relativa atmosférica, viento y radiación neta se introducen directamente para calcular la EBS como condición de contorno. Sin embargo, en CODE BRIGHT, estos valores deben utilizarse para obtener (4.22) y (4.24) e introducirlos manualmente para simular la EBS. A continuación se describe el proceso para transformar la condición de contorno de CODE_BRIGHT en la EBS.

Humedad relativa

Según se indica en (4.22), la humedad relativa del aire debe transformarse en densidad del aire (ρ_g)⁰ y fracción másica de vapor (ω_g^w)⁰.

A partir de la ley de los gases ideales, donde P es presión, V el volumen, n el número de moles, R la constante de los gases y T la temperatura absoluta

$$PV = nRT \quad (4.61)$$

y considerando que la densidad puede expresarse como

$$\rho = \frac{nM}{V} \quad (4.62)$$

donde M es el peso molecular, entonces

$$\rho = \frac{PM}{RT} \quad (4.63)$$

Por lo tanto, la densidad de la atmósfera ρ_g^0 (kg m^{-3}) puede aproximarse mediante el peso molecular del aire seco M_a como

$$\rho_g^0 = \frac{P_a M_a}{R(273.15 + T)} \times 10^6 \quad (4.64)$$

con $P_a = 0.1$ (MPa), $R = 8.314$ ($\text{J mol}^{-1} \text{K}^{-1}$), T en $^{\circ}\text{C}$ y $M_a = 0.029$ (kg mol^{-1}). En realidad, el peso molecular del aire debería ser la suma de aire seco y vapor. No obstante, como el peso máximo de vapor que es capaz de admitir el aire es pequeño en comparación con el del aire seco, el error es despreciable y el cálculo se simplifica.

La densidad del vapor atmosférico ρ_v (kg m^{-3}) puede calcularse mediante la humedad relativa (HR) de la forma

$$\rho_v = \rho_v^{sat}(HR) \quad (4.65)$$

donde ρ_v^{sat} (kg m^{-3}) es la densidad de vapor en el aire saturado

$$\rho_v^{sat} = \frac{P_v M_w}{R(273.15 + T)} \times 10^6 \quad (4.66)$$

con P_v la presión de vapor saturada (4.12) y $M_w = 0.018$ (kg mol^{-1}) el peso molecular del agua. Finalmente, la fracción másica de vapor en el aire $(\omega_g^w)^0$ (kg kg^{-1}) es:

$$(\omega_g^w)^0 = \frac{\rho_v}{\rho_g^0} \quad (4.67)$$

Los valores prescritos de densidad atmosférica (4.64) y fracción másica de vapor (4.67) en CODE_BRIGHT para cada situación de la Tabla 4.3 se muestran en la Tabla 4.5.

Tabla 4.5. Valores de condición de contorno en CODE_BRIGHT para la humedad relativa y coeficientes de transferencia según cada situación y caso (Tablas 4.3 y 4.4).

		Situación 1 (S1)	Situación 2 (S2)	Situación 3 (S3)
ρ_g^0 (kg m ⁻³)		1.2306	1.1886	1.1494
$(\omega_g^w)^0$ (kg kg ⁻¹)		0.0054	0.0102	0.0184
$\bar{U} = 0$ (m s ⁻¹)	$ \beta_g $	1.1389×10^{-5}	1.2208×10^{-5}	1.3055×10^{-5}
	$ \gamma_e $	0.0137	0.0147	0.0157
$\bar{U} = 3.5$ (m s ⁻¹)	$ \beta_g $	0.0092		
	$ \gamma_e $	12.2204		
$\bar{U} = 10.5$ (m s ⁻¹)	$ \beta_g $	0.0234		
	$ \gamma_e $	36.6613		
j_e^0 (W m ⁻²)		R_n [0; 300]		

Coefficientes de transferencia para calor latente y sensible

Para los casos de la Tabla 4.4 hay que calcular β_g (4.23) y γ_e (4.25) e introducirlos manualmente en CODE_BRIGHT porque la resistencia aerodinámica (4.53) de la EBS no está incorporada. En consecuencia, el valor de los factores de estabilidad atmosférica (Ecuaciones 4.58 a 4.60) no se puede obtener porque dependen del calor sensible en un cálculo iterativo. Esta situación equivale en CODE_BRIGHT a una atmósfera neutra ($\psi_H = \psi_M = 0$). Si $z_h = z_m = z$ y $z_{oh} = z_{om} = z_0$, entonces la Ecuación (4.53) se reduce a

$$r_h = r_a = \begin{cases} \frac{1}{k^2 \bar{U}} \ln^2 \left(\frac{z}{z_0} \right) & ; \bar{U} > 0 \\ \frac{z_h}{D_a} & ; \bar{U} = 0 \end{cases} \quad (4.68)$$

con $z = 2$ m (altura de referencia de medida en las estaciones meteorológicas), $z_0 = 0.001$ m para un suelo arcilloso con superficie plana (Oke 1987; van de Griend and Owe 1994) y $k = 0.41$ (-), valor típico de la constante de von Kármán (Tagesson 2012). Adicionalmente, como HYDRUS utiliza la resistencia de superficie r_s (4.50, 4.52), para que haya equivalencia en CODE_BRIGHT hay que añadir este término a (4.23) para obtener

$$|\beta_g| = \frac{1}{r_a + r_s} \quad (4.69)$$

con $r_s = 10$ (s m⁻¹) como valor representativo (Ecuación 4.52).

Los valores de $|\beta_g|$ y $|\gamma_e|$ (m s⁻¹) según (4.25) y (4.69) para las situaciones de la Tabla 4.3 y los casos de la Tabla 4.4 se muestran en la Tabla 4.5. El valor de radiación neta R_n es igual a j_e^0 (Ecuación 4.24).

4.5 Análisis de resultados

En este apartado se muestran los resultados obtenidos de HYDRUS y CODE_BRIGHT para cada caso (Tabla 4.4) en las distintas situaciones (Tabla 4.3). El análisis se ha hecho mediante 4 gráficas:

1. Temperatura en la superficie del suelo para todas las situaciones. Nomenclatura: TS-caso.
2. Flujo de calor sensible, latente y en el suelo de la ecuación de balance de energía en la superficie. El valor de la radiación neta (valor constante de 0 o 300 W m^{-2}) no se muestra por claridad gráfica. Nomenclatura: EBS-situación-caso.
3. Perfil del grado de saturación en el suelo a distintas horas. Nomenclatura: Sat-situación-caso.
4. Perfil de la temperatura en el suelo a las mismas horas que en el perfil del grado de saturación. Nomenclatura: Temp-situación-caso.

Debido al tamaño de las gráficas para cada caso y al elevado número de gráficas (10 por caso), las gráficas b, c y d que se muestran en este apartado solo están referidas a la situación 2. El resto de gráficas, correspondientes a las situaciones 1 y 3, pueden consultarse en el Anejo A.

4.5.1 Caso A

En este caso, los valores de viento y radiación son nulos (Tabla 4.4). Los factores de corrección por estabilidad atmosférica de la Ecuación (4.53) no intervienen y los coeficientes de transferencia (Tabla 4.5) son varios órdenes de magnitud inferiores en comparación con el resto de casos.

La Figura 4.2a muestra la variación de la temperatura en la superficie para todas las situaciones. El descenso máximo es de $0.15 \text{ }^\circ\text{C}$ en la situación 1 (S1), y el ascenso máximo se produce en la situación 3 (S3) con un aumento de $0.1 \text{ }^\circ\text{C}$. La menor variación de la temperatura se produce en la situación 2 (S2). Debido a la diferencia de temperatura suelo-atmósfera en cada situación, esta tendencia se mantiene en todos los casos aunque con valores distintos.

En la Figura 4.2b se observa que el intercambio de calor por conducción en la S2 es prácticamente nulo como demuestra el flujo de calor sensible. Cabe recordar que los dos medios están a la misma temperatura inicial en esta situación. Sin embargo, debido al gradiente de humedad relativa (HR), la evaporación produce un flujo de calor latente hacia la atmósfera (positivo) que enfría la superficie. En ese momento, el aire está más caliente que el suelo y en realidad se produce un ligero flujo de calor sensible hacia la superficie (negativo), pero que es insuficiente para compensar el enfriamiento por evaporación. El flujo de calor en el suelo se produce hacia la superficie (negativo) para compensar la pérdida de temperatura.

En la situación S1 y S3, los flujos de calor siguen teniendo valores muy bajos,

pero es interesante ver cómo cambian las tendencias. En la Figura A.A2 (Anejo A) de la S1, el calor sensible es positivo porque el suelo está a mayor temperatura que el aire. Por su parte, el calor latente aumenta respecto de la S2 por la menor fracción másica de vapor que contiene el aire a esa temperatura (10 °C; Tabla 4.5). Nuevamente, para compensar el frío externo, el flujo de calor en el suelo es ascendente (negativo). El salto inicial de los valores de flujo, que se repite en numerosos casos y situaciones, se debe al equilibrio inicial de cálculo.

En la S3, la Figura A.A4 destaca por la inversión de los valores de flujo respecto a las otras situaciones: el aire está más caliente que el suelo y el calor sensible se produce hacia la superficie (negativo). El flujo de calor en el suelo es positivo, indicando que tiende a calentarse en profundidad. Por último, el flujo de calor latente en la superficie es nulo para HYDRUS (HD) y negativo en CODE_BRIGHT (CB). A continuación se explica el motivo de esta diferencia que también afecta al flujo de calor en el suelo.

HD proporciona como resultado los flujos de la EBS, pero si el valor del flujo de calor latente es negativo, lo convierte automáticamente en cero. Por el contrario, en CB hay que calcular manualmente los flujos de la EBS a partir de la temperatura y la concentración de vapor en la superficie. En consecuencia, el valor negativo del calor latente en CB indica que hay condensación de vapor atmosférico sobre la superficie. El signo positivo de la condición de contorno (4.22) en las condiciones de la S3 así lo confirma. Efectivamente, si el suelo está saturado a 20 °C, entonces $\rho_g \omega_g^w$ es menor al valor de $(\rho_g \omega_g^w)^0$, correspondiente al aire a 30 °C con un 70% de HR y el flujo es entrante al medio. En cualquier caso, lo que ambos programas indican es que no hay evaporación en la S3.

La diferencia entre los resultados de ambos programas es casi imperceptible para la S1 y la S2. La diferencia en S3 se debe, principalmente, al criterio de HYDRUS de anular el calor latente si es negativo. En todas las situaciones, los cambios en el grado de saturación y la temperatura en el suelo son despreciables. Esto se traduce en que la difusión molecular como mecanismo de transporte es poco eficiente.

Además de este caso, se ha calculado otro con viento nulo pero con una radiación incidente de 300 W m⁻². En él, la temperatura crece rápidamente mientras el vapor se libera lentamente porque la difusión sin viento solo es molecular. La consecuencia numérica es que la presión de agua en el suelo cerca de la superficie aumenta en exceso y los resultados no tienen sentido físico. Se han observado concentraciones de vapor superiores a la unidad y flujo advectivo hacia el interior del suelo. Por lo tanto, si la temperatura aumenta y no se deja salir al vapor, la hipótesis de una presión de gas igual a la atmosférica no sirve. En esos casos, hay que resolver la ecuación de balance de gas para considerar la advección del vapor (flujo de vapor por gradiente de presión).

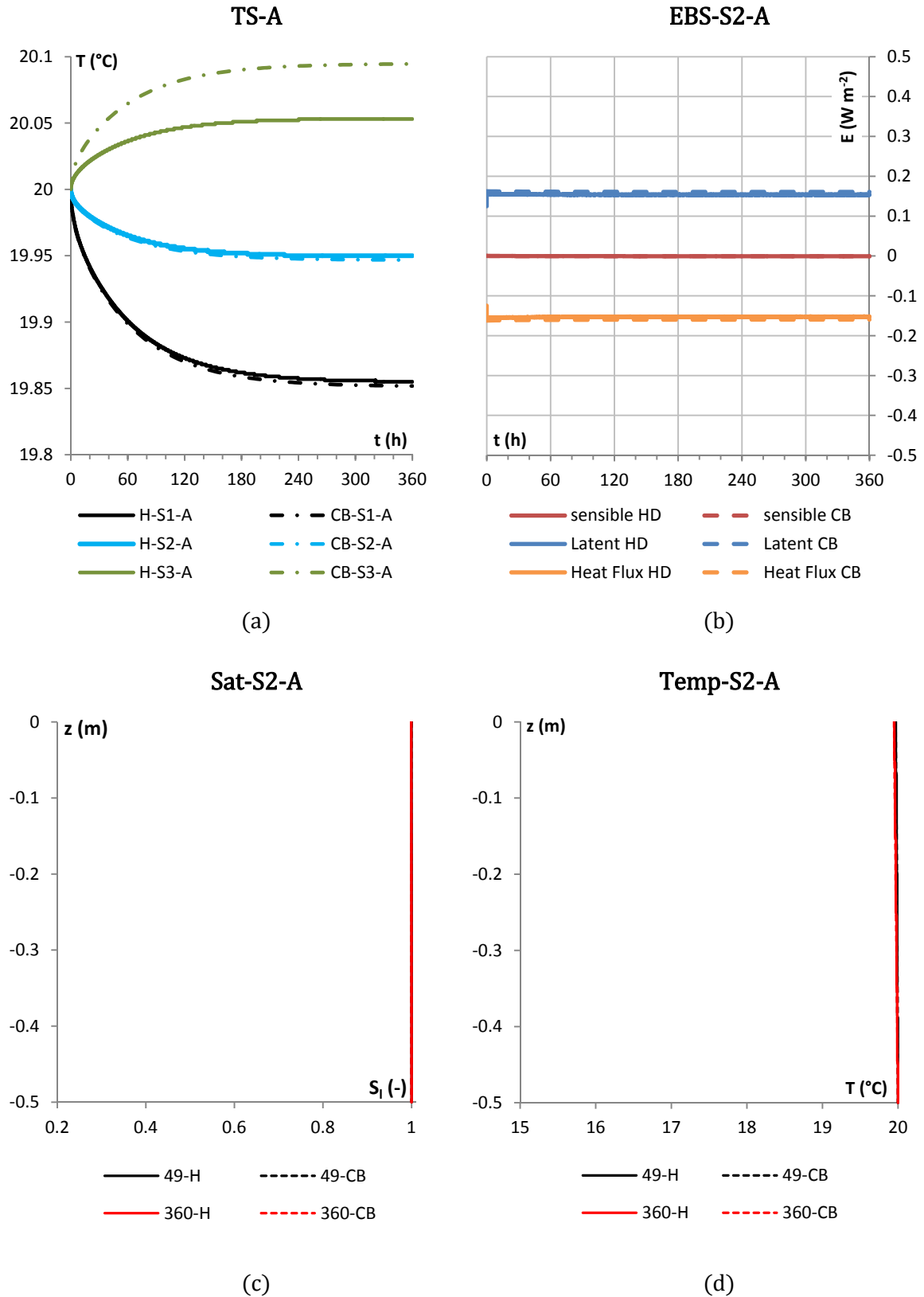


Figura 4.2. Resultados del caso A: (a) temperatura de la superficie en las 3 situaciones; (b) flujos de calor latente, sensible y en el suelo para la situación 2; (c), (d) perfil del grado de saturación y temperatura en el suelo, respectivamente, a las horas indicadas en la situación 2.

4.5.2 Caso B

A diferencia del caso anterior, ahora interviene el viento en la evaporación y los coeficientes de transferencia aumentan varios órdenes de magnitud (Tabla 4.5).

En la Figura 4.3a se observa que, nuevamente, el mayor descenso de la temperatura se produce en la S1, donde se combinan el enfriamiento atmosférico y evaporativo. En la S3 el aumento de la temperatura es de 5 °C como consecuencia del aumento de la conducción por calor sensible entre el suelo y la atmósfera. En la S2 el descenso es más moderado dado que el enfriamiento solo es por evaporación.

En la Figura 4.3b el valor inicial del calor sensible es cero ya que ambos medios se encuentran a la misma temperatura. Durante las primeras horas se produce un flujo de vapor latente por gradiente de HR que decrece rápidamente, provocando el descenso del calor sensible. La evaporación enfría la superficie (calor latente positivo) y la atmósfera intenta calentar la superficie (calor sensible negativo). El efecto combinado de ambos flujos produce un flujo de calor en el suelo hacia la superficie (negativo) que tiende a enfriar zonas más profundas. A partir de las 50 h los flujos se mantienen constantes, indicando que el suministro de agua a la superficie es suficiente como para cubrir la demanda evaporativa durante el tiempo simulado.

En la Figura 4.3d puede verse cómo el mayor descenso de temperatura en la zona superficial se produce en las horas iniciales. Posteriormente, la temperatura superficial se mantiene constante mientras el suelo se enfría en profundidad hasta conseguir un perfil lineal. En el caso del grado de saturación (Figura 4.3c), el comportamiento cambia. El suelo se seca a medida que pasa el tiempo, pero lo hace de forma homogénea tal y como muestran los perfiles de grado de saturación. Este fenómeno indica que el flujo advectivo de agua en el suelo es mayor al de vapor, permitiendo la redistribución del contenido de agua en todo el perfil.

En la S1 el comportamiento es similar a la S2 pero con otros valores (Figura A.B2). En el inicio, el suelo está más caliente que el aire y el gradiente de HR es máximo, por lo que el calor sensible y el calor latente son máximos. Como respuesta a las pérdidas de calor, el flujo de calor es ascendente y de valor mínimo. El descenso de temperatura en el suelo es más pronunciado (Figura A.B8), pero la tendencia del comportamiento es la misma que en la S2.

En la S3 (Figura A.B4) las tendencias cambian. El suelo está más frío que el aire y el calor sensible es negativo. Nuevamente, se observa que el calor latente en HD es nulo durante las primeras horas mientras que CB indica condensación. Este aspecto ya ha sido comentado en el caso A. El flujo de calor en el suelo es descendente como indica el valor positivo, lo que se traduce en el aumento de la temperatura con la profundidad (Figura A.B10).

En líneas generales, puede decirse que la presencia de viento provoca cambios notables en el flujo evaporativo respecto al caso sin viento. Para una comparación rápida, nótese la diferencia entre las Figuras 4.2a y 4.3a. Con un viento suave de 3.5 m s^{-1} (12.6 km h^{-1}), el flujo advectivo de agua en el suelo es

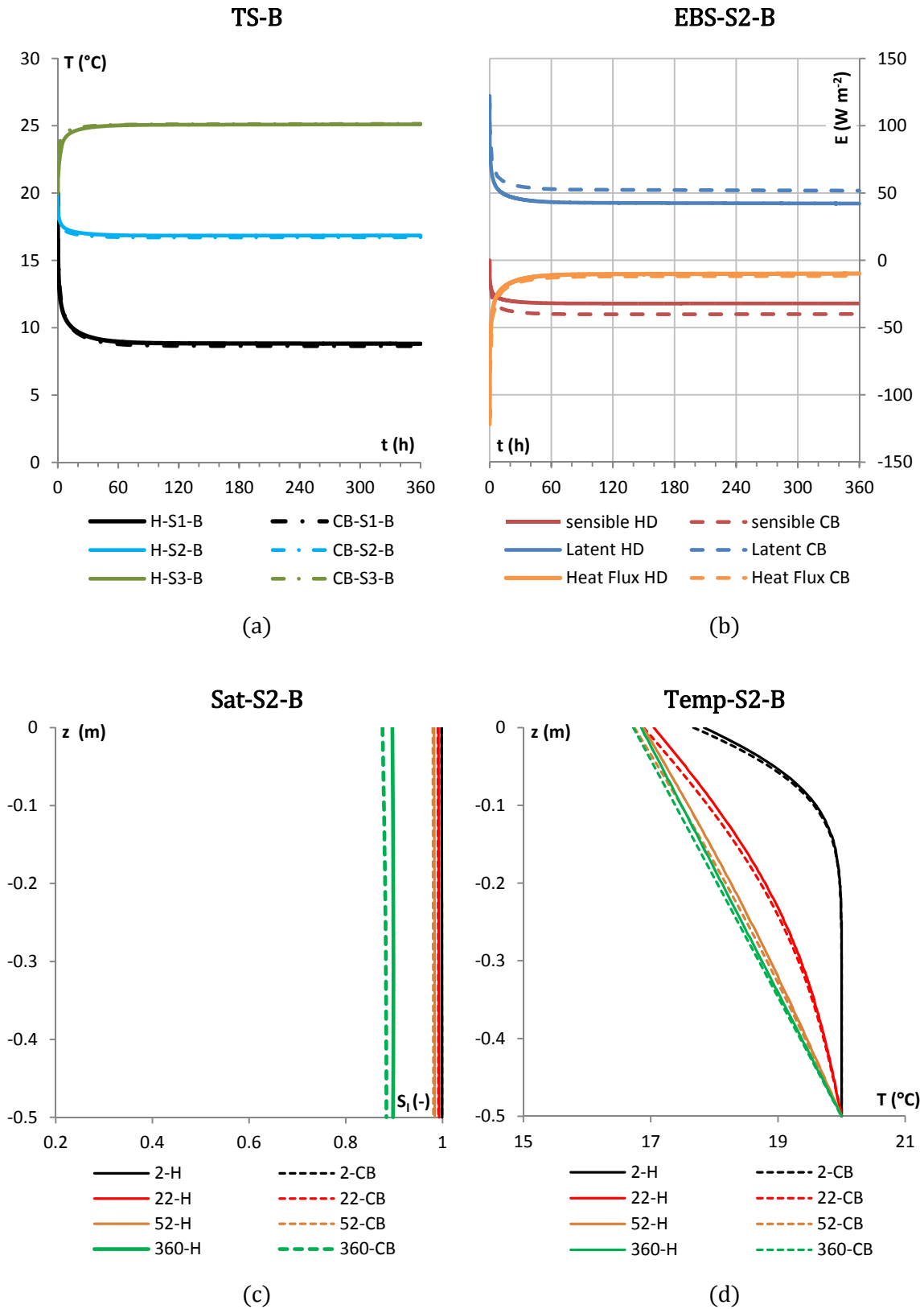


Figura 4.3. Resultados del caso B: (a) temperatura de la superficie en las 3 situaciones; (b) flujos de calor latente, sensible y en el suelo para la situación 2; (c),(d) perfil del grado de saturación y temperatura en el suelo, respectivamente, a las horas indicadas en la situación 2.

mayor a la evaporación y se mantiene un perfil homogéneo de saturación durante el secado. Este comportamiento coincide con valores de flujo constante (Figura 4.3b), pero no sucede así con la temperatura, que tiene un comportamiento no lineal (Figura 4.3d). Los resultados que aportan HD y CB son muy similares, aunque se observan diferencias mayores en comparación con el caso A. En este caso, los factores de estabilidad atmosférica intervienen en HD al activarse la resistencia aerodinámica por presencia de viento. Como dichos factores dependen del calor sensible (Ecuaciones 4.53 y 4.60), podrían ser la causa de que la mayor diferencia de resultados entre programas aumente a medida que lo hace el valor absoluto del calor sensible. Sin embargo, las diferencias no son significativas.

4.5.3 Caso C

En este caso hay presencia de viento y radiación. El valor de viento sigue siendo moderado, y la radiación podría corresponder a un valor alto de un día soleado de verano en Barcelona (Sancho et al. 2005).

En la Figura 4.4a se observan cambios significativos en el comportamiento de la temperatura de la superficie respecto a los casos A y B. En la S1 la temperatura inicial desciende, pero ahora lo hace en menor medida por efecto de la radiación. En la S3 la temperatura inicial aumenta 10 °C por el efecto combinado del calentamiento aéreo y la radiación. Sin embargo, en la S2, no se produce enfriamiento inicial, sino aumento de la temperatura. En esta última situación, la radiación compensa el enfriamiento inicial por evaporación. Además de estos cambios iniciales, la tendencia del comportamiento posterior es la misma en las tres situaciones. Tras una etapa en la que la temperatura se mantiene constante, se produce un aumento no lineal de la temperatura. Esto indica que el suelo no es capaz de suministrar agua a la superficie para mantener la demanda evaporativa. Nótese cómo esto sucede antes en la S3, seguida de la S2 y la S1.

Los flujos de calor de la Figura 4.4b confirman este comportamiento de forma clara para la S2. En las primeras horas, el flujo de calor sensible aumenta rápidamente ya que la radiación incide sobre la superficie. El suelo se calienta y, junto al gradiente de HR, se produce un flujo de vapor elevado tal y como indica el salto de calor latente. La pérdida de calor por conducción y evaporación provoca que el flujo de calor disponible para calentar el suelo se reduzca de forma drástica hasta un valor cercano a 0. Posteriormente, los valores de flujo se mantienen constantes hasta las 180 h (aprox.), con resultados similares para ambos programas. En este caso, el grado de saturación a medida que se seca el suelo no es homogéneo, pero la conductividad hidráulica es suficiente para mantener el flujo constante hasta las 180 h. A partir de ese instante, la reducción del grado de saturación disminuye de tal manera la conductividad hidráulica en la superficie que la evaporación comienza a caer y la temperatura en el interior del suelo aumenta (Figura 4.4d). Nótese cómo ahora el perfil de saturación es no lineal (Figura 4.4c) y cómo las diferencias entre programas crecen con el aumento del

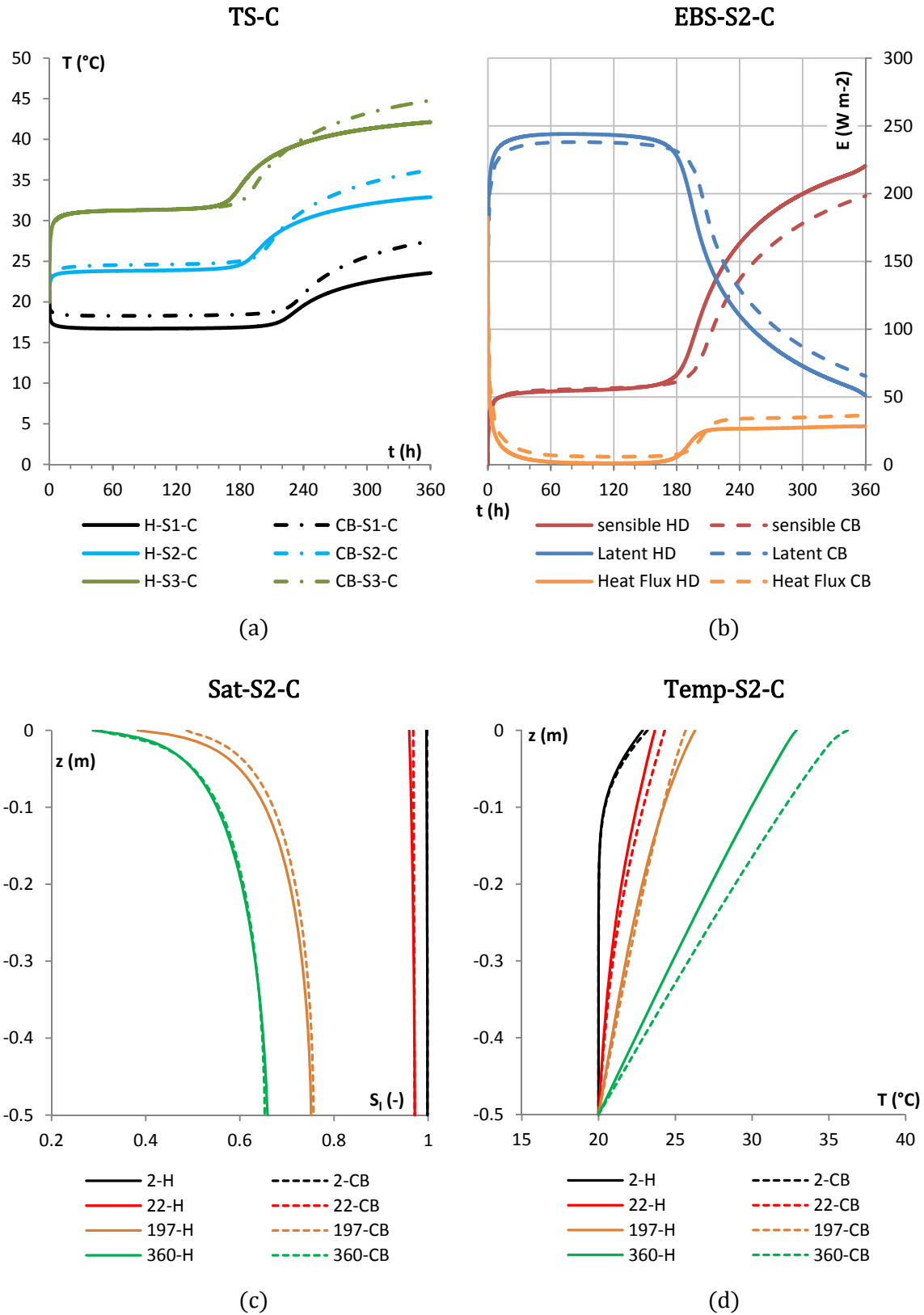


Figura 4.4. Resultados del caso C: (a) temperatura de la superficie en las 3 situaciones; (b) flujos de calor latente, sensible y en el suelo para la situación 2; (c),(d) perfil del grado de saturación y temperatura en el suelo, respectivamente, a las horas indicadas en la situación 2.

calor sensible.

En las situaciones S1 (Figura A.C2) y S3 (Figura A.C4) la tendencia es similar, pero cambian los flujos iniciales. El calor latente máximo en la S3 no es muy superior al de la S2 (Figura A.C4), indicando el predominio de la radiación sobre la temperatura exterior.

En las tres situaciones se observan diferencias notables en la temperatura del suelo (Figuras A.C8 a A.C10), tanto en las tendencias de cada situación como en los resultados ofrecidos por cada programa. Nótese la inversión de la temperatura en la S1 (Figura A.C8), donde a partir de 220 h el suelo pasa de enfriarse a calentarse.

Las diferencias en el grado de saturación del suelo no son tan pronunciadas entre situaciones ni entre programas (Figuras A.C5 a A.C7). La mayor diferencia se produce en la superficie, mientras que el valor final en la base es prácticamente el mismo en todas las situaciones. No obstante, este comportamiento confirma la baja conductividad térmica del suelo y la ventaja que ofrece la desaturación superficial para frenar la pérdida de agua por debajo de esa zona.

La presencia de viento y radiación en este caso produce cambios significativos en el suelo en comparación con los casos anteriores. La radiación influye notablemente en la temperatura y, junto con el viento, el flujo de vapor aumenta considerablemente. En consecuencia, se acentúa el comportamiento no lineal del suelo y la diferencia de resultados entre programas. Un aspecto destacado es que los flujos se mantienen constantes hasta que la saturación en la superficie no baja hasta un valor entre 0.3-0.5, dependiendo de la situación. Esto es interesante, pues relaciona las variables atmosféricas con la velocidad de evaporación. Es decir, el comportamiento del suelo en la zona superficial controla la evaporación sin que haya cambios relevantes en el contenido de agua en profundidad en cada situación. De hecho, el grado de saturación final en todas las situaciones es muy similar. Las diferencias entre los resultados de HD y CB aumentan con el ascenso del calor sensible. Estas diferencias son más pronunciadas en los valores de temperatura que del grado de saturación. La causa podría estar en los factores de estabilidad atmosférica y debería tenerse en cuenta en función del objetivo buscado.

4.5.4 Caso D

Este caso es similar al anterior pero ahora se ha triplicado el valor de velocidad del viento hasta 10.5 m s^{-1} . Gran parte del análisis descrito en el caso C es aplicable a este caso, por lo que solo se destacan algunos aspectos.

La Figura 4.5a muestra que la tendencia del comportamiento de la temperatura en la superficie es idéntica a la del caso C. Sin embargo, ahora el flujo de vapor es mayor al aumentar la velocidad del viento. Esto se traduce en un descenso inicial de la temperatura mayor para la S1 y un aumento inferior de la temperatura para la S2 y S3. De hecho, el flujo de vapor es tan elevado que en la S2 se compensa el efecto de la radiación y la temperatura es constante hasta las 140 h.

En relación a la evolución de los flujos de calor, saturación y temperatura, la tendencia es idéntica a la del caso anterior, solo que todo se adelanta en el tiempo. Sin embargo, los valores finales de saturación en el suelo siguen siendo muy similares a los del caso C. Un aspecto interesante es que la diferencia de resultados entre HD y CB se reduce. Desde un punto de vista físico, la elevada evaporación reduce la temperatura en la superficie del suelo, y el efecto de las células convectivas por calentamiento de la superficie disminuye. Dicho de otro modo, se reducen los efectos de estabilidad atmosférica. Desde un punto de vista numérico, más viento y más reducción de temperatura de la superficie aumenta el calor sensible (4.51). Sin embargo, en relación a la estabilidad, un valor alto de viento tiene más peso en la longitud de Monin-Obukhov (Ecuaciones 4.55 y 4.56), al ir elevado al cubo, que el calor sensible. Por lo tanto, el factor de estabilidad tiende a hacerse más positivo (menos inestable).

4.5.5 Caso E

Este caso es idéntico al caso C en cuanto a las variables atmosféricas, solo que ahora la conductividad hidráulica saturada es un orden de magnitud superior (Figura 4.6). Las diferencias principales respecto al caso C son, principalmente, dos. Por un lado, todos los flujos se alargan en el tiempo, indicando la mayor capacidad del suelo para suministrar agua desde la zona más profunda hasta la superficie. Por otro lado, los valores finales de saturación son inferiores, tanto en superficie como en profundidad. Nuevamente, la mayor capacidad evaporativa influye sobre las diferencias entre programas, reduciendo el efecto de los factores de estabilidad.

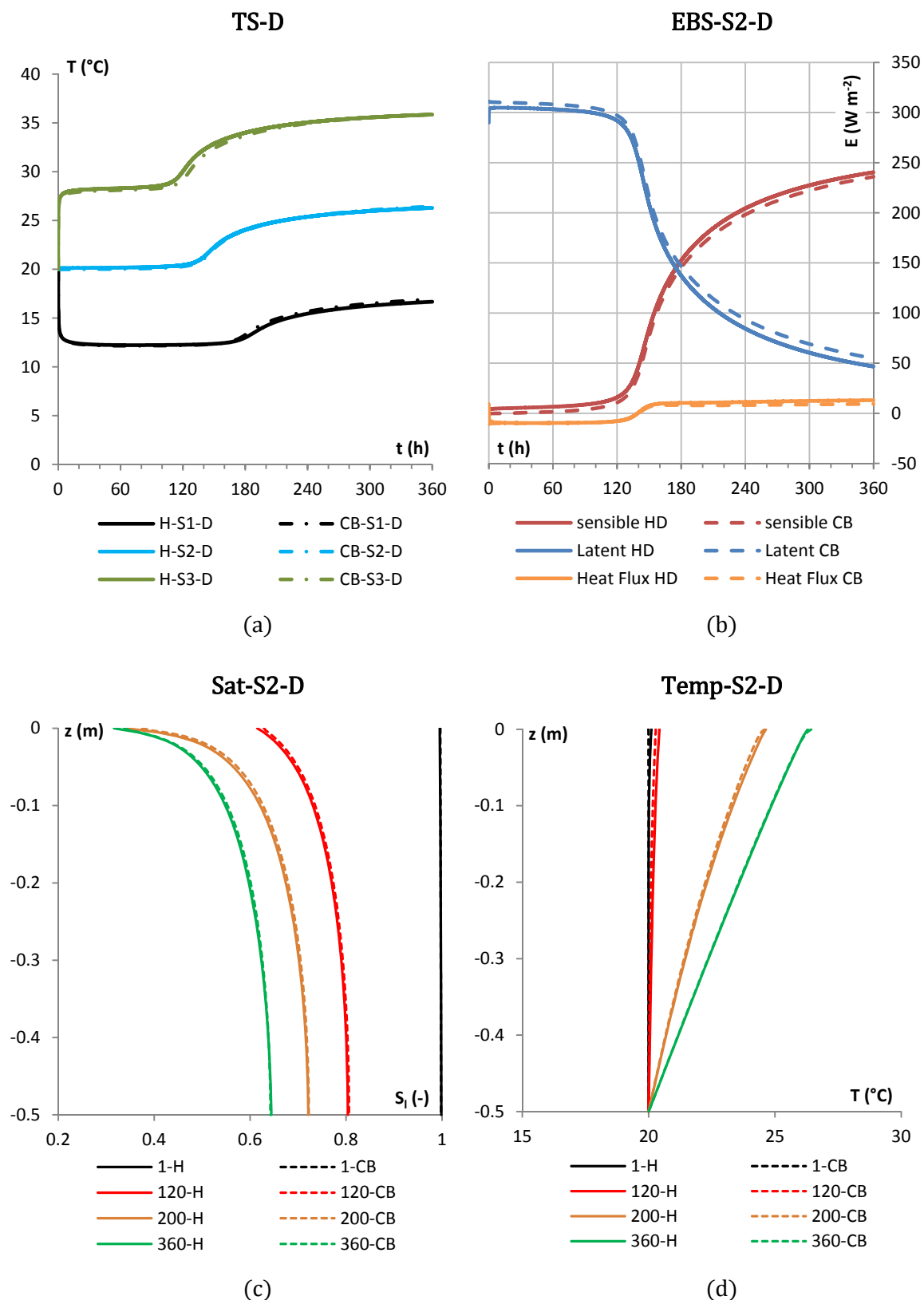


Figura 4.5. Resultados del caso D: (a) temperatura de la superficie en las 3 situaciones; (b) flujos de calor latente, sensible y en el suelo para la situación 2; (c), (d) perfil del grado de saturación y temperatura en el suelo, respectivamente, a las horas indicadas en la situación 2.

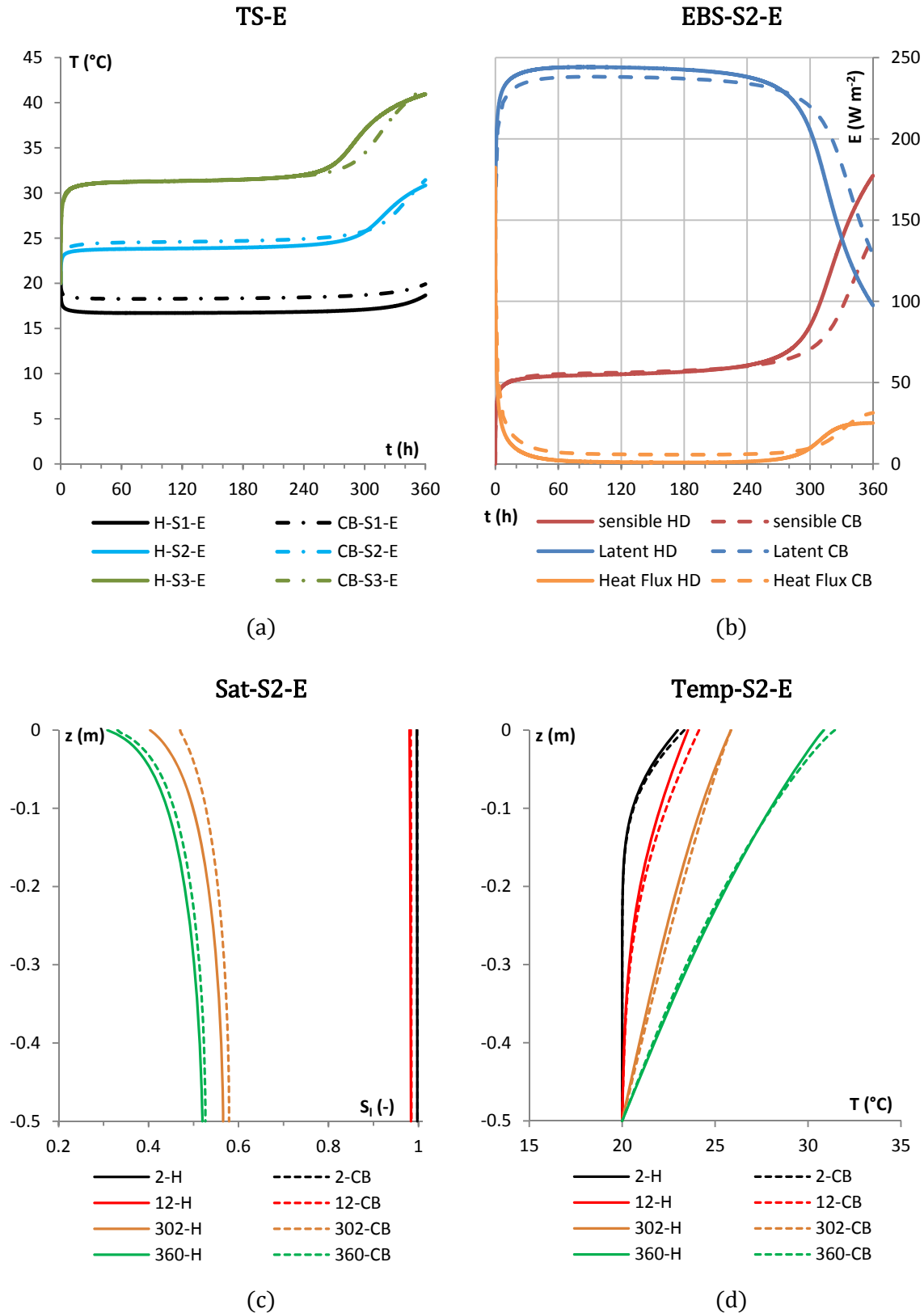


Figura 4.6. Resultados del caso E: (a) temperatura de la superficie en las 3 situaciones; (b) flujos de calor latente, sensible y en el suelo para la situación 2; (c), (d) perfil del grado de saturación y temperatura en el suelo, respectivamente, a las horas indicadas en la situación 2.

4.6 Conclusiones

El objetivo del capítulo ha sido conocer la respuesta del suelo ante distintas condiciones atmosféricas y establecer la importancia de los factores de estabilidad de la resistencia aerodinámica. Para ello, se han utilizado los modelos HYDRUS, que tiene en cuenta estos factores, y CODE_BRIGTH, que no los considera. Aprovechando que ambos modelos utilizan una formulación y variables de estado diferentes, se ha comprobado si existen diferencias significativas entre los resultados que ofrecen a un mismo problema. En el capítulo se describe ambos modelos y se presenta y analiza los resultados de las simulaciones TH. En ningún caso se ha resuelto el balance de gas ni el problema mecánico. A continuación se hace un resumen del capítulo y se explican las principales conclusiones.

El modelo CODE_BRIGTH utiliza un enfoque multifásico y multiespecies para establecer las ecuaciones de balance. Las variables de estado son la presión de líquido, el desplazamiento, la presión de gas y la temperatura. CODE_BRIGTH no tiene la resistencia aerodinámica como condición de contorno, por lo que se ha tenido que calcular e introducir manualmente para cada caso simulado.

El modelo HYDRUS utiliza la ecuación de Richards, donde el contenido volumétrico de agua y la temperatura son las variables de estado. HYDRUS sí incorpora la resistencia aerodinámica en la condición de contorno.

Se han planteado un total de 5 casos sintéticos (ficticios) en los que se cambia el valor de radiación y viento. Para cada caso se han simulado 3 situaciones en las que la temperatura de la superficie es menor, mayor o igual a la temperatura del aire. Los resultados y el análisis de los mismos se ha hecho a través de 4 gráficas representativas para cada caso y situación: (1) temperatura de la superficie; (2) flujo de calor sensible, latente y en el suelo de la ecuación de balance; (3) perfil del grado de saturación en el suelo; y (4) perfil de temperatura en el suelo.

Conclusiones por casos

- **Caso A (viento y radiación nulos):** con viento y radiación nulos, la difusión es de tipo molecular y los factores de estabilidad no intervienen. Los flujos son cercanos a cero y los cambios en el suelo son despreciables.
- **Caso B (viento sin radiación):** los coeficientes de transferencia para calor sensible y latente aumentan varios órdenes de magnitud respecto a la difusión molecular. Por consiguiente, los cambios en la temperatura del suelo son significativos, entre 5 y 10 °C en función de temperatura exterior. El viento de 3.5 m s⁻¹ (viento medio en la ciudad de Barcelona) genera una evaporación lenta en la que los flujos de calor de la EBS se mantienen constantes. Los cambios de temperatura en el interior del suelo y cerca de la superficie son no lineales debido a la evaporación inicial. Posteriormente, la temperatura se estabiliza en la superficie y el perfil se vuelve lineal. Este comportamiento no se observa en el grado de saturación, que mantiene un

perfil vertical en todo el espesor indicando que la pérdida de humedad es homogénea.

- **Caso C (radiación y viento):** en este caso la temperatura de la superficie depende mucho de la temperatura externa. Si la temperatura externa es mayor, el efecto combinado de radiación y viento hace que aumente la temperatura de la superficie en comparación con el caso B. Inicialmente, la temperatura se mantiene constante en todas las situaciones. Sin embargo, cuando el suministro de agua a la superficie se reduce, la temperatura aumenta de forma no lineal. A partir de entonces, las diferencias entre programas crecen con el aumento del calor sensible, probablemente debido a los factores de estabilidad. En todas las situaciones, el flujo de calor sensible y latente aumenta respecto al caso B. El descenso de la evaporación coincide con la reducción del grado de saturación cerca de la superficie. Se deduce, entonces, que la permeabilidad relativa controla el suministro de agua desde zonas más profundas.
- **Caso D (radiación y viento triplicado):** el comportamiento es similar al del caso C, pero ahora todo se adelanta en el tiempo. El viento es tan elevado que aumenta la evaporación y la temperatura de la superficie es inferior en todas las situaciones en comparación con el caso C. Físicamente, este fenómeno frena la creación de células convectivas por calentamiento de la superficie y las diferencias por factores de estabilidad desaparecen en comparación con el caso C. Numéricamente, el calor sensible aumenta con la radiación, pero la velocidad del viento es ahora mayor. Teniendo en cuenta que la velocidad tiene un exponente cúbico en la longitud de Monin-Obukhov, el parámetro de estabilidad ζ tiende a hacerse más estable y se reducen las células convectivas.
- **Caso E (radiación y viento):** este caso es como el C pero con la conductividad hidráulica un orden de magnitud mayor. El comportamiento es similar al caso C, pero al aumentar la conductividad, la evaporación es más prolongada en el tiempo porque es más fácil suministrar agua a la superficie. Nuevamente, la evaporación reduce la temperatura en la superficie hasta que se agota el agua. A partir de entonces, aumenta el calor sensible y se vuelven a notar las diferencias por factores de estabilidad entre programas. El efecto coraza en la superficie (reducción de la permeabilidad relativa) tarda más en aparecer.

Se ha calculado un caso adicional con viento nulo y radiación. Sin embargo, los resultados no se han mostrado por falta de sentido físico. Si no hay viento y no se resuelve el balance de gas, la temperatura crece mientras que la evaporación por difusión molecular es insuficiente. En consecuencia, se acumula exceso de presión de vapor que arroja resultados que no son creíbles.

Conclusiones generales

Se considera que la diferencia de resultados entre HYDRUS y CODE_BRIGHT es despreciable. Los factores de estabilidad dependen del calor sensible y la velocidad del viento. Valores de viento y radiación típicos de zonas templadas como los utilizados en las simulaciones no introducen cambios significativos en los resultados. En general, si el calor sensible aumenta con vientos moderados, los mayores cambios por estabilidad atmosférica aparecen cuando cesa la evaporación. En el caso de que el calor sensible aumente, pero también lo haga el viento de forma significativa, la convección tiende a reducirse y el papel de los factores de estabilidad no es importante.

La presencia de viento aumenta la evaporación, que reduce la temperatura de la superficie. En comparación con la difusión molecular, los coeficientes de transferencia son varios órdenes de magnitud superiores. Vientos suaves generan una evaporación que se prolonga más en el tiempo debido a que el flujo advectivo compensa la demanda evaporativa.

Incluir la radiación compensa a la pérdida de temperatura por evaporación y, en general, las temperaturas en la superficie serán mayores aunque aumente la evaporación. La temperatura en la zona superior del suelo es muy susceptible a la temperatura externa. Sin embargo, el comportamiento del grado de saturación es más robusto. Mientras el flujo advectivo compense la pérdida de agua por evaporación en la superficie, la temperatura superficial tenderá a ser constante. Posteriormente, cuando cese el suministro de agua líquida a la superficie, la temperatura crecerá de forma no lineal con el calor sensible. A partir de entonces, las diferencias por factores de estabilidad serán más o menos significativas dependiendo del valor de viento.

Si la tasa de evaporación es baja, el perfil del grado de saturación se mantiene homogéneo en el suelo para cada tiempo. Por el contrario, si la evaporación es elevada, la permeabilidad relativa decrece rápidamente cerca de la superficie y el perfil de grado de saturación se hace no lineal. Entonces, el perfil deja de ser homogéneo. Este comportamiento frena el flujo advectivo y previene al suelo de la pérdida de humedad desde zonas más profundas. Los flujos advectivos hacia la superficie se mantienen constantes hasta que el grado de saturación alcanza valores entre 0.3 y 0.5, dependiendo de la situación

Capítulo 5

Modelo THM de un ensayo de desecación

5.1 Introducción

En este capítulo se describe el procedimiento seguido para hacer una simulación termohidromecánica (THM) de un ensayo de desecación en la cámara ambiental del laboratorio de mecánica de suelos de la UPC. Los objetivos perseguidos son dos:

1. Simular la desecación e identificar los procesos físicos que intervienen.
2. Evaluar el efecto de las grietas en la desecación.

El ensayo que se quiere reproducir pertenece a la tesis de Lakshmikantha (2009). Para mayor claridad, se ha hecho un resumen del ensayo y una interpretación de los resultados experimentales. La muestra de suelo no mostraba grietas en la superficie al final del ensayo, a excepción de la abertura perimetral por contracción. A efectos prácticos, la abertura se comporta como una grieta y simplifica la modelización y la aplicación de condiciones de contorno en comparación con muestras que contienen grietas en su interior.

En total se muestran diez casos que se han agrupado en tres bloques. Cada bloque comparte características como el tipo de cálculo (TH o THM), condición de contorno o ecuaciones constitutivas utilizadas. El propósito es mostrar la evolución del modelo e interpretar los fenómenos físicos a través de los cambios introducidos en cada bloque.

El capítulo se ha estructurado en siete apartados, incluida esta introducción. En el segundo apartado se hace un resumen del ensayo y en el tercero se analizan

los resultados obtenidos por Lakshmikantha (2009). El cuarto apartado se centra en los aspectos relacionados con la modelización del ensayo. En el quinto se analizan los resultados obtenidos. El sexto apartado contiene otros resultados de interés del modelo definitivo y, finalmente, las conclusiones.

5.2 Materiales y ensayo

Las simulaciones se centran en reproducir el ensayo 40-10 de la tesis de Lakshmikantha (2009), que consistió en la desecación de una muestra de suelo remoldeada en condiciones controladas de humedad y temperatura. Información detallada del ensayo está disponible en Lakshmikantha (2009), mientras que Barrera (2002) y Gens et al. (1995) contienen información ampliada sobre las propiedades del suelo. En este apartado se muestra un resumen de los materiales utilizados y el procedimiento del ensayo.

5.2.1 Materiales

Propiedades básicas del suelo

El suelo utilizado pertenece al llamado suelo de Barcelona, cuyas propiedades son bien conocidas (Gens et al. 1995; Barrera 2002). De acuerdo con el Sistema Unificado de Clasificación, es una arcilla de bajo límite líquido (CL), aunque contiene una cantidad considerable de arenas y limos. En la Tabla 5.1 se indican los principales.

Tabla 5.1. Propiedades básicas del suelo arcilloso de Barcelona (Barrera 2002)

Parámetro	Valor experimental
contenido de arena	46.8%
contenido de limo	42.7%
contenido de arcilla	10.5%
ρ_s (densidad partículas sólidas)	2.71 g/cm ³
w_h (humedad higroscópica)	2.2%
w_L (límite líquido)	32%
w_p (límite plástico)	16%
PI (índice de plasticidad)	16%

Preparación e instrumentación de la muestra

El suelo se dejó secar en la atmosfera libre y se mezcló con agua destilada hasta formar una pasta homogénea y fluida. La mezcla resultante se vertió sobre un molde circular de 40 cm de diámetro y 10 cm de altura que contenía diferentes sensores de medida de la succión, humedad relativa y temperatura. La Figura 5.1a

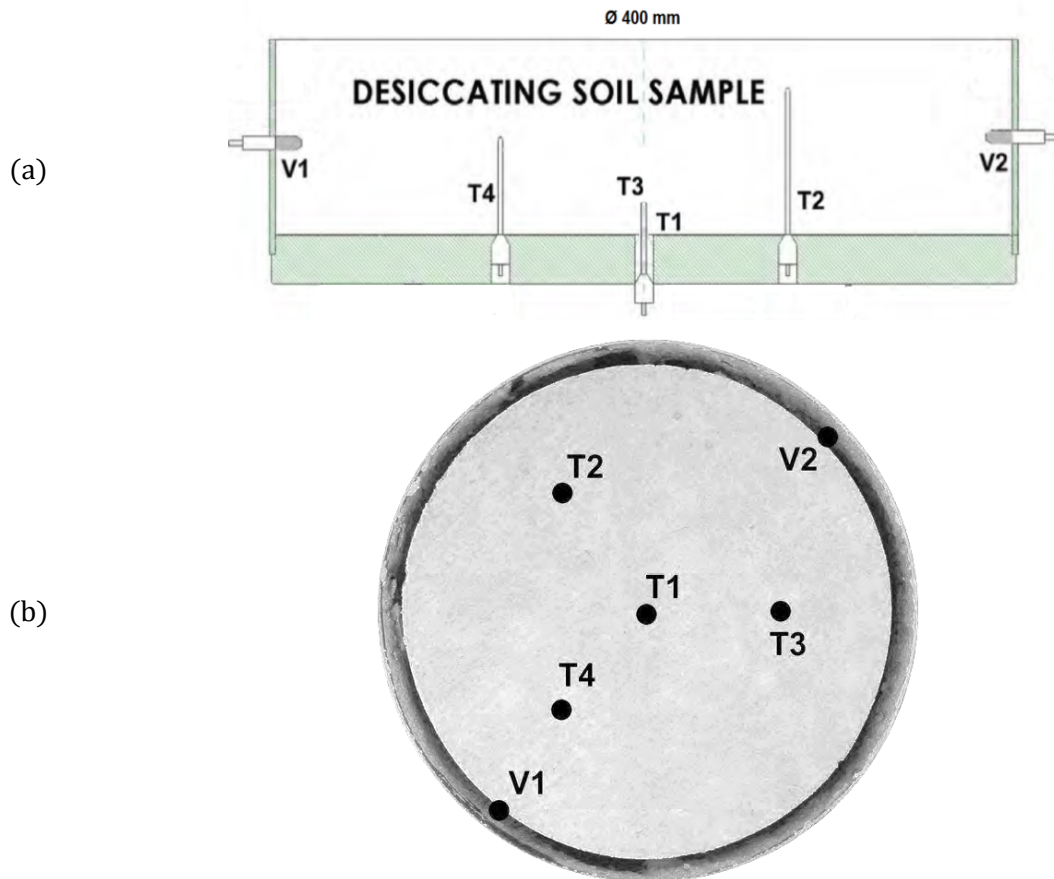


Figura 5.1. (a) Sección del molde y emplazamiento de los sensores; (b) vista superior en planta de la muestra de suelo al final del ensayo y ubicación de los sensores (Lakshmikantha 2009).

muestra una sección del molde con la localización de los sensores de medida. En la Figura 5.1b se marca la posición de los sensores sobre una imagen en planta de la muestra de suelo al final del ensayo.

Los sensores T1 a T4 corresponden a los tensiómetros (UMS-T5) utilizados para medir la tensión del agua en el suelo con un rango de medida de -85 kPa (succión) hasta 100 kPa (presión de agua). Los tensiómetros se colocaron a través de la base del molde, a diferentes alturas y antes del vertido de la mezcla. El tensiómetro T1 se situó en el centro y los tensiómetros T2 a T4 se triangularon a 10 cm de T1. La fluidez de la mezcla permitió que todos los tensiómetros quedaran cubiertos por el material suelo.

Los sensores V1 y V2 corresponden a los higrómetros (Vaisala HMP-230), que miden la humedad relativa y la temperatura en el interior del suelo. Como no pueden colocarse en suelo saturado, dos testigos de plástico ocuparon su lugar y se sustituyeron por los higrómetros transcurridos 10 días desde el inicio del ensayo, coincidiendo con la cavitación de los tensiómetros. Los dos higrómetros se colocaron diametralmente opuestos y a media altura (5 cm) en las paredes del molde. Se estima que penetraron en el suelo entre 2 y 4 cm respecto del perímetro exterior.

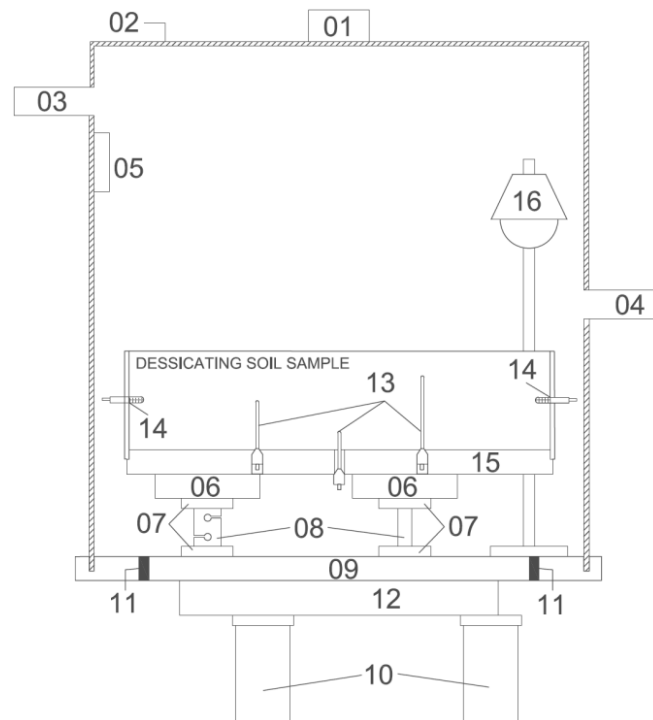


Figura 5.2. Esquema de la cámara ambiental (modificado de Lakshmikantha 2009): 1. cámara digital; 2. cubierta de plástico transparente (1.5x1x1 m³); 3. salida de aire; 4. entrada de aire; 5. medición de la temperatura y la humedad relativa de la cámara; 6. soportes para el molde sobre las células de carga; 7. aislantes para células de carga; 8. células de carga; 9. base de la cámara; 10. soportes de plástico; 11. huecos para cableado; 12. anillo metálico para distribuir la carga; 13. tensiómetros; 14. sensores de humedad relativa y de temperatura; 15. molde con la muestra de suelo; 16. lámparas infrarrojas.

5.2.2 Ensayo de desecación

El ensayo se llevó a cabo en el interior de una cámara cerrada, denominada *cámara ambiental*, que se encuentra en el laboratorio de mecánica de suelos de la UPC (Lakshmikantha 2009). La cámara fue diseñada para realizar ensayos de agrietamiento por desecación en condiciones controladas de humedad relativa y temperatura en su interior. Posteriores modificaciones han permitido realizar ensayos que alternan ciclos de secado-humedecimiento (Levatti et al. 2017; Cordero et al. 2014). Otros autores han creado cámaras similares (Ta 2009; Song et al. 2013, 2014).

La Figura 5.2 muestra un esquema de la cámara ambiental y sus principales componentes en el momento de ejecutar el ensayo. En el exterior, un ordenador con un software personalizado y un sistema de adquisición de datos permitían programar distintos elementos de la cámara y el almacenamiento automático de medidas.

La bandeja con la muestra de suelo y los sensores se colocó sobre tres células de carga (Interface SSM; n^o 7) que medían las variaciones del peso de la muestra por evaporación. La humedad relativa y la temperatura en el interior de la cámara

se monitorizaban mediante un sensor Vaisala (HMD/W70; nº 5), aproximadamente a 70 cm por encima de la muestra. Si el valor de la humedad relativa marcado por este sensor superaba el 40%, un deshumidificador (DST-Seibu Giken RECUSORB DR-010B) situado en el exterior se activaba automáticamente para renovar el aire dentro de la cámara. Mediante conductos conectados a ella, el deshumidificador extraía el aire húmedo y lo reinyectaba seco hasta reducir la humedad relativa al 40%. Adicionalmente, dos lámparas infrarrojas (nº 16), cuya potencia no se especifica en Lakshmikantha (2009), se encendían automáticamente si la temperatura en la cámara era inferior a los 35 °C. A causa de la temperatura externa a la cámara, las lámparas permanecieron encendidas la mayor parte del tiempo. En comparación con otros ensayos de Lakshmikantha (2009), todo parece indicar que las lámparas no incidían directamente sobre la superficie del suelo.

5.3 Interpretación de los resultados experimentales

En este apartado se hace un análisis de los resultados de Lakshmikantha (2009) para el ensayo 40-10. El análisis proporciona información valiosa para mejorar ensayos futuros y ayuda a interpretar discrepancias entre los resultados numéricos obtenidos y los valores medidos en el ensayo.

5.3.1 Estado final de la muestra

El ensayo tuvo una duración total de 45 días (1080 horas), que ha sido el tiempo de simulación aplicado en todos los casos. En la Figura 5.1b se observa el estado final de la superficie superior del suelo. No se detectaron grietas en la superficie de la muestra, excepto la abertura perimetral por contracción respecto del contorno del molde. El espesor medio de la abertura se estima en 1 cm, medido sobre la imagen. Una vez extraídos los sensores se giró la muestra y se observó un sistema de grietas como el de la Figura 5.3. Las grietas no alcanzaron la superficie y se considera que no estuvieron igual de expuestas a las condiciones del aire que circulaba por la superficie. La zona más alejada del centro sufrió un levantamiento, debido al encorvamiento por retracción de la muestra, que le hizo perder el contacto con la base del molde. La zona central inferior mantuvo el contacto durante todo el ensayo.

El ensayo 40-10 se ha escogido para realizar los modelos por la ausencia de grietas visibles en la superficie de la muestra. Esta característica facilita la modelización del proceso de desecación con base en dos hipótesis:

1. La ausencia de grietas en superficie permite aproximar el comportamiento por encima de la muestra a una condición de contorno homogénea. Se elimina la incertidumbre del comportamiento de la condición de contorno debido a la existencia de grietas, el momento en que aparecieron y los

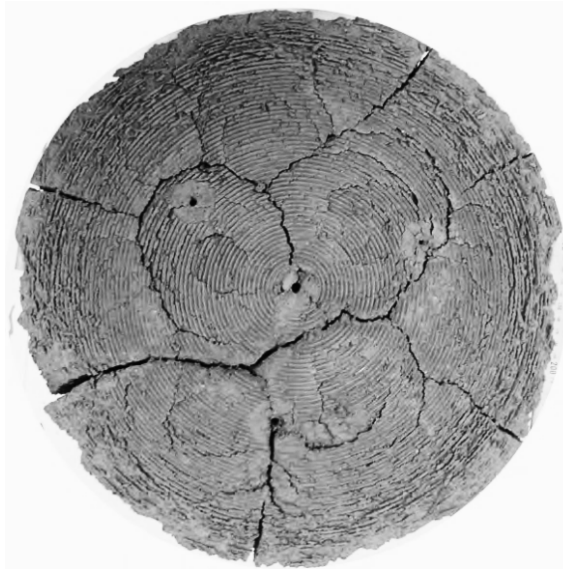


Figura 5.3. Superficie inferior de la muestra al final del ensayo.

procesos que tienen lugar en su interior.

2. El comportamiento termohidromecánico de la abertura perimetral entre el molde y el suelo debido a la contracción es similar al de una grieta. La geometría de la abertura es conocida y se pueden aplicar condiciones de contorno en el lateral.

Las características indicadas permiten hacer un modelo axisimétrico en el que se reduce el tiempo de cálculo, se simplifican las condiciones de contorno y se reduce la incertidumbre que provoca la existencia de otras grietas a la hora de interpretar los resultados.

5.3.2 Medidas de los sensores de la cámara

La Figura 5.4 muestra la evolución de la humedad relativa y la temperatura medida en el interior de la cámara durante el ensayo.

La humedad relativa del aire se mantuvo ligeramente inferior al 40% los primeros 25 días, por lo que el deshumidificador debió activarse con frecuencia. Entre los 25 y los 45 días, la humedad relativa estuvo por debajo del 40% y el deshumidificador debió estar desactivado. Los cambios en el tiempo del valor de humedad relativa se han tenido en cuenta en los modelos. Más adelante se especifican los valores utilizados.

La temperatura del aire en el interior de la cámara se mantuvo estable alrededor de los 35 °C durante todo el ensayo. Solo los días 7 a 9, el valor de la temperatura descendió hasta los 30 °C, seguramente debido a problemas relacionados con el funcionamiento de las lámparas infrarrojas o a la manipulación de la cámara ambiental. Los cambios de temperatura oscilan ligeramente alrededor de 35 °C, que ha sido el valor empleado en las simulaciones.

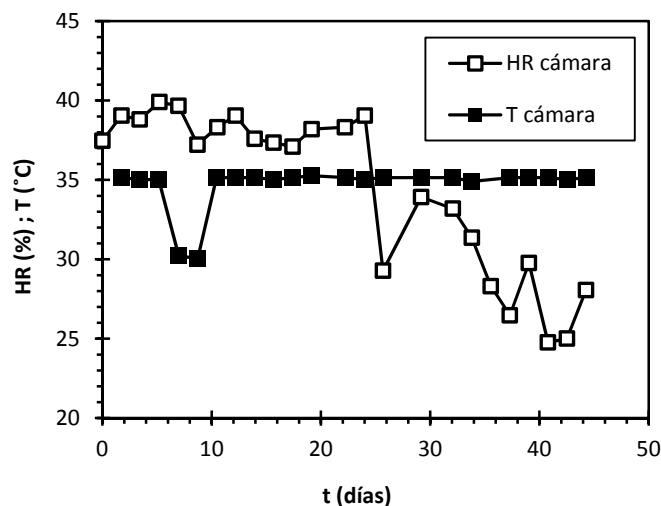


Figura 5.4. Evolución de la humedad relativa y la temperatura del aire en el interior de la cámara ambiental.

5.3.3 Medidas de los sensores de la muestra

La Figura 5.5 muestra la evolución del contenido de humedad (obtenido a partir de la pérdida de peso de la muestra) y del sensor V2 (humedad relativa y temperatura). El sensor V1 marcó valores similares a V2 y no se ha incluido en la figura por claridad gráfica. En la Figura 5.1 puede verse la posición de ambos sensores.

Las tres fases de evaporación de un suelo desnudo, sometido a condiciones meteorológicas estacionarias (i.e. cámara ambiental) y sin aporte de agua desde un nivel freático cercano (Hillel 2003; capítulo 2), se han relacionado con la curva de humedad del ensayo (Figura 5.5):

- **Etapa 1 (tasa constante):** dura 18 días y comienza con una humedad gravimétrica en la muestra del 30.5%. La pendiente media de la curva de humedad gravimétrica es constante excepto el día 9, donde se observa un pico. Otros picos aparecen los días 21, 28 y 32. Los picos se han relacionado con la manipulación de la cámara y la instrumentación. Si la curva de secado es lineal, entonces la tasa de evaporación es constante y se satisface la demanda evaporativa impuesta en el interior de la cámara. En esta fase, el aumento del gradiente de succión a medida que se seca el suelo compensa la reducción de la conductividad hidráulica y se suministra agua a la superficie. En consecuencia, el contenido de humedad y la conductividad del suelo no son factores limitantes para la evaporación.
- **Etapa 2 (fase de descenso):** se sitúa entre los 18 y 26 días, aproximadamente, y ahora la pendiente de la curva de humedad es variable. La evaporación está limitada por la capacidad del suelo para suministrar agua a la superficie. Nótese que el final de esta etapa coincide con la reducción de humedad

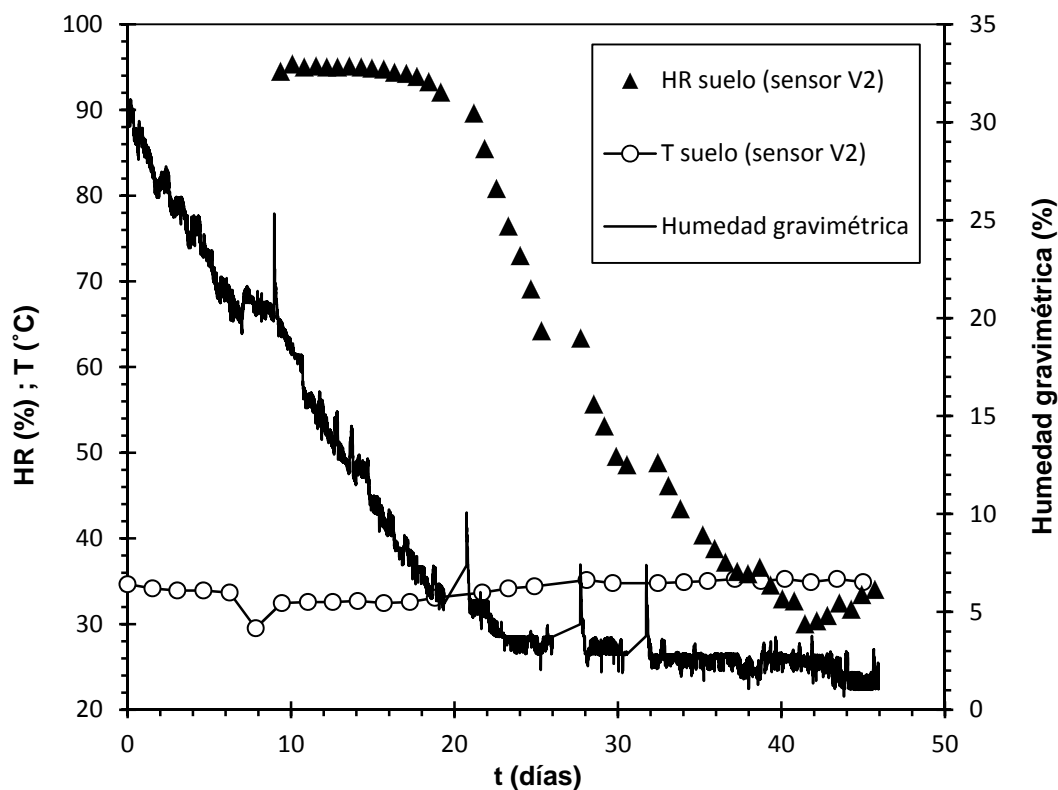


Figura 5.5. Evolución del contenido de la humedad gravimétrica, humedad relativa (HR) y temperatura de la muestra.

relativa en la cámara por debajo del valor del 40% (Figura 5.4). El flujo dominante pasa de ser advectivo a difusivo.

- **Etapa 3 (tasa baja):** es la última fase de evaporación y va desde el día 26 hasta el final del ensayo. La pendiente de la humedad gravimétrica es ligeramente decreciente hasta un valor final del 2%. El suelo está muy seco y la tasa de evaporación es cercana a cero.

En la Figura 5.5 también se muestran los valores de temperatura y humedad relativa registrados por el sensor V2. El sensor V1 marca valores prácticamente idénticos y no se han incluido. La temperatura inicial es de 35 °C, igual que en la cámara (Figura 5.4). Los primeros 15 días la temperatura desciende hasta los 33 °C coincidiendo con la primera etapa de evaporación. Entre los días 18 y 28, la temperatura asciende de 33 a 35 °C debido a que la tasa de evaporación decrece (etapa 2). Por último, desde el día 28 hasta el final del ensayo (etapa 3), la temperatura se mantiene alrededor de los 35 °C igual que la temperatura de la cámara.

El sensor V2 comienza a medir la humedad relativa a partir del día 10, momento en que los tensiómetros dejaron de funcionar y el grado de saturación del suelo permitía su colocación. Nótese que durante la etapa 1 de evaporación, la humedad relativa medida por V2 mantiene un valor alrededor del 95%. Las etapas

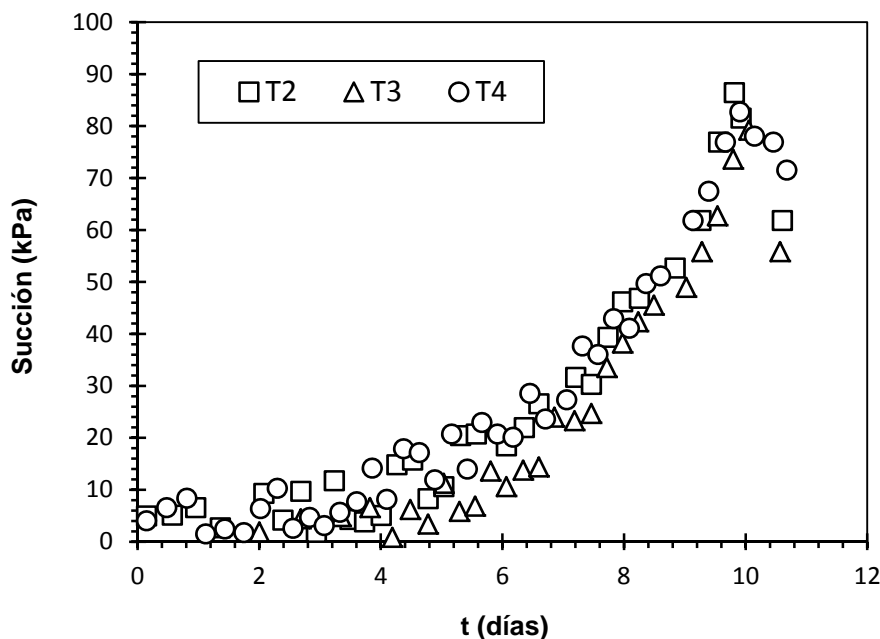


Figura 5.6. Valores de succión medidos por los tensiómetros T2 a T4.

2 y 3 de evaporación coinciden con el descenso de humedad relativa en la muestra hasta llegar al 30%. Los valores medidos por V2 deben interpretarse como una tendencia y no como un valor exacto debido, principalmente, a dos factores:

1. Los sensores V1 y V2 permanecieron fijos mientras que la muestra sufrió una contracción por desecación (Figura 5.1b). Es probable que la zona de medida de V2 en el interior de la muestra no fuese única.
2. Existe incertidumbre sobre el contacto entre la cabeza del sensor y el suelo. A causa de la contracción de la muestra se sospecha que se perdió el contacto, total o parcialmente, del sensor con el suelo que lo rodeaba. De ser así, el sensor V2 habría medido una humedad relativa comprendida entre la del suelo y la de la cámara.

En la Figura 5.6 se han representado los valores de la succión medidos por los tensiómetros T2 a T4 de la Figura 5.1. Los valores del tensiómetro T1 son parecidos al resto y no se han dibujado por claridad gráfica. Los valores de succión son similares entre tensiómetros y se deduce que el perfil vertical de succión era homogéneo. Durante los cuatro primeros días (96 h) la succión en el suelo oscila entre 0 y 14 kPa. Después, la succión aumenta hasta alcanzar los 85 kPa a los 10 días, momento en que los tensiómetros cavitan.

La Figura 5.6 ofrece una lectura muy interesante sobre la evaporación y la saturación de la muestra. La curva de humedad gravimétrica (Figura 5.5) indica que existe pérdida de agua por evaporación desde el inicio del ensayo. Sin embargo, los valores de succión registrados por los tensiómetros (Figura 5.6) indican que el suelo permanece saturado o muy cerca de saturación durante los primeros cuatro días.



Figura 5.7. Anemómetro en el interior de la cámara ambiental para medida de viento en las condiciones del ensayo original

5.3.4 Viento en el interior de la cámara

La velocidad del viento en el interior de la cámara no se midió durante el ensayo original. La velocidad del viento se ha medido durante la elaboración de esta tesis para considerarla en el cálculo de la condición de contorno. En el capítulo 4 ya se ha visto que el viento afecta de forma significativa a la evaporación.

Las medidas de velocidad del viento se hicieron con un anemómetro sónico de alta precisión Decagon DS-2, cortesía de la empresa LABFERRER, fijado a un trípode de fotografía. El anemómetro se introdujo en el interior de la cámara y se simularon las condiciones del ensayo colocando una muestra en el interior y activando el deshumidificador (Figura 5.7). El anemómetro hace un registro por minuto de la velocidad media del viento y de la velocidad de ráfaga (máxima velocidad del viento).

El comportamiento de la velocidad media del viento en el interior de la cámara no se ajusta al perfil logarítmico como sucede sobre un suelo desnudo, llano y en campo abierto (e.g. Campbell and Norman 1977; Hillel 2004; Tagesson

2012). Por lo tanto, el uso de la resistencia aerodinámica (Ecuación 3.68) de la ecuación de balance de energía en la superficie es una aproximación. Autores como van de Griend and Owe (1994), Yamanaka et al. (1997) y Cui et al. (2012) la han usado en cámaras similares con resultados satisfactorios. En la Tabla 5.2 se muestran las características y los valores de las medidas de viento registradas.

Los valores de velocidad de ráfaga llegan a ser el doble de la velocidad media, por lo que la turbulencia del viento juega un papel importante en la difusión del vapor en el interior de la cámara. En consecuencia, la tasa de evaporación sería mayor que la producida por la difusión molecular.

Tabla 5.2. Medidas de viento en el eje central de la cámara ambiental. z_m , altura de medida en la vertical por encima de la superficie del molde; N, número de medidas; \bar{U} , velocidad media del viento; U' , media de la velocidad de ráfaga. (*) Medición en las bocas de entrada y salida del aire.

z_m (cm)	N	\bar{U} (m s ⁻¹)	U' (m s ⁻¹)
10	19	0.1	0.2
60	18	0.1	0.2
70	24	0.3	0.5
80	14	0.2	0.3
80*	7	0.35	0.4

5.4 Modelización del ensayo

El ensayo 40-10 se ha modelizado con CODE_BRIGHT. La información relativa a la formulación, significado de las ecuaciones constitutivas y forma de calcular las condiciones de contorno puede consultarse en el capítulo 4. En este apartado se da información sobre las ecuaciones empleadas, parámetros y valores utilizados.

5.4.1 Parámetros iniciales de la muestra

En Lakshmikantha (2009) no se especifica el valor inicial ni final del índice de poros de la muestra. El valor inicial se ha obtenido de la humedad gravimétrica inicial de la muestra $w_0 \cong 30.5\%$ (Figura 5.5), bajo la hipótesis de que el suelo estaba saturado al comienzo del ensayo, mediante la relación

$$e_0 = \frac{V_h}{V_s} = \frac{V_w}{V_s} = \frac{\gamma_s w_0}{\gamma_w} = 0.83 \quad (5.1)$$

donde V_h es el volumen de poros, V_s el volumen de las partículas sólidas, V_w el volumen de agua, γ_s el peso específico de las partículas sólidas (27.1 kN m⁻³; Tabla

5.1) y γ_w el peso específico del agua (9.8 kN m^{-3}). Con este valor, la porosidad inicial es

$$\phi_0 = \frac{e_0}{1 + e_0} = 0.45 \quad (5.2)$$

y el peso específico seco (kN m^{-3}) inicial es

$$\gamma_d = \frac{\gamma_s}{1 + e_0} = 14.8 \quad (5.3)$$

El volumen final de la muestra no se indica en Lakshmikantha (2009) y no ha sido posible obtener la porosidad final.

5.4.2 Condiciones de contorno

CODE_BRIGHT permite introducir valores de condición de contorno variables en el tiempo mediante archivos externos que los contengan (archivos root_bcf.dat). Esta característica se ha aplicado en la mayoría de modelos para simular los cambios en el tiempo de la humedad relativa y el viento.

Temperatura

En la Figura 5.4 se observa que la temperatura media de la cámara oscila alrededor de $35 \text{ }^\circ\text{C}$. Solo entre los días 7 y 9, la temperatura desciende a valores mínimos de $30 \text{ }^\circ\text{C}$ que se asocian a la manipulación de la cámara o a un fallo de los sensores. No obstante, se supone que los descensos se produjeron por periodos de tiempo relativamente cortos a pesar de que sean los valores mostrados en esos días. En consecuencia, la temperatura externa en los modelos se ha supuesto constante e igual a $35 \text{ }^\circ\text{C}$.

Humedad relativa

Para reproducir la variación de humedad relativa en la cámara ambiental, los valores de la Figura 5.4 se han descompuesto en valores de densidad del aire (ρ_g)⁰ (kg m^{-3}) y concentración de humedad en el aire (ω_g^w)⁰ (kg kg^{-1}). Ambos parámetros son los que utiliza CODE_BRIGHT para simular la humedad relativa como condición de contorno. Para cada instante de tiempo y valor de temperatura, la Tabla 5.3 muestra los valores obtenidos siguiendo el procedimiento descrito en el apartado 4.4.3.

