

UNIVERSITAT AUTÒNOMA DE BARCELONA

DEPARTAMENT DE GEOGRAFIA

**ESTIMACIÓ DE L'EVAPOTRANSPIRACIÓ REAL I
D'ALTRES FLUXOS D'ENERGIA MITJANÇANT LA
MODELITZACIÓ SIG I LA TELEDETECCIÓ A
CATALUNYA: APLICACIÓ AMB SENSORS DE MITJANA
I BAIXA RESOLUCIÓ ESPACIAL**

Jordi Cristóbal Rosselló

Novembre de 2008

TESI DOCTORAL
UNIVERSITAT AUTÒNOMA DE BARCELONA
FACULTAT DE LLETRES
Programa de Doctorat de Geografia

**ESTIMACIÓ DE L'EVAPOTRANSPIRACIÓ REAL I D'ALTRES
FLUXOS D'ENERGIA MITJANÇANT LA MODELITZACIÓ SIG I LA
TELEDETECCIÓ A CATALUNYA: APLICACIÓ AMB SENSORS
DE MITJANA I BAIXA RESOLUCIÓ ESPACIAL**

Memòria presentada per Jordi Cristóbal Rosselló per accedir al Títol de Doctor per la
Universitat Autònoma de Barcelona, sota la direcció de:

Dr. Xavier Pons i Fernández
Departament de Geografia (Facultat de Lletres) i Centre de Recerca Ecològica i
Aplicacions Forestals (CREAF)
Universitat Autònoma de Barcelona

Dr. Miquel Ninyerola Casals
Unitat de Botànica
Departament de Biologia Animal, Biologia Vegetal i Ecologia
Facultat de Biociències
Universitat Autònoma de Barcelona

A la Sònia i a la Noa ...

A la meva mare Isabel ...

AGRAÏMENTS

Voldria donar les gràcies a les persones que han format part d'una manera o altra d'aquesta memòria de recerca:

Als meus directors:

- Professors Xavier Pons i Miquel Ninyerola per ser dues fonts inesgotables d'idees brillants i per haver cregut en mi. A tots dos us vull agrair especialment l'esforç i el temps dedicat, no només en la direcció d'aquest treball, sinó també, i ja des d'un origen, en les assignatures que us vaig tenir com a professors.

Als que han aportat els recursos econòmics:

- Manel Monterde per ser, crec, un dels primers visionaris en l'ús de la Teledetecció a l'Administració i, tot i que ara ja no gestiona el projecte, espero que continuï mantenint viva la flama de la Innovació i la Recerca en, cada cop més, una Administració rovellada i sense iniciativa.
- A l'Agència Catalana de l'Aigua i al Departament de Medi Ambient i Habitatge, per haver proporcionat els recursos materials per poder adquirir i processar les imatges.
- Al Ministerio de Ciencia y Tecnología i als fons FEDER per haver concedit els projectes “Compresion y transmision interactiva de imagenes de alta resolucion. Aplicaciones en Teledeteccion y Sistemas de Informacion Geografica (TSI2006-14005-C02-02) i “Compresión wavelet de imágenes para aplicaciones de Teledetección y SIG. Implicaciones en el proceso digital de imágenes (TIC2003-08604-C04-03)”

Als que han aportat temps i coneixement tècnic (i sobretot temps!!!!):

- A tot l'equip de GRUMETS, “de la Galera ☺”, per anar sempre més enllà!!!!!!.
- A en Joan Masó i a en Lluís Pesquer del Centre de Recerca Ecològica i Aplicacions Forestals (CREAF) per haver-me programat i millorat algunes aplicacions que han estat indispensables per a dur a bon port aquesta tesi (encara em falta, però, l'histograma ☺).
- Voldria agrair a la Teresa Mata del CREAF i a l'Inventari Ecològic i Forestal de Catalunya per haver-me cedit les dades forestals necessàries per al càlcul de l'emissivitat.
- A l'Eduardo de Miguel, a en Marcos, a la Coca, a en Juan, Almudena i a en Manuel Simón de l'Institut Nacional de Tècnica Aeroespacial (INTA), per haver augmentat els meus coneixements i, per tant, els meus dubtes, sobre els temes relacionats amb la correcció atmosfèrica de les imatges.
- A Benjamín. Sebag i C. Crevoisier del *Laboratoire de Météorologie Dynamique/Groupe Analyse du Rayonnement Atmosphérique* de l'*Ecole Polytechnique* (París) per haver-me proporcionat la base de dades atmosfèrica TIGR-3 i per la seva inestimable ajuda en l'adaptació de la base al format MODTRAN (o bé a la moltes vegades caixa negra “MODTRAN”).
- A en Vicenç Caselles de la Universitat de València, per haver-me aconsellat i orientat inicialment en les tècniques de correcció atmosfèrica i del càlcul de l'evapotranspiració.
- A en Juan Manuel Sánchez de la Universitat de València per haver-me aconsellat en el procés del càlcul, sempre complex, de l'evapotranspiració real amb dades de Teledetecció.

- José Luis Casanova i Alfredo Romo del LATUV, per haver-me cedit unes imatges NOAA, però, que per manca de temps, no he pogut usar.
- A en José A. Sobrino, a en Juan Carlos Jiménez Muñoz i a en Guillem Soria per haver-me acollit durant uns mesos a la Unidad de Cambio Global de la Universitat de València. Sense els seus valuosos coneixements i la seva paciència segurament aquesta tesi haguera quedat coixa (després de tantes preguntes no crec que vulguin que hi torni ☺). També a la Malena per haver-me acollit a casa seva i haver-me portat a les millors orxateries, sempre necessàries per a poder incrementar la creativitat científica.
- A en Jordi Cunillera i a l'Antonio Gázquez del Servei Meteorològic de Catalunya per haver-me cedit part de les dades meteorològiques usades en la tesi així com per haver-me aportat un raig ben gran de llum sobre el coneixement de l'estat la xarxa d'estacions meteorològiques.
- A la Cristina Domingo i a la Laia Nuñez per haver generat una base de dades de valor incalculable sobre l'estat dels productes MODIS a l'àmbit de Catalunya que ha estat imprescindible en aquesta tesi.
- A l'Òscar González, per haver-me donat suport tècnic en feines diverses en els últims mesos de la tesi, moltes vegades sense saber-ho.
- A en Fred Prata del *Norwegian Institute for Air Research* per haver-me il·luminat via correu electrònic com fer el càlcul de la radiació atmosfèrica descendent d'ona llarga amb el sempre críptic MODTRAN i a en Jean-Pierre Lagouarde de l'*Institut National de Recherche Agronomique*, que també per correu electrònic em va donar un cop de mà en el càlcul de la radiació atmosfèrica ascendent d'ona llarga.
- A la Magda Pla del Centre Tecnològic i Forestal de Catalunya per haver-me donat un cop de mà inicial en la modelització de la temperatura de l'aire.

- A en Rafa Poyatos i a la Pilar Llorens de l'Institut Jaume Almera per haver-me cedit les dades d'evapotranspiració real, altres dades meteorològiques i molts inestimables comentaris per a dur a terme aquesta tesi.

Als meus companys de despatx i despatxos adjacents:

Al llarg d'aquesta tesi he canviat de despatx tres vegades (i no perquè m'hagin fet fora ☺). Per tant, haig d'agrair a un munt de persones la seva paciència per haver-me aguantat un nombre incomputables de renecs, llargues trucades per telèfon, un altre nombre incomputable d'acudits verds (moltes vegades de gràcia dubtosa), mal humor, i algun que altre crit. En una primera etapa em van patir l'Ana i l'Ester i la Cristina, en una segona l'Albert i en Jordi i en al tercera, la Cristina, l'Alaitz i, tot i no estar en el mateix despatx, a l'Òscar i a al Cristina. A tots moltes gràcies per haver-me aguantat i no haver-me fet fora del despatx ☺. Finalment, vull fer un agrair de forma especial a les dues fèmines del meu actual despatx que m'han aguantat, potser, l'any més dur de la meva vida, la Cristina i l'Alaitz. A les dues moltíssssssssssssssssimes gràcies de tot cor.

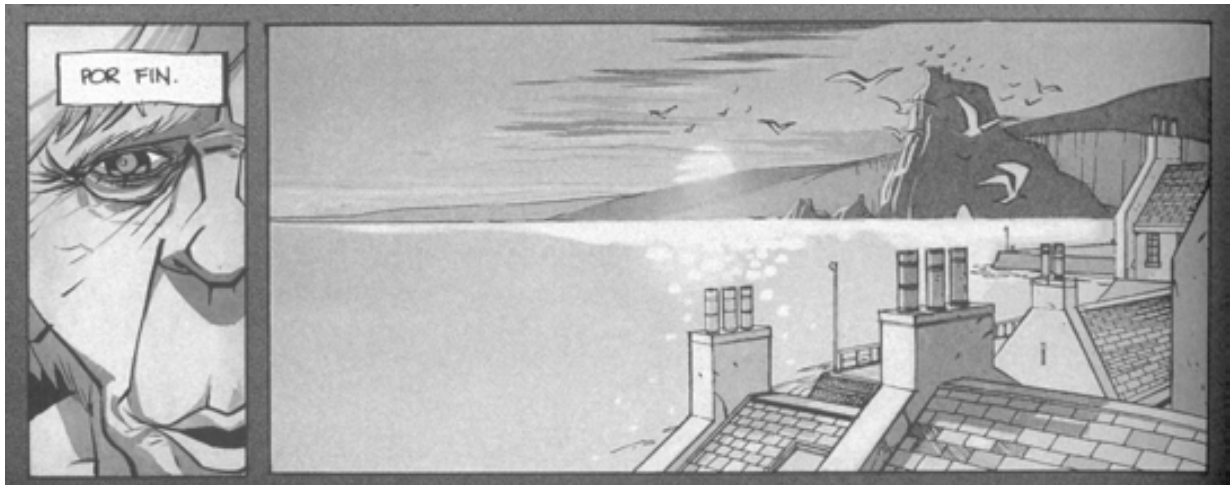
Vull agrair també de forma molt especial a l'Albert pels seus comentaris i crítiques constructives i també per anar sempre més enllà!!!!!! , tot i que sigui fa molts milers d'anys ☺!!!!!!

Vull a tota la gent de l'àrea de Geografia Física: la Raquel, la Maria, en Carles, en Jordi, l'altre Jordi, en David i la Marie el seus comentaris i suport al llarg de la tesi.

Finalment, vull agrair, especialment a en Joan Manuel Soriano i a en Toni Tulla, per haver confiat en mi durant aquests any i haver-me donat l'oportunitat de formar part com a professor en un futur, esperem que proper, del departament

A tots us dedico aquesta vinyeta.

- A la Fera pel seu “ronroneig” constant i per haver-me fet companyia durant moltes llargues i dures nits
- I, finalment, perquè les coses més bones i importants sempre estan al final del camí, a les més importants, la Sònia i a la Noa. Aquest treball és tan meu com vostre i no l’hauria pogut dur a terme sense vosaltres. Ja sabeu que no sóc gaire bo expressant les meves emocions, m’assemblo més a un vulcanià. Per tant prefereixo dedicar-vos aquesta vinyeta d’un dels meus dibuixants preferits, amb una alba vora el mar, i el despertar d’un nou dia.



Ferry, P (2003). *Octubre*. Astiberri Ediciones

A tots, moltes gràcies !!!!!!!!!!!

ÍNDIX

AGRAÏMENTS	i
ÍNDIX.....	vii
LLISTAT DE PUBLICACIONS	xi
INTRODUCCIÓ I OBJECTIUS GENERALS	1
CAPÍTOL 1. PROCESSAMENT GENERAL DE LES IMATGES DE TELEDETECCIÓ I DE LES DADES METEOROLÒGIQUES	7
1.1. Dades de Teledetecció	9
1.1.1. Processament de les imatges Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+.....	9
1.1.1.1. Importació de les imatges	9
1.1.1.2. Correcció geomètrica.....	10
1.1.1.3. Correcció radiomètrica	11
1.1.1.4. Filtratge de núvols	12
1.1.1.5. Característiques tècniques dels satèl·lits Landsat-5 i 7 i del sensors TM i ETM+	12
1.1.2. Processament de les imatges AQUA/TERRA MODIS.....	13
1.1.2.1. Importació dels productes.....	14
1.1.2.2. Correcció geomètrica.....	14
1.1.2.3. Correcció radiomètrica	15
1.1.2.4. Filtratge de núvols	15
1.1.2.5. Filtratge de les dades MODIS	15
1.1.2.6. Característiques tècniques dels satèl·lits TERRA i AQUA i del sensor MODIS	16
1.1.3. Processament de les imatges NOAA AVHRR.....	18
1.1.3.1. Correcció geomètrica.....	18
1.1.3.2. Correcció radiomètrica	18
1.1.3.3. Filtratge de núvols	18
1.1.3.4. Característiques tècniques del satèl·lit NOAA-16 i del sensor AVHRR...	19
1.2. Dades meteorològiques	19
CAPÍTOL 2. MODELITZACIÓ DE LA TEMPERATURA DE L'AIRE MITJANÇANT LA COMBINACIÓ DE PREDICTORS GEOGRÀFICS I DE TELEDETECCIÓ.....	23
2.1 Introducció.....	25
2.2. Objectius.....	27
2.3. Material.....	28
2.4. Metodologia.....	29
2.4.1. Model de regressió múltiple i selecció dels models	29
2.4.2. Variables de l'anàlisi de regressió múltiple.....	31
2.4.3. Validació del model.....	32
2.4.4. Processament de les variables geogràfiques.....	32
2.4.5. Processament de les imatges de Teledetecció	33
2.5. Resultats i discussió.....	34
2.5.1. Selecció dels predictors	34
2.5.2. Models diaris	35

2.5.3. Models mensuals i anuals	41
2.5.4. Anàlisi de la inclusió dels predictors provinents de la Teledetecció en la modelització clàssica de la temperatura de l'aire	43
2.5.5. Significació estadística dels predictors.....	44
2.5.6. Els pesos beta (<i>beta weights</i>) de la regressió múltiple	45
A) Pesos beta dels predictors geogràfics	45
B) Pesos beta dels predictors de Teledetecció.....	47
2.6. Conclusions	48
CAPÍTOL 3. MILLORES EN LA DETERMINACIÓ DE LA TEMPERATURA DE LA SUPERFÍCIE TERRESTRE OBTINGUTS AMB DADES LANDSAT MITJANÇANT EL VAPOR D'AIGUA I LA TEMPERATURA DE L'AIRE	51
3.1. Introducció.....	51
3.1. Introducció.....	52
3.1. Introducció.....	53
3.2. Objectius.....	55
3.3. Desenvolupament de l'algorisme per a l'obtenció de la TST	56
3.3.1. Base teòrica de l'algorisme.....	56
3.3.2. Generació de les noves funcions atmosfèriques: ajust i test estadístic.....	58
3.3.3. Anàlisi de sensibilitat del model.....	65
3.3.4. Descripció de les bases de dades de radiosondatges atmosfèrics.....	66
3.4. Validació dels models usant dades independents	68
3.4.1. Àrees de validació	69
3.4.2. Processament de les dades meteorològiques i de Teledetecció.....	71
3.4.2.1. Temperatura aparent de brillantor (T_{sensor})	73
3.4.2.2. Emissivitat de la superfície terrestre (ϵ)	74
3.4.2.3. Vapor d'aigua	76
3.4.2.4. Modelització de la temperatura de l'aire	77
3.4.2.5. Paràmetres atmosfèrics	77
3.4.3. Resultats de la validació de la TST	77
3.4.3.1. Validació de la temperatura de l'aire.....	78
3.4.3.2. Validació del producte de vapor d'aigua de TERRA MODIS	78
3.4.3.3. Validació de la temperatura de la superfície terrestre	79
3.4.3.4. Selecció de la base de dades atmosfèrica	85
3.5. Conclusions	87
CAPÍTOL 4. MODELITZACIÓ DE LA RADIACIÓ NETA MITJANÇANT IMATGES SATEL·LITALS I MODELITZACIÓ SIG	91
4.1. Introducció.....	91
4.1. Introducció.....	92
4.1. Introducció.....	93
4.1.1. Radiació neta d'ona curta	93
4.1.2. Radiació ascendent d'ona llarga	94
4.1.3. Radiació descendent d'ona llarga	94
4.2. Objectius.....	96
4.3. Materials.....	96
4.4. Metodologia.....	97
4.4.1. Selecció de dies clars.....	97
4.4.2. Càlcul diari i instantani de la R_n : mètodes per al seu càlcul.....	99

4.4.2.1. Aproximacions basades en el càlcul de les diferents parts de l'equació per a un període diari (mètode R_{ndvd}).....	101
4.4.2.1.1. Radiació neta d'ona curta	101
A) Radiació solar diària ($R_{S\downarrow}$).....	101
B) Albedo (α)	105
4.4.2.2. Radiació neta d'ona llarga	107
A) Radiació descendent d'ona llarga ($R_{L\downarrow}$)	107
A.1) Metodologia proposada per Prata (1996)	108
A.2) Metodologia proposada per Dilley i O'Brien (1998)	108
A.3) Metodologia proposada per Idso i Jackson (1969).....	109
A.4) Metodologia proposada per Brutsaert (1975).....	109
A.5) Metodologia proposada per Idso (1981)	109
A.6) Metodologia proposada per Swibank (1963)	109
A.7) Metodologia proposada per Satterlund (1979).....	109
B) Radiació ascendent d'ona llarga ($R_{L\uparrow}$).....	110
4.4.2.3. Aproximacions basades en el càlcul de la R_{ni} (model R_{ni}) i la seva posterior estimació a un període diari (model R_{nd} ratio).....	112
A) Metodologia proposada per Seguin i Itier (1983): model R_{nd} ratio.....	112
4.5. Resultats	114
4.5.1. Àrees de validació	115
4.5.2. Validació de la radiació solar diària ($R_{Sd\downarrow}$) i de la radiació solar instantània ($R_{Si\downarrow}$) amb les dades del SMC.....	119
4.5.3. Validació de la radiació atmosfèrica descendent $R_{L\downarrow}$	125
4.5.4. Validació de la temperatura de l'aire (T_a)	128
4.5.5. Validació dels models de radiació neta (R_n).....	128
4.5.5.1. Validació amb les dades del SMC.....	129
A) Validació del models de radiació neta instantània (R_{ni}).....	129
B) Validació dels models de la radiació neta diària (R_{nd})	135
4.5.5.2. Validació amb les dades de Vallcebre.....	142
A) Validació del models de la radiació neta instantània (R_{ni}).....	142
B) Validació del models de la radiació neta diària (R_{nd}).....	143
4.5.5.3. Comparativa dels diferents mètodes de càlcul de la radiació neta (R_n)..	152
4.6. Conclusions	152
CAPÍTOL 5. ESTIMACIÓ DEL L'EVAPOTRANSPIRACIÓ REAL MITJANÇANT IMATGES TERRA MODIS I LANDSAT-5 TM EN UNA ZONA FORESTAL SUBMEDITERRÀNIA DE PI ROIG (<i>Pinus sylvestris</i>).....	155
5.1. Introducció.....	155
5.1. Introducció.....	156
5.1. Introducció.....	157
5.2. Objectius.....	161
5.3. Material.....	161
5.4. Metodologia.....	163
5.4.1. Presentació del model.....	163
5.4.2. Càlcul del paràmetre B	167
5.4.3. Modelització de l'ETR _d	168
5.5. Resultats i discussió de la validació de l'ETR _d	170
5.5.1. Validació de l'ETR _d en el cas de Landsat-5 TM.....	172
5.5.2. Validació de l'ETR _d en el cas de TERRA i AQUA MODIS	174
5.6. Conclusions	180

CONCLUSIONS GENERALS	181
ANNEX	185
BIBLIOGRAFIA	191

LLISTAT DE PUBLICACIONS

En aquesta secció es mostren les publicacions realitzades durant el període 2002-2008 en què s'ha dut a terme aquesta tesi doctoral. El primer llistat recull les publicacions relacionades amb aquesta tesi i el segon llistat engloba altres publicacions realitzades durant aquest període. Els dos llistats s'organitzen en articles en revistes i capítols de llibre i actes de congressos.

1. Publicacions realitzades en el context de la tesi doctoral:

a) Articles en revistes

Cristóbal, J., X. Pons i P. Serra (2004), Sobre el uso operativo de Landsat-7 ETM+ en Europa, *Revista de Teledetección*, 21, 55-59.

Cristóbal, J., X. Pons i M. Ninyerola (2005), Modelling Actual Evapotranspiration in Catalonia (Spain) by means of Remote Sensing and Geographical Information Systems, *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 113, 144-150.

Cristóbal, J., M. Ninyerola i X. Pons (2008), Modelling air temperature through a combination of Remote Sensing and GIS data, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2007JD009318 (en premsa).

Jiménez-Muñoz, J. C., J. Cristóbal, J. A. Sobrino, G. Sòria, M. Ninyerola i X. Pons (2008), Revision of the Single-Channel Algorithm for Land Surface Temperature Retrieval from Landsat Thermal-Infrared data. *IEEE T. Geosci. Remote Sens.* (en premsa).

Cristóbal, J., J. C. Jiménez-Muñoz, J. A. Sobrino, M. Ninyerola i X. Pons (2008), Improvements in Land Surface Temperature retrieval from the Landsat series thermal band using Water vapour and Air temperature. *J. Geophys. Res.* (en revisió).

b) Capítols de llibre i actes de congressos

Cristóbal, J.. M. Ninyerola i X. Pons (2004), *La monitorització de l'evapotranspiració real diària mitjançant la Teledetecció i els Sistemes d'Informació Geogràfica: el cas del Parc Natural del Montseny*, a actes de la VI Trobada d'Estudiosos del Montseny, 163-168. Diputació de Barcelona. Barcelona.

Cristóbal, J.. M. Ninyerola i X. Pons (2004), *La monitorització de l'evapotranspiració real diària mitjançant la Teledetecció i els Sistemes d'Informació Geogràfica: el cas de la conca del Foix*, a actes de la I Trobada d'Estudiosos del Foix, 61-67. Diputació de Barcelona. Barcelona

Cristóbal, J. i M. Ninyerola (2004), *Determinación de la evapotranspiración real en Cataluña mediante el uso de la Teledetección y los Sistemas de Información Geográfica*, a les actes del XI Congreso Métodos Cuantitativos, Sistemas de Información Geográfica y Teledetección. Tecnologías de la Información Geográfica: Territorio y Medio Ambiente. Análisi mediante tecnología SIG y Teledetección, 375-386. Murcia.