Viento

En los capítulos anteriores se ha visto que el viento está presente en la resistencia aerodinámica r_a (Ecuaciones 3.68 y 3.70) de los flujos de calor latente y sensible de

Tabla 5.3. Valores de concentración de humedad en el aire y densidad del aire para cada tiempo obtenidos a partir de la humedad relativa y la temperatura de la Figura 5.4.

t (h)	$(\omega_g^w)^0$	$(\rho_g)^0$	t (h)	$(\omega_g^w)^0$	$(\rho_g)^0$	t (h)	$(\omega_g^w)^0$	$(\rho_g)^0$
0.0	0.0132	1.1213	334.4	0.0132	1.1213	769.8	0.0117	1.1224
41.8	0.0137	1.1209	376.2	0.0131	1.1214	811.6	0.0110	1.1228
81.9	0.0137	1.1210	418.0	0.0130	1.1214	853.4	0.0099	1.1235
125.4	0.0140	1.1207	459.8	0.0134	1.1212	895.2	0.0093	1.1240
167.2	0.0140	1.1208	532.9	0.0135	1.1211	937.0	0.0105	1.1232
209.0	0.0131	1.1214	576.5	0.0137	1.1209	978.8	0.0087	1.1244
252.5	0.0135	1.1211	616.5	0.0103	1.1233	1020.6	0.0088	1.1243
292.6	0.0137	1.1209	700.1	0.0119	1.1222	1062.4	0.0098	1.1236

la ecuación de balance de energía en la superficie (Ecuaciones 3.67 y 3.69). En el caso de atmósfera neutra (apartado 3.3) como el de la cámara, donde la temperatura del suelo y el aire es la misma (aprox.), los factores de estabilidad son nulos (e.g. Ecuación 4.57) y se tiene que la Ecuación (3.68) es

$$r_a = \frac{1}{k^2 \bar{U}} \ln^2 \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (5.4)$$

que sirve para calcular los coeficientes de transferencia β_g del calor latente y γ_e del calor sensible (apartados 4.2.3 y 4.4.3; Ecuaciones 4.23, 4.25 y 4.69)

$$|\beta_g| = \frac{1}{r_a + r_s} \quad ; \quad |\gamma_e| = \frac{C_a}{r_a} \quad (5.5)$$

Tal y como se ha explicado en el capítulo 3, la resistencia aerodinámica responde a un perfil de viento logarítmico con la altura para zonas extensas y homogéneas, condición que no se produce en la cámara ambiental (Tabla 5.2). Por lo tanto, el uso de la resistencia aerodinámica es una aproximación al problema de turbulencia del aire en el interior de la cámara. En este sentido, se plantean dos preguntas: ¿qué valor de viento hay que escoger sobre la superficie? ¿Cuánto vale el viento en el interior de la abertura perimetral entre la muestra y el molde?

En los modelos se han aplicado múltiples valores de β_g y γ_e . Los que mejor ajustan las medidas experimentales son los correspondientes a un viento medio horizontal $\bar{U} = 0.3 \text{ m s}^{-1}$ a $z = 70 \text{ cm}$ por encima de la muestra (Tabla 5.2). Esta velocidad es la mayor en el interior de la cámara, tanto en valor medio como en ráfaga. Con dichos valores y suponiendo que la constante de von Kármán es $k = 0.41$ (Tagesson 2012) y la longitud de rugosidad $z_0 = 0.001 \text{ m}$, valor habitual para suelos desnudos (van de Griend and Owe 1994; Šimůnek et al. 2013), se obtiene que $\beta_g = 0.0012$ y $\gamma_e = 1.4571$. En la explicación de los modelos se justificarán otros valores empleados.

En el caso de la abertura perimetral no ha sido posible medir el viento y se han probado valores que responden a distintas hipótesis. Junto a la explicación de cada modelo se justificará los valores empleados.

5.4.3 Ecuaciones de balance y geometría

En todos los modelos (TH; THM) se ha resuelto la ecuación de balance de la masa de agua y la ecuación de balance de la energía. Las incógnitas asociadas son la presión de líquido P_l y la temperatura T , respectivamente. La presión de gas se ha supuesto constante e igual a la atmosférica ($P_g = 0.1$ MPa). Por tanto, no se ha resuelto la ecuación de balance de la masa de gas pero se ha permitido la difusión de vapor. El balance de la cantidad de movimiento, cuya incógnita es el vector de desplazamiento \mathbf{u} , solo se ha resuelto en algunos modelos THM. En el bloque final de modelos se detallará la ecuación constitutiva mecánica utilizada.

Los modelos son axisimétricos de 20×10 cm (largo-alto) con una malla regular de 30×30 elementos. En general, los elementos se han concentrado en los contornos superior y lateral, más susceptibles a gradientes elevados a causa de la evaporación. En algunos casos se ha modificado la distribución de los elementos sin cambios significativos en los resultados.

5.4.4 Ecuaciones constitutivas

A continuación se describe las ecuaciones constitutivas y el valor de los parámetros utilizados en los modelos. En caso de ser necesario, el significado de los parámetros puede consultarse en el apartado 4.2.2.

Curva de retención

Para la relación entre la succión ($P_g - P_l$) y el grado de saturación S_l de la muestra durante el secado se ha escogido el modelo de van Genuchten (1980)

$$S_e = \frac{S_l - S_{rl}}{S_{ls} - S_{rl}} = \left[1 + \left(\frac{P_g - P_l}{P} \right)^{\frac{1}{1-\lambda}} \right]^{-\lambda} ; P = P_0 \frac{\sigma}{\sigma_0} \quad (5.6)$$

donde se ha adoptado el valor de $\sigma_0 = 0.072$ N m⁻¹ a 20 °C, $S_{rl} = 0$ y $S_{ls} = 1$. El valor de los parámetros λ y P_0 se ha obtenido por ajuste de la curva de retención experimental de Barrera (2002) para un índice de poros $e = 0.87$ y un peso específico seco de $\gamma_d = 14.5$ kN m⁻³. Se trata de la curva más parecida a las características de la muestra según las Ecuaciones (5.1) y (5.3). En la Figura 5.8 se muestra la curva de retención de Barrera (2002), que está comprendida entre el 20% y el 68% del grado de saturación. Fuera de ese rango, se desconocen los valores de la curva. Por este motivo, se han probado distintas curvas de retención próximas a la experimental para comprobar si los resultados obtenidos se

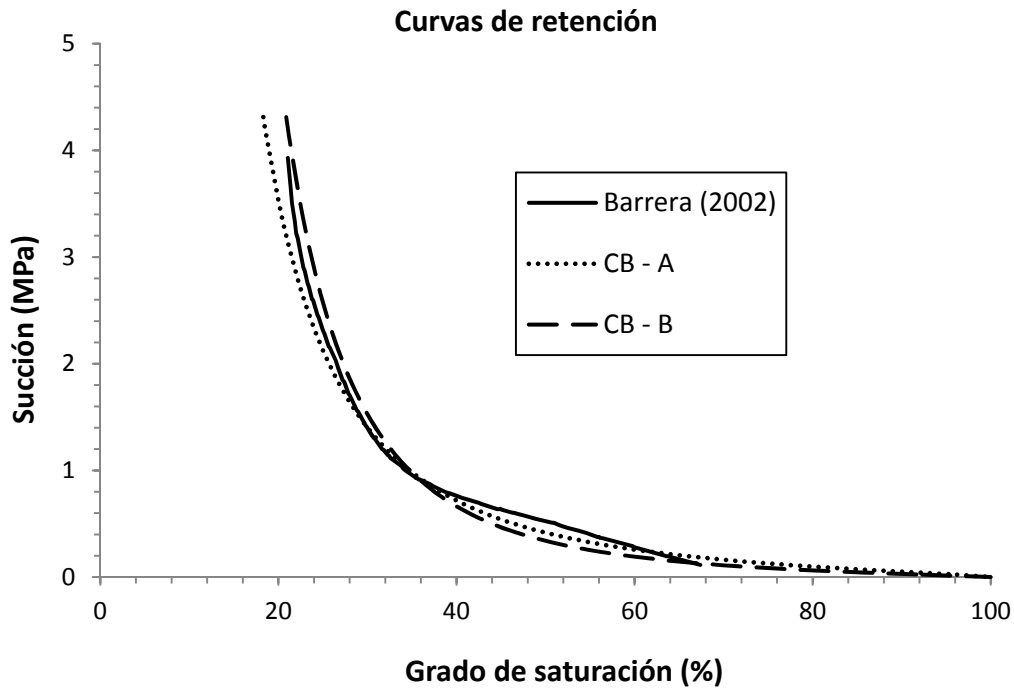


Figura 5.8. Curva de retención experimental de Barrera (2002) y curvas de retención representativas utilizadas en CODE_BRIGHT

ajustaban mejor a las medidas reales. Dos de esas curvas, denominadas CB-A y CB-B, también se muestran en la Figura 5.8 y el valor de sus parámetros se indica en la Tabla 5.4.

Se ha observado que ligeras variaciones de los parámetros de la curva de retención no producen cambios significativos en los resultados ni en la tendencia de comportamiento de las simulaciones.

Tabla 5.4. Valores de ajuste representativos de la curva de retención

Curva de retención	Valores de ajuste
CB-A	$P_0 = 0.09$; $\lambda = 0.31$
CB-B	$P_0 = 0.05$; $\lambda = 0.25$

Permeabilidad relativa

El modelo utilizado es el de van Genuchten (1980) según la expresión

$$k_{rl} = \sqrt{S_e} \left[1 - (1 - S_e^{1/\lambda})^\lambda \right]^2 \quad (5.7)$$

donde S_e es el grado de saturación efectivo que proporciona la curva de retención y λ es un parámetro de ajuste de dicha curva. En algunos modelos, la

permeabilidad relativa se ha limitado inferiormente asignando un valor de grado de saturación residual $S_{r,l}$. Es decir, para valores inferiores de $S_{r,l}$ la permeabilidad relativa se mantiene constante. El objetivo de limitar la permeabilidad relativa era mejorar el ajuste de los resultados a las medidas reales, pero el efecto ha sido nulo. Los valores empleados se indican en los modelos.

Permeabilidad intrínseca

Se ha optado por el modelo de Kozeny que incorpora CODE_BRIGHT y que viene dado por la expresión

$$\mathbf{k} = \mathbf{k}_0 \frac{\phi^3(1 - \phi_0)^2}{(1 - \phi)^2 \phi_0^3} \quad (5.8)$$

donde ϕ es la porosidad del suelo y \mathbf{k}_0 la matriz de permeabilidad intrínseca para el valor de porosidad de referencia $\phi_0 = 0.45$ (Ecuación 5.2). En los modelos se han probado dos valores de permeabilidad intrínseca de dos fuentes distintas (Tabla 5.5).

Tabla 5.5. Valores de permeabilidad intrínseca utilizados

Fuente	Valor de \mathbf{k}_0 (m ²)
Barrera (2002)	1×10^{-15}
Romero (2016)	1×10^{-14}

Ley de Fick

El flujo difusivo de vapor se ha calculado con la ley de Fick mediante la expresión

$$\mathbf{i}_g^w = -\mathbf{D}_g^w \nabla \omega_g^w = -(\phi \rho_g S_g \tau D_m^w \mathbf{I}) \nabla \omega_g^w \quad (5.9)$$

donde \mathbf{D}_g^w es el tensor de dispersión, τ la tortuosidad (-), \mathbf{I} la matriz identidad y D_m^w (m² s⁻¹) el coeficiente de dispersión de la difusión molecular del vapor en el aire cuya expresión utilizada en CODE_BRIGHT es (P_g en MPa y T en °C)

$$D_m^w = 5.9 \times 10^{-12} \frac{(273.15 + T)^{2.3}}{P_g} \quad (5.10)$$

Para la tortuosidad τ (-) se han utilizado dos expresiones. Una consiste en adoptar un valor constante τ_0 ; la otra convierte a la tortuosidad en una función que depende del grado de saturación (Tabla 5.6)

Nótese que con el tipo de tortuosidad variable, su valor crece con el descenso del grado de saturación líquido. En función del valor de la constante A , la

Tabla 5.6. Funciones de tortuosidad. τ_0 es constante y A y m , parámetros a determinar

Tipo de tortuosidad	Función
Constante	$\tau = \tau_0$
Variable	$\tau = A(1 - S_l)^m$

Tabla 5.7. Valores de conductividad térmica saturada y seca en los modelos

Conductividad térmica	Valor ($W m^{-1} K^{-1}$)
Saturada (λ_{sat})	1.448
Seca (λ_{dry})	0.243

tortuosidad puede llegar a ser mayor a 1 y actúa como un factor de mejora de la difusión en la línea de los factores usados por otros autores (e.g. Philip and De Vries 1957; Saito et al. 2006; Bitelli et al. 2008). Información sobre el estado de la cuestión en relación a la difusión puede consultarse en el apartado 2.4.2. Los valores de tortuosidad empleados se indican en la descripción de los modelos.

Conductividad térmica del suelo

Para el cálculo de la conductividad térmica del suelo λ ($J m^{-1} s^{-1} K^{-1}$) se ha utilizado la expresión

$$\lambda = \lambda_{sat}\sqrt{S_l} + \lambda_{dry}(1 - \sqrt{S_l}) \quad (5.11)$$

que depende del grado de saturación y de la conductividad térmica saturada λ_{sat} y seca λ_{dry} del suelo. Los valores utilizados en todos los modelos son los mismos que en el capítulo 4 (apartado 4.4.1) y se muestran en la Tabla 5.7. Los valores son muy próximos a los proporcionados por Oke (1987), Farouki (1986) y Villalobos et al. (2002) para las características del suelo utilizado en el ensayo.

5.5 Modelos calculados y resultados obtenidos

En este apartado se explica una selección de modelos ejecutados y se hace un análisis de los resultados obtenidos. El objetivo es plasmar la evolución de los sucesivos modelos para entender cómo se ha reproducido el fenómeno de desecación de la muestra considerando la grieta perimetral.

Los modelos se han agrupado en 3 bloques: Estándar, Variables y Final. Cada bloque contiene modelos con características comunes, tales como una determinada condición de contorno o ecuación constitutiva. El objetivo es mostrar la evolución de los modelos a través de los cambios introducidos en cada bloque.

La información de los modelos que contiene un bloque se presenta en el

Tabla 5.8. Valores empleados en las ecuaciones constitutivas de los modelos del bloque Estándar. ⁽¹⁾ Parámetros de ajuste de la curva de retención; ⁽²⁾ valor principal de la permeabilidad intrínseca; ⁽³⁾ tortuosidad de la ley de Fick.

Parámetros	Estándar 1	Estándar 2	Estándar 3	Estándar 4
$P_0^{(1)}$ (MPa)	0.09			
$\lambda^{(1)}$ (-)	0.31			
$k_0^{(2)}$ (m ²)	1×10^{-15}	1×10^{-16}	1×10^{-15}	
$\tau_0^{(3)}$ (-)	1			

siguiente orden: (1) parámetros y valores utilizados en las ecuaciones constitutivas, (2) condiciones de contorno aplicadas y (3) resultados obtenidos.

Los modelos que se presentan siguen un orden cronológico, de modo que el análisis de los resultados de un modelo conduce a cambios en el siguiente. Dependiendo del caso, los cambios se han hecho en las ecuaciones constitutivas o en las condiciones de contorno. Por este motivo, se recomienda leer por completo cada bloque para comprender las diferencias entre modelos.

Las gráficas para comparar los resultados obtenidos con los resultados experimentales son: pérdida de humedad gravimétrica (Figura 5.5), succión de los tensiómetros (Figura 5.6) y humedad relativa del sensor V2 (Figura 5.5). Todas en función del tiempo.

5.5.1 Bloque 1: Estándar

En este bloque se muestran cuatro modelos TH: Estándar 1 a Estándar 4. La complejidad es menor en comparación con el resto de bloques, pero son el punto de partida para observar tendencias e interpretar fenómenos.

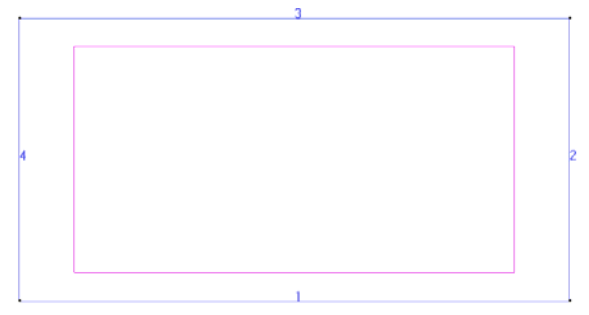
Ecuaciones constitutivas

La Tabla 5.8 muestra los valores empleados en las ecuaciones constitutivas para cada modelo. Todos comparten los valores de ajuste de la curva de retención. En Estándar 2 se ha utilizado una permeabilidad intrínseca de un orden de magnitud inferior para comprobar si mejoraba el ajuste de la curva de pérdida de humedad. La tortuosidad escogida es constante e igual a la unidad (Tabla 5.6).

Condiciones de contorno

La Tabla 5.9 muestra los valores empleados en las condiciones de contorno en cada modelo e incluye una imagen insertada en la que se pueden identificar las aristas del modelo. Los valores por encima de la imagen son los utilizados en el contorno superior (3), que sería la superficie de la muestra; en el lateral se indican los valores del contorno exterior (2), que equivale a la superficie perimetral; y debajo se indican los valores para el contorno inferior (1), que sería la base de la muestra.

Tabla 5.9. Valores de condición de contorno de los modelos del bloque Estándar. La zona en la que se han situado los valores coincide con los valores aplicados en cada contorno de la imagen incrustada. El símbolo - equivale a que no se ha aplicado condición alguna.

$(\omega_g^w)^0$	$(\rho_g)^0$	T^0	β_g	γ_e						
0.0139	1.1308	35	0.001	1						
			0.001	1						
			1×10^5	1×10^5						
			1×10^5	1×10^5						
					Estándar 1	Estándar 2	Estándar 3	Estándar 4	-	$(\omega_g^w)^0$
					-	-	-	-	0.0139	$(\omega_g^w)^0$
					-	-	-	-	1.1308	$(\rho_g)^0$
					-	-	-	-	0.001	β_g
					-	-	-	-	1	γ_e
					-	-	-	-	35	T^0
-	-	35	-	1×10^5						

Se recuerda que los modelos son axisimétricos y no procede aplicar condiciones de contorno al contorno izquierdo (4). Este esquema se repite para el resto de bloques de modelos.

- **Condiciones en superficie:** los valores de $(\omega_g^w)^0$ y $(\rho_g)^0$ equivalen a una humedad relativa constante del 40% sin considerar cambios en el tiempo. La temperatura en el exterior es de 35 °C tal y como se ha indicado en el apartado 5.3.2.

Los coeficientes de transferencia β_g y γ_e para los modelos Estándar 1 y 2 son 1×10^5 . El significado físico de valores tan elevados equivale a decir que la humedad relativa y la temperatura de la cámara actúan en la superficie de la muestra. En consecuencia, el equilibrio de vapor y temperatura con el exterior es instantáneo. Esta hipótesis no es cierta, porque los valores de humedad relativa y temperatura de la cámara se han medido a cierta altura por encima de la muestra (nº 5 en la Figura 5.2). En otras palabras, se está imponiendo un gradiente de calor latente y sensible muy superior al real.

En los modelos Estándar 3 y 4 se han probado valores muy inferiores de coeficientes de transferencia para ver su efecto en el ajuste de las gráficas. Valores bajos de dichos coeficientes indican que la difusión de vapor en el aire es más lenta.

- **Condiciones laterales:** los modelos Estándar 1 a 3 no consideran el efecto de la abertura perimetral equivalente a una grieta. En el modelo Estándar 4, de 0 a 225 h se ha supuesto que la abertura perimetral no afectaba a la

evaporación, por lo que el contorno lateral es impermeable. A partir de 225 h se han empleado los valores de coeficiente de transferencia indicados hasta el final de la simulación (1080 h). El tiempo frontera de 225 h se justifica por el comportamiento del modelo Estándar 3.

- **Contorno inferior:** debido a que el molde de los ensayos era impermeable, solo se ha aplicado la condición de contorno de temperatura. El coeficiente de γ_e utilizado es muy elevado para obtener un valor constante de 35 °C. En otros bloques se ha usado un valor de coeficiente inferior, pero la temperatura sigue siendo la misma. Esta condición se repite en todos los modelos.

Análisis de resultados

La Figura 5.9 muestra la pérdida de humedad de los modelos Estándar en comparación con la medida experimentalmente. La pérdida de humedad se ha calculado a partir de los flujos en los contornos (archivo "root_cont_flux.dat") con *scripts* desarrollados con el programa MATLAB.

En la Figura 5.10 se ha representado la succión de los modelos y la de los tensiómetros durante los diez primeros días. La succión de los modelos se ha obtenido a 10 cm del eje de axisimetría del modelo y en dos alturas: 5 y 8 cm. El objetivo de comprobar la succión en dos puntos es ver si hay homogeneidad de succión como en los resultados experimentales (Figura 5.6). Los tensiómetros durante el ensayo estaban a distintas alturas, pero la nube de puntos muestra que la succión fue uniforme en la muestra.

En la Figura 5.11 se ha dibujado la humedad relativa del sensor V2 (Figura 5.1a) y la obtenida de los modelos. El punto escogido ha sido a 17 cm del eje de axisimetría del modelo (3 cm desde el perímetro) y a 5 cm de altura.

El orden de las figuras utilizado para comparar resultados es el mismo para los otros dos bloques, por lo que no se repetirá esta información. Para entender las diferencias entre modelos, a continuación se analizan los resultados por orden cronológico.

- **Estándar 1:** la tasa de evaporación hasta las 400 h es mayor a la de la muestra y no es constante, por lo que la curva de humedad no es lineal y se sitúa por debajo de la real (Figura 5.9). A partir de 400 h, la pérdida de humedad es inferior, excepto las últimas 120 h. La razón de este comportamiento es que los coeficientes de transferencia son muy elevados (Tabla 5.9). El modelo seca rápidamente y las succiones crecen de forma casi vertical durante los primeros días (Figura 5.10). La rapidez del secado inicial reduce la permeabilidad de la zona superficial, bloqueando el ascenso capilar y provocando que la pérdida de humedad relativa sea menor a la medida en el ensayo (Figura 5.11).
- **Estándar 2:** en este caso solo cambia la permeabilidad intrínseca respecto a Estándar 1 (Tabla 5.8), que ahora es un orden de magnitud inferior. Con este

cambio se quiso comprobar el efecto de la permeabilidad intrínseca en la tendencia de secado. El resultado es una curva con la misma tendencia que en Estándar 1 pero con valores distintos. La pérdida de humedad es superior durante las primeras 300 h (Figura 5.9). Al reducir la permeabilidad, el efecto sobre la succión es más acentuado, de modo que la diferencia de succión entre los dos puntos aumenta (Figura 5.10). Esto indica que el secado reduce más rápido la permeabilidad relativa en la zona superior comparado con Estándar 1. En consecuencia, la humedad relativa decrece a menor tasa por el bloqueo al paso del flujo advectivo (Figura 5.11).

- **Estándar 3:** una vez identificado que los coeficientes de transferencia son muy elevados, en este modelo se optó por reducirlos de forma drástica (Tabla 5.9). El resultado es que hasta las 225 h se consigue una pérdida de humedad lineal cercana a la curva experimental (Figura 5.9). Este fenómeno indica que el viento juega un papel importante en la evaporación, porque de haber supuesto una difusión molecular sin viento, los coeficientes de transferencia serían menores y la pendiente de pérdida de humedad sería inferior. Lógicamente, la pendiente de la succión (Figura 5.10) es inferior a los modelos anteriores, pero todavía es lineal creciente desde el inicio. No se consigue que la succión adopte una forma similar a las medidas reales. A partir de 225 h, la pérdida de humedad es inferior a la real y se pierde la linealidad (Figura 5.9). Para ver si se consigue evaporar más con una tendencia lineal, en el modelo Estándar 4 se aplica evaporación en el contorno lateral. Como consecuencia de todo lo indicado, la reducción de humedad relativa en este modelo es la menor de todas (Figura 5.11).
- **Estándar 4:** respecto a Estándar 3, en este modelo se añade la condición de contorno lateral a partir de 225 h para simular el efecto de la grieta perimetral. El objetivo era comprobar si aumentaba la evaporación con la misma tendencia que la curva real. Nótese que la condición de contorno impuesta en el lateral es la misma que en la superficie (Tabla 5.9). No obstante, aunque la tasa de pérdida de humedad aumenta, no se mantiene la tendencia real y el modelo seca con menor tasa que la curva experimental. Este comportamiento conduce a plantear las siguientes hipótesis.

Es difícil que la condición de contorno en la grieta sea la misma que en la superficie. Se supone que el efecto del viento debería ser inferior en la grieta, por lo que no es realista aplicar la misma condición de contorno. Aun así, la pérdida de humedad es menor a la real a partir de 225 h. Esta observación lleva a plantear la posibilidad de que se esté infravalorando la evaporación por difusión en comparación con la difusión real. Muchos autores han observado el fenómeno de mejora de la difusión del que se ha hablado con detalle en el capítulo 2 (apdo. 2.4.2). Por este motivo, en el siguiente bloque (Variables) se ha cambiado la ecuación constitutiva de la tortuosidad, de modo que aumente con la reducción del grado de saturación. Respecto a la humedad relativa (Figura 5.11), el ajuste es bueno hasta las 600 h.

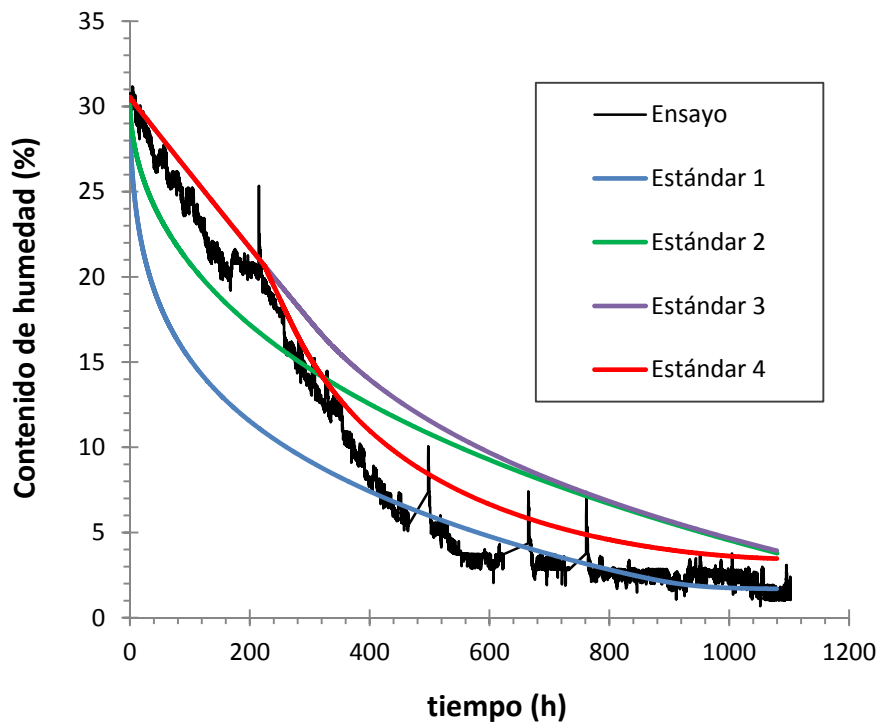


Figura 5.9. Comparación entre la evolución del contenido de humedad de la muestra y la proporcionada por los modelos Estándar.

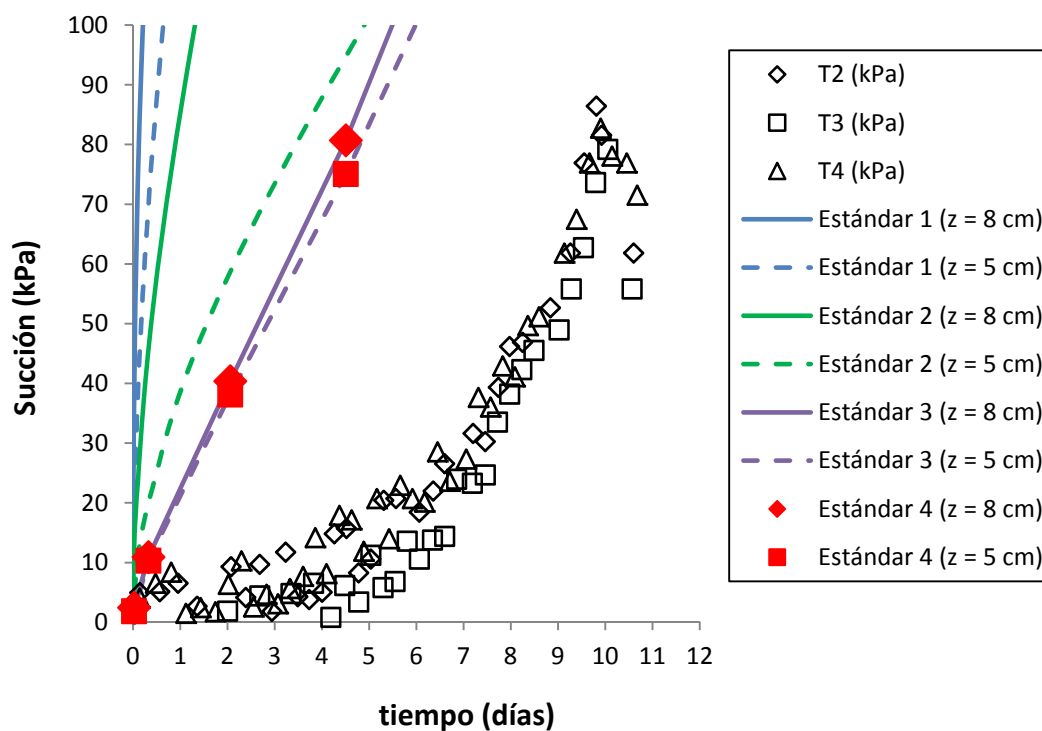


Figura 5.10. Comparación entre la succión medida experimentalmente con los tensiómetros y la proporcionada por los modelos Estándar a 5 cm y 8 cm de altura en la sección central del modelo.

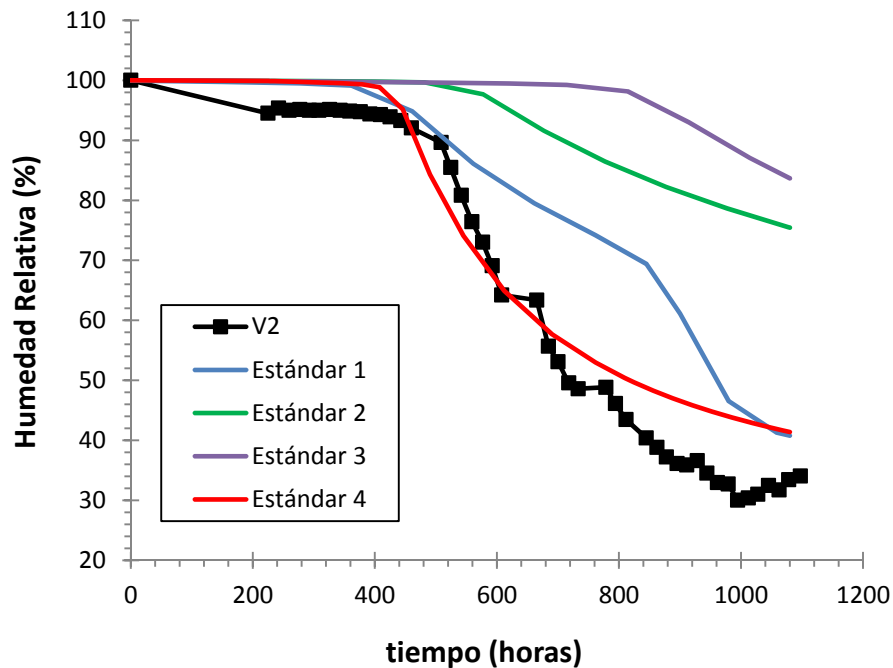


Figura 5.11. Comparación entre la humedad relativa medida por el sensor V2 y la proporcionada por los modelos Estándar a 3 cm del contorno lateral y a 5 cm de altura.

5.5.2 Bloque 2: Variable

En este bloque se presentan 3 modelos: Variables 1, 2 y 3. La denominación de *Variable* se debe, principalmente, al hecho de que muchos valores de condición de contorno cambian en el tiempo. No obstante, también se han introducido otros cambios. El más significativo es el modelo de tortuosidad utilizado, que ahora depende del grado de saturación líquido (Tabla 5.6).

Ecuaciones constitutivas

La Tabla 5.10 muestra los valores empleados en las ecuaciones constitutivas. Los parámetros de la curva de retención se han modificado, se ha probado el efecto de limitar la permeabilidad en una cota inferior y se ha cambiado el modelo de tortuosidad.

La razón para reducir los parámetros de la curva de retención está en un intento de mejorar el encaje de la curva de succión de los modelos con los tensiómetros. No obstante, no se han detectado cambios en comparación con el bloque Estándar. Se descarta, entonces, que la curva de retención sea la responsable de los valores de succión tan bajos medidos por los tensiómetros durante los cuatro primeros días.

El valor del grado de saturación residual S_{rl} se ha aplicado en la permeabilidad relativa (5.7) para evitar que siga disminuyendo a partir de dicha

Tabla 5.10. Valores empleados en las ecuaciones constitutivas de los modelos del bloque Variable. ⁽¹⁾ Parámetros de ajuste de la curva de retención; ⁽²⁾ valor principal de la permeabilidad intrínseca; ⁽³⁾ grado de saturación residual para la permeabilidad relativa; ⁽⁴⁾ parámetros de la tortuosidad variable de la ley de Fick.

Parámetros	Variable 1	Variable 2	Variable 3
$P_0^{(1)}$ (MPa)		0.05	
$\lambda^{(1)}$ (-)		0.26	
$k_0^{(2)}$ (m ²)		1×10^{-15}	
$S_{rl}^{(3)}$ (-)		0.08	
$A^{(4)}$ (-)		8	
$m^{(4)}$ (-)		3	

saturación. No obstante, el efecto ha sido despreciable.

El modelo de tortuosidad ahora es variable con el grado de saturación (Tabla 5.6). El objetivo es aumentar la evaporación por difusión cuando el flujo advectivo hacia la superficie deja de ser dominante. Nótese que si el grado de saturación líquido es $S_l = 0.5$, con los valores empleados ($A = 8; m = 3$) la tortuosidad es $\tau = 1$. Por lo tanto, valores inferiores de grado de saturación darán tortuosidades mayores a 1. Efectivamente, la introducción de este modelo de tortuosidad ha mejorado notablemente el ajuste de la curva de pérdida de humedad (Figura 5.12) y del sensor V2 (Figura 5.14). Sin embargo, la curva de succión sigue sin poder ajustarse (Figura 5.13).

Condiciones de contorno

En la Tabla 5.11 se indican los valores de condición de contorno de los distintos parámetros para cada modelo del bloque Variable. El esquema utilizado para mostrar los valores es el mismo que se ha explicado en el bloque Estándar.

- **Condiciones en superficie:** ahora la humedad relativa expresada mediante $(\omega_g^w)^0$ y $(\rho_g)^0$ viene dada por los valores de la Tabla 5.3, que dependen del tiempo según la Figura 5.4. Es decir, la humedad relativa no es constante.

Los valores de los coeficientes de transferencia β_g y γ_e se han calculado con la resistencia aerodinámica usando el viento medido en el interior de la cámara a 70 cm de altura y 0.3 m s^{-1} . La temperatura es constante, y como es el mismo valor inicial que en el suelo, el coeficiente γ_e tiene escasa influencia.

- **Condiciones laterales:** en este contorno hay diferencias significativas con respecto al bloque Estándar. En Variables 1 y 2 se ha impuesto, igual que en el contorno superior, la humedad relativa de la Tabla 5.3.

Para el coeficiente β_g se ha dividido el contorno lateral en 8 segmentos iguales numerados de 12 a 5, en orden descendente, como se indica en la

Tabla 5.11. Valores de condición de contorno de los modelos del bloque Variable. La zona en la que se han situado los valores coincide con los valores aplicados en cada contorno de la imagen incrustada. El símbolo - equivale a que no se ha aplicado condición alguna.

$(\omega_g^w)^0$	$(\rho_g)^0$	T^0	β_g	γ_e				
Tabla 5.3	Tabla 5.3	35	0.0012	1.4571	Variables 3			
					Variables 2			
					Variables 1			
					Tabla 5.3	Tabla 5.3	-	$(\omega_g^w)^0$
					Tabla 5.3	Tabla 5.3	-	$(\rho_g)^0$
					Tabla 5.12	Tabla 5.12	-	β_g
					10	10	-	γ_e
					35	35	-	T^0
					-	-	35	-

Tabla 5.12. Valores de coeficiente de transferencia de vapor de condición de contorno lateral para las modelos Variable 1 y 2. El coeficiente de transferencia se ha activado en cada segmento de la imagen incrustada en el tiempo indicado.

Divisiones laterales	$t_{\text{activación}} \text{ (h)}$	$\beta_g \text{ (Variables 1)}$	$\beta_g \text{ (Variables 2)}$
12	81.9	0.0012	0.0004
11	125.4		
10	167.2		
9	167.2		
8	252.5		
7	252.5		
6	252.5		
5	292.6		

primera columna de la Tabla 5.12. El objetivo es simular la abertura progresiva de la grieta. Para ello, el coeficiente de transferencia se activa sobre cada segmento en un tiempo distinto según la segunda columna de la Tabla 5.12. Dichos tiempos coinciden con valores de tiempo utilizados para la humedad relativa (Tabla 5.3). A partir de la experiencia en ensayos similares, se supone que el desarrollo de la grieta sucedió, aproximadamente, entre los días 3 y 12. La hora de activación del coeficiente de transferencia sobre cada

segmento del contorno lateral se ha escogido ajustando el cálculo a las medidas.

Por ejemplo, en el modelo Variables 1, el valor de $\beta_g = 0.0012$ para el segmento superior 12 comienza a actuar a partir de las 81.9 h de simulación, que es el tiempo más cercano a 3 días (inicio de la grieta). En el segmento 5, β_g comienza a actuar a las 292.6 h, que son aproximadamente 12 días (desarrollo total de la grieta). Así sucesivamente con el resto de segmentos y tiempos.

La aplicación de β_g sobre el contorno lateral se ha usado en los modelos Variables 1 y 2. En Variables 1 se ha supuesto que el viento en la abertura es el mismo que sobre la superficie ($\beta_g = 0.0012$). Para Variables 2, el valor $\beta_g = 0.0004$ es el que mejor ajusta la curva de pérdida de humedad y equivale a un viento o gradiente de humedad inferior al de la superficie. El modelo Variables 3 no tiene aplicada condición lateral.

- **Contorno inferior:** impermeable con temperatura constante.

Análisis de resultados

El esquema de presentación de resultados es el mismo que en el bloque Estándar. Para ampliar la información de las características de las figuras, consúltese dicho bloque. A continuación se describen los resultados de cada modelo.

- **Variable 1:** el ajuste de la curva de humedad (Figura 5.12) cambia significativamente respecto al bloque Estándar (Figura 5.9). El comportamiento lineal durante la primera fase de evaporación se justifica por la reducción del coeficiente de transferencia en superficie y la tortuosidad creciente. La tasa de evaporación por difusión aumenta cuando la advección ya no es dominante. Sin embargo, el hecho de aplicar el mismo coeficiente de transferencia en el contorno lateral (igual viento) hace que la pérdida de humedad sea superior a la real. Este efecto es interesante porque indica que las pérdidas de humedad debido a grietas es inferior al del contorno superior. En relación a la succión (Figura 5.13), se sigue observando un crecimiento lineal desde el inicio. En la Figura 5.14 se observa que suponer el mismo coeficiente de transferencia que en la superficie implica que la desecación cerca de la grieta es muy superior a la real. La curva de humedad relativa es la que se encuentra más desplazada a la izquierda en comparación con las medidas reales.
- **Variables 2:** esta curva es la que mejor ajusta la pérdida de humedad (Figura 5.12). La diferencia con Variables 1 está en que el coeficiente de transferencia en el contorno lateral es un 33% respecto a la superficie (Tabla 5.12). La curva de humedad relativa se desplaza a la derecha a causa del menor secado lateral y el encaje mejora respecto a la curva medida (Figura 5.14).
- **Variables 3:** en este caso no se ha aplicado condición de contorno lateral

(Tabla 5.11). La pérdida de humedad es inferior a la medida real (Figura 5.12), indicando que la grieta interviene de alguna forma en la evaporación a falta de introducir la parte mecánica, que se verá en el siguiente bloque. Nótese cómo la humedad relativa cerca de la grieta ahora corta a las medidas experimentales (Figura 5.14).

En relación a la succión (Figura 5.13), los tres modelos tienen el mismo patrón. En ningún caso se consigue captar la tendencia de las medidas reales. Además, la diferencia en la evolución de la succión en los dos puntos indica que la distribución no es homogénea, contrario a lo que sucede con las medidas reales. A partir del comportamiento de las Figuras 5.13 y 5.10, se considera que un proceso de consolidación por peso propio es el responsable de succiones bajas durante los cuatro primeros días. La pérdida de volumen, aunque haya evaporación, mantendría los poros saturados. Por este motivo, en el siguiente bloque se introduce el modelo mecánico.

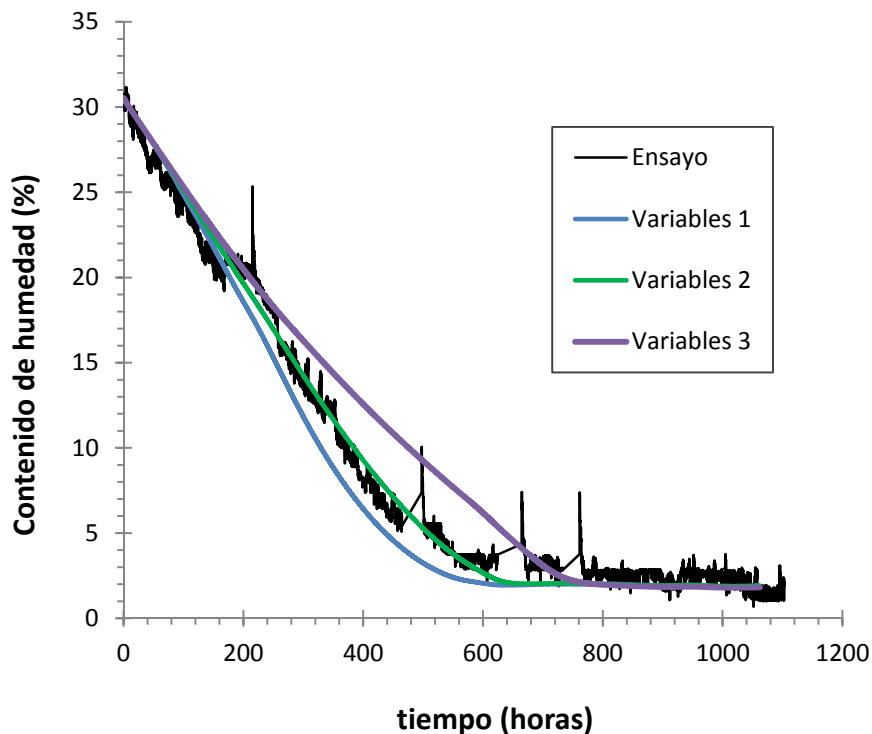


Figura 5.12. Comparación entre la evolución del contenido de humedad de la muestra y la proporcionada por los modelos Variable.

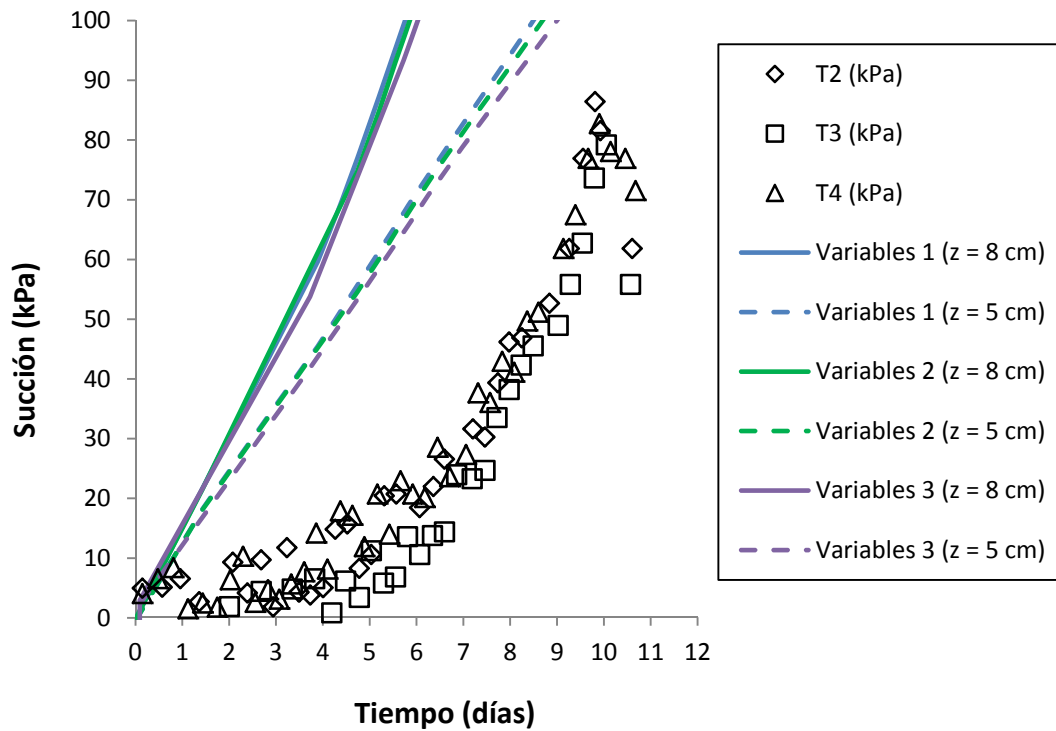


Figura 5.13. Comparación entre la succión medida experimentalmente con los tensiómetros y la proporcionada por los modelos Variable a 5 cm y 8 cm de altura en la sección central del modelo.

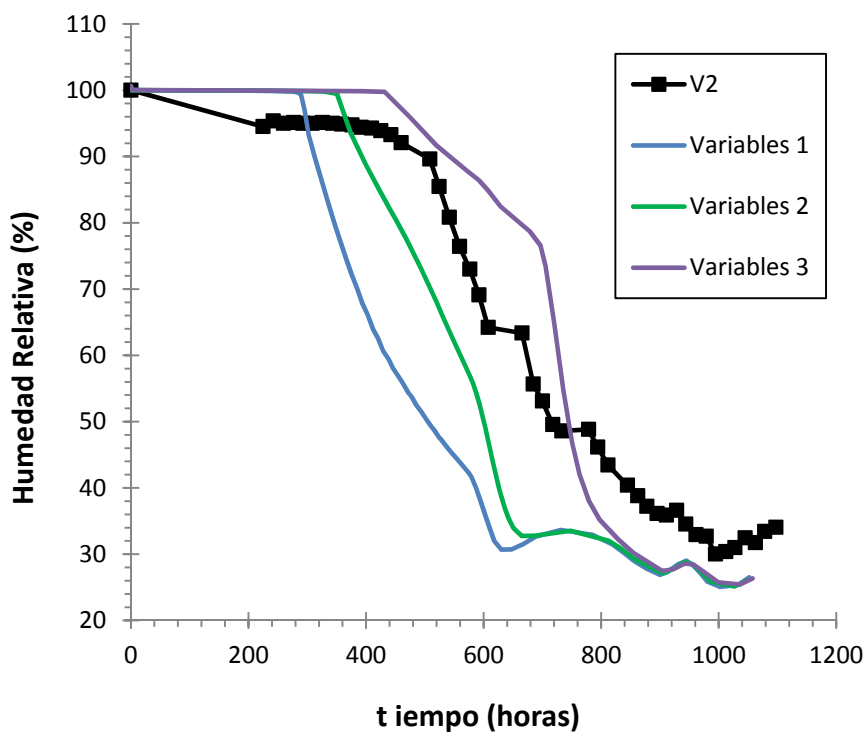


Figura 5.14. Comparación entre la humedad relativa medida por el sensor V2 y la proporcionada por los modelos Variable a 3 cm del contorno lateral y a 5 cm de altura.

5.5.3 Bloque 3: Final

En este bloque se presentan 3 modelos THM: Final 1, 2 y 3. La nomenclatura *Final* se refiere al mejor ajuste de los modelos con las medidas experimentales. El principal cambio respecto a los modelos del bloque Variables está en la incorporación del modelo constitutivo mecánico. Para simular la consolidación por peso propio y la posterior retracción, se ha liberado la restricción de movimiento vertical y horizontal del contorno lateral.

Ecuaciones constitutivas

En la Tabla 5.13 se muestran los valores utilizados en las ecuaciones constitutivas. Se han conservado los valores de la curva de retención del bloque Variables. La permeabilidad intrínseca se ha aumentado un orden de magnitud (Romero 2016) para conseguir un buen ajuste de las medidas experimentales debido a la introducción del modelo mecánico. El valor empleado entra en el rango para el suelo utilizado y las características de la muestra del ensayo. Para la tortuosidad variable se han probado diversos valores del coeficiente A según el modelo, aunque no se han observado cambios significativos entre ellos. El modelo mecánico y la justificación de los valores empleados se explican a continuación.

El modelo mecánico escogido es el elástico no lineal, incorporado en CODE_BRIGTH con la expresión

$$\frac{\Delta e}{1+e} = a_1 \Delta \ln(-p') + a_2 \Delta \ln\left(\frac{s+0.1}{0.1}\right) + \left[a_3 \Delta \ln(-p') \ln\left(\frac{s+0.1}{0.1}\right) \right] \quad (5.12)$$

donde e es el índice de poros, a_1 (-) el coeficiente que acompaña a los cambios de tensión media efectiva p' (tensión total más el máximo de presión de líquido o gas; MPa), a_2 (-) el coeficiente que acompaña a los cambios en la succión s (presión de gas menos presión de líquido; MPa) y a_3 (-) el coeficiente de transición entre la tensión efectiva y la succión. Además de estos parámetros, es necesario introducir el valor de dos más: el coeficiente de Poisson ν y el módulo de rigidez mínimo k , parámetro que limita inferiormente al módulo de rigidez K . Si a_2 y a_3 son nulos (Tabla 5.13), CODE_BRIGTH calcula el módulo de rigidez K con el siguiente esquema

$$d\varepsilon = a_1 d\ln(p') \rightarrow d\varepsilon = a_1 \frac{dp'}{p'} \rightarrow K = \frac{dp'}{d\varepsilon} = \frac{p'}{a_1} \quad (5.13)$$

donde ε es la deformación volumétrica.

La Ecuación (5.12) es una superficie de estado que describe los cambios volumétricos debido a cambios en la tensión media y la succión durante un proceso de secado. A continuación se justifica los valores empleados en el modelo mecánico.

Tabla 5.13. Valores empleados en las ecuaciones constitutivas de los modelos del bloque Finales. ⁽¹⁾ Parámetros de ajuste de la curva de retención; ⁽²⁾ valor principal de la permeabilidad intrínseca; ⁽³⁾ grado de saturación residual para la permeabilidad relativa; ⁽⁴⁾ parámetros de la tortuosidad variable de la ley de Fick; ⁽⁵⁾ parámetros del modelo mecánico elástico no lineal.

Parámetros	Final 1	Final 2	Final 3
$P_0^{(1)}$ (MPa)	0.05		
$\lambda^{(1)}$ (-)	0.26		
$k_0^{(2)}$ (m ²)	1×10^{-14}		
$S_{rl}^{(3)}$ (-)	0		
$A^{(4)}$ (-)	6	5	8
$m^{(4)}$ (-)	3		
$a_1^{(5)}$ (-)	-1		
$a_2^{(5)}$ (-)	0		
$a_3^{(5)}$ (-)	0		
$\nu^{(5)}$ (-)	0.3		
$k^{(5)}$ (MPa)	0.01		

Las características del suelo del Campus Nord utilizado en el ensayo son bien conocidas, tal y como se desprende de los trabajos de Gens et al. (1995) y Barrera (2002). Sin embargo, el rango de densidades que abarca su conocimiento es inferior al inicial de la muestra, que se comporta como un fluido y no como un suelo con esqueleto sólido. En esta situación, se desconoce el valor de los parámetros del modelo mecánico. La fluidez inicial de la muestra tiene la ventaja de que las propiedades del suelo son homogéneas. Por el contrario, hace que sea extremadamente difícil obtener sus parámetros mecánicos, que deberían obtenerse a partir de ensayos propios de fluidos. Normalmente, las simulaciones de interacción en la literatura son TH en arenas o mezclas con esqueleto rígido (e.g. Saito et al. 2006; Smits et al. 2012; Cui et al. 2012), menos susceptibles a deformaciones durante la desecación. Sin embargo, con la ejecución de los modelos se ha detectado la importancia de los parámetros mecánicos para muestras tan fluidas. En trabajos futuros deberá considerarse la ejecución de ensayos para la obtención de parámetros.

En los bloques anteriores se ha visto que no era posible ajustar los valores de succión de la muestra (Figuras 5.10 y 5.13). Otros ensayos llevados a cabo en la cámara ambiental (Lakshmikantha 2009; Cordero et al. 2014; Levatti et al. 2017) muestran el mismo comportamiento de la Figura 5.6 respecto a la succión con la pérdida de humedad en las primeras horas o días. La característica común en todos ellos, aparte de utilizar el mismo material, es que la humedad inicial es muy próxima o superior al límite líquido del suelo (Tabla 5.1). Por lo tanto, para simular

valores bajos de succión a pesar de la evaporación ha sido necesario reproducir un proceso de consolidación por peso propio con base en las observaciones que se describen a continuación y en la línea de otros autores (Oliveira and Van Zyl 2006; Demers et al. 2014):

1. La existencia de una delgada capa de agua en la superficie del suelo los primeros días que proporciona un aspecto brillante en contraste con el posterior acabado mate.
2. Una reducción de la altura de la muestra antes de que comience la contracción y el agrietamiento. El descenso de la superficie es fácil de detectar, ya que se sitúa progresivamente por debajo de la altura máxima de la pared del molde antes de comenzar la contracción perimetral. No se han encontrado medidas de dicho descenso en los informes de los ensayos.

Por lo tanto, los valores empleados para el modelo mecánico (Tabla 5.13) reproducen la consolidación por peso propio: deformaciones elevadas con ligeros cambios en la tensión media efectiva utilizando un valor alto de a_1 , y un módulo de rigidez mínimo k muy bajo por la fluidez inicial de la muestra. Ambos valores (a_1 y k) se han obtenido por ajuste del cálculo a las medidas. A falta de los valores reales, el objetivo es captar el proceso de consolidación, por eso el valor de a_2 y a_3 son cero. En los primeros días, el rango de succiones es muy bajo y se supone que la influencia de los dos parámetros es escasa. En caso de disponer de todos los parámetros reales del modelo mecánico, el ajuste debería mejorar.

Condiciones de contorno

La Tabla 5.14 muestra los valores de condición de contorno para todos los modelos del bloque Final. Para entender el esquema de la tabla se recomienda leer el bloque Estándar, donde se ha explicado con detalle.

- **Contorno superior:** mismos valores que los empleados en el bloque Variables. Humedad relativa dependiente del tiempo (Tabla 5.3; Figura 5.4), temperatura constante y coeficientes de transferencia aplicando la resistencia aerodinámica con el viento del interior de la cámara.
- **Contorno lateral:** en el modelo Final 1 no se han aplicado condiciones en el contorno lateral. En el Final 2 se ha utilizado la humedad relativa de la cámara (Tabla 5.3) y el valor de coeficiente $\beta_g = 0.0012$, equivalente a la condición de contorno de la superficie. En el modelo Final 3, nuevamente, se ha dividido el contorno en 8 segmentos. La Tabla 5.15 muestra los valores de β_g aplicados a cada segmento en los tiempos indicados y hasta el final de la simulación. Esta condición reproduce una abertura progresiva de la grieta perimetral entre los 3 y 12 días, aproximadamente. Nótese que los valores decrecen con la profundidad, indicando que la capacidad de evaporación se reduce. Los valores empleados responden al mejor ajuste conseguido con las

Tabla 5.14. Valores de condición de contorno de los modelos del bloque Final. La zona en la que se han situado los valores coincide con los valores aplicados en cada contorno de la imagen incrustada. El símbolo - equivale a que no se ha aplicado condición alguna.

$(\omega_g^w)^0$	$(\rho_g)^0$	T^0	β_g	γ_e				
Tabla 5.3	Tabla 5.3	35	0.0012	1.4571	Final 3			
					Final 2			
					Final 1			
					-	Tabla 5.3	Tabla 5.3	$(\omega_g^w)^0$
					-	Tabla 5.3	Tabla 5.3	$(\rho_g)^0$
					-	0.0012	Tabla 5.15	β_g
					-	1.4571	1.4571	γ_e
					-	35	35	T^0
					0.1			P_g
-	-	35	-	1000				

Tabla 5.15. Valores de coeficiente de transferencia de vapor de condición de contorno lateral para el modelo Final 3. El coeficiente de transferencia se ha activado en cada segmento de la imagen incrustada en el tiempo indicado.

Divisiones laterales	$t_{\text{activación}} \text{ (h)}$	$\beta_g \text{ (Final 3)}$
12	81.9	0.0012
11	125.4	0.001
10	167.2	0.0006
9	209	0.0004
8	252.5	0.00026
7	252.5	0.00026
6	252.5	0.00026
5	292.6	0.00026

medidas reales.

El desplazamiento del contorno lateral está permitido tanto en la vertical como en la horizontal. Por lo tanto, la tensión aplicada en los segmentos laterales debe compensar a la tensión horizontal del suelo para evitar deformaciones excesivas y llegar a convergencia. En general, los valores de tensión son ligeramente superiores a la presión atmosférica ($P_g = 0.1 \text{ MPa}$). En el último apartado del capítulo se explicará con más detalle la condición

de contorno lateral en tensiones. Se ha observado que el comportamiento del modelo es muy susceptible a los valores empleados.

- **Contorno inferior:** impermeable a temperatura constante y desplazamiento horizontal permitido.

Análisis de resultados

El esquema de presentación de resultados es el mismo que en el bloque Estándar y Variables.

- **Final 1:** en este caso no hay condición de contorno lateral aplicada y la pérdida de humedad es inferior a la real (Figura 5.15). Ahora, la curva de succión consigue reproducir la tendencia de los tensiómetros (Figura 5.16): un perfil casi horizontal los primeros cuatro días para luego crecer con pendiente creciente. Por último, la humedad relativa cerca del lateral cruza a las medidas experimentales (Figura 5.17).
- **Final 2:** la condición lateral en este modelo implica que el coeficiente de transferencia de vapor es igual que en la superficie. El resultado es una evaporación mayor a la real (Figura 5.15), un aumento excesivo de la succión a partir de 3 días (Figura 5.16) y un desplazamiento hacia la izquierda de la humedad relativa cerca del lateral (Figura 5.17).
- **Final 3:** se trata del modelo con mejor ajuste entre los resultados y las medidas experimentales para la curva de humedad gravimétrica (Figura 5.15) y la succión (Figura 5.16). Sin embargo, el ajuste en la curva de humedad relativa (Figura 5.17) es mejorable. De hecho, el ajuste de la humedad relativa no se ha conseguido en ninguno de los modelos. El problema puede deberse a los condicionantes del sensor V2 descritos en el apartado 5.3.3. En ensayos futuros, sería conveniente tener especial cuidado en observar la posición y comportamiento de dicho sensor.

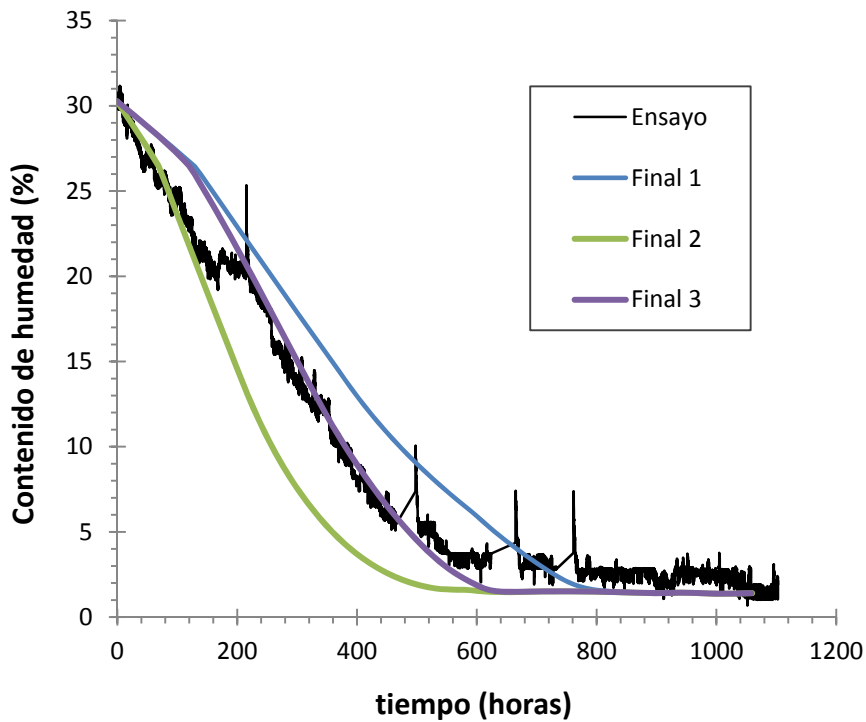


Figura 5.15. Comparación entre la evolución del contenido de humedad de la muestra y la proporcionada por los modelos Final.

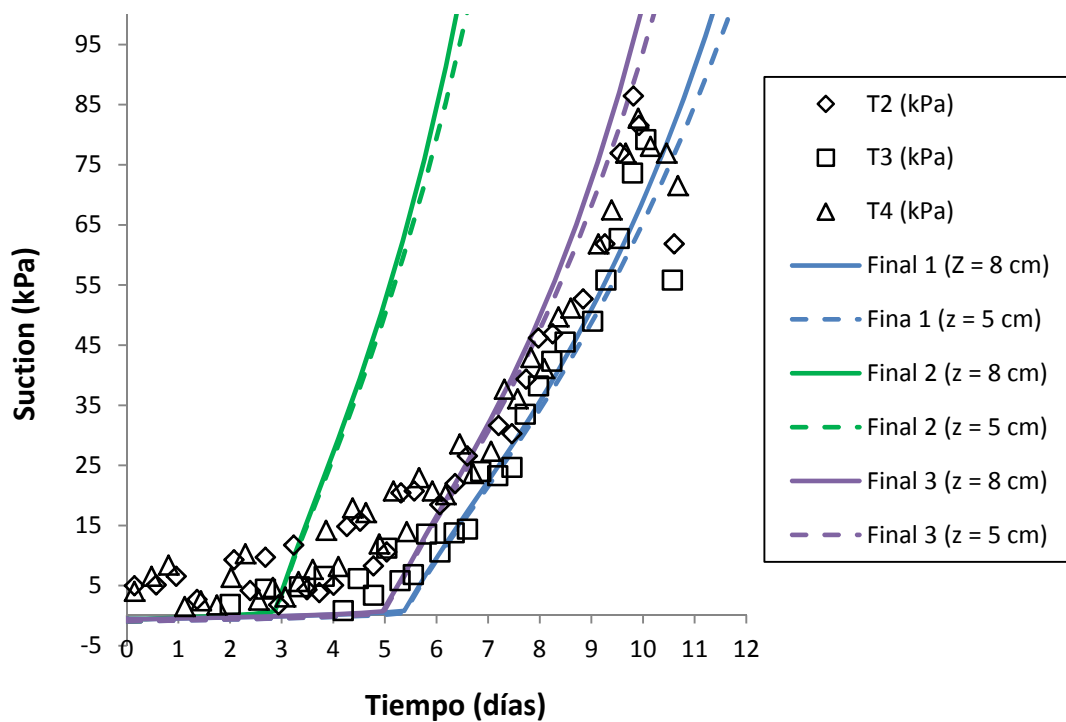


Figura 5.16. Comparación entre la succión medida experimentalmente con los tensiómetros y la proporcionada por los modelos Final a 5 cm y 8 cm de altura en la sección central del modelo.

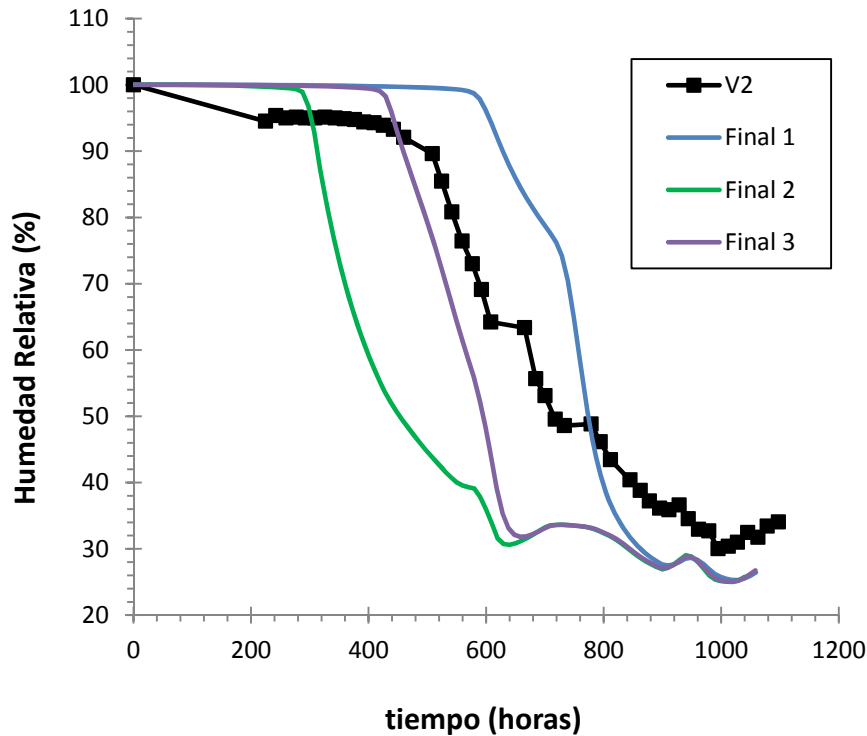


Figura 5.17. Comparación entre la humedad relativa medida por el sensor V2 y la proporcionada por los modelos Final a 3 cm del contorno lateral y a 5 cm de altura.

5.6 Modelo Final 3: otros resultados

Modelo conceptual

El ajuste conseguido con el modelo Final 3 reafirma la hipótesis de que la pérdida de humedad por presencia de grietas es muy inferior a la del contorno superior. En este caso, si se pondera la distancia en la que actúa cada valor de coeficiente de transferencia de vapor en la grieta perimetral (Tabla 5.15), se obtiene un valor medio de $\beta_g = 5 \times 10^{-5}$, un 4% del valor aplicado en la superficie ($\beta_g = 0.0012$). El modelo conceptual que se propone para explicar que la evaporación a través de la grieta sea casi nula se muestra en la Figura 5.18. Según la figura, el viento no penetra en el interior de la grieta, el vapor se acumula, aumenta la humedad relativa y el gradiente de evaporación es cercano a cero. Mientras, la difusión turbulenta del aire mezcla el vapor proveniente de la superficie del suelo. Para corroborar esta hipótesis, es necesario que en ensayos futuros se mida la humedad relativa y la temperatura en el interior de las grietas.

Desplazamientos

La Figura 5.19 muestra los desplazamientos horizontales (a) y verticales (b) al final de la simulación del modelo Final 3. En la Figura 5.19a se observa que la

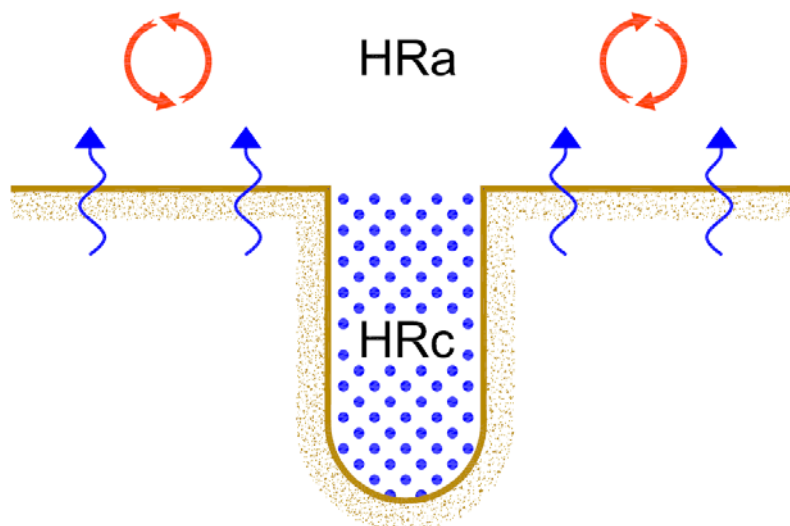


Figura 5.18. Modelo conceptual de evaporación con grietas en la superficie. HRa es la humedad relativa en el aire y HRc la humedad relativa en el interior de la grieta.

contracción lateral es de 10 mm en la parte inferior, 8 mm en el centro y 5 mm en el vértice superior. Según la Figura 5.19b, el descenso medio de la superficie es de 1 mm, excepto en el vértice superior derecho, que es de 3 mm. Los desplazamientos por retracción no han sido uniformes debido a la condición de contorno lateral en tensiones que se explica a continuación.

En la Figura 5.20 se muestran las condiciones de contorno en tensiones y desplazamientos del modelo Final 3. El contorno lateral tiene permitido el desplazamiento vertical y horizontal, y el contorno inferior el movimiento horizontal. En la superficie actúa la presión atmosférica. Inicialmente, la muestra es muy fluida y es necesario introducir una condición de contorno lateral en tensiones equivalente a la ley lineal de tensiones horizontales de la muestra. Para ello, se ha hecho una aproximación aplicando valores escalonados de tensión en la mitad de cada segmento en que se ha dividido el contorno lateral (Figura 5.20). Se han utilizado valores próximos a la ley lineal, pero se ha detectado que la convergencia de cálculo y las deformaciones son muy sensibles a los valores de tensión que se apliquen. Por este motivo, la deformación en el contorno lateral y superior no es homogénea. No obstante, la afectación al comportamiento TH es nula si la heterogeneidad de los desplazamientos se mantiene en niveles razonables.

En la Figura 5.21 se ha dibujado la evolución del desplazamiento horizontal del punto medio del contorno lateral (5 cm de altura), y el desplazamiento vertical del punto medio de la superficie. Nótese la pendiente del desplazamiento durante las primeras 100 h en los dos casos coincidiendo con el proceso de consolidación por peso propio y la contracción. No obstante, a causa de la condición de contorno lateral en tensiones, el punto medio de la superficie sufre un ligero ascenso al principio y después de las 100 h.

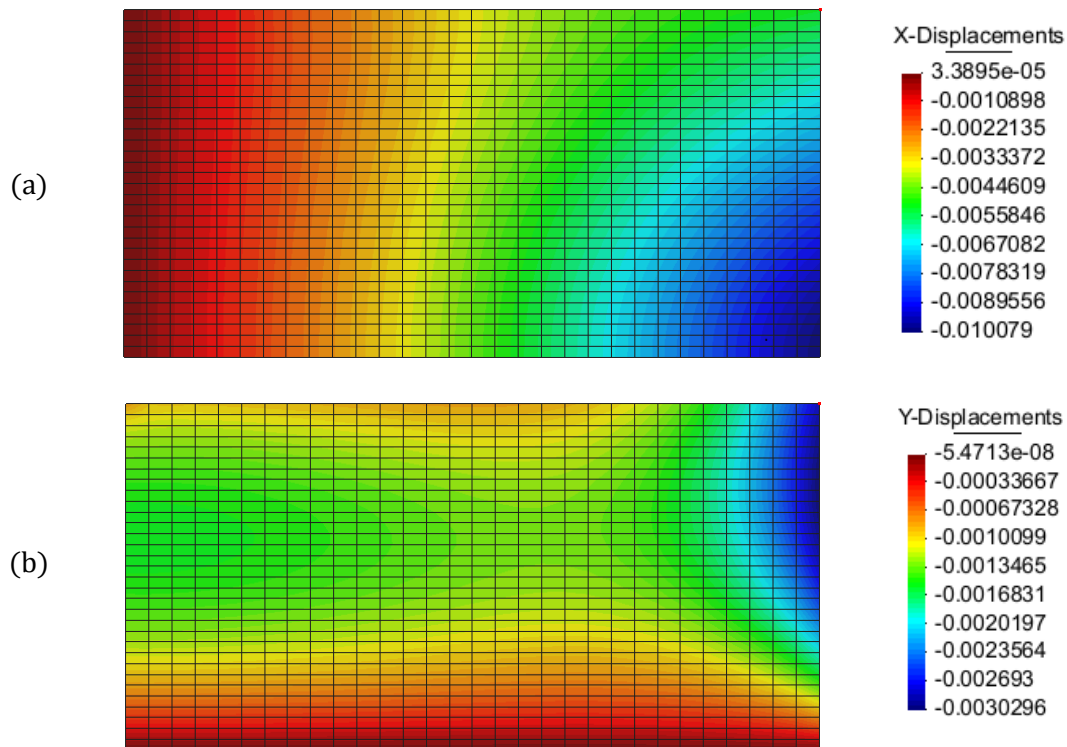


Figura 5.19. Desplazamientos finales del modelo Final 3: (a) desplazamientos horizontales y (b) desplazamientos verticales (m).

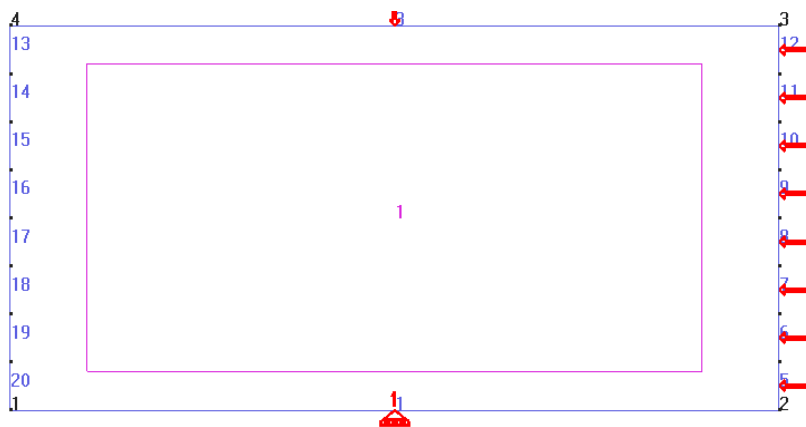


Figura 5.20. Condiciones de contorno en tensiones y desplazamientos del modelo Final 3. La arista izquierda es el eje de simetría.

Flujo convectivo y difusivo

Otro resultado interesante es cómo evolucionan los flujos advectivo y difusivo en el modelo Final 3 (Figura 5.22). Nótese cómo el flujo advectivo decrece rápidamente las primeras horas (consolidación) y progresivamente hasta las 300 h, momento en que domina el flujo difusivo. Luego, el flujo de vapor decrece hasta que no hay agua para evaporar. La transición de un flujo dominante a otro se produce con un grado de saturación de 0.5, valor a partir del cual la tortuosidad crece por encima de 1.

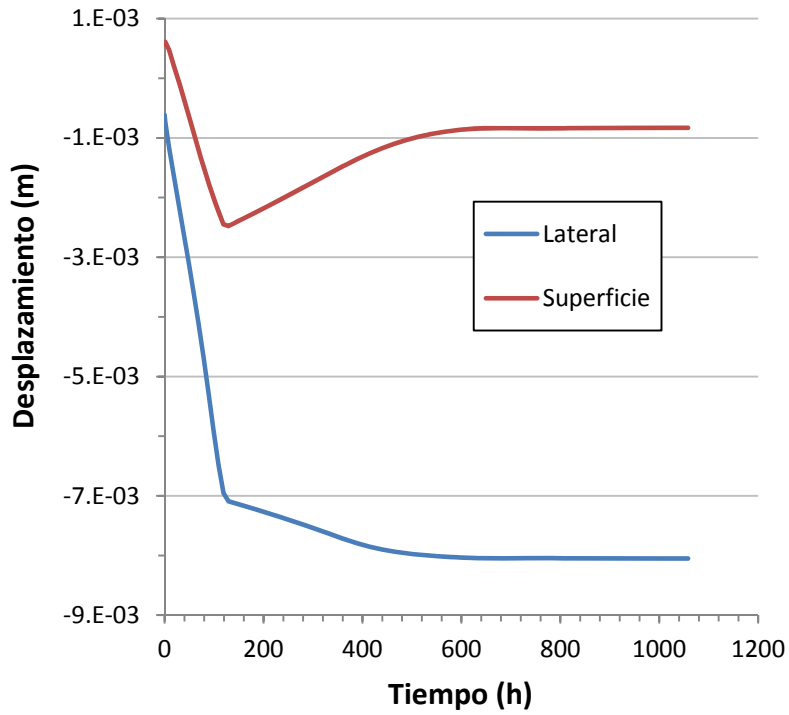


Figura 5.21. Condiciones de contorno en tensiones y desplazamientos del modelo Final 3. La arista izquierda es el eje de simetría.

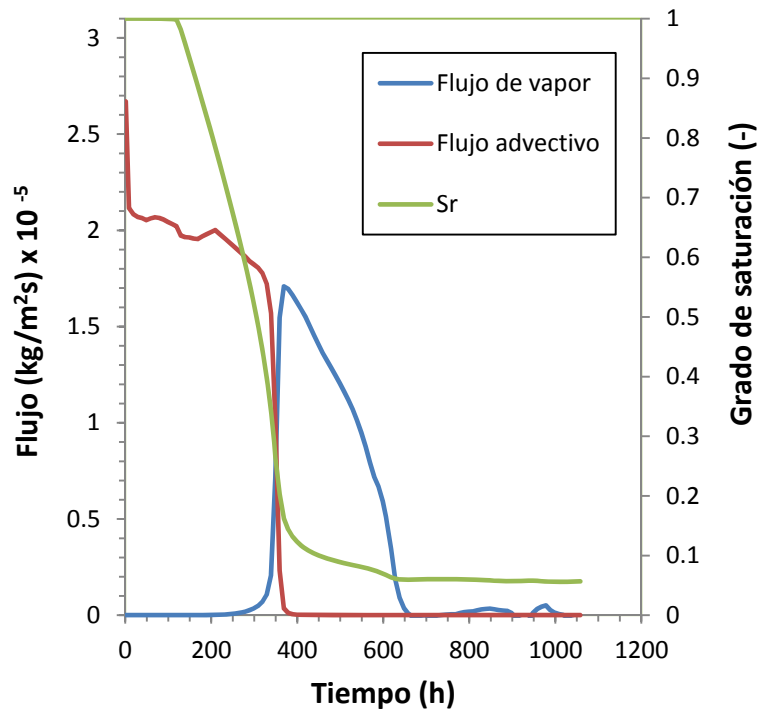


Figura 5.22. Evolución del flujo de agua líquida (convección), agua vapor (difusión) y grado de saturación (Sr) en el centro del contorno superior del modelo Final 3

5.7 Conclusiones

En este capítulo se ha hecho un resumen del ensayo de Lakshmikantha (2009) y se han analizado los resultados experimentales. También se muestra la evolución de las simulaciones numéricas (TH y THM) del ensayo y se explican los procesos que intervienen en la desecación.

Conclusiones por bloque

- **Bloque Estándar (TH):** un coeficiente de transferencia de vapor elevado equivale a imponer en la superficie las condiciones atmosféricas medidas a cierta altura. En consecuencia, el secado es excesivo y no hay fase 1 de evaporación con tasa constante. Si la tasa de evaporación es alta, la permeabilidad relativa en la zona superficial decrece rápidamente y se frena el flujo advectivo ascendente. Por otro lado, tasas de difusión molecular son insuficientes para reproducir la evaporación en presencia de viento. Finalmente, suponer la misma evaporación en la grieta y el contorno superior no es realista ni mejora el ajuste.
- **Bloque variables (TH):** la tortuosidad variable actúa como un factor de mejora de la difusión con el descenso del grado de saturación. Si se utiliza dicho factor, la evaporación continúa con tasa constante cuando el flujo advectivo deja de ser dominante y se capta la tendencia de las fases de evaporación. El ajuste se ha conseguido simulando la abertura progresiva de la grieta durante 8 días en la que se ha aplicado un valor de coeficiente de transferencia al vapor del 33% respecto a la superficie.
- **Bloque final (THM):** introducir el modelo mecánico reproduce los valores de succión próximos a cero durante los primeros cuatro días. Para ello, es necesario que el valor de los parámetros mecánicos simulen un proceso de consolidación por peso propio. En el caso de la superficie de estado escogida, el valor elevado de a_1 y el valor bajo del módulo mínimo k generan desplazamientos iniciales sin cambios en la tensión efectiva. El volumen de los poros decrece mientras se evapora agua y el suelo permanece saturado. Con la consolidación, parte del agua evapora rápidamente debido al flujo líquido hacia la superficie, se reduce el volumen de agua disponible para evaporar en horas posteriores y es necesario reducir el coeficiente de transferencia al vapor en la grieta para conseguir un buen ajuste. En promedio, el valor de coeficiente de transferencia aplicado en el lateral es, aproximadamente, un 4% del de la superficie.

Conclusiones generales

Es necesario considerar el efecto del viento en el coeficiente de transferencia para obtener valores realistas de evaporación.

La evaporación a través de las grietas es prácticamente nula. El modelo

conceptual propuesto supone que la atmósfera en el interior de la grieta posee una humedad relativa elevada, por lo que el gradiente de evaporación es próximo a cero. En ensayos futuros es necesario medir la humedad relativa, temperatura y velocidad de viento en el interior de las grietas para confirmar esta hipótesis.

Para reproducir la desecación de muestras de suelo muy fluidas es necesario resolver el problema mecánico para simular la consolidación por peso propio, responsable de que el suelo permanezca saturado los primeros días. El peso propio genera sobrepresión de agua, aumenta el flujo advectivo y se reduce el volumen de poros mientras el suelo permanece saturado. En ensayos futuros, se recomienda obtener parámetros mecánicos de las muestras de suelo fluidas para mejorar el ajuste. Para ello también es necesario hacer mediciones de los desplazamientos durante la desecación.

Para reproducir las fases de evaporación es necesario usar un factor de mejora a la difusión. Dicho factor podría indicar que los modelos numéricos continuos no reproducen bien la heterogeneidad de los poros. En la línea de otros estudios (Lehmann et al. 2008; Shokri et al. 2009b; Shahræeni et al. 2012), se estaría infravalorando el flujo advectivo que suministra agua líquida a la superficie por parte de los poros más pequeños. En simulaciones futuras, se recomienda probar curvas de retención de doble porosidad para comprobar la necesidad del factor de mejora. De este modo, para un determinado grado de saturación, el aumento de la succión generaría más gradiente advectivo con una reducción menos pronunciada de la permeabilidad relativa.

Capítulo 6

Modelo THM de un ensayo de campo: comparación entre medidas locales y meteorológicas

6.1 Introducción

En este capítulo se presentan modelos termohidromecánicos (THM) que reproducen los diez primeros días de un ensayo de desecación en condiciones ambientales reales. Los modelos se han calculado con el programa de elementos finitos CODE_BRIGTH de dos formas distintas:

1. **Enfoque convencional:** las variables atmosféricas medidas localmente se han transformado en valores de condición de contorno y CODE_BRIGTH calcula los flujos de calor latente, sensible y calor en el suelo.
2. **Enfoque meteorológico:** a partir de un modelo meteorológico a mesoescala (decenas de kilómetros) se obtienen los valores de flujo de vapor, calor sensible y precipitación que se introducen directamente como condición de contorno.

En primer lugar se ha ajustado, con el enfoque convencional, un modelo a las medidas registradas por los sensores en el interior del suelo. Posteriormente, el mismo modelo se ha calculado utilizando los valores meteorológicos de flujo con el enfoque meteorológico.

El ensayo de desecación se ha realizado en el parque Agrópolis de la UPC. Las medidas del ensayo se han obtenido por comunicación personal con la doctoranda Josbel Andreina Cordero Arias. La preparación y ejecución del ensayo y la interpretación de los resultados es el núcleo de su tesis doctoral (Cordero 2018;

Capítulo 6. Modelo THM de un ensayo de campo: comparación entre medidas locales y meteorológicas.

Cordero et al. 2018), actualmente en proceso de redacción. No obstante, para mayor claridad, se hace un resumen del ensayo y una interpretación de los resultados experimentales. El intervalo de tiempo de las simulaciones es de los 10 primeros días por dos motivos: (1) la muestra de suelo es homogénea al inicio del ensayo y (2) el elevado coste computacional para la obtención de los flujos meteorológicos. Los flujos se han obtenido con el modelo de simulación atmosférica WRF-ARW (Skamarock et al. 2008) gracias a la colaboración del Dr. en Física David Pino, profesor del departamento de Física de la UPC.

Los objetivos principales perseguidos en este capítulo son:

1. Aplicar el método para simular la desecación en condiciones de laboratorio del capítulo 5 a un ensayo de campo en condiciones reales y comprobar su validez.
2. Identificar los fenómenos que no se pueden reproducir.
3. Comprobar la validez de los flujos atmosféricos a gran escala para simular el comportamiento de la desecación en un lugar concreto.

El capítulo se ha estructurado en ocho apartados. En el segundo apartado se resume el ensayo de campo. En el tercero se muestran e interpretan las medidas experimentales. El cuarto describe las características comunes del modelo. En el quinto y sexto apartado se explica cómo se han obtenido y aplicado las condiciones de contorno para el cálculo del enfoque convencional y meteorológico, respectivamente. En el séptimo se muestran e interpretan los resultados obtenidos. El último apartado contiene las conclusiones del capítulo.

6.2 Materiales y ensayo

El ensayo consistió en la desecación de una muestra de 4.5 m³ de suelo en condiciones ambientales reales. El material utilizado se ha obtenido del parque Agrópolis de la UPC, en el término municipal de Viladecans (Baix Llobregat), lugar donde ha transcurrido el ensayo. En este apartado se muestra un resumen de los materiales utilizados en el ensayo y las medidas obtenidas.

6.2.1 Materiales

Propiedades básicas del suelo

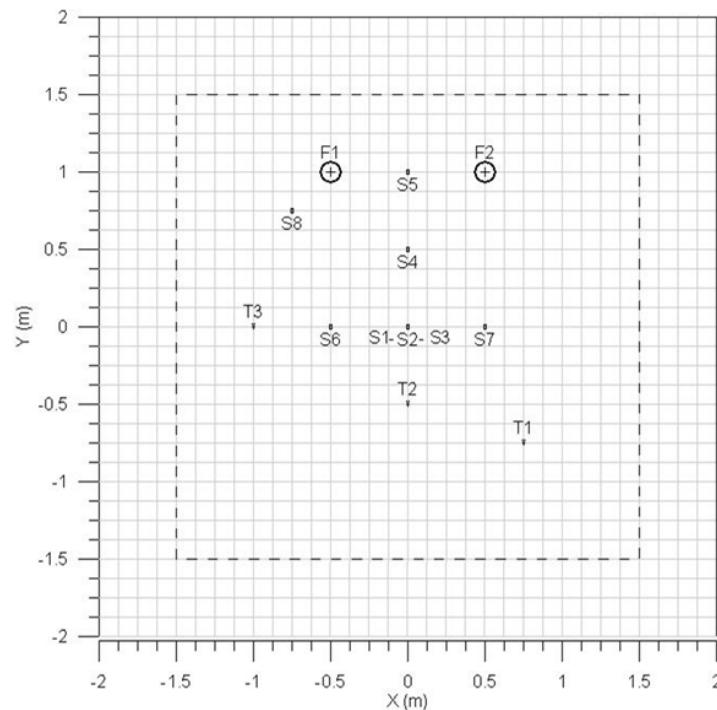
El suelo es una arcilla de bajo límite líquido (CL) obtenida por tamizado de material proveniente de excavaciones de la zona. Su composición y parámetros principales se muestran en la Tabla 6.1.

Preparación e instrumentación de la muestra

El suelo se tamizó hasta obtener un tamaño máximo de partícula de 2 mm. El

Tabla 6.1. Propiedades básicas del suelo arcilloso de Agrópolis

Parámetro	Valor experimental
contenido de arena	48.3%
contenido de limo	42.1%
contenido de arcilla	9.60%
ρ_s (densidad partículas sólidas)	2.71 g/cm ³
w_L (límite líquido)	28.9%
w_P (límite plástico)	16.5%
PI (índice de plasticidad)	16%

**Figura 6.1.** Localización en planta de los sensores en la cubeta

material resultante se mezcló con agua corriente en un camión hormigonera hasta formar una pasta homogénea y muy fluida. La mezcla se vertió sobre una cubeta cuadrada de PVC, de 3 m de lado y 0.5 m de altura, fabricada para el ensayo y que contenía distintos sensores. En la Figura 6.1 se muestra la localización de los sensores en planta y en la Tabla 6.2 la profundidad de cada uno de ellos.

Los sensores S1 a S8 corresponden a los dispositivos MPS-6 Decagon, que miden la succión (9 a 100.000 kPa) y la temperatura (-40 a 60 °C). Los sensores T1 a T3 son los dispositivos 5TE Decagon, que miden la conductividad eléctrica (0 a 23 dS/m), el contenido volumétrico de agua (0 a 100%) y la temperatura (-40 a 60 °C). Los sensores F1 y F2 corresponden a las placas HFP01SC, que miden el flujo de calor en el suelo ($\pm 2000 \text{ W m}^{-2}$). Todos los sensores se situaron y fijaron a través de conductos de PVC previstos en la cubeta (Figura 6.2). La superficie inferior se cubrió con varias capas de geotextil por dos motivos: (1) evitar la

Capítulo 6. Modelo THM de un ensayo de campo: comparación entre medidas locales y meteorológicas.

Tabla 6.2. Profundidad de los sensores en el interior del suelo

Sensor	Profundidad (cm)
F1, F2	10
T1, S1, S8	15
T2, S2, S4, S5	25
T3, S6, S3, S7	40

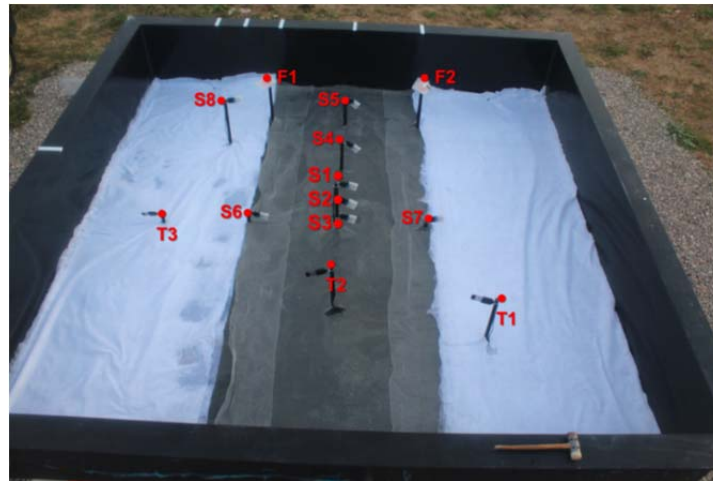


Figura 6.2. Imagen de los sensores en el interior de la cubeta y el geotextil cubriendo la superficie inferior.

pérdida de material en caso de abrir 4 tapones de drenaje instalados en las esquinas inferiores y (2) homogeneizar la presión de agua en el contorno inferior. El geotextil se saturó antes de verter el material suelo para que no absorbiese su humedad.

6.2.2 Ensayo de desecación

La Figura 6.3 muestra la localización de la zona de ensayo (Agrópolis), situada a 2 km en perpendicular a la línea de costa. La figura también muestra la localización de la estación meteorológica de Viladecans, situada a 1.3 km del ensayo, que ha servido de apoyo de las medidas atmosféricas. El ensayo comenzó el 17 de enero de 2015 a la 11:00 a. m. y se prolongó durante un año.

La Figura 6.4 es una imagen del conjunto de elementos que forman la base de la cubeta. Primero se construyó una losa de 3x3x0.5 m de hormigón armado para reducir posibles asientos diferenciales. Sobre ella se colocaron 4 placas metálicas con 4 células de carga 350i de Utilcell (0.5 a 5000 kg). El control de la humedad gravimétrica en la muestra de suelo se ha hecho con la medida de la variación de su peso. Cada par de células se unieron con 2 perfiles metálicos IPN-200 sobre los que se distribuyeron otros 7. El conjunto se dimensionó para que la flecha máxima de la cubeta entre perfiles no superase los 4 mm.



Figura 6.3. Localización del parque Agrópolis y la estación meteorológica de Viladecans.



Figura 6.4. Base de la cubeta formada por losa, células de carga y perfiles metálicos

En la Figura 6.5 se muestra el equipamiento externo a la cubeta para medir las variables atmosféricas y hacer fotografías de la superficie. Se instaló un reflectómetro experimental en colaboración con la Escuela de Telecomunicaciones de la UPC para medir de forma indirecta la humedad superficial del suelo. No obstante, los resultados no fueron satisfactorios. La temperatura de la superficie se midió indirectamente con un termómetro infrarrojo IR120 de Campbell (-25 a 60 °C). Una cámara digital Canon EOS 1200D fotografió la superficie de la muestra para observar la evolución del agrietamiento. En una esquina de la cubeta se colocó un sensor VP3 Decagon a 2 cm de altura y otro sensor VP3 y un anemómetro Davis Cup Decagon a 10 cm de altura. El VP3 mide temperatura (-40 a 80 °C), humedad relativa y presión de vapor del aire (0 a 47 kPa). El anemómetro mide la velocidad del viento (0 a 58 m s⁻¹) y su dirección (0 a 360°). Los laterales de la cubeta se cubrieron con lona azul de rafia sintética para reducir el efecto de la radiación sobre las paredes. El registro de las medidas de todos los sensores (internos y externos) se programó para almacenarse cada hora de forma automática en un sistema externo ubicado en el interior de una caja estanca.

Además de la instrumentación externa a la cubeta, la estación meteorológica de Viladecans (Figura 6.6) sirvió de apoyo para la obtención de datos de

Capítulo 6. Modelo THM de un ensayo de campo: comparación entre medidas locales y meteorológicas.

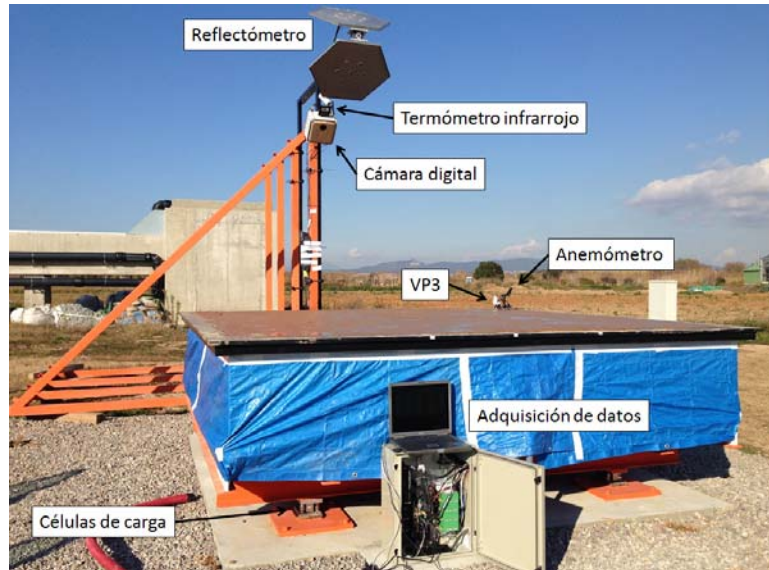


Figura 6.5. Instrumentación externa a la cubeta.



Figura 6.6. Estación meteorológica de Viladecans: (1) piranómetro para medir la radiación global, (2) anemómetro, (3) pluviómetro e (4) higrometro.

precipitación (mm), velocidad del viento (m s^{-1}) y temperatura ($^{\circ}\text{C}$) a 2 m de altura, radiación solar global (W m^{-2}) y humedad relativa del aire.

6.3 Interpretación de los resultados experimentales

En este apartado se hace un análisis de los datos obtenidos durante los 10 primeros días de ensayo. Las conclusiones que se desprenden del análisis se han tenido en cuenta para la elaboración de los modelos y detectar discrepancias con las medidas reales.



Figura 6.7. Superficie del suelo: (a) inicio del ensayo, (b) día 10

6.3.1 Estado de la muestra

En la Figura 6.7 se muestra (a) la superficie del suelo al inicio del ensayo y (b) a los 10 días. Al inicio se observa un brillo en la superficie, que indica la presencia de agua, en comparación con el aspecto mate a los 10 días. No se detectaron grietas en este periodo y las líneas en la superficie a los 10 días son huellas de aves o insectos.

Durante las primeras horas del ensayo se derramó agua por los bordes superiores de la cubeta debido a un flujo constante de agua líquida hacia la superficie. Este flujo indica dos fenómenos: (1) un proceso inicial de consolidación por peso propio y (2) la pérdida de masa de agua por flujo de agua líquida y no por evaporación. Al final del primer día el descenso de la superficie fue de aproximadamente 1 cm, por lo que parte del agua se quedó acumulada sobre la superficie. El estancamiento del agua sobre la muestra es importante porque incrementa el peso medido por las células de carga sin que signifique un aumento de la humedad en el suelo en caso de lluvia o condensación. El primer mes de ensayo se midió un descenso de la superficie de 5 cm. En consecuencia, las lluvias durante los 10 días también produjeron una lámina de agua de espesor variable por encima de la muestra.

6.3.2 Medidas de los sensores atmosféricos

En la Figura 6.8 se observa la evolución de la humedad relativa (HR) a 2 y 10 cm por encima de la muestra y a 2 m de altura (aprox.) en la estación meteorológica. Se supone que la HR medida por la estación es similar a la de la zona de ensayo. El valor medio a 2 cm es del 97.4%, a 10 cm es del 68.3% y del 63.7% a 2 m. A 10 cm destacan 4 intervalos con HR próxima o superior al 90% que debería producir una evaporación casi nula en los modelos.

En la Figura 6.9 se presenta la evolución de la precipitación (P ; $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) registrada por la estación meteorológica durante los 10 días. Toda la lluvia se centra entre las 33 y 61 h. En este intervalo, no se registró precipitación durante 9 horas. Nótese cómo la lluvia coincide con los valores máximos de HR (Figura 6.8).

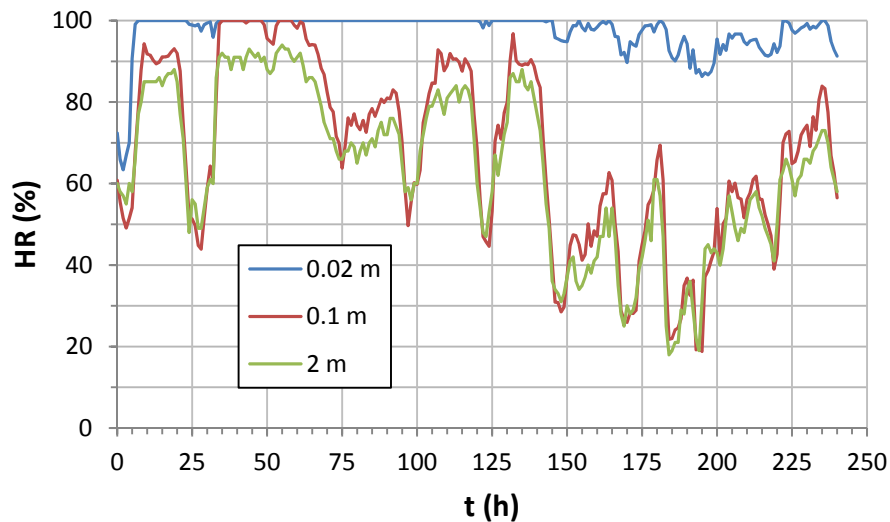


Figura 6.8. Humedad relativa del aire a 2 y 10 cm por encima de la muestra y a 2 m en la estación meteorológica.

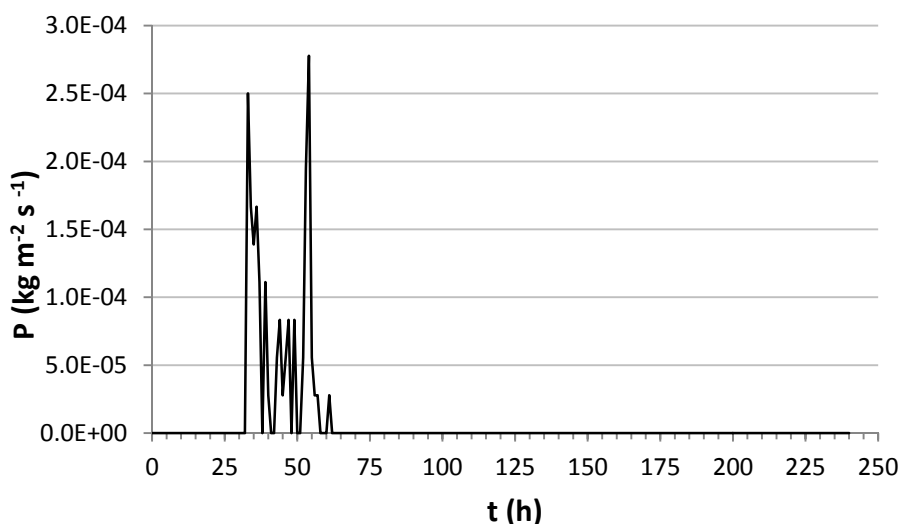


Figura 6.9. Precipitación registrada por la estación meteorológica

Debido al descenso de la superficie de la muestra y a la ausencia de grietas, durante la lluvia y en horas posteriores hasta su secado se acumuló agua entre la muestra y el borde superior de la cubeta. Por lo tanto, la evaporación en los modelos debería ser nula en este periodo de tiempo.

En la Figura 6.10 se ha dibujado la velocidad media del viento (\bar{U} ; m s^{-1}). El valor medio a 10 cm por encima de la cubeta es de 1.72, y a 2 m de altura (estación meteorológica) el valor medio es de 1.52. La diferencia entre valores medios es pequeña, pero aumenta según el intervalo de tiempo. En superficies extensas sin obstáculos de envergadura la velocidad a 2 m debería ser mayor, pero en este caso se trata de vientos diferentes. Agrópolis y la estación meteorológica están

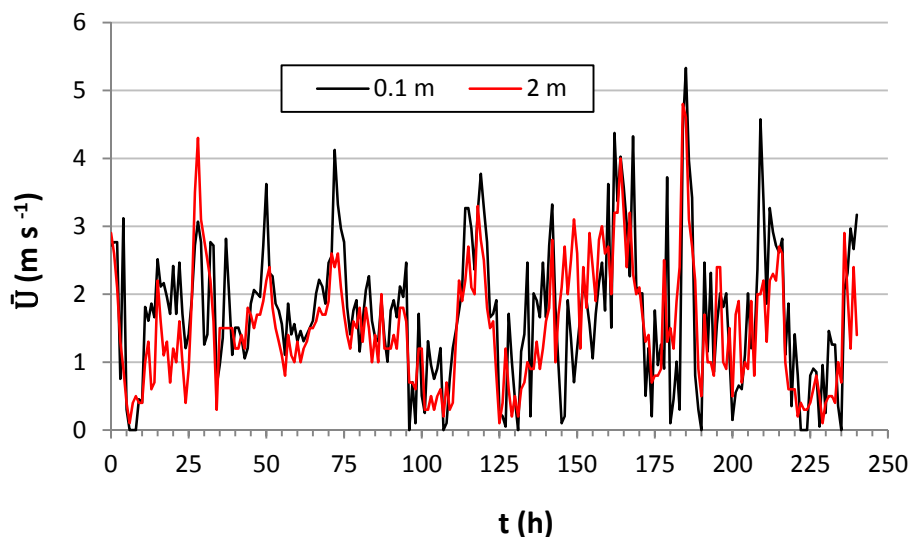


Figura 6.10. Valores medios de viento a 10 cm sobre la muestra (sensor VP3) y a 2 m de altura (estación meteorológica).

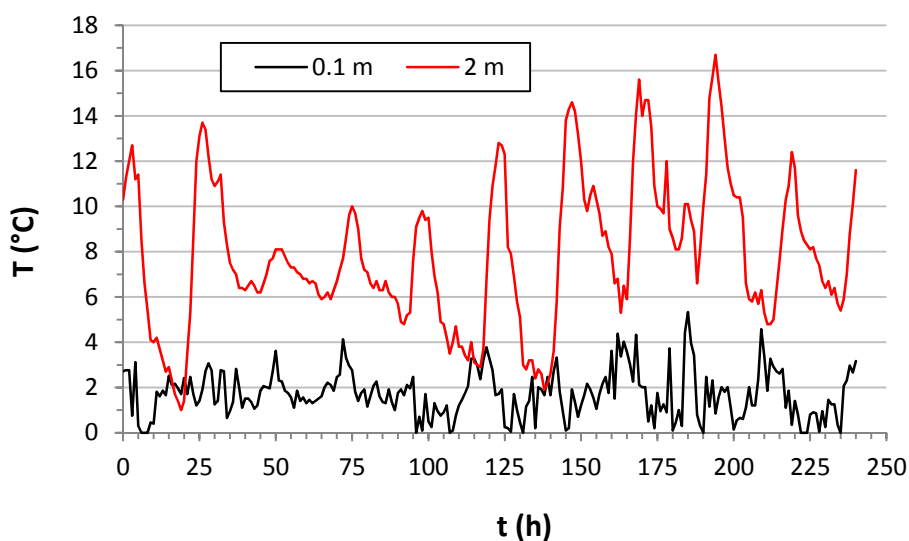


Figura 6.11. Valores de temperatura a 10 cm sobre la muestra (sensor VP3) y a 2 m de altura (estación meteorológica).

separadas y además la cubeta obstaculiza al viento por estar elevada respecto del suelo. Con estos condicionantes, no es raro que a 10 cm los valores sean superiores que a 2 m. Por lo tanto, en los modelos ha sido necesario comprobar qué valores de viento se ajustan mejor para reproducir la desecación.

En la Figura 6.11 se representa la evolución de la temperatura a 10 cm sobre la muestra (Agrópolis) y a 2 m de altura (estación meteorológica). Estos valores se han utilizado para obtener la condición de contorno en términos de fracción másica de vapor y densidad del aire en las 2 alturas.

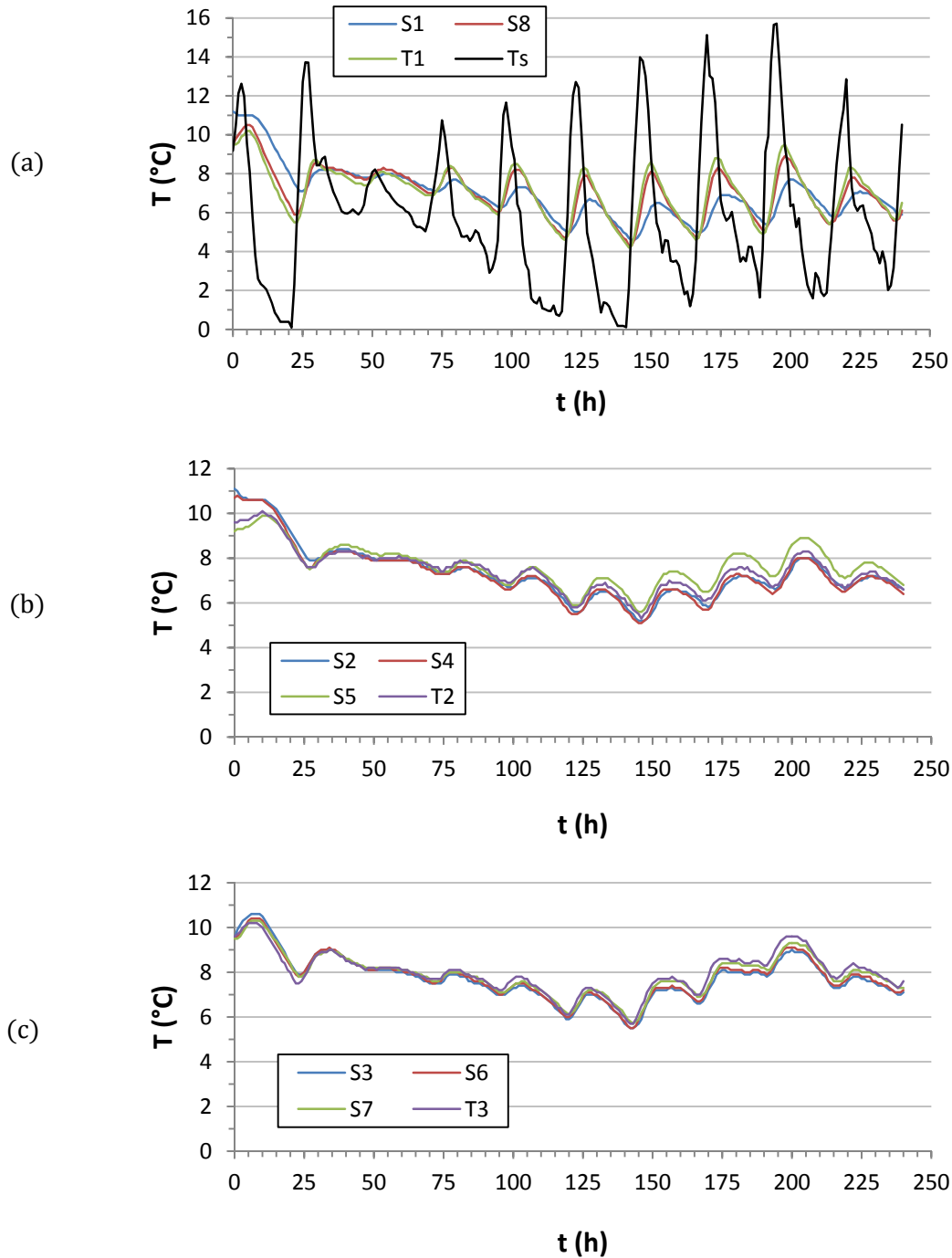


Figura 6.12. Temperatura de la muestra en profundidad: (a) 15 cm, (b) 25 cm y (c) 40 cm. La figura (a) también contiene la temperatura en la superficie T_s .

6.3.3 Medidas de los sensores de la muestra

En la Figura 6.12 se muestra la evolución de la temperatura a distintas profundidades: (a) 15 cm, (b) 25 cm y (c) 40 cm. Los valores en cada profundidad son similares y el ciclo día-noche se nota en los valores máximos y mínimos. Los picos se atenúan con la profundidad y tienen un desfase debido a la conductividad térmica del suelo. En la Figura 6.12a también se ha dibujado la temperatura en la

6.3. Interpretación de los resultados experimentales

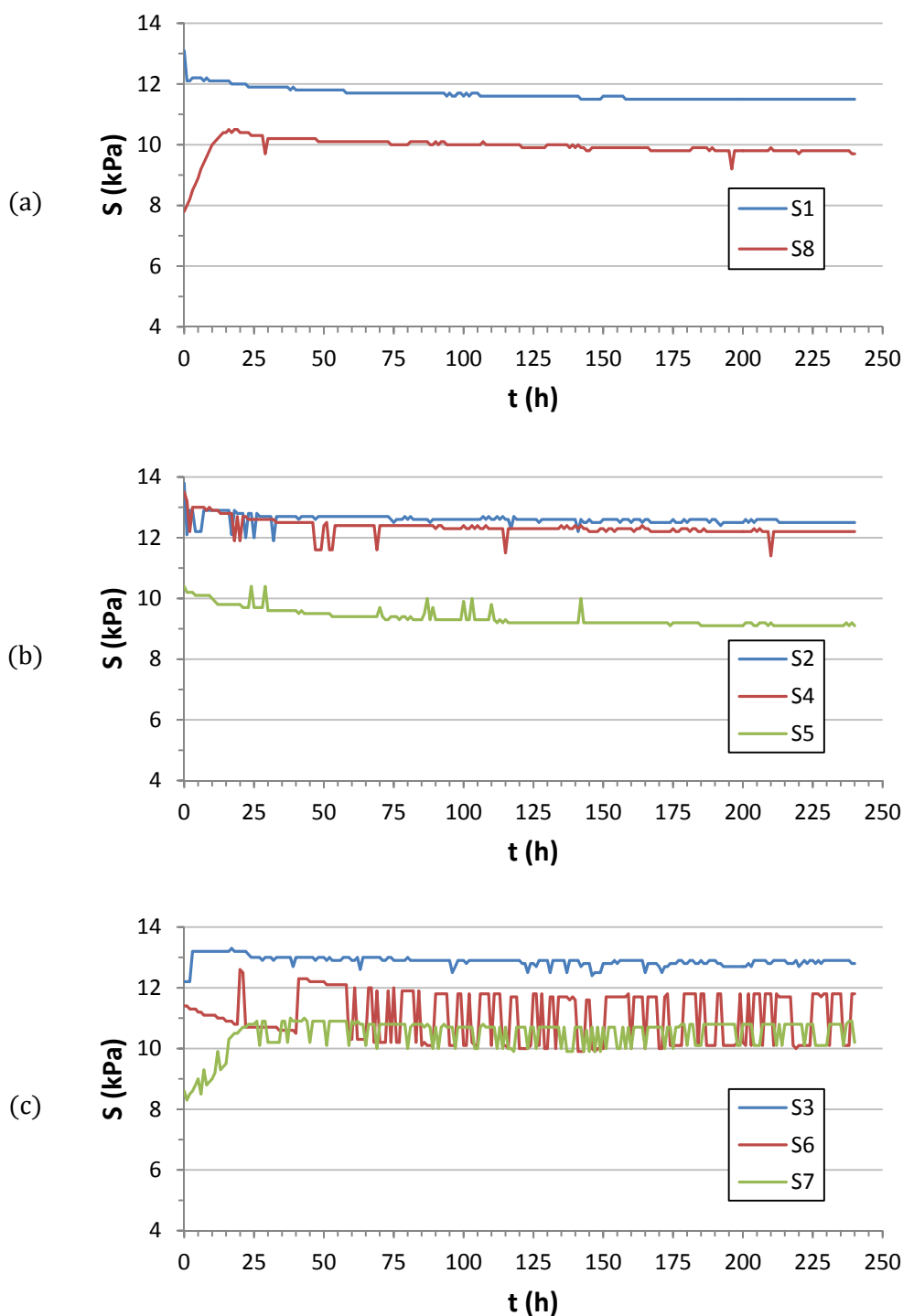


Figura 6.13. Succión en la muestra en profundidad: (a) 15 cm, (b) 25 cm y (c) 40 cm

superficie T_s . Nótese el desfase horario de los picos entre la superficie y los 15 cm. El pico en la superficie a las 50 h es menor debido a las lluvias. Destacan 3 episodios de temperaturas por debajo de los 2°C entre las 10-20 h, 105-120 h y 130-145 h, que coinciden con valores de HR alta.

En la Figura 6.13 se presenta la evolución de la succión a distintas profundidades: (a) 15 cm, (b) 25 cm y (c) 40 cm.

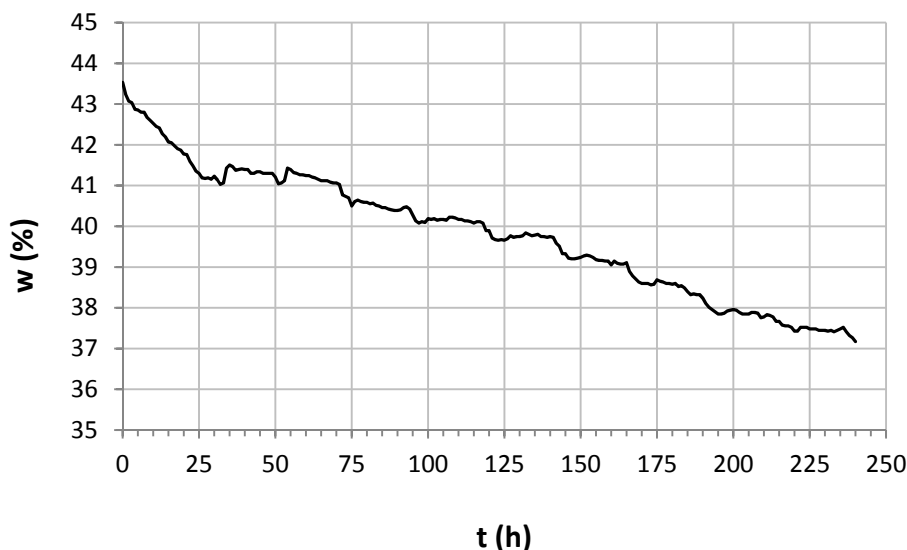


Figura 6.14. Evolución de la humedad gravimétrica de la muestra

Todos los valores de la Figura 6.13 tienden a permanecer constantes y próximos al mínimo que registran los sensores (9 kPa). Por lo tanto, las medidas no son fiables y no reflejan la succión real en el interior del suelo. A los 30 días de ensayo se hizo una medida manual de la succión con un tensiómetro T5X a 5 cm de profundidad que dio un valor de 2 kPa. Se deduce, entonces, que el suelo estuvo prácticamente saturado durante los 10 primeros días y la succión en los modelos debería seguir una tendencia horizontal con valor prácticamente nulo.

La Figura 6.14 representa la evolución de la humedad gravimétrica de la muestra. El valor inicial es 43.5%, obtenido de muestras secadas en horno, y el valor final es de aproximadamente 37%. Ambos por encima del límite líquido (Tabla 6.1). Durante las primeras 30 h se observa una pérdida de humedad aproximadamente lineal a pesar de las bajas temperaturas. Tal y como se ha comentado, la pendiente inicial se debe a una derrame por encima de la cubeta de agua proveniente del interior del suelo. No se trata de un proceso de evaporación, sino de un proceso de consolidación por peso propio. A las 30 h se observa un aumento de humedad seguido de evaporación casi nula hasta las 60 h por las lluvias. Entre las 100 y 120 h y las 125 y 140 h también se observa una evaporación casi nula debido a la HR elevada y las bajas temperaturas. Sin tener en cuenta las primeras 30 h, la tendencia es más o menos lineal con aumentos periódicos de humedad y otros puntuales. La causa de estos picos locales podría estar en el estancamiento de agua en la superficie debido al rocío de la mañana, ganancia de humedad durante la noche, aves que se posaron sobre la superficie, rachas de viento que afectan al peso y actuaciones sobre la cubeta.

Por último, la Figura 6.15 muestra el contenido volumétrico de agua θ de los sensores T1 a T3. Nótese cómo las medidas a 40 cm de profundidad son inferiores a las de 15 cm y superiores a las de 25 cm. Solo a partir de los 30 días, el contenido volumétrico de agua aumenta con la profundidad (Cordero 2018). Esta gráfica es

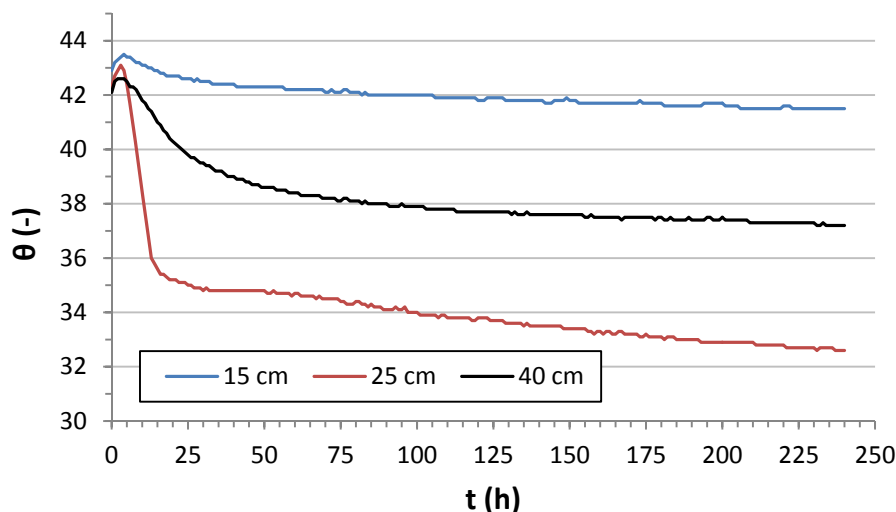


Figura 6.15. Evolución del contenido volumétrico de agua a distintas profundidades (sensores 5TE Decagon).

aparentemente anómala, dado que el contenido de agua en profundidad debería ser mayor. A continuación se describe las posibles causas.

Suponiendo que la muestra estuvo saturada durante los primeros días, el contenido volumétrico de agua es equivalente a la porosidad. En un proceso de sedimentación de una mezcla muy fluida, la deposición del sedimento hace que el material comience a acumularse en profundidad. Mientras tanto, el material situado por encima del frente de sedimentación sigue comportándose como un fluido sin tensión efectiva (Oliveira and Van Zyl 2006; Ito and Azam 2013). Además, sobre la superficie hubo agua estancada, ya sea proveniente de precipitación o del flujo advectivo interno, que retrasó el inicio de la retracción por desecación en el suelo. Por lo tanto, no es extraño que a 15 cm de profundidad el contenido de agua sea mayor. El problema es interpretar cómo el contenido volumétrico del sensor inferior (40 cm) es superior al del sensor intermedio (25 cm).

En primer lugar hay que tener en cuenta que, debido a la deformación de la muestra, el punto del suelo en el que se mide el contenido volumétrico no es fijo. Por consiguiente, se pueden tener fenómenos asociados a grandes deformaciones, tales como cambios bruscos en la porosidad que producen heterogeneidad o el efecto barrera del sensor durante el descenso del material. En segundo lugar, los sensores de contenido volumétrico tienen distinta ubicación en planta (Figura 6.1), lo que podría explicar diferencias en la distribución y las propiedades del material suelo. En tercer lugar, burbujas de aire provenientes del interior de la mezcla o del geotextil de la base podrían haberse quedado atrapadas. En quinto lugar, fenómenos de tubificación en el que se forman canales preferentes de agua se han observado en fluidos sedimentarios (Nam et al. 2008). Por último, aunque menos probable, un problema con la estanqueidad de los tapones inferiores de drenaje o

un exceso de agua acumulada en el geotextil podrían ser la causa. En cualquier caso, la explicación de que en la Figura 6.15 el contenido volumétrico a 40 cm de profundidad sea superior que al de 25 cm no es evidente.

6.4 Modelización del ensayo: características comunes

En este apartado se describen las características que comparten los modelos calculados. La única diferencia entre el enfoque convencional y el meteorológico consiste en las condiciones de contorno aplicadas. Por este motivo, cada condición de contorno se explica en apartados distintos. Información relativa a la formulación y al significado de las ecuaciones constitutivas puede consultarse en el apartado 4.2.2 o 5.4.4.

6.4.1 Parámetros iniciales de la muestra

A partir de la humedad gravimétrica inicial del 43.5%, medida con horno en laboratorio, se ha obtenido la porosidad inicial de la muestra con la relación

$$e_0 = \frac{V_h}{V_s} = \frac{V_w}{V_s} = \frac{\gamma_s w_0}{\gamma_w} = 1.2 \quad (6.1)$$

donde V_h es el volumen de poros, V_s el volumen de las partículas sólidas, V_w el volumen de agua, γ_s el peso específico de las partículas sólidas (27.1 kN m⁻³; Tabla 6.1) y γ_w el peso específico del agua (9.8 kN m⁻³). A partir de este valor, se obtiene que la porosidad inicial es

$$\phi_0 = \frac{e_0}{1 + e_0} = 0.55 \quad (6.2)$$

y el peso específico natural γ_n (kN m⁻³) al inicio del ensayo es

$$\gamma_n = \frac{W_T}{V_T} = \frac{W_w + W_s}{1 + e_0} = \frac{\gamma_s w_0 + \gamma_s}{1 + e_0} = 17.65 \quad (6.3)$$

La temperatura inicial en todos los modelos ha sido de 10 °C.

6.4.2 Ecuaciones de balance y geometría

Se han calculado modelos TH y THM que se mostrarán en el apartado de resultados. En todos los modelos se ha resuelto la ecuación de balance de la masa de agua y la ecuación de balance de la energía. Las incógnitas asociadas son la presión de líquido P_l y la temperatura T , respectivamente. La presión de gas se ha supuesto constante e igual a la atmosférica ($P_g = 0.1$ MPa), pero se ha permitido la

difusión de vapor.

En relación a la geometría y la malla, los modelos son axisimétricos de 10×50 cm (largo-alto) con una malla regular de 30×50 elementos con concentración en el contorno superior. La geometría representa un cilindro de la zona central de la muestra del ensayo. Debido a la ausencia de grietas y a la escasa contracción lateral del suelo durante los 10 primeros días, en ningún caso se han considerado condiciones de contorno laterales hidráulicas ni mecánicas. Por lo tanto, el comportamiento representado es unidimensional. En todos los modelos el tiempo de cálculo ha sido de 241 h.

6.4.3 Ecuaciones constitutivas

A continuación se exponen las ecuaciones constitutivas y el valor de los parámetros utilizados en los modelos.

Curva de retención

Para representar la relación entre la succión ($P_g - P_l$) y el grado de saturación S_l de la muestra durante el secado se ha escogido el modelo de van Genuchten (1980)

$$S_e = \frac{S_l - S_{rl}}{S_{ls} - S_{rl}} = \left[1 + \left(\frac{P_g - P_l}{P} \right)^{\frac{1}{1-\lambda}} \right]^{-\lambda} ; P = P_0 \frac{\sigma}{\sigma_0} \quad (6.4)$$

donde $\sigma_0 = 0.072 \text{ N m}^{-1}$ a $20 \text{ }^\circ\text{C}$, $S_{rl} = 0$ y $S_{ls} = 1$. El valor de los parámetros de ajuste λ y P_0 se han obtenido por ajuste de la curva de retención experimental de Cordero (2018) para un índice de poros $e = 1.24$, cercano al inicial del ensayo (Ecuación 6.1). En la Figura 6.16 se muestra la curva de retención experimental con dos ajustes efectuados: VG-1 y VG-2.

El ajuste VG-1 ofrece parámetros de la curva de retención que engloba a todos los puntos experimentales. VG-2 se limita a los puntos comprendidos entre el 60 y el 100% del grado de saturación porque no se prevé que la simulación alcance un grado de saturación inferior al 60%. Los dos ajustes se han utilizado para comprobar cuál ofrece resultados más próximos a las medidas experimentales, siendo VG-2 el escogido para representar los resultados. Los valores de ajuste se indican en la Tabla 6.3

Permeabilidad relativa

El modelo utilizado es el de van Genuchten (1980) según la ecuación

$$k_{rl} = \sqrt{S_e} \left[1 - (1 - S_e^{1/\lambda})^\lambda \right]^2 \quad (6.5)$$

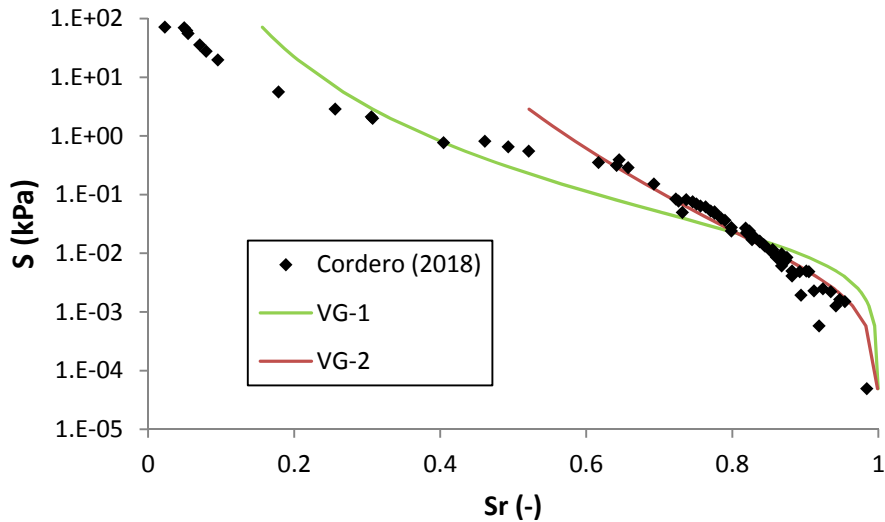


Figura 6.16. Curva de retención experimental (Cordero 2018) y ajustes VG-1 y VG-2

Tabla 6.3. Valores de ajuste representativos de la curva de retención

Curva de retención	Valores de ajuste
VG-1	$P_0 = 0.0104$; $\lambda = 0.1735$
VG-2	$P_0 = 0.0022$; $\lambda = 0.0833$

donde S_e es el grado de saturación efectiva que proporciona la curva de retención y λ es el mismo parámetro de ajuste de dicha curva. En algunos modelos también se ha utilizado una ley cúbica de la permeabilidad relativa $k_{rl} = S_e^3$, pero no se han detectado diferencias significativas.

Permeabilidad intrínseca

Se ha optado por el modelo de Kozeny que incorpora CODE_BRIGHT y que viene dado por la ecuación

$$\mathbf{k} = \mathbf{k}_0 \frac{\phi^3(1 - \phi_0)^2}{(1 - \phi)^2\phi_0^3} \quad (6.6)$$

donde ϕ es la porosidad del suelo y \mathbf{k}_0 la matriz de permeabilidad intrínseca para el valor de porosidad de referencia $\phi_0 = 0.55$ (6.2). El valor de permeabilidad intrínseca en los modelos se ha obtenido a partir de la conductividad hidráulica calculada para el suelo de Agrópolis de Oorthuis et al. (2018) con un índice de poros $e_0 = 1.2$ (Tabla 6.4).

Ley de Fick

El flujo difusivo de vapor se ha calculado con la ley de Fick mediante la ecuación

Tabla 6.4. Valor de permeabilidad intrínseca

Fuente	Conductividad hidráulica (m ²)	k ₀ (m ²)
Oorthuis et al. (2018)	1 × 10 ⁻⁵	1 × 10 ⁻¹²

Tabla 6.5. Función de tortuosidad y valores adoptados

Tipo de tortuosidad	Función	A	m
Variable	$\tau = A(1 - S_l)^m$	8	3

Tabla 6.6. Valores de conductividad térmica saturada y seca en los modelos

Conductividad térmica	Valor (W m ⁻¹ K ⁻¹)
Saturada (λ_{sat})	1.448
Seca (λ_{dry})	0.243

$$\mathbf{i}_g^w = -\mathbf{D}_g^w \nabla \omega_g^w = -(\phi \rho_g S_g \tau D_m^w \mathbf{I}) \nabla \omega_g^w \quad (6.7)$$

donde \mathbf{D}_g^w es el tensor de dispersión, ϕ la porosidad (-), ρ_g la densidad del aire (kg m⁻³), S_g el grado de saturación de la fase gas (-), τ la tortuosidad (-), \mathbf{I} la matriz identidad, ω_g^w la fracción másica de vapor de agua en el aire (-) y D_m^w (m² s⁻¹) es el coeficiente de dispersión de la difusión molecular del vapor en el aire

$$D_m^w = 5.9 \times 10^{-12} \frac{(273.15 + T)^{2.3}}{P_g} \quad (6.8)$$

Para la tortuosidad τ (-) se ha utilizado la función que depende del grado de saturación (Tabla 6.5).

Conductividad térmica del suelo

Para el cálculo de la conductividad térmica del suelo λ (J m⁻¹ s⁻¹ K⁻¹) se ha utilizado la siguiente ecuación:

$$\lambda = \lambda_{sat} \sqrt{S_l} + \lambda_{dry} (1 - \sqrt{S_l}) \quad (6.9)$$

que depende del grado de saturación y de la conductividad térmica saturada λ_{sat} y seca λ_{dry} del suelo. Los valores utilizados en todos los modelos son los mismos que en el capítulo 4 y 5 y se muestran en la Tabla 6.6. Estos valores son muy próximos a los proporcionados por Oke (1987), Farouki (1986) y Villalobos et al. (2002) para las características del suelo utilizado en el ensayo.

Tabla 6.7. Valores empleados en el modelo elástico no lineal

Parámetros	Valores
a_1 (-)	-1
a_2 (-)	0
a_3 (-)	0
ν (-)	0.3
k (MPa)	0.01 a 0.001

Modelo mecánico

El modelo mecánico escogido es la misma superficie de estado que se ha explicado en el apartado 5.5.3. Se trata del modelo elástico no lineal incorporado en CODE_BRIGHT con la forma

$$\frac{\Delta e}{1+e} = a_1 \Delta \ln(-p') + a_2 \Delta \ln\left(\frac{s+0.1}{0.1}\right) + \left[a_3 \Delta \ln(-p') \ln\left(\frac{s+0.1}{0.1}\right) \right] \quad (6.10)$$

donde e es el índice de poros, a_1 el coeficiente que acompaña a los cambios de tensión media efectiva p' (tensión total más el máximo de presión de líquido o gas; MPa), a_2 el coeficiente que acompaña a los cambios en la succión s (presión de gas menos presión de líquido; MPa) y a_3 el coeficiente de transición entre la tensión media y la succión. Además de los parámetros indicados, es necesario introducir dos valores más: el coeficiente de Poisson ν y el módulo de rigidez mínimo k , parámetro que limita inferiormente al módulo de rigidez K . La forma en que CODE_BRIGHT calcula el módulo de rigidez puede verse en la Ecuación (5.13).

El suelo de Agrópolis y el suelo del Campus Nord, utilizado en el ensayo descrito en el capítulo 5, son muy similares en composición. Nuevamente, el estado inicial del suelo de Agrópolis consiste en una mezcla fluida, por lo que la justificación de los parámetros empleados en el modelo mecánico es la misma que se ha dado en el apartado 5.5.3. En resumen, puesto que no se dispone de los parámetros mecánicos del suelo cuando se comporta como un fluido, y dada la dificultad de obtenerlos en esta situación, el objetivo de las simulaciones es captar la tendencia del comportamiento del suelo. Por consiguiente, para reproducir la consolidación por peso propio durante las primeras horas, el parámetro a_1 y el módulo de rigidez mínimo k se han obtenido mediante el ajuste del cálculo a las medidas observadas. En la Tabla 6.7 se indican los valores utilizados. El valor empleado en cada caso para el módulo de rigidez mínimo k se indicará en el apartado de resultados. Los parámetros a_2 y a_3 no se han tenido en cuenta debido a su poca influencia en el rango de succiones del experimento.

6.5 Modelo convencional: condiciones de contorno

En los cálculos con el enfoque convencional, para probar la bondad de los valores se han hecho simulaciones con las medidas atmosféricas correspondientes a 10 cm por encima de la muestra (sensores Agrópolis) y a 2 m (estación meteorológica). El objetivo de probar ambas series de datos es verificar cuál de ellas se ajusta mejor a las medidas.

A causa de la naturaleza variable de las medidas, la mayoría de valores de condición de contorno se han introducido en CODE_BRIGTH para que se actualicen en cada paso de tiempo. Para ello, se introducen una serie de índices que indican al programa la lectura de un archivo externo (archivo root_bcf.dat) que contiene todos los valores. Los valores utilizados (uno por cada hora de simulación) se encuentran en el anejo B debido a su extensión. Aquí solo se describe el tratamiento que se ha hecho a los datos para convertirlos en valores de condición de contorno.

6.5.1 Humedad relativa

Para reproducir la variación de humedad relativa en CODE_BRIGTH es necesario descomponerla en valores de concentración de humedad en el aire $(\omega_g^w)^0$ (kg kg⁻¹) y densidad del aire $(\rho_g)^0$ (kg m⁻³). Además de la humedad relativa (Figura 6.8), ambos parámetros dependen de la temperatura en la altura de medida (Figura 6.11). Para cada uno de los datos en cada altura (10 cm y 2 m) e instante de tiempo, la Tabla B.1 del anejo B muestra los valores obtenidos siguiendo el procedimiento descrito en el apartado 4.4.3.

6.5.2 Temperatura

En el contorno superior del modelo se han impuesto los valores de temperatura medidos en la superficie por el termómetro infrarrojo (Figura 6.12a). En relación a la temperatura en el contorno inferior, no se dispone de datos en la parte inferior de la muestra ni de la cubeta. Por lo tanto, se han impuesto los valores del sensor T3 (Figura 6.12c), a 40 cm de profundidad, como una aproximación de la temperatura real. Todos los valores empleados se muestran en la Tabla B.2 del anejo B.

6.5.3 Coeficientes de transferencia para vapor y temperatura

Tal y como se ha explicado en el capítulo 3, el viento está presente en la resistencia aerodinámica r_a (Ecuación 3.68) de los flujos de calor latente y sensible de la ecuación de balance de energía en la superficie. Como CODE_BRIGTH no tiene incorporados los coeficientes de estabilidad atmosférica, la resistencia aerodinámica se ha calculado en condiciones neutras de estabilidad como

$$r_a = \frac{1}{k^2 \bar{U}} \ln^2 \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (6.11)$$

Las condiciones en las que se obtiene la Ecuación (6.11) a partir de la ecuación (3.68) son las mismas que las descritas en el apartado 4.4.3.

En el capítulo 4 se ha visto que considerar condiciones neutras de estabilidad no supone un cambio significativo en los resultados. La Ecuación (6.11) sirve para calcular los coeficientes de transferencia β_g (calor latente) y γ_e (calor sensible) de la forma (apartados 4.2.3 y 4.4.3; Ecuaciones 4.23, 4.25 y 4.69)

$$|\beta_g| = \frac{1}{r_a + r_s} ; \quad |\gamma_e| = \frac{C_a}{r_a} \quad (6.12)$$

En este capítulo, los valores de temperatura impuestos en el contorno superior e inferior de los modelos son valores reales. En consecuencia, para asegurar que se alcanza el valor impuesto de forma instantánea, el coeficiente de transferencia para el calor sensible se ha elegido suficientemente alto: $\gamma_e = 1 \times 10^6$.

La resistencia aerodinámica responde a un perfil de viento logarítmico con la altura para zonas extensas y homogéneas. Esta condición se produce parcialmente tanto en la zona de ensayo como en la zona de la estación meteorológica debido a los siguientes condicionantes:

1. Se ha medido el viento a 10 cm por encima de la cubeta de ensayo (Figura 6.5), pero la altura de medida respecto del terreno natural es de aproximadamente 1.1 m. La cubeta es un obstáculo para el viento, y las medidas a 10 cm por encima probablemente no correspondan al perfil logarítmico real ni al correspondiente a 1.1 m de altura. La turbulencia debido al choque con la cubeta podría dar valores alejados del valor logarítmico.
2. La distancia entre Agrópolis y la estación de Viladecans no se considera grande, pero es probable que la velocidad del viento en una y otra ubicación no sea la misma.

Tal y como sucedía en la cámara ambiental, surgen dos preguntas: ¿qué valor de viento hay que escoger para calcular la resistencia aerodinámica? ¿Cuánto vale la longitud de rugosidad de la muestra teniendo en cuenta estos condicionantes? Por estos motivos, algunos modelos se han calculado con distintos valores de β_g obtenidos de los datos de viento (\bar{U}) a 10 cm y 2 m y valores de longitud de rugosidad z_0 diferentes. En la Tabla 6.8 se indica dónde se pueden encontrar los valores de β_g resultantes.

Tabla 6.8. Índice de tablas de β_g según la altura de rugosidad y datos de viento empleados

		Longitud de rugosidad z_0 (m)		
		0.001	0.005	0.01
\bar{U}	10 cm (Agrópolis)	Tabla B.3a		
	2 m (estación)	Tabla B.3b		

6.5.4 Precipitación

La precipitación de la Figura 6.9 se ha introducido como un flujo de agua líquida entrante a través de la superficie. Los valores utilizados se muestran en la Tabla B.4 del anejo B.

Si no se considera el aire disuelto en el agua, el flujo de agua líquida j_l^w como condición de contorno es

$$j_l^w = j_l^0 + \gamma_l(P_l^0 - P_l) + \beta_l(\rho_l^0 - \rho_l) \quad (6.13)$$

donde ρ_l^0 y ρ_l es la densidad de agua impuesta en el exterior y la resultante del cálculo, respectivamente. β_l es el coeficiente de transferencia entre ambas densidades, por lo que se trata de un coeficiente de difusión. Como en el cálculo no interviene la difusión de agua líquida, el tercer término de la derecha no se ha considerado. El primer término j_l^0 representa un flujo externo impuesto que equivale a la precipitación ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) en el caso del ensayo. En el segundo término, P_l^0 y P_l son la presión de líquido impuesta en el exterior y la resultante del cálculo, respectivamente. Por consiguiente, γ_l es el coeficiente de transferencia para el flujo advectivo.

CODE_BRIGHT no permite simular el estancamiento de agua por encima de la superficie de forma directa. Para ello, existen dos opciones: (1) simular una cierta presión de líquido por encima de la muestra o (2) simular un material de permeabilidad y porosidad muy alta por encima de la superficie que actúe como almacén. Teniendo en cuenta que el estancamiento de agua por encima de la superficie de la muestra es de escasos centímetros (inferior a 5 cm) y que se desconoce la evolución de su espesor, no se ha simulado el estancamiento. Siendo así, se ha asegurado la escorrentía en la condición de contorno para evitar problemas de interpretación. De otro modo, aumenta la presión de líquido sobre la superficie debido a la lluvia y la evaporación no se reproduce correctamente. Se trata de un aspecto a tener en cuenta para interpretar los resultados, ya que en el ensayo hubo estancamiento, pero se ha supuesto que su influencia fue limitada. Para asegurar la escorrentía en el contorno superior del modelo se han impuesto dos valores: el primero es $P_l^0 = 0.1 \text{ MPa}$, equivalente a la presión atmosférica, y el segundo es el coeficiente de transferencia $\gamma_l = -1 \times 10^6$. Este valor asegura que la

presión de líquido en la superficie tenderá a igualar a la presión atmosférica de forma instantánea, por lo que se simula escorrentía.

6.6 Modelo meteorológico: condiciones de contorno

El modelo meteorológico consiste en el cálculo del modelo convencional definitivo pero cambiando las condiciones de contorno. Ahora, los flujos de calor sensible y de masa de agua (vapor y precipitación) obtenidos de una simulación meteorológica a mesoescala se aplican directamente sobre el contorno superior del material suelo.

Este cálculo pretende aproximar el campo de la meteorología con el de la mecánica de suelos. Aunque los resultados no han sido suficientemente satisfactorios, es importante identificar aquellos aspectos a mejorar para afrontar el problema de interacción desde un enfoque interdisciplinar. A continuación se explica las bases del modelo meteorológico, su aplicación al ensayo de campo y los valores empleados.

6.6.1 El modelo WRF-ARW

El modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*; Predicción e Investigación del tiempo), es un sistema de modelación atmosférica de vanguardia diseñado para la investigación y la predicción meteorológica. Ofrece una gran cantidad de opciones para procesos atmosféricos con una amplia gama de aplicaciones en escalas que van desde decenas de metros hasta centenares de kilómetros (mesoescala). Entre sus funciones se incluyen estudios meteorológicos, predicción en tiempo real, simulaciones sintéticas, acoplamiento de modelos de suelo y asimilación de datos de desarrolladores de la comunidad científica. El modelo WRF está disponible mediante descarga gratuita gracias al Laboratorio de Meteorología de Mesoescala y Microescala (MMM) del Centro Nacional para la Investigación Atmosférica NCAR (*National Center for Atmospheric Research*, EE.UU). Este organismo mantiene el sistema para la comunidad de usuarios, actualiza el código y ofrece actualizaciones (<http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/>).

WRF tiene dos motores de cálculo para el cómputo de las ecuaciones que gobiernan la atmósfera: ARW (*Advanced Research WRF*) y NMM (*Nonhydrostatic Mesoscale Model*). En este caso se ha utilizado el motor ARW, un modelo no hidrostático en diferencias finitas que incluye las ecuaciones de gobierno de la atmósfera: conservación de la masa, momento, energía, agua y gases. A continuación se resume información relativa del modelo WRF-ARW obtenida de Mazón (2015).

El modelo de mesoescala WRF-ARW (Skamarock et al. 2008) es uno de los más frecuentes en la investigación atmosférica. Wapler and Lane (2012) investigaron los frentes nocturnos en Darwin (Australia). Muchos autores han estudiado sistemas de brisas marinas (LaCasse et al. 2008; Pérez et al. 2004;

Hernández-Ceballos et al. 2013), corrientes de nivel bajo (Michelson and Bao 2008; Storm et al. 2008), episodios de precipitación en escalas locales y regionales (Hong and Lee 2009; Bukovsky and Karoly 2009; Segele et al. 2013), y ciclones (Moscatello et al. 2008; Miglietta et al. 2013).

El sistema de cálculo de WRF-ARW consiste en 3 etapas:

Etapa 1: preproceso

Es el procesamiento previo de los datos de entrada o WPS (*WRF Preprocessing System*). Este módulo adapta los datos de entrada al WRF para la simulación de datos reales. El módulo WPS define los dominios anidados, calcula la latitud, longitud, factores de escala del mapa y parámetros de Coriolis en cada punto de la malla e interpola datos terrestres invariantes en el tiempo (e.g. altura del terreno, tipo de suelo, uso del suelo). Finalmente, genera un archivo para cada dominio que incluye la información meteorológica y geográfica que leerá el modelo WRF. Para este propósito, WPS incluye tres programas independientes: GEOGRID, UNGRIB y METGRID.

GEOGRID define la proyección del mapa, ubicación geográfica y dimensiones de dominios y proporciona valores invariantes en cada punto de cálculo del modelo: latitudes, longitudes, factor de escala del mapa, parámetros de Coriolis y horizontalmente interpola datos terrestres estáticos (e.g. altura topográfica, tipo y uso del suelo, fracción de vegetación, albedo en superficie).

UNGRIB lee archivos GRIB (*Generated Regularly-distributed Information in Binary*), un formato de archivo definido por la Organización Meteorológica Mundial, del que extrae datos meteorológicos (e.g. vientos de superficie, temperatura, altura de ola, presión, corrientes de altura) y reescribe los campos necesarios a un formato de archivo intermedio.

GEOGRIB y UNGRIB trabajan de forma independiente generando archivos que se usan en el módulo METGRID (*Meteorological GRID*). Este programa interpola horizontalmente datos meteorológicos extraídos de UNGRIB y los adapta a los dominios definidos por GEOGRID. Finalmente, la interpolación vertical a los n-niveles de WRF se hacen en la segunda etapa con el módulo REAL.

Etapa 2: cálculo

El programa REAL toma los datos de WPS y los transforma para ser utilizados por el modelo WRF. Este programa interpola los archivos que genera METGRID y crea archivos con condiciones de contorno y condiciones iniciales.

El módulo WRF contiene múltiples opciones relacionadas con esquemas atmosféricos (e.g. capa límite superficial, microfísica, cúmulos, interacciones físicas, flujos en superficie, radiación y suelo) que cada usuario puede modificar en función del evento meteorológico a simular.

Etapa 3: postproceso

Una vez que la simulación numérica termina, el programa RIP4 dibuja y extrae los valores de diferentes variables atmosféricas en un determinado punto.

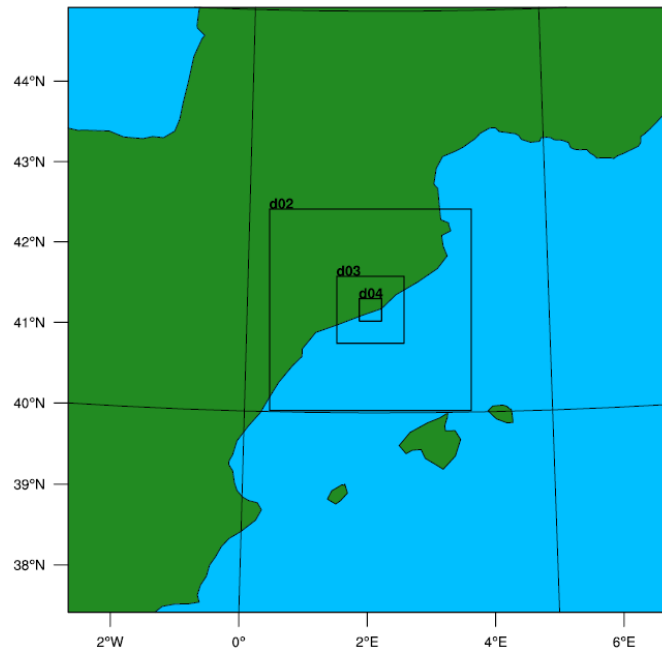


Figura 6.17. Dominios anidados utilizados en WRF-ARW. El contorno de la imagen es el dominio d01 y los recuadros internos, de mayor a menor, son los dominios d02, d03 y d04. El dominio d04 es el más pequeño y está centrado en el ensayo de Agrópolis.

6.6.2 Parametrización del modelo WRF-ARW

El modelo WRF se ha usado para obtener los flujos durante 10 días de calor sensible en la superficie, masa de vapor intercambiada con el suelo y la precipitación por hora para cada elemento discreto del terreno.

Se han definido cuatro dominios anidados (Figura 6.17) con una resolución horizontal de 27, 9, 3 y 1 km. El dominio más pequeño se centra en las coordenadas del ensayo (latitud: 41.288490, longitud: 2.04373), cubriendo un total de 31×31 km². En la vertical se han definido 45 niveles. Se ha utilizado el esquema MRF para parametrizar la capa límite planetaria (Hong y Pan 1996), el esquema RRTM para modelar la radiación de onda larga (Mlawer et al. 1997), el esquema de onda corta MM5 para modelar la radiación de onda corta (Dudhia 1989), el esquema de clase 3 de WSM para la parametrización de microfísica (Hong et al. 2004) y el modelo de superficie terrestre de Noah (Chen and Dudhia 2001). No se ha utilizado la parametrización de nubes para los dos dominios más pequeños, ya que la resolución horizontal es inferior a 3 km. Las condiciones iniciales y de contorno se han actualizado cada seis horas con información obtenida del análisis del modelo de reanálisis del ECMWF a 0.125 grados de resolución horizontal. Para las simulaciones se ha utilizado el método de anidamiento bidireccional.

6.6.3 El modelo de superficie terrestre NOAH

El modelo WRF permite escoger distintos modelos de superficie terrestre o LSM (*Land Surface Models*) como condición de contorno inferior. Los LSM

6.6. Modelo meteorológico: condiciones de contorno

Vegetation Integer Identification	Vegetation Description	Albedo(%)		Moisture Avail. (%)		Emissivity (% at 9 μ m)		Roughness Length (cm)		Thermal Inertia (cal cm ⁻² k ⁻¹ s ^{-1/2})	
		Sum	Win	Sum	Win	Sum	Win	Sum	Win	Sum	Win
1	Urban	15	15	10	10	88	88	80	80	0.03	0.03
2	DryInd Crop. Past.	17	23	30	60	98.5	92	15	5	0.04	0.04
3	Irrg. Crop. Past.	18	23	50	50	98.5	92	15	5	0.04	0.04
4	Mix. Dry/Irrg.C.P.	18	23	25	50	98.5	92	15	5	0.04	0.04
5	Crop./Grs. Mosaic	18	23	25	40	99	92	14	5	0.04	0.04
6	Crop./Wood Mosc	16	20	35	60	98.5	93	20	20	0.04	0.04
7	Grassland	19	23	15	30	98.5	92	12	10	0.03	0.04
8	Shrubland	22	25	10	20	88	88	10	10	0.03	0.04
9	Mix Shrb./Grs.	20	24	15	25	90	90	11	10	0.03	0.04
10	Savanna	20	20	15	15	92	92	15	15	0.03	0.03
11	Decids. Broadlf.	16	17	30	60	93	93	50	50	0.04	0.05
12	Decids. Needlf.	14	15	30	60	94	93	50	50	0.04	0.05
13	Evergrn. Braodlf.	12	12	50	50	95	95	50	50	0.05	0.05
14	Evergrn. Needlf.	12	12	30	60	95	95	50	50	0.04	0.05
15	Mixed Forest	13	14	30	60	94	94	50	50	0.04	0.06
16	Water Bodies	8	8	100	100	98	98	.01	.01	0.06	0.06
17	Herb. Wetland	14	14	60	75	95	95	20	20	0.06	0.06
18	Wooded wetland	14	14	35	70	95	95	40	40	0.05	0.06
19	Bar. Sparse Veg.	25	25	2	5	85	85	10	10	0.02	0.02
20	Herb. Tundra	15	60	50	90	92	92	10	10	0.05	0.05
21	Wooden Tundra	15	50	50	90	93	93	30	30	0.05	0.05
22	Mixed Tundra	15	55	50	90	92	92	15	15	0.05	0.05
23	Bare Grnd. Tundra	25	70	2	95	85	95	10	5	0.02	0.05
24	Snow or Ice	55	70	95	95	95	95	5	5	0.05	0.05
25	No data										

Figura 6.18. Valores tipo de albedo, humedad (*moisture availability*), emisividad (*emissivity*), longitud de rugosidad (*roughness length*) e inercia térmica (*thermal inertia*). La clasificación de los suelos es: (1) urbano, (2) cultivos secos y pastos, (3) cultivos de regadío y pastos, (4) cultivos mixtos, (5) mosaico de cultivos y pastizales, (6) mosaico de bosque y cultivos, (7) pastizales, (8) matorrales, (9) mezcla de matorral y pastizal, (10) sabana, (11, 12) bosque de hoja caduca ancha y estrecha, (13, 14) bosque de hoja perenne ancha y estrecha, (15) bosque mixto, (16) masas de agua, (17) humedal herbáceo, (18) humedal de madera, (19) estéril o con poca vegetación, (20, 21) tundra herbácea o de madera, (22) tundra mixta, (23) tundra desnuda, (24) nieve o hielo.

proporcionan 4 valores al modelo atmosférico: flujos de calor sensible y latente, radiación de onda larga saliente o temperatura de superficie y emisividad y radiación de onda corta reflejada o albedo. El modelo NOAH (Chen and Dudhia 2001) los proporciona mediante la parametrización del suelo con las siguientes características: (1) división de los dos metros superiores del suelo en 4 partes de espesores de 0.1, 0.3, 0.6 y 1 m; (2) ecuación de Richards para el flujo advectivo; (3) ecuación de difusión de la temperatura para el flujo de calor en el suelo; (4) parametrización de la interacción suelo-atmósfera con la resistencia aerodinámica; (5) efecto de la nieve y una capa de materia vegetal. Se trata de un modelo relativamente simple con valores iniciales prescritos.

Para los cálculos, el modelo WRF contiene una base de datos con valores para 24 tipos de suelo según sea invierno o verano (Figura 6.18): albedo, humedad disponible, emisividad, longitud de rugosidad e inercia térmica. La inercia térmica sirve para el cálculo de la transferencia de calor.

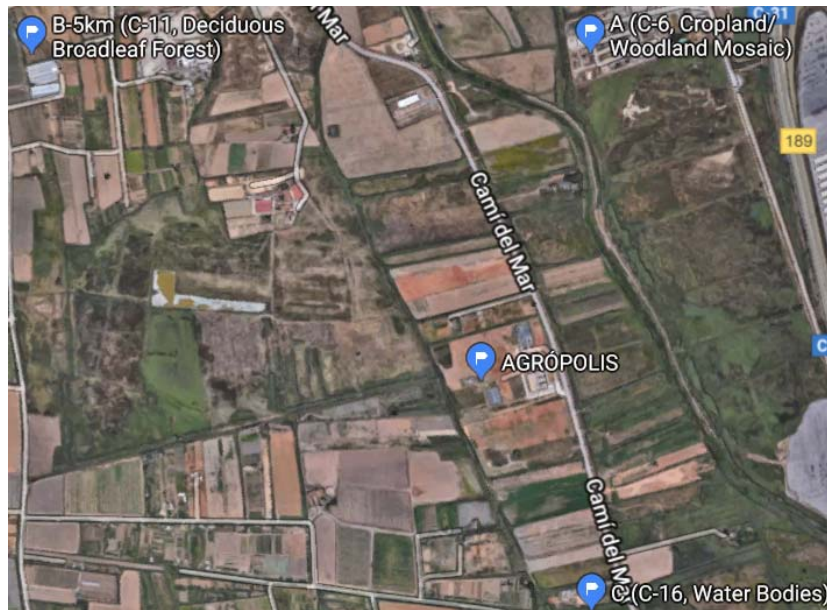


Figura 6.19. Ubicación de los puntos A y B de WRF usados en el modelo meteorológico. El punto C solo es un ejemplo ilustrativo de categoría errónea.

6.6.4 Valores obtenidos

A partir de los resultados en el dominio d04 (Figura 6.17), se han extraído los flujos de calor sensible ($W m^{-2}$), masa de vapor ($kg m^{-2} s^{-1}$) y precipitación ($kg m^{-2} s^{-1}$) de dos puntos cerca del ensayo (Figura 6.19):

- El punto A está a 600 m al norte de Agrópolis y catalogado como terreno tipo 6 (mosaico de cultivos y bosque).
- El punto B está situado a 5 km de Agrópolis en dirección noroeste y catalogado como tipo 11 (bosque caducifolio de hoja ancha).

Adicionalmente, se han extraído los datos del punto C, a 400 m al sur de Agrópolis y catalogado como 16 (masa de agua). Podría deberse a un error o a una falta de actualización de datos. Al ser tratado como agua, su flujo de calor latente y sensible casi siempre es hacia el exterior, reproduciendo el comportamiento típico del mar mediterráneo en invierno. Este punto se ha descartado para el cálculo y solo se muestra como ejemplo.

La elección de estos 2 puntos se debe a que el modelo NOAH solo contiene un par de valores (invierno/verano) para las propiedades de suelo (Figura 6.18) que se mantienen constantes durante la simulación. Alrededor de Agrópolis, la mayoría de puntos son categoría 6, y se ha considerado que el punto A es representativo de la zona. El punto B se ha escogido por ser el más cercano con una categoría diferente, especialmente por su menor valor de albedo, parámetro que determina la radiación de onda corta que llega a la superficie (apartado 3.5.2). Los valores de flujo de calor sensible, masa de vapor y precipitación de los puntos A y B se pueden encontrar en las Tablas B.5a y B.5b, respectivamente, del anejo B.

6.7 Modelos calculados y resultados obtenidos

En este apartado se explica una selección de modelos realizados y se hace un análisis de los resultados obtenidos. Los modelos se han agrupado en 3 bloques: TH-C, THM-C y THM-M. En el primer y segundo bloque se muestran resultados del cálculo TH y THM de lo que se ha llamado *enfoque convencional*. El tercero es la aplicación de las condiciones de contorno meteorológicas al modelo THM definitivo del enfoque convencional. Es decir, en el enfoque convencional las condiciones de contorno proceden de las medidas del ensayo. En el enfoque meteorológico las condiciones de contorno proceden de un cálculo meteorológico desacoplado de CODE_BRIGHT.

El objetivo de este apartado es mostrar los cambios de tendencia del comportamiento de los modelos. Se recuerda que los modelos son axisimétricos y no se han aplicado condiciones de contorno laterales, lo que se traduce en un comportamiento unidimensional.

Las gráficas utilizadas para comparar los resultados numéricos con los experimentales son la pérdida de humedad, la succión y la temperatura en función del tiempo. Todos los resultados que se muestran corresponden al uso de la curva VG-2 (Tabla 6.3) y a la precipitación de la Tabla B.4 del anejo B.

6.7.1 Bloque 1: TH-C

Los modelos TH que se presentan en este bloque son 3 (TH-C1, TH-C2 y TH-C3) y en todos se han utilizado los datos a 10 cm por encima de la cubeta: viento, temperatura y HR. A partir de los resultados obtenidos, no se ha considerado necesario utilizar los valores correspondientes a los datos a 2 m de altura de la estación meteorológica. En cada modelo se ha probado una longitud de rugosidad distinta: 0.001 m para TH-C1, 0.005 m para TH-C2 y 0.01 m para TH-C3.

Condiciones de contorno

La Tabla 6.9 indica los valores y tablas de valores empleados en las condiciones de contorno para cada modelo. También incluye una imagen insertada en la que se pueden identificar las aristas del modelo. La imagen solo es ilustrativa y no corresponde al modelo real. Los valores por encima y por debajo de la imagen son los utilizados en el contorno superior e inferior. Este esquema se repite para el resto de bloques de modelos y es el mismo que se ha utilizado para representar las condiciones de contorno en el capítulo 5. En caso de dudas sobre su interpretación, consúltese el apartado 5.5.1.

Análisis de resultados

La Figura 6.20 muestra la pérdida de humedad de los modelos TH-C en comparación con las medidas. En la Figura 6.21 se ha representado la succión de

Capítulo 6. Modelo THM de un ensayo de campo: comparación entre medidas locales y meteorológicas.

Tabla 6.9. Valores de condición de contorno de los modelos del bloque TH-C. La zona en la que se han situado los valores coincide con los valores aplicados en cada contorno de la imagen incrustada.

$(\omega_g^w)^0$	$(\rho_g)^0$	T^0	β_g	γ_e	
Tabla B.1 HR (0.1 m)	Tabla B.2 (Tsup.)		Tabla B.3a ($z_0=0.01$)	1×10^6	TH-C3
			Tabla B.3a ($z_0=0.005$)		TH-C2
			Tabla B.3a ($z_0=0.001$)		TH-C1
	-	Tabla B.2 (Tinf.)	-	1×10^6	

los modelos y los tensiómetros a 15 cm de profundidad. Solo se muestra la succión a esta profundidad por ser la más susceptible a cambios. Los valores se han obtenido a 5 cm del eje de axisimetría del modelo.

En general, cuanto mayor es la longitud de rugosidad utilizada para obtener el coeficiente de transferencia de vapor β_g , mayor es el secado y más aumenta la succión. En la Figura 6.20, ningún modelo capta la tendencia de las primeras 30 h. La evaporación es casi nula entre las 5 y 25 h debido a la elevada HR y baja temperatura. Sin embargo, en la muestra se produjo un flujo de agua líquida hacia la superficie. Este fenómeno no se puede reproducir sin resolver el problema mecánico, que se explica en los modelos THM del bloque 2. Después de 30 h, la pérdida de humedad de los modelos es más o menos paralela a la experimental, aunque con diferencias que podrían verse afectadas al introducir la parte mecánica. La diferencia de humedad entre los modelos y la muestra oscila entre un 2 y un 3.5%. Tal y como ya se ha dicho, hay que tener en cuenta que no se ha simulado el estancamiento del agua en la superficie ni otros procesos físicos sucedidos en la muestra. Dado que el coeficiente de transferencia es mayor para los datos de 10 cm, donde el viento es mayor, no se ha considerado necesario probar las series de datos a 2 m de la estación meteorológica.

En relación a la succión (Figura 6.21), todos los modelos tienden a aumentar excepto en el episodio de lluvia, que se observa un descenso. Sabiendo que a los 30 días se midió una succión de 2 kPa a 5 cm de profundidad, los valores de succión a 15 cm no se consideran realistas. Tampoco los medidos por los sensores en el interior del suelo, que por debajo de su valor mínimo de medida (9 kPa) no son fiables. Nuevamente, el problema reside en que no se ha resuelto la parte

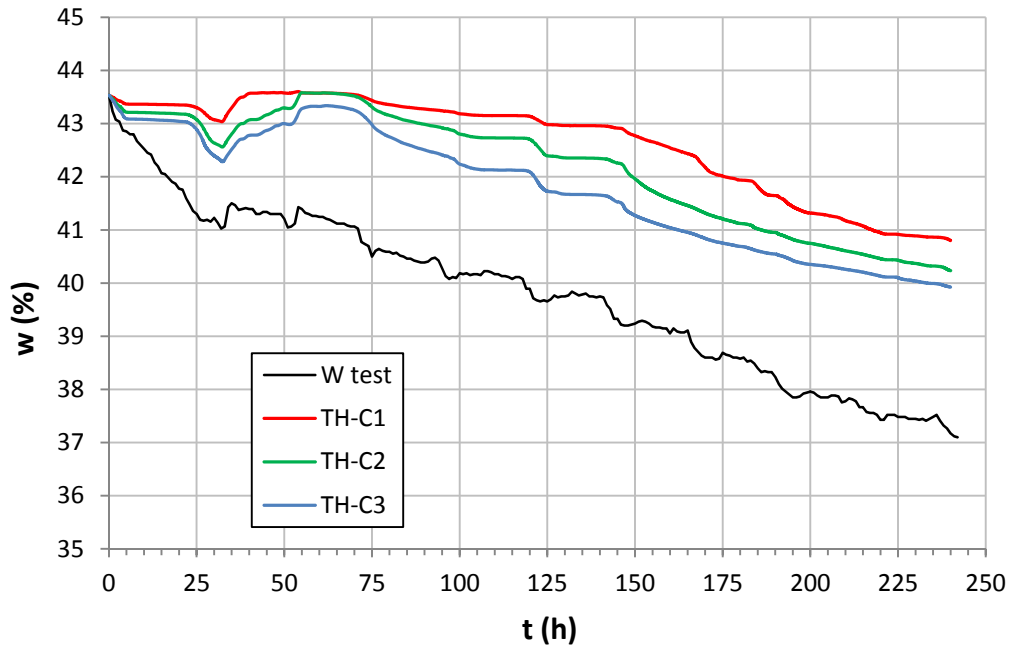


Figura 6.20. Comparación entre la evolución del contenido de humedad de la muestra y la proporcionada por los modelos TH-C.