Cristóbal, J., M. Ninyerola i X. Pons (2005), *Aportación de variables obtenidas mediante Teledetección a la modelización de la temperatura del aire*, a les actes del XI Congreso de Teledetección. Tenerife

Ninyerola,, M. J. Cristóbal, X. Pons, M. Pla i M. Torres (2005), *Aportaciones a la modelización cartográfica del clima: influencia marítima e información de sensores remotos. Resultados preliminares*, a les actes del XI Congreso de Teledetección. Tenerife

Cristóbal, J., X. Pons i M. Ninyerola (2005), *Seguimiento de la Evapotranspiración Real Diaria en Cataluña mediante el uso de imágenes Landsat-7 ETM+ y los Sistemas de Información Geográfica*, a les actes de la VI Setmana de Geomàtica. Barcelona.

Cea, C., J. Cristóbal i X. Pons (2005), *Mejoras en la detección semiautomática de nubes y sombras en imágenes Landsat*, a les actes del XI Congreso Nacional de Teledetección, 359-362. Asociación Española de Teledetección.

Cristobal, J., M . Ninyerola, X. Pons i M. Pla (2006), *Modelling air temperature through the combination of remote sensing and GIS*, a les actes del Second recent advances in quantitative remote sensing. Universitat de València. ISBN 84-370-65-33-X. Torrent, València

Cristóbal, J., M. Ninyerola, X. Pons i M. Pla (2006), *Mejoras en la modelización de la temperatura del aire mediante el uso de la Teledetección y de los Sistemas de Información Geográfica*, a les actes del XII Congreso Nacional de Tecnologías de la Información Geográfica. Granada.

Cristóbal, J., M. Ninyerola, X. Pons, i M. Pla (2006), *Improving air temperature modelization by means of remote sensing variables*, a les actes del 26th Proceedings of the IEEE IGARSS Symposium, doi: 10.1109/IGARSS.2006.582.

Cristóbal, J., R. Poyatos, P. Llorens, M .Ninyerola i X. Pons (2007), *Estimating Actual Evapotranspiration by means of Remote Sensing Data and Sap Flow Measurements in Pinus Sylvestris Forest Stands in a Mediterranean Mountain Region*, a les actes del 27th Proceedings of the IEEE IGARSS Symposium, doi: 10.1109/IGARSS.2007.4423535.

2. Altres publicacions:

a) Articles en revistes

Serra, J. M., J. Cristóbal i M. Ninyerola (2008), Mapping environmental units through combination of classification techniques. A case study of Lleida-Pyrenees region (NE Iberian Peninsula). *Environ Management* (en revisió).

b) Capítols de llibre i actes de congressos

Pons, X., P. Serra, J. Cristóbal, M. Pla i M. Monterde (2005), *Integración masiva de imágenes de Teledetección en la gestión de los recursos hídricos de Cataluña*, a actes de la VI Setmana de Geomàtica. Barcelona.

Ninyerola, M., E. Prat, J. Cristobal, M. Pla i X. Pons (2005), *Fine scale suitability mapping of forestry species in the Iberian Peninsula context*, Predictive modelling of Species distribution. New Tools for the XXI Century. Baeza.

Cea, C., J. Cristóbal i X. Pons (2006), *Mejoras en la determinación de la cubierta nival mediante imágenes Landsat y MODIS*, a les actes del XII Congreso Nacional de Tecnologías de la Información Geográfica. Granada.

Cea C, J. Cristóbal, P. Serra, X. Pons, J. Pastor, M. Monterde (2006), *Determinació de la superfície nival a Catalunya mitjançant la Teledetecció*, a les actes de la II Jornada tècnica de neu i allaus. Barcelona.

Cea, C., J. Cristóbal i X. Pons (2007), *Determinación de la superficie nival del Pirineo Catalán mediante imágenes LANDSAT y MODIS*, a les actes de la 7^a Semana Geomàtica. Barcelona.

Cea, C., J. Cristóbal i X. Pons (2007), *An improved methodology to map Snow Cover by means of Landsat and MODIS imagery*, a les actes del 27th Proceedings of the IEEE IGARSS Symposium, doi:10.1109/IGARSS.2007.4423781.

Domingo, C., J. Cristóbal, M. Ninyerola i X. Pons (2008), *Detección de pautas de estrés hídrico en tres especies forestales de Cataluña mediante imágenes TERRA-MODIS*, a les actes del XIII Congreso Nacional de Tecnologías de la Información Geográfica. Las Palmas de Gran Canaria.

INTRODUCCIÓ I OBJECTIUS GENERALS



Uderzo i Goscini (1981) *La gran travessía*. Grijalbo-Dargaud

L'evapotranspiració és el procés total de transferència d'aigua a l'atmosfera des de superfícies amb vegetació. El seguiment d'aquesta variable té importants implicacions en la modelització global i regional del clima i del cicle hidrològic, així com en l'avaluació de l'estrès mediambiental que afecta els ecosistemes agrícoles i/o naturals. La determinació precisa dels fluxos d'energia i els paràmetres que intervenen en el seu càlcul a escala regional i de forma continuada és vital per dur a terme el seguiment d'aquesta variable sobre la superfície de la Terra.

L'increment de la concentració de CO₂ i altres gasos causants de l'efecte hivernacle és probable que faci pujar la temperatura de l'atmosfera. Canvis en d'altres elements climàtics com la precipitació, la nuvolositat, la humitat i la distribució dels vents també afectaran la temperatura. Com a conseqüència, un dels processos que es poden veure afectats és l'evapotranspiració, que juga un paper clau en el balanç hidrològic. Si en una determinada regió augmenta l'evapotranspiració mentre que la precipitació es manté constant o es veu reduïda, hi pot haver menys aigua disponible per a l'agricultura, la fauna, la vegetació, i per suplir les necessitats humanes. És per això que els mètodes basats en la mesura del balanç hídric i, entre ells, la mesura de l'evapotranspiració, han estat àmpliament usats per estimar els efectes del canvi climàtic. L'evapotranspiració també ha estat àmpliament usada en agricultura per estimar les necessitats hídriques dels cultius. En aquest sentit, la Teledetecció i la modelització mitjançant els Sistemes d'Informació Geogràfica (SIG) són, actualment, les úniques tecnologies capaces de proporcionar les variables necessàries per al càlcul de l'evapotranspiració, com són la temperatura de l'aire, la temperatura de la superfície terrestre o la radiació neta, d'una manera global i econòmicament factible.

L'objectiu general d'aquesta tesi és la modelització i la validació dels principals factors implicats en la determinació de l'evapotranspiració real (ETR): la temperatura de l'aire, la temperatura de la superfície terrestre i la radiació neta a escala regional, així com el càlcul d'aquesta variable a escala local sobre una coberta de pi roig (*Pinus sylvestris*) a Catalunya usant dades de sensors de mitjana i baixa resolució espacial (120 i 1000 m, respectivament). El càlcul de l'ETR es durà a terme a escala local donada la dificultat en l'obtenció d'una superfície representativa per a un píxel de

mitjana o baixa resolució espacial a Catalunya, regió eminentment Mediterrània amb un notable grau d'heterogeneïtat espacial.

Aquesta tesi s'organitza en cinc capítols i un annex (vegeu la figura I.1), en cadascun dels quals es fa una introducció on s'explica de forma breu la problemàtica i les diverses opcions que hi ha actualment en la consecució dels **objectius específics del capítol**. A més, a cada capítol, els resultats i discussió pertinent, així com un apartat de conclusions finals. L'últim apartat recull les conclusions més importants de cada capítol .

En el capítol 1, s'explica de forma breu el processament general de les imatges de Teledetecció i de les dades meteorològiques usades en aquesta tesi.

El càlcul de la temperatura de l'aire, que s'explica en el capítol 2 d'aquesta tesi, es durà a terme mitjançant tècniques de regressió múltiple i d'interpolació espacial de les dades provinents de les estacions meteorològiques, usant tant una aproximació clàssica mitjançant variables geogràfiques (altitud, latitud, continentalitat, etc.), com usant variables provinents de la Teledetecció (albedo, NDVI, etc.).

La modelització de la temperatura i de l'emissivitat de la superfície terrestre per a les imatges de Teledetecció de mitjana resolució (Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+) es durà a terme en el capítol 3. En el cas de les imatges de baixa resolució (imatges TERRA/AQUA MODIS) s'usarà un producte ja existent. La determinació de la temperatura de la superfície de la Terra mesurada pels satèl·lits es realitza en la regió espectral compresa entre 8 i 14 μm , anomenada regió espectral del tèrmic. Aquestes mesures estan influïdes per l'atmosfera, que esmorteix la radiació emesa per les superfícies terrestres. A més a més, no és aconsellable interpretar aquesta temperatura suposant que les superfícies observades són cossos negres (o emissors perfectes, objectes que absorbeixen i emeten tota l'energia que reben), sinó que serà necessària una bona determinació de les emissivitats dels elements de la superfície terrestre per obtenir un coneixement prou exacte de la seva temperatura.

La modelització de la radiació neta es durà a terme en el capítol 4 d'aquesta tesi mitjançant la temperatura de l'aire modelitzada en el capítol 2, la temperatura de la superfície terrestre modelitzada en el capítol 3, així com d'altres fluxos d'energia implicats en el seu càlcul com són l'albedo o la radiació solar.

En el capítol 5, s'explicarà la determinació, pròpiament dita, de l'evapotranspiració real sobre una coberta de pi roig a partir de les variables calculades en els capítols anteriors.

En el capítol 6 és farà una síntesi de les conclusions més importants dels diferents capítols de la tesi.

Finalment, a l'annex es mostra el glossari d'acrònims i símbols usats en aquesta tesi.