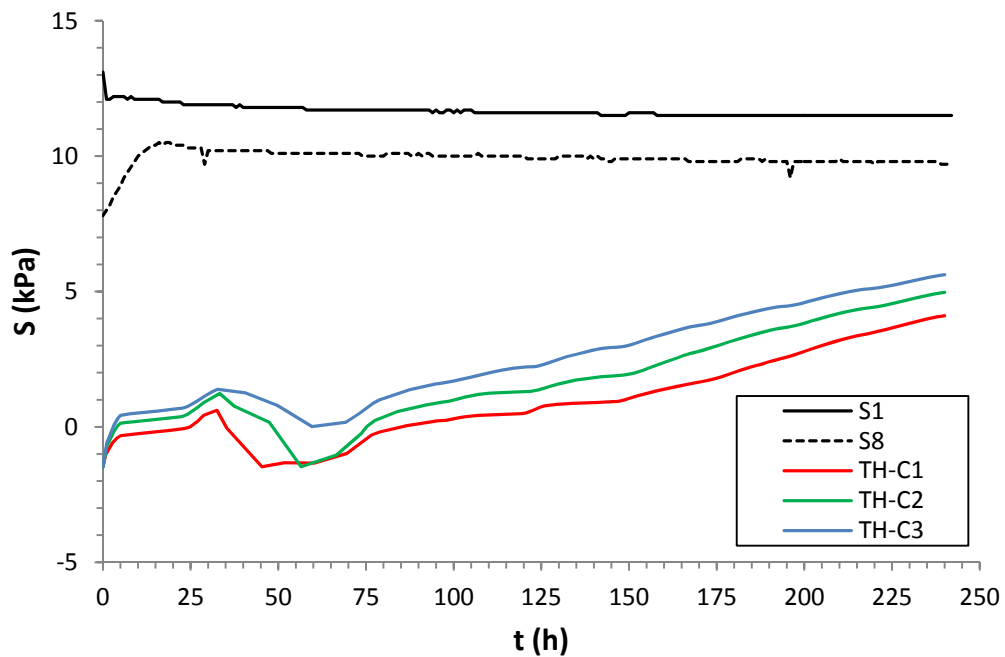


Figura 6.21. Comparación entre la succión medida experimentalmente por los sensores S1 y S8 y la proporcionada por los modelos TH-C a 15 cm de profundidad en la sección central del modelo.

mecánica. Simular la consolidación por peso propio reduce el índice de poros y mantiene la muestra saturada mientras se produce flujo de agua líquida hacia la superficie.

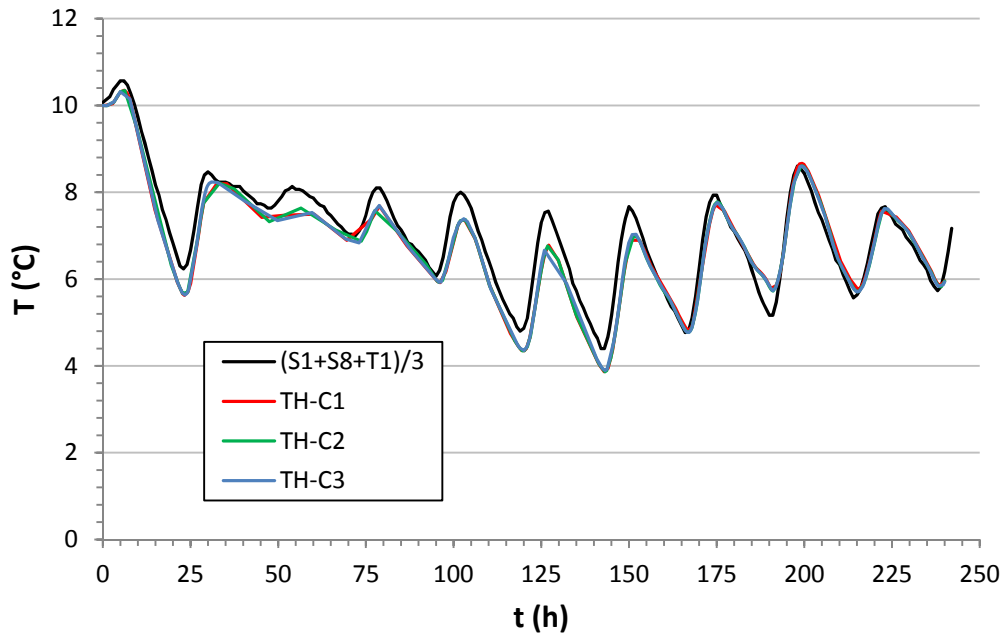


Figura 6.22. Comparación entre la temperatura a 15 cm de profundidad de las medidas experimentales de los sensores S1, S8 y T1 (valor medio) y de los modelos TH-C.

En la Figura 6.22 se ha dibujado la temperatura a 15 cm de profundidad de los modelos y las medidas, representadas por el valor medio de S1, S8 y T1. El resto de sensores no se muestran para evitar una sobrecarga gráfica, ya que el ajuste es similar al de la figura en todos los casos y profundidades. La evolución de la temperatura (Figura 6.22) muestra un ajuste con diferencias de 0.5 °C como máximo. Este ajuste se observa en todas las profundidades y en la superficie, indicando que los parámetros térmicos se acercan a los valores reales.

6.7.2 Bloque 2: THM-C

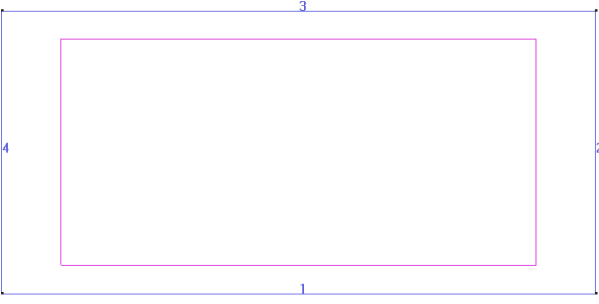
Aquí se presentan los modelos THM calculados con el enfoque convencional en los que, además de incorporar la parte mecánica, también se han utilizado los datos de la estación meteorológica a 2 m de altura. El objetivo de probar los valores a 10 cm y a 2 m es observar qué series de datos se ajustan mejor al comportamiento real.

Aparte de las series de datos empleadas, la diferencia principal entre los modelos que se muestran en este subapartado es el valor del módulo de rigidez mínimo k del modelo mecánico. Este parámetro es decisivo a la hora de reproducir la consolidación por peso propio en este ensayo. Para ilustrar su efecto, a continuación se presentan distintas secciones diferenciadas por su valor.

Modelos THM-C con $k_{\min} = 0.01$ MPa: condiciones de contorno y resultados

Inicialmente, se ha escogido este valor del módulo de rigidez mínimo siguiendo los pasos de la simulación que reproduce el ensayo en la cámara ambiental (capítulo

Tabla 6.10. Valores de condición de contorno de los modelos del bloque THM-C con $k = 0.01$ MPa.

$(\omega_g^w)^0$	$(\rho_g)^0$	T^0	β_g	γ_e	
Tabla B.1 HR (0.1 m)	Tabla B.2 (Tsup.)		Tabla B.3a ($z_0=0.01$)	1×10^6	THM-C3-10
			Tabla B.3a ($z_0=0.005$)		THM-C2-10
			Tabla B.3a ($z_0=0.001$)		THM-C1-10
Tabla B.3b ($z_0=0.01$)			THM-C3-2		
Tabla B.3b ($z_0=0.005$)			THM-C2-2		
Tabla B.3b ($z_0=0.001$)			THM-C1-2		
Tabla B.1 HR (2 m)					
					
-	-	Tabla B.2 (Tinf.)	-	1×10^6	

5). La curva más significativa para mostrar el efecto del módulo es la pérdida de humedad, por lo que el resto de figuras (succión y temperatura) no se muestran por claridad gráfica.

En la Tabla 6.10 se indican los valores y las tablas de valores empleados en las condiciones de contorno de cada modelo y para cada serie de datos (10 cm y 2 m). También se muestra la nomenclatura de cada modelo, donde el número final indica la serie de datos utilizada.

La Figura 6.23 muestra la evolución de la humedad para los modelos calculados con las series de datos a 10 cm y 2 m sobre la cubeta. En general, se observa que a mayor longitud de rugosidad, mayor es la pérdida de humedad. Con valores de HR similares, los datos de viento a 10 cm secan más que a 2 m porque los coeficientes de transferencia son mayores. Nótese cómo ningún modelo reproduce la pendiente de las primeras 30 h porque no se está simulando correctamente el flujo de agua líquida hacia la superficie.

A partir de 20 h, el modelo THM-C1-10 mantiene, con ligeras diferencias, la tendencia del modelo TH (Figura 6.20). La curva THM-C3-2 es similar, indicando que para los datos a 2 m la longitud de rugosidad más apropiada para adaptarla a la zona de ensayo sería 0.01 m y no 0.001 m. A pesar de introducir la parte mecánica, la pérdida de humedad por evaporación en estos modelos no es excesiva, la reducción volumétrica es pequeña y la cantidad de agua líquida que

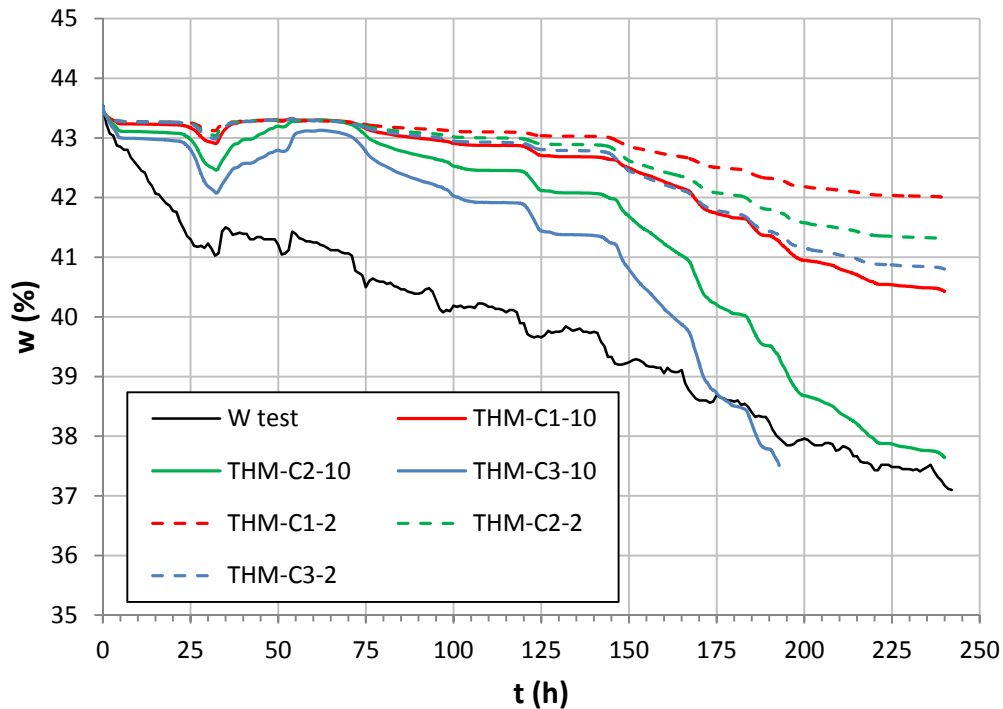


Figura 6.23. Comparación entre la evolución del contenido de humedad de la muestra y la proporcionada por los modelos THM-C-10.

llega a la superficie es equiparable a la que se evapora. Por lo tanto, las curvas se mantienen más o menos paralelas a la curva experimental. Por el contrario, en los modelos THM-C1-2 y THM-C2-2 la evaporación parece muy pequeña con los coeficientes de transferencia resultantes.

En los modelos THM-C2-10 y THM-C3-10 se observan cambios significativos respecto a la Figura 6.20. En estos casos, al aumentar la longitud de rugosidad, aumenta el coeficiente de transferencia y la evaporación, crece la deformación volumétrica y el flujo de agua hacia la superficie, por lo que la cantidad de agua que se pierde es mayor. El paralelismo se pierde y la pérdida de humedad tiende a cruzar a la curva experimental.

Modelos THM-C con k_{\min} = variable: estudio de las primeras 30 h

El principal problema detectado en relación al enfoque convencional es reproducir la pérdida de humedad de las primeras 30 h. Mientras los modelos mantienen una humedad constante entre 5 y 25 h, la muestra de suelo pierde agua a una tasa más o menos constante. ¿Cómo afectaría al modelo en las horas posteriores si se consigue simular la pérdida de humedad inicial? La disposición de agua a largo plazo sería inferior y el ajuste podría mejorar. La Figura 6.24 muestra un ejemplo de 4 pruebas realizadas sobre el modelo THM-C1-10 durante las primeras 30 h que se explican a continuación.

En el modelo “THM-C1-10-beta constante” se ha modificado el valor del

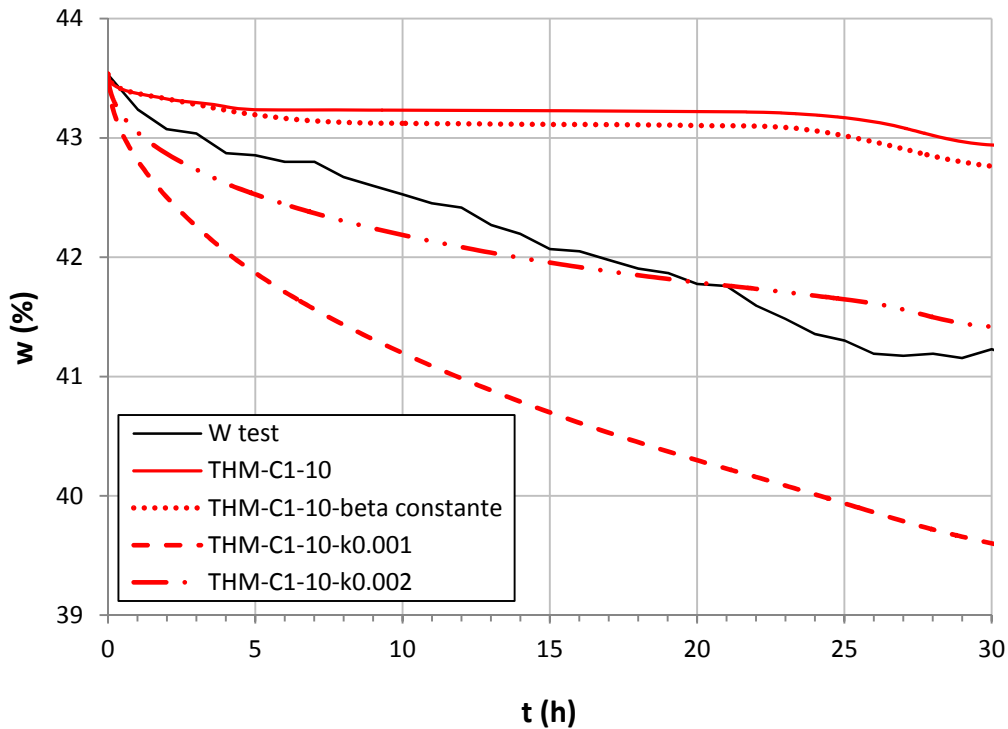


Figura 6.24. Comparación entre la evolución del contenido de humedad de la muestra y la proporcionada por modelos modificados a partir de THM-C1-10.

coeficiente de transferencia durante las primeras 30 h. El valor escogido ha sido el inicial de la serie (Tabla B.3a, $z_0 = 0.001$ m, $\beta_g = 0.0177$ m s⁻¹). El objetivo es comprobar si un valor elevado del coeficiente de transferencia produce una reducción de humedad lineal en el tiempo. Como se puede comprobar, la pendiente lineal es inferior a la real y dura 7 h. 3 horas más que el modelo base THM-C1-10. Sin embargo, entre 7 y 23 h la evaporación es nula, coincidiendo con una HR alta y una temperatura en la superficie ligeramente superior a 0 °C. Se confirma que el valor de β_g no interviene en la pendiente inicial.

En el modelo THM-C1-10-k0.001 se ha reducido un orden de magnitud el valor del módulo de rigidez mínimo k del modelo mecánico. Se ha pasado de 0.01 MPa (THM-C1-10) a otro de 0.001 MPa. La reducción del módulo mínimo produce deformaciones desde el inicio debido al peso del material suelo, generando un ascenso de agua líquida que rápidamente es evacuada por el modelo gracias a la condición de contorno de escorrentía. Nótese cómo esta reducción genera que la tendencia de la pérdida de humedad cambie durante las horas iniciales a pesar de que la evaporación es casi nula. El modelo THM-C1-10-k0.002, igual que el anterior pero con $k = 0.002$ MPa, se ajusta mejor a la pendiente real. Los dos modelos presentan una pérdida no lineal de humedad en comparación con la pérdida lineal, aproximadamente, de la curva del ensayo. Se considera que la tendencia lineal se conseguiría si se obtuvieran los parámetros de la superficie de estado correspondiente. Se recuerda que el valor de los parámetros introducidos en el modelo mecánico (Tabla 6.7) se ha obtenido ajustando el cálculo a las medidas.

Capítulo 6. Modelo THM de un ensayo de campo: comparación entre medidas locales y meteorológicas.

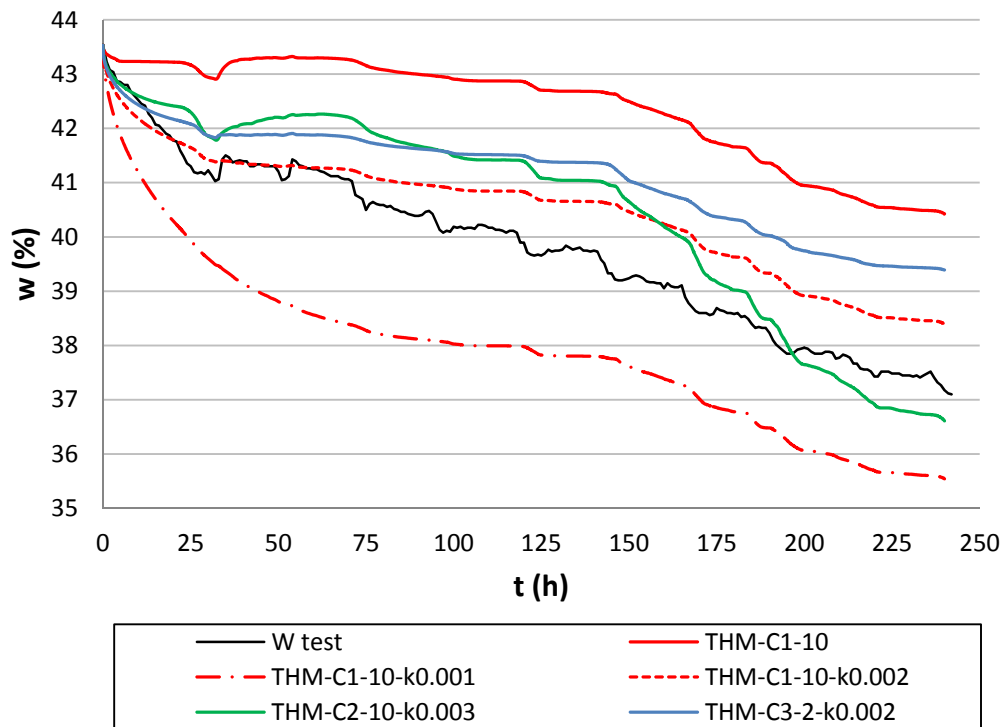


Figura 6.25. Comparación entre la evolución del contenido de humedad de la muestra y la proporcionada por los modelos THM-C-10 y THM-C-2 con distintos valores de k_{min} .

Modelos THM-C con k_{min} = variable

A partir de los resultados obtenidos en la Figura 6.24 se ha detectado que el módulo de rigidez mínimo controla la pendiente inicial de la humedad. Por lo tanto, se han repetido los cálculos de los modelos de la Figura 6.23 con otros valores del módulo de rigidez. En la Figura 6.25 se muestran los resultados obtenidos.

En la Figura 6.25 se ha dibujado de nuevo el modelo THM-C1-10 como referencia. El mismo modelo se ha calculado con $k_{min} = 0.001$ MPa (THM-C1-10-k0.001) y con $k_{min} = 0.002$ MPa (THM-C1-10-k0.002). Obsérvese cómo el modelo es sensible al valor del módulo k_{min} : primero se sitúa por debajo de la curva experimental y el segundo por encima. El modelo THM-C1-10-k0.002 es el que se considera que tiene el mejor ajuste de todos y la diferencia de humedad se reduce, de media, al 1% en comparación con el 3% de las Figuras 6.20 y 6.23.

En la misma figura también se han representado otros modelos. El modelo THM-C2-10-k0.003 es el mismo que el de la Figura 6.23 pero habiendo reducido el módulo de 0.01 MPa a 0.003 MPa. No obstante, no es tan bajo como para reproducir la pendiente inicial. Si se compara esta curva con la de la Figura 6.23, se observa que ahora la intersección se produce más tarde, lo que indica que la pérdida de agua inicial, ahora mayor, afecta a pérdidas de humedad posteriores. Por último, el modelo THM-C3-2-k0.002 sirve para ilustrar que los datos de la estación meteorológica registrados a 2 m pueden adaptarse a la zona de ensayo pero cambiando la longitud de rugosidad (0.01 m).

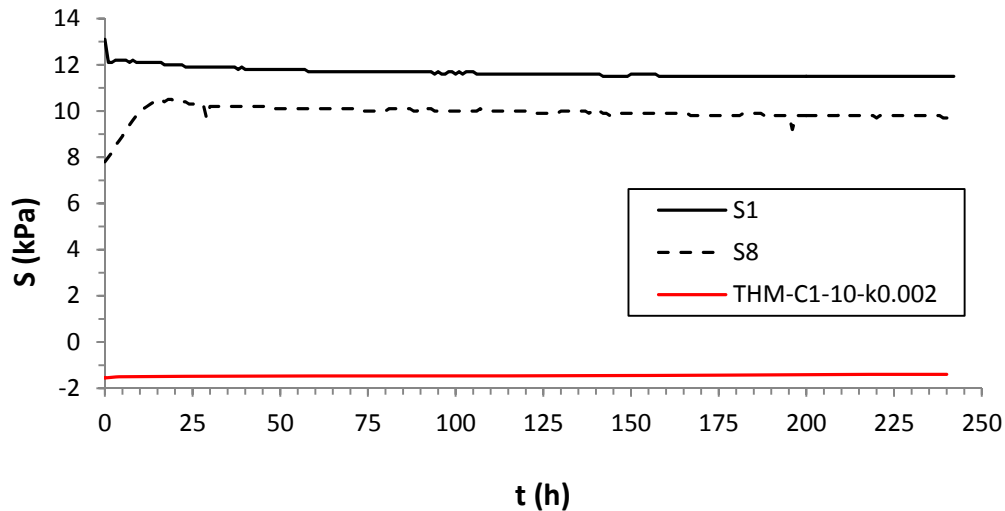


Figura 6.26. Comparación entre la succión medida experimentalmente por los sensores S1 y S8 y la proporcionada por THM-C1-10-k0.002 a 15 cm de profundidad en la sección central del modelo. El valor negativo indica que hay presión de líquido y no succión.

El modelo THM-C1-10-k0.002 se ha considerado el definitivo. La Figura 6.26 muestra el valor de la succión a 15 cm de la muestra y el modelo. Nótese que el resultado numérico es un valor negativo de la succión, que indica que no se tiene succión sino presión de líquido. La tendencia es la misma a 25 y 40 cm, aunque con valor ligeramente distinto debido a la profundidad. El valor de la succión es más realista en comparación con la Figura 6.21. La humedad del suelo a los 10 días todavía es elevada (37%), superior al límite líquido (28.9%), y se considera que la succión debería ser prácticamente nula. Como se ha dicho con anterioridad, a los 30 días era de 2 kPa a 5 cm de profundidad.

La Figura 6.27 muestra la evolución de la temperatura media a 15 y 40 cm de profundidad en la muestra y el modelo. A 25 cm de profundidad no se ha dibujado por contener valores similares con un ajuste similar. Se observa que a 15 cm el ajuste es mejor que a 40 cm debido al valor de temperatura impuesto en el contorno inferior. No obstante, los valores son muy próximos con diferencias inferiores a 1 °C.

6.7.3 Bloque 3: THM-M

En este bloque se presentan los resultados de los modelos meteorológicos, en los que se han aplicado los flujos meteorológicos sobre el modelo convencional definitivo (THM-C1-10-k0.002).

Condiciones de contorno

La Tabla 6.11 muestra los valores y las tablas de valores aplicadas como condición de contorno, que se han obtenido del cálculo meteorológico aplicado a los días del ensayo. A diferencia del resto de bloques, ahora se han introducido el flujo de calor

Capítulo 6. Modelo THM de un ensayo de campo: comparación entre medidas locales y meteorológicas.

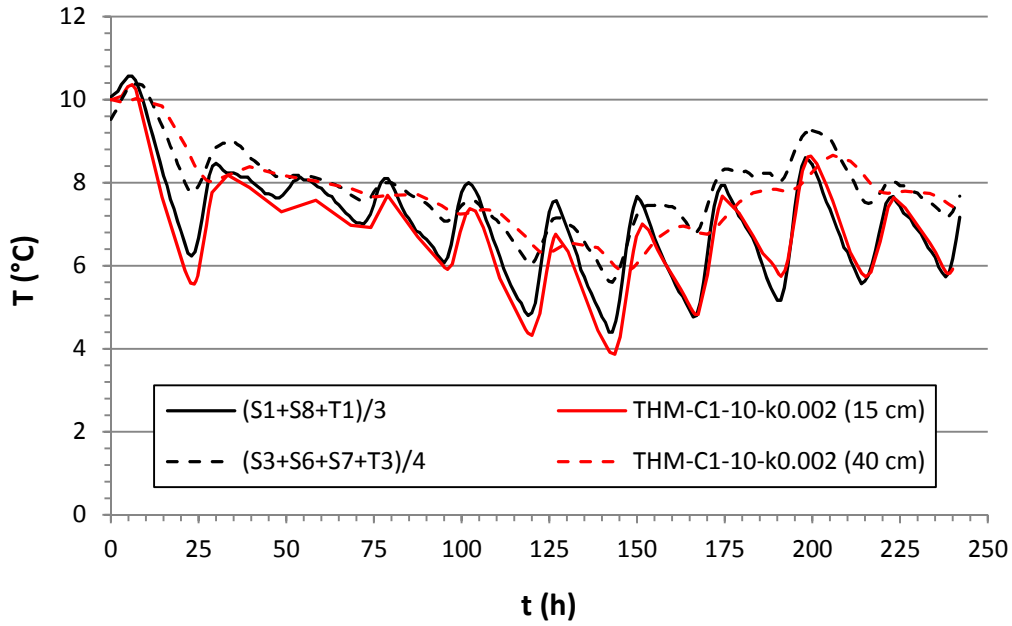


Figura 6.27. Comparación entre la temperatura a 15 y 40 cm de profundidad de las medidas experimentales (valor medio) y del modelo THM-C1-10-k0.002.

Tabla 6.11. Valores de condición de contorno de los modelos del bloque THM-M. La zona en la que se han situado los valores coincide con los valores aplicados en cada contorno de la imagen incrustada.

Flujo de calor sensible	Flujo de vapor	Precipitación	
Tabla B5.A			THM-MA
Tabla B5.b			THM-MB
T^0 : Tabla B.2 (T_{inf}) con $\gamma_e = 1 \times 10^6$			

sensible, masa de vapor y la precipitación como condición de contorno superior. Se recuerda que los valores y los puntos de cálculo se han obtenido del modelo WRF-ARW (apartado 6.6). El modelo THM-MA y THM-MB corresponden a los modelos calculados para el punto A y B, respectivamente (apartado 6.6.4). En el contorno inferior, por tratarse de una superficie expuesta al aire, se ha mantenido la temperatura a 40 cm de los sensores como condición de contorno.

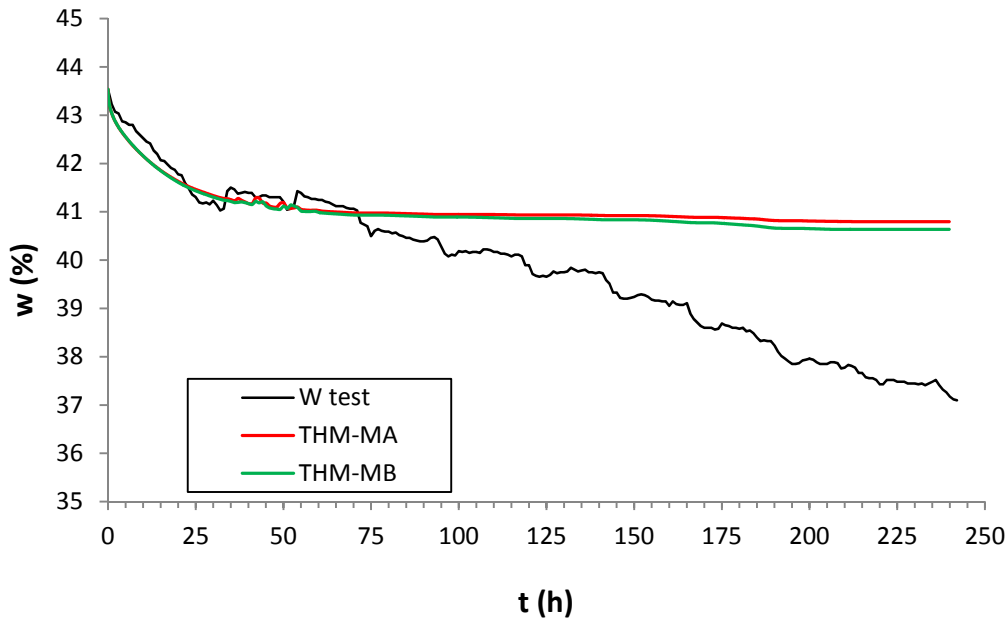


Figura 6.28. Comparación entre la evolución del contenido de humedad de la muestra y la proporcionada por los modelos THM-M.

Análisis de resultados

La Figura 6.28 muestra la curva de la evolución de la humedad de la muestra y de los modelos. En este bloque, los modelos no captan la tendencia de la pérdida de humedad real a excepción de la pendiente inicial. Sin embargo, la pendiente de las horas iniciales se debe al comportamiento mecánico y no evaporativo del modelo. El motivo por el que los modelos ofrecen, después de 30 h, un comportamiento casi constante se debe al modelo de suelo utilizado por el modelo atmosférico WRF-ARW. Los valores de la Figura 6.18 se mantienen constantes durante todo el cálculo, por lo que la variación de la humedad es prácticamente nula. Este fenómeno nos indica que el modelo atmosférico obtiene valores de flujo considerando que las propiedades hidráulicas del suelo no cambian. Por lo tanto, no es aplicable a la muestra de suelo ensayada. Además, las características de los puntos del suelo utilizados no se ajustan a las características de la muestra.

La Figura 6.29 muestra la evolución de la temperatura en la superficie de la muestra y en los modelos. Por los motivos ya citados, no se obtiene ajuste alguno entre curvas.

En general, las figuras de los modelos calculados con el enfoque meteorológico demuestran que el ajuste entre medidas meteorológicas y reales no es posible con el tipo de muestra ensayada y el modelo WRF-ARW. No obstante, permiten plantear mejoras e investigaciones futuras.

Entre las posibles mejoras para ensayos futuros está que la muestra a ensayar tenga las mismas características que el terreno adyacente. Esto permitiría una clasificación del suelo con las mismas características que la que proporciona el

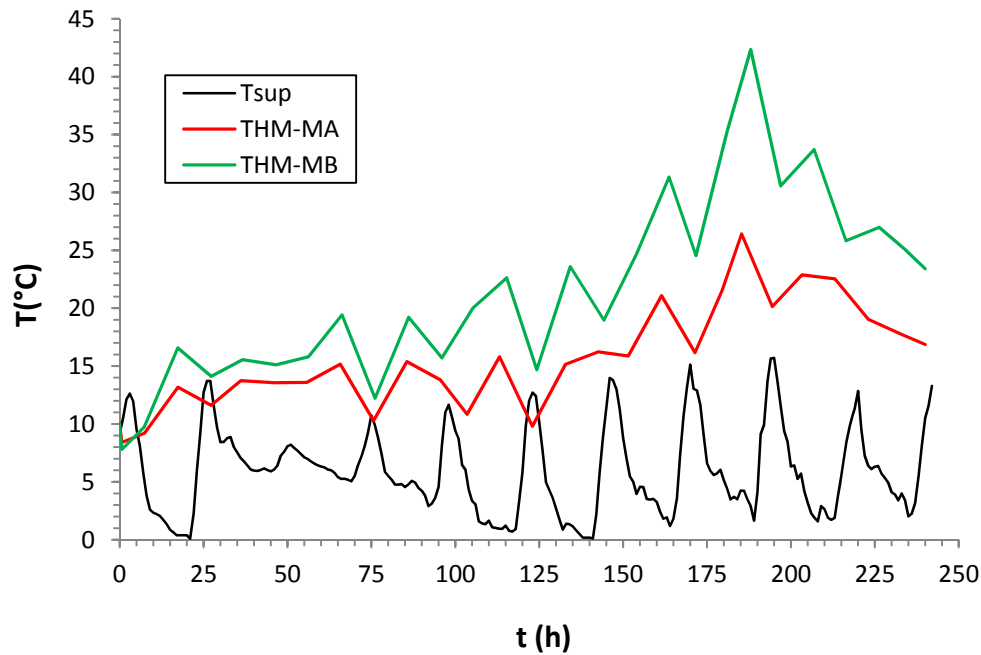


Figura 6.29. Comparación entre la evolución de la temperatura en la superficie de la muestra y la proporcionada por los modelos THM-M.

modelo atmosférico. La muestra debería estar sometida a las mismas condiciones que el terreno original: altura, tipo de superficie, vegetación, irrigación, etc. De este modo, se podría comprobar la bondad de los flujos atmosféricos al reproducir el comportamiento con modelos numéricos.

En relación a los modelos, cabe explorar distintas posibilidades. La primera de ellas es introducir CODE_BRIGHT como un modelo de suelos en WRF. Este paso presenta serios inconvenientes, como la adaptación de condiciones de contorno, escala y tiempo de cálculo, etc. En general, los modelos de suelo que usa WRF son simples en comparación con los que habitualmente se utilizan en el campo de la geotecnia. Este tipo de modelos meteorológicos tienden a parametrizar el suelo y solo se centran en lo que sucede en capas muy superficiales. Además, la variabilidad de las propiedades del suelo es pequeña o nula y la capacidad para intervenir en los parámetros que lo gobiernan son pocos. Otra posibilidad sería introducir las características del suelo a ensayar en el modelo WRF. Esto permitiría observar si se modifican los valores atmosféricos al punto de interés a partir del comportamiento atmosférico.

En definitiva, explorar cómo relacionar los modelos atmosféricos con los modelos de suelo no solo permitiría mejorar la interacción suelo-atmósfera, sino también prescindir de la costosa instrumentación necesaria para medir la atmósfera. En un futuro es previsible que se pueda acoplar el cálculo meteorológico y el cálculo geotécnico tal y como apuntan trabajos recientes (Santanello et al. 2018). No obstante, que se pueda aplicar a la escala de trabajo ingenieril supone un gran reto.

6.8 Conclusiones

En este capítulo se ha hecho un resumen del ensayo de desecación en condiciones reales y se han analizado las medidas registradas. Posteriormente, se han mostrado los resultados de dos tipos de simulaciones. La primera utiliza los datos de los sensores locales para calcular los flujos de vapor, calor y agua líquida (precipitación). En el segundo, los flujos se han calculado con un modelo meteorológico desacoplado de CODE_BRIGHT y se han impuesto como condición de contorno. A continuación se muestran las principales conclusiones.

Conclusiones del enfoque convencional

Para reproducir la consolidación por peso propio de muestras de suelo fluidas es fundamental introducir la parte mecánica. La consolidación aumenta el flujo advectivo durante las primeras horas, por lo que se reduce el volumen de agua disponible en el suelo para evaporar durante las horas posteriores.

Se han hecho simulaciones utilizando valores de velocidad del viento medidos sobre la muestra y de una estación meteorológica alejada de la zona de ensayo. El mejor ajuste se ha conseguido con las medidas sobre la muestra de suelo. Para simular la desecación con valores de velocidad del viento alejados del ensayo ha sido necesario modificar la longitud de rugosidad. Por lo tanto, el uso de valores atmosféricos alejados de la zona de ensayo puede llevar a simulaciones en las que el valor de los parámetros utilizados no sea realista.

Conclusiones del enfoque meteorológico

Los flujos calculados con el modelo meteorológico no consiguen reproducir el fenómeno de desecación de la muestra. Esto puede deberse, principalmente, a dos factores: (1) las propiedades de la muestra ensayada difieren de las propiedades del suelo con las que se calculan los flujos; (2) el modelo de suelo empleado en el cálculo meteorológico se aleja del comportamiento real del suelo.

En relación a las propiedades de la muestra, se recomienda que en ensayos futuros las condiciones de desecación sean lo más parecidas posibles a las del terreno circundante. De este modo, las propiedades de la muestra serían las mismas que las utilizadas por el modelo meteorológico y se podría comprobar la bondad de los flujos atmosféricos.

En relación a los modelos de suelo utilizados por el modelo meteorológico cabe explorar dos posibilidades:

1. Introducir CODE_BRIGHT como un modelo de suelos en WRF en contraposición a los modelos de suelo actuales, que utilizan numerosas simplificaciones. Este paso presenta serios inconvenientes, como por ejemplo, la adaptación de condiciones de contorno o el tiempo de cálculo para simulaciones a gran escala. El modelo meteorológico trabaja en una

Capítulo 6. Modelo THM de un ensayo de campo: comparación entre medidas locales y meteorológicas.

escala de varios kilómetros, que se aleja de la escala de trabajo de los modelos geotécnicos que resolvemos con CODE_BRIGHT.

2. Introducir las características del suelo a ensayar en el modelo WRF, lo que permitiría observar si se capta la evolución del comportamiento del suelo aplicando los flujos atmosféricos en el punto de interés.

Capítulo 7

Ensayos de evaporación de agua libre y en suelos

7.1 Introducción

En el planteamiento de experimentos y modelos de interacción suelo-atmósfera, algunos autores parten de la base de que la evaporación del agua desde el suelo (evaporación real, AE) no puede superar a la evaporación del agua en lámina libre (evaporación potencial, PE) (e.g. Suzuki and Maeda 1968; Schlünder 1988; Wilson et al. 1994, 1997; Shahraeeni et al. 2012; Neriah et al. 2014). Sin embargo, hay autores que han detectado, directa o indirectamente, que el cociente AE/PE puede ser mayor a 1 en las etapas iniciales de evaporación (Wilson et al. 1997; Blight 2002; Teng et al. 2014; Tollenaar 2017; An et al. 2018). Las causas de que la evaporación desde el suelo pueda ser mayor a la del agua libre no son conocidas y podrían cambiar la comprensión del fenómeno de evaporación y el planteamiento de determinados modelos.

La detección de que el cociente AE/PE pueda ser mayor a 1 ha llevado a plantear algunos ensayos. Para realizarlos, se ha contado con la ayuda del estudiante David Encalada López del Máster en Ingeniería del Terreno. El conjunto de ensayos y resultados que se muestra en este capítulo forma parte de su trabajo final de Máster (Encalada, 2018). En la tutorización de dicho trabajo ha participado el autor de esta tesis y los directores Alberto Ledesma Villalba y Pere Prat Catalán.

El objetivo del capítulo es hacer una revisión del problema y comparar la evaporación entre muestras de suelo y agua libre. Para ello, el capítulo se ha estructurado en siete apartados. En el segundo apartado se comentan los ensayos de otros autores y los resultados obtenidos. En el tercero se describe los materiales empleados (arcilla, arena y agua libre) y la preparación de las muestras. En los

apartados cuarto, quinto y sexto, respectivamente, se explican los ensayos ejecutados en la atmósfera del laboratorio, sin viento y con viento, y en la cámara ambiental. En el último apartado se muestran las conclusiones.

7.2 Revisión del problema

La evaporación potencial PE (del inglés *potential evaporation*) es aquella en la que el suministro de agua a la superficie no es un factor limitante para la evaporación. En otras palabras, se trata de la evaporación en la que toda la energía que llega a la superficie es utilizada por el agua para cambiar de fase. Por este motivo, es habitual equipararla a la evaporación de agua en lámina libre. Por su parte, la evaporación real AE de un suelo (del inglés *actual evaporation*) es la que depende tanto de los factores atmosféricos como de las propiedades del suelo.

En el caso de un suelo saturado se supone que el cociente AE/PE, llamado *evaporación relativa*, debería ser menor o igual a 1. Esta relación se utiliza a menudo como elemento comparativo del efecto de las propiedades del suelo durante la evaporación (Suzuki and Maeda 1968; Lehmann et al. 2008). Sin embargo, algunos estudios han publicado resultados en los que AE/PE es mayor a 1 en igualdad de condiciones.

En ensayos de campo, Penman (1948) llegó a la conclusión de que la relación AE/PE es 0.9. Es un valor promedio, pero en sus medidas hay valores superiores a 1. Blight (2002) midió que la evaporación en el suelo desnudo es mayor que la del agua libre en condiciones de invernadero. Sin embargo, se considera que ambas medidas no son comparables, dado que los recipientes con suelo tenían orificios drenantes en la base por los que se podría haber perdido agua líquida y aumentar la tasa de evaporación.

En relación a ensayos de laboratorio, Wilson et al. (1991, 1994) obtienen valores de AE/PE inferiores a 1 en columnas de arena en cámara ambiental. No se especifica que haya inyección directa de aire, por lo que el viento debe ser el de la sala de ensayos. Sin embargo, en Wilson et al (1997), los mismos autores muestran que la evaporación relativa en arenas fue mayor a 1 utilizando el mismo procedimiento de ensayo. Este aumento lo justifican con los cambios en la resistencia aerodinámica que las paredes del recipiente produce a medida que el nivel de agua libre desciende durante la evaporación. En las medidas de Teng et al. (2014) se observan muchos puntos con una evaporación relativa (AE/EP) superior a 1, pero no hace referencia a ellos en sus conclusiones. En este caso, los ensayos se realizaron en una pequeña cámara en la que se inyectaba aire por encima de la muestra. Tollenaar (2017) realiza ensayos de evaporación en muestras de arena y arcilla y obtiene que AE/EP es mayor a 1 en todos los casos (con viento y sin viento). Su justificación es que la mayor área producida por la rugosidad del suelo aumenta su evaporatividad respecto al agua libre. El viento sobre las muestras se proyectaba perpendicular a la superficie.

An et al. (2018) representan múltiples medidas de laboratorio de tres tipos

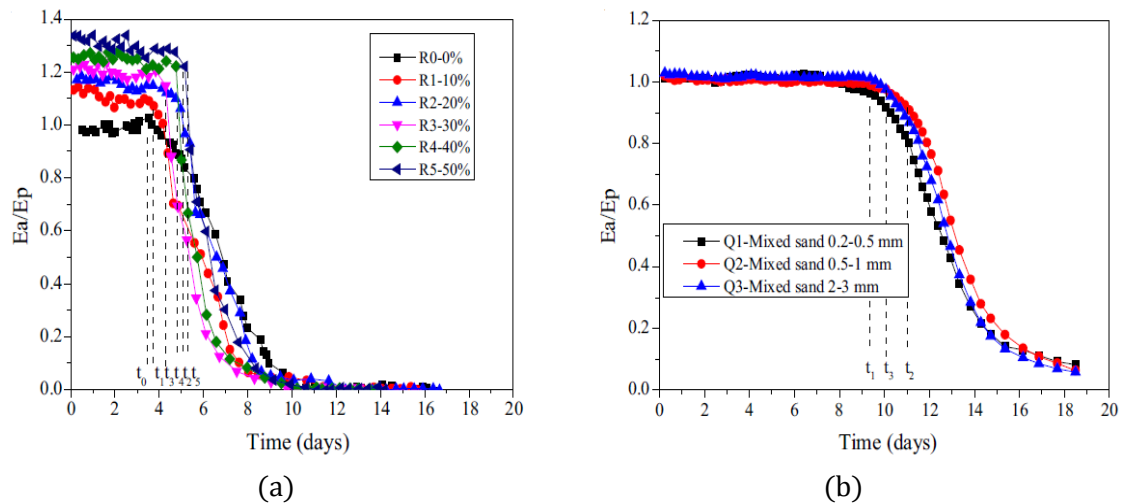


Figura 7.1. Valores de evaporación relativa de An et al. (2018): (a) ensayos sobre muestras de arcilla y el porcentaje de arena indicado en la leyenda, (b) ensayos de mezcla 50-50% (arena-arcilla) utilizando distintos tamaños de arena según la leyenda.

de ensayo dependiendo del material: (1) arcilla, (2) mezclas de arcilla y arena en distintas proporciones y (3) distintos tamaños de arena con la misma proporción de arcilla. En el caso de las arcillas el cociente AE/PE es menor a 1 en todos los ensayos, pero el valor aumenta con el espesor de la muestra para un mismo molde. La justificación es que las paredes del molde protegen del viento a la superficie de la muestra. Por lo tanto, a mayor distancia libre entre la superficie del suelo y el borde superior del molde, más se reduce la evaporación. Para los ensayos de mezcla de arcilla y arena se observa que la evaporación relativa es mayor o igual a 1 en todos los casos (Figura 7.1a). El cociente AE/EP aumenta con el contenido de arena, alcanzando un valor máximo de 1.35 (ensayo R5) con el mayor contenido de arena (50%). Según An et al. (2018), la adición de arena aumenta el área de evaporación al crecer la rugosidad, pero esta explicación contradice a las medidas del siguiente bloque. En el tercer tipo de ensayos se utilizan distintos tamaños de arena (desde 0.2 mm a 3 mm), pero la proporción siempre es la misma: 50% de arena y 50% de arcilla. Sin embargo, la evaporación relativa es prácticamente la unidad en todos los casos (Figura 7.1b). No se ha encontrado explicación a esta discrepancia en el artículo de An et al. (2018).

Hellwig (1973) realizó ensayos de campo con columnas formadas por 3 tipos de mezcla de arena y finos con el nivel freático a distintas profundidades. A partir de los resultados obtenidos estableció que la evaporación del agua libre es mayor y que el porcentaje de arena no influía en la evaporación si el nivel freático estaba en la superficie. Así pues, la conclusión de Hellwig (1973) es contraria a An et al. (2018), que apunta a la mayor rugosidad de la arena como causa de la evaporación relativa mayor a 1.

Con base en los trabajos citados, parece ser que la evaporación relativa puede ser mayor a 1 en la fase inicial de evaporación. En el caso de Penmann (1948) y Teng et al. (2014) se observan valores de hasta un 10% más, un 20% según las

medidas de Wilson et al. (1997) y hasta un 35% en An et al. (2018). Algunos autores indican que la causa está en el aumento de la superficie de evaporación. Otros argumentan que el fenómeno se debe a cambios en las condiciones de evaporación del agua libre durante su evaporación. Finalmente, hay autores (e.g. Wilson et al. 1991, 1994) que no han dado explicación al fenómeno.

La característica común de todos los trabajos en los que se observa una evaporación relativa mayor a 1 es la presencia de aire, ya sea de forma directa o indirecta. Por este motivo, durante la investigación se han realizado ensayos de evaporación de muestras de agua y suelo sobre las que se han aplicado distintas condiciones de viento. En los sucesivos apartados se explican los ensayos y se muestran y analizan los resultados obtenidos.

7.3 Materiales y preparación de las muestras

Los ensayos se han hecho con muestras de arena, arcilla y agua libre. Cada uno por separado, sin mezclas. En este apartado se describe las características y la preparación de las muestras.

7.3.1 Arena

La arena utilizada se ha obtenido de la playa de Castelldefels, municipio cercano a Barcelona. Las características medidas de la arena se muestran en la Tabla 7.1.

Tabla 7.1. Características de la arena

Propiedad	Valor
Tamaño partículas	150 μm – 1.18 mm
ρ_s (g/cm ³)	2.65
w_{sat} (-)	22.7
γ_{sat} (kN/m ³)	19.9
γ_d (kN/m ³)	16.2
e (-)	0.602

El resto de propiedades no se han obtenido de forma directa, sino a partir de la comparación con otras arenas que han servido de referencia. En este caso, con la arena de la UPC-LAB de Acosta (2016) y la arena de Beaver Creek obtenida de la base de datos del programa SVSOILS. En la Figura 7.2 se muestra la granulometría de la arena de Castelldefels (Lloret 2016) y se compara con las de referencia. Nótese la similitud de las curvas, de lo que se deduce que el resto de propiedades pueden ser parecidas. La Tabla 7.2 muestra las propiedades hidráulicas de las arenas de Acosta (2016) y Beaver Creek (SVSOILS) como valores aproximados a la arena del ensayo.

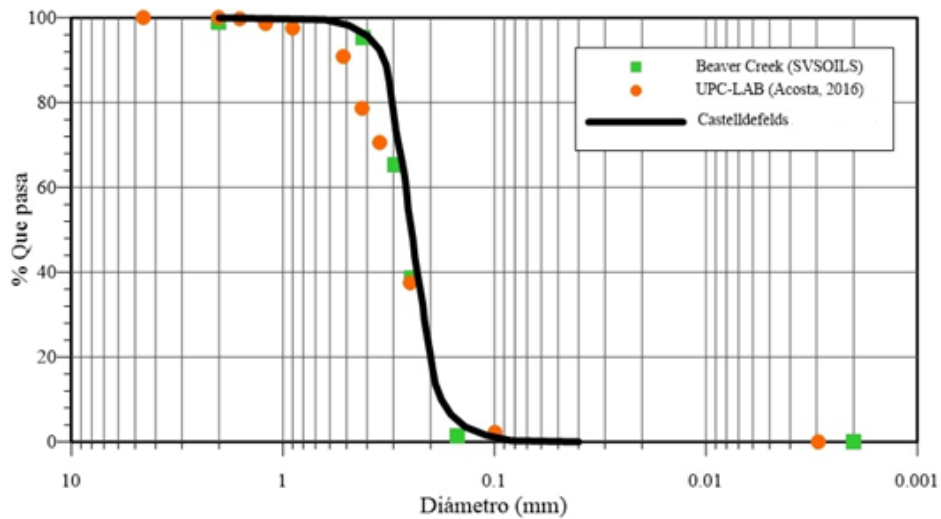


Figura 7.2. Granulometría de la arena de Castelldefels (Lloret 2016), Beaver Creek (SVSOILS) y UPC-LAB (Acosta 2016).

Tabla 7.2. Permeabilidad intrínseca y parámetros de curva de retención de referencia

Ecuación constitutiva	Parámetro	UPC-LAB	Beaver Creek
Permeabilidad intrínseca	K_s (m ²)	5.97×10^{-12}	1.71×10^{-11}
Curva de retención (van Genuchten)	λ (-)	0.6	0.7
	P_0 (kPa)	2.80	2.88
	S_{ls} (-)	0.02	0.02
	S_{rl} (-)	1	1

Tabla 7.3. Características del suelo de Agrópolis.

Propiedad	Valor
ρ_s (g/cm ³)	2.70
LL (%)	28.52
LP (%)	16.43
I_p (%)	12.09

Para preparar la muestra, primero se eliminaron las partículas superiores a 2 mm y se retiraron impurezas visibles (e.g. conchas, material orgánico). Posteriormente, el material resultante se lavó con agua usando el tamiz 100.

7.3.2 Arcilla

La muestra de arcilla se ha obtenido de las instalaciones de Agrópolis de la UPC (Viladecans). Se trata de una arena arcillosa (SC) con las propiedades de la Tabla 7.3 (Ruiz 2015).

La Figura 7.3 muestra la granulometría de la arena arcillosa. Para la

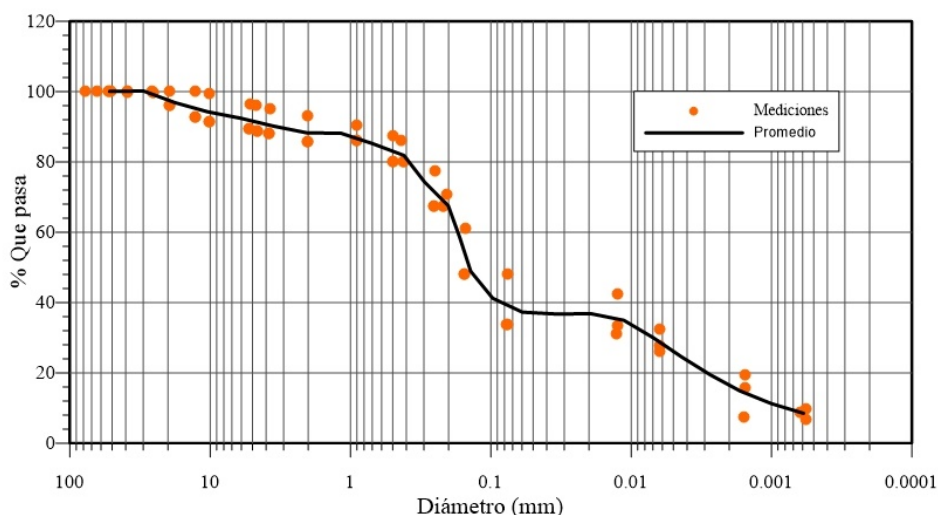


Figura 7.3. Granulometría del material suelo de Agrópolis

preparación de las muestras se machacó el suelo con un martillo de goma y se tamizó el material inferior a 2 mm. El material resultante es una arcilla limosa (CM). Posteriormente, el material se mezcló con abundante agua mediante amasado hasta su saturación. No se dispone de la curva de retención, pero el material es similar a la arcilla del Campus Nord (capítulo 5).

7.4 Ensayos sin viento

Este primer grupo de ensayos consiste en la evaporación libre de las muestras en el laboratorio de Mecánica de Suelos y atmósfera controlada de la Universidad Politécnica de Cataluña. Las condiciones del laboratorio se consideran constantes, con una temperatura media de 22°C y una humedad relativa del 60%. En total se han realizado 4 rondas de ensayos sin viento con 5 bandejas por ronda.

7.4.1 Ronda 1

En la primera ronda se dejaron evaporar 2 bandejas de agua destilada, 1 bandeja de agua con una concentración de cloruro de sodio (NaCl) de 0.2 g/ml, una de arcilla limosa (fracción fina del suelo de Agrópolis) y otra bandeja de arena. Todas las muestras de suelo se saturaron al inicio del ensayo. En la Tabla 7.4 se indican las características de cada bandeja. Las humedades de la bandeja de arena se han obtenido a partir de la masa de agua añadida a la fracción sólida. En el caso de la arcilla, las humedades se han obtenido a partir de muestras secadas en el horno a 100 °C.

La Figura 7.4 muestra la posición de las bandejas, que se mantuvo en todos los ensayos aunque con contenidos distintos como se verá en el resto de rondas. A la izquierda de la Figura 7.4 se observan dos cajas grandes colocadas para evitar corrientes de aire por la abertura de una puerta cercana.

Tabla 7.4. Características de las bandejas de la ronda 1; e =espesor; w_0 =humedad inicial; w_f =humedad final.

Bandeja	Muestra	Peso total (g)	Agua inicial (g)	Agua final (g)	w_0 (%)	w_f (%)
A-1	Agua	1748.5	1748.5	1053.3	-	-
B-1	Agua	1758.6	1758.6	940.4	-	-
C-1	Agua con sal	1956.6	1956.6	1308.4	-	-
D-1	Arena ($e=17\text{mm}$)	1648.8	308.3	4.2	22.7	0.3
E-1	Arcilla ($e=22\text{mm}$)	1805.0	446.4	27.8	32.9	2.0

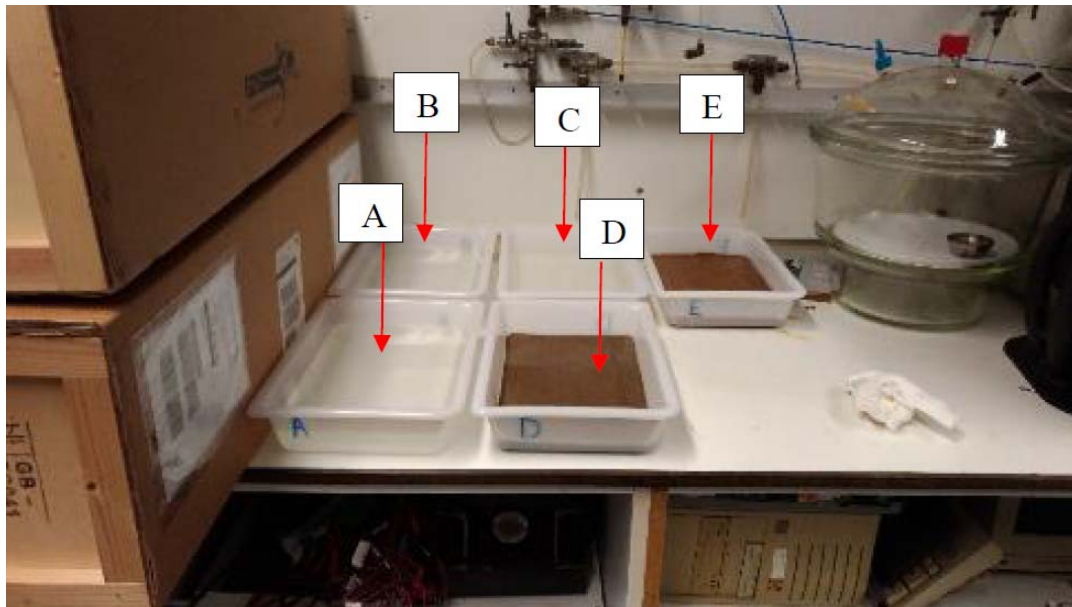


Figura 7.4. Posición de las bandejas en los ensayos de la ronda 1

En la Figura 7.5 se muestra la pérdida de agua en todas las bandejas. Las bandejas con agua (A-1, B-1 y C-1) evaporan más rápido y con una tasa casi constante en comparación con las muestras de suelo. Nótese cómo la bandeja C-1 es la que muestra menor evaporación de todas las bandejas con agua, probablemente debido a la sal disuelta. La bandeja D-1 muestra un cambio brusco a las 70 h para mantenerse luego constante, indicando que ha evaporado todo el agua posible. Por último, la bandeja E-1 mantiene una tasa constante hasta las 100 h para luego disminuir progresivamente.

En la Figura 7.6 se ha dibujado la velocidad de evaporación en el tiempo. En todas las bandejas la velocidad es decreciente. A partir de 80 h, la velocidad de la bandeja E-1 decrece progresivamente hasta el final del ensayo. La muestra D-1 sufre un descenso rápido entre las 60 h y las 110 h, momento en que deja de evaporar.

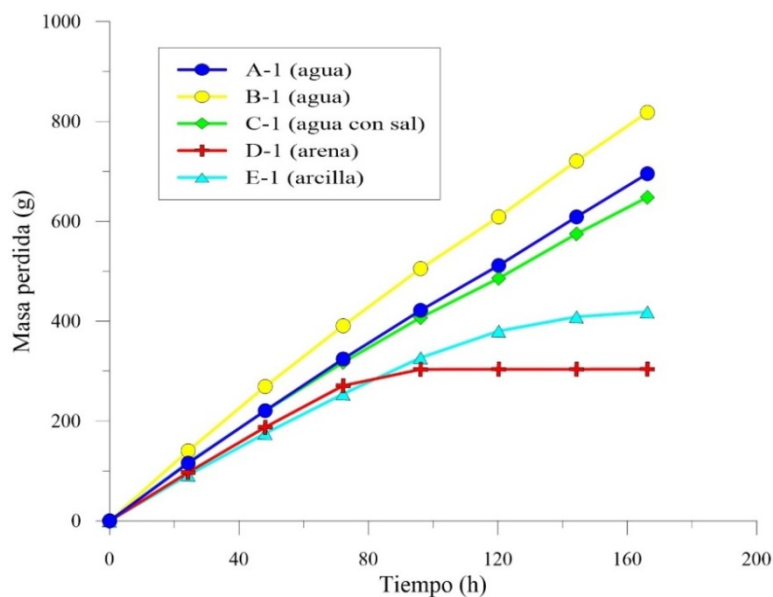


Figura 7.5. Masa de agua evaporada acumulada en la ronda 1 de ensayos

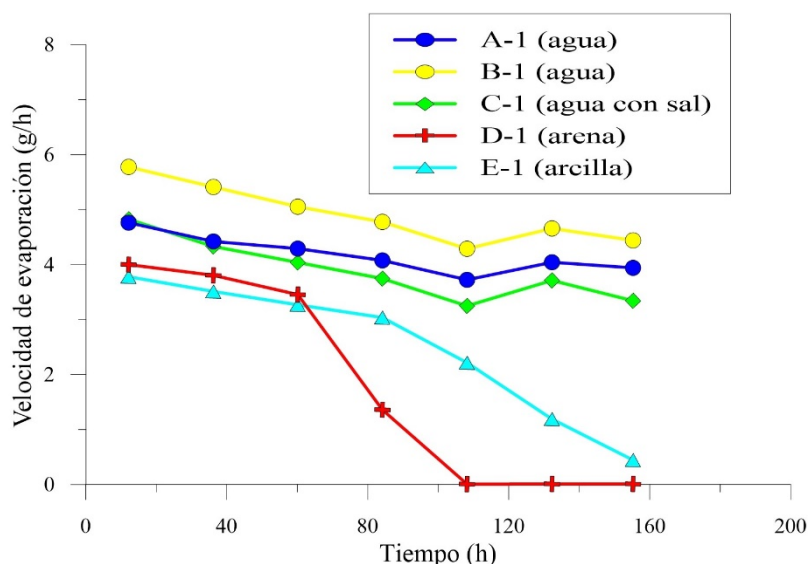


Figura 7.6. Velocidad de evaporación en la ronda 1 de ensayos

En la Figura 7.7 se muestra el agrietamiento de la muestra de arcilla a distintas horas. El agrietamiento comienza a las 24 h y a las 48 h se ha formado el patrón de grietas principales. Nótese cómo en este intervalo la tasa de evaporación (Figuras 7.5 y 7.6) es prácticamente constante a pesar de la formación de grietas. A las 96 h el patrón de agrietamiento es definitivo, pero hay 3 celdas en la parte superior que parecen mostrar una tonalidad más oscura. Esto indica que la evaporación no es homogénea sobre toda la superficie. En el estado final de la muestra (166 h), todas las celdas muestran el mismo color.

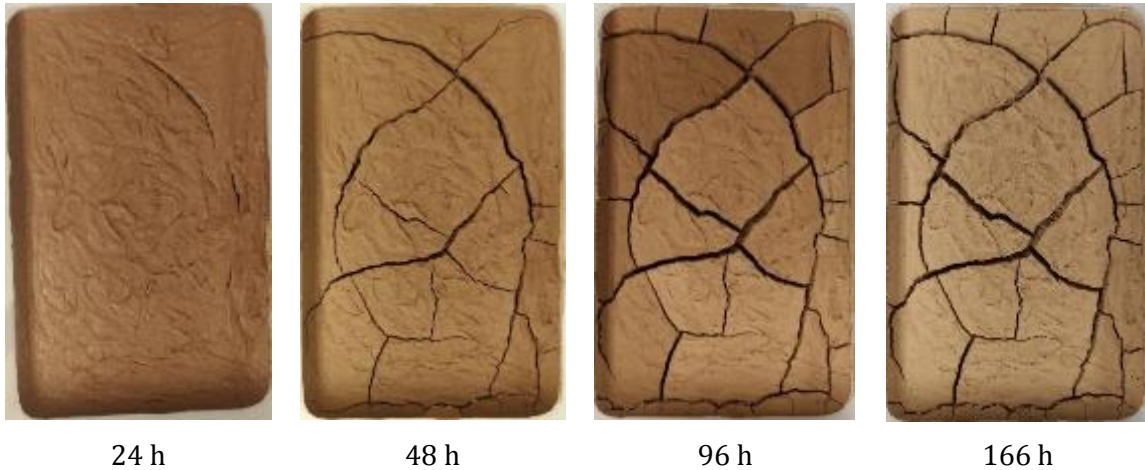


Figura 7.7. Secuencia de imágenes de la muestra de arcilla de la ronda 1

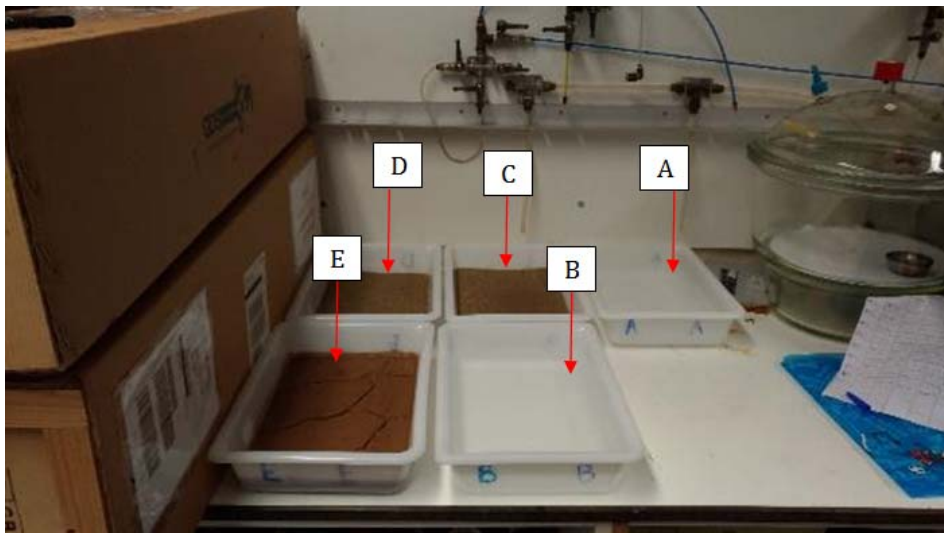


Figura 7.8. Posición de las bandejas en los ensayos de la ronda 2

7.4.2 Ronda 2

En esta ronda se modificó la distribución de las bandejas respecto a la ronda 1 (Figura 7.8). Se sospecha que pequeñas corrientes de aire podrían afectar a la evaporación de las bandejas. Por este motivo, las bandejas de agua (A-2, B-2) se colocaron al otro lado respecto de la ronda 1. Se decidió eliminar la bandeja que contenía agua con sal para no añadir más variables al experimento. En la Tabla 7.5 se indican las características del contenido de las bandejas.

Tabla 7.5. Características de las bandejas de la ronda 2; e=espesor; w_0 =humedad inicial; w_f =humedad final.

Bandeja	Muestra	Peso total (g)	Agua inicial (g)	Agua final (g)	w_0 (%)	w_f (%)
A-2	Agua	1749.53	1749.5	842.2	-	-
B-2	Agua	1761.60	1761.6	796.5	-	-
C-2	Arena (e=30mm)	2401.07	448.7	0.2	23.0	0.0
D-2	Arena (e=17mm)	1646.74	303.0	0.8	22.6	0.1
E-2	Arcilla (e=22mm)	1976.48	492.9	28.0	33.2	2.2

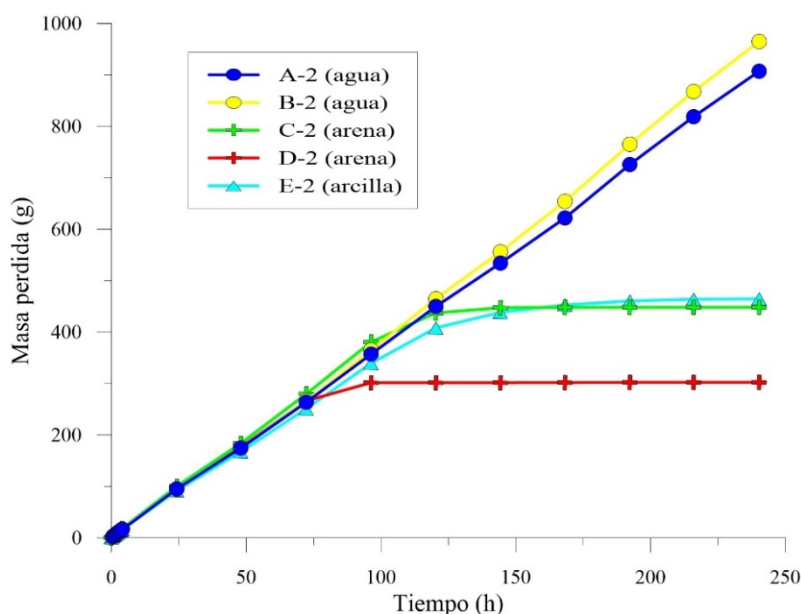


Figura 7.9. Masa de agua evaporada acumulada en la ronda 2 de ensayos

En cuanto a la pérdida acumulada de agua de las bandejas (Figura 7.9) se observa que, inicialmente, todas tienen la misma tasa de pérdida. Solo la bandeja C-2 (arena) parece mostrar un valor ligeramente por encima entre las 25 h y las 100 h. La pérdida de las bandejas con agua (A-2, B-2) es más o menos constante, mientras que las de arena (C-2, D-2) muestran cambios más bruscos que la de arcilla (E-2).

En relación a la velocidad de evaporación (Figura 7.10) se destacan dos aspectos. En primer lugar, la evaporación inicial de la arena es ligeramente superior a la del agua. La causa podría estar en la nueva ubicación de la bandeja de arena respecto de la ronda 1 o que, en este caso, el cociente AE/PE es mayor a 1. En

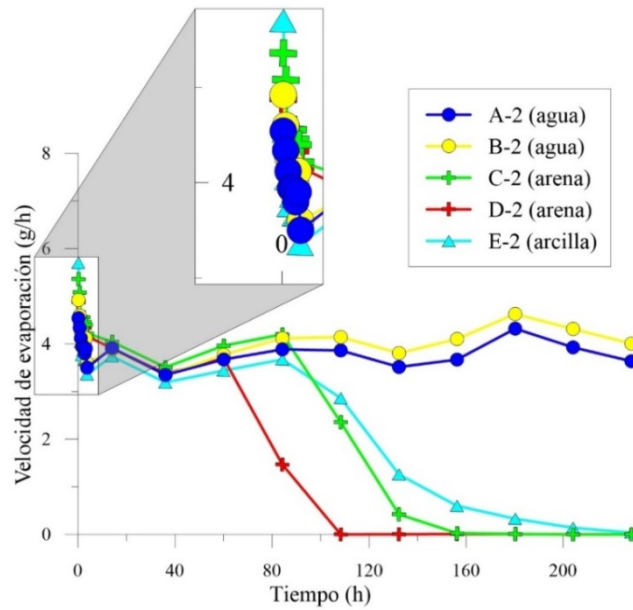


Figura 7.10. Velocidad de evaporación en la ronda 2 de ensayos

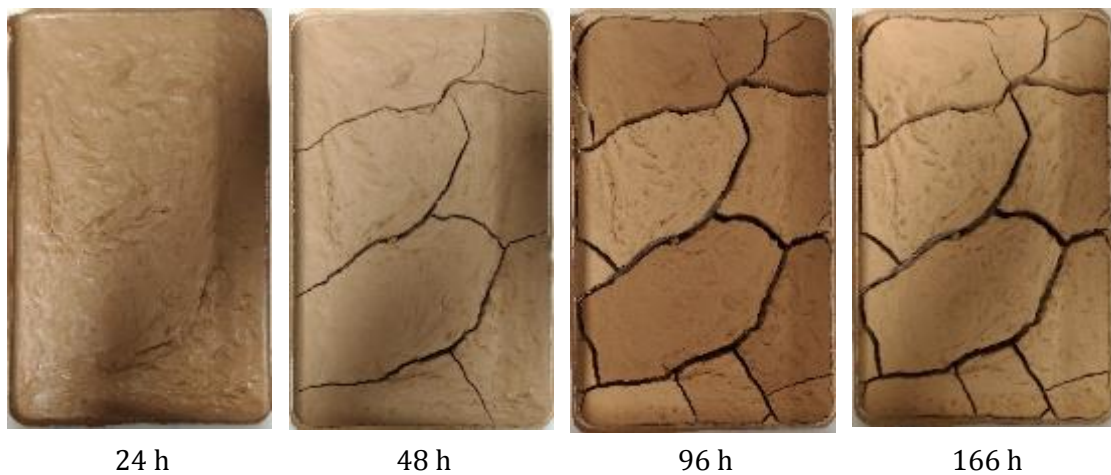


Figura 7.11. Secuencia de imágenes de la muestra de arcilla de la ronda 2

segundo lugar, en el instante inicial se observa un descenso brusco de la velocidad de evaporación de todas las bandejas. La causa podría estar relacionada con el enfriamiento de la superficie debido al cambio de fase del agua al inicio de la evaporación. No obstante, la temperatura en la superficie de las muestras no se midió.

La evolución del agrietamiento de la bandeja E-2 (Figura 7.11) es similar a la de E-1 (ronda 1). A las 48 h se observa el patrón de grietas principales. A las 96 h se observan bloques con diferentes tonalidades de color que no se observan en el estado final (166 h). Nótese, nuevamente, cómo la aparición de grietas no modifica la pendiente inicial de la bandeja E-2 en las Figuras 7.9 y 7.10 respecto al resto de muestras.

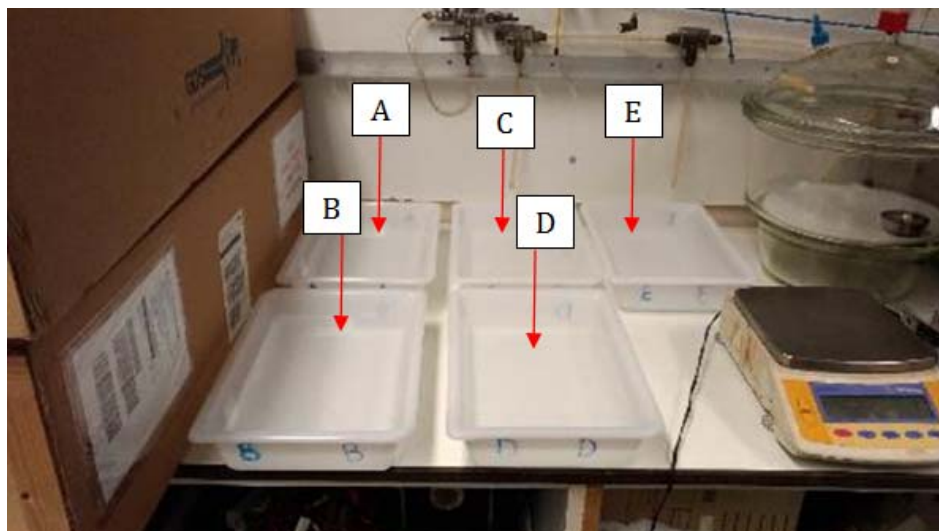


Figura 7.12. Posición de las bandejas en los ensayos de la ronda 3

Tabla 7.6. Características de las bandejas de la ronda 3

Bandeja	Muestra	Peso inicial (g)	Agua final (g)
A-3	Agua	1754.82	1134.6
B-3		1749.72	1207.5
C-3		1760.87	1165.1
D-3		1760.14	1233.5
E-3		1743.53	1233.2

7.4.3 Ronda 3

En esta ronda solo se sometieron a evaporación bandejas con agua (Figura 7.12). El objetivo era medir la evaporación potencial y observar si la posición de la bandeja afecta a las medidas. El contenido de las bandejas se presenta en la Tabla 7.6.

En las Figuras 7.13 y 7.14 se muestran la masa perdida y la velocidad de evaporación de la ronda de ensayos 3. Las bandejas A-3 y C-3 evaporan el 20% y 15% más rápido, respectivamente, que el resto de bandejas. Nótese cómo las bandejas B-3, D-3 y E-3 tienen, a efectos prácticos, la misma evaporación. Esto podría indicar que la ubicación de las bandejas influye en la evaporación debido a las corrientes de aire que llegan a la superficie. De ser así, otro factor que algunos autores indican como causa de las diferencias con la evaporación potencial es la distancia entre la superficie del agua y el borde superior de la bandeja. Este fenómeno afectaría al flujo de aire por encima del agua y, por tanto, al flujo de vapor. No obstante, las bandejas A-3 y C-3 evaporan más desde el inicio y, en consecuencia, la distancia al borde superior sería mayor. Esto no parece haber afectado a la velocidad de evaporación de dichas bandejas.

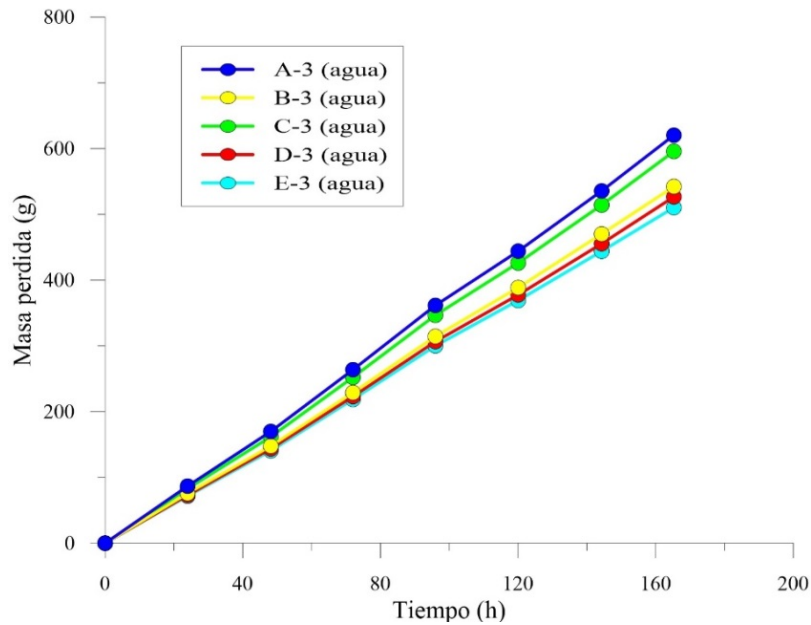


Figura 7.13. Masa de agua evaporada acumulada en la ronda 3 de ensayos

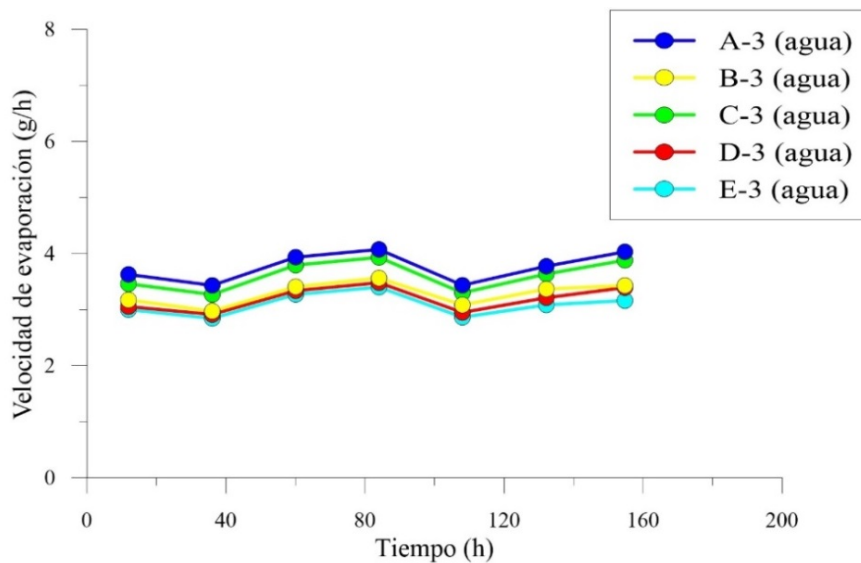


Figura 7.14. Velocidad de evaporación en la ronda 3 de ensayos

7.4.4 Ronda 4

En este caso se pusieron a evaporar bandejas de arena con el mismo espesor de 17 mm (Figura 7.15). El objetivo es comprobar, nuevamente, si la posición de la bandeja influye en la evaporación. En la Tabla 7.7 se indican las características de cada bandeja.

En la Figura 7.16 se representa la pérdida de masa de agua acumulada. Las bandejas A-4 y C-4 muestran la mayor pérdida por evaporación coincidiendo con la posición de las bandejas de A-3 y C-3.

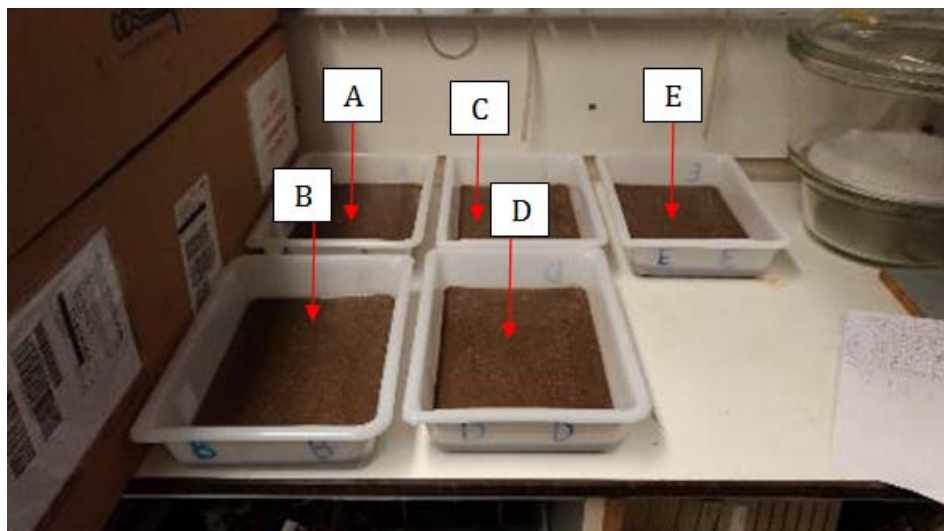


Figura 7.15. Posición de las bandejas en los ensayos de la ronda 4

Tabla 7.7. Características de las bandejas de la ronda 4

Bandeja	Muestra	Peso total (g)	Agua inicial (g)	Agua final (g)	w ₀ (%)	w _f (%)
A-4	Arena	1666.30	312.4	0.5	23.0	0.03
B-4		1659.62	312.6	0.5	23.2	0.04
C-4		1662.95	310.6	0.5	23.0	0.04
D-4		1658.15	311.5	0.5	23.1	0.03
E-4		1663.07	311.7	0.5	23.1	0.04

En la Figura 7.17 se observa la velocidad de evaporación real de las muestras. Hasta las 72 h se tiene una evaporación inicial constante (aprox.) en las bandejas B-4, D-4 y E-4. En las bandejas A-4 y C-4 es ligeramente decreciente. Posteriormente, la velocidad de evaporación decrece hasta las 110 h (aprox.), momento en que se ha evaporado la totalidad del agua. La evaporación al inicio en A-4 es un 30% mayor que la bandeja E-4.

En esta ronda de ensayos se comprueba que, efectivamente, la posición de las bandejas afecta a la evaporación aunque la percepción de las condiciones atmosféricas sean las mismas. Es posible que pequeños remolinos de aire afecten a las bandejas situadas en la esquina aumentando su evaporación. En general, este aspecto podría ser fuente de diferencias entre las medidas de evaporación entre suelos y agua libre.

7.4.5 Comparación de resultados sin viento

En los ensayos se ha detectado que la posición de las bandejas podría afectar a la tasa de evaporación al introducir pequeños cambios en las condiciones atmosféricas. Por este motivo, en primer lugar se ha comparado la evaporación de

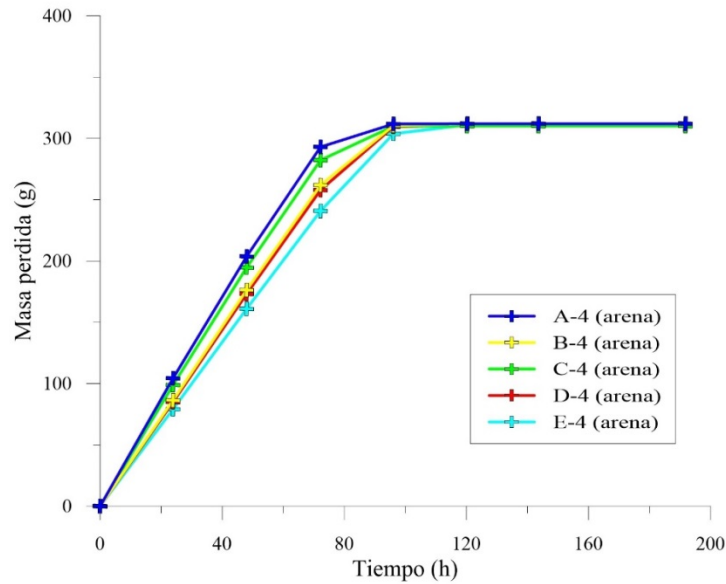


Figura 7.16. Masa de agua evaporada acumulada en la ronda 4 de ensayos

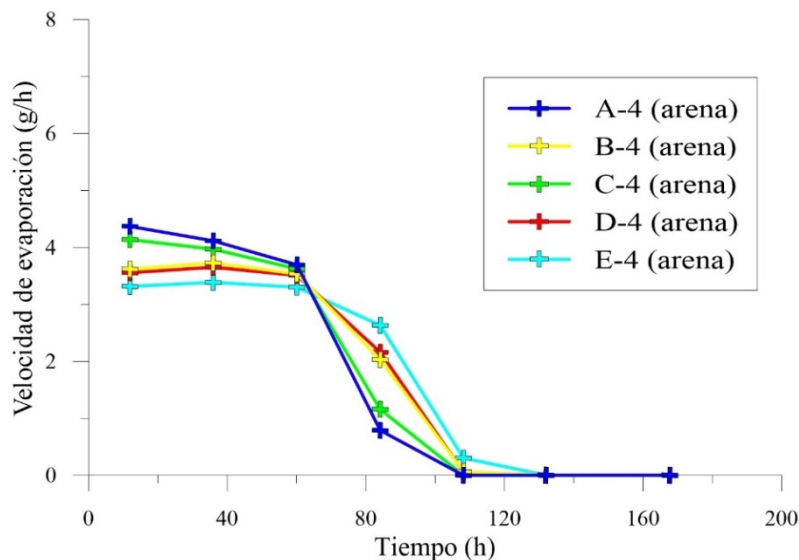


Figura 7.17. Velocidad de evaporación en la ronda 4 de ensayos

las bandejas que parecen más susceptibles a los cambios de posición (Figuras 7.18 y 7.19).

La Figura 7.18 muestra la pérdida de agua de las bandejas que han ocupado la esquina interior izquierda: B-1 (agua), D-2 (arena), A-3 (agua) y A-4 (arena). La Figura 7.19 muestra la pérdida de agua de las bandejas situadas al lado de la esquina y en segunda fila: C-1 (agua con sal), C-2 (arena), C-3 (agua) y C-4 (arena). Ninguna de las dos figuras es concluyente. Respecto a la evaporación de agua en la primera ronda de ensayos (bandejas B-1 y C-1), las muestras de suelo (D-2, A-4, C-2 y C-4) muestran una tasa inferior de evaporación. Sin embargo, respecto a las muestras de agua de la tercera ronda (A-3 y C-3), la tasa de evaporación es mayor.

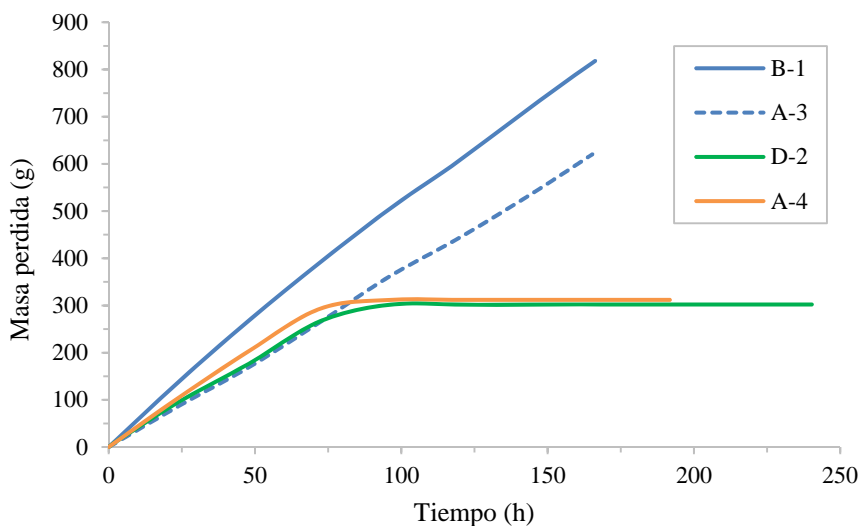


Figura 7.18. Masa de agua evaporada de las bandejas de la esquina

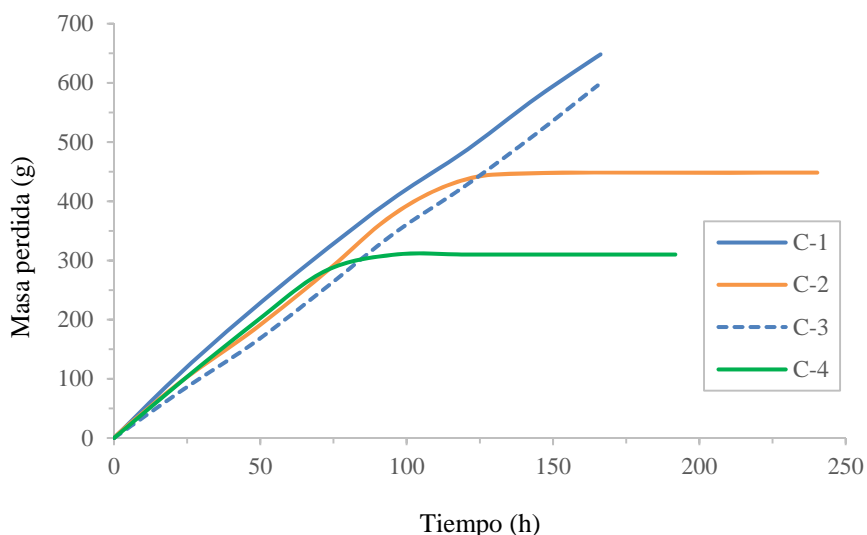


Figura 7.19. Masa de agua evaporada de las bandejas situadas cerca de la esquina

La masa perdida en el conjunto de las muestras de suelo se presenta en la Figura 7.20. Se distinguen tres fases: (1) pérdida constante de agua, (2) fase de transición y (3) contenido de agua cerca del residual con evaporación casi nula. En general, la evaporación de las arcillas y de las muestras con más espesor se prolonga más en el tiempo con transiciones más progresivas.

En la Figura 7.21 se observa que la velocidad de evaporación real tiene una tendencia constante entre 3 y 5 g/h en la fase inicial. La pendiente del descenso de velocidad es más suave en las muestras arcillosas (E-1 y E-2) que en las de arena (resto), excepto si el espesor es mayor.

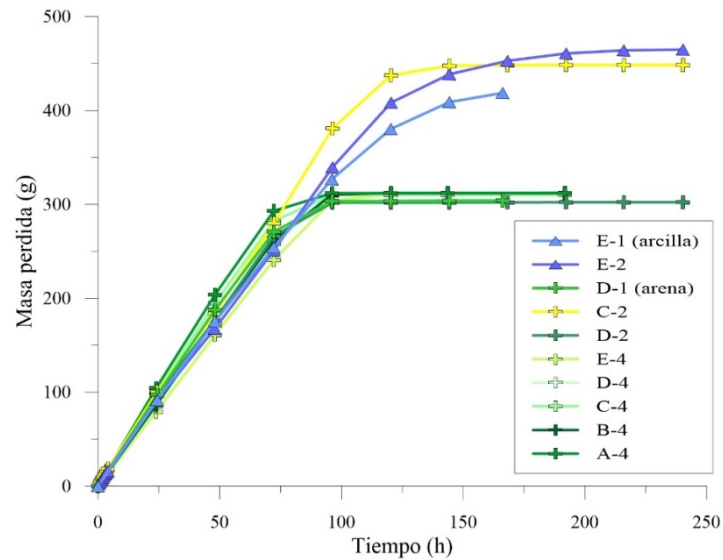


Figura 7.20. Masa de agua evaporada acumulada en todas las bandejas con suelo: D-1, arena ($e=1.7$ cm); E-1 arcilla ($e=2.2$ cm); C-2 arena ($e=3$ cm); D-2, arena ($e=1.7$ cm); y E-2, arcilla ($e=2.2$ cm). Ensayos ronda 4, $e=1.7$ cm.

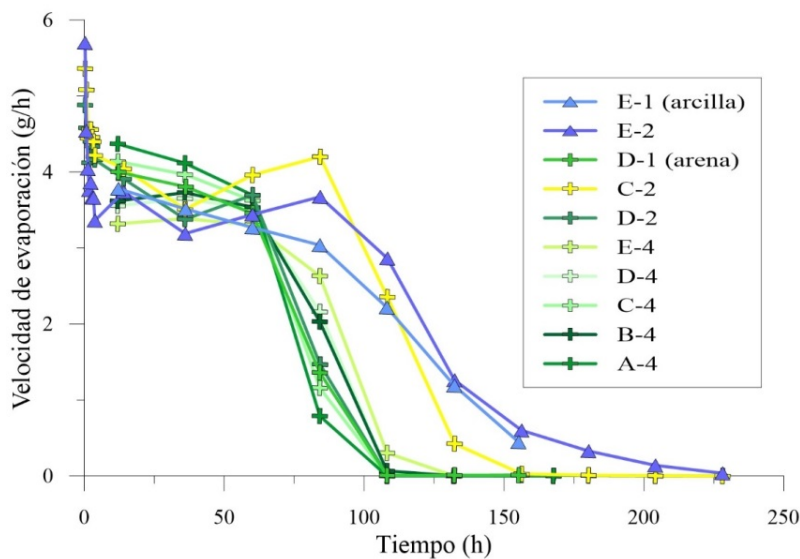


Figura 7.21. Velocidad de evaporación de todas las bandejas con suelo: D-1, arena ($e=1.7$ cm); E-1 arcilla ($e=2.2$ cm); C-2 arena ($e=3$ cm); D-2, arena ($e=1.7$ cm); y E-2, arcilla ($e=2.2$ cm). Ensayos ronda 4, $e=1.7$ cm.

La Figura 7.22 muestra la velocidad de evaporación con el contenido de agua, donde puede identificarse la fase 1 de evaporación, más o menos constante. En el caso de la arena, esta fase termina con un contenido de agua (5%) inferior al de la arcilla (12%).

Para comparar la evaporación real con la evaporación potencial de todas las rondas se ha promediado la evaporación potencial de las bandejas con agua. La relación AE/PE se muestra en la Figura 7.23, con un valor comprendido entre 0.8 y 1 al inicio de cada ensayo.

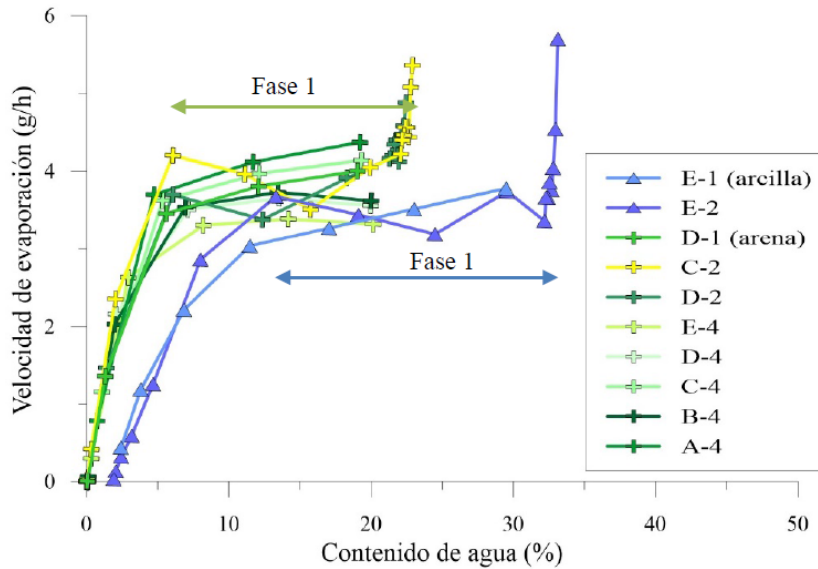


Figura 7.22. Velocidad de evaporación de todas las bandejas con suelo en función del contenido de agua: D-1, arena ($e=1.7$ cm); E-1 arcilla ($e=2.2$ cm); C-2 arena ($e=3$ cm); D-2, arena ($e=1.7$ cm); y E-2, arcilla ($e=2.2$ cm). Ensayos ronda 4, $e=1.7$ cm.

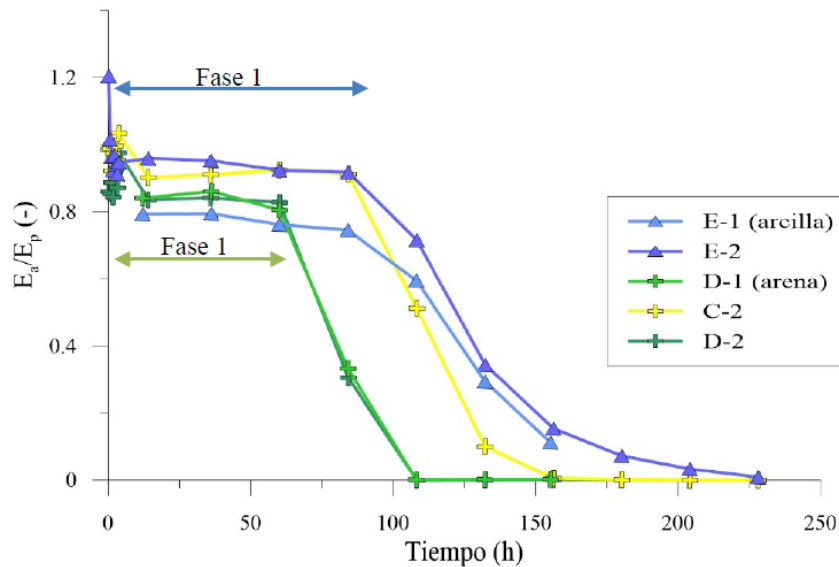


Figura 7.23. Evaporación relativa en el tiempo de todas las bandejas con suelo: D-1, arena ($e=1.7$ cm); E-1 arcilla ($e=2.2$ cm); C-2 arena ($e=3$ cm); D-2, arena ($e=1.7$ cm); y E-2, arcilla ($e=2.2$ cm). Ensayos ronda 4, $e=1.7$ cm.

7.5 Ensayos con viento

Para observar el comportamiento de las muestras bajo la acción del viento se utilizó un ventilador de sobremesa de 45 W de potencia (Orbegozo BF 0136). Los ensayos se hicieron en la misma zona del laboratorio en donde se realizaron los ensayos sin viento. La evaporación se midió con la pérdida de peso mediante una balanza. Se han realizado un total de 6 rondas de ensayos con diferentes



Figura 7.24. Posición de las bandejas en los ensayos de la ronda 1 con viento

Tabla 7.8. Características de las bandejas de la ronda 1 con viento

Bandeja	Muestra	Peso total (g)	Agua inicial (g)	Agua final (g)	w_0 (%)	w_f (%)
WW1-1	Agua (e=17mm)	1817.6	1817.6	554.79	-	-
WW1-2	Agua (e=17mm)	1758.8	1758.8	777.18	-	-
WS1-1	Arena (e=17mm)	1740.3	347.2	4.1	24.9	0.3
WS1-2	Arena (e=17mm)	1740.2	347.1	15.1	24.9	1.1
WS1-3	Arena (e=17mm)	1725.8	332.7	4.1	23.9	1.4
WC1-1	Arcilla (e=22mm)	1896.8	482.1	34.6	34.1	2.4
WC1-2	Arcilla (e=22mm)	1915.8	442.1	37.0	30.0	2.5

inclinaciones del ventilador para ver la influencia del viento en cada caso. La posición de la bandeja y la base del ventilador en el laboratorio fue siempre la misma.

7.5.1 Ronda 1

En esta ronda el ventilador se colocó en posición vertical para tener un flujo de viento paralelo a la superficie (Figura 7.24). En la Tabla 7.8 se resume el contenido de las bandejas.

El peso de cada muestra se hizo cada día por intervalos de 1 hora entre las primeras 8 a 10 h laborales. Las mediciones se hicieron de forma manual. En la Figura 7.25 se observa la masa perdida en cada bandeja de la ronda 1. La evolución

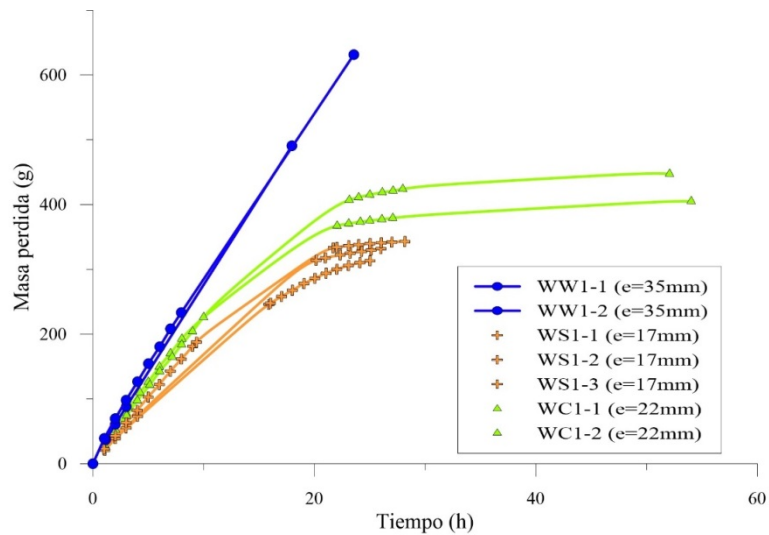


Figura 7.25. Masa de agua evaporada acumulada en la ronda 1 de ensayos con viento

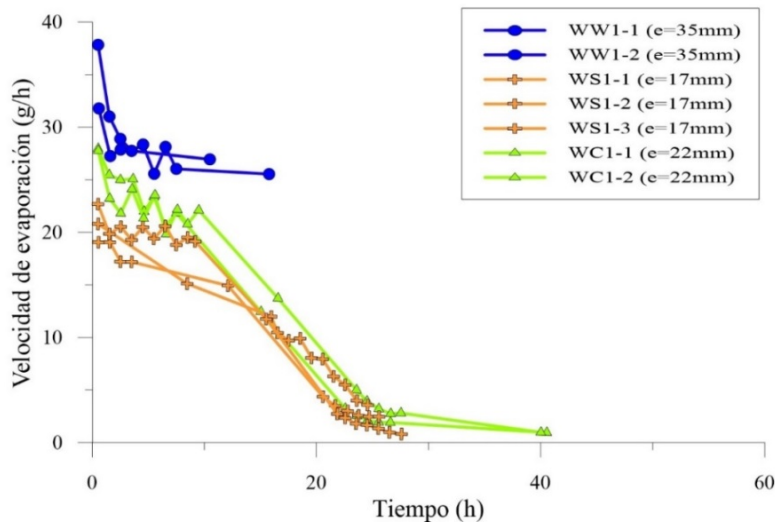


Figura 7.26. Velocidad de evaporación en la ronda 1 de ensayos con viento

de velocidad de evaporación se ha representado en la Figura 7.26. En las bandejas con agua se observa un descenso de la velocidad de evaporación en las dos primeras horas, probablemente por un descenso de la temperatura por el cambio de fase. La arcilla tiene una velocidad mayor que la arena, fenómeno contrario a la justificación de An et al. (2018) en relación a la mayor área para evaporar en arenas. Ahora los dos materiales tienen una fase inicial descendente y no constante.

En cuanto al registro fotográfico, la Figura 7.27 muestra 4 imágenes a 5, 6, 7 y 22 h. Nótese cómo el patrón de grietas se forma a las 6 h sin que parezca afectar a la tendencia de la pérdida de agua (Figura 7.25) ni a la velocidad de evaporación (Figura 7.26).



Figura 7.27. Secuencia de imágenes de la muestra WC1-2 de la ronda 1 con viento

Tabla 7.9. Características de las bandejas de la ronda 2 con viento

Bandeja	Muestra	Peso total (g)	Agua inicial (g)	Agua final (g)	w_0 (%)	w_f (%)
WW2-1	Agua (e=35mm)	1817.6	1817.6	554.8	-	-
WW2-2	Agua (e=35mm)	1758.8	1758.8	777.2	-	-
WW2-3	Arena (e=22mm)	1174.5	1174.5	732.0	-	-
WW2-4	Agua (e=22mm)	1186.3	1186.3	794.5	-	-
WS2-1	Arena (e=17mm)	1726.7	333.6	4.1	23.9	2.9
WS2-2	Arena (e=17mm)	1727.1	334.0	15.1	24.0	2.5
WC2-1	Arcilla (e=22mm)	1915.2	482.8	34.6	33.7	3.0
WC2-2	Arcilla (e=22mm)	1919.6	479.3	37.0	33.3	5.1

7.5.2 Ronda 2

En esta ronda se conservaron las posiciones del ventilador y la bandeja respecto a la ronda anterior. El objetivo era buscar la repetición de resultados. Se observaron menores evaporaciones en los ensayos, con excepción de la muestra WC2-2, que tiene una mayor velocidad de evaporación en la fase 1. En la Tabla 7.9 se indica el contenido de las bandejas.

En la Figura 7.28 se ha dibujado la pérdida de agua. En la Figura 7.29 se muestra las velocidades de evaporación. Nótese cómo una de las bandejas de arcilla tiene mayor evaporación que el resto de bandejas, incluidas las de agua libre. No sucede así con la otra bandeja de arcilla. La causa podría estar en ligeros cambios en la posición de la bandeja o en un cambio no controlado de las condiciones atmosféricas del laboratorio.

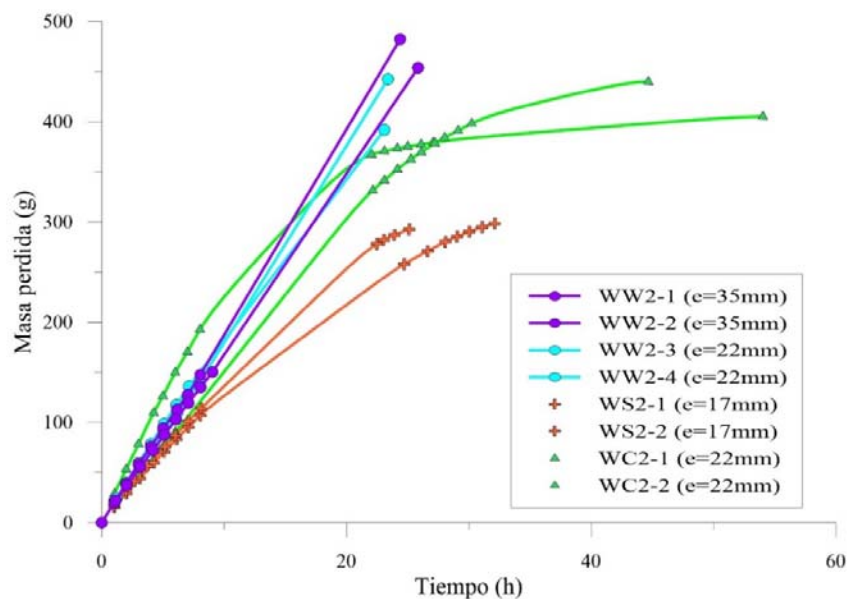


Figura 7.28. Masa de agua evaporada acumulada en la ronda 2 de ensayos con viento

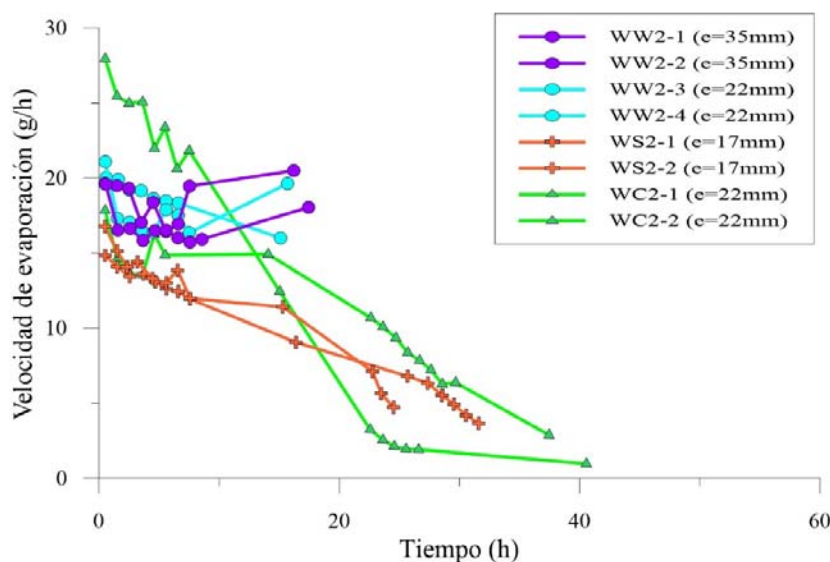


Figura 7.29. Velocidad de evaporación en la ronda 2 de ensayos con viento

7.5.3 Ronda 3

En esta ronda se compara la evaporación de dos bandejas enrasadas hasta el borde: una con arena saturada y otra con agua manteniendo el nivel constante (Figura 7.30). La bandeja con agua se rellenaba cada hora hasta su peso inicial. El objetivo es comprobar si reducir la distancia entre la superficie y el borde superior de la bandeja influye en la evaporación. En la Tabla 7.10 se indican las características del contenido de las bandejas.

En la Figura 7.31a se muestra la pérdida de agua y en la 7.32b la velocidad de evaporación durante 7 h. En este caso, la evaporación de la arena parece mayor

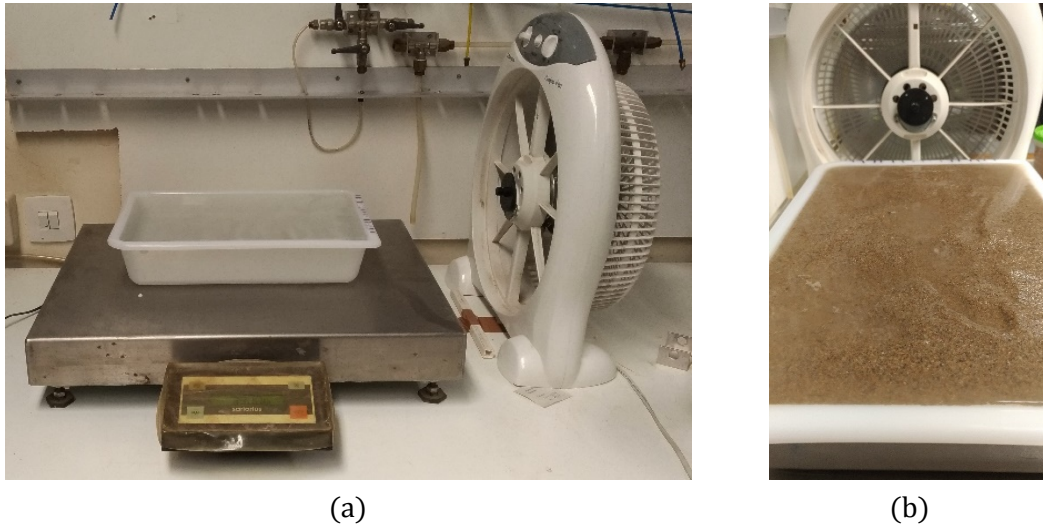


Figura 7.30. Posición de las bandejas en los ensayos de la ronda 3 con viento.

Tabla 7.10. Características de las bandejas de la ronda 3 con viento

Bandeja	Muestra	Peso total (g)	Agua inicial (g)	Agua final (g)	w ₀ (%)
WW3	Agua (e=65mm)	3900	3900	-	-
WS3	Arena (e=65mm)	7276.9	1312	1196	22

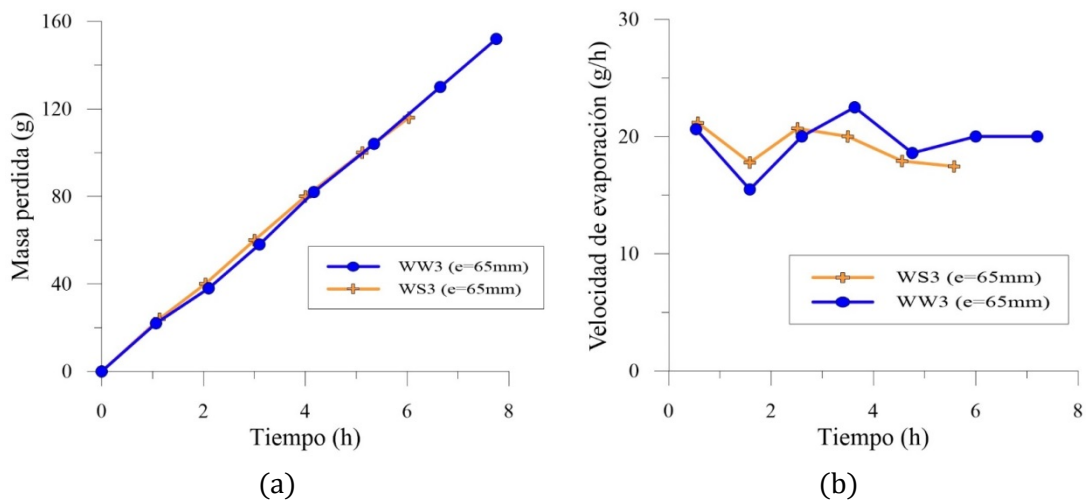


Figura 7.31. Gráficas de la ronda 3 de ensayos con viento: (a) masa de agua evaporada acumulada y (b) velocidad de evaporación.

durante las primeras horas para luego situarse por debajo. Este aumento respecto del agua podría deberse a una reducción del efecto borde o bien a cambios no controlados en las condiciones de laboratorio. Todo parece indicar que la evaporación es muy sensible a pequeños cambios en las condiciones en que se produce.



Figura 7.32. Posición de las bandejas en los ensayos de la ronda 4 con viento

Tabla 7.11. Características de las bandejas de la ronda 4 con viento

Bandeja	Muestra	Peso total (g)	Agua inicial (g)	Agua final (g)	w_0 (%)	W_f (%)
WW4	Agua (e=35mm)	1836.0	1836.0	1465.45	-	-
WS4	Arena (e=17mm)	1734.2	347.1	92.2	24.5	6.2
WC4	Arcilla (e=22mm)	1921.2	474.9	145.7	32.8	10.1

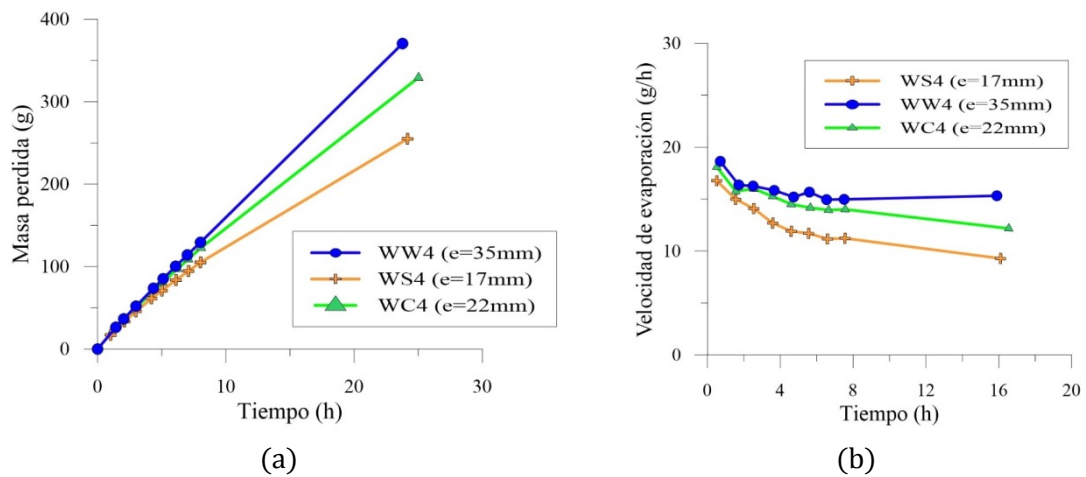


Figura 7.33. Gráficas de la ronda 4 de ensayos con viento: (a) masa de agua evaporada acumulada y (b) velocidad de evaporación.

7.5.4 Ronda 4

En esta ronda se ha intentado evaluar el efecto de la incidencia del viento sobre la superficie (Figura 7.32). El ventilador se colocó con la máxima inclinación posible de funcionamiento. La Tabla 7.11 muestra el contenido de las bandejas.

En la Figura 7.33a se ha representado la cantidad de agua evaporada. La



Figura 7.34. Posición de las bandejas en los ensayos de la ronda 5 con viento

Tabla 7.12. Características de las bandejas de la ronda 5 con viento

Bandeja	Muestra	Peso total (g)	Agua inicial (g)	Agua final (g)	w_0 (%)	W_f (%)
WW5	Agua (e=35mm)	1814.1	1814.1	1247.0	-	-
WS5	Arena (e=17mm)	1727.1	334.0	10.4	24.0	0.7
WC5	Arcilla (e=22mm)	1919.0	475.3	55.2	32.9	3.8

evolución de la velocidad de evaporación está en la Figura 7.33b. Durante las primeras horas se observa una pérdida de agua que varía linealmente con el tiempo. Mayor en el agua libre que en la arena y la arcilla.

7.5.5 Ronda 5

Es igual que en la ronda 4, pero ahora el ventilador se acercó más a las muestras manteniendo la inclinación (Figura 7.34). En la Tabla 7.12 se resume el contenido de las bandejas.

En la Figura 7.35a y 7.35b se muestra la cantidad de agua evaporada y la velocidad de evaporación. La evaporación es más o menos constante durante las primeras horas. En la muestra de agua se observa que entre las 8 y 24 h hay un aumento de la demanda evaporativa. En esta ronda de ensayos se observa que hay más evaporación en la muestra de arcilla seguida de la muestra de arena. Sin embargo, comparando los cambios de tendencia en el agua y el suelo, seguramente cambiaron las condiciones de laboratorio significativamente entre uno y otro ensayo.

En la muestra de arcilla (WC5) el agrietamiento comienza a las 4 h (Figura 7.36). Las condiciones de secado no fueron uniformes por dos motivos: (1) mayor

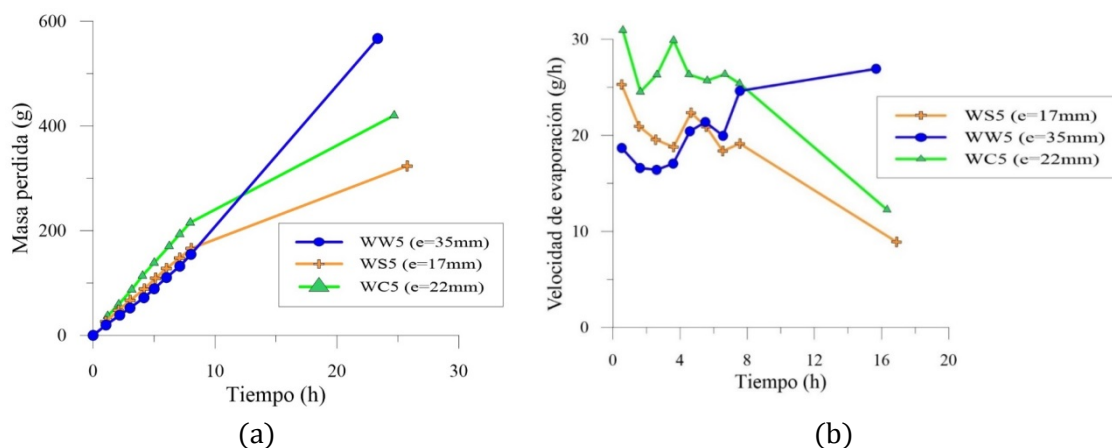


Figura 7.35. Gráficas de la ronda 5 de ensayos con viento: (a) masa de agua evaporada acumulada y (b) velocidad de evaporación.

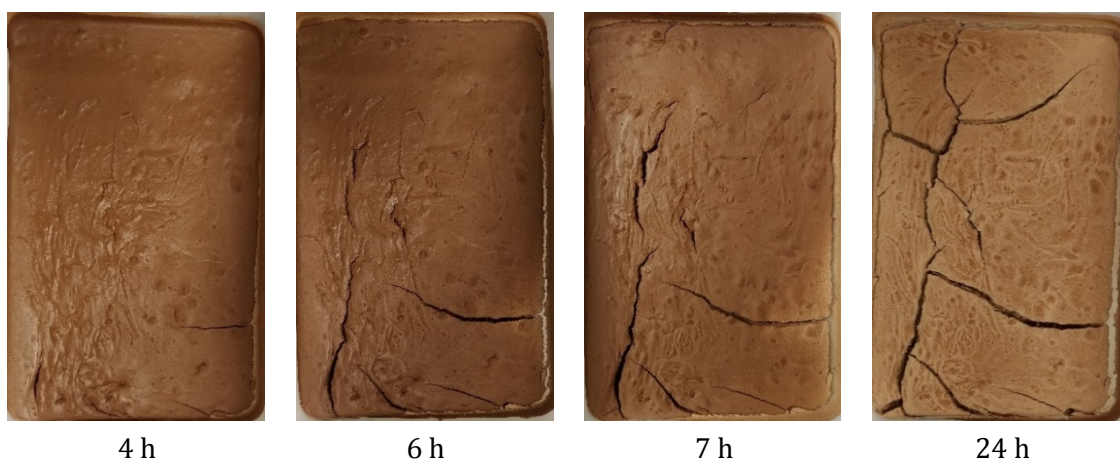


Figura 7.36. Secuencia de imágenes de la muestra WC5 de la ronda 5 con viento

asiento en la zona próxima al ventilador (Figura 7.34) y (2) distinta tonalidad de la superficie durante el secado (Figura 7.36).

7.5.6 Ronda 6

En esta ronda se ha buscado la repetitividad de la ronda 5, por lo que la posición del ventilador es la misma. El contenido de las bandejas se resume en la Tabla 7.13.

Tabla 7.13. Características de las bandejas de la ronda 6 con viento

Bandeja	Muestra	Peso total (g)	Agua inicial (g)	Agua final (g)	w_0 (%)	W_f (%)
WW6	Agua (e=35mm)	1883.3	1883.3	1515.4	-	-
WS6	Arena (e=17mm)	1744.6	351.5	91.8	25.2	6.6
WC6	Arcilla (e=22mm)	2106.7	515.7	182.9	32.4	11.5

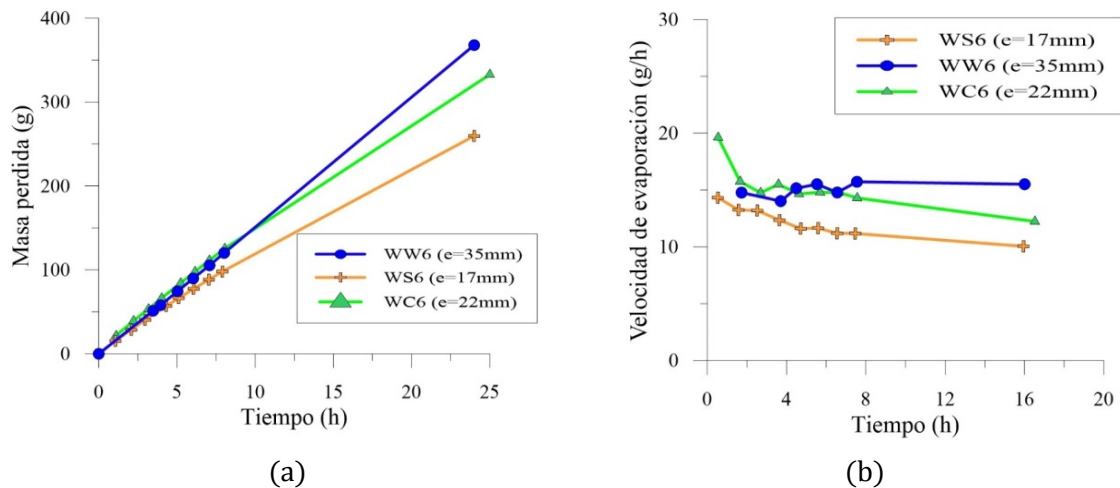


Figura 7.37. Gráficas de la ronda 6 de ensayos con viento: (a) masa de agua evaporada acumulada y (b) velocidad de evaporación.

En la Figura 7.37a y 7.37b se muestran la cantidad de agua evaporada y la velocidad de evaporación de cada bandeja. Durante las primeras horas, la bandeja con arcilla (WC6) evapora más agua que el resto de bandejas ($AE > PE$). No se dispone de un buen registro fotográfico para esta ronda.

7.5.7 Comparación de ensayos con viento

En la Figura 7.38 se compara la velocidad de evaporación en relación al contenido de agua. De derecha a izquierda, se observa que la velocidad de evaporación inicial (fase I) es decreciente en todos los casos por efecto del viento, en la línea de lo establecido por Shahraeni (2012).

En el caso de las arcillas, la evaporación es mayor en comparación con las arenas para todas las condiciones de viento (Figura 7.39). La tasa de evaporación inicial es constante, como muestra la pendiente lineal de la pérdida de agua. No obstante, es necesario realizar medidas intermedias para captar bien la tendencia de la curva de secado.

7.6 Ensayos en cámara ambiental

Los ensayos de este apartado se realizaron en bandejas individuales (área de 1300 cm²) en el interior de la cámara ambiental descrita en el capítulo 5. Para más información sobre su funcionamiento puede consultarse dicho capítulo o Lakshmikantha (2009).

La ventaja de realizar los ensayos de evaporación en la cámara es el registro de la temperatura y la humedad relativa en su interior. Para controlar el peso de las bandejas se colocó una balanza en el interior de la cámara porque las células de carga instaladas en la cámara no tienen precisión suficiente para pesos reducidos. El inconveniente de la cámara ambiental es que está en una sala del laboratorio

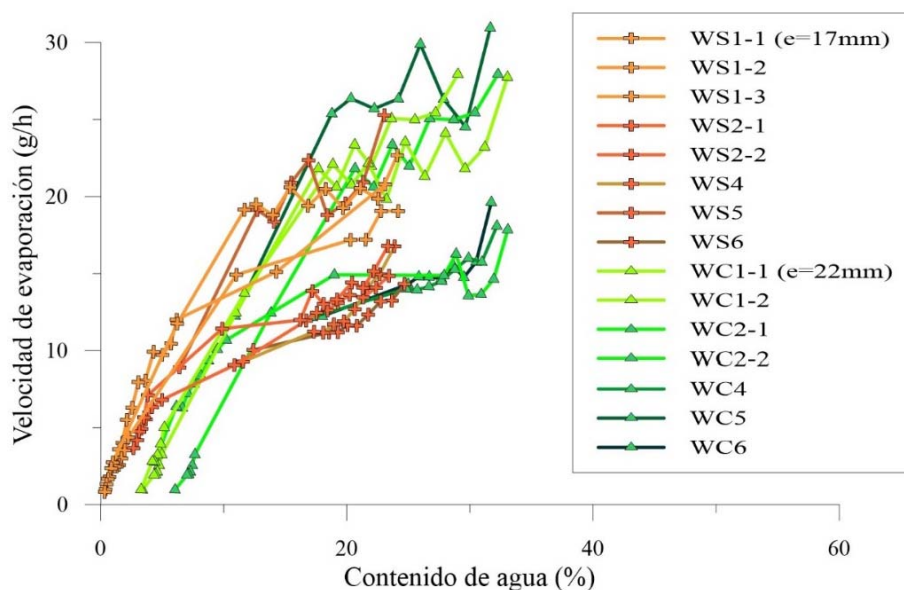


Figura 7.38. Velocidad de evaporación y contenido de agua en ensayos con viento

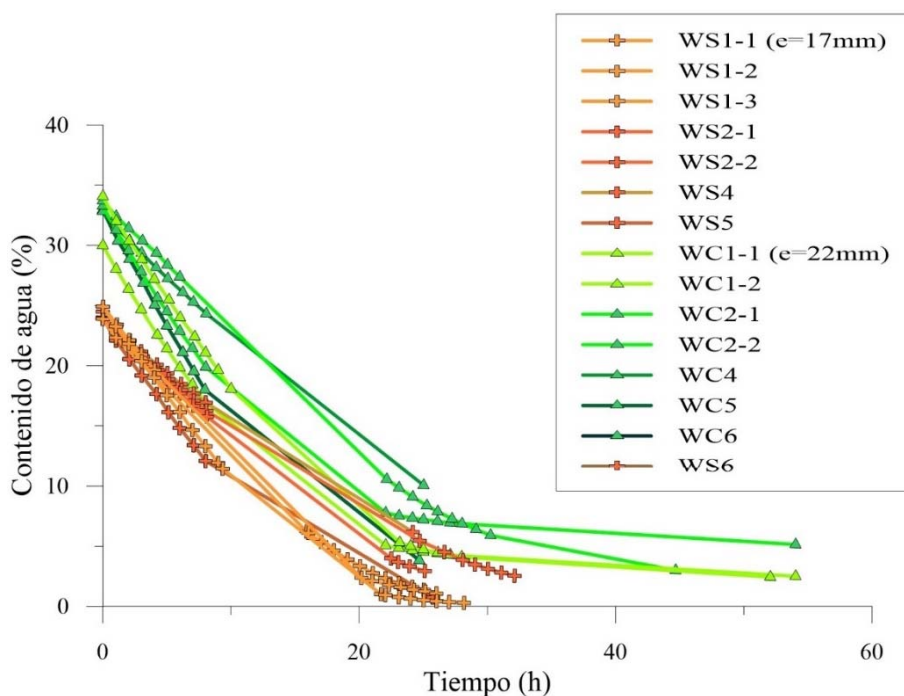


Figura 7.39. Contenido de agua en el tiempo en ensayos con viento

cuya temperatura es menos estable. Por lo tanto, la evaporación relativa no lleva a conclusiones fiables. No obstante, los resultados obtenidos muestran fenómenos interesantes.

7.6.1 Ensayos con bandejas de agua y deshumidificador

A continuación se explican los dos ensayos (CWD-1 y CWD-2) de evaporación de agua con control de humedad relativa en el interior de la cámara.

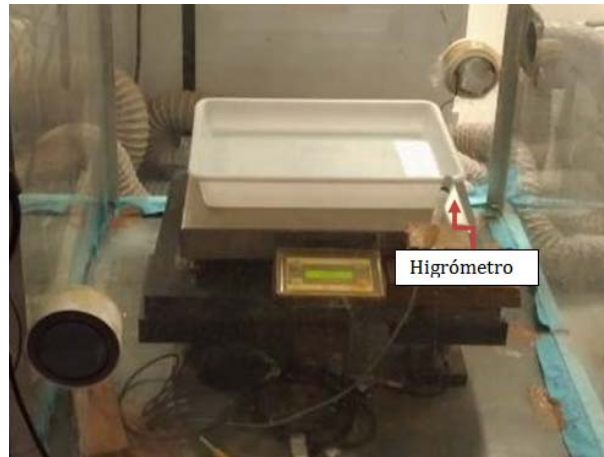


Figura 7.40. Fotografía de la bandeja en el ensayo CWD-1

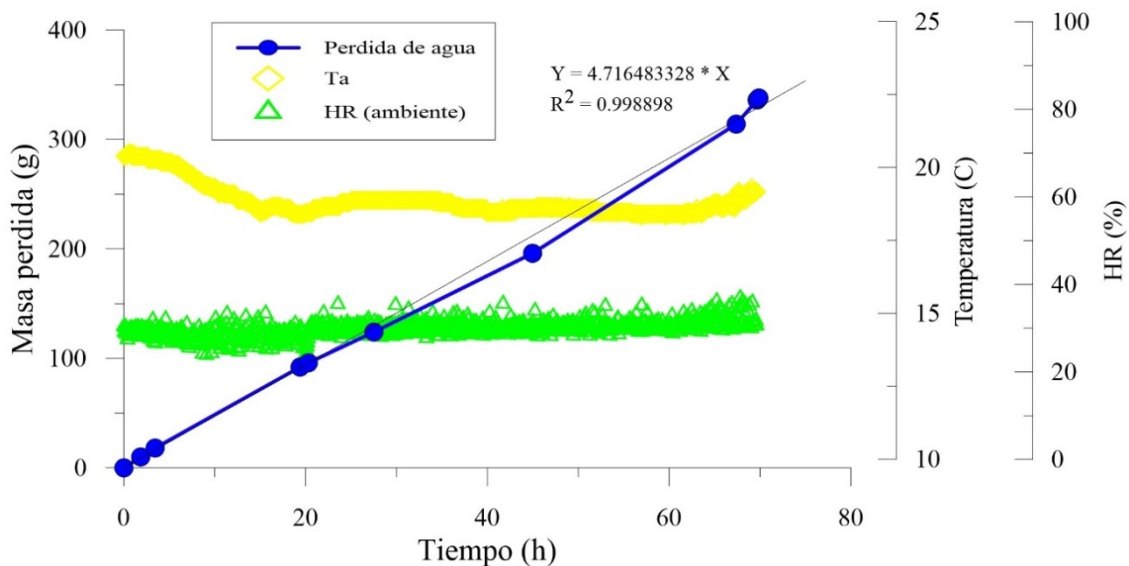


Figura 7.41. Ensayo CWD-1: valores de pérdida de agua, temperatura y humedad relativa

Ensayo CWD-1

En este ensayo se introdujo una bandeja con 3714 g de agua y tuvo una duración de 70 h. Un higrómetro pegado al borde de la bandeja midió la humedad relativa y la temperatura (Figura 7.40). Si el valor registrado por el higrómetro superaba el 30%, el deshumidificador se activaba.

El registro de temperatura y humedad (higrómetro) se programó cada 5 min y el registro del peso se hizo de forma aleatoria. En la Figura 7.41 se muestran los resultados del ensayo. La temperatura osciló entre los 18.3 °C y 20.5°C con un promedio de 18.9°C; la humedad entre 22.4% y 36.9% con un promedio de 29.8%. La pérdida de peso es lineal con una velocidad de evaporación promedio de 4.7 g/h (0.9 mm/d). Nótese la variabilidad de la humedad relativa a pesar del valor objetivo del 30%.

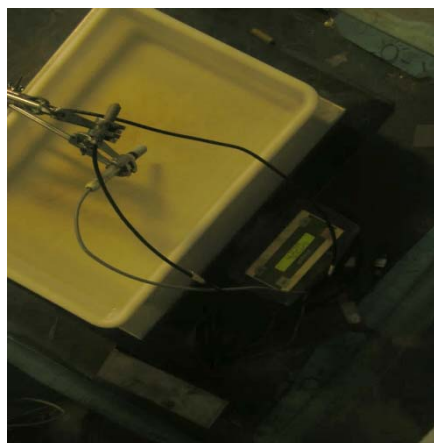


Figura 7.42. Fotografía de la bandeja en el ensayo CWD-2

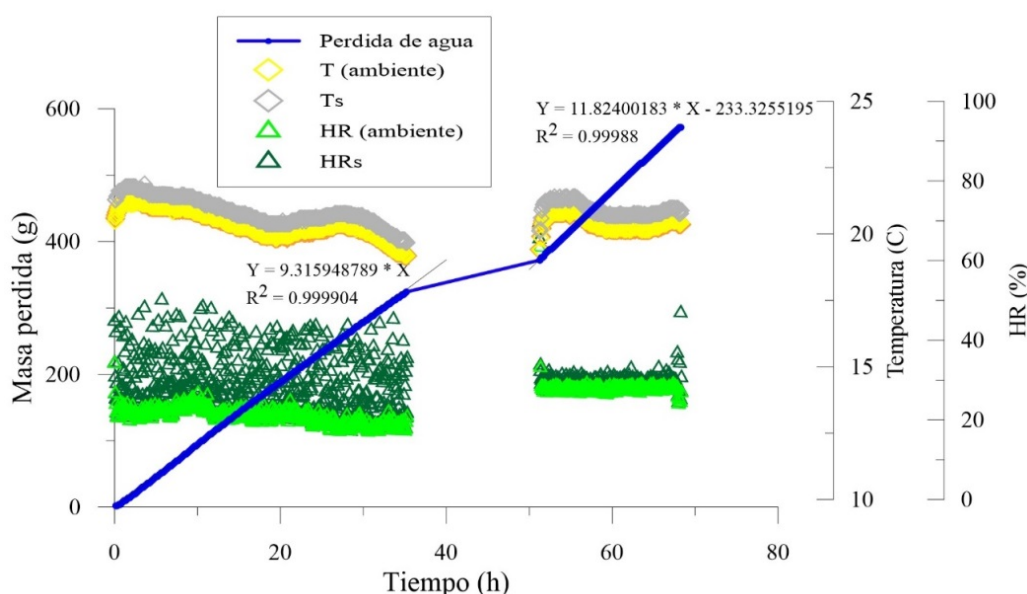


Figura 7.43. Ensayo CWD-2: valores de pérdida de agua, temperatura y humedad relativa; T_s y HR_s =temperatura y humedad relativa del higrómetro de superficie; T y HR (ambiente)=temperatura y humedad relativa del resto de higrómetros.

Ensayo CWD-2

En este caso, y a diferencia del ensayo CWD-1, se colocaron 3 higrómetros (Figura 7.42). Uno sobre la superficie, otro a 5 cm y el tercero a 10 cm.

El registro del higrómetro más próximo a la superficie se hizo cada 30 s, de modo que si la humedad relativa superaba el 30% se activaba el deshumidificador. El ensayo tuvo una duración de 68 h y los resultados se muestran en la Figura 7.43. Entre las 35 y 51 h se produjo un fallo eléctrico en el que no se registraron datos.

La temperatura a 5 y 10 cm de la superficie se solapan con un valor medio de 20.4 °C. La temperatura media cerca de la superficie es de 20.9°C. Ligeramente mayor, seguramente a causa de la condensación sobre el higrómetro.

La dispersión de la humedad relativa decrece con el tiempo. A pesar de imponer un valor del 30% sobre la superficie, el rango de dispersión está entre el 20% y el 50%. A 5 y 10 cm los valores coinciden y son más estables. La nube de puntos pone de manifiesto 2 fenómenos: (1) un elevado gradiente de humedad cerca de la superficie, que no es constante por efecto del viento producido por el flujo de aire del deshumidificador, y (2) un descenso del gradiente a medida que la bandeja seca por aumento de la distancia libre.

La velocidad de evaporación es más del doble que en el ensayo CWD-1. Dos factores podrían justificar el aumento: (1) mayor temperatura media del laboratorio y (2) el emplazamiento de los higrómetros que activan el deshumidificador.

7.6.2 Ensayo con bandeja de agua sin deshumidificador

Este ensayo consiste en la evaporación de una bandeja de agua sin imponer humedad relativa en el interior de la cámara. Dos higrómetros por encima de la superficie midieron temperatura y la humedad relativa. Uno de los higrómetros se colocó sobre la superficie de agua y el otro a 10 cm por encima (Figura 7.44). El ensayo tuvo una duración de 120 h.

La Figura 7.45 muestra los resultados obtenidos. La temperatura del sensor de superficie oscila entre 17.2 °C y 18.5 °C. La temperatura media es de 18°C. La temperatura ambiente (a 10 cm de la superficie de agua) es ligeramente menor y varía entre 16.5°C y 17.9°C con una media de 17.8°C. El valor de la humedad relativa en la superficie se sitúa entre el 40% y el 75.7%, con una media de 56.9%. A 10 cm por encima, el rango se sitúa entre el 42.5% y el 65.4%. La media es de 51.8%. En general, la evaporación es más irregular porque responde a las condiciones del entorno de la cámara. Nótese el elevado gradiente de humedad.

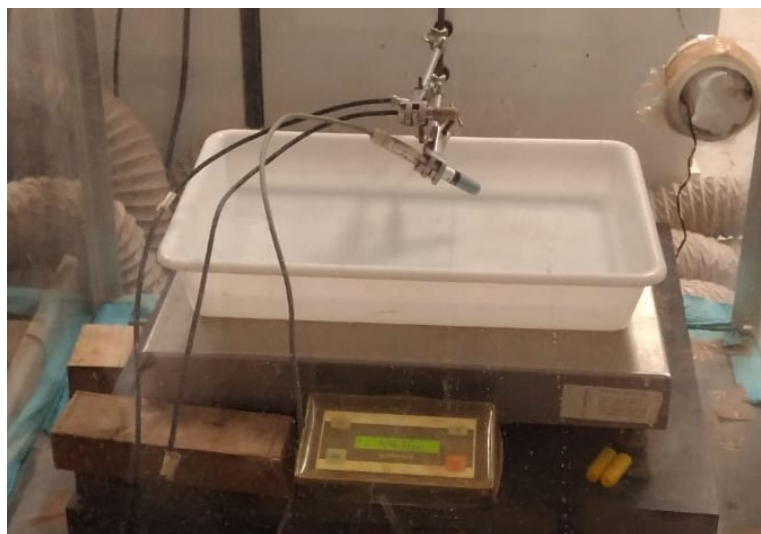


Figura 7.44. Fotografía de la bandeja con agua y posición de los higrómetros en el ensayo con agua sin deshumidificador.

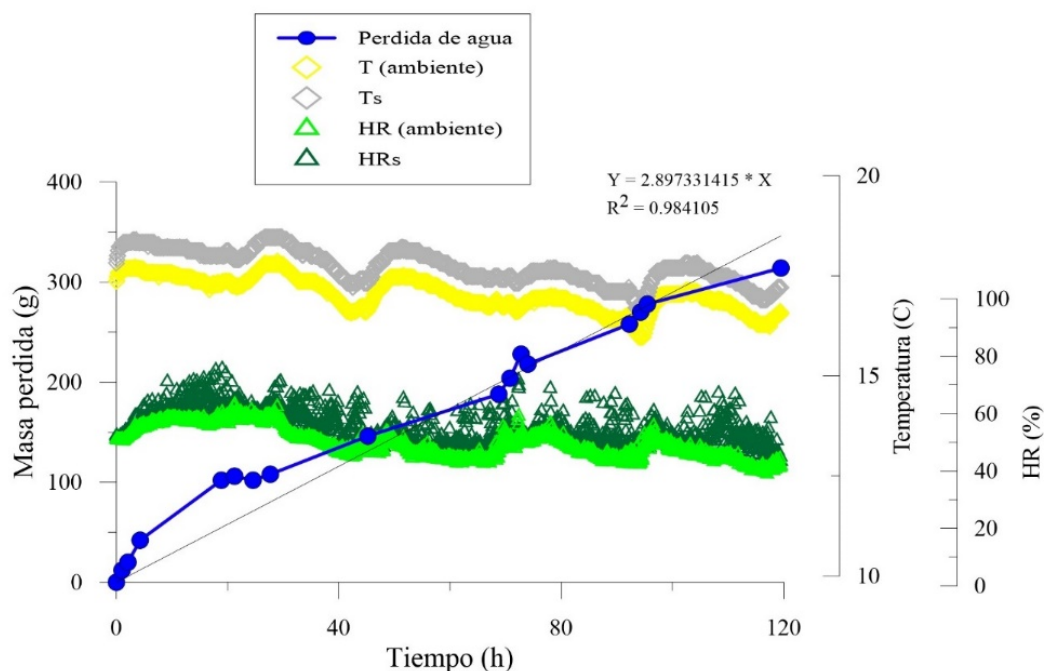


Figura 7.45. Ensayo de evaporación de agua sin deshumidificador en cámara ambiental: valores de pérdida de agua, temperatura y humedad relativa; T_s y HR_s =temperatura y humedad relativa del higrómetro de superficie; T y HR (ambiente)=temperatura y humedad relativa del resto de higrómetros.

7.6.3 Ensayo con bandeja de arena con deshumidificador

En este caso se evaporó una bandeja con 3.5 cm de arena saturada. Se utilizaron dos higrómetros, uno sobre la superficie y otro a 10 cm por encima (Figura 7.46). El higrómetro de la superficie controlaba la activación del deshumidificador si la humedad relativa superaba el 30%. El sensor hacía la comprobación cada 30 s.

Las mediciones de humedad y temperatura se registraron cada 5 min. Se produjeron dos fallos eléctricos entre las 85 h y 90 h y entre las 124 h y las 140 h. La duración total del ensayo fue de 167 h.

Los resultados del ensayo se muestran en la Figura 7.47. La temperatura en la superficie está entre 20 °C y 22.7°C con una media de 21.1°C. La temperatura a 10 cm de la superficie es menor, entre 19.6 °C y 22.4°C con una media de 20.8°C.

La dispersión de los valores de humedad relativa en superficie decrece con el tiempo. En general, la humedad relativa media es de 32.4%. Los valores de humedad relativa a 10 cm se mantienen más estables y crecen ligeramente con el tiempo.

La pendiente de la pérdida de agua de evaporación en este ensayo es de 12.2 g/h, mientras que en el ensayo CWD-1 es de 4.7 g/h y 11.8 g/h en el CWD-2. Podría interpretarse que la evaporación relativa es mayor a 1, pero los valores de temperatura en el ensayo con arena son, en general, entre 2 y 4 grados superiores.

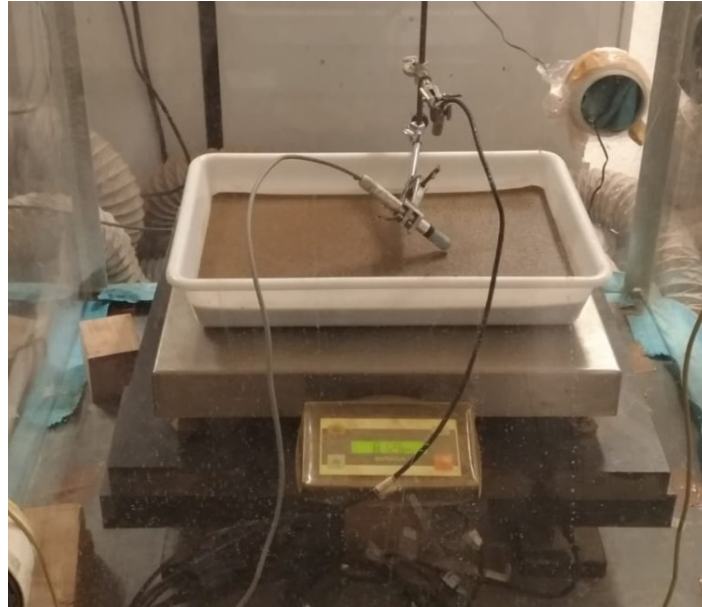


Figura 7.46. Fotografía de la bandeja y posición de los higrómetros en el ensayo con arena y deshumidificador.

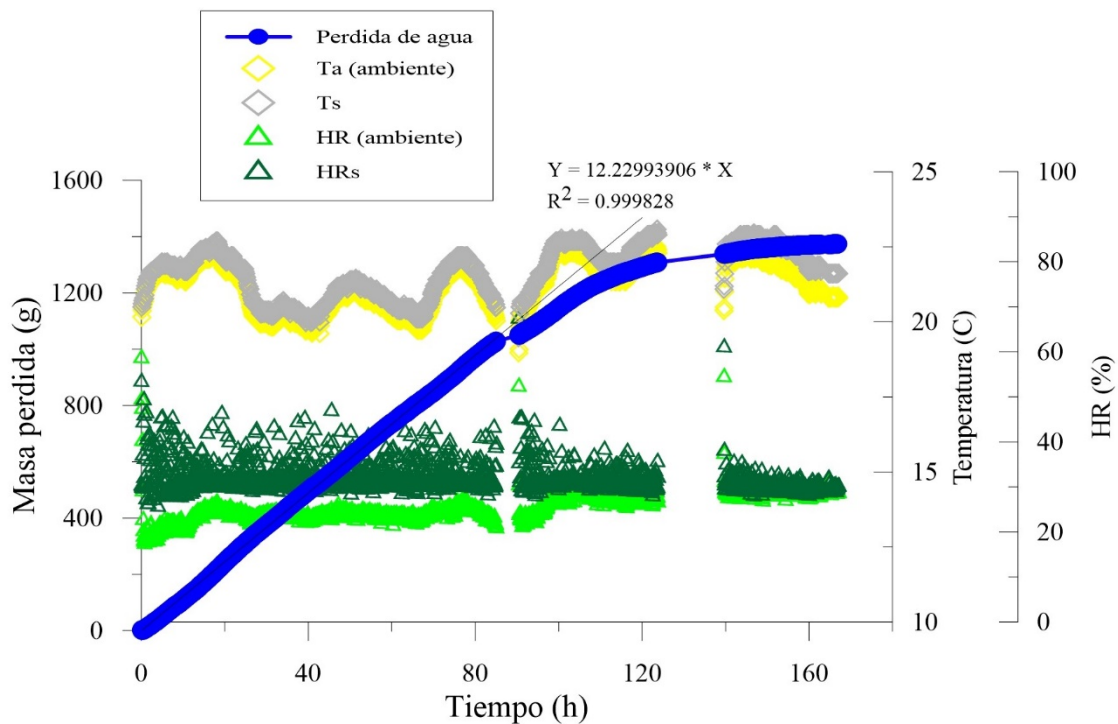


Figura 7.47. Ensayo de evaporación de arena con deshumidificador en cámara ambiental: valores de pérdida de agua, temperatura y humedad relativa; T_s , HR_s =temperatura y humedad relativa del higrómetro de superficie, T , HR (ambiente)=temperatura y humedad relativa del resto de higrómetros.

7.7 Conclusiones

A lo largo del capítulo se han mostrado los resultados de ensayos de evaporación de muestras en bandejas de agua, arena y arcilla sometidas a distintas condiciones aéreas. El objetivo es dilucidar si la evaporación relativa AE/PE (evaporación real del suelo sobre la evaporación potencial del agua libre) es mayor a uno, tal y como se observa en las medidas de algunos autores (Wilson et al. 1997; Blight 2002; Teng et al. 2014; Tollenaar 2017; An et al. 2018), y en qué condiciones sucede. Para ello, se han ejecutado 3 tipos de ensayo de los que se desprenden las siguientes conclusiones:

1. **Ensayos sin viento:** la velocidad de evaporación durante la fase 1, en la que se suministra agua a la superficie, es constante en algunos casos y decreciente en otros. Este fenómeno indica, probablemente, cambios en las condiciones de evaporación de cada ronda (Shahraeeni et al. 2012).

Las arenas finalizan la fase 1 con menos contenido volumétrico de agua que las arcillas, probablemente debido a su mayor conductividad hidráulica mientras el suelo esté saturado. La fase 2 de evaporación, en la que deja de suministrarse suficiente agua líquida a la superficie, se prolonga más en el tiempo con transiciones más progresivas en la arcilla y las bandejas de arena con mayor espesor. Este fenómeno es interesante, ya que parece indicar que el efecto capilar y difusivo con la profundidad mantiene la evaporación más tiempo. En el futuro es necesario plantear ensayos con muestras de distinta profundidad para comprobar cómo afecta, en relación al tiempo, a la evaporación, la retracción y el agrietamiento.

Se ha detectado que la posición de las bandejas influye en la tasa de evaporación. En otros casos, se sospecha de ligeros cambios en las condiciones atmosféricas del laboratorio que pueden haber afectado. En consecuencia, los ensayos en los que el cociente AE/PE es mayor a 1 no se consideran concluyentes.

En la ronda 3 solo se ha medido la evaporación de bandejas de agua. A pesar de que unas evaporan más rápido que otras, la tasa de evaporación es constante en todas ellas. Por lo tanto, no se aprecia el efecto borde del molde, ese en el que las paredes protegen de la evaporación a medida que el nivel de agua desciende (An et al. 2018).

La aparición de grietas en las muestras de arcilla no afecta a la tasa de evaporación, que se mantiene constante en la fase 1.

2. **Ensayos con viento:** se han ensayado 26 bandejas en 6 rondas en las que el viento incidía con distintos ángulos sobre la superficie. En general, se ha detectado que las arcillas evaporan más rápido que las arenas. Esta observación es contraria a An et al. (2018) y Tollenaar (2017), que indican que, a más rugosidad, mayor es la tasa de evaporación debido al aumento de la superficie expuesta al aire.

El estudio del efecto borde que produce las paredes del molde se ha estudiado en la ronda 3. Se considera que los resultados no son concluyentes. A pesar de que la arena enrasada hasta el extremo superior del molde presenta una evaporación mayor, la evaporación de agua presenta un aumento posterior que hace sospechar de diferencias significativas entre las condiciones atmosféricas de ambos ensayos.

En las rondas 5 y 6, donde el viento incide más próximo e inclinado sobre las muestras, el cociente AE/PE es superior a uno en las muestras de arcilla. En el resto de ensayos, con condiciones de viento diferentes, la mayoría de bandejas muestra una evaporación relativa inferior a la unidad. Por lo tanto, se sospecha que el ángulo de incidencia y la velocidad del viento sobre la superficie podrían ser las causas de que AE/PE sea mayor a la unidad.

Nuevamente, la aparición de grietas no afecta a la tasa de evaporación de la fase 1 en las arcillas, que se mantiene constante. En todos los casos, la velocidad de evaporación durante la fase 1 es decreciente en la línea de Sharaeeni et al. (2012), que apunta al viento como la causa principal de que la tasa de evaporación inicial no sea constante.

3. **Ensayos en cámara ambiental:** se han realizado 4 ensayos, 3 de ellos con muestras de agua y otro con arena. La principal conclusión es que los gradientes de humedad relativa son importantes cerca de la superficie. Por lo que se confirma la necesidad de usar una condición de contorno que reproduzca bien la difusión de vapor entre la superficie y la altura de medida en las simulaciones numéricas.

Conclusiones generales

Los resultados no son concluyentes y no puede asegurarse que la evaporación relativa AE/PE sea mayor a la unidad en determinadas condiciones. No obstante, se han registrados valores mayores a uno, sobre todo en condiciones de viento incidiendo lo más inclinado posible sobre la superficie.

Se ha observado que pequeños cambios en las condiciones ambientales parecen influir en la tasa de evaporación. Posibles remolinos de viento, corrientes de aire dominantes o concentraciones de calor en determinadas zonas podrían ser la causa.

El efecto borde no se ha detectado, no obstante, es posible que el espesor de las bandejas no sea suficiente como para detectarlo.

Es necesario realizar más ensayos de evaporación con distintas condiciones atmosféricas y espesores de muestra. Es importante asegurarse que los futuros ensayos se hagan en condiciones muy controladas, de modo que se asegure la repetitividad de resultados y condiciones atmosféricas aplicadas entre ensayos para llegar a resultados concluyentes (e.g. ensayos en túnel de viento). Se sugiere medir la temperatura en la superficie de las muestras para calibrar mejor las simulaciones en CODE_BRIGHT.

Capítulo 8

Conclusiones y líneas futuras de investigación

8.1 Introducción

El propósito de este capítulo es resumir y unificar las conclusiones mostradas en cada capítulo para dar respuesta a los temas tratados en la investigación. Posteriormente, se plantean futuras líneas de trabajo para profundizar en la interacción entre el suelo y la atmósfera.

8.2 Conclusiones

A continuación se explican las principales conclusiones que dan respuesta a las preguntas planteadas a partir de la revisión bibliográfica (capítulo 2) y que se han tratado, de forma transversal o específica, a través de los capítulos.

8.2.1 Ecuación de balance de energía en la superficie (EBS) y comportamiento atmosférico

La (EBS) contiene todos los elementos que reproducen el comportamiento atmosférico de la capa en contacto con el suelo: la capa superficial. La tensión de Reynolds y la constante de von Kármán, incluidas en el perfil logarítmico del viento, así como los factores de estabilidad atmosférica reproducen el eficiente mecanismo de difusión turbulenta.

La validez de la EBS es mayor cuanto más plana, extensa y homogénea sea la superficie evaporativa. Sin embargo, en condiciones de laboratorio (capítulo 5) y

ambientales reales (capítulo 6), en las que no se acaban de cumplir estos requisitos, se muestra que funciona como una buena aproximación si se escogen cuidadosamente los parámetros de los que depende.

8.2.2 Factores de estabilidad atmosférica

En los casos sintéticos calculados bajo distintas condiciones atmosféricas de radiación y viento (capítulo 4), no se ha apreciado que el uso de los factores de estabilidad atmosférica produzca cambios significativos entre los resultados de HYDRUS-1D y CODE-BRIGHT. Por lo tanto, se considera que simular condiciones neutras de estabilidad no conduce a desviaciones significativas de los valores reales de flujos de calor de la EBS. Esta hipótesis se ha utilizado en el capítulo 6 aplicando el mismo método de simulación de la desecación del capítulo 5 con resultados satisfactorios.

Cuando la fase 1 de evaporación termina, el calor sensible aumenta y las diferencias por el uso de los factores de estabilidad pueden notarse si el viento es moderado. En el caso de que el valor de viento sea alto, aumenta su peso en la longitud de Monin-Obukhov, la convección térmica se reduce y la atmósfera se acerca más a la neutralidad.

8.2.3 Simulación de la desecación de suelos

La presencia de viento aumenta la difusión del vapor y la temperatura a través de la resistencia aerodinámica, lo que permite obtener un valor realista del coeficiente de transferencia de la condición de contorno y darle sentido físico al proceso de difusión. Valores de velocidad del viento alejados de la zona de ensayo pueden llevar a modificar el valor de otros parámetros (e.g. longitud de rugosidad) en los que se distorsione su sentido físico.

Si la tasa de evaporación es baja, el perfil de saturación del suelo se muestra homogéneo, indicando que el flujo advectivo hacia la superficie es suficiente para mantener una tasa constante de evaporación hasta un grado de saturación superficial por debajo de 0.5. En caso contrario, la humedad relativa en la zona de superficie decrece rápidamente y se frena dicho flujo. Este fenómeno puede interpretarse como un mecanismo de conservación de agua en el interior del suelo.

En los capítulos 5 y 6 se ha utilizado un método para simular la desecación de muestras inicialmente muy fluidas con resultados satisfactorios. El método consiste en utilizar la EBS como condición de contorno y con las siguientes características para el material suelo:

- Mejora de la difusión en el interior del suelo a través de un coeficiente de tortuosidad que aumenta con el descenso del grado de saturación líquido.
- Simulación de la consolidación por peso propio con un modelo mecánico que es una superficie de estado con valores que reproduzcan deformaciones iniciales elevadas con cambios despreciables en la tensión efectiva.

El factor de mejora a la difusión permite mantener una tasa de evaporación constante durante más tiempo. La consolidación por peso propio reduce la porosidad en las etapas iniciales y genera flujo advectivo hacia la superficie que permite la pérdida de peso por evaporación mientras el suelo permanece saturado.

8.2.4 Influencia de las grietas en la evaporación

La evaporación a través de las grietas es prácticamente nula. En el capítulo 5 se han aplicado distintas condiciones atmosféricas como condición de contorno en un lateral que simula una grieta de un ensayo real. El ajuste se ha conseguido con valores de coeficiente de transferencia de vapor sobre la grieta de aproximadamente un 4% del valor aplicado en superficie. En consecuencia, se propone un modelo conceptual en el que el gradiente de evaporación en la grieta es próximo a cero debido a la atmósfera en su interior.

8.2.5 Flujos meteorológicos para simular la desecación

Los flujos de calor sensible, vapor y precipitación calculados con el modelo meteorológico no sirven para reproducir el proceso de desecación de un ensayo de desecación si se aplican como condición de contorno. El motivo es que las propiedades del suelo ensayado no se ajustan a las propiedades del suelo que utiliza el modelo meteorológico y el comportamiento del suelo del modelo se aleja del comportamiento real.

8.2.6 Evaporación relativa (AE/PE)

Los ensayos ejecutados de evaporación de agua libre y evaporación de agua desde suelos no arrojan resultados concluyentes. Todo parece indicar que pequeños cambios en las condiciones atmosféricas conduce a cambios en la evaporación de cada muestra que hace dudar de la comparación de resultados. Solo en los casos de viento incidiendo de forma inclinada sobre la muestra se han detectado valores superiores a la unidad. Es decir, se evaporaba más agua desde el suelo que desde el agua libre.

A diferencia de otros autores, no se ha detectado el efecto borde en las muestras ensayadas y se han medido evaporaciones mayores en el suelo arcilloso que sobre suelo arenoso. Este fenómeno es contrario a lo establecido por otros autores que indican que cuanto más rugoso en un suelo, más aumenta su superficie de evaporación.

8.3 Futuras líneas de investigación

Para avanzar en la interacción suelo-atmósfera, a continuación se proponen líneas futuras de investigación en relación a ensayos y simulaciones.

8.3.1 Ensayos

Se propone ejecutar ensayos en condiciones ambientales reales con sensores propios del campo de la micrometeorología (e.g. anemómetros sónicos) para medir la turbulencia y entender mejor el fenómeno de interacción. Este tipo de sensores tienen un coste elevado y su uso y tratamiento requiere formación específica. Para ello, es necesario trabajar de forma interdisciplinar con personal especializado, estudiar el comportamiento atmosférico y aprender a tratar (e.g. descomposición de Reynolds) e interpretar las medidas que proporcionan.

En ensayos futuros, se recomienda obtener parámetros mecánicos de las muestras de suelo fluidas para mejorar el ajuste mediante simulaciones numéricas. Para ello, también es necesario hacer mediciones de los desplazamientos durante la desecación.

Se propone un modelo conceptual en el que la atmósfera en el interior de la grieta posee una humedad relativa elevada, por lo que el gradiente de evaporación es próximo a cero. Es necesario medir la humedad relativa, temperatura y velocidad de viento en el interior de las grietas para confirmar esta hipótesis.

En relación a las propiedades de la muestra, se recomienda que en próximos ensayos las condiciones de desecación sean lo más parecidas posibles a las del terreno circundante (e.g. tipo de suelo, longitud de rugosidad). Además, se recomienda que los ensayos se hagan en zonas donde la EBS pueda aplicarse correctamente. De este modo, se elimina incertidumbre sobre los parámetros de la EBS y las propiedades de la muestra serían las mismas que las utilizadas por el modelo meteorológico, que serviría para comprobar si mejora la bondad de los flujos atmosféricos como condición de contorno.

Es necesario realizar más ensayos de evaporación con distintas condiciones atmosféricas y espesores de muestra. Es importante asegurarse que los futuros ensayos se hagan en condiciones muy controladas para asegurar la repetitividad de resultados y condiciones atmosféricas para llegar a resultados concluyentes (e.g. ensayos en túnel de viento).