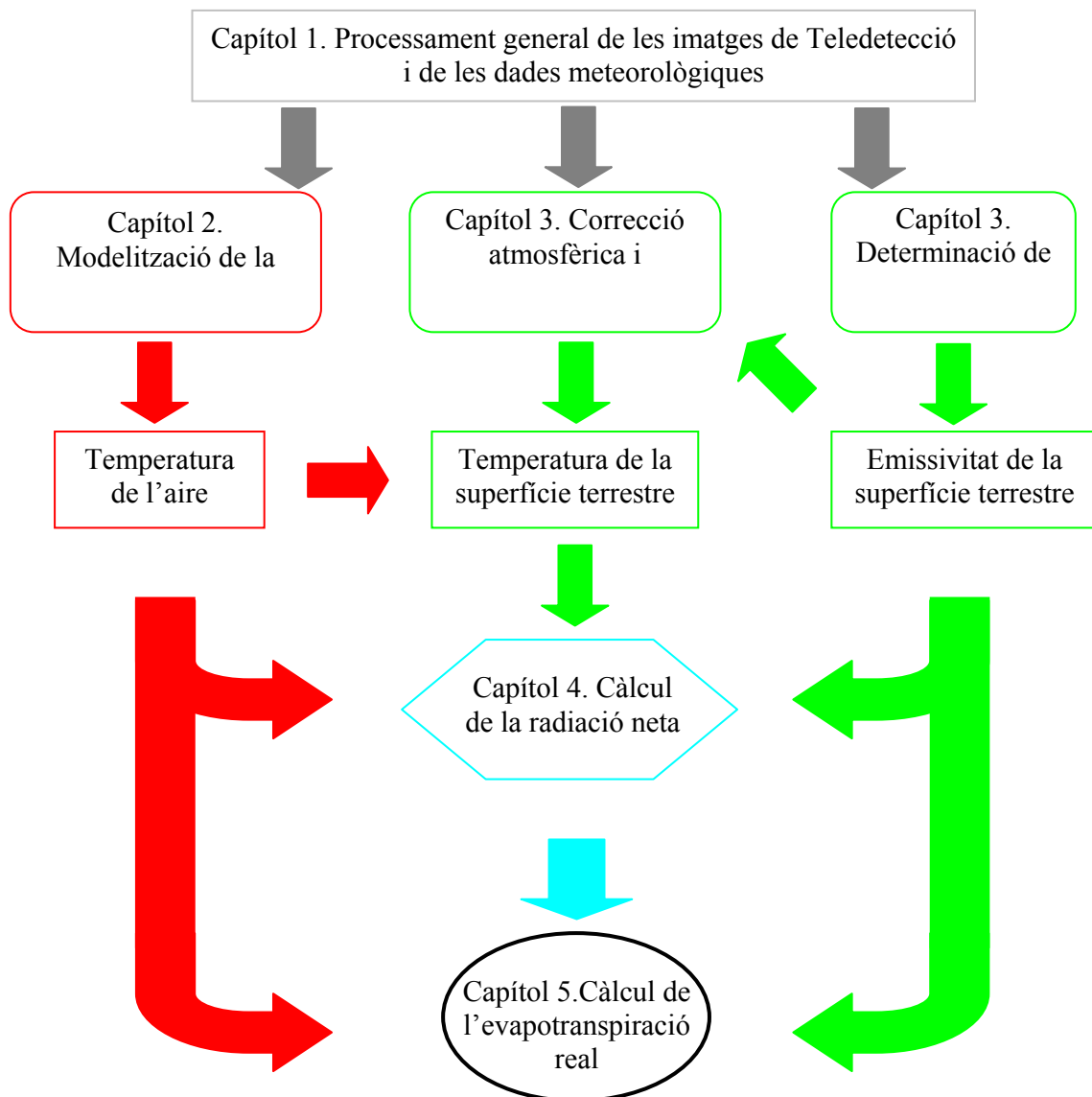


Figura I.1. Diagrama de flux del processos implicats en el càlcul de l'evapotranspiració.

CAPÍTOL 1.
PROCESSAMENT GENERAL DE LES IMATGES DE
TELEDETECCIÓ I DE LES DADES
METEOROLÒGIQUES



En aquesta capítol es descriuen el processos bàsics aplicats a les imatges que es corresponen a la importació de les imatges, la correcció geomètrica i la correcció radiomètrica en l'espectre òptic de les imatges Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+ i a la importació dels productes TERRA/AQUA MODIS i NOAA AVHRR. En el cas de l'espectre tèrmic per a les imatges Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+ la correcció atmosfèrica s'explica en el capítol 3.

El programari usat en l'elaboració d'aquesta tesi ha estat MiraMon (Pons, 2004) conjuntament amb la creació de programes específics desenvolupats en Microsoft Visual Basic i IDL i llibreries del programa de Teledetecció ENVI (ITT Industries, 2006) i del programa d'estadística STATISTICA (StatSoft, 2001).

1.1. Dades de Teledetecció

1.1.1. Processament de les imatges Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+

Fruit d'un conveni amb l'Agència Catalana de l'aigua al 2002 i amb el Departament de Medi Ambient i Habitatge al 2004 amb el Departament de Geografia de la Universitat Autònoma de Barcelona, ambdós fins a l'actualitat, s'ha adquirit cada 16 dies les imatges Landsat-5 TM (a partir del 31/05/2003 fins a l'actualitat) i Landsat 7 ETM+ (des de 01/01/2002 fins al 31/05/2003, data en què Landsat-7 ETM+ va deixar de ser operatiu) de les òrbites 197 i 198 i les files 31 i 32 per a l'àmbit de Catalunya.

1.1.1.1. Importació de les imatges

Les imatges Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+ s'han adquirit majoritàriament en el format CEOS, propi de la Agència Espacial Europea (ESA), tot i que alguna d'elles, processades per el *United States Geological Survey (USGS)*, s'han adquirit en format NDF. Aquest format és el més ric en metadades, necessàries per tal d'efectuar les posteriors correccions a les imatges. Així doncs, la importació de les imatges s'ha dut a terme mitjançant la metodologia proposada per Cristóbal *et al.* (2004) que té en compte la lectura de totes les metadades necessàries incloses en el format CEOS.

1.1.1.2. Correcció geomètrica

El primer pas per al tractament de les imatges és la correcció geomètrica, ja que aquestes presenten una sèrie de deformacions geomètriques produïdes per la rotació i curvatura terrestre, l'òrbita de la plataforma, el relleu terrestre, etc. (Palà i Pons, 1995).

Les imatges s'han corregit mitjançant tècniques avançades basades en polinomis de primer grau amb un ajust polinòmic amb zetes i tenint en compte el relleu a través d'un Model Digital d'Elevacions (MDE) de Catalunya amb una resolució espacial de 30 m. Les imatges s'han corregit a la resolució nominal espacial de la plataforma Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+, 20 m per a les bandes de l'espectre òptic i 120 m per a les bandes de l'espectre tèrmic. S'ha efectuat un remostreig pel mètode del veí més proper.

Per corregir la imatge cal disposar, també, d'un conjunt de punts de control sobre el terreny (GCP, *Ground Control Points*) els quals relacionen les diverses coordenades on el sistema de referència origen (no corregit) i destí (corregit). Els GCP s'han digitalitzat en pantalla sobre la imatge de satèl·lit i s'ha usat la tercera edició d'ortoimatges 1: 5 000 (amb una resolució espacial ~2 m) de l'Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC), com a base des de on s'extrauran les coordenades geogràfiques del sistema de referència destí.

S'ha establert un nombre suficient de GCP per imatge per tal de garantir un ajust estadístic no esbiaixat. Aquests punts han estat distribuïts de forma adequada al llarg de tota la imatge i en àmbits altimètrics diversos, sempre i quan les condicions de nuvolositat de la imatge ho han permès (s'ha de tenir en compte que si la cobertura nuvolosa és important farà que augmenti la dificultat de trobar GCP en la imatge).

Per a una major fiabilitat estadística del procés de correcció geomètrica s'han establert dos subconjunts de GCP, un s'utilitza per efectuar els ajustos de les equacions de correcció (punts d'ajust), i un altre, que anomenem punts de test, que s'utilitza per estimar l'error en ser un conjunt totalment independent de punts.

Per a tots dos conjunts de punts s'ha obtingut l'error en X, Y i planimètric per a cada punt, així com l'error RMS pel conjunt de punts de control que ha estat en tots els casos inferior a 15 m.

1.1.1.3. Correcció radiomètrica

Per corregir les imatges radiomètricament s'ha dut a terme, per a les bandes no tèrmiques (per les bandes tèrmiques vegeu el capítol 3), la correcció radiomètrica segons el mètode proposat per Pons i Solé (1994). Aquest mètode permet reduir la presència d'artefactes no desitjats deguts als efectes de l'atmosfera o a la il·luminació diferencial provocada per l'hora del dia, el dia de l'any, el lloc de la Terra, el relleu (zones més o menys il·luminades, ocultes, ombres projectades, etc.).

El mètode aplicat presenta algunes millores respecte al publicat en Pons i Sugrañes (1994) i que estan recollides a la implementació del programa MiraMon (Pons, 2004). Així, incorpora tres opcions (“singularitats”) que ajuden a millorar la modelització de la radiometria dels objectes. Aquestes singularitats contempnen la possibilitat d'admetre reflectivitats superiors al 100% (que trobem en zones poc lambertianes, com és el cas de la neu), efectuar el càlcul en zones amb angles d'incidència superiors a 90° i efectuar el càlcul de reflectivitats en zones sense radiació directa. La tercera singularitat permet tenir en compte els DN dels píxels en zones majoritàriament obagues sense radiació directa. Un altre avantatge d'aquest mòdul és la possibilitat de treballar amb imatges de sortida de tipus real en comptes de byte. Això ha evitat el procés de reescalat de les imatges que, tot i augmentar notablement el requeriment d'espai de disc, ha evitat el fet d'haver de saturar les imatges per adaptar-les a valors entre 0 i 255, corresponents a dades tipus byte, amb el conseqüent guany en el rang de reflectivitats i augment en precisió.

En essència, aquest model de correcció radiomètrica converteix una imatge de valors (DN) proporcionals a la radiància rebuda pel sensor en una imatge en què els valors són reflectivitats. La conversió de DN a radiàncies es fa mitjançant la lectura de les dades emmagatzemades en la capçalera de cada imatge, tot i que en el cas del format original de les imatges (format CEOS) s'ha d'anar amb compte en la lectura d'aquests paràmetres (Cristóbal *et al.*, 2004).

El model de correcció radiomètrica té en compte, entre altres factors, el relleu (angles d'incidència i ombres projectades), la posició solar, la distància Terra-Sol en el moment de presa de la imatge, l'esmoreïment atmosfèric en els camins d'anada i de retorn de la

radiació i paràmetres estàndard, per cada banda, de densitat òptica atmosfèrica, irradiància exoatmosfèrica solar i calibració del sensor. El programa efectua la correcció per totes les bandes alhora en una única execució; però si es desitja es pot efectuar per a una sola banda (Pons, 2004).

Com a angle límit lambertià, s'ha escollit el valor de 73° i, serà a partir d'aquest angle on ja no s'aplicarà el model de correcció per considerar que la superfície no es comporta de manera lambertiana.

La correcció atmosfèrica es basa en la resta dels valors radiomètrics més baixos en cada banda a partir de l'anàlisi visual de les imatges i si sembla creïble que aquella zona presenti els valors més baixos de l'histograma. Aquest valor és anomenat Kl.

1.1.1.4. Filtratge de núvols

El filtratge de núvols s'ha dut a terme mitjançant la metodologia proposada per Cea *et al.* (2005). Aquesta metodologia està basada en una detecció semiautomàtica dels núvols i les ombres dels núvols per a imatges Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+. Les ombres són discriminades mitjançant una classificació ISODATA basada en l'algorisme de Duda i Hart (1973) i implementada en el programa MiraMon (Pons, 2004) mentre que els núvols són detectats mitjançant la resposta de la banda tèrmica (sense correcció atmosfèrica) i diversos filtres basats en la metodologia proposada per Irish (2000), introduint l'albedo per tal de millorar-ne la discriminació.

1.1.1.5. Característiques tècniques dels satèl·lits Landsat-5 i 7 i del sensors TM i ETM+

En la taula 1.1 es poden veure les característiques tècniques dels sensors TM i ETM+. L'òrbita del Landsat-5 i Landsat-7 és repetitiva, quasi-circular, heliosíncrona i quasipolar, i està situada a una altitud nominal de 705 km de l'Equador. El satèl·lit creua l'Equador de nord a sud en un node orbital descendent entre les 10:00 i 10:15 hora solar local. Orbita al voltant de la Terra a una velocitat de 7.5 km seg^{-1} i tarda un total de 99 minuts a recórrer una òrbita sencera. Cada dia completa un total de 14 òrbites, tot

cobrint tota la Terra, entre les latituds 81 graus nord i 81 graus sud, cada 16 dies. La imatge té una dallada (*swath*) fixada en 185 km. La plataforma Landsat-5 porta com a càrrega principal el sensor TM i la plataforma Landsat-7, l'instrument ETM+.