8.3.2 Simulaciones numéricas

En simulaciones futuras, se recomienda probar curvas de retención de doble porosidad para comprobar la necesidad del factor de mejora a la difusión. Así, para un determinado grado de saturación, el aumento de la succión generaría más gradiente advectivo con una reducción menos pronunciada de la permeabilidad relativa. Este análisis llevaría a corroborar estudios como los de Lehmann et al. (2008), Shokri et al. (2009b) o Shahraeeni et al. (2012).

En relación a los modelos de suelo utilizados por el modelo meteorológico cabe explorar dos posibilidades:

1. Introducir CODE_BRIGHT como un modelo de suelos en WRF en contraposición a los modelos de suelo actuales, que utilizan numerosas

simplificaciones. Este paso presenta serios inconvenientes, como por ejemplo, la adaptación de condiciones de contorno o el tiempo de cálculo para simulaciones a gran escala.

2. Introducir las características del suelo a ensayar en el modelo WRF, lo que permitiría observar si se capta la evolución del comportamiento del suelo aplicando los flujos atmosféricos en el punto de interés.

En general, es necesario trabajar de forma interdisciplinar en la interacción suelo-atmósfera para poder acoplar unos flujos con otros de forma correcta. Desde el punto de vista de la Mecánica de Suelos, el comportamiento atmosférico condiciona la respuesta del suelo. Si los flujos atmosféricos como condición de contorno consiguieran reproducir el comportamiento del suelo, se conseguiría un gran ahorro en tiempo e instrumentación. Desde el campo de la Meteorología, una simulación correcta del comportamiento del suelo implicaría mejoras en la predicción del tiempo y el clima. En conjunto, ambos enfoques serían de gran importancia para afrontar el aumento del calentamiento global.

Anejo A

Figuras de interacción suelo-atmósfera

A.1 Caso A

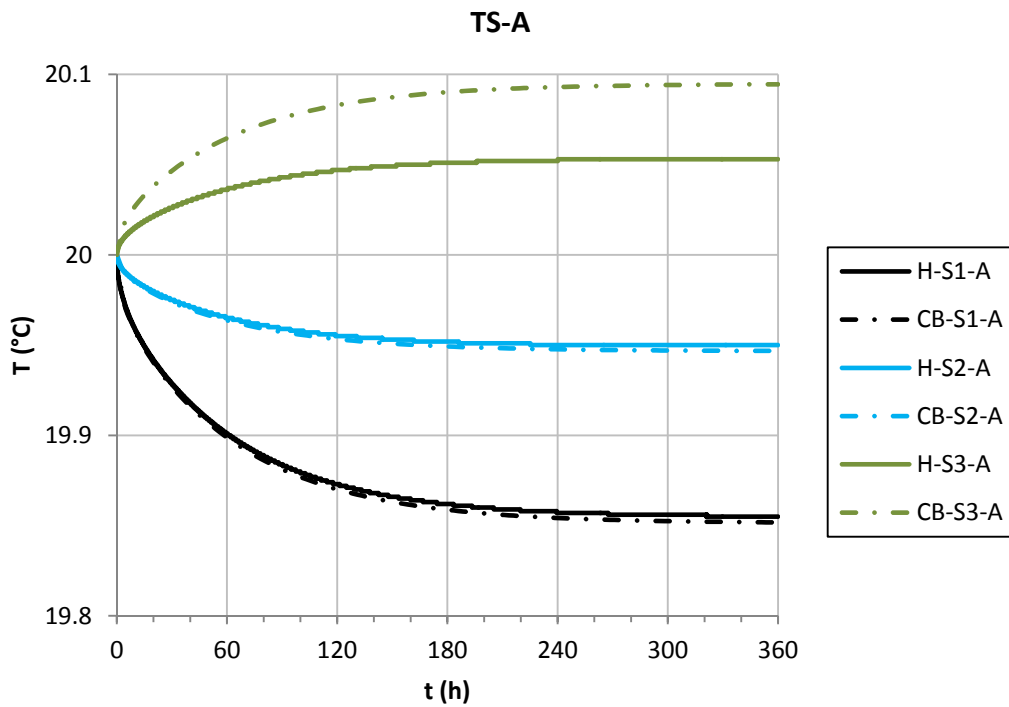


Figura A.A1. Temperatura en la superficie para el caso A en todas las situaciones

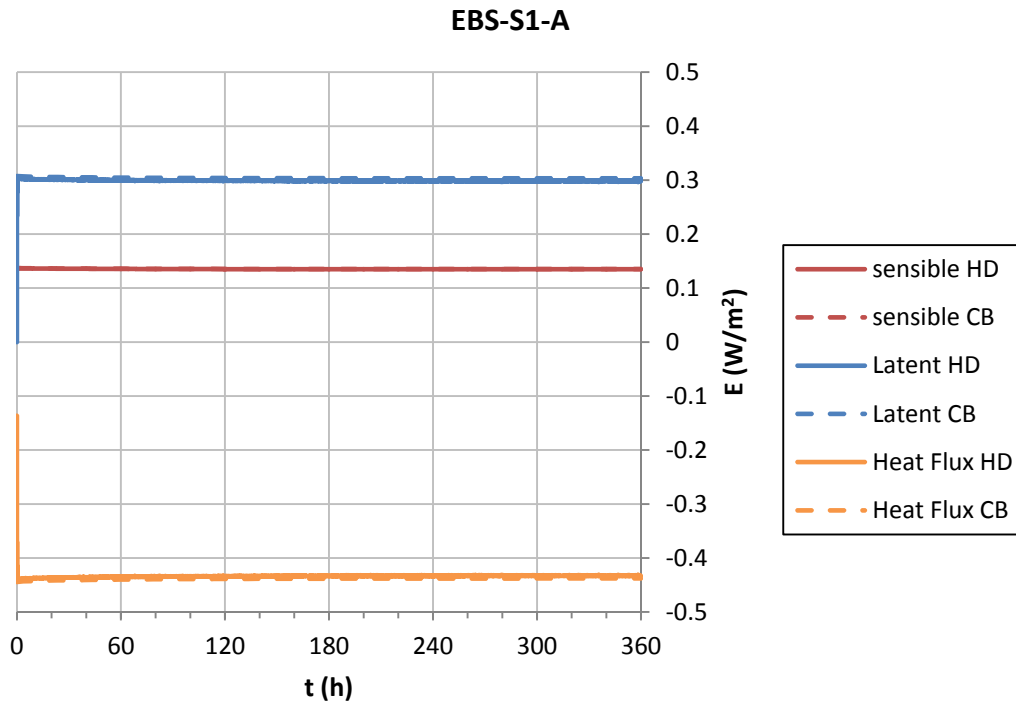


Figura A.A2. Flujos de calor latente, sensible y en el suelo (caso A, situación 1)

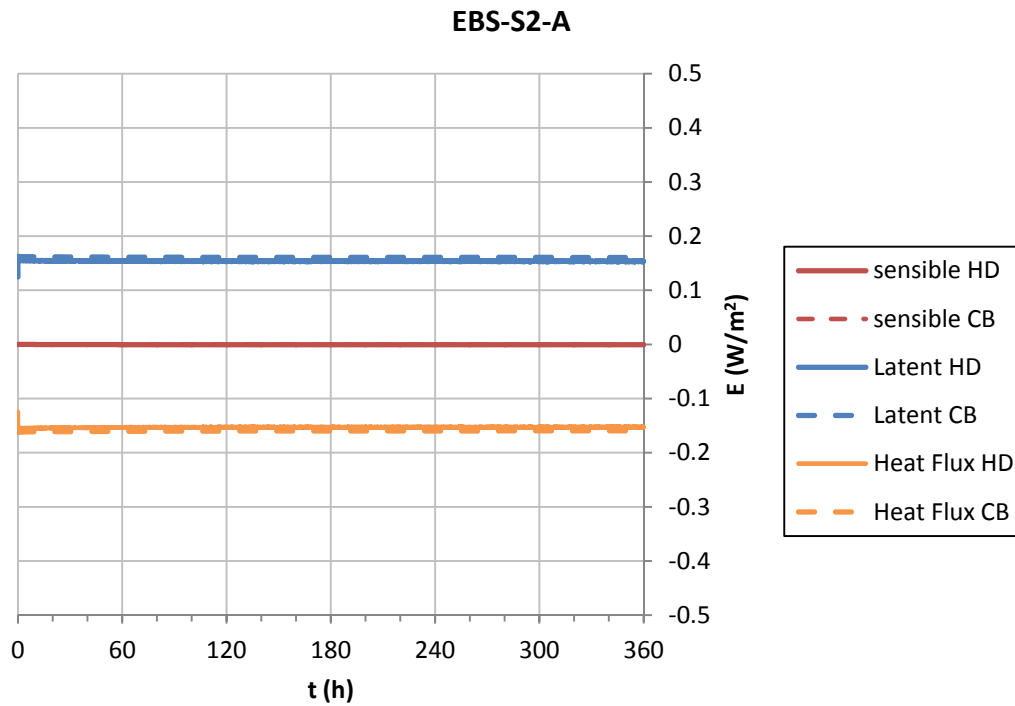


Figura A.A3. Flujos de calor latente, sensible y en el suelo (caso A, situación 2)

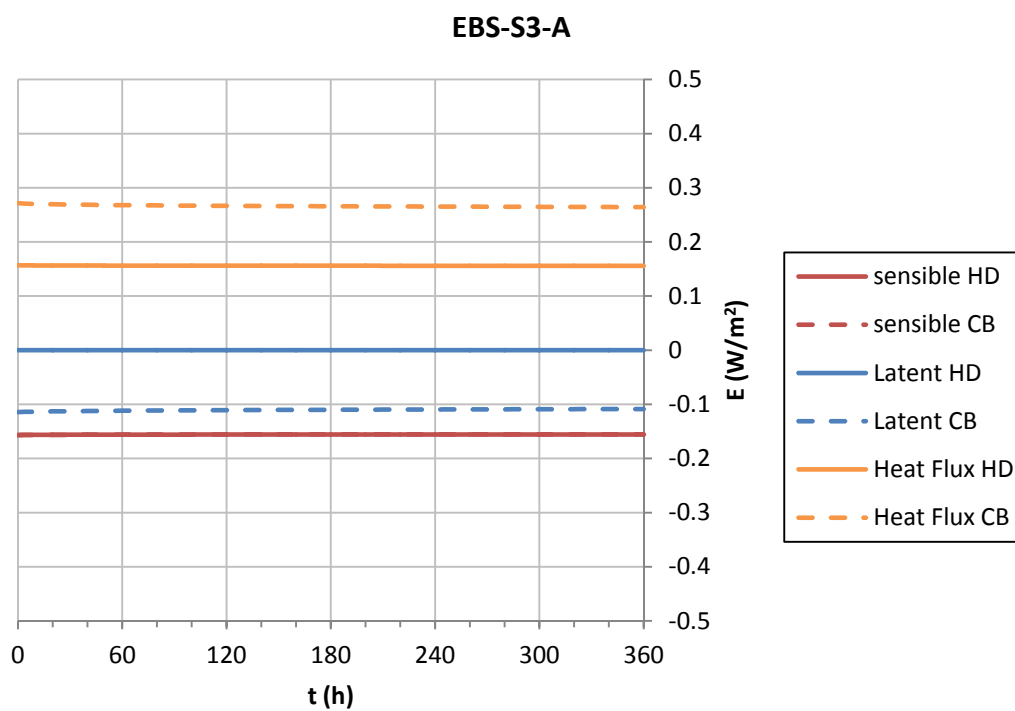


Figura A.A4. Flujos de calor latente, sensible y en el suelo (caso A, situación 3)

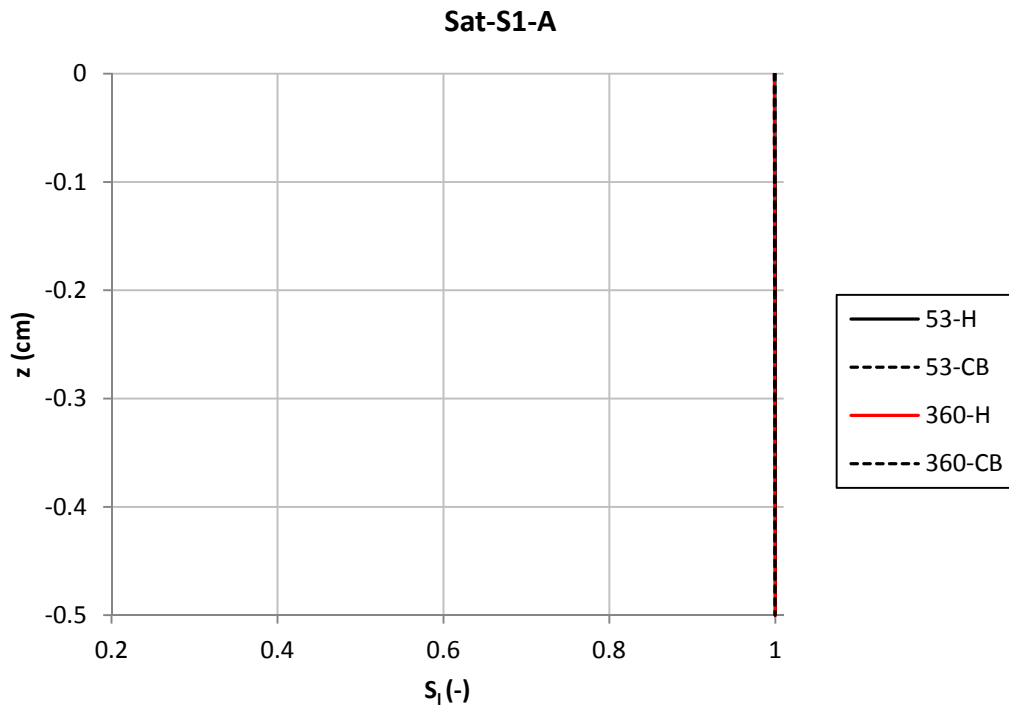


Figura A.A5. Grado de saturación en el suelo a las horas indicadas (caso A, situación 1)

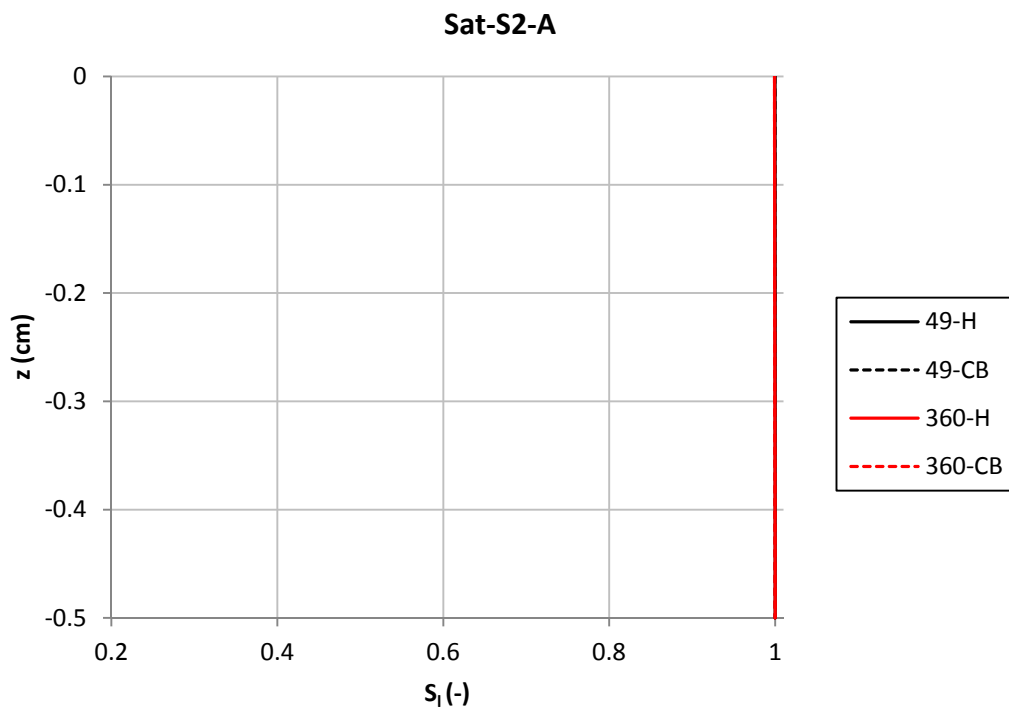


Figura A.A6. Grado de saturación en el suelo a las horas indicadas (caso A, situación 2)

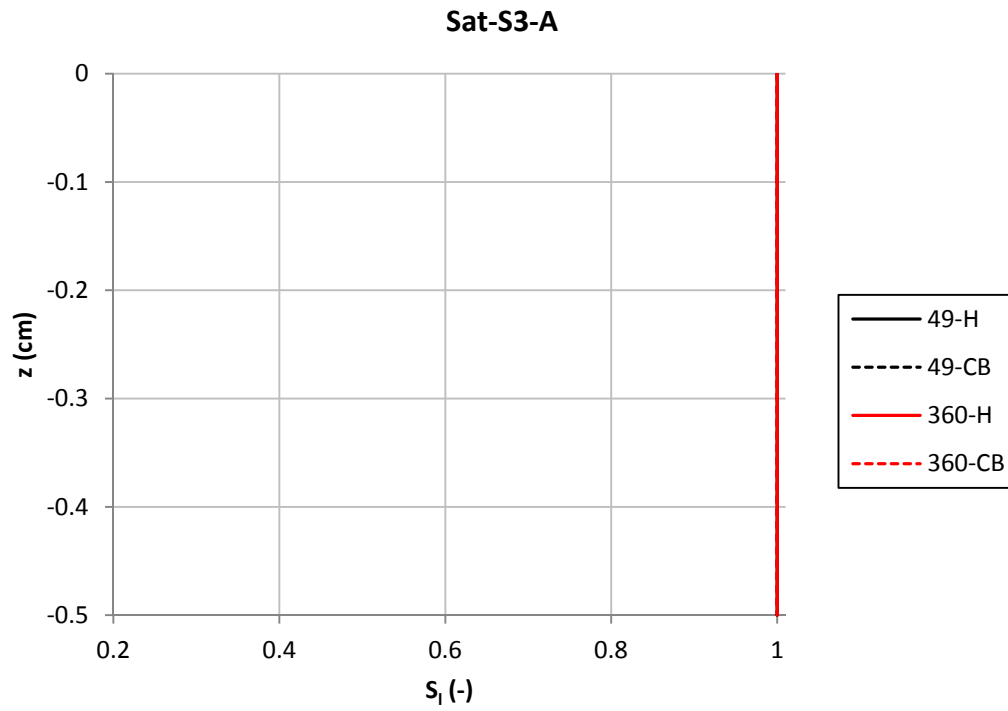


Figura A.A7. Grado de saturación en el suelo a las horas indicadas (caso A, situación 3)

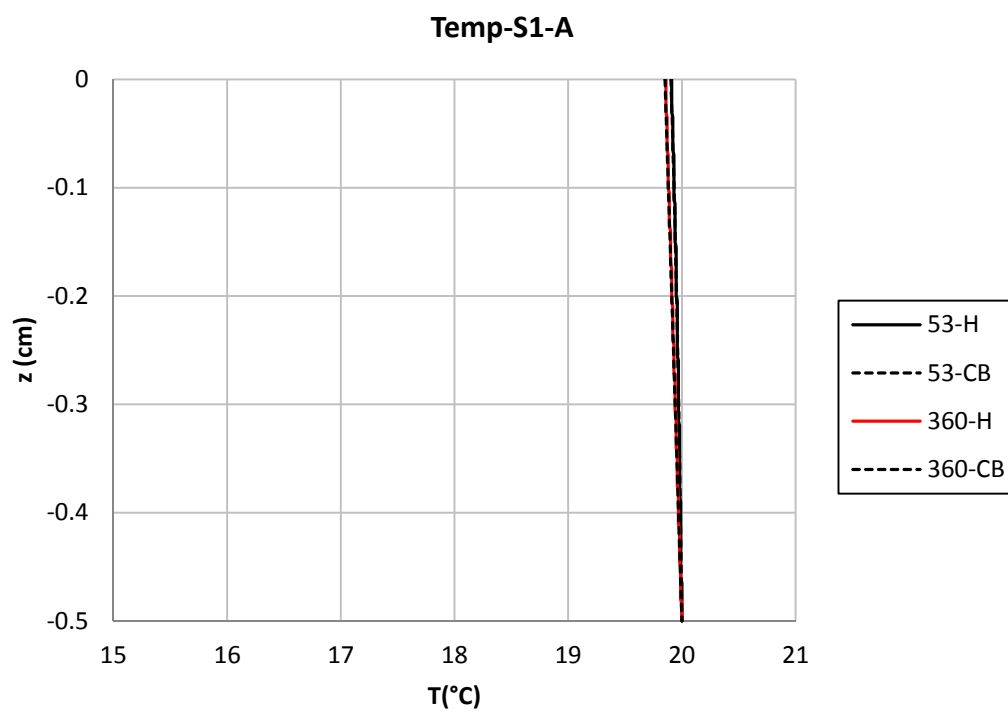


Figura A.A8. Temperatura en el suelo a las horas indicadas (caso A, situación 1)

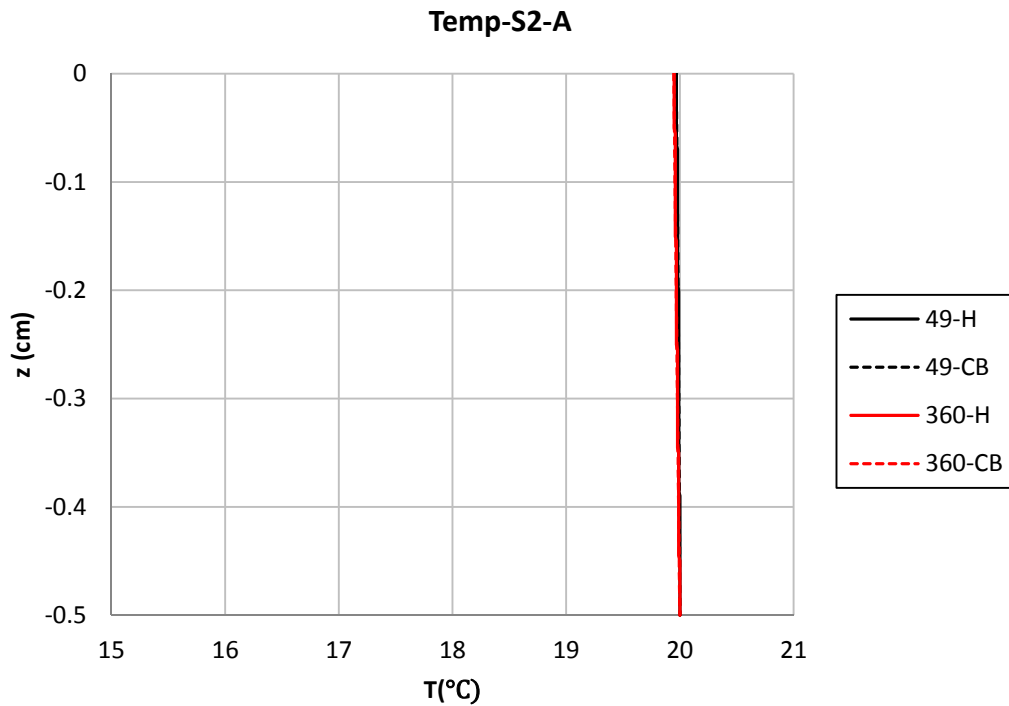


Figura A.A9. Temperatura en el suelo a las horas indicadas (caso A, situación 2)

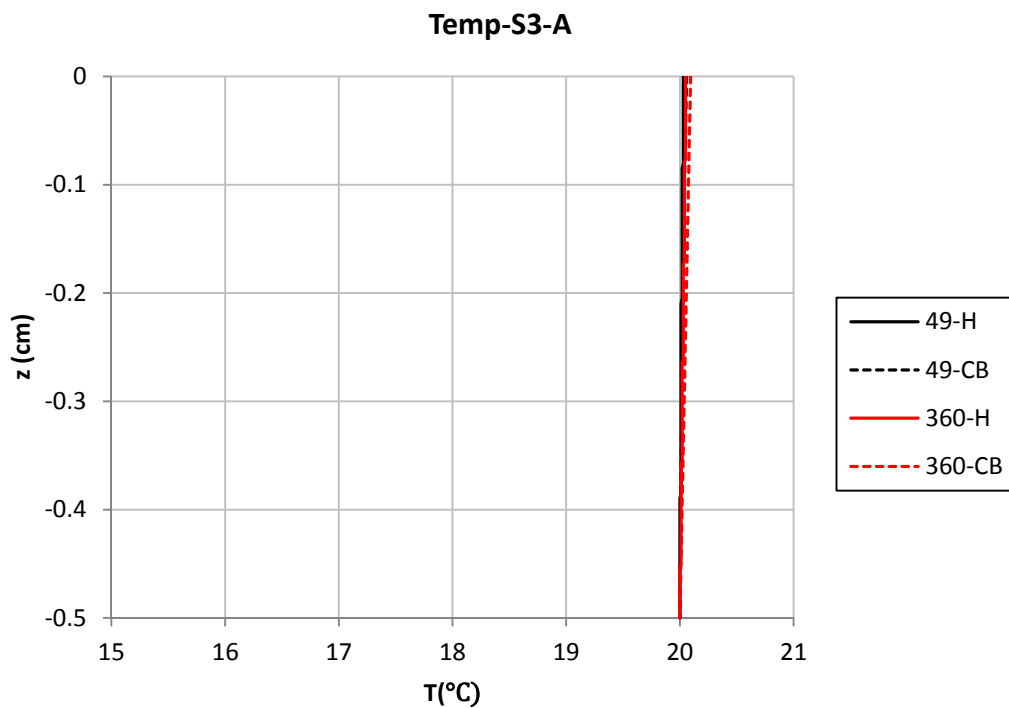


Figura A.A10. Temperatura en el suelo a las horas indicadas (caso A, situación 3)

A.2 Caso B

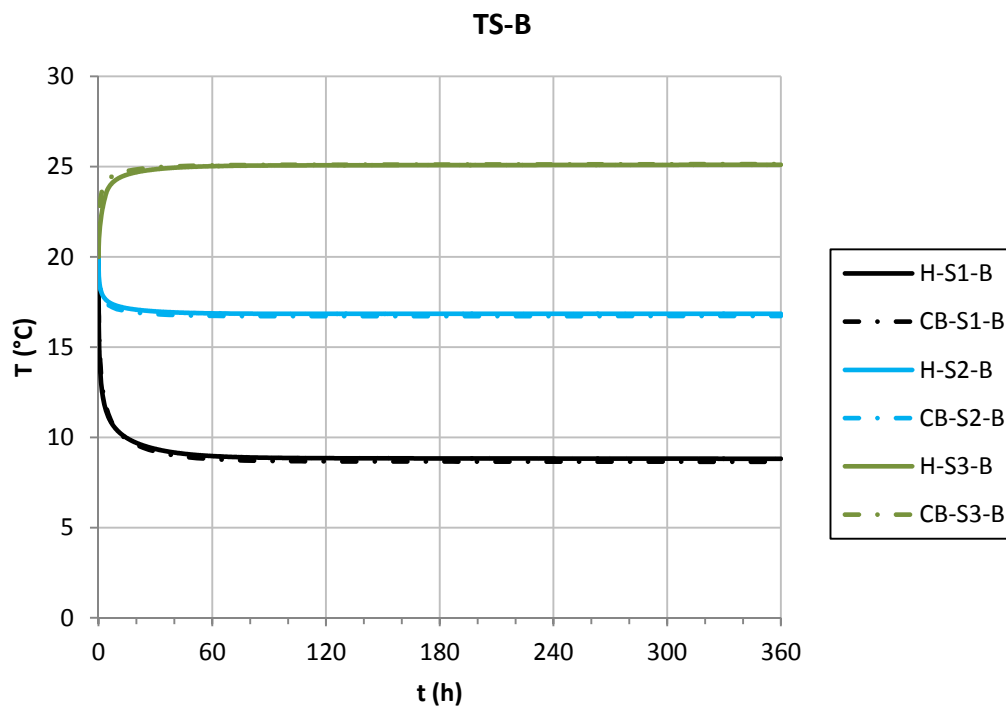


Figura A.B1. Temperatura en la superficie para el caso B en todas las situaciones

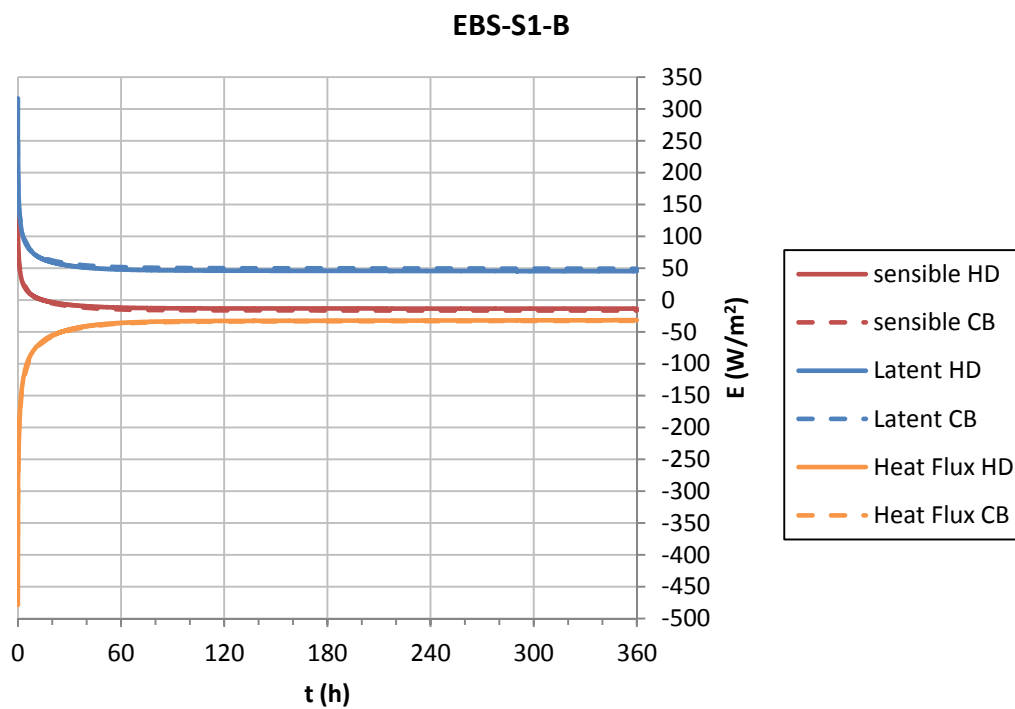


Figura A.B2. Flujos de calor latente, sensible y en el suelo (caso B, situación 1)

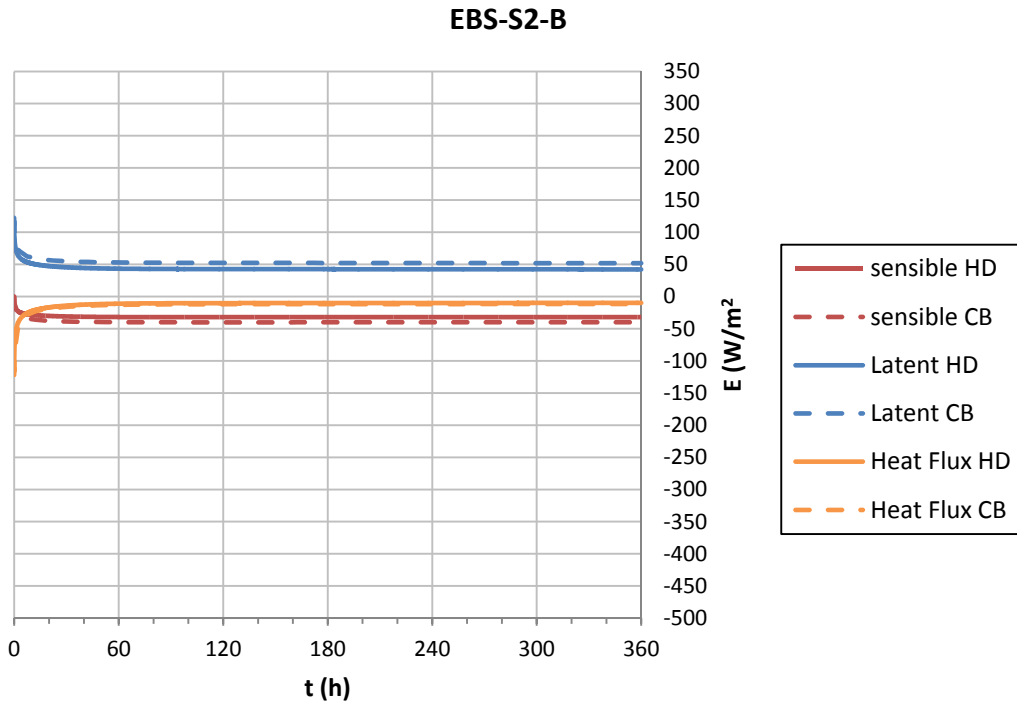


Figura A.B3. Flujos de calor latente, sensible y en el suelo (caso B, situación 2)

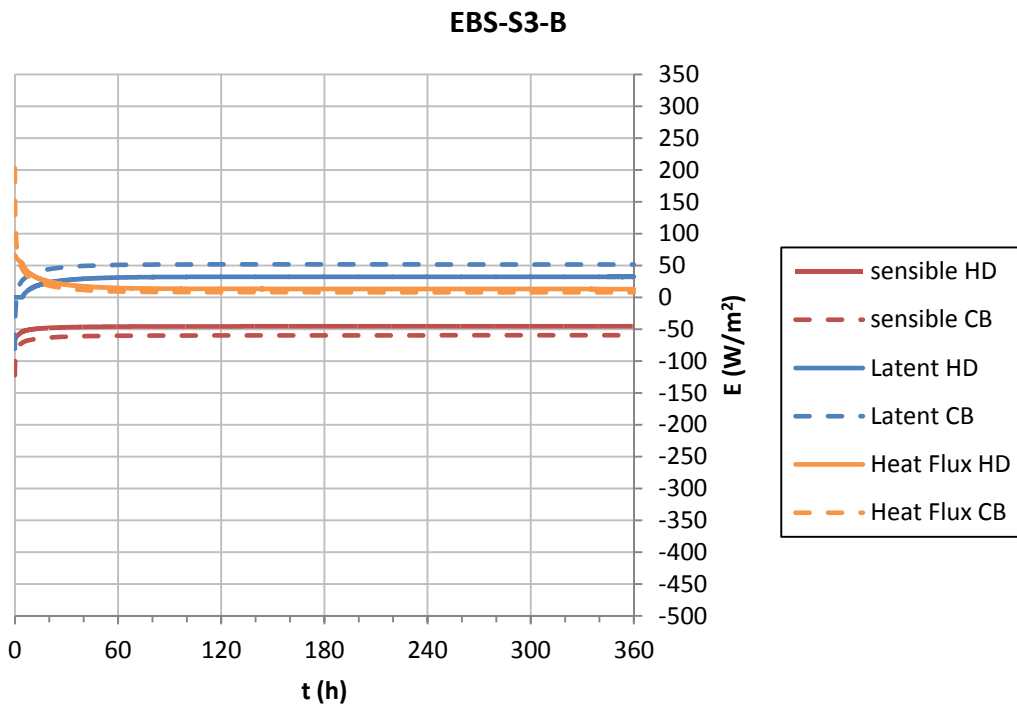


Figura A.B4. Flujos de calor latente, sensible y en el suelo (caso B, situación 3)

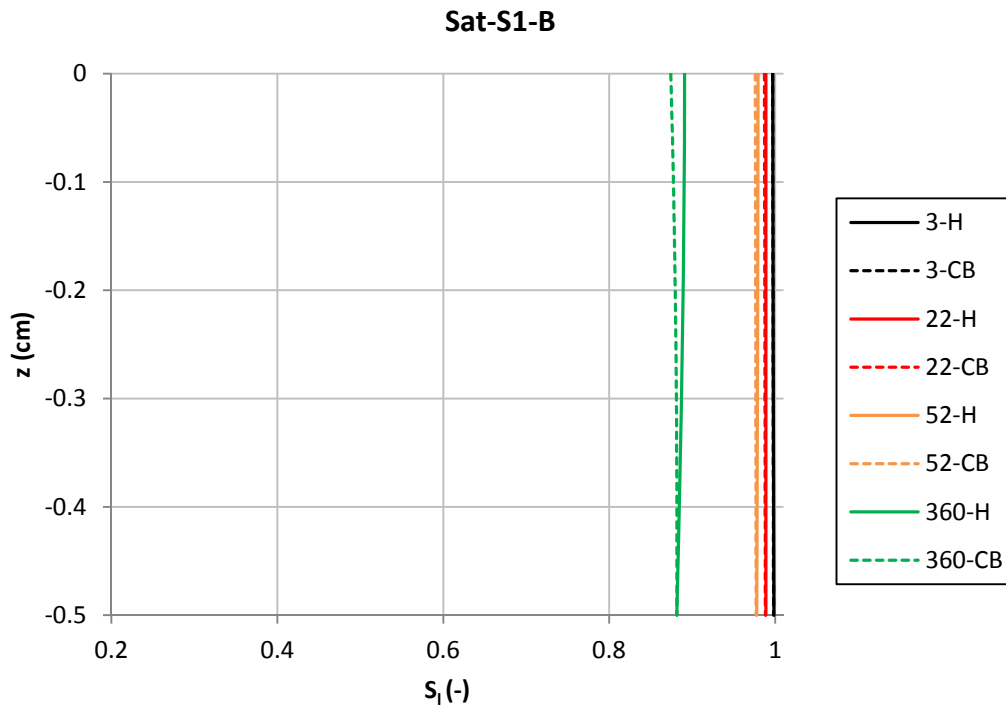


Figura A.B5. Grado de saturación en el suelo a las horas indicadas (caso B, situación 1)

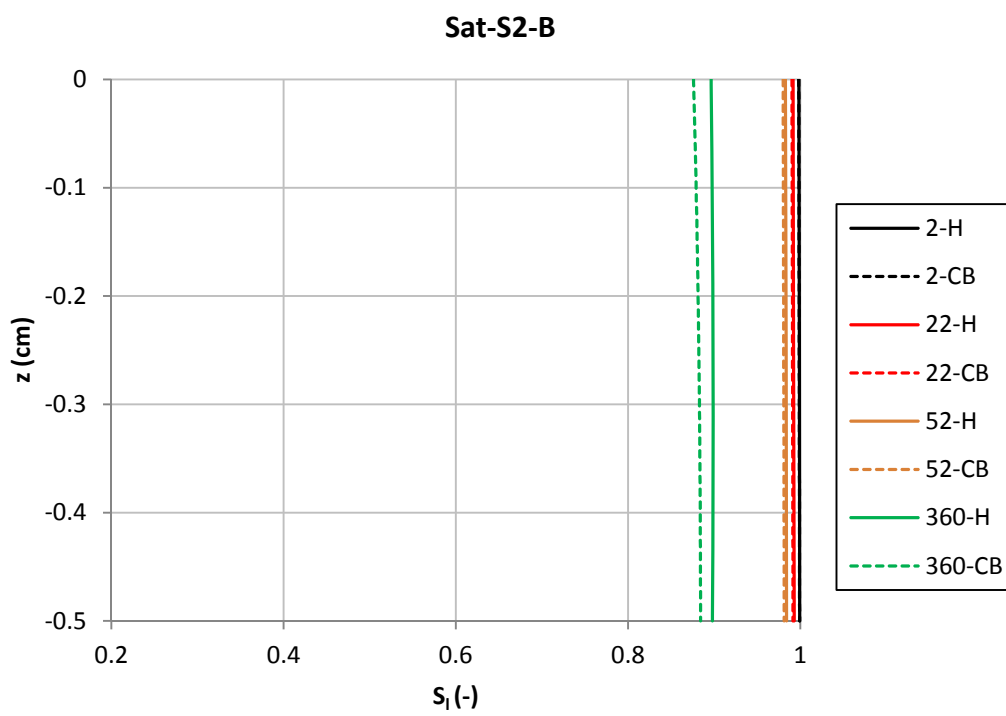


Figura A.B6. Grado de saturación en el suelo a las horas indicadas (caso B, situación 2)

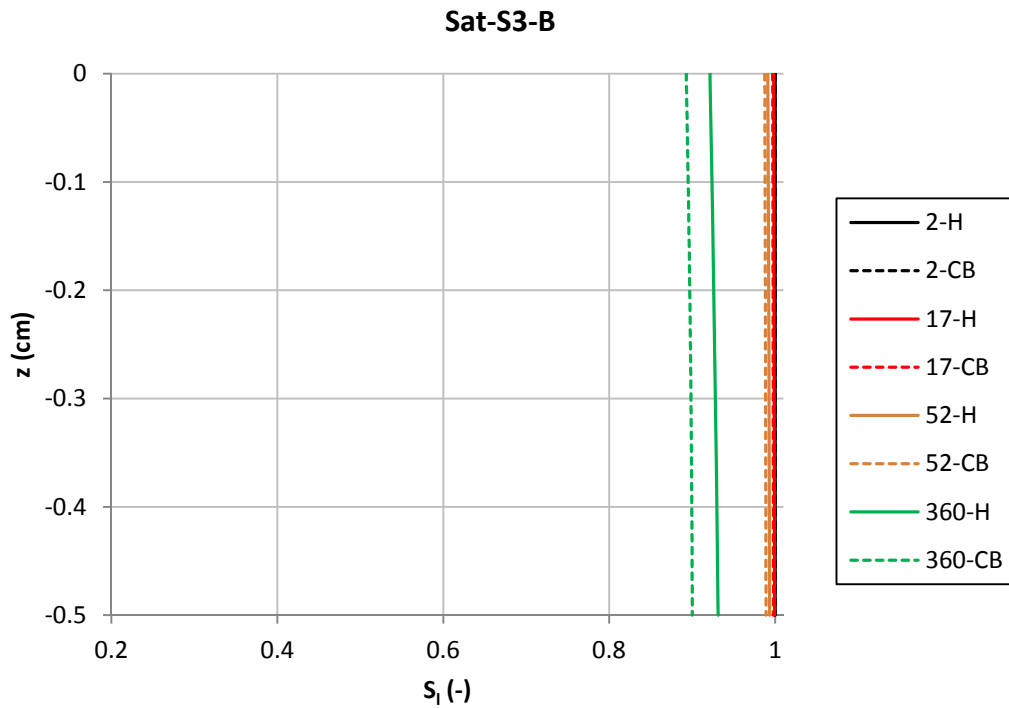


Figura A.B7. Grado de saturación en el suelo a las horas indicadas (caso B, situación 3)

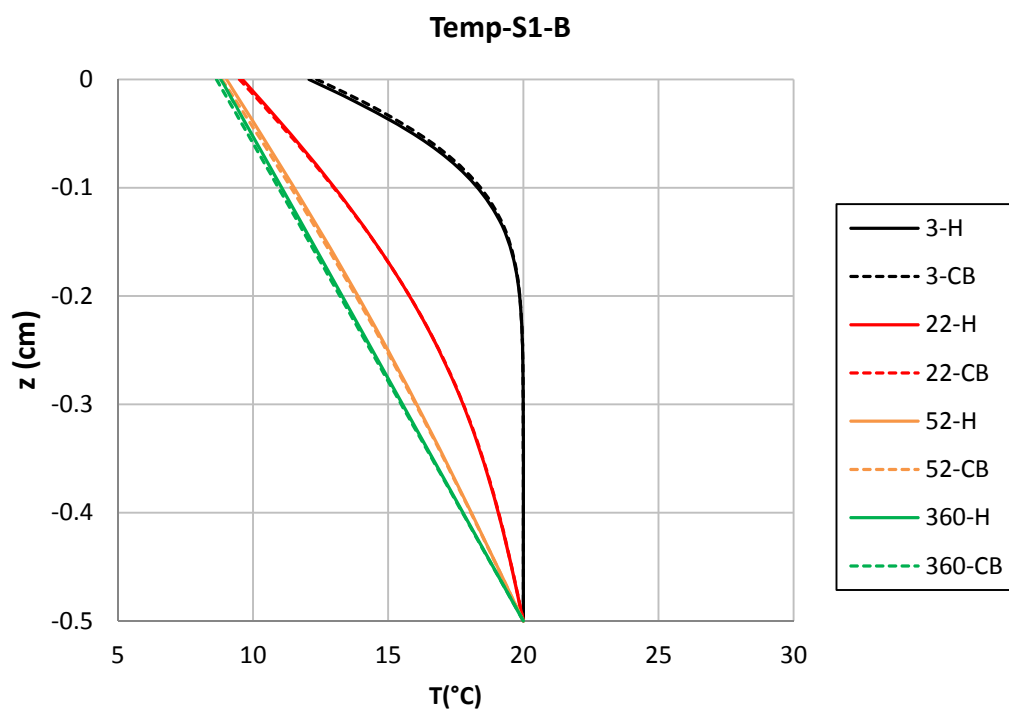


Figura A.B8. Temperatura en el suelo a las horas indicadas (caso B, situación 1)

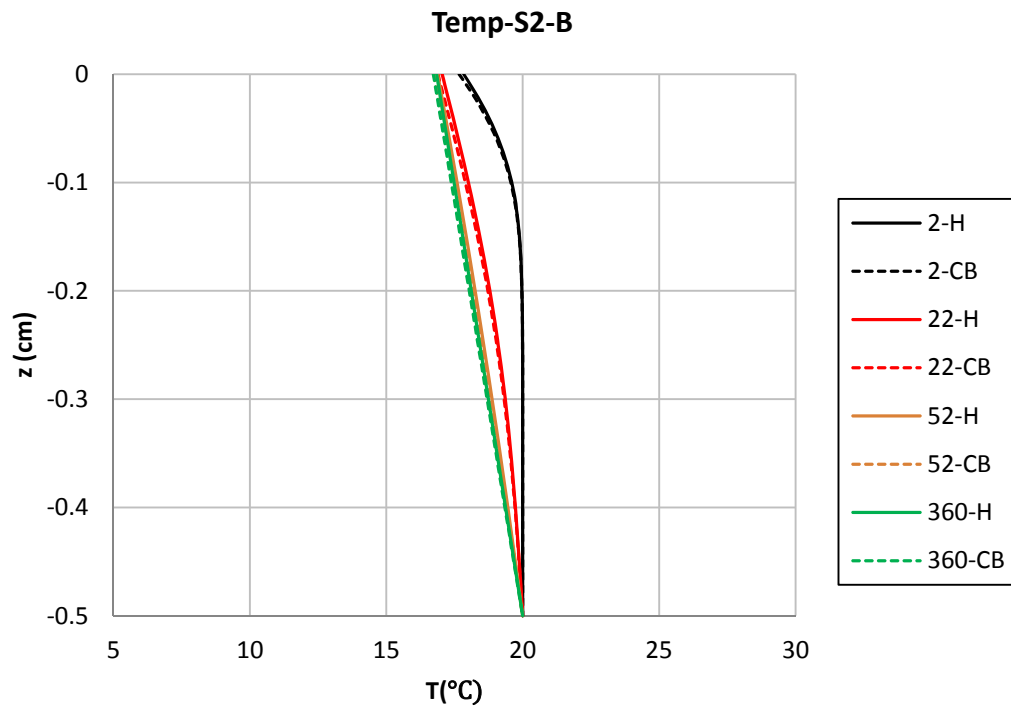


Figura A.B9. Temperatura en el suelo a las horas indicadas (caso B, situación 2)

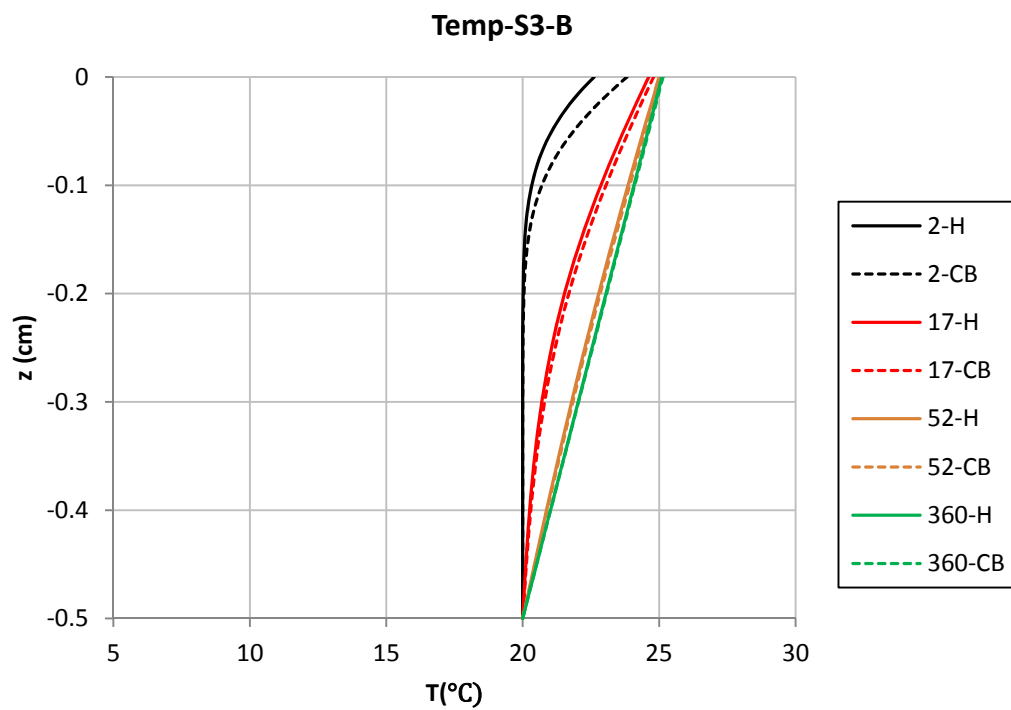


Figura A.B10. Temperatura en el suelo a las horas indicadas (caso B, situación 3)

A.3 Caso C

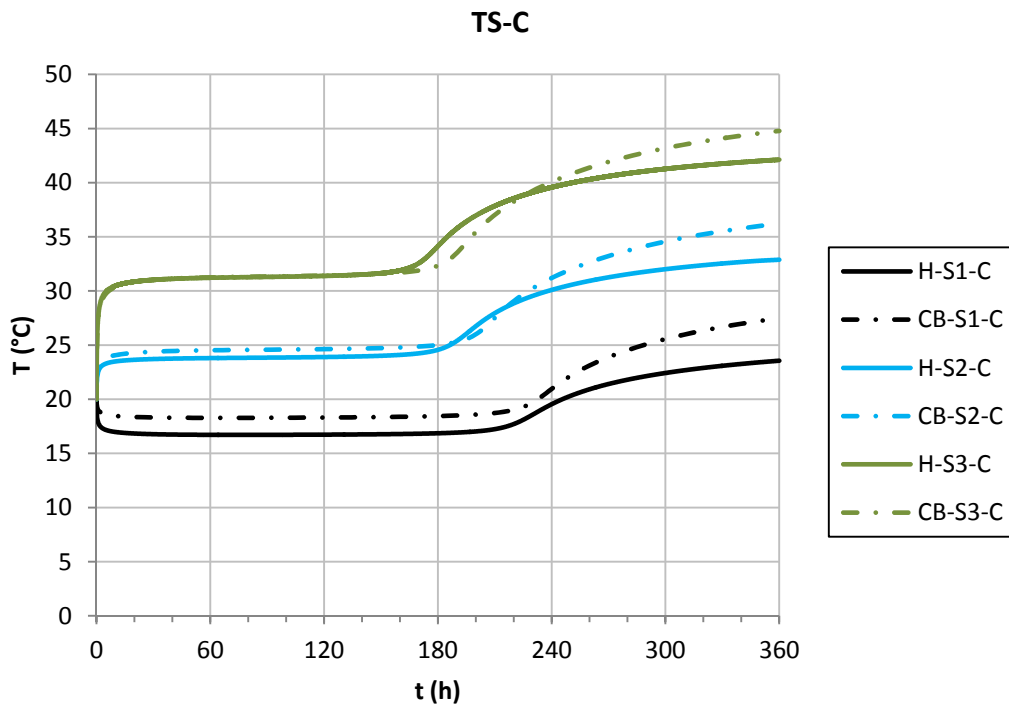


Figura A.C1. Temperatura en la superficie para el caso C en todas las situaciones

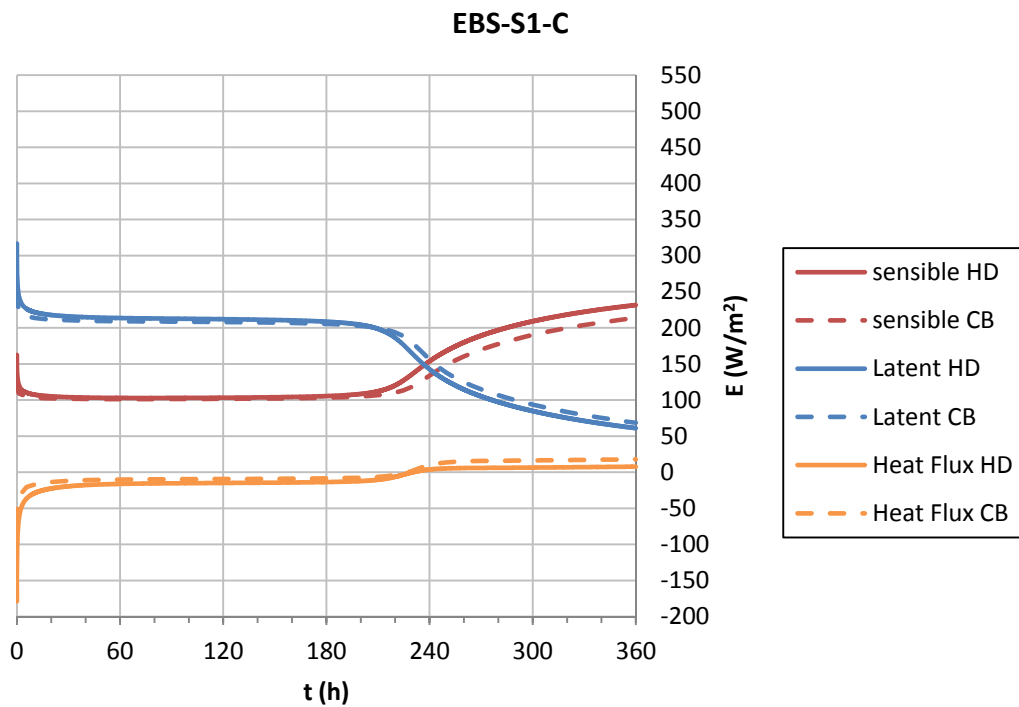


Figura A.C2. Flujos de calor latente, sensible y en el suelo (caso C, situación 1)

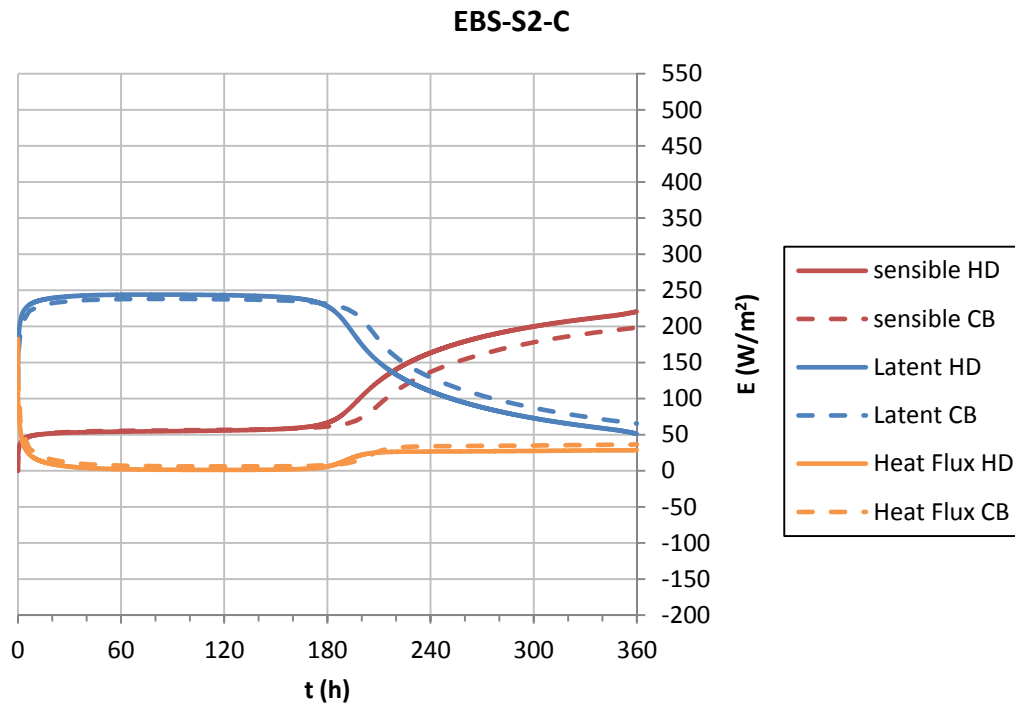


Figura A.C3. Flujos de calor latente, sensible y en el suelo (caso C, situación 2)

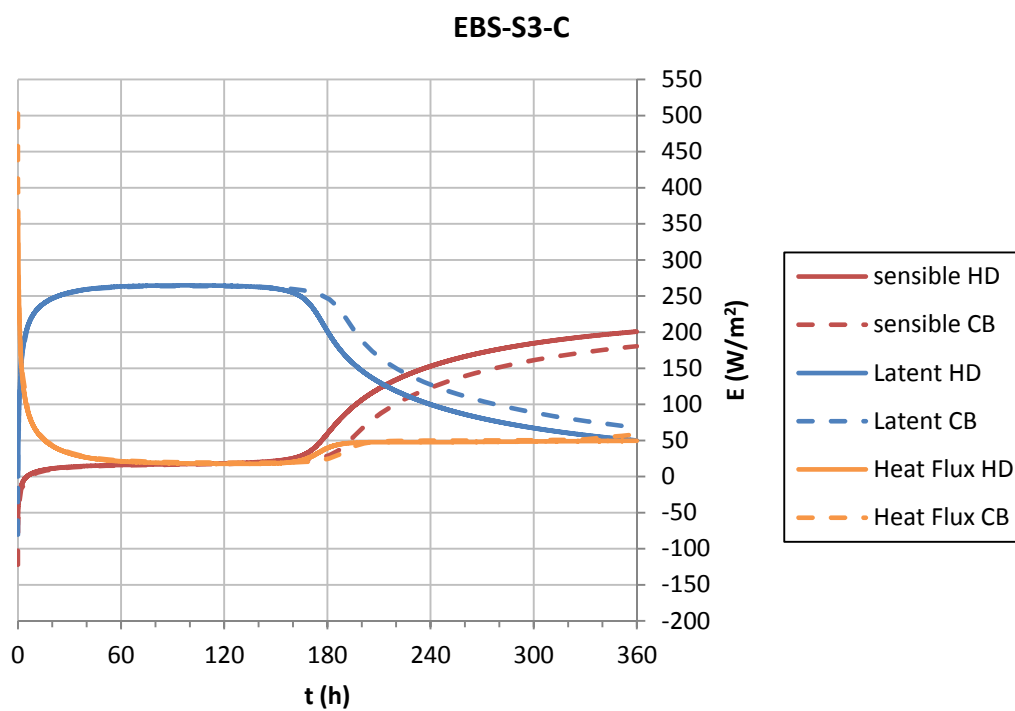


Figura A.C4. Flujos de calor latente, sensible y en el suelo (caso C, situación 3)

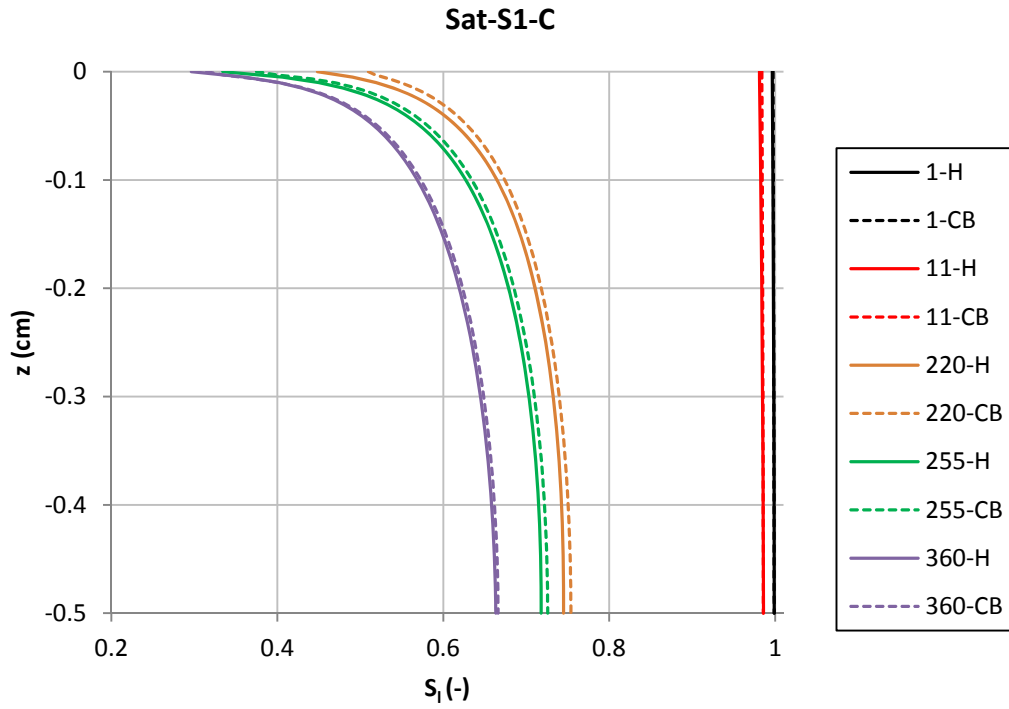


Figura A.C5. Grado de saturación en el suelo a las horas indicadas (caso C, situación 1)

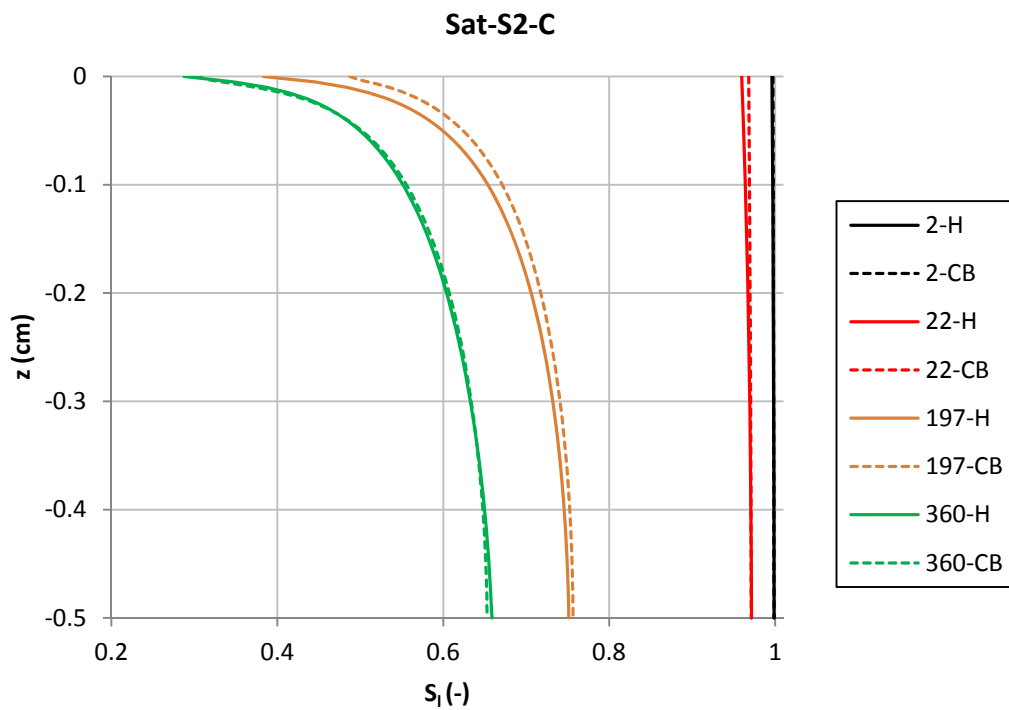


Figura A.C6. Grado de saturación en el suelo a las horas indicadas (caso C, situación 2)

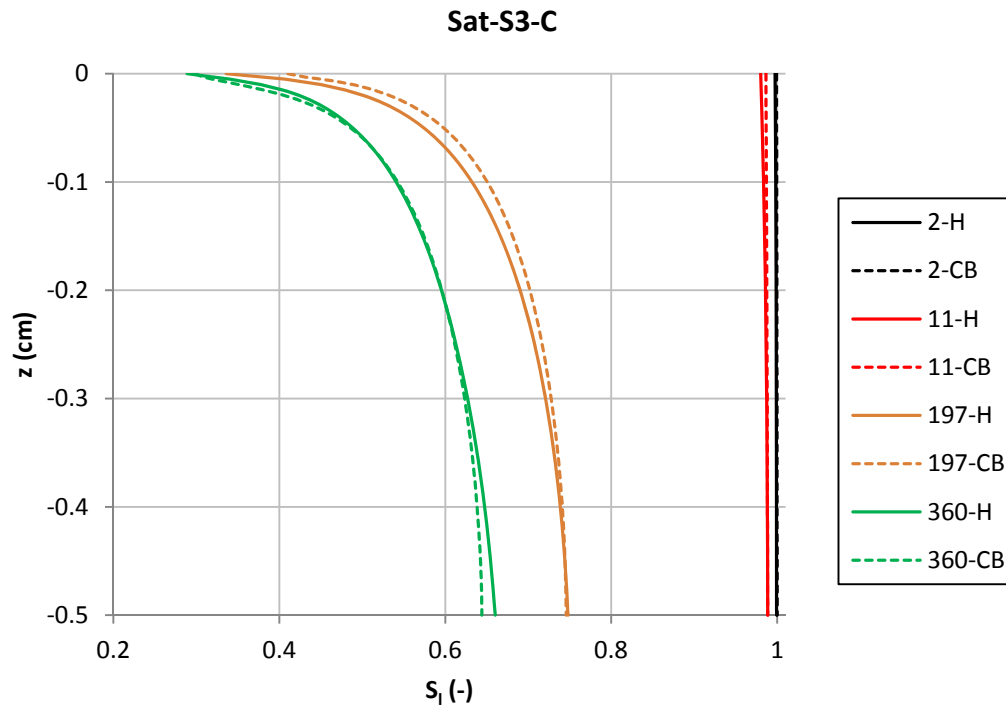


Figura A.C7. Grado de saturación en el suelo a las horas indicadas (caso C, situación 3)

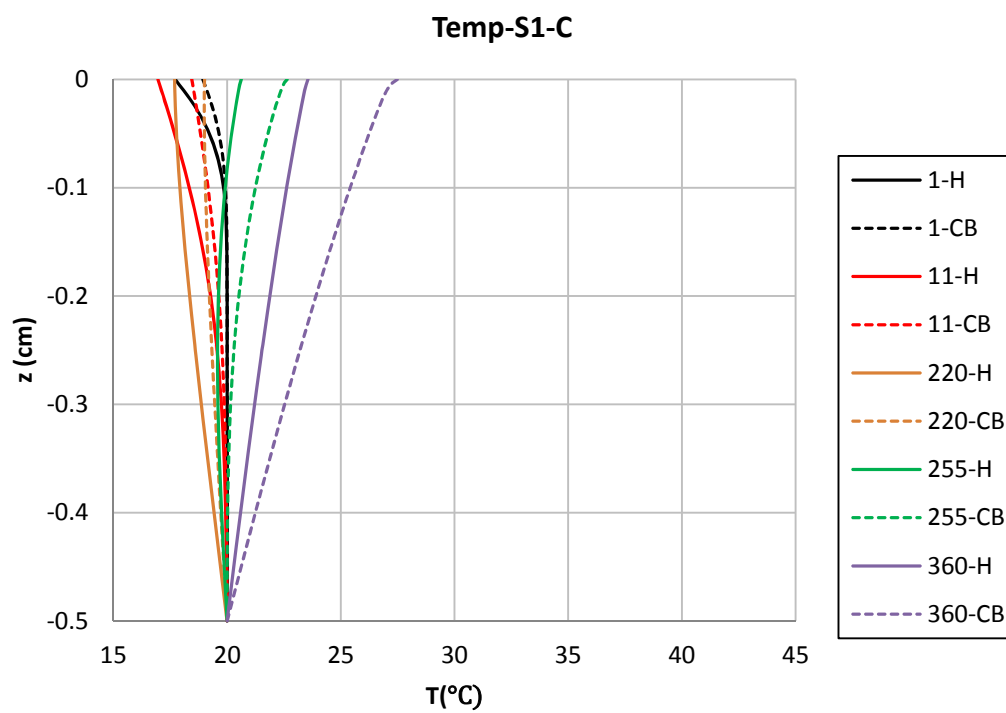


Figura A.C8. Temperatura en el suelo a las horas indicadas (caso C, situación 1)

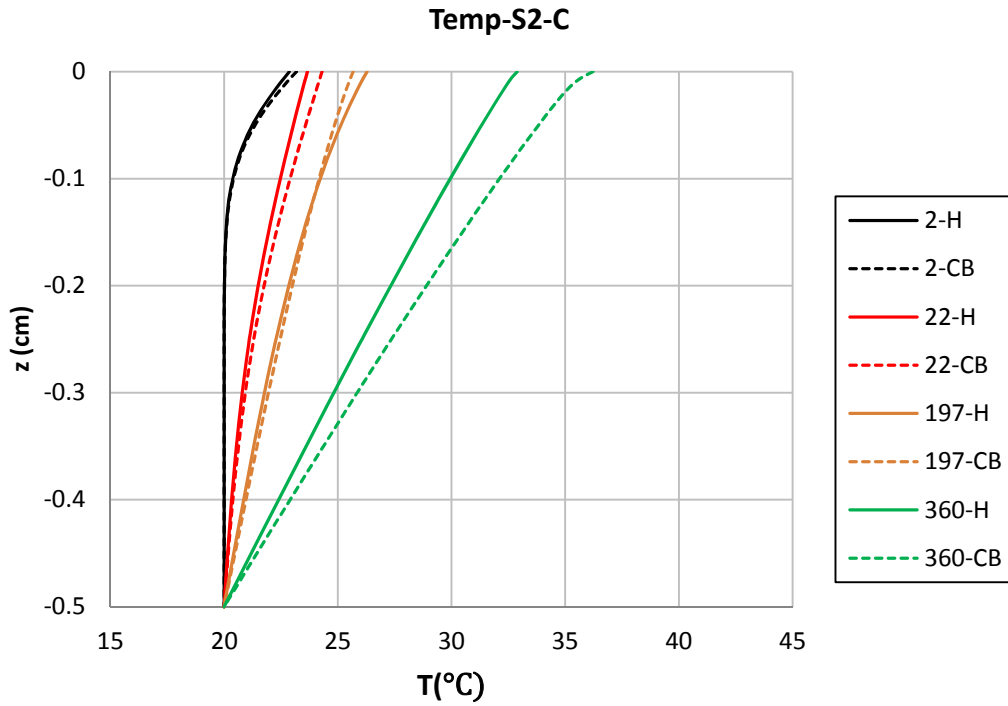


Figura A.C9. Temperatura en el suelo a las horas indicadas (caso C, situación 2)

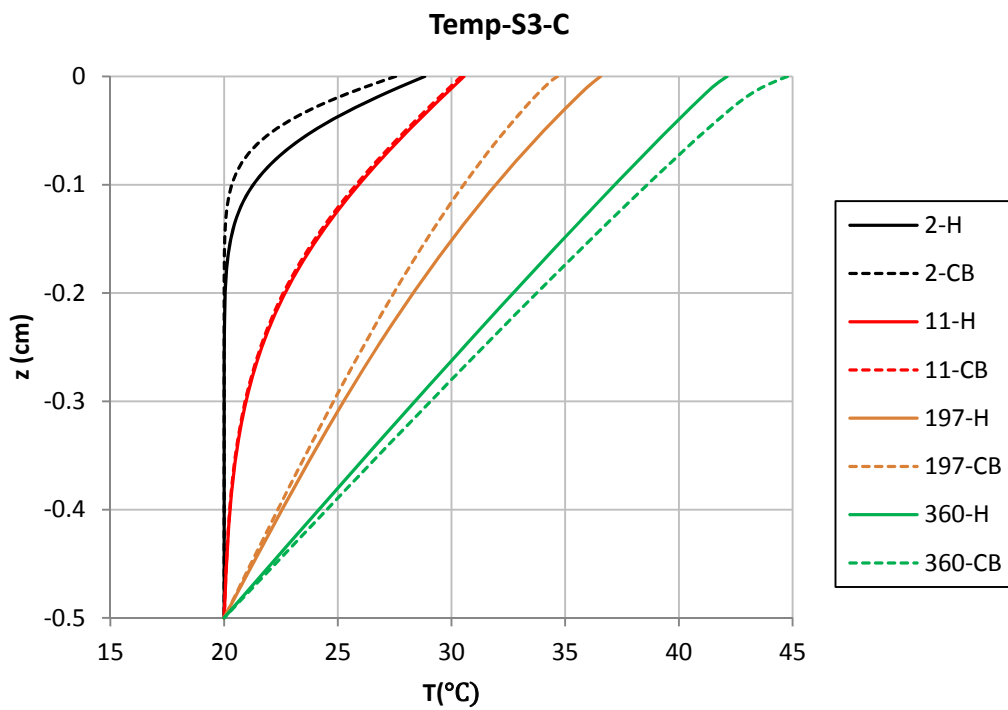
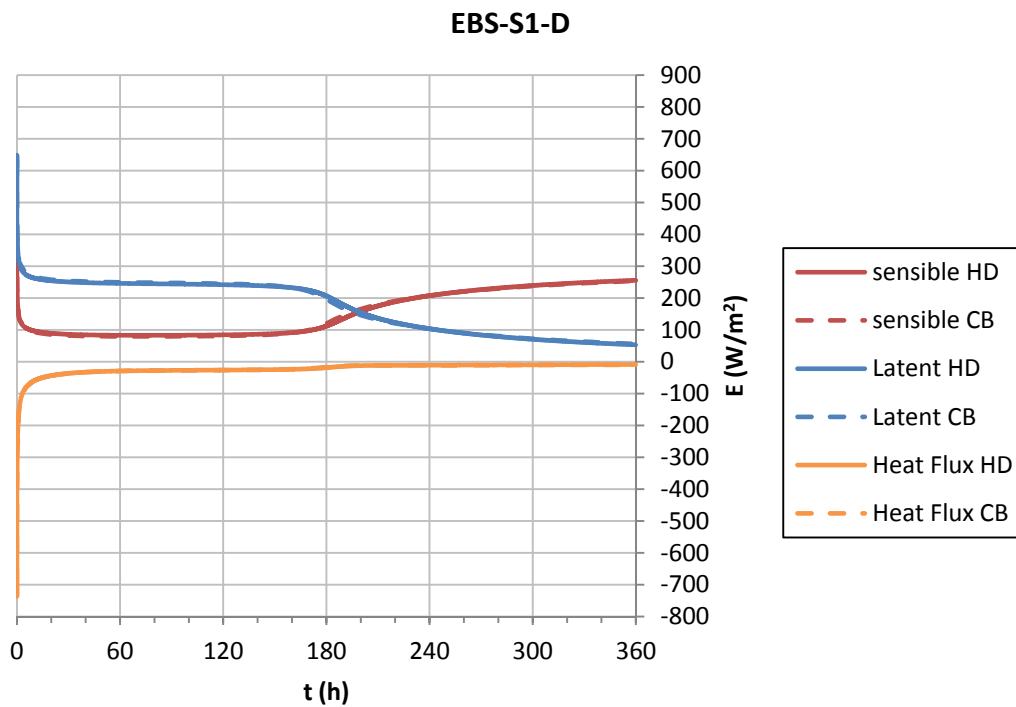
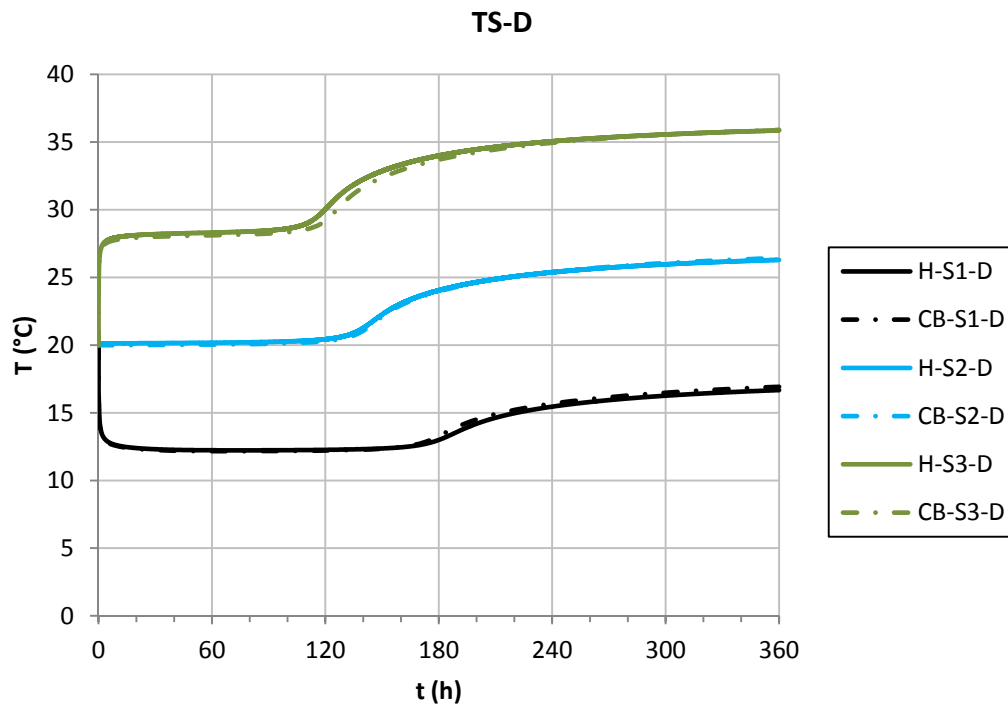


Figura A.C10. Temperatura en el suelo a las horas indicadas (caso C, situación 3)

A.4 Caso D



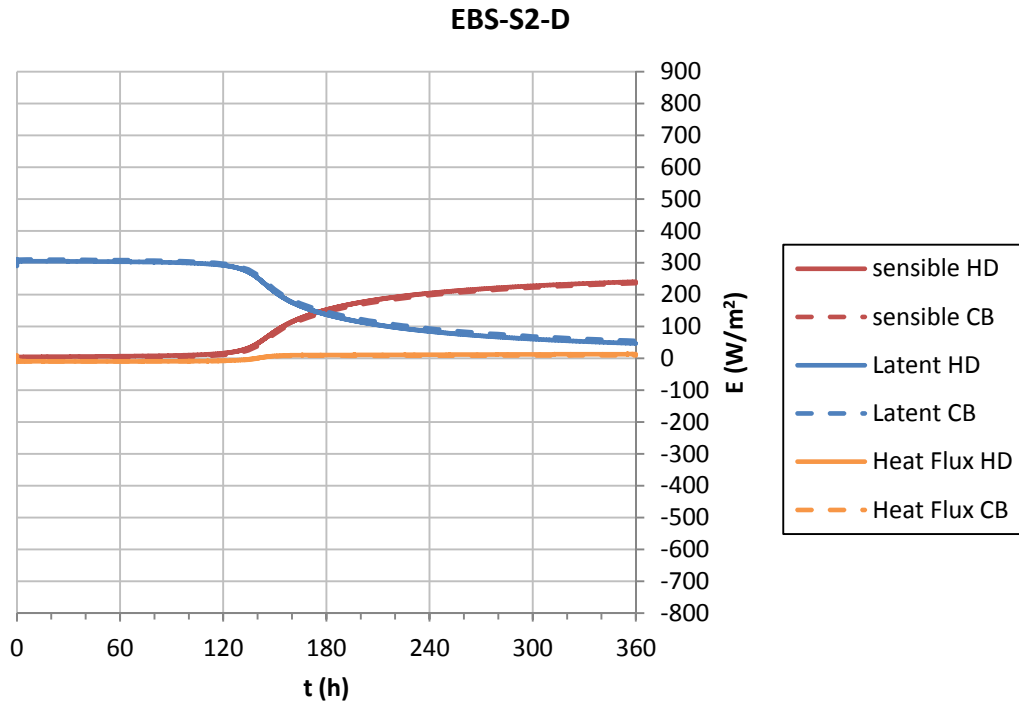


Figura A.D3. Flujos de calor latente, sensible y en el suelo (caso D, situación 2)