Banda	Rang espectral (μm)	Resolució espacial al nadir (m)	Resolució radiomètrica (bits per píxel i banda)
1	0.45 - 0.52	30	8
2	0.53 - 0.61	30	8
3	0.63 - 0.69	30	8
4	0.78 - 0.90	30	8
5	1.55 - 1.75	30	8
6	10.4 - 12.5	60*/120	8
7	2.09 - 2.35	30	8
8*	0.52 - 0.90	15	8

Taula 1.1. Característiques tècniques dels sensors TM i ETM+. * només per a ETM+.

1.1.2. Processament de les imatges AQUA/TERRA MODIS

Les imatges TERRA/AQUA MODIS s'han adquirit mitjançant la descàrrega al web del, USGS, (<http://edcimswww.cr.usgs.gov/pub/imswelcome/>) i al web de la *National Administration Space Agency*, NASA, (<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/>).

Per a la realització dels diversos capítols d'aquesta tesi s'han seleccionat els següents productes TERRA/AQUA MODIS:

- MOD11A1 (*Land surface temperature/emissivity L2*): aquest producte conté la temperatura de la superfície terrestre (TST) nocturna i diürna i l'emissivitat per a una data en concret a una resolució espacial de 1000 m.
- MOD11A2 (*Land surface temperature/emissivity L2 8-day*): Aquest producte conté TST nocturna i diürna i l'emissivitat per a un període de 8 dies a una resolució espacial de 1000 m.
- MOD09GHK (*Surface reflectance daily L2G*): Aquest producte conté les reflectivitats de la coberta per a una data en concret a una resolució espacial de 500 m.

- MOD09A1 (*Surface reflectance 8-day L3*): Aquest producte conté les reflectivitats de la coberta per a un període de 8 dies a una resolució espacial de 500 m.

-MOD43B3 (*Albedo 16-day L3*): Aquest producte conté l'albedo de la coberta per a un període de 16 dies a una resolució espacial de 500 m i s'obté segons la metodologia proposada per Strahler *et al.* (1999).

- MOD05_L2 (*Level 2 Water Vapour product*): Aquest producte conté el vapor d'aigua atmosfèric corresponent al satèl·lit TERRA obtingut mitjançant la metodologia proposada per Gao i Kaufman (1998) per a una data en concret a una resolució espacial de 1000 m.

1.1.2.1. Importació dels productes

Les imatges i productes AQUA/TERRA MODIS estan emmagatzemats en el format HDF propi de la NASA. A l'igual que el format CEOS de la ESA, aquest format està dissenyat per incorporar un alt nombre de metadades.

S'ha programat una aplicació amb el llenguatge IDL amb la qual s'han importat les imatges i s'han llegit totes les metadades necessàries per tal de poder corregir les imatges.

1.1.2.2. Correcció geomètrica

El productes de reflectivitats i de la temperatura de la superfície terrestre i emissivitat ja estan corregits geomètricament amb la projecció sinusoidal (Nishihama, 1997). En aquest cas s'ha dut a terme una reprojecció i canvi de datum al sistema de coordenades UTM fus 31N, ED 1950, mitjançant el programa MiraMon (Pons, 2004)

La correcció geomètrica dels productes de vapor d'aigua atmosfèric (MOD05_L2) s'ha dut a terme mitjançant la programació d'una aplicació amb IDL i amb llibreries del programa ENVI seguint la metodologia desenvolupada per Yang i Di (2004) per a la selecció dels punts de control usats en la georeferenciació de la imatge.

1.1.2.3. Correcció radiomètrica

La correcció radiomètrica del producte de reflectivitats es du a terme mitjançant la metodologia proposada per Vermote i Vermeulen (1999) i la correcció atmosfèrica per obtenir la temperatura de la superfície terrestre es du a terme segons la metodologia desenvolupada per Wan (1999).

1.1.2.4. Filtratge de núvols

El producte de la temperatura de la superfície terrestre incorpora el producte de la màscara de núvols desenvolupada segons la metodologia de Ackerman *et al.* (2006). Per tal de replicar la mateixa màscara de núvols sobre la resta d'imatges s'ha seleccionat la coberta nuvolosa i s'ha sobreposat sobre la resta de productes de TERRA/AQUA MODIS.

1.1.2.5. Filtratge de les dades MODIS

A causa de la dallada, la grandària del píxel (1000 m) i a l'esfericitat de la Terra, les imatges TERRA/AQUA MODIS presenten una distorsió als extrems anomenada *bow-tie effect* (Yang i Di, 2004). Cal fer notar, però, que aquesta distorsió no només afecta a aquest tipus d'imatges sinó que també afecta a la majoria de sensors que tenen una dallada molt gran com és el cas de NOAA AVHRR o Envisat MERIS. En el cas de sensors de major resolució aquest efecte és menor ja que la dallada de la imatge també és menor.

Aquesta distorsió provoca que als extrems de la imatge els píxels siguin majors que la resolució al nadir de la imatge. Si posem per exemple el cas d'un píxel de 1000 m al nadir de la imatge, degut a aquesta distorsió el píxel pot passar a tenir una resolució espacial de 3000 * 3000 m. Hi ha diverses maneres de resoldre aquest problema (Yang i Di, 2004), però la majoria d'elles alteren la radiometria original de la imatge i moltes vegades no acaben solucionant l'artefacte. La figura 1.1 mostra l'efecte de la correcció del *bow tie effect* que du a terme l'USGS dels productes de TERRA/AQUA MODIS. Com es pot veure en aquesta figura, tot i corregir la imatge d'aquest efecte, la qualitat

del producte final continua essent dista de ser òptim. Per tant, s'ha decidit no tenir en compte les imatges que encara presentin els efectes d'aquest tipus de distorsió.

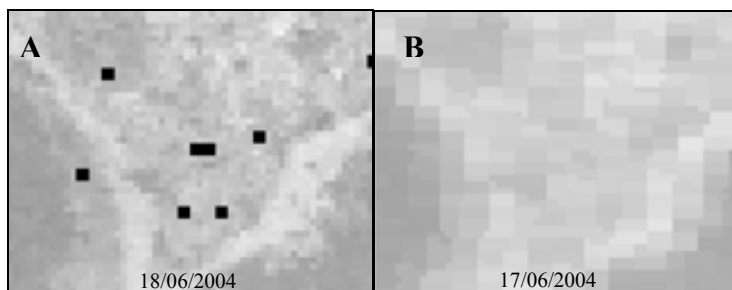


Figura 1.1. Detall de la distorsió provocada per l'efecte *bow-tie effect* en les imatges TERRA/AQUA MODIS en una mateixa zona. A) sense distorsió i B) amb distorsió.

Per tal de seleccionar les imatges s'ha procedit visualitzar-les i generar una base de dades amb informació qualitativa sobre l'estat de la imatge amb la qual es poguessin escollir, amb posterioritat, les millors imatges. A més, a la base de dades també s'ha posat informació sobre la coberta de núvols de la imatge. Això, finalment, ha fet possible filtrar les millors imatges de tot el banc d'imatges disponibles des de 2000 al 2008. La metodologia emprada per a la selecció de les imatges no és, però, la més òptima. Amb el coneixement que actualment es tenen de les imatges, en un futur es procedirà a una selecció de les imatges mitjançant uns criteris més objectius que la farà més automàtica. Aquest criteris passen per a calcular la ubicació de la zona d'estudi en funció del centre de l'escena de la imatge. Un cop ubicada la zona d'estudi dins de la imatge i aplicant un criteri de distància a partir del centre de la imatge, si aquesta està a la vora de la imatge no es seleccionarà.

1.1.2.6. Característiques tècniques dels satèl·lits TERRA i AQUA i del sensor MODIS

En la taula 1.2 es poden veure les principals característiques tècniques del sensor MODIS. Pel que fa als satèl·lits TERRA i AQUA que porten aquest sensor, orbiten a uns 705 km descrivint una òrbita heliosíncrona i creuant l'Equador cap a les 10:30 hora solar local per al node descendent (satèl·lit TERRA) o 1:30 hora solar local per al node ascendent (satèl·lit AQUA). Les dimensions de la dallada són de 2330 m.

Banda	Rang espectral (µm)	Resolució espacial al nadir (m)	Resolució radiomètrica (bits per píxel i banda)
1	0.620 - 0.670	250	12
2	0.841 - 0.876	250	12
3	0.459 - 0.479	500	12
4	0.545 - 0.565	500	12
5	1.230 - 1.250	500	12
6	1.628 - 1.652	500	12
7	2.105 - 2.155	500	12
8	0.405 - 0.420	1000	12
9	0.438 - 0.448	1000	12
10	0.483 - 0.493	1000	12
11	0.526 - 0.536	1000	12
12	0.546 - 0.556	1000	12
13	0.662 - 0.672	1000	12
14	0.673 - 0.683	1000	12
15	0.743 - 0.753	1000	12
16	0.862 - 0.877	1000	12
17	0.890 - 0.920	1000	12
18	0.931 - 0.941	1000	12
19	0.915 - 0.965	1000	12
20	3.660 - 3.840	1000	12
21	3.929 - 3.989	1000	12
22	3.929 - 3.989	1000	12
23	4.020 - 4.080	1000	12
24	4.433 - 4.498	1000	12
25	4.482 - 4.549	1000	12
26	1.360 - 1.390	1000	12
27	6.535 - 6.895	1000	12
28	7.175 - 7.475	1000	12
29	8.400 - 8.700	1000	12
30	9.580 - 9.880	1000	12
31	10.780 - 11.280	1000	12
32	11.770 - 12.270	1000	12
33	13.185 - 13.485	1000	12
34	13.485 - 13.785	1000	12
35	13.785 - 14.085	1000	12
36	14.085 - 14.385	1000	12

Taula 1.2. Principals característiques tècniques del sensor MODIS

1.1.3. Processament de les imatges NOAA AVHRR

Les imatges del satèl·lit NOAA-16 AVHRR i els productes corresponents a la temperatura de la superfície terrestre, l'albedo i el NDVI s'han obtingut a través de Laboratorio de Teledetección de la Universidad de Valladolid i del Centro de Recepción, Proceso, Archivo y Distribución de imágenes de observación de la Tierra (CREPAD) del Insituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA) durat el període 2002-2004.

1.1.3.1. Correcció geomètrica

Les imatges NOAA-16 AVHRR s'han corregit mitjançant una metodologia híbrida usant punts de control i paràmetres orbitals.

1.1.3.2. Correcció radiomètrica

La correcció radiomètrica de les imatges de l'espectre òptic s'ha dut a terme mitjançant les metodologies proposades per Justice *et al.* (1991) i Vermote *et al.* (1997) basades en el codi de transferència radiativa 6S (*Second simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum*) per a la correcció atmosfèrica d'imatges de satèl·lit.

La correcció atmosfèrica de l'espectre tèrmic per a la obtenció de la temperatura de la superfície terrestre (TST) s'ha dut a terme mitjançant un algorisme *split-window* mitjançant la metodologia proposada per Sobrino *et al.*, (1991).

1.1.3.3. Filtratge de núvols

La coberta nuvolosa s'ha filtrat de la imatge mitjançant la fotointerpretació dels núvols i la seva posterior eliminació de la imatge.

1.1.3.4. Característiques tècniques del satèl·lit NOAA-16 i del sensor AVHRR

En la taula 1.3 es poden veure les principals característiques tècniques del sensor AVHRR. Pel que fa al satèl·lit NOAA-16 que porta aquest sensor, orbita entre 833 i 870 km descrivint una òrbita heliosíncrona. Les dimensions de la dallada són de 2399 km.

Banda	Rang espectral (µm)	Resolució espacial al nadir (m)	Resolució radiomètrica (bits per píxel i banda)
1	0.58 - 0.68	1090	10
2	0.725 - 1.00	1090	10
3A	1.58 - 1.64	1090	10
3B	3.55 - 3.93	1090	10
4	10.30 - 11.30	1090	10
5	11.50 - 12.50	1090	10

Taula 1.3. Principals característiques tècniques del sensor AVHRR

1.2. Dades meteorològiques

Les dades meteorològiques s'han descarregat des del *web* del Servei Meteorològic de Catalunya (SMC, <http://www.meteocat.com>). El SMC gestiona la Xarxa d'Estacions Meteorològiques Automàtiques (XEMA), que actualment disposa de 161 estacions. Aquestes estacions estan ubicades majoritàriament en zones de conreus (64%), tot i que també n'hi ha en zones de vegetació natural (24 %) i en zones urbanes (12%). Anteriorment aquesta xarxa estava distribuïda en tres subxarxes. La primera és la Xarxa Agroclimàtica (XAC) que incloïa 98 estacions meteorològiques majoritàriament sobre zones de conreus amb una distribució per alçades que va des de 0 fins 1571 m d'altitud. La segona corresponia a la Xarxa d'Estacions Automàtiques (Xmet) que incloïa 56 estacions meteorològiques en zones vegetació natural i en zones urbanes abastant un rang d'entre 0 a 1971 m. Finalment, la tercera xarxa corresponia a la Xarxa Nivològica de Catalunya que incloïa 12 estacions meteorològiques sobre zones de prats d'alta muntanya disposades entre 2200 i 2540 m.

Per a la realització d'aquesta tesi s'ha seleccionat un conjunt de 136 estacions de les 161 estacions meteorològiques disponibles aplicant un criteri d'estabilitat de les dades: les

estacions seleccionades amb un funcionament durant més de 5 anys. La figura 1.2 mostra la distribució de les estacions seleccionades del SMC.

El SMC també disposa d'un banc de dades de radiosondatges des del 1997 fins a l'actualitat llançats a les ubicacions de Barcelona i Sort. Aquests radiosondatges són llançats a les 12:00 i a les 00:00 hora solar local i inclouen perfils l'altitud, pressió, temperatura de l'aire i humitat.

La sèrie més llarga de radiosondatges correspon a la ubicació de Barcelona (X: 426074 i Y: 4582026, coordenades en el sistema UTM-31 N, ED 50) a 72 m d'altitud que presenta una mitjana de vapor d'aigua per al període 1997 – 2007 de 1.79 i una σ de 0.81 g cm⁻², amb un mínim de 0.16 i un màxim de 5.00 g cm⁻². En el cas de Sort (X: 346196 i Y: 4696676), el punt de llançament està ubicat al pre-Pirineu a una altitud de 680 m d'altitud i presenta una mitjana de vapor d'aigua de 1.01 i una σ de 0.54 g cm⁻², amb un mínim de 0.25 i un màxim de 2.37 g cm⁻².

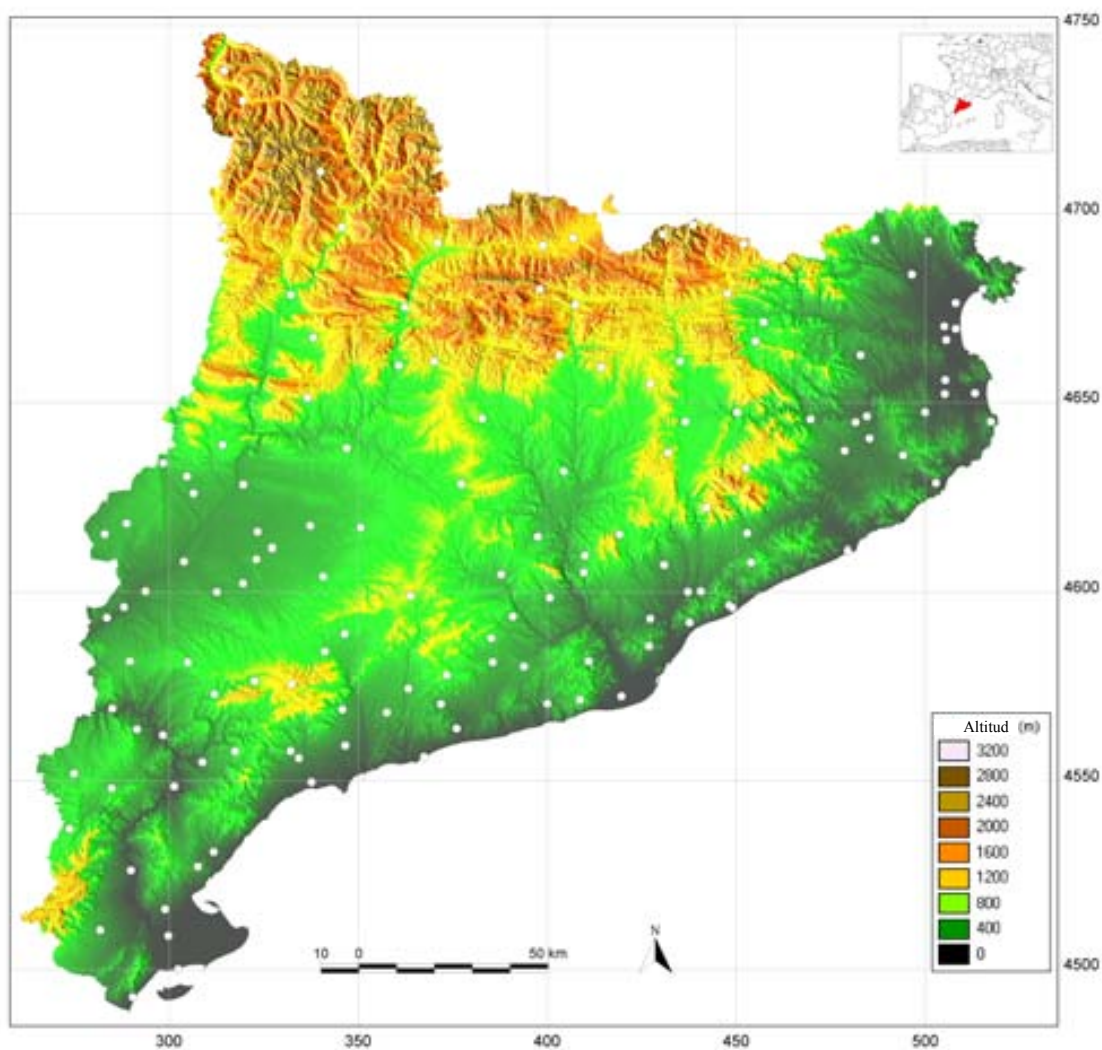


Figura 1.2. Vista general de Catalunya, en la projecció Universal Transversal de Mercator (UTM), fus 31-N (coordenades expressades en km) i la ubicació geogràfica de les estacions meteorològiques del SMC filtrades aplicant un criteri d'estabilitat de les dades seleccionant aquelles estacions amb un funcionament durant més de 5 anys.

CAPÍTOL 2.
MODELITZACIÓ DE LA TEMPERATURA DE L'AIRE
MITJANÇANT LA COMBINACIÓ DE PREDICTORS
GEOGRÀFICS I DE TELEDETECCIÓ



Joma (1981). *Amb aquest cel no es va enlloc*. Publicacions de l'Abadia de Montserrat

2.1 Introducció

La temperatura de l'aire és un descriptor primari de les condicions ambientals a escala terrestre i està involucrada en molts processos ecològics de gran importància com són l'evapotranspiració real i potencial, la radiació neta o la distribució d'espècies (Idso, 1981; Kustas, 1996; Prihodko i Goward, 1997; Bastiaanssen *et al.*, 1998; Quattrochi i Luvall, 2000; Bonan, 2002, Kustas *et al.*, 2003, Cristóbal *et al.*, 2005). A més, la temperatura de l'aire també està involucrada en l'obtenció de la temperatura de la superfície terrestre mitjançant els algorismes de correcció atmosfèrica (Qin *et al.*, 2001) així com en la generació de diversos índexs d'estrès vegetal com són el *Stress Degree Day* o el *Crop Water Stress Index* (Jackson *et al.*, 1977; Moran *et al.*, 1994). Les ciències de la salut també inclouen la temperatura de l'aire com a una variable molt important per modelitzar els vectors d'infecció de malalties o per mesurar l'efecte extrem de les temperatures en la mortalitat (Florio *et al.*, 2004). Finalment, l'obtenció de mesures precises en la temperatura de l'aire es fa imprescindible per tal de disminuir l'error de propagació en els models numèrics on aquesta variables té un pes important (Burrough i McDonell, 1998).

L'anàlisi de regressió múltiple usant variables geogràfiques com la latitud, la longitud i la continentalitat (distància al mar) com a predictors ha estat l'aproximació clàssica en la modelització de la temperatura de l'aire (Blennow, 1998; Ninyerola *et al.*, 2000; Monestiez *et al.*, 2001). Tanmateix, la disponibilitat actual de dades de Teledetecció així com d'un arxiu retrospectiu ampli per a alguns satèl·lits com per exemple el cas de NOAA AVHRR (més de 30 anys de dades) o TERRA/AQUA MODIS (amb més de 8 anys de dades) fa possible combinar l'aproximació geogràfica amb les dades de Teledetecció usant variables relacionades amb la temperatura de l'aire com són la temperatura de la superfície terrestre (TST), l'NDVI o l'albedo.

La temperatura de l'aire està determinada en gran manera per les propietats de la superfície terrestre, i pot variar en l'espai i el temps (Oke, 1987) responnent, per tant, directament als canvis locals i als canvis en la superfície de la terrestre (Arribas *et al.*, 2003). La inclusió de dades de Teledetecció (que contenen informació sobre les característiques de la superfície terrestre de forma inherent) fa possible millorar el

nostre coneixement sobre els patrons espaciotemporals de la temperatura de l'aire, en contrast amb els models que només incorporen variables geogràfiques, o els que només duen a terme interpolació espacial de les dades.

Malgrat que les estacions meteorològiques proporcionen dades puntuals de molta importància, com ara la temperatura de l'aire (la qual és necessària per fer un seguiment dels ecosistemes a nivell de macroescala), la densitat espacial d'aquestes estacions és molt variable i la seva distribució no és usualment òptima per a aplicacions regionals o locals. Tanmateix, les dades de Teledetecció, degut a l'elevada densitat de mostreig sobre la superfície terrestre i a la seva elevada resolució temporal sobre regions àmplies i heterogènies, ens ofereixen una superfície quasi contínua que proporciona informació addicional entre les estacions meteorològiques (Vogt *et al.*, 1997).