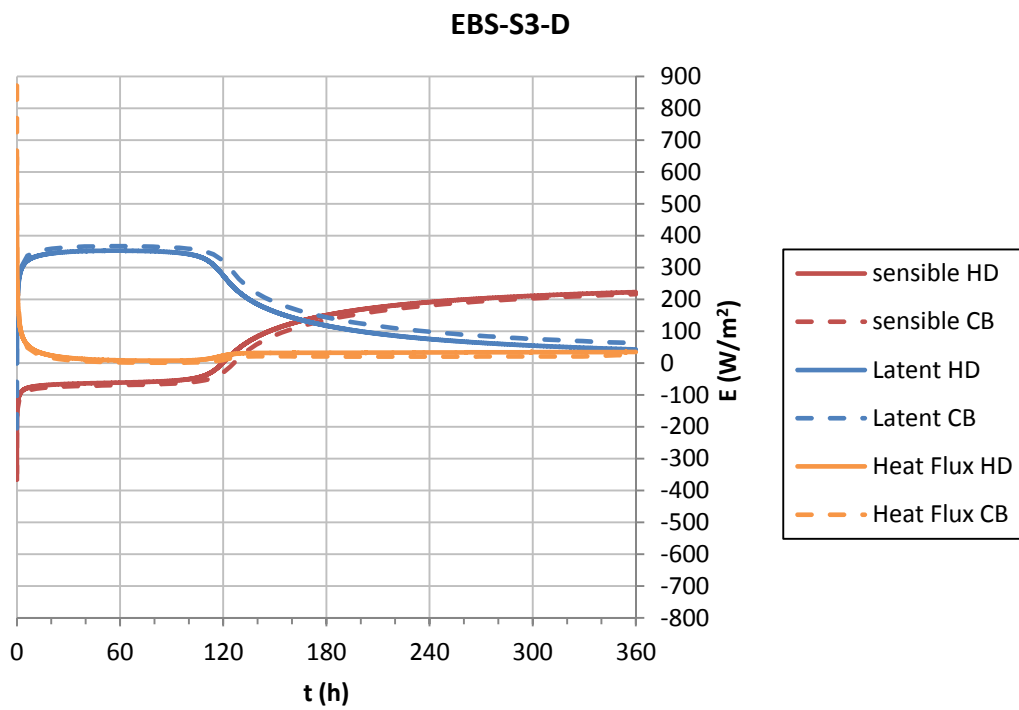


Figura A.D4. Flujos de calor latente, sensible y en el suelo (caso D, situación 3)

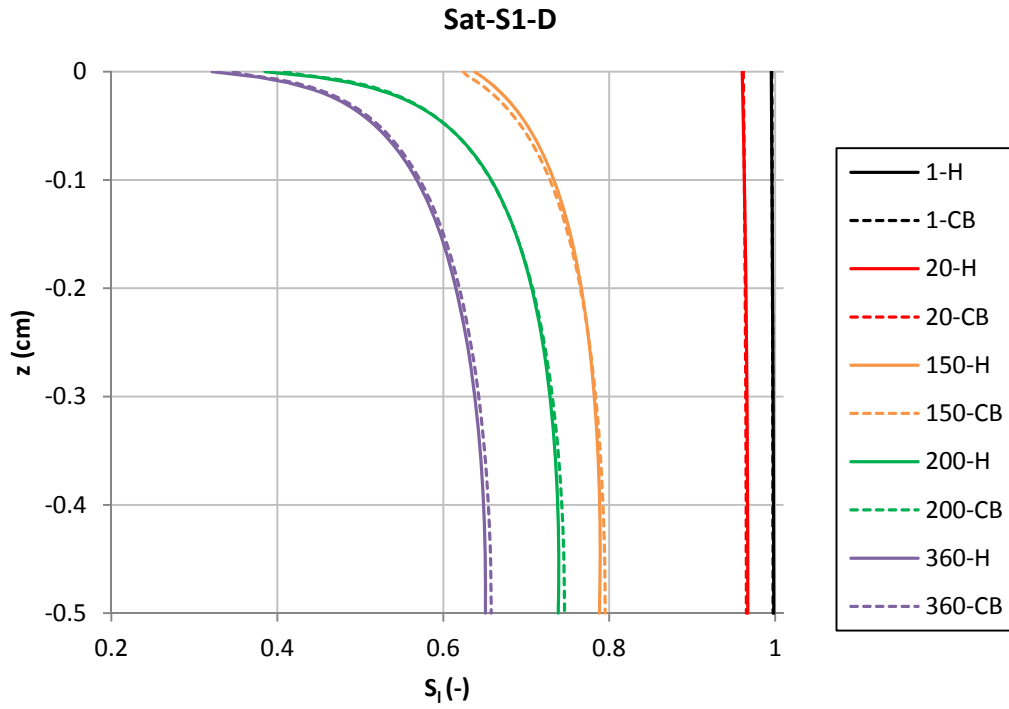


Figura A.D5. Grado de saturación en el suelo a las horas indicadas (caso D, situación 1)

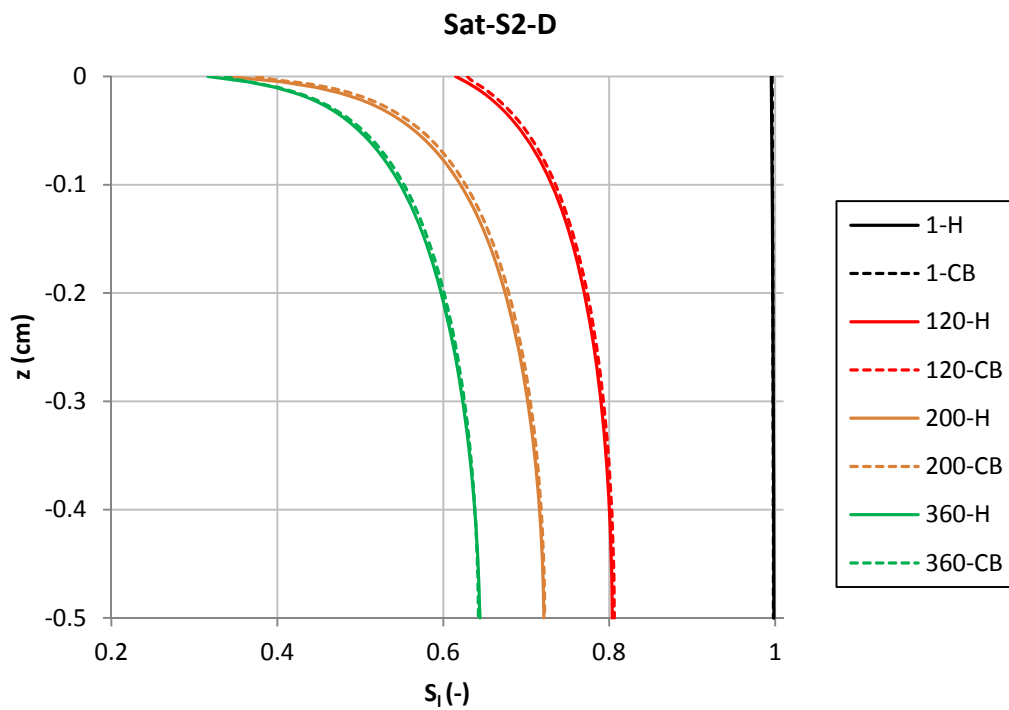


Figura A.D6. Grado de saturación en el suelo a las horas indicadas (caso D, situación 2)

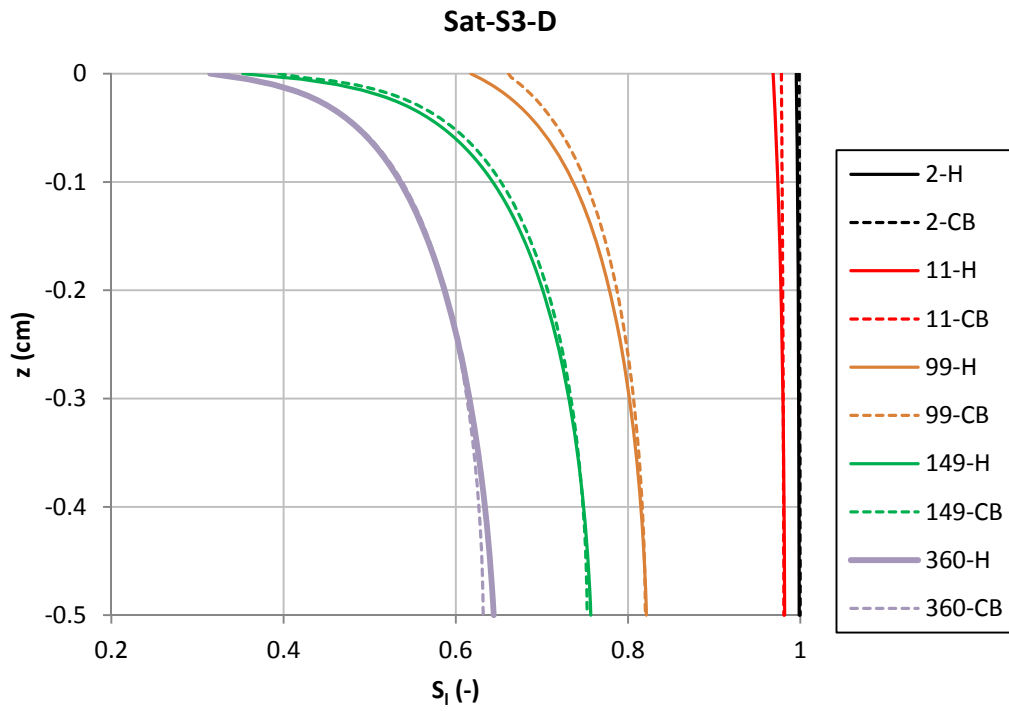


Figura A.D7. Grado de saturación en el suelo a las horas indicadas (caso D, situación 3)

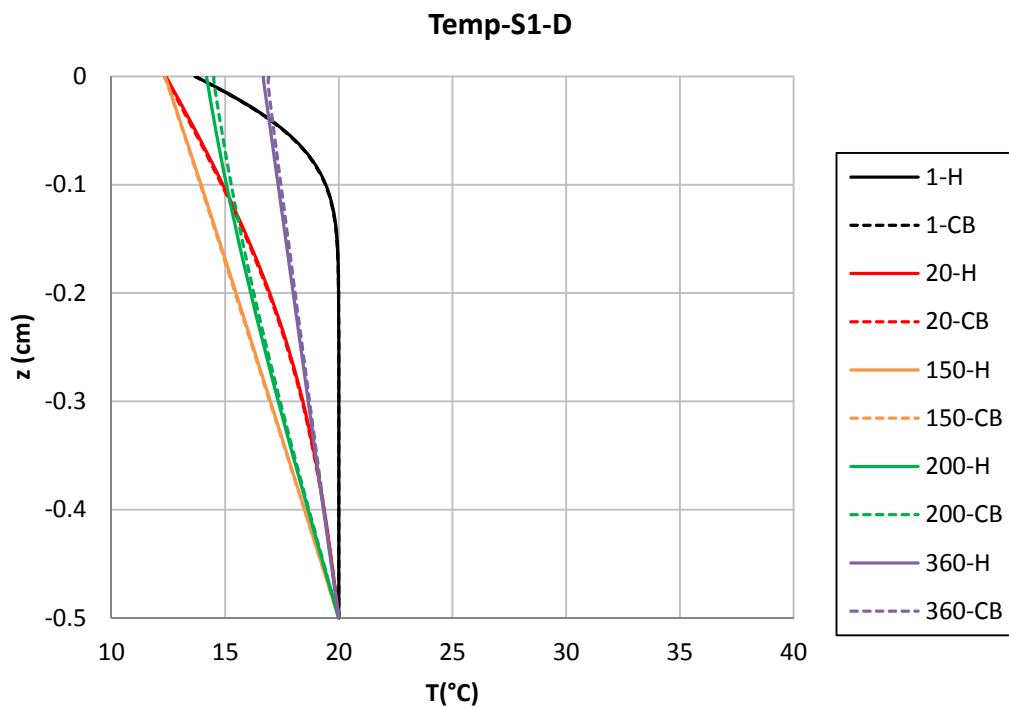


Figura A.D8. Temperatura en el suelo a las horas indicadas (caso D, situación 1)

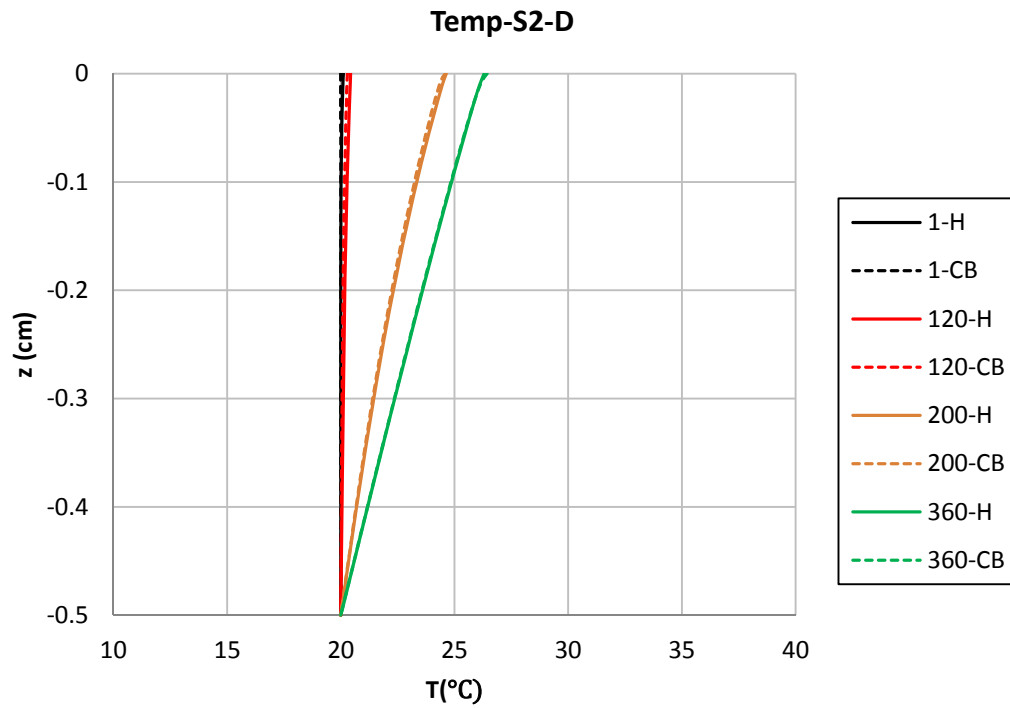


Figura A.D9. Temperatura en el suelo a las horas indicadas (caso D, situación 2)

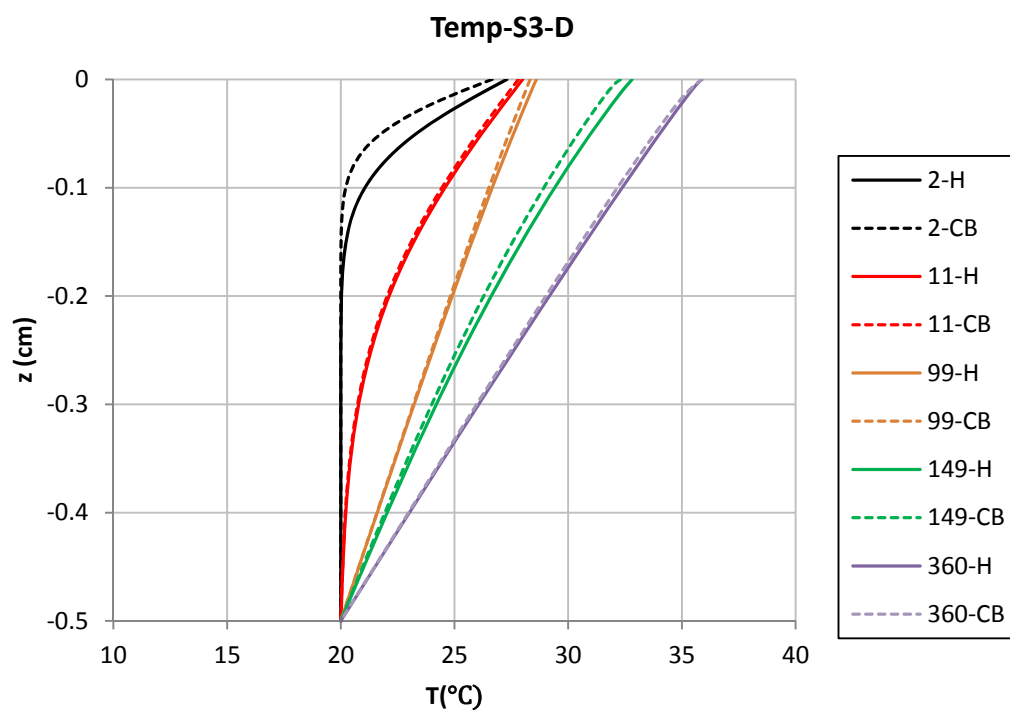


Figura A.D10. Temperatura en el suelo a las horas indicadas (caso D, situación 3)

A.5 Caso E

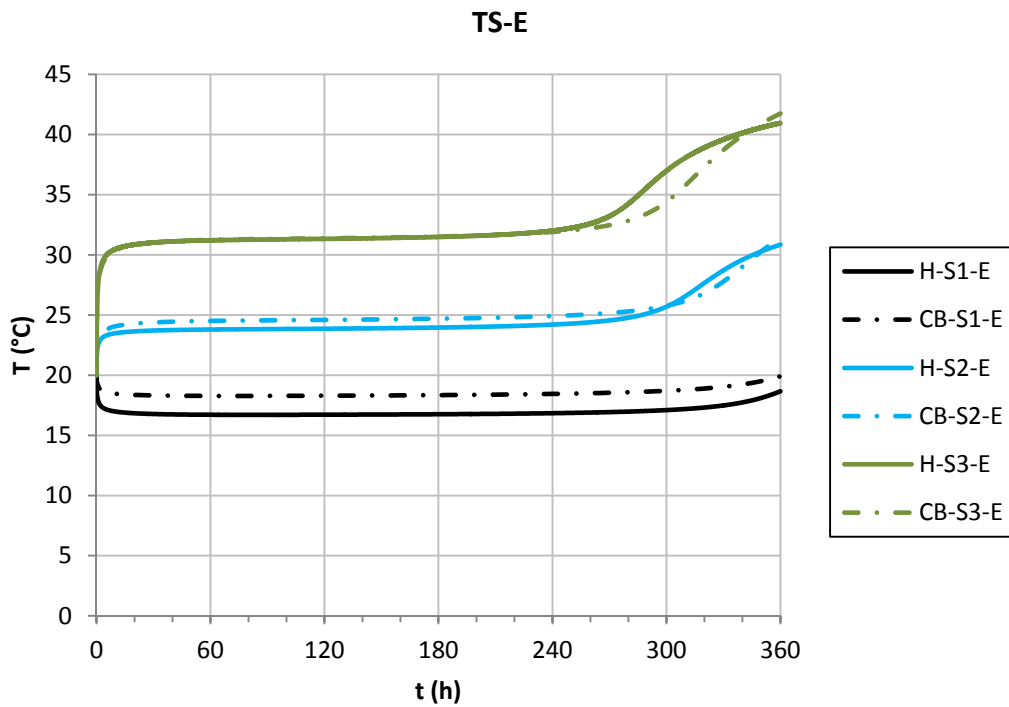


Figura A.E1. Temperatura en la superficie para el caso E en todas las situaciones

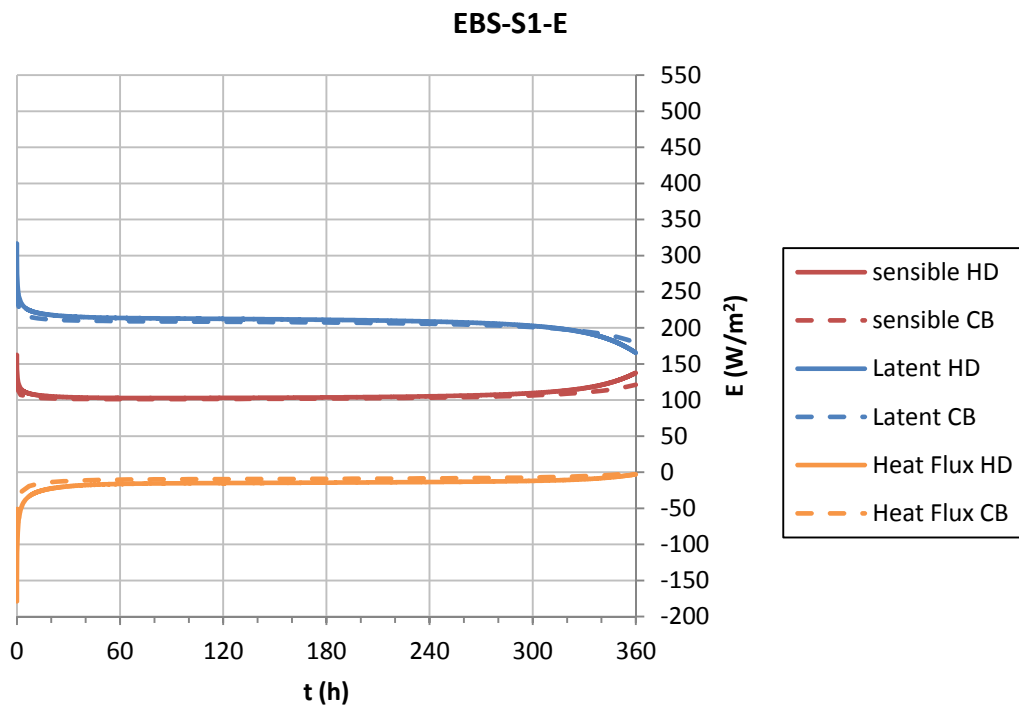


Figura A.E2. Flujos de calor latente, sensible y en el suelo (caso E, situación 1)

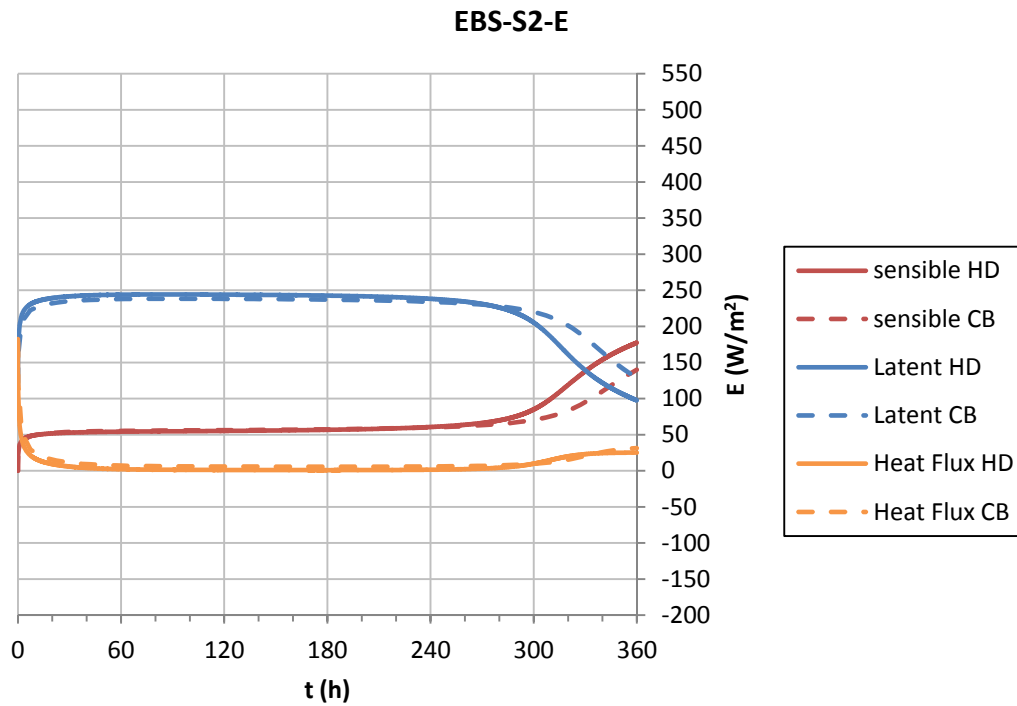


Figura A.E3. Flujos de calor latente, sensible y en el suelo (caso E, situación 2)

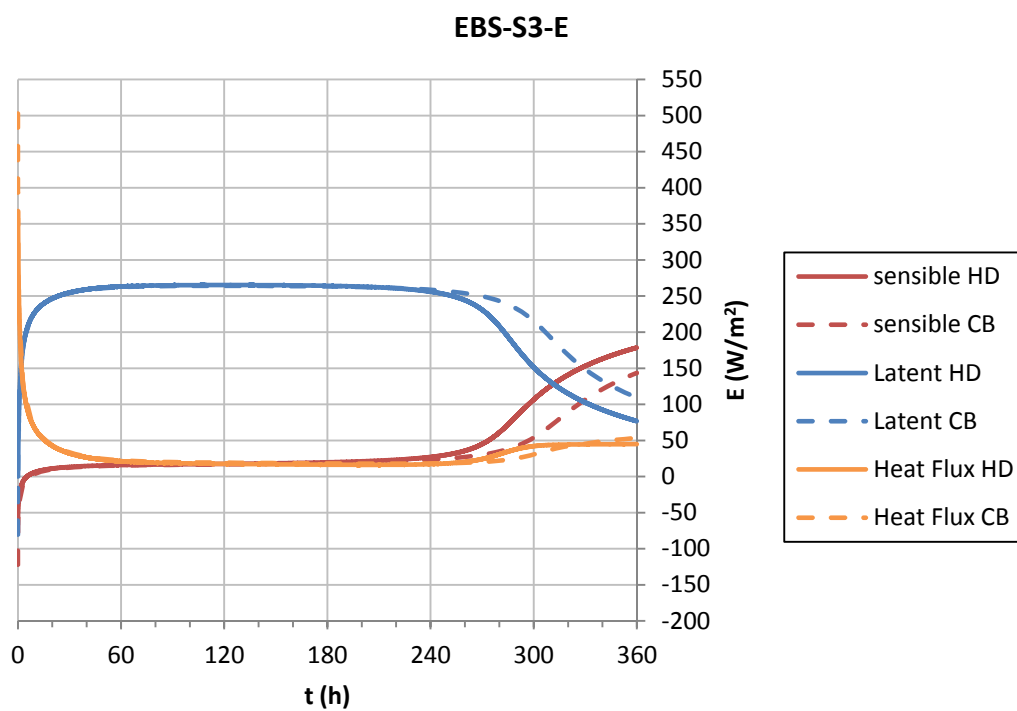


Figura A.E4. Flujos de calor latente, sensible y en el suelo (caso E, situación 3)

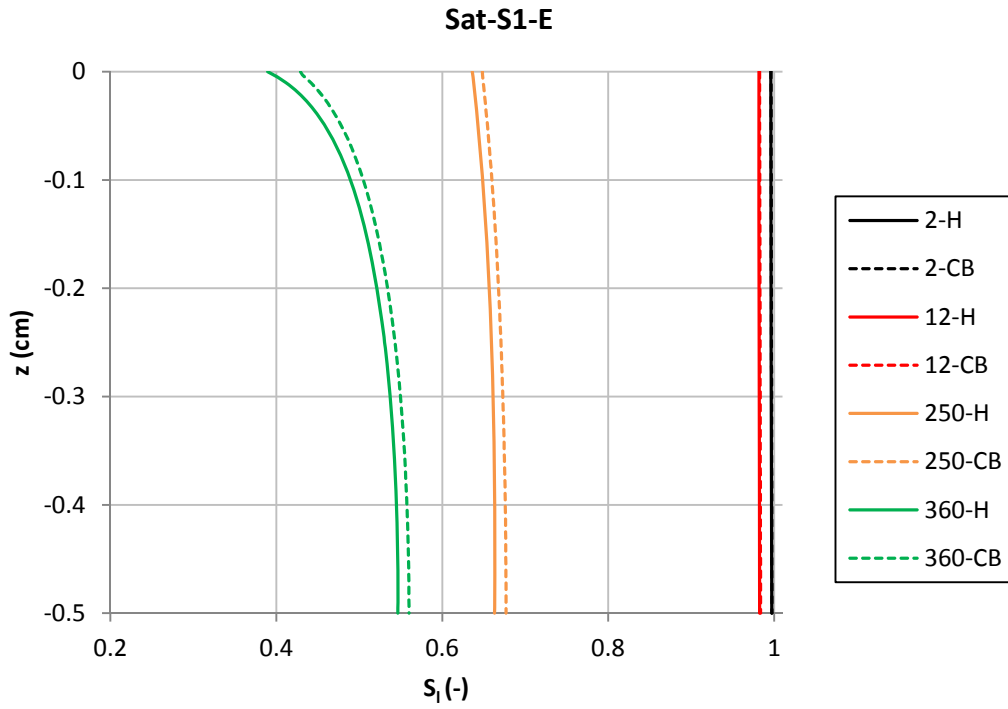


Figura A.E5. Grado de saturación en el suelo a las horas indicadas (caso E, situación 1)

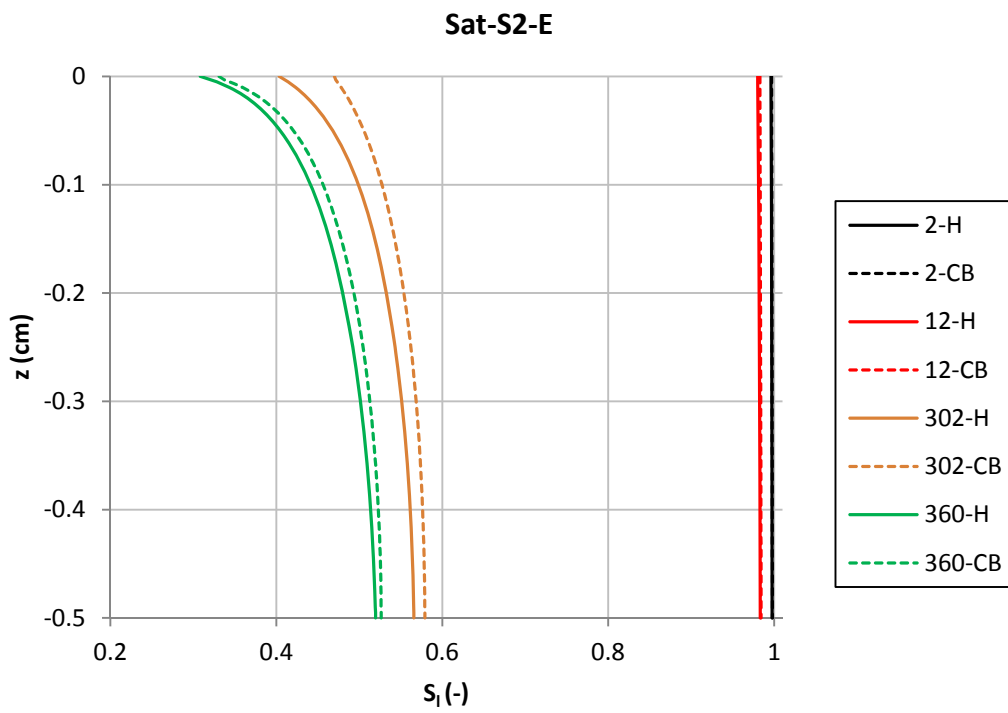


Figura A.E6. Grado de saturación en el suelo a las horas indicadas (caso E, situación 2)

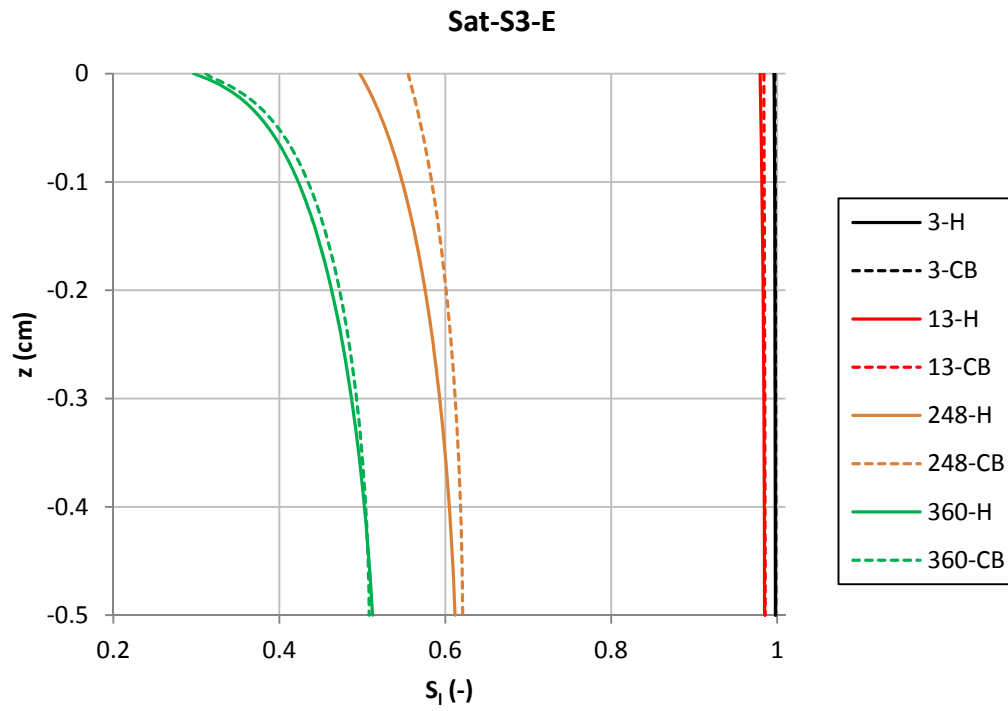


Figura A.E7. Grado de saturación en el suelo a las horas indicadas (caso E, situación 3)

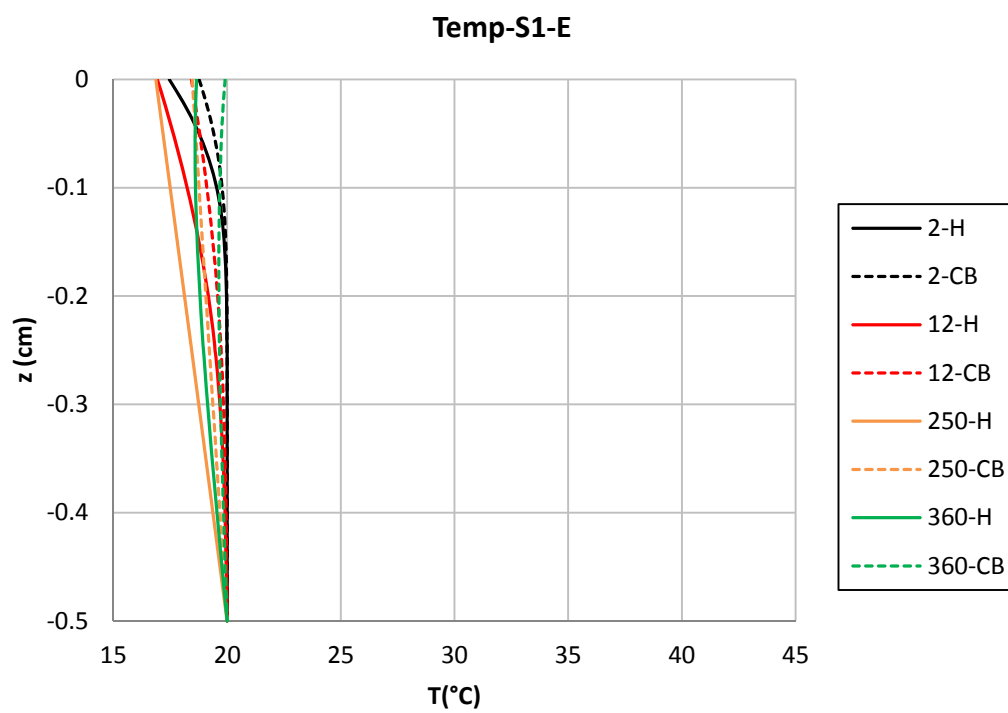


Figura A.E8. Temperatura en el suelo a las horas indicadas (caso E, situación 1)

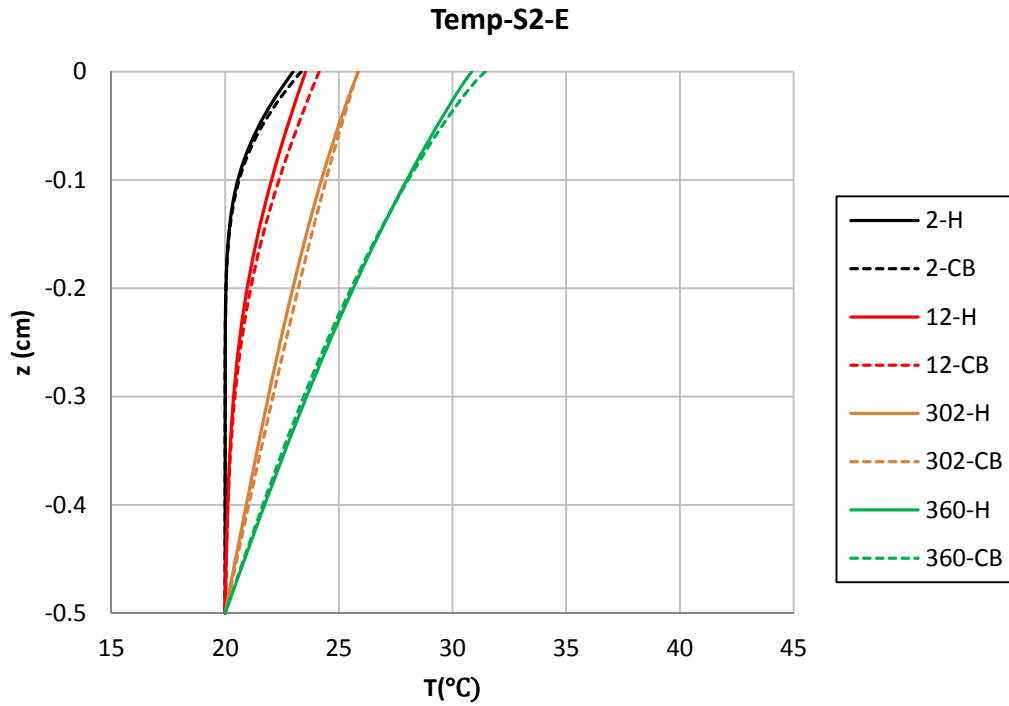


Figura A.E9. Temperatura en el suelo a las horas indicadas (caso E, situación 2)

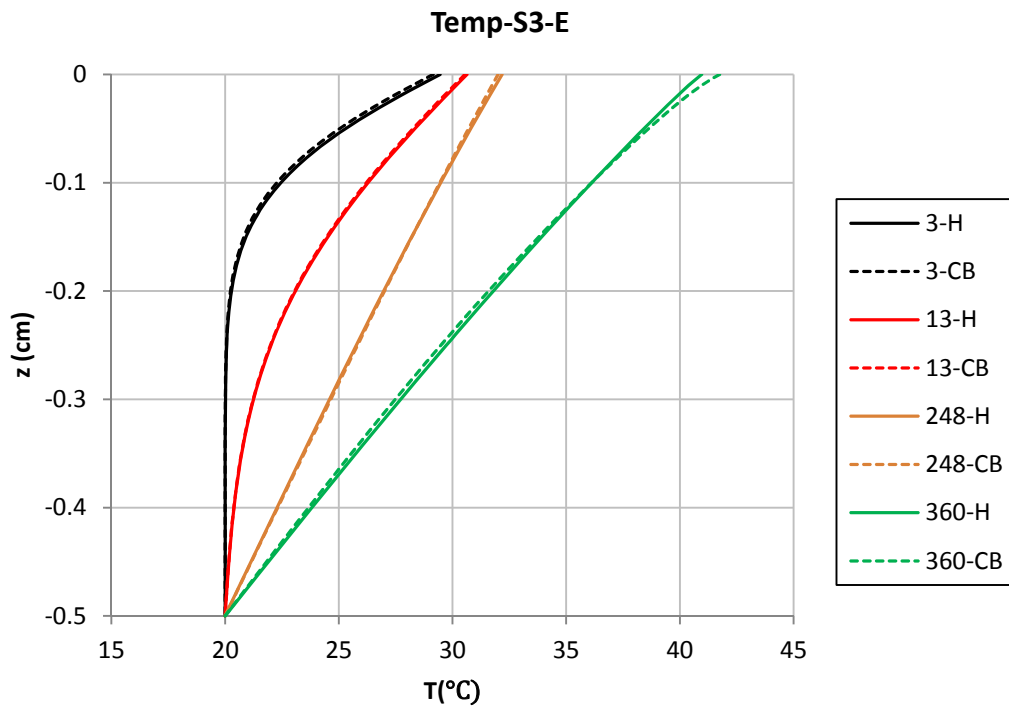


Figura A.E10. Temperatura en el suelo a las horas indicadas (caso E, situación 3)

Anejo B

Tablas de valores de parámetros atmosféricos

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

Tabla B.1. Valores de temperatura, humedad relativa, fracción másica de vapor y densidad del aire a 0.1 m por encima de la muestra (medida local) y a 2 m (estación meteorológica).

t (h)	HR (0.1 m)				HR (2 m)			
	T (°C)	HR (%)	$(\omega_g^w)^0$ (kg /kg)	$(\rho_g)^0$ (kg/m ³)	T (°C)	HR (%)	$(\omega_g^w)^0$ (kg /kg)	$(\rho_g)^0$ (kg/m ³)
0	10.8	60.8	0.004978	1.227077	10.3	60	0.004755	1.229242
1	12.7	55.5	0.005137	1.218921	11.3	58	0.004905	1.22492
2	14.1	51.5	0.005212	1.21298	12	57	0.005043	1.221913
3	15.1	49.1	0.005293	1.208772	12.7	55	0.00509	1.218921
4	14.5	51.5	0.005346	1.211294	11.2	60	0.005041	1.225351
5	13.5	54.1	0.00527	1.215519	11.4	58	0.004937	1.22449
6	8.8	67.7	0.004862	1.235782	8.5	66	0.004647	1.237098
7	6.1	78.2	0.004693	1.24773	6.6	77	0.004778	1.2455
8	4	87.9	0.004576	1.257184	5.4	80	0.00458	1.250866
9	2.8	94.3	0.004522	1.262651	4.1	85	0.004455	1.256731
10	3	91.8	0.004463	1.261737	4	85	0.004425	1.257184
11	3.3	91.5	0.004541	1.260368	4.2	85	0.004486	1.256278
12	3.2	90.3	0.00445	1.260824	3.7	85	0.004335	1.258547
13	3	89.4	0.004346	1.261737	3.2	85	0.004189	1.260824
14	2.4	89.8	0.004189	1.264484	2.7	86	0.004095	1.263109
15	2.2	91.1	0.004191	1.265403	2.9	84	0.004056	1.262194
16	1.8	91.1	0.004077	1.267244	2.3	86	0.003984	1.264943
17	1.5	91.3	0.004001	1.268628	1.7	87	0.003866	1.267705
18	1	92.3	0.003907	1.270942	1.4	87	0.003787	1.26909
19	0.5	93.1	0.003806	1.273264	1	88	0.003725	1.270942
20	0.7	92	0.003814	1.272334	1.4	85	0.0037	1.26909
21	2	87.6	0.003975	1.266322	3.5	77	0.003874	1.259456
22	5.3	74.7	0.004248	1.251315	5.3	71	0.004037	1.251315
23	8.3	63.9	0.00444	1.237977	8.6	60	0.004253	1.236659
24	11.3	51.8	0.004381	1.22492	12	48	0.004247	1.221913
25	14.5	51.3	0.005325	1.211294	13.1	56	0.005317	1.217218
26	15.8	49.7	0.005599	1.205844	13.7	55	0.005426	1.214672
27	15.3	44.8	0.004891	1.207934	13.4	49	0.004743	1.215944
28	13.5	43.9	0.004276	1.215519	12.2	49	0.004392	1.221057
29	11.8	51.6	0.004507	1.222771	11.2	54	0.004537	1.225351
30	10.6	58.8	0.004752	1.227942	10.9	59	0.004862	1.226645
31	10.5	64.3	0.005162	1.228375	11.1	61	0.005092	1.225782
32	11.1	61.3	0.005117	1.225782	11.4	60	0.005107	1.22449
33	9.9	80.8	0.006238	1.230979	9.3	86	0.006383	1.233594
34	8	99.1	0.006751	1.239298	8.3	91	0.006324	1.237977
35	7.6	100	0.006634	1.241064	7.5	92	0.006063	1.241506
36	6.8	100	0.006289	1.24461	7.2	91	0.005878	1.242834
37	6.6	100	0.006206	1.2455	7	91	0.0058	1.243722
38	6.1	100	0.006001	1.24773	6.4	88	0.005388	1.246391
39	5.8	100	0.005881	1.249072	6.4	91	0.005572	1.246391

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

40	5.8	100	0.005881	1.249072	6.3	91	0.005535	1.246837
41	5.9	100	0.005921	1.248624	6.5	91	0.00561	1.245945
42	6	100	0.005961	1.248177	6.7	88	0.005498	1.245055
43	6.2	99.4	0.006005	1.247283	6.5	91	0.00561	1.245945
44	5.9	100	0.005921	1.248624	6.2	93	0.005619	1.247283
45	5.7	100	0.005842	1.24952	6.2	92	0.005558	1.247283
46	6	100	0.005961	1.248177	6.6	91	0.005647	1.2455
47	6.4	100	0.006123	1.246391	7	92	0.005864	1.243722
48	7.3	100	0.006503	1.242391	7.6	90	0.00597	1.241064
49	7.3	99	0.006438	1.242391	7.7	91	0.006077	1.240622
50	8	95.6	0.006513	1.239298	8.1	88	0.006035	1.238857
51	7.9	94.9	0.006422	1.239739	8.1	87	0.005966	1.238857
52	7.8	94.2	0.006333	1.24018	8.1	88	0.006035	1.238857
53	7.5	98.7	0.006504	1.241506	7.8	92	0.006185	1.24018
54	7.2	100	0.00646	1.242834	7.5	93	0.006129	1.241506
55	6.9	100	0.006332	1.244166	7.3	94	0.006113	1.242391
56	6.9	100	0.006332	1.244166	7.3	93	0.006048	1.242391
57	6.7	100	0.006247	1.245055	7.1	93	0.005967	1.243278
58	6.6	100	0.006206	1.2455	7	91	0.0058	1.243722
59	6.4	98.9	0.006056	1.246391	6.8	90	0.00566	1.24461
60	6.4	98.1	0.006007	1.246391	6.8	91	0.005723	1.24461
61	6.3	99.7	0.006064	1.246837	6.6	92	0.005709	1.2455
62	6.1	99.3	0.005959	1.24773	6.7	89	0.00556	1.245055
63	6.1	95.5	0.005731	1.24773	6.6	85	0.005275	1.2455
64	5.9	93.9	0.00556	1.248624	6.1	86	0.005161	1.24773
65	5.4	94.1	0.005387	1.250866	5.9	86	0.005092	1.248624
66	5.5	94	0.005418	1.250417	6	85	0.005067	1.248177
67	5.6	91.7	0.005321	1.249968	6.2	82	0.004954	1.247283
68	5.5	88.3	0.005089	1.250417	5.9	79	0.004678	1.248624
69	5.6	86.8	0.005037	1.249968	6.3	75	0.004562	1.246837
70	6.2	82.5	0.004984	1.247283	6.7	73	0.004561	1.245055
71	7.1	78.7	0.00505	1.243278	7.2	71	0.004586	1.242834
72	7.5	77.6	0.005114	1.241506	7.7	71	0.004741	1.240622
73	8.9	71.6	0.005177	1.235343	8.6	68	0.00482	1.236659
74	9.6	69.9	0.005291	1.232285	9.6	66	0.004996	1.232285
75	11.9	63.8	0.005609	1.222342	10	66	0.005129	1.230544
76	10.3	69.4	0.0055	1.229242	9.7	68	0.005181	1.231849
77	9.1	76.1	0.005575	1.234468	9	68	0.004949	1.234906
78	7.7	74.3	0.004962	1.240622	7.7	70	0.004675	1.240622
79	6.7	77.1	0.004817	1.245055	7.2	69	0.004457	1.242834
80	6.5	74.3	0.00458	1.245945	7.1	65	0.004171	1.243278
81	6.3	73.2	0.004452	1.246837	6.6	68	0.00422	1.2455
82	5.9	75.5	0.00447	1.248624	6.4	70	0.004286	1.246391
83	6.1	72.6	0.004357	1.24773	6.7	67	0.004186	1.245055
84	5.8	77	0.004529	1.249072	6.3	70	0.004258	1.246837
85	5.6	78.4	0.004549	1.249968	6.3	71	0.004318	1.246837

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

86	5.9	76.5	0.00453	1.248624	6.7	69	0.004311	1.245055
87	5.9	78.6	0.004654	1.248624	6.2	73	0.00441	1.247283
88	5.6	80.7	0.004683	1.249968	6	75	0.004471	1.248177
89	5.2	79.9	0.004513	1.251764	6	72	0.004292	1.248177
90	5	81	0.004513	1.252664	5.7	72	0.004206	1.24952
91	4.7	80.8	0.004411	1.254017	4.9	76	0.004206	1.253115
92	4.2	83	0.00438	1.256278	4.8	76	0.004178	1.253566
93	4.3	82.2	0.004368	1.255825	5.2	74	0.004179	1.251764
94	5	77.7	0.004329	1.252664	5.3	72	0.004094	1.251315
95	7.3	70.3	0.004571	1.242391	7.6	65	0.004312	1.241064
96	10.2	58.4	0.004598	1.229676	9.1	58	0.004249	1.234468
97	12.8	49.7	0.004629	1.218495	9.5	59	0.004437	1.232721
98	11.9	55.5	0.004879	1.222342	9.8	56	0.004295	1.231414
99	10.2	60.2	0.00474	1.229676	9.4	60	0.004483	1.233157
100	10.2	59.8	0.004708	1.229676	9.5	60	0.004512	1.232721
101	9.8	63.3	0.004855	1.231414	8	68	0.004632	1.239298
102	7.1	74.9	0.004806	1.243278	6.9	72	0.004559	1.244166
103	6.5	78.3	0.004827	1.245945	6.2	76	0.004592	1.247283
104	5	82.1	0.004575	1.252664	4.9	79	0.004372	1.253115
105	4.3	84.7	0.0045	1.255825	4.8	79	0.004343	1.253566
106	4.1	84.6	0.004434	1.256731	4.2	81	0.004275	1.256278
107	1.9	92.8	0.004182	1.266783	3.5	83	0.004176	1.259456
108	2.3	91.9	0.004257	1.264943	4	80	0.004165	1.257184
109	3.5	87.7	0.004412	1.259456	4.7	77	0.004204	1.254017
110	2.8	89	0.004267	1.262651	3.8	81	0.004159	1.258092
111	2.3	91.9	0.004257	1.264943	3.8	82	0.004211	1.258092
112	2.5	90.5	0.004251	1.264025	3.4	83	0.004147	1.259912
113	2.6	90.6	0.004285	1.263567	3.2	84	0.00414	1.260824
114	2.7	89.8	0.004276	1.263109	4	80	0.004165	1.257184
115	2.8	87.6	0.0042	1.262651	3.1	83	0.004063	1.26128
116	2.2	90.6	0.004168	1.265403	3	84	0.004083	1.261737
117	2.3	89.4	0.004141	1.264943	2.9	83	0.004007	1.262194
118	2.7	87.6	0.004172	1.263109	3.7	80	0.00408	1.258547
119	6.3	76.9	0.004677	1.246837	6.7	71	0.004436	1.245055
120	8.8	68.6	0.004927	1.235782	9.4	60	0.004483	1.233157
121	12.1	56.1	0.004996	1.221485	10.9	54	0.00445	1.226645
122	14	47	0.004726	1.213403	11.8	48	0.004193	1.222771
123	14.5	45.7	0.004744	1.211294	12.8	47	0.004378	1.218495
124	15	44.6	0.004778	1.209192	12.7	53	0.004905	1.218921
125	13.8	53.2	0.005282	1.214249	12.3	58	0.005232	1.220629
126	8.9	70.4	0.00509	1.235343	8.2	67	0.004625	1.238417
127	5.8	74.3	0.00437	1.249072	7.9	62	0.004196	1.239739
128	6.6	70.9	0.0044	1.2455	6.9	67	0.004242	1.244166
129	5.2	77.3	0.004366	1.251764	5.8	72	0.004234	1.249072
130	4.4	79.9	0.004274	1.255372	5.1	75	0.004207	1.252214
131	2.2	90.1	0.004145	1.265403	3	86	0.004181	1.261737

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

132	1.6	96.8	0.004272	1.268166	2.8	87	0.004172	1.262651
133	2.8	90.2	0.004325	1.262651	3.2	85	0.004189	1.260824
134	3	89.3	0.004341	1.261737	3.2	85	0.004189	1.260824
135	2.7	89	0.004238	1.263109	2.4	88	0.004105	1.264484
136	2.3	89.4	0.004141	1.264943	2.8	84	0.004028	1.262651
137	2.1	89.2	0.004075	1.265862	2.6	83	0.003925	1.263567
138	1.5	90.4	0.003962	1.268628	1.9	85	0.00383	1.266783
139	1.5	88.8	0.003892	1.268628	2.2	81	0.003726	1.265403
140	1.5	85.6	0.003752	1.268628	2.6	77	0.003642	1.263567
141	2.1	83.6	0.00382	1.265862	3.6	73	0.003698	1.259001
142	5.6	71.4	0.004143	1.249968	5.8	65	0.003823	1.249072
143	8.7	60.6	0.004324	1.23622	9.1	55	0.004029	1.234468
144	11.2	51.2	0.004302	1.225351	10.8	49	0.004012	1.227077
145	13.9	40.9	0.004087	1.213826	13.8	36	0.003574	1.214249
146	17.1	30.9	0.003776	1.200443	14.3	34	0.003485	1.212136
147	16.6	30.8	0.003648	1.202515	14.6	33	0.003447	1.210873
148	17.1	28.5	0.003483	1.200443	14.2	31	0.003157	1.212558
149	15.5	29.7	0.003284	1.207097	13.2	33	0.003154	1.216793
150	11.9	37.4	0.003288	1.222342	12	37	0.003274	1.221913
151	9.7	44.8	0.003414	1.231849	10.3	41	0.003249	1.229242
152	8.4	47.4	0.003316	1.237537	9.8	42	0.003221	1.231414
153	7.9	47.2	0.003194	1.239739	10.5	36	0.00289	1.228375
154	7.1	45.1	0.002894	1.243278	10.9	34	0.002802	1.226645
155	8.5	41.2	0.002901	1.237098	10.3	35	0.002774	1.229242
156	8.4	42.6	0.00298	1.237537	9.7	37	0.002819	1.231849
157	6.2	50.1	0.003027	1.247283	8.7	40	0.002854	1.23622
158	7.3	44.6	0.0029	1.242391	8.9	38	0.002747	1.235343
159	6.7	48.4	0.003024	1.245055	8.2	41	0.00283	1.238417
160	6.6	47.1	0.002923	1.2455	7.9	42	0.002842	1.239739
161	5.2	54.5	0.003078	1.251764	6.6	47	0.002917	1.2455
162	4.7	57.5	0.003139	1.254017	6.8	47	0.002956	1.24461
163	4.8	57.5	0.003161	1.253566	5.3	54	0.003071	1.251315
164	3.7	62.7	0.003198	1.258547	6.5	47	0.002897	1.245945
165	4.6	60.8	0.003297	1.254468	5.9	54	0.003197	1.248624
166	8.5	50.2	0.003535	1.237098	8.6	47	0.003331	1.236659
167	11	43.3	0.003591	1.226214	12	35	0.003097	1.221913
168	14.2	28.8	0.002933	1.212558	14.1	28	0.002834	1.21298
169	16.6	26.4	0.003127	1.202515	15.6	25	0.002781	1.206679
170	17.2	25.9	0.003185	1.20003	14	30	0.003017	1.213403
171	16.8	28.2	0.003382	1.201685	14.7	28	0.002943	1.210452
172	16.5	28.1	0.003308	1.20293	14.7	29	0.003049	1.210452
173	16.3	28.9	0.00336	1.203761	13.5	32	0.003117	1.215519
174	11.1	41	0.003423	1.225782	10.9	39	0.003214	1.226645
175	8.9	45.1	0.003261	1.235343	10	42	0.003264	1.230544
176	9.3	48.4	0.003593	1.233594	9.9	46	0.003551	1.230979
177	8.3	54.8	0.003808	1.237977	9.7	51	0.003886	1.231849

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

178	8.9	56.2	0.004063	1.235343	12	46	0.00407	1.221913
179	9.3	58.5	0.004342	1.233594	9	61	0.004439	1.234906
180	7.7	65.8	0.004394	1.240622	8.6	61	0.004324	1.236659
181	6	69.4	0.004137	1.248177	8.1	57	0.003909	1.238857
182	6.5	60.8	0.003748	1.245945	8.1	47	0.003223	1.238857
183	6.2	35.6	0.002151	1.247283	8.6	25	0.001772	1.236659
184	8.9	21.8	0.001576	1.235343	10.1	18	0.001408	1.23011
185	9.2	22	0.001622	1.234031	10.1	19	0.001486	1.23011
186	8.8	24.1	0.001731	1.235782	9.4	21	0.001569	1.233157
187	7.7	24.6	0.001643	1.240622	8.9	21	0.001518	1.235343
188	6.4	26.9	0.001647	1.246391	6.6	29	0.0018	1.2455
189	5.1	35	0.001963	1.252214	8.1	28	0.00192	1.238857
190	9.7	36.8	0.002804	1.231849	10	34	0.002642	1.230544
191	12.2	32.6	0.002922	1.221057	11.4	36	0.003064	1.22449
192	13.6	36.3	0.003559	1.215095	14.8	29	0.003068	1.210032
193	17.2	19.2	0.002361	1.20003	15.7	22	0.002463	1.206261
194	19	19.9	0.002735	1.192636	16.7	19	0.002265	1.2021
195	18.6	18.8	0.002521	1.194271	15.5	31	0.003427	1.207097
196	17.4	37.1	0.004619	1.199204	14.4	44	0.004538	1.211715
197	14.7	38.6	0.004058	1.210452	13	45	0.004246	1.217643
198	12	41.1	0.003636	1.221913	11.7	43	0.003732	1.2232
199	10.9	43.2	0.00356	1.226645	11	44	0.003649	1.226214
200	8.1	53.8	0.003689	1.238857	10.5	43	0.003452	1.228375
201	9.7	41.3	0.003147	1.231849	10.4	40	0.003191	1.228808
202	8.5	50.1	0.003528	1.237098	10.4	44	0.00351	1.228808
203	9.3	51.4	0.003815	1.233594	9.5	51	0.003836	1.232721
204	5.9	60.6	0.003588	1.248624	6.6	57	0.003537	1.2455
205	5.2	58	0.003276	1.251764	5.9	53	0.003138	1.248624
206	3.9	60.1	0.003107	1.257638	5.8	49	0.002882	1.249072
207	3.9	56.5	0.002921	1.257638	6.2	46	0.002779	1.247283
208	3.9	56.2	0.002906	1.257638	5.7	49	0.002862	1.24952
209	5.1	51.6	0.002895	1.252214	6.3	48	0.002919	1.246837
210	4.5	56.1	0.003022	1.25492	5.3	52	0.002957	1.251315
211	4.2	57.7	0.003045	1.256278	4.8	56	0.003078	1.253566
212	3.8	60.9	0.003127	1.258092	4.8	57	0.003133	1.253566
213	4.2	61.8	0.003261	1.256278	5	58	0.003232	1.252664
214	6.4	56.2	0.003441	1.246391	6.3	54	0.003284	1.246837
215	7.4	56.1	0.003672	1.241948	7.6	52	0.00345	1.241064
216	9	52.3	0.003806	1.234906	9	49	0.003566	1.234906
217	10.1	50	0.003911	1.23011	10.3	47	0.003725	1.229242
218	11.3	47.2	0.003992	1.22492	10.9	45	0.003708	1.226645
219	13.5	39	0.003799	1.215519	12.4	41	0.003722	1.220202
220	14.1	42.7	0.004321	1.21298	11.7	50	0.004339	1.2232
221	10.8	55.5	0.004544	1.227077	9.6	61	0.004618	1.232285
222	7.8	70	0.004706	1.24018	8.9	63	0.004555	1.235343
223	7.2	72.2	0.004664	1.242834	8.5	66	0.004647	1.237098

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

224	7	72.8	0.00464	1.243722	8.3	64	0.004447	1.237977
225	7.5	64.9	0.004277	1.241506	8.1	61	0.004183	1.238857
226	7.4	65.4	0.004281	1.241948	8.2	57	0.003935	1.238417
227	6.7	67.9	0.004242	1.245055	7.7	61	0.004074	1.240622
228	6.1	71.9	0.004315	1.24773	7.4	62	0.004059	1.241948
229	5.8	73.3	0.004311	1.249072	6.7	66	0.004123	1.245055
230	4.9	74.3	0.004112	1.253115	6.4	66	0.004041	1.246391
231	6.1	69.1	0.004147	1.24773	6.7	65	0.004061	1.245055
232	4.6	76.4	0.004143	1.254468	6.1	68	0.004081	1.24773
233	5.6	73.1	0.004242	1.249968	6.4	69	0.004225	1.246391
234	3.8	80.6	0.004139	1.258092	5.7	71	0.004148	1.24952
235	3.2	83.9	0.004135	1.260824	5.4	73	0.004179	1.250866
236	4	83.3	0.004336	1.257184	5.9	73	0.004322	1.248624
237	5.7	77.5	0.004527	1.24952	7	70	0.004462	1.243722
238	8.7	66.9	0.004773	1.23622	8.8	64	0.004597	1.235782
239	10.3	62.7	0.004969	1.229242	10.1	61	0.004771	1.23011
240	12.4	56.5	0.005129	1.220202	11.6	58	0.005001	1.22363

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

Tabla B.2. Valores de temperatura utilizados como condición de contorno superior (termómetro infrarrojo) e inferior (sensor T3).

t (h)	T(°C) SUPERIOR	T(°C) INFERIOR	t (h)	T(°C) SUPERIOR	T(°C) INFERIOR	t (h)	T(°C) SUPERIOR	T(°C) INFERIOR
0	9.18	9.6	41	5.949	8.5	82	4.769	8
1	10.5	9.7	42	6.028	8.4	83	4.755	7.9
2	12.13	9.8	43	6.161	8.4	84	4.807	7.9
3	12.62	10	44	6.026	8.3	85	4.544	7.8
4	11.97	10.1	45	5.907	8.3	86	4.766	7.8
5	9.55	10.2	46	6.069	8.2	87	5.089	7.7
6	8.09	10.2	47	6.396	8.1	88	4.949	7.7
7	5.796	10.2	48	7.261	8.2	89	4.48	7.7
8	3.802	10.2	49	7.62	8.2	90	4.237	7.6
9	2.597	10.1	50	8.08	8.2	91	3.8	7.5
10	2.332	10	51	8.21	8.1	92	2.907	7.4
11	2.205	9.8	52	7.935	8.2	93	3.13	7.3
12	2.046	9.6	53	7.68	8.2	94	3.619	7.3
13	1.696	9.4	54	7.404	8.2	95	4.56	7.2
14	1.35	9.2	55	7.126	8.2	96	8.18	7.2
15	0.863	9	56	6.987	8.2	97	11.01	7.3
16	0.642	8.8	57	6.764	8.2	98	11.65	7.5
17	0.386	8.5	58	6.583	8.2	99	10.57	7.6
18	0.386	8.4	59	6.425	8.2	100	9.4	7.7
19	0.386	8.1	60	6.318	8.1	101	8.72	7.8
20	0.386	8	61	6.244	8.1	102	6.458	7.8
21	0.093	7.7	62	6.069	8.1	103	6.041	7.8
22	2.276	7.5	63	6.003	8	104	4.346	7.7
23	5.946	7.5	64	5.775	8	105	3.356	7.7
24	9.15	7.6	65	5.402	7.9	106	3.038	7.5
25	12.72	7.8	66	5.255	7.9	107	1.596	7.4
26	13.72	8	67	5.271	7.8	108	1.408	7.4
27	13.71	8.3	68	5.188	7.8	109	1.335	7.3
28	11.6	8.5	69	5.041	7.7	110	1.64	7.2
29	9.71	8.7	70	5.515	7.7	111	1.078	7.1
30	8.43	8.8	71	6.41	7.7	112	1.029	7
31	8.44	8.9	72	7.191	7.7	113	0.955	6.9
32	8.77	8.9	73	8.11	7.7	114	0.938	6.7
33	8.87	8.9	74	9.25	7.7	115	1.219	6.6
34	8.01	9	75	10.74	7.9	116	0.774	6.4
35	7.546	9	76	9.92	8	117	0.698	6.4
36	7.071	8.9	77	8.8	8.1	118	0.93	6.2
37	6.757	8.8	78	7.466	8.1	119	3.301	6.1
38	6.423	8.7	79	5.863	8.1	120	5.817	6.1
39	6.068	8.7	80	5.512	8.1	121	9.86	6.3
40	5.974	8.5	81	5.2	8.1	122	12.03	6.5

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

t (h)	T (°C) SUPERIOR	T (°C) INFERIOR	t (h)	T (°C) SUPERIOR	T (°C) INFERIOR	t (h)	T (°C) SUPERIOR	T (°C) INFERIOR
123	12.71	6.8	164	1.189	7.2	205	3.19	9.4
124	12.42	7	165	1.812	7	206	2.313	9.2
125	10.14	7.2	166	3.58	7	207	1.909	9
126	7.658	7.3	167	7.321	7	208	1.594	8.8
127	4.966	7.3	168	10.64	7.2	209	2.898	8.6
128	4.317	7.3	169	13.09	7.5	210	2.643	8.5
129	3.606	7.2	170	15.12	7.8	211	1.914	8.4
130	2.681	7.1	171	13.03	8.2	212	1.717	8.2
131	1.792	7.1	172	12.9	8.4	213	1.885	8
132	0.866	7	173	11.65	8.5	214	3.786	7.8
133	1.387	6.9	174	9.04	8.6	215	5.414	7.8
134	1.337	6.8	175	6.613	8.6	216	7.574	7.7
135	1.166	6.7	176	5.944	8.6	217	9.15	7.8
136	0.795	6.5	177	5.589	8.6	218	10.3	7.9
137	0.493	6.4	178	5.731	8.5	219	11.29	8.1
138	0.175	6.3	179	6.036	8.5	220	12.85	8.2
139	0.175	6.1	180	5.144	8.5	221	9.53	8.3
140	0.175	6	181	4.396	8.6	222	7.274	8.4
141	0.106	5.8	182	3.482	8.5	223	6.387	8.3
142	2.139	5.7	183	3.704	8.4	224	6.094	8.2
143	5.787	5.7	184	3.5	8.4	225	6.31	8.2
144	8.86	5.9	185	4.245	8.4	226	6.37	8.2
145	11.41	6.2	186	4.229	8.5	227	5.71	8.1
146	13.98	6.5	187	3.501	8.5	228	5.34	8.1
147	13.79	6.7	188	2.929	8.5	229	4.931	8
148	13.02	7.1	189	1.64	8.4	230	4.112	8
149	11.24	7.3	190	4.111	8.3	231	3.915	7.9
150	8.78	7.5	191	9.11	8.3	232	3.395	7.8
151	7.021	7.6	192	9.92	8.5	233	3.997	7.7
152	5.468	7.7	193	13.72	8.7	234	3.411	7.7
153	5.003	7.7	194	15.65	9	235	2.021	7.6
154	3.95	7.7	195	15.71	9.2	236	2.256	7.5
155	4.582	7.7	196	13.69	9.4	237	3.163	7.4
156	4.548	7.7	197	11.47	9.5	238	5.427	7.3
157	3.52	7.8	198	9.39	9.6	239	8.14	7.4
158	3.473	7.7	199	8.47	9.6	240	10.52	7.6
159	3.527	7.6	200	6.343	9.6			
160	3.268	7.6	201	6.418	9.6			
161	2.435	7.6	202	5.258	9.6			
162	1.804	7.5	203	5.709	9.5			
163	1.942	7.3	204	4.17	9.4			

Tabla B.3a. Valores del coeficiente de transferencia β_g en función de la longitud de rugosidad empleada con los datos de medida de viento a 10 cm sobre la muestra.

t (h)	\bar{U} 10 cm (m/s)	Valores de β para z = 0.1 m		
		$z_0 = 0.001$	$z_0 = 0.005$	$z_0 = 0.01$
0	2.72	0.0177	0.0337	0.0463
1	2.77	0.0180	0.0341	0.0467
2	2.77	0.0180	0.0341	0.0467
3	0.75	0.0056	0.0124	0.0193
4	3.12	0.0198	0.0369	0.0497
5	0.30	0.0023	0.0054	0.0087
6	0.00	0.0002	0.0002	0.0002
7	0.00	0.0002	0.0002	0.0002
8	0.00	0.0002	0.0002	0.0002
9	0.45	0.0035	0.0078	0.0125
10	0.40	0.0031	0.0070	0.0113
11	1.81	0.0126	0.0253	0.0365
12	1.61	0.0113	0.0232	0.0338
13	1.86	0.0129	0.0258	0.0371
14	1.66	0.0116	0.0237	0.0345
15	2.52	0.0166	0.0320	0.0444
16	2.11	0.0143	0.0284	0.0401
17	2.16	0.0146	0.0288	0.0407
18	1.96	0.0135	0.0269	0.0383
19	1.71	0.0119	0.0243	0.0352
20	2.41	0.0161	0.0311	0.0434
21	1.71	0.0119	0.0243	0.0352
22	2.46	0.0163	0.0316	0.0439
23	1.71	0.0119	0.0243	0.0352
24	1.21	0.0087	0.0184	0.0277
25	1.41	0.0100	0.0209	0.0309
26	1.91	0.0132	0.0264	0.0377
27	2.72	0.0177	0.0337	0.0463
28	3.07	0.0196	0.0365	0.0493
29	2.77	0.0180	0.0341	0.0467
30	1.26	0.0091	0.0191	0.0285
31	1.41	0.0100	0.0209	0.0309
32	2.77	0.0180	0.0341	0.0467
33	2.72	0.0177	0.0337	0.0463
34	0.65	0.0049	0.0109	0.0172
35	0.96	0.0070	0.0152	0.0233
36	1.36	0.0097	0.0203	0.0301
37	2.82	0.0183	0.0345	0.0472
38	2.01	0.0138	0.0274	0.0389
39	1.11	0.0081	0.0172	0.0260
40	1.51	0.0107	0.0220	0.0324

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

41	1.51	0.0107	0.0220	0.0324
42	1.36	0.0097	0.0203	0.0301
43	1.06	0.0077	0.0165	0.0251
44	1.21	0.0087	0.0184	0.0277
45	1.86	0.0129	0.0258	0.0371
46	2.06	0.0141	0.0279	0.0395
47	2.01	0.0138	0.0274	0.0389
48	1.96	0.0135	0.0269	0.0383
49	2.72	0.0177	0.0337	0.0463
50	3.62	0.0223	0.0404	0.0534
51	2.31	0.0155	0.0302	0.0423
52	2.26	0.0152	0.0298	0.0418
53	1.86	0.0129	0.0258	0.0371
54	1.76	0.0122	0.0248	0.0358
55	1.56	0.0110	0.0226	0.0331
56	1.11	0.0081	0.0172	0.0260
57	1.86	0.0129	0.0258	0.0371
58	1.41	0.0100	0.0209	0.0309
59	1.56	0.0110	0.0226	0.0331
60	1.31	0.0094	0.0197	0.0293
61	1.46	0.0104	0.0215	0.0316
62	1.31	0.0094	0.0197	0.0293
63	1.41	0.0100	0.0209	0.0309
64	1.51	0.0107	0.0220	0.0324
65	1.61	0.0113	0.0232	0.0338
66	2.01	0.0138	0.0274	0.0389
67	2.21	0.0149	0.0293	0.0412
68	2.11	0.0143	0.0284	0.0401
69	1.86	0.0129	0.0258	0.0371
70	2.46	0.0163	0.0316	0.0439
71	2.57	0.0169	0.0325	0.0449
72	4.13	0.0246	0.0436	0.0567
73	3.32	0.0208	0.0383	0.0513
74	2.97	0.0190	0.0357	0.0485
75	2.77	0.0180	0.0341	0.0467
76	1.81	0.0126	0.0253	0.0365
77	1.41	0.0100	0.0209	0.0309
78	1.76	0.0122	0.0248	0.0358
79	1.91	0.0132	0.0264	0.0377
80	1.16	0.0084	0.0178	0.0268
81	1.61	0.0113	0.0232	0.0338
82	2.06	0.0141	0.0279	0.0395
83	2.26	0.0152	0.0298	0.0418
84	1.61	0.0113	0.0232	0.0338
85	1.36	0.0097	0.0203	0.0301
86	1.31	0.0094	0.0197	0.0293

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

87	1.91	0.0132	0.0264	0.0377
88	1.36	0.0097	0.0203	0.0301
89	1.01	0.0074	0.0159	0.0242
90	1.76	0.0122	0.0248	0.0358
91	1.91	0.0132	0.0264	0.0377
92	1.66	0.0116	0.0237	0.0345
93	2.11	0.0143	0.0284	0.0401
94	1.96	0.0135	0.0269	0.0383
95	2.46	0.0163	0.0316	0.0439
96	0.00	0.0002	0.0002	0.0002
97	0.70	0.0053	0.0117	0.0182
98	0.10	0.0008	0.0018	0.0031
99	1.71	0.0119	0.0243	0.0352
100	0.50	0.0038	0.0086	0.0138
101	0.25	0.0020	0.0045	0.0074
102	1.31	0.0094	0.0197	0.0293
103	0.96	0.0070	0.0152	0.0233
104	0.75	0.0056	0.0124	0.0193
105	0.91	0.0067	0.0145	0.0223
106	1.21	0.0087	0.0184	0.0277
107	0.00	0.0002	0.0002	0.0002
108	0.10	0.0008	0.0018	0.0031
109	0.75	0.0056	0.0124	0.0193
110	1.21	0.0087	0.0184	0.0277
111	1.46	0.0104	0.0215	0.0316
112	1.76	0.0122	0.0248	0.0358
113	2.06	0.0141	0.0279	0.0395
114	3.27	0.0206	0.0380	0.0509
115	3.27	0.0206	0.0380	0.0509
116	2.97	0.0190	0.0357	0.0485
117	2.36	0.0158	0.0307	0.0428
118	3.22	0.0203	0.0376	0.0505
119	3.77	0.0230	0.0414	0.0545
120	3.27	0.0206	0.0380	0.0509
121	2.77	0.0180	0.0341	0.0467
122	1.66	0.0116	0.0237	0.0345
123	1.71	0.0119	0.0243	0.0352
124	1.91	0.0132	0.0264	0.0377
125	0.25	0.0020	0.0045	0.0074
126	0.20	0.0016	0.0036	0.0060
127	0.05	0.0004	0.0009	0.0016
128	1.71	0.0119	0.0243	0.0352
129	1.01	0.0074	0.0159	0.0242
130	0.45	0.0035	0.0078	0.0125
131	0.00	0.0002	0.0002	0.0002
132	1.16	0.0084	0.0178	0.0268

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

133	1.41	0.0100	0.0209	0.0309
134	2.46	0.0163	0.0316	0.0439
135	0.20	0.0016	0.0036	0.0060
136	2.01	0.0138	0.0274	0.0389
137	1.91	0.0132	0.0264	0.0377
138	1.66	0.0116	0.0237	0.0345
139	2.46	0.0163	0.0316	0.0439
140	1.66	0.0116	0.0237	0.0345
141	2.72	0.0177	0.0337	0.0463
142	3.32	0.0208	0.0383	0.0513
143	1.81	0.0126	0.0253	0.0365
144	0.96	0.0070	0.0152	0.0233
145	0.10	0.0008	0.0018	0.0031
146	0.20	0.0016	0.0036	0.0060
147	1.91	0.0132	0.0264	0.0377
148	1.36	0.0097	0.0203	0.0301
149	0.70	0.0053	0.0117	0.0182
150	1.21	0.0087	0.0184	0.0277
151	1.66	0.0116	0.0237	0.0345
152	2.16	0.0146	0.0288	0.0407
153	1.91	0.0132	0.0264	0.0377
154	1.56	0.0110	0.0226	0.0331
155	1.06	0.0077	0.0165	0.0251
156	1.71	0.0119	0.0243	0.0352
157	2.16	0.0146	0.0288	0.0407
158	2.46	0.0163	0.0316	0.0439
159	1.76	0.0122	0.0248	0.0358
160	3.62	0.0223	0.0404	0.0534
161	1.51	0.0107	0.0220	0.0324
162	4.38	0.0257	0.0450	0.0581
163	3.37	0.0211	0.0387	0.0517
164	4.03	0.0242	0.0430	0.0561
165	3.57	0.0221	0.0401	0.0531
166	3.02	0.0193	0.0361	0.0489
167	2.26	0.0152	0.0298	0.0418
168	4.33	0.0255	0.0448	0.0578
169	2.11	0.0143	0.0284	0.0401
170	2.01	0.0138	0.0274	0.0389
171	2.01	0.0138	0.0274	0.0389
172	0.50	0.0038	0.0086	0.0138
173	1.21	0.0087	0.0184	0.0277
174	0.20	0.0016	0.0036	0.0060
175	1.76	0.0122	0.0248	0.0358
176	0.96	0.0070	0.0152	0.0233
177	1.26	0.0091	0.0191	0.0285
178	0.91	0.0067	0.0145	0.0223

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

179	3.72	0.0228	0.0411	0.0541
180	0.10	0.0008	0.0018	0.0031
181	0.45	0.0035	0.0078	0.0125
182	1.01	0.0074	0.0159	0.0242
183	0.30	0.0023	0.0054	0.0087
184	4.43	0.0260	0.0453	0.0584
185	5.33	0.0297	0.0500	0.0628
186	3.97	0.0240	0.0427	0.0557
187	3.42	0.0213	0.0391	0.0520
188	0.81	0.0060	0.0131	0.0203
189	0.30	0.0023	0.0054	0.0087
190	0.00	0.0002	0.0002	0.0002
191	2.46	0.0163	0.0316	0.0439
192	1.16	0.0084	0.0178	0.0268
193	2.31	0.0155	0.0302	0.0423
194	0.86	0.0063	0.0138	0.0213
195	1.56	0.0110	0.0226	0.0331
196	2.01	0.0138	0.0274	0.0389
197	1.81	0.0126	0.0253	0.0365
198	2.01	0.0138	0.0274	0.0389
199	1.11	0.0081	0.0172	0.0260
200	0.15	0.0012	0.0027	0.0046
201	0.55	0.0042	0.0094	0.0149
202	0.65	0.0049	0.0109	0.0172
203	0.60	0.0046	0.0102	0.0161
204	1.11	0.0081	0.0172	0.0260
205	2.01	0.0138	0.0274	0.0389
206	1.21	0.0087	0.0184	0.0277
207	1.21	0.0087	0.0184	0.0277
208	2.36	0.0158	0.0307	0.0428
209	4.58	0.0266	0.0461	0.0592
210	3.37	0.0211	0.0387	0.0517
211	1.86	0.0129	0.0258	0.0371
212	3.27	0.0206	0.0380	0.0509
213	2.92	0.0188	0.0353	0.0481
214	2.72	0.0177	0.0337	0.0463
215	2.62	0.0172	0.0329	0.0453
216	2.82	0.0183	0.0345	0.0472
217	1.11	0.0081	0.0172	0.0260
218	1.86	0.0129	0.0258	0.0371
219	0.35	0.0027	0.0062	0.0100
220	1.41	0.0100	0.0209	0.0309
221	0.81	0.0060	0.0131	0.0203
222	0.00	0.0002	0.0002	0.0002
223	0.00	0.0002	0.0002	0.0002
224	0.00	0.0002	0.0002	0.0002

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

225	0.81	0.0060	0.0131	0.0203
226	0.91	0.0067	0.0145	0.0223
227	0.86	0.0063	0.0138	0.0213
228	0.05	0.0004	0.0009	0.0016
229	0.96	0.0070	0.0152	0.0233
230	0.25	0.0020	0.0045	0.0074
231	1.46	0.0104	0.0215	0.0316
232	1.26	0.0091	0.0191	0.0285
233	1.26	0.0091	0.0191	0.0285
234	0.35	0.0027	0.0062	0.0100
235	0.00	0.0002	0.0002	0.0002
236	2.06	0.0141	0.0279	0.0395
237	2.31	0.0155	0.0302	0.0423
238	2.97	0.0190	0.0357	0.0485
239	2.67	0.0174	0.0333	0.0458
240	3.17	0.0201	0.0372	0.0501

Tabla B.3b. Valores del coeficiente de transferencia β_g en función de la longitud de rugosidad empleada con los datos de medida de viento a 2 m sobre la muestra.

t (h)	\bar{U} 2 m (m/s)	Valores de β para z = 2 m		
		$z_0 = 0.001$	$z_0 = 0.005$	$z_0 = 0.01$
0	2.72	0.0078	0.0148	0.0148
1	2.77	0.0070	0.0135	0.0135
2	2.77	0.0058	0.0112	0.0112
3	0.75	0.0036	0.0072	0.0072
4	3.12	0.0026	0.0051	0.0051
5	0.30	0.0012	0.0023	0.0023
6	0.00	0.0003	0.0006	0.0006
7	0.00	0.0012	0.0023	0.0023
8	0.00	0.0014	0.0029	0.0029
9	0.45	0.0012	0.0023	0.0023
10	0.40	0.0012	0.0023	0.0023
11	1.81	0.0028	0.0056	0.0056
12	1.61	0.0036	0.0072	0.0072
13	1.86	0.0017	0.0035	0.0035
14	1.66	0.0020	0.0040	0.0040
15	2.52	0.0060	0.0116	0.0116
16	2.11	0.0044	0.0087	0.0087
17	2.16	0.0031	0.0062	0.0062
18	1.96	0.0036	0.0072	0.0072
19	1.71	0.0020	0.0040	0.0040
20	2.41	0.0034	0.0067	0.0067
21	1.71	0.0028	0.0056	0.0056
22	2.46	0.0044	0.0087	0.0087
23	1.71	0.0028	0.0056	0.0056
24	1.21	0.0012	0.0023	0.0023
25	1.41	0.0026	0.0051	0.0051
26	1.91	0.0052	0.0102	0.0102
27	2.72	0.0092	0.0173	0.0173
28	3.07	0.0111	0.0205	0.0205
29	2.77	0.0083	0.0157	0.0157
30	1.26	0.0075	0.0144	0.0144
31	1.41	0.0068	0.0130	0.0130
32	2.77	0.0060	0.0116	0.0116
33	2.72	0.0044	0.0087	0.0087
34	0.65	0.0009	0.0018	0.0018
35	0.96	0.0042	0.0082	0.0082
36	1.36	0.0042	0.0082	0.0082
37	2.82	0.0042	0.0082	0.0082
38	2.01	0.0042	0.0082	0.0082
39	1.11	0.0042	0.0082	0.0082
40	1.51	0.0034	0.0067	0.0067

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

41	1.51	0.0034	0.0067	0.0067
42	1.36	0.0039	0.0077	0.0077
43	1.06	0.0034	0.0067	0.0067
44	1.21	0.0050	0.0097	0.0097
45	1.86	0.0047	0.0092	0.0092
46	2.06	0.0042	0.0082	0.0082
47	2.01	0.0047	0.0092	0.0092
48	1.96	0.0047	0.0092	0.0092
49	2.72	0.0052	0.0102	0.0102
50	3.62	0.0060	0.0116	0.0116
51	2.31	0.0065	0.0126	0.0126
52	2.26	0.0050	0.0097	0.0097
53	1.86	0.0042	0.0082	0.0082
54	1.76	0.0036	0.0072	0.0072
55	1.56	0.0031	0.0062	0.0062
56	1.11	0.0023	0.0046	0.0046
57	1.86	0.0039	0.0077	0.0077
58	1.41	0.0031	0.0062	0.0062
59	1.56	0.0028	0.0056	0.0056
60	1.31	0.0036	0.0072	0.0072
61	1.46	0.0028	0.0056	0.0056
62	1.31	0.0034	0.0067	0.0067
63	1.41	0.0036	0.0072	0.0072
64	1.51	0.0042	0.0082	0.0082
65	1.61	0.0042	0.0082	0.0082
66	2.01	0.0044	0.0087	0.0087
67	2.21	0.0050	0.0097	0.0097
68	2.11	0.0047	0.0092	0.0092
69	1.86	0.0047	0.0092	0.0092
70	2.46	0.0052	0.0102	0.0102
71	2.57	0.0070	0.0135	0.0135
72	4.13	0.0065	0.0126	0.0126
73	3.32	0.0070	0.0135	0.0135
74	2.97	0.0058	0.0112	0.0112
75	2.77	0.0047	0.0092	0.0092
76	1.81	0.0039	0.0077	0.0077
77	1.41	0.0034	0.0067	0.0067
78	1.76	0.0044	0.0087	0.0087
79	1.91	0.0042	0.0082	0.0082
80	1.16	0.0050	0.0097	0.0097
81	1.61	0.0036	0.0072	0.0072
82	2.06	0.0050	0.0097	0.0097
83	2.26	0.0042	0.0082	0.0082
84	1.61	0.0028	0.0056	0.0056
85	1.36	0.0039	0.0077	0.0077
86	1.31	0.0028	0.0056	0.0056

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

87	1.91	0.0055	0.0107	0.0107
88	1.36	0.0034	0.0067	0.0067
89	1.01	0.0034	0.0067	0.0067
90	1.76	0.0034	0.0067	0.0067
91	1.91	0.0039	0.0077	0.0077
92	1.66	0.0034	0.0067	0.0067
93	2.11	0.0050	0.0097	0.0097
94	1.96	0.0050	0.0097	0.0097
95	2.46	0.0044	0.0087	0.0087
96	0.00	0.0020	0.0040	0.0040
97	0.70	0.0020	0.0040	0.0040
98	0.10	0.0017	0.0035	0.0035
99	1.71	0.0034	0.0067	0.0067
100	0.50	0.0034	0.0067	0.0067
101	0.25	0.0009	0.0018	0.0018
102	1.31	0.0009	0.0018	0.0018
103	0.96	0.0014	0.0029	0.0029
104	0.75	0.0009	0.0018	0.0018
105	0.91	0.0014	0.0029	0.0029
106	1.21	0.0017	0.0035	0.0035
107	0.00	0.0006	0.0012	0.0012
108	0.10	0.0020	0.0040	0.0040
109	0.75	0.0009	0.0018	0.0018
110	1.21	0.0012	0.0023	0.0023
111	1.46	0.0036	0.0072	0.0072
112	1.76	0.0060	0.0116	0.0116
113	2.06	0.0052	0.0102	0.0102
114	3.27	0.0060	0.0116	0.0116
115	3.27	0.0073	0.0139	0.0139
116	2.97	0.0058	0.0112	0.0112
117	2.36	0.0055	0.0107	0.0107
118	3.22	0.0088	0.0165	0.0165
119	3.77	0.0075	0.0144	0.0144
120	3.27	0.0068	0.0130	0.0130
121	2.77	0.0050	0.0097	0.0097
122	1.66	0.0042	0.0082	0.0082
123	1.71	0.0044	0.0087	0.0087
124	1.91	0.0023	0.0046	0.0046
125	0.25	0.0003	0.0006	0.0006
126	0.20	0.0012	0.0023	0.0023
127	0.05	0.0034	0.0067	0.0067
128	1.71	0.0017	0.0035	0.0035
129	1.01	0.0006	0.0012	0.0012
130	0.45	0.0014	0.0029	0.0029
131	0.00	0.0006	0.0012	0.0012
132	1.16	0.0017	0.0035	0.0035

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

133	1.41	0.0020	0.0040	0.0040
134	2.46	0.0028	0.0056	0.0056
135	0.20	0.0026	0.0051	0.0051
136	2.01	0.0026	0.0051	0.0051
137	1.91	0.0036	0.0072	0.0072
138	1.66	0.0026	0.0051	0.0051
139	2.46	0.0034	0.0067	0.0067
140	1.66	0.0044	0.0087	0.0087
141	2.72	0.0050	0.0097	0.0097
142	3.32	0.0075	0.0144	0.0144
143	1.81	0.0028	0.0056	0.0056
144	0.96	0.0047	0.0092	0.0092
145	0.10	0.0058	0.0112	0.0112
146	0.20	0.0073	0.0139	0.0139
147	1.91	0.0055	0.0107	0.0107
148	1.36	0.0068	0.0130	0.0130
149	0.70	0.0083	0.0157	0.0157
150	1.21	0.0070	0.0135	0.0135
151	1.66	0.0034	0.0067	0.0067
152	2.16	0.0065	0.0126	0.0126
153	1.91	0.0050	0.0097	0.0097
154	1.56	0.0078	0.0148	0.0148
155	1.06	0.0065	0.0126	0.0126
156	1.71	0.0052	0.0102	0.0102
157	2.16	0.0075	0.0144	0.0144
158	2.46	0.0080	0.0152	0.0152
159	1.76	0.0070	0.0135	0.0135
160	3.62	0.0073	0.0139	0.0139
161	1.51	0.0055	0.0107	0.0107
162	4.38	0.0085	0.0161	0.0161
163	3.37	0.0085	0.0161	0.0161
164	4.03	0.0104	0.0193	0.0193
165	3.57	0.0085	0.0161	0.0161
166	3.02	0.0065	0.0126	0.0126
167	2.26	0.0085	0.0161	0.0161
168	4.33	0.0063	0.0121	0.0121
169	2.11	0.0055	0.0107	0.0107
170	2.01	0.0058	0.0112	0.0112
171	2.01	0.0047	0.0092	0.0092
172	0.50	0.0036	0.0072	0.0072
173	1.21	0.0039	0.0077	0.0077
174	0.20	0.0020	0.0040	0.0040
175	1.76	0.0023	0.0046	0.0046
176	0.96	0.0023	0.0046	0.0046
177	1.26	0.0026	0.0051	0.0051
178	0.91	0.0068	0.0130	0.0130

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

179	3.72	0.0036	0.0072	0.0072
180	0.10	0.0042	0.0082	0.0082
181	0.45	0.0034	0.0067	0.0067
182	1.01	0.0052	0.0102	0.0102
183	0.30	0.0065	0.0126	0.0126
184	4.43	0.0123	0.0223	0.0223
185	5.33	0.0118	0.0216	0.0216
186	3.97	0.0083	0.0157	0.0157
187	3.42	0.0073	0.0139	0.0139
188	0.81	0.0060	0.0116	0.0116
189	0.30	0.0026	0.0051	0.0051
190	0.00	0.0014	0.0029	0.0029
191	2.46	0.0047	0.0092	0.0092
192	1.16	0.0028	0.0056	0.0056
193	2.31	0.0028	0.0056	0.0056
194	0.86	0.0023	0.0046	0.0046
195	1.56	0.0065	0.0126	0.0126
196	2.01	0.0065	0.0126	0.0126
197	1.81	0.0028	0.0056	0.0056
198	2.01	0.0026	0.0051	0.0051
199	1.11	0.0042	0.0082	0.0082
200	0.15	0.0014	0.0029	0.0029
201	0.55	0.0047	0.0092	0.0092
202	0.65	0.0052	0.0102	0.0102
203	0.60	0.0020	0.0040	0.0040
204	1.11	0.0028	0.0056	0.0056
205	2.01	0.0026	0.0051	0.0051
206	1.21	0.0052	0.0102	0.0102
207	1.21	0.0023	0.0046	0.0046
208	2.36	0.0055	0.0107	0.0107
209	4.58	0.0055	0.0107	0.0107
210	3.37	0.0060	0.0116	0.0116
211	1.86	0.0036	0.0072	0.0072
212	3.27	0.0060	0.0116	0.0116
213	2.92	0.0063	0.0121	0.0121
214	2.72	0.0060	0.0116	0.0116
215	2.62	0.0073	0.0139	0.0139
216	2.82	0.0070	0.0135	0.0135
217	1.11	0.0028	0.0056	0.0056
218	1.86	0.0017	0.0035	0.0035
219	0.35	0.0017	0.0035	0.0035
220	1.41	0.0017	0.0035	0.0035
221	0.81	0.0006	0.0012	0.0012
222	0.00	0.0012	0.0023	0.0023
223	0.00	0.0009	0.0018	0.0018
224	0.00	0.0009	0.0018	0.0018

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

225	0.81	0.0012	0.0023	0.0023
226	0.91	0.0017	0.0035	0.0035
227	0.86	0.0023	0.0046	0.0046
228	0.05	0.0014	0.0029	0.0029
229	0.96	0.0003	0.0006	0.0006
230	0.25	0.0012	0.0023	0.0023
231	1.46	0.0014	0.0029	0.0029
232	1.26	0.0014	0.0029	0.0029
233	1.26	0.0012	0.0023	0.0023
234	0.35	0.0028	0.0056	0.0056
235	0.00	0.0020	0.0040	0.0040
236	2.06	0.0078	0.0148	0.0148
237	2.31	0.0055	0.0107	0.0107
238	2.97	0.0034	0.0067	0.0067
239	2.67	0.0065	0.0126	0.0126
240	3.17	0.0039	0.0077	0.0077

Tabla B.4. Valores de precipitación introducidos como flujo externo impuesto j_l^0 . Solo se muestran los valores no nulos.

t (h)	j_l^0 (kg/m ² s)
33	0.00025000
34	0.00016667
35	0.00013889
36	0.00016667
37	0.00011111
38	0.00000000
39	0.00011111
40	0.00002778
41	0.00000000
42	0.00000000
43	0.00005556
44	0.00008333
45	0.00002778
46	0.00005556
47	0.00008333
48	0.00000000
49	0.00008333
50	0.00000000
51	0.00000000
52	0.00005556
53	0.00019444
54	0.00027778
55	0.00005556
56	0.00002778
57	0.00002778
58	0.00000000
59	0.00000000
60	0.00000000
61	0.00002778

Tabla B.5a. Flujos de calor sensible ($W m^{-2}$), masa de vapor ($kg m^{-2} s^{-1}$) y precipitación ($kg m^{-2} s^{-1}$) introducidos como condición de contorno en el modelo meteorológico del punto A. Valores negativos indican flujo saliente de la superficie.

t (h)	Sensible ($W m^{-2}$)	Vapor ($kg m^{-2} s^{-1}$)	Precipitación ($kg m^{-2} s^{-1}$)
0	0.000	-3.33E-05	0.00E+00
1	-70.786	-3.54E-05	0.00E+00
2	-75.977	-3.20E-05	0.00E+00
3	-64.133	-2.74E-05	0.00E+00
4	-43.464	-1.61E-05	0.00E+00
5	-4.753	-3.76E-06	0.00E+00
6	11.605	-4.92E-07	0.00E+00
7	12.340	-4.75E-07	0.00E+00
8	8.464	-6.11E-07	0.00E+00
9	12.777	-1.94E-06	0.00E+00
10	12.734	-2.92E-06	0.00E+00
11	40.923	-3.22E-06	0.00E+00
12	49.566	-3.06E-06	0.00E+00
13	50.343	-2.92E-06	0.00E+00
14	49.364	-2.97E-06	0.00E+00
15	45.436	-2.11E-06	0.00E+00
16	33.749	-2.20E-06	0.00E+00
17	41.146	-2.12E-06	0.00E+00
18	42.287	-2.94E-06	0.00E+00
19	50.253	-3.10E-06	0.00E+00
20	49.433	-2.33E-06	0.00E+00
21	42.793	-3.75E-06	0.00E+00
22	28.863	-7.06E-06	0.00E+00
23	14.511	-9.81E-06	0.00E+00
24	5.535	-1.20E-05	1.72E-06
25	-22.036	-1.39E-05	1.97E-07
26	-17.104	-9.24E-06	0.00E+00
27	-3.931	-3.73E-06	0.00E+00
28	4.398	-1.20E-05	0.00E+00
29	76.545	-6.61E-06	0.00E+00
30	84.748	-7.34E-06	0.00E+00
31	69.394	-6.64E-06	0.00E+00
32	57.308	-9.11E-07	0.00E+00
33	5.909	-5.14E-06	2.86E-05
34	7.198	-6.70E-06	1.47E-04
35	8.753	-7.00E-06	1.17E-04
36	8.905	-7.38E-06	1.65E-05
37	16.938	-9.28E-06	6.54E-04
38	7.568	-9.60E-06	4.01E-04
39	11.531	-8.24E-06	2.38E-04
40	11.670	-1.05E-05	1.35E-05

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

41	24.064	-8.77E-06	7.81E-05
42	21.343	-8.91E-06	1.31E-03
43	19.222	-6.25E-06	1.40E-03
44	11.450	-3.89E-06	4.51E-04
45	10.417	-3.67E-06	6.38E-04
46	14.518	-7.48E-06	1.07E-04
47	8.836	-1.21E-05	2.03E-05
48	2.896	-1.69E-05	2.30E-05
49	-18.865	-1.28E-05	8.77E-04
50	-4.461	-1.04E-05	1.07E-03
51	-4.711	-6.86E-06	1.86E-05
52	9.102	-5.10E-06	1.20E-04
53	15.915	-7.38E-06	2.63E-04
54	15.229	-9.00E-06	4.85E-04
55	21.486	-1.42E-05	4.10E-05
56	24.960	-9.36E-06	3.01E-05
57	21.577	-8.07E-06	2.54E-05
58	16.481	-1.07E-05	6.25E-05
59	22.280	-1.11E-05	1.28E-04
60	24.495	-1.03E-05	7.77E-05
61	24.737	-5.49E-06	7.63E-06
62	46.828	-3.51E-06	0.00E+00
63	35.551	-1.88E-06	0.00E+00
64	9.918	-1.80E-06	0.00E+00
65	9.967	-4.20E-06	0.00E+00
66	27.686	-6.08E-06	0.00E+00
67	43.587	-6.76E-06	0.00E+00
68	42.683	-6.33E-06	0.00E+00
69	36.879	-1.18E-05	0.00E+00
70	24.867	-2.16E-05	0.00E+00
71	-9.387	-3.33E-05	0.00E+00
72	-43.903	-3.98E-05	0.00E+00
73	-68.509	-3.71E-05	0.00E+00
74	42.683	-3.63E-05	0.00E+00
75	36.879	-3.11E-05	0.00E+00
76	24.867	-1.75E-05	0.00E+00
77	-9.387	-2.21E-06	0.00E+00
78	-43.903	-1.43E-06	0.00E+00
79	-68.509	-9.67E-07	0.00E+00
80	11.287	-9.07E-06	0.00E+00
81	50.091	-9.79E-06	0.00E+00
82	53.114	-8.26E-06	0.00E+00
83	55.627	-7.73E-06	0.00E+00
84	58.412	-5.04E-06	0.00E+00
85	42.970	-4.86E-06	0.00E+00
86	40.063	-5.82E-06	0.00E+00

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

87	41.193	-5.97E-06	0.00E+00
88	37.424	-5.10E-06	0.00E+00
89	36.025	-5.46E-06	0.00E+00
90	47.084	-6.26E-06	0.00E+00
91	58.840	-7.05E-06	0.00E+00
92	60.229	-6.94E-06	0.00E+00
93	63.686	-1.14E-05	0.00E+00
94	36.530	-1.76E-05	0.00E+00
95	-8.681	-2.92E-05	0.00E+00
96	-50.326	-3.54E-05	0.00E+00
97	-75.576	-3.77E-05	0.00E+00
98	-74.340	-3.98E-05	0.00E+00
99	-72.637	-3.63E-05	0.00E+00
100	-40.390	-2.34E-05	0.00E+00
101	2.369	-7.56E-06	0.00E+00
102	47.220	-5.13E-06	0.00E+00
103	36.984	-3.77E-05	0.00E+00
104	22.323	-3.98E-05	0.00E+00
105	10.507	-3.63E-05	0.00E+00
106	12.404	-2.34E-05	0.00E+00
107	28.369	-7.56E-06	0.00E+00
108	38.870	-5.13E-06	0.00E+00
109	44.336	-2.54E-06	0.00E+00
110	43.530	-3.91E-06	0.00E+00
111	60.800	-4.59E-06	0.00E+00
112	66.842	-4.15E-06	0.00E+00
113	63.178	-3.52E-06	0.00E+00
114	57.114	-3.88E-06	0.00E+00
115	56.519	-4.23E-06	0.00E+00
116	58.803	-4.51E-06	0.00E+00
117	59.582	-9.04E-06	0.00E+00
118	29.442	-1.74E-05	0.00E+00
119	-24.766	-2.65E-05	0.00E+00
120	-64.420	-3.34E-05	0.00E+00
121	-86.217	-3.66E-05	0.00E+00
122	-94.647	-3.27E-05	0.00E+00
123	-64.101	-2.90E-05	0.00E+00
124	-39.377	-1.73E-05	0.00E+00
125	-7.031	-2.11E-06	0.00E+00
126	8.225	-2.82E-06	0.00E+00
127	31.521	-4.11E-06	0.00E+00
128	25.312	-5.61E-06	0.00E+00
129	50.029	-5.36E-06	0.00E+00
130	49.227	-4.83E-06	0.00E+00
131	42.793	-4.37E-06	0.00E+00
132	37.333	-2.37E-06	0.00E+00

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

133	14.179	-5.83E-06	0.00E+00
134	84.832	-5.05E-06	0.00E+00
135	59.682	-5.57E-06	0.00E+00
136	62.112	-6.22E-06	0.00E+00
137	65.353	-5.88E-06	0.00E+00
138	59.413	-5.20E-06	0.00E+00
139	54.821	-6.65E-06	0.00E+00
140	65.813	-6.76E-06	0.00E+00
141	70.893	-1.04E-05	0.00E+00
142	33.956	-1.76E-05	0.00E+00
143	-8.444	-3.10E-05	0.00E+00
144	-33.539	-4.07E-05	0.00E+00
145	-57.098	-4.03E-05	0.00E+00
146	-62.038	-4.09E-05	0.00E+00
147	-56.750	-3.50E-05	0.00E+00
148	-30.472	-2.10E-05	0.00E+00
149	3.245	-1.35E-05	0.00E+00
150	45.146	-1.72E-06	0.00E+00
151	63.561	-1.08E-05	0.00E+00
152	92.716	-6.02E-06	0.00E+00
153	52.847	-9.03E-06	0.00E+00
154	57.280	-5.65E-06	0.00E+00
155	43.979	-6.10E-06	0.00E+00
156	44.672	-8.06E-06	0.00E+00
157	109.020	-8.31E-06	0.00E+00
158	113.561	-1.18E-05	0.00E+00
159	110.985	-8.64E-06	0.00E+00
160	92.609	-8.88E-06	0.00E+00
161	81.947	-9.21E-06	0.00E+00
162	85.554	-5.53E-06	0.00E+00
163	42.361	-7.32E-06	0.00E+00
164	67.468	-9.43E-06	0.00E+00
165	110.522	-1.99E-05	0.00E+00
166	101.764	-3.53E-05	0.00E+00
167	50.327	-3.82E-05	0.00E+00
168	-19.510	-3.04E-05	0.00E+00
169	-28.034	-4.17E-05	0.00E+00
170	-53.261	-4.89E-05	0.00E+00
171	-42.670	-4.31E-05	0.00E+00
172	-15.647	-7.05E-06	0.00E+00
173	28.647	-8.06E-06	0.00E+00
174	112.453	-2.12E-05	0.00E+00
175	143.692	-6.84E-06	0.00E+00
176	21.706	-2.57E-06	0.00E+00
177	65.747	-1.68E-05	0.00E+00
178	142.814	-4.80E-06	0.00E+00

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

179	72.462	-4.29E-06	0.00E+00
180	15.166	-3.71E-06	0.00E+00
181	60.898	-2.13E-05	0.00E+00
182	165.297	-1.07E-05	0.00E+00
183	115.351	-1.10E-06	0.00E+00
184	18.701	-9.73E-07	0.00E+00
185	183.016	-3.73E-05	0.00E+00
186	216.055	-3.29E-05	0.00E+00
187	198.613	-3.07E-05	0.00E+00
188	189.521	-2.40E-05	0.00E+00
189	167.442	-2.39E-05	0.00E+00
190	95.174	-2.16E-05	0.00E+00
191	11.864	-3.73E-05	0.00E+00
192	-12.698	-5.45E-05	0.00E+00
193	-36.084	-5.19E-05	0.00E+00
194	-54.747	-4.32E-05	0.00E+00
195	-59.251	-3.38E-05	0.00E+00
196	-25.760	-2.86E-05	0.00E+00
197	32.903	-3.32E-06	0.00E+00
198	81.017	-1.49E-05	0.00E+00
199	92.666	-1.10E-05	0.00E+00
200	82.572	-4.83E-06	0.00E+00
201	46.193	-1.45E-06	0.00E+00
202	13.324	-5.70E-06	0.00E+00
203	57.749	-4.30E-06	0.00E+00
204	46.901	-4.63E-06	0.00E+00
205	56.804	-9.45E-07	0.00E+00
206	12.659	-4.23E-06	0.00E+00
207	50.087	-3.60E-06	0.00E+00
208	43.200	-3.52E-06	0.00E+00
209	37.302	-2.97E-06	0.00E+00
210	33.594	-4.18E-06	0.00E+00
211	45.490	-2.09E-06	0.00E+00
212	13.456	-2.64E-06	0.00E+00
213	20.668	-6.83E-06	0.00E+00
214	23.208	-1.19E-05	0.00E+00
215	-2.263	-1.95E-05	0.00E+00
216	-36.609	-2.84E-05	0.00E+00
217	-68.661	-3.08E-05	0.00E+00
218	-38.893	-2.05E-05	0.00E+00
219	-10.177	-1.41E-05	0.00E+00
220	4.131	-8.12E-06	0.00E+00
221	14.923	-2.18E-06	0.00E+00
222	7.709	-1.04E-06	0.00E+00
223	5.827	-3.28E-06	0.00E+00
224	8.013	-1.39E-06	0.00E+00

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

225	6.382	-1.21E-06	0.00E+00
226	5.426	-7.05E-07	0.00E+00
227	11.883	-6.80E-07	0.00E+00
228	18.849	-6.45E-07	0.00E+00
229	16.490	-1.26E-06	0.00E+00

Tabla B.5b. Flujos de calor sensible ($W m^{-2}$), masa de vapor ($kg m^{-2} s^{-1}$) y precipitación ($kg m^{-2} s^{-1}$) introducidos como condición de contorno en el modelo meteorológico del punto B. Valores negativos indican flujo saliente de la superficie.

t (h)	Sensible ($W m^{-2}$)	Vapor ($kg m^{-2} s^{-1}$)	Precipitación ($kg m^{-2} s^{-1}$)
0	-95.592	-3.59E-05	0.00E+00
1	-104.925	-3.72E-05	0.00E+00
2	-84.773	-3.36E-05	0.00E+00
3	-64.082	-2.94E-05	0.00E+00
4	-14.532	-1.81E-05	0.00E+00
5	6.518	-1.75E-06	0.00E+00
6	33.074	-2.56E-06	0.00E+00
7	49.612	-4.29E-06	0.00E+00
8	70.892	-7.94E-06	0.00E+00
9	74.956	-8.09E-06	0.00E+00
10	73.859	-7.65E-06	0.00E+00
11	77.723	-8.21E-06	0.00E+00
12	70.488	-6.42E-06	0.00E+00
13	65.423	-5.55E-06	0.00E+00
14	74.697	-7.16E-06	0.00E+00
15	83.168	-8.12E-06	0.00E+00
16	86.851	-8.60E-06	0.00E+00
17	89.895	-8.71E-06	0.00E+00
18	93.376	-8.98E-06	0.00E+00
19	83.658	-7.62E-06	0.00E+00
20	65.980	-4.99E-06	0.00E+00
21	48.939	-3.78E-06	0.00E+00
22	25.047	-3.69E-06	0.00E+00
23	14.298	-4.87E-06	3.76E-07
24	-3.287	-6.40E-06	5.28E-06
25	-10.078	-8.69E-06	0.00E+00
26	-4.721	-7.33E-06	0.00E+00
27	2.856	-2.39E-06	0.00E+00
28	69.604	-9.99E-06	0.00E+00
29	66.756	-6.04E-06	0.00E+00
30	41.994	-4.81E-06	0.00E+00
31	36.015	-5.26E-06	0.00E+00
32	34.753	-4.62E-06	0.00E+00
33	34.427	-5.49E-06	5.45E-07
34	9.774	-3.86E-06	1.23E-04
35	16.888	-6.03E-06	7.53E-05
36	22.418	-1.13E-05	2.82E-05
37	17.682	-1.42E-05	2.13E-04
38	16.138	-1.38E-05	4.22E-04
39	16.765	-1.22E-05	4.01E-04
40	27.686	-1.43E-05	3.32E-04

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

41	28.566	-1.47E-05	2.30E-04
42	17.487	-1.02E-05	9.80E-04
43	23.508	-1.04E-05	7.30E-04
44	16.612	-6.86E-06	1.09E-03
45	12.171	-5.26E-06	3.67E-04
46	12.807	-1.25E-05	9.61E-05
47	-0.927	-1.47E-05	2.50E-05
48	-24.103	-2.30E-05	3.33E-05
49	14.694	-1.07E-05	4.71E-06
50	-2.604	-1.16E-05	7.80E-04
51	2.901	-1.12E-05	2.83E-04
52	15.031	-9.55E-06	1.08E-03
53	19.230	-1.24E-05	8.60E-04
54	34.528	-1.75E-05	6.32E-04
55	42.369	-2.12E-05	2.99E-05
56	37.695	-1.77E-05	6.14E-05
57	27.967	-1.37E-05	6.43E-05
58	37.568	-1.83E-05	1.55E-04
59	33.810	-1.65E-05	2.32E-04
60	55.714	-1.44E-05	3.86E-05
61	72.948	-1.31E-05	1.16E-06
62	66.083	-1.15E-05	0.00E+00
63	56.779	-8.55E-06	0.00E+00
64	63.461	-1.06E-05	0.00E+00
65	60.415	-1.64E-05	0.00E+00
66	79.009	-1.62E-05	0.00E+00
67	83.407	-1.78E-05	0.00E+00
68	83.751	-1.74E-05	0.00E+00
69	50.713	-2.08E-05	0.00E+00
70	-10.371	-2.76E-05	0.00E+00
71	-54.375	-4.10E-05	0.00E+00
72	-89.752	-4.46E-05	0.00E+00
73	-100.016	-4.20E-05	0.00E+00
74	-89.141	-4.02E-05	0.00E+00
75	-60.485	-3.33E-05	0.00E+00
76	-13.221	-1.94E-05	0.00E+00
77	14.790	-4.91E-06	0.00E+00
78	27.670	-4.01E-06	0.00E+00
79	58.520	-9.98E-06	0.00E+00
80	62.326	-1.18E-05	0.00E+00
81	72.623	-1.33E-05	0.00E+00
82	77.036	-1.24E-05	0.00E+00
83	69.878	-1.02E-05	0.00E+00
84	68.686	-9.49E-06	0.00E+00
85	66.137	-9.27E-06	0.00E+00
86	70.664	-1.01E-05	0.00E+00

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

87	70.425	-9.31E-06	0.00E+00
88	71.640	-8.62E-06	0.00E+00
89	71.313	-8.15E-06	0.00E+00
90	75.601	-9.16E-06	0.00E+00
91	81.752	-1.12E-05	0.00E+00
92	81.029	-1.11E-05	0.00E+00
93	49.100	-1.48E-05	0.00E+00
94	-13.198	-2.09E-05	0.00E+00
95	-67.275	-3.05E-05	0.00E+00
96	-96.668	-3.61E-05	0.00E+00
97	-112.610	-4.10E-05	0.00E+00
98	-98.833	-4.14E-05	0.00E+00
99	-29.435	-2.99E-05	0.00E+00
100	30.106	-1.96E-05	0.00E+00
101	79.067	-1.66E-05	0.00E+00
102	82.425	-1.35E-05	0.00E+00
103	87.383	-1.24E-05	0.00E+00
104	87.934	-1.16E-05	0.00E+00
105	87.873	-1.15E-05	0.00E+00
106	79.062	-9.61E-06	0.00E+00
107	80.903	-1.01E-05	0.00E+00
108	79.174	-9.27E-06	0.00E+00
109	72.409	-7.82E-06	0.00E+00
110	72.629	-7.57E-06	0.00E+00
111	75.490	-8.14E-06	0.00E+00
112	73.652	-7.74E-06	0.00E+00
113	71.520	-7.16E-06	0.00E+00
114	70.396	-6.94E-06	0.00E+00
115	69.999	-6.81E-06	0.00E+00
116	70.894	-7.12E-06	0.00E+00
117	33.900	-1.25E-05	0.00E+00
118	-38.234	-2.05E-05	0.00E+00
119	-87.654	-2.95E-05	0.00E+00
120	-117.406	-3.54E-05	0.00E+00
121	-124.097	-3.68E-05	0.00E+00
122	-48.984	-2.70E-05	0.00E+00
123	-33.595	-2.51E-05	0.00E+00
124	-4.983	-1.94E-05	0.00E+00
125	36.913	-7.96E-06	0.00E+00
126	66.955	-9.12E-06	0.00E+00
127	77.454	-1.09E-05	0.00E+00
128	72.606	-9.09E-06	0.00E+00
129	69.978	-8.70E-06	0.00E+00
130	72.132	-8.89E-06	0.00E+00
131	88.569	-1.19E-05	0.00E+00
132	119.415	-1.90E-05	0.00E+00

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

133	112.446	-1.71E-05	0.00E+00
134	106.894	-1.57E-05	0.00E+00
135	107.316	-1.62E-05	0.00E+00
136	104.236	-1.52E-05	0.00E+00
137	94.138	-1.22E-05	0.00E+00
138	105.811	-1.50E-05	0.00E+00
139	103.151	-1.53E-05	0.00E+00
140	96.257	-1.34E-05	0.00E+00
141	54.246	-1.60E-05	0.00E+00
142	-3.747	-2.53E-05	0.00E+00
143	-53.754	-3.92E-05	0.00E+00
144	-87.738	-4.56E-05	0.00E+00
145	-91.704	-4.17E-05	0.00E+00
146	-84.837	-4.53E-05	0.00E+00
147	-47.984	-4.17E-05	0.00E+00
148	3.235	-2.85E-05	0.00E+00
149	70.637	-2.20E-05	0.00E+00
150	125.399	-2.54E-05	0.00E+00
151	111.422	-1.91E-05	0.00E+00
152	103.425	-1.77E-05	0.00E+00
153	109.298	-2.01E-05	0.00E+00
154	123.761	-2.19E-05	0.00E+00
155	144.476	-2.42E-05	0.00E+00
156	146.999	-2.37E-05	0.00E+00
157	146.022	-2.50E-05	0.00E+00
158	138.270	-2.48E-05	0.00E+00
159	136.781	-2.19E-05	0.00E+00
160	158.631	-2.52E-05	0.00E+00
161	110.918	-1.43E-05	0.00E+00
162	114.870	-1.48E-05	0.00E+00
163	141.893	-2.23E-05	0.00E+00
164	146.052	-2.34E-05	0.00E+00
165	137.046	-4.03E-05	0.00E+00
166	60.557	-5.00E-05	0.00E+00
167	-13.896	-4.04E-05	0.00E+00
168	-33.098	-3.22E-05	0.00E+00
169	-80.548	-5.29E-05	0.00E+00
170	-63.215	-5.96E-05	0.00E+00
171	-7.618	-5.04E-05	0.00E+00
172	158.601	-4.03E-05	0.00E+00
173	174.574	-3.46E-05	0.00E+00
174	168.536	-3.36E-05	0.00E+00
175	161.008	-3.09E-05	0.00E+00
176	157.770	-2.85E-05	0.00E+00
177	170.599	-3.01E-05	0.00E+00
178	159.100	-2.70E-05	0.00E+00

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

179	132.541	-2.11E-05	0.00E+00
180	134.836	-2.02E-05	0.00E+00
181	173.675	-3.09E-05	0.00E+00
182	85.866	-9.67E-06	0.00E+00
183	98.446	-1.17E-05	0.00E+00
184	248.123	-5.57E-05	0.00E+00
185	239.072	-5.26E-05	0.00E+00
186	225.234	-4.75E-05	0.00E+00
187	220.754	-4.55E-05	0.00E+00
188	210.988	-4.15E-05	0.00E+00
189	156.548	-4.90E-05	0.00E+00
190	57.816	-5.15E-05	0.00E+00
191	-28.464	-4.08E-05	0.00E+00
192	-45.703	-3.19E-05	0.00E+00
193	-61.696	-3.75E-05	0.00E+00
194	-58.725	-3.88E-05	0.00E+00
195	-7.454	-2.71E-05	0.00E+00
196	25.037	-1.51E-05	0.00E+00
197	53.354	-9.26E-06	0.00E+00
198	107.834	-1.66E-05	0.00E+00
199	106.102	-1.55E-05	0.00E+00
200	102.203	-1.43E-05	0.00E+00
201	78.445	-8.79E-06	0.00E+00
202	103.147	-1.47E-05	0.00E+00
203	109.469	-1.57E-05	0.00E+00
204	111.162	-1.53E-05	0.00E+00
205	83.742	-9.18E-06	0.00E+00
206	48.617	-4.07E-06	0.00E+00
207	55.657	-4.09E-06	0.00E+00
208	24.705	-1.17E-06	0.00E+00
209	44.990	-2.58E-06	0.00E+00
210	63.141	-4.45E-06	0.00E+00
211	17.201	-3.64E-07	0.00E+00
212	53.586	-3.80E-06	0.00E+00
213	16.196	-3.52E-06	0.00E+00
214	-2.212	-8.06E-06	0.00E+00
215	-52.825	-2.06E-05	0.00E+00
216	-95.809	-3.40E-05	0.00E+00
217	-37.434	-2.93E-05	0.00E+00
218	-9.568	-1.91E-05	0.00E+00
219	0.723	-1.15E-05	0.00E+00
220	13.201	-8.90E-06	0.00E+00
221	20.759	-5.08E-06	0.00E+00
222	23.248	-4.82E-06	0.00E+00
223	26.553	-5.23E-06	0.00E+00
224	25.509	-5.18E-06	0.00E+00

Anejo B. Tablas de valores de parámetros atmosféricos

225	25.414	-4.81E-06	0.00E+00
226	49.699	-4.64E-06	0.00E+00
227	78.134	-7.91E-06	0.00E+00
228	95.147	-1.10E-05	0.00E+00
229	76.416	-1.68E-05	0.00E+00

Referencias

- Abu-Hejleh, A.N., and Znidarčić, D. 1995. Desiccation theory for soft cohesive soils. *ASCE Journal of Geotechnical Engineering*, 121(6): 493-502, doi: 10.1061/(ASCE)0733-9410(1995)121:6(493)
- Acosta, O. 2016. Obtención de parámetros hidráulicos saturados y no saturados mediante el empleo de un infiltrómetro de succión. Master en Ingeniería del Terreno, Depto. de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica, UPC BarcelonaTech, Barcelona.
- Alberston, J.D., and Parlange, P.B. 1999. Natural integration of scalar fluxes from complex terrain. *Advances in Water Resources*, 23(1): 239-252, doi: 10.1016/S0309-1708(99)00011-1
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., and Smith, M. 2006. Crop evapotranspiration. FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations), Irrigation and Drainage, paper No. 56.
- Aluwihare, S., and Watanabe, K. 2003. Measurement of evaporation on bare soil and estimating surface resistance. *Journal of Environmental Engineering*, 129(12): 1157-1168, doi: 10.1061/(ASCE)0733-9372(2003)129:12(1157)
- Amarasiri, A.L., Costa, S., and Kodikara, J.K. 2011. Determination of cohesive properties for mode I fracture from compacted clay beams. *Canadian Geotechnical Journal*, 38(8): 1163-1173, doi: 10.1139/T11-031
- Amarasiri, A.L., and Kodikara, J.K. 2013. Numerical modelling of desiccation cracking using the cohesive crack method. *International Journal of Geomechanics*, 13(3): 213-221, doi: 10.1061/(ASCE)GM.1943-5622.0000192
- An, N., Tang, C.-S., Xu, S.-K., Gong, X.-P., Shi, B., and Inyang, H.I. 2018. Effects of soil characteristics on moisture evaporation. *Engineering Geology*, 239: 126-135, doi: 10.1016/j.enggeo.2018.03.028
- Arya, S.P. 2001. Introduction to micrometeorology. Academic Press Inc., New York.
- Ashaina, D., Houseworth, J.E., Birkholzer, J.T., Ritqvist, J. and Bolander, J.E. 2014. Hydro-mechanical model for wetting/drying and fracture development in geomaterials. *Computer & Geosciences*, 65: 13-23, doi: 10.1016/j.cageo.2013.12.009
- Ávila, G.E. 2004. Estudio de la retracción y el agrietamiento de arcillas. Aplicación a la arcilla de Bogotá. Tesis Doctoral, Depto. de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica, UPC, Barcelona.
- Ávila, G., Ledesma, A., and Lloret, A. 2002. Measurement of fracture mechanics parameters for the analysis of cracking in soils. In *Proceedings of the 3rd International Conference on Unsaturated Soils-UNSAT 2002*, Recife, Brazil, 10-13 March 2002. Edited by J.F.T. Jucá, T.M.P. De Campos, and F.A.M. Marinho. Swets & Zeitlinger, Lisse,

Referencias

- the Netherlands, Vol. 2, pp. 547-552.
- Barrera, M. 2002. Estudio experimental del comportamiento hidromecánico de suelos colapsables. Tesis doctoral, Depto. de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica, UPC, Barcelona.
- Beavers, G.S., and Joseph, D.D. 1967. Boundary conditions at a naturally permeable wall. *Journal of Fluid Mechanics*, 30(1): 197-207, doi: 10.1017/S0022112067001375
- Bitelli, M., Ventura, F., Campbell, G.S., Snyder, R.L., Gallegati, F., and Pisa, P.R. 2008. Coupling of heat, water vapor, and liquid water fluxes to compute evaporation in bare soils. *Journal of Hydrology*, 362(3):191-205, doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.08.014
- Blight, G.E. 1997. The Rankine Lecture. *Géotechnique*, 47(4): 713-767, doi: 10.1680/geot.1997.47.4.713
- Blight, G.E. 2002. Measuring evaporation from soil surfaces for environmental and geotechnical purposes. *Water SA*, 28(4): 381-394, doi: 10.4314/wsa.v28i4.4911
- Bolle, H.J., André J.C., Arrue, J.L., Barth, H.K., Bessemoulin, P., Brasa, A., de Bruin, H.A.R., Cruces, J., Dugdale, G., and Engmann, E.T. 1993. EFEDA: European field experiment in a desertification-threatened area. *Annales Geophysicae*, 11: 173-189.
- Bowen, I.S. 1926. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review*, 27(6): 779-787, doi: 10.1103/PhysRev.27.779
- Braud, I., Noilhan, J., Bessemoulin, P., Mascart, P., Haverkamp, P., and Vauclin, M. 1993. Bare-ground surface heat and water exchanges under dry conditions: observations and parameterization. *Boundary-Layer Meteorology*, 66(1-2): 173-200, doi: 10.1007/BF00705465
- Brinkman, H.C. 1949. A calculation of the viscous force exerted by flowing fluid on a dense swarm of particles. *Applied Scientific Research*, 1: 27-34, doi: 10.1007/BF02120313
- Brutsaert, W. 1982. *Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications*. Springer, Dordrecht, doi: 10.1007/978-94-017-1497-6
- Buckingham, E. 1914. On physically similar systems; illustrations of the use of dimensional equations. *Physical Review*, 4: 345-376, doi: 10.1103/PhysRev.4.345
- Bukovsky, M.S., and Karoly, D.J. 2009. Precipitation simulations using WRF as a nested regional climate model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48: 2152-2159, doi: 10.1175/2009JAMC2186.1
- Burba, G. and Anderson, D. 2010. *A brief practical guide to eddy covariance flux measurement: principles and workflow examples for scientific and industrial applications*. LI-COR Biosciences, version 1.0.1.
- Businger, J.A., Miyake, M., Inoue, E., Mitsuta Y., and Hanafusa, T. 1969. Sonic anemometer comparison and measurements in the atmospheric surface layer. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 47(1): 1-12, doi: 10.2151/jmsj1965.47.1_1
- Businger, J.A., Wyngaard, J.C., Izumi, Y., and Bradley, E.F. 1971. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28: 181-189, doi: 10.1175/1520-0469(1971)028<0181:FPRITA>2.0.CO;2

- Camillo, P.J., and Gurney, R.J. 1986. A resistance parameter for bare soil evaporation models. *Soil Science*, 141(2): 95-105.
- Camillo, P.J., Gurney, R.J., and Schmutge, T.J. 1983. A soil and atmospheric boundary layer model for evapotranspiration and soil moisture studies. *Water Resources Research*, 19(2): 371-380, doi: 10.1029/WR019i002p00371
- Campbell, G.S., and Norman, J.M. 1998. An introduction to environmental biophysics. Springer-Verlag, New York, doi: 10.1007/978-1-4612-1626-1
- Cass, A., Campbell, G.S., and Jones, T.L. 1984. Enhancement of thermal water vapor diffusion in soil. *Soil Science Society of America Journal*, 48(1): 25-32, doi: 10.2136/sssaj1984.03615995004800010005x
- Chen, F., and Dudhia, J. 2001. Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129: 569–585, doi: 10.1175/1520-0493(2001)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2
- Chidyagwai, P., and Rivière, B. 2011. A two-grid method for coupled free flow with porous media flow. *Advances in Water Resources*, 34(11): 1113-1123, doi: 10.1016/j.advwatres.2011.04.010
- Chung, S.-O., and Horton, R. 1987. Soil heat and water flow with a partial surface mulch. *Water Resources Research*, 23(12): 2175-2186, doi: 10.1029/WR023i012p02175
- Clark, D.B., Taylor, C.M., and Thorpe, A.J. 2004. Feedback between the land surface and rainfall at convective length scales. *Journal of Hydrometeorology*, 5:625-639, doi: 10.1175/1525-7541(2004)005<0625:FBTLA>2.0.CO;2
- Cooke, J.R. 1969. The influence of stomatal spacing upon diffusion rate, ASAE Meeting, No. 69-525, St. Joseph, MI.
- Cordero, J. 2018. Experimental analysis of soil cracking due to environmental conditions. Tesis Doctoral (en redacción), Depto. de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica, UPC BarcelonTech, Barcelona.
- Cordero, J., Cuadrado, A., Ledesma, A., and Prat, P.C. 2014. Patterns of cracking in soils due to drying and wetting cycles. In *Proceedings of the 6th International Conference on Unsaturated Soils, UNSAT 2-4 July, 2014, Sydney, Australia*. Edited by Taylor & Francis, London, pp. 381-387.
- Cordero, J., Cuadrado, A., Prat, P.C., and Ledesma, A. 2016. Description of a field test involving cracking in a drying soil. In *Proceedings of 3rd European Conference on Unstaurated Soils, E-UNSAT 2016, E3S Web of Conferences 9,12005 (2016)*, doi: 10.1051/e3sconf/20160912005
- Cordero, J., Prat, P.C., Ledesma, A., and Cuadrado, A. (2018). Large test to study the role of soil-air interaction in soil cracking. In *Proceedings, 7th International Conference on Unsaturated Soils (UNSAT 2018), Hong-Kong, Vol. 2*, pp. 1261-1266.
- Corte, A., and Higashi, A. 1960. Experimental research on desiccation cracks in soil. U.S. Army, Snow, Ice and Permafrost Research Establishment, Hanover, N.H. Research report 66.

Referencias

- Costa, S., Kodikara, J., and Shannon, B. 2013. Salient factors controlling desiccation cracking of clay in laboratory experiments. *Géotechnique*, 63(1): 18-29, doi: 10.1680/geot.9.P.105
- Cui, Y.-J., Ta, A.N., Hemmati, S., Tang, A.M., and Gatmiri, B. 2012. Experimental and numerical investigation of soil-atmosphere interaction. *Engineering Geology*, 165: 20-28, doi: 10.1016/j.enggeo.2012.03.018
- Davenport, A.G., Grimmond, C.S.B., Oke, T.R., and Wieringa, J. 2000. Estimating the roughness of cities and sheltered country. In 12th Conference on Applied Climatology, Ashville, NC. American Meteorological Society, pp. 96-99.
- Demers, B.M., Nuth, M., Dagenais, A.-M., and Cabral, A.R. 2014. Experimental study and numerical reproduction of self-weight consolidation behavior of thickened tailings. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, ASCE 140(12), 04014068, doi: 10.1061/(ASCE)GT.1943-5606.0001179
- de Marsily, G. 1986. *Quantitative hydrogeology: groundwater hydrology for engineers*. Academic Press, Orlando, FL.
- DETCG 2016. *CODE_BRIGHT user's guide*. Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica, Barcelona.
- de Vries, D.A. 1958. Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media. *Eos Transactions, American Geophysical Union*, 39(5): 909-916, doi: 10.1029/TR039i005p00909
- de Vries, D.A. 1963. The thermal properties of soils. In R.W. van Wijk (ed.), *Physics of plant environment*, North-Holland Publishing Company, Amsterdam, pp. 210-235.
- Dudhia, J., 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20): 3077-3107, doi: 10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2
- Dyer, A.J. 1974. A Review of flux-profile relationships. *Boundary-Layer Meteorology*, 7(3): 363-372, doi: 10.1007/BF00240838
- Dyer, A.J., and Bradley, E.F. 1982. An alternative analysis of flux-gradient relationships at the 1976 ITCE. *Boundary-Layer Meteorology*, 22(1): 3-19, doi: 10.1007/BF00128053
- Dyer, A.J., Garratt, J.R., Francey, R.J., McIlroy, I.C., Bacon, N.E., Hyson, P., Bradley, E.F., Denmead, O.T., Tsvang, L.R., Volkov, Y.A., Koprov, B.M., Elagina, L.G., Sahashi, K., Monji, N., Hanafusa, T., Tsukamoto, O., Frenzen, P., Hicks, B.B., Wesely, M., Miyake, M., and Shaw, W. 1982. An international turbulence comparison experiment (ITCE 1976). *Boundary-Layer Meteorology*, 24(2): 181-209, doi: 10.1007/BF00121667
- Encalada, D.A. 2018. Análisis numérico y experimental de la evaporación en la interfase suelo-atmósfera. Trabajo Final de Máster en Ingeniería del Terreno, Depto. de Ingeniería Civil y Ambiental, UPC BarcelonaTech, Barcelona.
- Farouki, O.T. 1986. Thermal properties of soils. In *Series on Rock and Soil Mechanics*, Vol. 11. Trans Tech Publications, Clausthal-Zellerfeld, Germany.

- Fetzer, T., Smits, K.M., and Helmig, R. 2016. Effect of turbulence and roughness on coupled porous-medium/free-flow exchange processes. *Transport in Porous Media*, 114(2): 395-424, doi: 10.1007/s11242-016-0654-6
- Fetzer, T., Vanderborght, J., Mosthaf, K., Smits, K.M., and Helmig, R. 2017. Heat and water transport in soils and across the soil-atmosphere interface: 2. Numerical analysis. *Water Resources Research*, 53(2): 1080-1100, doi: 10.1002/2016WR019983
- Finnigan, J.J., Clement, R., Malhi, Y., Leuning, R., and Cleugh, H.A. 2003. A re-evaluation of long-term measurement techniques. Part I: averaging and coordinate rotation. *Boundary-Layer Meteorology*, 107(1): 1-48, doi: 10.1023/A:1021554900225
- Foken, T. 2006. 50 years of the Monin-Obukhov similarity theory. *Boundary-Layer Meteorology*, 119(3): 431-447, doi: 10.1007/s10546-006-9048-6
- Foken, T. 2008. *Micrometeorology*. Springer, Berlin, doi: 10.1007/978-3-540-74666-9
- Foken, T., and Skeib, G. 1983. Profile measurements in the atmospheric near-surface layer and the use of suitable universal functions for the determination of the turbulent energy exchange. *Boundary-Layer Meteorology*, 25(1): 55-62, doi: 10.1007/BF00122097
- Foken, T., and Wichura, B. 1996. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 78(1-2): 83-105, doi: 10.1016/0168-1923(95)02248-1
- Garratt, J.R. 1977. Review of drag coefficients over oceans and continents. *Monthly Weather Review*, 105: 915-929, doi: 10.1175/1520-0493(1977)105<0915:RODCOO>2.0.CO;2
- Garratt, J.R. 1980. Surface influence upon vertical profiles in the atmospheric near-surface layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(450): 803-819, doi: 10.1002/qj.49710645011
- Gens, A., Alonso, E., Suriol, J., and Lloret, A. 1995. Effect of esturcture on the volumetric behaviour of a compacted soil. In *Proceedings of the 1st International Conference on Unsaturated Soils*, Paris, France, 6-8 September. Edited by E. Alonso and P. Delage, Balkema, Rotterdam, Vol. 1, pp. 83-88.
- Gens, A., and Olivella, S. 2001. THM phenomena in saturated and unsaturated porous media. *Fundamentals and formulation*. *Revue Française de Génie Civil*, 5(6): 693-717, doi: 10.1080/12795119.2001.9692323
- Gerard, P., Léonard, A., Masekanya, J.-P., Charlier, R., and Collin, F. 2009. Study of the soil-atmosphere moisture exchanges through convective drying tests in non-isothermal conditions. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 34(12): 1297-1320, doi: 10.1002/nag.866
- Gran, M. 2015. Coupled heat and water flow dynamics in dry soils; Application to a multilayer waste cover. Ph.D. Thesis, Hydrogeology Group (GHS), Dept. of Geotechnical Eng. And Geosciences, Technical University of Catalonia, UPC-BarcelonaTech, Institute of Environmental Assessment and Water Research (IDAEA, CSIC), Barcelona.
- Greenhut, G.K. 1982. Stability dependence of fluxes and bulk transfer coefficients in a

- tropical boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 24(2): 253-264, doi: 10.1007/BF00121670
- Gurney, R.J., and Schmugge, T.J. 1983. A soil and atmospheric boundary layer model for evapotranspiration and soil moisture studies. *Water Resources Research*, 19(2): 371-380, doi: 10.1029/WR019i002p00371
- Gurr, C.G., Marshall, T.J., and Hutton, J.T. 1952. Movement of water in soil due to a temperature gradient. *Soil Science*, 74(5): 335-346.
- Haghighi, E. and Or, D. 2013. Evaporation from porous surfaces into turbulent airflows: coupling Eddy characteristics with pore scale vapor diffusion. *Water Resources Research*, 49(12):8432-8442, doi: 10.1002/2012WR013324
- Haghighi, E., Shahraeeni, E., Lehmann, P., and Or, D. 2013. Evaporation rates across a convective air boundary layer are dominated by diffusion. *Water Resources Research*, 49(3): 1602-1610, doi: 10.1002/wrcr.20166
- Han, J., and Zhou, Z. 2013. Dynamics of soil water evaporation during soil drying: laboratory experiment and numerical analysis. *The Scientific World Journal*, article ID 240280, 10 pp, doi: 10.1155/2013/240280
- Harrison, L.P. 1963. Fundamentals concepts and definitions relating to humidity. In Wexler, A (Ed.), *Humidity and moisture*, Vol 3, Reinhold Publishing Co., New York.
- Hellwig, D.H.R. 1973. Evaporation of water from sand, 4: the influence of the depth of the water-table and the particle size distribution of the sand. *Journal of Hidrology*, 18(3-4): 317-327, doi: 10.1016/0022-1694(73)90055-3
- Hernández-Ceballos, M.A., Adame, J.A., Bolívar, J.P., and de la Morena, B.A. 2013. A mesoscale simulation of coastal circulation in the Guadalquivir valley (southwestern Iberian Peninsula) using the WRF-ARW model. *Atmospheric Research*, 124: 1-20, doi: 10.1016/j.atmosres.2012.12.002
- Hillel, D. 2003. *Introduction to environmental soil physics*. Elsevier Academic Press, Amsterdam, doi: 10.1016/B978-0-12-348655-4.X5000-X
- Ho, C.K., and Webb, S.W. 1998. Review of porous media enhanced vapor-phase diffusion mechanisms, models, and data—Does enhanced vapor-phase diffusion exist?. *Journal of Porous Media*, 1(1): 71-92, doi: 10.1615/JPorMedia.v1.i1.60
- Högström, U. 1988. Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: a re-evaluation. *Boundary-Layer Meteorology*, 42(1-2): 55-78, doi: 10.1007/BF00119875
- Hong, S.-Y., Dudhia, J., and Chen, S.-H. 2004. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, 132: 103-120, doi: 10.1175/1520-0493(2004)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2
- Hong, S.-Y., and Lee, J.-W. 2009. Assessment of the WRF model in reproducing a flash-flood heavy rainfall event over Korea. *Atmospheric Research*, 93(4): 818-831, doi: 10.1016/j.atmosres.2009.03.015
- Hong, S.-Y. and Pan, H.-L. 1996. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-

- range forecast model. *Monthly Weather Review*, 124: 2322-2339, doi: 10.1175/1520-0493(1996)124<2322:NBLVDI>2.0.CO;2
- Ito, M., and Azam, S. 2013. Large-strain consolidation modeling of mine waste tailings. *Environmental Systems Research*, 2: 7. doi: 10.1186/2193-2697-2-7
- Izumi, Y. 1971. Kansas 1968 Field Program Data Report. Bedford, MA, Air Force Cambridge Research Papers, No. 379, 79 pp.
- Jacobs, A.F.G., Heusinkveld, B.G., and Holtslag, A.A.M. 2008. Towards closing the surface energy budget of a mid-latitude grassland. *Boundary-Layer Meteorology*, 126(1): 126-136, doi: 10.1007/s10546-007-9209-2
- Joffre, S.M. 1982. Momentum and heats transfers in the surface layer over a frozen sea. *Boundary-Layer Meteorology*, 24(2): 211-229, doi: 10.1007/BF00121668
- Katul, G.G., and Parlange, M.B. 1992. A Penman-Brutsaert model for wet surface evaporation. *Water Resources Research*, 28(1):121-126. doi: 10.1029/91WR02324
- Kodikara, J., Barbour, S.L., and Fredlund, D.G. 2000. Desiccation cracking of soil layers. In *Proceedings of the First Asian Conference on Unsaturated Soils, Unsaturated Soils for Asia*, Singapore, 18-19 May 2000. Edited by H. Rahardjo, D.G. Toll, and E.C. Leong. A.A. Balkema, Rotterdam, the Netherlands, pp. 693-698.
- Kodikara, J.K., Nahlawi, H., and Bouazza, A. 2004. Modelling of curling in desiccation clay. *Canadian Geotechnical Journal*, 41(3): 560-566, doi: 10.1139/t04-015
- Kondo, J., Saigusa, N., and Sato, T. 1990. A parameterization of evaporation from bare soil surfaces. *Journal of Applied Meteorology*, 29: 385-389, doi: 10.1175/1520-0450(1990)029<0385:APOEFB>2.0.CO;2
- Konrad, J.-M., and Ayad, R. 1997a. Desiccation of a sensitive clay: field experimental observations. *Canadian Geotechnical Journal*, 34(6): 929-942. doi: 10.1139/t97-063
- Konrad, J.-M., and Ayad, R. 1997b. An idealized framework for the analysis of cohesive soils undergoing desiccation. *Canadian Geotechnical Journal*, 34(4): 477-488, doi: 10.1139/t97-015
- Kramm, G., Amaya, D.J., Foken, T., and Mölders, N. 2013. Hans A. Panofsky's integral similarity function—at fifty. *Atmospheric and Climate Sciences*, 3(4): 581-594, doi: 10.4236/acs.2013.34061
- LaCasse, K.M., Splitt, M.E., Lazarus, S.M. and Lapenta W.M. 2008. The impact of high resolution sea surface temperatures on the simulated nocturnal Florida marine boundary layer. *Monthly Weather Review*, 136: 1349-1372, doi: 10.1175/2007MWR2167.1
- Lakshmikantha, M.R. 2009. Experimental and theoretical analysis of cracking in drying soils. Ph.D. Thesis, Dept. of Geotechnical Engineering and Geosciences, UPC, Barcelona.
- Lakshmikantha, M.R., Prat, P.C., and Ledesma, A. 2008. Effect of moisture on tensile strength and fracture toughness of a silty soil. In *Proceedings of the 1st European Conference on Unsaturated Soils, E-UNSAT*, Durham, United Kingdom, 2-4 July. Toll et al. (eds), Taylor & Francis Group, London, pp. 405-409, doi:

- 10.1201/9780203884430.sec5
- Lakshmikantha, M.R., Prat, P.C., and Ledesma, A. 2012. Experimental evidence of size effect in soil cracking. *Canadian Geotechnical Journal*, 49(3): 264-284, doi: 10.1139/T11-102
- Lee, X., Massman, W., and Law, B. 2005. *Handbook of micrometeorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Lehmann, P., Assouline, S., and Or, D. 2008. Characteristic lengths affecting evaporative drying of porous media. *Physical Review E*, 77, 056309, doi: 10.1103/PhysRevE.77.056309
- Levatti, H.U. 2015. Estudio experimental y análisis numérico de la desecación en suelos arcillosos. Tesis Doctoral, Depto. de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica, UPC, Barcelona.
- Levatti, H.U., Prat, P.C., Ledesma, A., Cuadrado, A., and Cordero, J.A. 2017. Experimental analysis of 3D cracking in drying soils using ground-penetration radar. *Geotechnical Testing Journal*, 40(2): 221-243, doi: 10.1520/GTJ20160066
- Li, J.H., and Zhang, L.M. 2011. Study of desiccation crack initiation and development at ground surface. *Engineering Geology*, 123(4): 347-358, doi: 10.1016/j.enggeo.2011.09.015
- Lloret, A. (2016). Guía de la Práctica de Laboratorio 2. Máster en Ingeniería del Terreno, UPC Barcelona Tech, Asignatura de Mecánica de Suelos.
- Louis, J.-F. 1979. A parametric model of vertical Eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, 17(2): 187-202, doi: 10.1007/BF00117978
- Marshall, J., and Plumb, R.A. 2007. *Atmosphere, ocean and climate dynamics: an introductory text*. Elsevier Academic Press, Burlington.
- Maxwell, R.M., Chow, F.K., and Kollet, S.J. 2007. The groundwater-land-surface-atmosphere connection: soil moisture effects on the atmospheric boundary layer in fully-coupled simulations. *Advances in Water Resources*, 30(12): 2447-2446, doi: 10.1016/j.advwatres.2007.05.018
- Mazón, B.J. 2015. Nocturnal coastal fronts in the Mediterranean basin. Ph.D. Thesis, Departament de Física Aplicada, Universitat Politècnica de Catalunya, Castelldefels.
- Michelson, S. and Bao, J.-W. 2008. Sensitivity of low-level winds simulated by the WRF model in California's central valley to uncertainties in the large-scale forcing and soil initialization. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47: 3131-3149, doi: 10.1175/2008JAMC1782.1
- Miglietta, M.M., Laviola, S., Malvaldi, A., D. Conte, Levizzani, V., and Price, C. 2013. Analysis of tropical-like cyclones over the Mediterranean sea through a combined modeling and satellite approach. *Geophysical Research Letters*, 40: 2400-2405, doi: 10.1002/grl.50432
- Miller, C.J., Mi, H., and Yesiller, N. 1998. Experimental analysis of desiccation crack propagation in clay liners. *Journal of the American Water Resources Association*, 34(3): 677-686, doi: 10.1111/j.1752-1688.1998.tb00964.x

- Millington, R.J. and Quirk, J.P. 1961. Permeability of porous solids. *Transactions of the Faraday Society*, 57: 1200-1207, doi: 10.1039/TF9615701200
- Mlawer, E.J., Taubman, S.J., Brown, P.D., Iacono, M.J., and Clough, S.A. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research*, 102(D14): 16,663-16,682, doi: 10.1029/97JD00237
- Monin, A.S. and Obukhov, A.M. 1954, 'Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremeshivaniya v prizemnom sloe atmosfery (Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground). *Trudy geofiz. inst. AN SSSR* 24(151): 163–187.
- Monteith, J.L. 1965. Evaporation and environment. In G.E. Fogg (ed.) *Symposium of the Society for Experimental Biology, The State and Movement of Water in Living Organisms*, Vol. 19, Academic Press, New York.
- Monteith, J.L. and Unsworth, M.H. 1990. *Principles of environmental physics: plants, animals and atmosphere*, Edward Arnold, London, doi: 10.1016/C2010-0-66393-0
- Montgomery, R.B. 1948. Vertical eddy flux of heat in the Atmosphere. *Journal of Meteorology*, 5: 265-274, doi: 10.1175/1520-0469(1948)005<0265:VEFOHI>2.0.CO;2
- Morris, P.H., Graham, J., and Williams, D.J. 1992. Cracking in drying soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 29(2): 263-277, doi: 10.1139/t92-030
- Moscato, A., Miglietta, M.M., and Rotunno, R. 2008. Numerical analysis of a Mediterranean “hurricane” over southeastern Italy. *Monthly Weather Review*, 136, 4373-4397, doi: 10.1175/2008MWR2512.1
- Mosthaf, K., Baber, K., Flemisch, B., Helmig, R., Leijnse, A., Rybak, I., and Wohlmuth, B. 2011. A coupling concept for two-phase compositional porous-medium and single-phase compositional free flow. *Water Resources Research*, 47, W10522, doi: 10.1029/2011WR010685
- Mosthaf, K., Helmig, R., and Or, D. 2014. Modeling and analysis of evaporation processes from porous media on the REV scale. *Water Resources Research*, 50(2): 1059-1079, doi: 10.1002/2013WR014442
- Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12: 513-521, doi: 10.1029/WR012i003p00513
- Nam, S., Gutierrez, M., and Diplas, P. 2008. Channeling during settling and self-weight consolidation of cohesive sediments. *Canadian Geotechnical Journal*, 45(6): 867-876. doi: 10.1139/T08-031
- Nahlawi, H., and Kodikara, J.K. 2006. Laboratory experiments on desiccation cracking of thin soil layers. *Geotechnical and Geological Engineering*, 24(6): 1661-1664, doi: 10.1007/s10706-005-4894-4
- Neriah, A.B., Assouline, A.S., Shavit, U. and Weisbord, N. 2014. Impact of ambient conditions on evaporation from porous media. *Water Resources Research*, 50: 6696-6712, doi: 10.1002/2014WR015523.

Referencias

- Nield, D.A. 2009. The Beavers-Joseph boundary condition and related matters: a historical and critical note. *Transport in Porous Media*, 78: 537-540, doi: 10.1007/s11242-009-9344-y
- Nimmo, J.R., and Miller, E.E. 1986. The temperature dependence of isothermal moisture vs. potential characteristics of soils. *Soil Science Society of America Journal*, 50(5): 1105-1113.
- Noilhan, J. and Planton, S. 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117: 536-549, doi: 10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2
- Núñez, S. 2002. Altura de la capa de mezcla: caracterización experimental y aplicación de un modelo meteorológico para el estudio de su evolución diurna. Tesis doctoral, Depto. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Obukhov, A.M. 1946. Turbulentnost' v temperaturnoj-neodnorodnoj atmosfere (Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature). *Trudy Instituta Geofiziki, Akademiya Nauk SSSR*, 1: 95-115.
- Obukhov, A.M. 1951. Charakteristiki mikrostruktury vetra v prizemnom sloje atmosfery (Characteristics of the micro-structure of the wind in the surface layer of the atmosphere). *Izv. AN SSSR, ser. Geofiz.* 3, 49-68.
- Oke, T.R. 1987. *Boundary layer climates* (2nd ed.). Methuen, London.
- Oliveira-Filo, W.L., and Van Zyl, D. 2006. Modelling discharge of interstitial water from tailings following depositions-part 1: phenomenology and model description. *Soils and Rocks*, 29(2): 199-209.
- Olivella, S., Carrera, J., Gens, A., and Alonso, E.E. 1994. Non-isothermal multiphase flow of brine and gas through saline media. *Transport in Porous Media*, 15(3): 271-293, doi: 10.1007/BF00613282
- Olivella, S., Gens, A., Carrera, J., and Alonso, E.E. 1996. Numerical formulation for a simulator (CODE_BRIGHT) for the coupled analysis of saline media. *Engineering Computations*, 13(7): 87-112, doi: 10.1108/02644409610151575
- Oorthuis, R., Hürlimann, M., Fraccica, A., Lloret, A., Moya, J., Puig-Polo, C., and Vaunat, J. 2018. Monitoring of a full-scale embankment experiment regarding soil-vegetation-atmosphere interactions. *Water*, 10(6), 688, 23 pp, doi: 10.3390/w10060688
- Panofsky, H.A. 1963. Determination of stress from wind and temperature measurements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 89(379): 85-94, doi: 10.1002/qj.49708937906
- Parlange, M.B., Cahill, A.T., Nielsen, D.R., Hopmans, J.W., and Wendroth, O. 1998. Review of heat and water movement in field soils. *Soil & Tillage Research*, 47(2): 5-10, doi: 10.1016/S0167-1987(98)00066-X
- Penman, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 193(1032): 120-145, doi: 10.1098/rspa.1948.0037

- Penman, H.L., and Long, I.F. 1960. Weather in wheat: an essay in micro-meteorology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 86(367): 16-50. doi: 10.1002/qj.49708636703
- Pérez, C., Sicard, M., Jorba, O., Comerón, A., and Baldasano, J.M. 2004. Summertime recirculations of air pollutants over the north-eastern Iberian coast observed from systematic EARLINET lidar measurements in Barcelona. *Atmospheric Environment*, 38(24): 3983-4000, doi: 10.1016/j.atmosenv.2004.04.010
- Peron, H., Hueckel, T., Laloui, L., and Hu, L.B. 2009. Fundamentals of desiccation cracking of fine-grained soils: experimental characterization and mechanisms identification. *Canadian Geotechnical Journal*, 46(10): 1177-1201, doi:10.1139/T09-054
- Philip, J.T., and De Vries, D.A. 1957. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Transactions American Geophysical Union*, 38(2): 222-232, doi: 10.1029/TR038i002p00222
- Prandtl, L. 1925. Bericht über untersuchungen zur ausgebildeten turbulenz. *Zeitschrift für angewandte Mathematik und Mechanik*, 5(2). Traducción de NACA (National Advisory Committee for Aeronautics), 1949. Technical memorandum 1231, Washington.
- Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1(5): 318-333, doi: 10.1063/1.1745010
- Ritchie, J.T., and Adams, J.E. 1974. Field measurement of evaporation from soil shrinkage cracks. *Soil Science Society of America Journal*, 38(1): 131-134, doi: 10.2136/sssaj1974.03615995003800010040x
- Rodríguez, R., Sánchez, M., Ledesma, A., and Lloret, A. 2007. Experimental and numerical analysis of desiccation of a mining waste. *Canadian Geotechnical Journal*, 44(6): 644-658, doi: 10.1139/t07-016
- Romero, E. 2016. Director del laboratorio de Mecánica de Suelos de la UPC. Comunicación personal.
- Ruiz C., Clàudia 2015. Caracterizació geomecànica del sòl d'Agròpolis. Treball Final de Grau en Enginyeria de la Construcció, Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica I Geofísica, UPC BarcelonaTech, Barcelona.
- Saffman, P.G. 1971. On the boundary condition at the surface of a porous medium. *Studies in Applied Mathematics*, 50(2): 93-101, doi: 10.1002/sapm197150293
- Saito, H., Šimůnek, J., and Mohanty, B.P. 2006. Numerical analysis of coupled water, vapor, and heat transport in the vadose zone. *Vadose Zone Journal*, 5(2): 784-800, doi: 10.2136/vzj2006.0007
- Sakai, R.K., Fitzjarrald, D.R., and Moore, K.E. 2001. Importance of low-frequency contributions to eddy fluxes observed over rough surfaces. *Journal of Applied Meteorology*, 40: 2178-2192, doi: 10.1175/1520-0450(2001)040<2178:IOLFCT>2.0.CO;2
- Sakai, M., Toride, N., and Šimůnek, J. 2009. Water and vapor movement with condensation and evaporation in a Sandy column. *Soil Science Society of America Journal*, 73(3): 707-717, doi: 10.2136/sssaj2008.0094

Referencias

- Sancho, J.M., Riesco, J., Jiménez, J., Sánchez, M.C., Montero, J., and López, M. 2005. Atlas de radiación solar en España utilizando datos del SAF de clima EUMETSAT. Agencia Estatal de Meteorología, Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, Gobierno de España.
- Santanello Jr., J.A., Dirmeyer, P.A., Ferguson, C.R., Findell, K.L., Tawfik, A.B., Berg, A., Ek, M., Gentine, P., Guillod, B.P., van Heerwaarden, C., Roundy, J., and Wulfmeyer, V. 2018. Land-atmosphere interactions: the LoCo perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(6): 1253-1272, doi: 10.1175/BAMS-D-17-0001.1
- Schelde, K., Thomsen, A., Heidmann, T., and Schjønning, P., and Jansson, P.-E. 1998. Diurnal fluctuations of water and heat flows in a bare soil. *Water Resources Research*, 34(11): 2919-2929, doi: 10.1029/98WR02225
- Schlünder, E.U. 1988. On the mechanism of the constant drying rate period and its relevance to diffusion controlled catalytic gas phase reactions. *Chemical Engineering Science*, 43(10): 2685-2688, doi: 10.1016/0009-2509(88)80012-5
- Schotland, R.M. 1955. The measurement of wind velocity by sonic means. *Journal of Meteorology*, 12: 386-390, doi: 10.1175/1520-0469(1955)012<0386:TMOWVB>2.0.CO;2
- Segele, Z., Leslie, L.M., and Lamb, P.J. 2013. Weather Research and Forecasting model simulations of extended warm-season heavy precipitation episode over the US southern Great Plains: Data assimilation and microphysics sensitivity experiments. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 65(1), 19599, doi: 10.3402/tellusa.v65i0.19599
- Shahraeeni, E., Lehmann, P., and Or, D. 2012. Coupling of evaporative fluxes from drying porous surfaces with air boundary layer: characteristics of evaporation from discrete pores. *Water Resources Research*, 48(9), W09525, doi: 10.1029/2012WR011857
- Shavit, U. 2009. Special issue on "Transport phenomena at the interface between fluid and porous domains". *Transport in Porous Media*, 78(3): 327-330, doi: 10.1007/s11242-009-9414-1
- Shin, H. and Santamarina, J.C. 2011. Desiccation cracks in saturated fine-grained soils: particle level phenomena and effective-stress analysis. *Géotechnique*, 61(11): 961-972, doi: 10.1680/geot.8.P.012
- Shokri, N., Lehmann, P., and Or, D. 2008. Effects of hydrophobic layers on evaporation from porous media. *Geophysical Research Letters*, 35(19), L19407, doi: 10.1029/2008GL035230
- Shokri, N., Lehmann, P., and Or, D. 2009a. Characteristics of evaporation from partially wettable porous media. *Water Resources Research*, 45(2), W02415, doi: 10.1029/2008WR007185
- Shokri, N., Lehmann, P., and Or, D. 2009b. Critical evaluation of enhancement factors for vapor transport through unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 45, W10433, doi: 10.1029/2009WR007769
- Shokri, N., Lehmann, P., and Or, D. 2010. Evaporation from layered porous media, 115(B6),

B06204, doi: 10.1029/2009JB006743

- Shu Fen Sun 1982. Moisture and heat transport in a soil layer forced by atmospheric conditions. M.Sc. thesis, University of Connecticut.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., and van Genuchten, M.Th. 2013. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 4.16. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California.
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gil, D.O., Barker, D.M., Duda, M.G., Huang, X.-Y., Wang, W., and Powers, J.G. 2008. A Description of the Advanced Research WRF Version 3. National Center for Atmospheric Research (NCAR), Technical Note TN-475+STR, doi: 10.5065/D68S4MVH
- Smits, K.M., Cihan, A., Sakaki, T., and Illangasekare, T.H. 2011. Evaporation from soils under termal boundary conditions: experimental and modelling investigation to compare equilibrium-and non equilibrium-based approaches. *Water Resources Research*, 47, W05540, doi: 10.1029/2010WR009533
- Smits, K.M., Ngo, V.V., Cihan, A., Sakaki, T., and Illangasekare, T.H. 2012. An evaluation of models of bare soil evaporation formulated with different land surface boundary conditions and assumptions. *Water Resources Research*, 48, W12526, doi: 10.1029/2012WR012113
- Song, W.-K., Cui, Y.-J., Tang, A.M., and Ding, W.Q. 2013. Development of a large-scale environmental chamber for investigating soil water evaporation. *Geotechnical Testing Journal*, 36(6): 847–857, doi: 10.1520/GTJ20120142
- Song, W.-K., Cui, Y.-J., Tang, A.M., Ding, W.-Q., and Tran, T.D. 2014. Experimental study on water evaporation from sand using environmental chamber. *Canadian Geotechnical Journal*, 51(2): 115–128, doi: 10.1139/cgj-2013-0155
- Song, W.-K., Cui, Y.-J., Tang, A.M., Ding, W.-Q., and Wang, Q. 2016. Experimental study on water evaporation from compacted clay using environmental chamber. *Canadian Geotechnical Journal*, 53(8):1293-1304, doi: 10.1139/cgj-2015-0415
- Storm, B., Dudhia, J., Basu, S., Swift, A., and Giammanco, I. 2008. Evaluation of the Weather Research and Forecasting model on forecasting low-level jets: implications for wind energy. *Wind Energy*, 12(1): 81-90, doi: 10.1002/we.288
- Stull, R.B. 1988. An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Suzuki, M., and Maeda, S. 1968. On the mechanism of drying of granular beds; mass transfer from discontinous source. *Journal of Chemical Engineering of Japan*, 1(1): 26-31, doi: 10.1252/jcej.1.26
- Ta, A.N. 2009. Etude de l'interaction sol-atmosphere en chambre environnementale. Ph.D. thesis, Ecole des Ponts Paristech, Paris.
- Tang, C-S., Shi, B., Liu, C., Suo, W.-B., and Gao, L. 2011a. Experimental characterization of shrinkage and desiccation cracking in thin clay layer. *Applied Clay Science*, 52(1-2): 69-77, doi: 10.1016/j.clay.2011.01.032

Referencias

- Tang, C.-S., Cui, Y.-J., Shi, B., Tang, A.-M., and Liu, C. 2011b. Desiccation and cracking behaviour of clay layer from slurry state under wetting-drying cycles. *Geoderma*, 166(1): 111-118, doi: 10.1016/j.geoderma.2011.07.018
- Taylor, S.A., Cavazza, L. 1954. The movement of soil moisture in response to temperature gradients. *Soil Science Society of America Journal*, 18(4): 351-358, doi: 10.2136/sssaj1954.03615995001800040001x
- Tagesson, T. 2012. Turbulent transport in the atmospheric surface layer. Svensk Kärnbränslehantering AB (Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co.) Technical report TR-12-05, Stockholm.
- Teng, J., Yasufuku, N., Liu, Q., and Liu, S. 2014. Experimental evaluation and parameterization of evaporation from soil surface. *Natural Hazards*, 73(3): 1405-1418, doi: 10.1007/s11069-014-1138-z
- Tollenaar, R.N. 2017. Experimental investigation of the desiccation and fracturing of clay. Ph.D. Thesis, Technische Universiteit Delft, Delft.
- Tsvang, L.R., Fedorov, M.M., Kader, B.A., Zubkovskii, S.L., Foken, T., Richter, S.H., and Zeleny, Y. 1991. Turbulent exchange over a surface with chess-board-type inhomogeneities. *Boundary-Layer Meteorology*, 55(1-2): 141-160, doi: 10.1007/BF00119331
- UCAR (University Corporation for Atmospheric Research) 2014a. S-290 Intermediate wildland fire behavior course, unit 6: atmospheric stability. In MetEd, available from https://www.meted.ucar.edu/training_module.php?id=562#.WVJ-0-uLREY (accessed in June 2017)
- UCAR (University Corporation for Atmospheric Research) 2014b. Skew-T Mastery. In Meted, available from <http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/skewt/index.htm> (accessed in June 2017)
- van Bavel, C.H.M., and Hillel, D.I. 1976. Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat. *Agricultural Meteorology*, 17(6): 453-476, doi: 10.1016/0002-1571(76)90022-4
- van Brakel, J. 1980. Mass transfer in convective drying. In *Advances in Drying*, vol. 1. Edited by A.S. Mujumdar. Hemisphere, Washington D.C. pp. 217-267.
- van de Griend, A.A., and Owe, M. 1994. Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions. *Water Resources Research*, 30(2): 181-188, doi: 10.1029/93WR02747
- van Genuchten, M.Th, 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5): 892-898.
- Vanderborght, J., Fetzer, T., Mosthaf, K., Smits, K.M., and Helmig, R. 2017. Heat and water transport in soils and across the soil-atmosphere interface: 1. Theory and different model concepts. *Water Resources Research*, 53(2): 1057-1079, doi: 10.1002/2016WR019982
- Vilà-Gueray de Arellano, J., van Heerwarden, C.C., van Stratum, B.J.H., and van den Dries, K., 2015. Atmospheric boundary layer: integrating air chemistry and land interfaces.

- Cambridge University Press, New York.
- Villalobos, J. F., Mateos, L., Orgaz, F., y Fereres, E. 2002. *Fitotecnia: bases y tecnologías de la producción agrícola*. Mundi-Prensa, Madrid.
- von Randow, C., Sá, L.D.A., Gannabathula, P.S.S.D., Manzi, A.O., Arlino, P.R.A., and Kruijt, B. 2002. Scale variability of atmospheric surface fluxes of energy and carbon over a tropical rain forest in South-West Amazonia 1. Diurnal conditions. *Journal of Geophysical Research*, 107(20), 8062, doi: 10.1029/2001JD000379
- Wallace, J.M., and Hobbs, P.V. 2006. *Atmospheric science: an introductory survey* (2nd edition). Academic Press, Elsevier, Amsterdam.
- Wapler, K. and Lane, T.P. 2012. A case of offshore convective initiation by interacting land breezes near Darwin, Australia. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 115(3-4): 123-137, doi: 10.1007/s00703-011-0180-6
- White, F.M. 1999. *Fluid mechanics* (7th Ed.). McGraw Hill, Boston, Massachusetts.
- Wilson, G.W., Fredlund, D.G., and Barbour, S.L. 1991. The evaluation of evaporative fluxes from soil surfaces for problems in geotechnical engineering. In *Proceedings of the 44th Annual Canadian Geotechnical Conference*, pp. 61-69, September 29-October 2, Calgary, Alberta.
- Wilson, G.W., Fredlund, D.G., and Barbour, S.L. 1994. Coupled soil-atmosphere modelling for soil evaporation. *Canadian Geotechnical Journal*, 31(2): 151-161. doi: 10.1139/t94-021
- Wilson, G.W., Fredlund, D.G., and Barbour, S.L. 1997. The effect of soil suction on evaporative fluxes from soil surfaces. *Canadian Geotechnical Journal*, 34: 144-155. doi: 10.1139/t96-078
- Wyngaard, J.C. 1973. "On surface layer turbulence", in *Workshop on Micrometeorology*. D.A. Haugen Ed., pp. 101-149. American Meteorological Society, Boston.
- Yamanaka, T., Takeda, A., and Sugita, F. 1997. A modified surface-resistance approach for representing bare-soil evaporation: wind tunnel experiments under various atmospheric conditions. *Water Resources Research*, 33(9): 2117-2128, doi: 10.1029/97WR01639
- Yesiller, N., Miller, C.J., Inci, G., and Yaldo, K. 2000. Desiccation and cracking behavior of three compacted landfill liner soils. *Engineering Geology*, 57(1-2): 105-121, doi: 10.1016/S0013-7952(00)00022-3
- Yiotis, A.G., Tsimpanogiannis, I.N., Stubos, A.K., and Yortsos, Y.C. 2007. Coupling between external and internal mass transfer during drying of a porous medium. *Water Resources Research*, 43(6), W06403, doi: 10.1029/2006WR005558
- Zilitinkevich, S.S. and Chalikov, D.V. 1968. Determining the universal wind-velocity and temperature profiles in the atmospheric boundary layer. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 4: 294-302 (English version: pp. 165-170).