Molts dels estudis que usen dades de Teledetecció com a variables en la modelització de la temperatura de l'aire es basen en una aproximació estadística, mentre que les tècniques basades en una aproximació física són menys freqüents degut a la seva complexitat (Sun *et al.*, 2005). L'índex TVX (*temperature/vegetation index*) ha estat àmpliament usat per modelitzar la temperatura de l'aire mitjançant imatges NOAA AVHRR (Goward *et al.*, 1994; Czajkowski *et al.*, 1997; Prihodko i Goward, 1997; Prince *et al.*, 1998; Czajkowski *et al.*, 2000; Chokmani i Viau (2006), 2006; Riddering i Queen, 2006). En l'índex TVX s'assumeix que la temperatura de la superfície d'una capçada arbòria tancada és igual a la temperatura de l'aire. Aquest índex va ser desenvolupat a través de l'observació empírica entre les mesures de TST i NDVI, que quan són comparades generalment presenten una relació lineal negativa (Prince *et al.*, 1998; Quattrochi i Luvall, 2000). Per tal d'obtenir la temperatura de l'aire, aquesta metodologia estableix una regressió lineal entre la relació TST/NDVI usant una finestra de convolució mòbil de 9 per 9 píxels i estén el model de regressió establert amb les estacions meteorològiques (Quattrochi i Luvall, 2000). Emperò, la resolució espacial de la imatge de temperatura de l'aire és més grollera que les imatges usades per ajustar el model, ja que la resolució espacial és alterada per tal d'augmentar la informació usada per generar el model (Prince *et al.*, 1998).

Altres metodologies estadístiques estableixen una regressió lineal entre la TST i la temperatura de l'aire. Aquestes metodologies ofereixen millor resolució espacial en la

imatge final de temperatura de l'aire ja que no necessiten degradar la seva resolució espacial. En aquesta línia, Vogt *et al.* (1997) van usar la TST obtinguda a partir d'imatges NOAA AVHRR per establir una regressió lineal simple entre la temperatura màxima diària i la TST en una regió Mediterrània (Andalusia). Recondo i Pérez-Morandeira (2002) també van establir una regressió lineal per modelitzar la temperatura mitjana diària i mensual així com per a la temperatura màxima diària sobre una regió Atlàntica (Asturies). Altrament, Florio *et al.* (2004) van comparar els models de regressió múltiple amb la interpolació per *kriging* introduint variables geogràfiques i de Teledetecció en la modelització de la temperatura mitjana diària de l'aire usant també la TST d'imatges NOAA AVHRR, obtenint millors resultats usant el mètode per interpolació amb *kriging*.

Prenent en consideració els estudis esmentats en aquest capítol s'aprofundirà en la modelització de la temperatura de l'aire mitjançant la combinació de variables geogràfiques i de Teledetecció usant dades diàries i una sèrie de 5 anys de dades meteorològiques, així com una comparació entre diferents resolucions espacials per als diferents models de la temperatura de l'aire.

En treballs previs (Ninyerola *et al.*, 2000; Ninyerola *et al.*, 2006a; Ninyerola *et al.*, 2006b) es va optimitzar una metodologia usant una regressió lineal múltiple per modelitzar la temperatura de l'aire i la precipitació de la Península Ibèrica per a període mensuals i anuals usant només variables geogràfiques.

2.2. Objectius

Els principals objectius d'aquest capítol són:

- 1- Quantificar la millora en l'addició de dades amb diferent resolució espacial obtingudes mitjançant els satèl·lits Landsat, MODIS i NOAA a escala regional sobre una zona extensa i heterogènia (Catalunya) als models clàssics d'obtenció de la temperatura de l'aire (que només usen dades geogràfiques) en la modelització de la temperatura instantània (a l'hora de pas del satèl·lit) i diària usant una aproximació estadística mitjançant la regressió lineal múltiple.

2- Analitzar el paper de les variables geogràfiques i de Teledetecció en la modelització de la temperatura de l'aire usant els productes de TERRA MODIS durant el període 2000-2005 a la mateixa àrea i aplicant la mateixa metodologia que en el punt anterior. Tanmateix, en aquest cas només és modelitzarà la temperatura mensual i anual de l'aire.

2.3. Material

Un conjunt de 52 imatges Landsat (17 Landsat-5 TM i 35 Landsat-7 ETM+ de les òrbites 197 i 198 i les files 31 i 32), 52 imatges NOAA AVHRR i 52 imatges TERRA MODIS per al període 2002-2004 han estat seleccionades en aquest capítol per dur a terme la modelització de la temperatura de l'aire. La taula 2.1 mostra les dates de les imatges i la figura 2.1 mostra la distribució mensual de les imatges durant l'any. Com es pot veure en aquesta taula i la figura, les dates s'ha seleccionat amb la intenció de poder cobrir tots els mesos durant l'any.

En el capítol 1 s'explica el processament de les dades meteorològiques i el processament bàsic de les imatges de Teledetecció de Landsat-5 TM, Landsat-7 ETM+, TERRA MODIS i NOAA AVHRR .

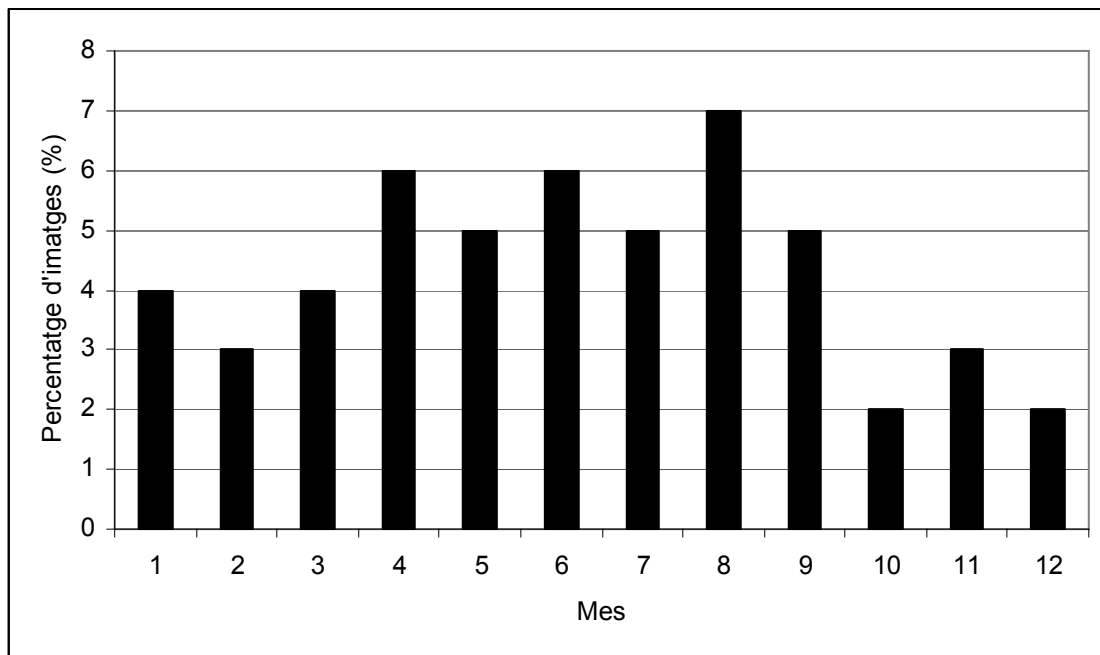


Figura 2.1. Distribució mensual de les imatges Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+, NOAA AVHRR i TERRA MODIS durant l'any per al període 2002-2006. Els mesos van des de 1 (gener) fins a 12 (desembre).

2002	2003	2004
11/01/2002	14/01/2003	10/06/2004
12/02/2002	23/01/2003	17/06/2004
21/02/2002	30/01/2003	26/06/2004
09/03/2002	08/02/2003	30/09/2004
01/04/2002	03/03/2003	08/11/2004
17/04/2002	12/03/2003	17/11/2004
26/04/2002	19/03/2003	03/12/2004
12/05/2002	04/04/2003	
19/05/2002	13/04/2003	
13/06/2002	29/04/2003	
20/06/2002	15/05/2003	
29/06/2002	22/05/2003	
15/07/2002	31/05/2003	
07/08/2002	01/07/2003	
16/08/2002	10/07/2003	
23/08/2002	17/07/2003	
01/09/2002	26/07/2003	
08/09/2002	02/08/2003	
24/09/2002	11/08/2003	
26/10/2002	18/08/2003	
27/11/2002	27/08/2003	
13/12/2002	19/09/2003	
	05/10/2003	

Taula 2.1. Llistat d'imatges usades modelització de la temperatura de l'aire per al període 2002-2004 per a Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+, NOAA AVHRR i TERRA MODIS.

2.4. Metodologia

2.4.1. Model de regressió múltiple i selecció dels models

La metodologia emprada per obtenir la temperatura de l'aire (T_a) està basada en la metodologia proposada per Ninyerola *et al.* (2000) en què es du a terme una anàlisi de regressió múltiple amb una interpolació espacial dels residus de les dades provinents d'estacions meteorològiques (vegeu el capítol 1) usant variables només de tipus geogràfic com a predictors (altitud, latitud, continentalitat i radiació solar potencial). Aquesta metodologia ha estat usada en l'elaboració de l'Atles Climàtic Digital de Catalunya (Ninyerola *et al.*, 2004) o l'Atles Climàtic Digital de la Península Ibèrica (Ninyerola *et al.*, 2006c) els quals inclouen, entre d'altres, informació de tipus ràster corresponent a les temperatures mitjanes, mínimes i màximes mensuals i anuals de l'aire totes elles amb un RMSE inferior a 1°C.

En aquesta tesi s'ha dut a terme la interpolació espacial dels residus mitjançant la interpolació segons l'invers de la distància al quadrat (ID^2) ja que aquest ofereix millors resultats que l'interpolador basat en *splines* o *kriging*, al menys en el cas de la modelització de la temperatura de l'aire (Ninyerola *et al.* 2000) i si no s'entra en el cas del *kriging* en llargs procediments d'ajust del variograma, de selecció de tipologia de *kriging*, etc.

Per tal d'analitzar la importància de la Teledetecció en la modelització de la temperatura de l'aire s'ha usat una aproximació mixta que combina les variables geogràfiques i les variables de Teledetecció usant diferents resolucions espacials com a predictors en l'anàlisi de regressió múltiple.

A més, per tal de quantificar la millora en la modelització de la temperatura de l'aire amb la introducció de dades de Teledetecció, s'ha fet la mateixa anàlisi només amb variables geogràfiques.

La selecció dels models s'ha dut a terme a partir de la C_p de Mallows (*Mallows C_p best subsets*) per tal de seleccionar quin model de regressió múltiple descriu millor les dades i quines variables han de ser incloses a l'anàlisi (Draper i Smith, 1981). La C_p de Mallows normalment funciona millor que d'altres mètodes *forward stepwise*, especialment quan la col·linealitat és present ja que examina l'ajust per a tots els possibles models obtenint el model que més s'ajusta a les dades (Harrell, 2001). Tots els ajustos estadístics s'han dut a terme amb una significació estadística (α) de 0.05.

Com a resultat de l'anàlisi estadística, els models obtinguts poden ser classificats en tres grups depenent de la natura dels predictors:

1. Models geogràfics: models que només inclouen predictors geogràfics.
2. Models de Teledetecció: models que només inclouen predictors provinents de la Teledetecció.
3. Models mixtos: models que combinen els predictors geogràfics i provinents de la Teledetecció.

Per dur a terme aquesta metodologia s'ha programat una aplicació utilitzant Microsoft Visual Basic i llibreries del programa d'estadística STATISTICA (StatSoft, 2001).

2.4.2. Variables de l'anàlisi de regressió múltiple

Les variables geogràfiques que han estat incloses en el model de regressió múltiple són la altitud, la latitud, la continentalitat i la radiació solar potencial. Aquestes variables ja s'han fet servir prèviament en d'altres estudis i han demostrat la seva utilitat per a l'obtenció de temperatures mensuals (Ninyerola *et al.*, 2000; Cristóbal *et al.*, 2006).

Les variables de Teledetecció seleccionades han estat aquelles que en un principi s'ha cregut que podrien estar relacionades amb la temperatura de l'aire com són l'albedo, la TST i l'NDVI. La TST i l'NDVI han estat escollides amb freqüència com a predictors en la modelització de la temperatura de l'aire degut a la relació directa que presenten amb aquesta variable (Goward *et al.*, 1994; Czajkowski *et al.*, 1997; Prihodko i Goward, 1997; Vogt *et al.*, 1997; Prince *et al.*, 1998; Czajkowski *et al.*, 2000; Recondo i Pérez-Morandeira, 2002; Chokmani i Viau, 2006; Cristóbal *et al.*, 2006; Riddering i Queen, 2006). Pel que fa l'albedo, podem suposar que aquesta variable també està relacionada amb la temperatura de l'aire degut al seu rol en el balanç d'energia.

La selecció dels conjunts de les estacions meteorològiques d'ajust i de test s'ha dut a terme aleatòriament. En els models mensuals i anuals s'ha escollit els mateixos conjunts d'estacions aleatòries per fer els models comparables. Tanmateix, en el cas dels models instantanis i diaris, degut al diferent grau de nuvolositat de les imatges no s'han pogut escollir els mateixos conjunts com s'observa a les taules 2.3 i 2.8, on el nombre de mostres (n) és menor. En el cas mensual i anual, el fet de poder comptar amb més imatges fa possible obtenir una coberta mensual i anual lliure de núvols.

Finalment, s'ha calculat el coeficient de determinació (R^2) i el *root mean square error* (RMSE) per a cada model. L'RMSE s'ha calculat mitjançant la següent expressió:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Estimat - Mesurat)^2} \quad (2.1)$$

on Mesurat és la temperatura de l'aire observada (mesurada) per l'estació meteorològica, Estimat és la temperatura de l'aire modelitzada i n és el nombre d'estacions meteorològiques usades en el model.

		Modelització instantània i diària		Modelització mensual	
		Estacions d'ajust (%)	Estacions de test (%)	Estacions d'ajust (%)	Estacions de test (%)
Tipus de coberta del sòl	Vegetació natural	22	20	21	19
	Zones de conreus	64	63	62	68
	Zones urbanes	14	17	17	13
Classes d'altitud (m)	0-500	77	71	74	67
	500-1000	18	22	19	26
	1000-1500	4	5	5	5
	>2000	1	2	2	2

Taula 2.2. Tipus de coberta i classes d'altitud de les estacions meteorològiques d'ajust (60%) i de test (40%) usades en la modelització de la temperatura de l'aire instantània, diària i mensual.

2.4.3. Validació del model

Per a cadascun dels models s'han usat el 60% de les estacions meteorològiques per ajustar el model i el restant 40% per validar el model. La taula 2.2 mostra el rang d'altitud i el tipus de coberta on s'ubiquen les estacions meteorològiques d'ajust i de test.

2.4.4. Processament de les variables geogràfiques

La latitud s'ha aproximat a través de la distància de les estacions a l'Equador ja que l'àrea d'estudi presenta un rang latitudinal petit i no s'ha cregut necessari usar càlculs més precisos, per tant, en aquest cas s'ha usat directament la coordenada UTM-Y. L'altitud s'ha extret del Model Digital d'Elevacions de l'ICC remostrejat a una resolució espacial de 100 m. La continentalitat s'ha definit con la distància al mar. Finalment, la radiació solar potencial instantània, diària i mensual s'ha calculat mitjançant el model de radiació potencial proposat per Pons i Ninyerola (2008).

2.4.5. Processament de les imatges de Teledetecció

El processament bàsic de les imatges de Teledetecció s'ha explicat al capítol 1. Per a l'obtenció de les variables de Teledetecció implicades en la modelització de la temperatura de l'aire s'han fet servir les següents metodologies:

Temperatura de la superfície terrestre (TST): degut a la manca de perfils atmosfèrics a l'hora de pas del satèl·lit sobre Catalunya per dur a terme la correcció atmosfèrica de les imatges Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+ mitjançant MODTRAN (Kneisys *et al.*, 1995), la banda tèrmica només ha estat corregida, en aquest capítol, pels efectes de l'emissivitat segons la metodologia proposada per Hurtado *et al.* (1996) i Valor *et al.* (2000). La temperatura aparent de brillantor s'ha calculat usant la metodologia proposada per Markham i Barker (1986) i Irish (2003) per a Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+, respectivament, usant els paràmetres de conversió inclosos en les metadades originals. L'emissivitat ha estat calculada seguint la metodologia proposada per Valor *et al.* (1996). Aquesta metodologia calcula els valors de l'emissivitat de la superfície mitjançant la relació entre l'NDVI i l'emissivitat (van de Griend i Owe, 1993) i mesures d'emissivitat de camp i de laboratori (Salisbury i D'Aria, 1992).

Cal fer notar, que en el capítol 3 d'aquesta tesi s'ha dut a terme una millora sobre un algorisme ja existent per a la determinació de la TST en el cas de les imatges Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+ que es va fer amb posterioritat a la modelització de la temperatura de l'aire explicada en aquest capítol. En el capítol 3, doncs, s'aprofundirà en el mètode d'obtenció de la TST i alhora s'usarà un mètode diferent per obtenir l'emissivitat de la superfície terrestre, que també s'usarà en el capítol 4 per obtenir la radiació neta.

Albedo: l'albedo en el cas de Landsat TM i ETM+ s'ha calculat mitjançant la metodologia proposada per Dubayah (1992) mitjançant la suma ponderada de les imatges de l'espectre òptic (bandes 1, 2, 3, 4, 5 i 7) usant les imatges corregides radiomètricament. En el cas de TERRA MODIS s'ha fet servir la metodologia proposada per Liang *et al.* (2001) mitjançant, també, la suma ponderada de les bandes de l'òptic.

2.5. Resultats i discussió

Aquesta secció està organitzada segons el període en què s'ha dut a terme la modelització de la temperatura de l'aire: diari (modelització de la temperatura de l'aire instantània i diària) o mensual i anual. Per tant, els resultats de les diferents anàlisis s'han agrupat en models diaris i mensuals, incloent en cada secció els resultats corresponents a la modelització de la temperatura instantània (només en el cas diari), mitjana, mínima i màxima. Per tal d'explicar el diferent comportament de les temperatures diàries, els resultats s'han agrupat de forma mensual durant el període 2002-2004.

En les seccions 2.5.1, 2.5.2, 2.5.3 i 2.5.4 es presenten els resultats referents a la quantificació de la millora en l'addició en els models clàssics (els que només usen variables geogràfiques) de les dades de Teledetecció de diferent resolució espacial. En les seccions 2.5.2 i 2.5.6 s'analitza el paper de les variables de Teledetecció i geogràfiques en la modelització de la temperatura de l'aire.

2.5.1. Selecció dels predictors

En la secció 2.4.1. "Model de regressió múltiple i selecció dels models" s'ha comentat que com a resultat de l'anàlisi de la selecció dels models aquests s'agrupen en models geogràfics, de Teledetecció i mixtos (predictors geogràfics més predictors de Teledetecció). Els resultats obtinguts usant com a selector de models la C_p de Mallows en la modelització diària, mensual i anual de la temperatura de l'aire mostren que els models mixtos són seleccionats estadísticament en major freqüència que els models només geogràfics o només amb predictors de Teledetecció (87%, 11% i 2%, respectivament, del conjunt total de models). Per tant, la inclusió de predictors provinents de la Teledetecció demostra la millora en la modelització de la temperatura de l'aire essent significatius estadísticament en el 89% dels models.

En el cas dels models diaris aquest percentatge és similar, obtenint un 86.4% en el cas dels models mixtos, un 11.4% en el cas dels models geogràfics i un 2.2% en el cas dels models de Teledetecció. Tanmateix, aquests resultats també mostren que hi ha dies en

què només es seleccionen predictors geogràfics. D'altra banda, encara que només en un percentatge més petit, hi ha dies en què els predictors geogràfics no són estadísticament significatius però en canvi si ho són els de Teledetecció, seleccionant-se només models de Teledetecció. En el cas de la modelització mensual i anual tots els models inclouen predictors geogràfics i de Teledetecció i, per tant, tots els models són mixtos. Per tal de quantificar la millora en la inclusió de predictors de Teledetecció en la modelització de la temperatura diària i mensual de l'aire només s'han tingut en compte tots els models mixtos i de Teledetecció. A més, per tal d'avaluar la precisió de la cartografia resultant en el cas diari s'ha calculat la mitjana d' R^2 i de l'RMSE per al conjunt del test (40% de les estacions meteorològiques).

2.5.2. Models diaris

La taula 2.3 mostra els resultats obtinguts en la modelització de la temperatura diària (instantània, mitjana, mínima i màxima) de l'aire per als casos de Landsat, MODIS i NOAA. Els millors resultats s'obtenen quan els predictors de Teledetecció es combinen amb els predictors geogràfics: mitjana d' R^2 per al conjunt del test de 0.68 i, per al RMSE, d'1.27 °C. Tanmateix, en tots els casos, la temperatura mínima i màxima ofereix pitjors resultats que en el cas de la temperatura mitjana degut al fet que els valors extrems de temperatura són més difícils de predir que els valors mitjans.

Les figures 2.2, 2.3, 2.4, i 2.5 mostren la mitjana de l'RMSE per a la modelització de la temperatura instantània, mitjana, mínima i màxima per al període 2002-2004. La mitjana de l'RMSE per a les temperatures modelitzades oscil·la entre 1.47 °C i 2.17 °C, 0.91 °C i 1.69 °C, 1.72 °C i 2.64 °C, 1.3 °C i 2.36 °C per als casos instantanis, mitjans, mínims i màxims, respectivament. Encara que en els casos de la modelització diària de la temperatura mínima i màxima el patró de l'RMSE no és clar, en el cas de la temperatura instantània i mitjana en els mesos d'hivern sembla presentar-se un RMSE més alt que la resta de mesos. Això, possiblement és degut a que la posició del Sol és més baixa a l'horitzó produint una situació més difícil de modelitzar (més ombres dures, menys reflexió Lambertiana, etc.) en un període diari. Tanmateix, el nombre de dies analitzats en els mesos d'hivern (10 dies) no ens permet establir un patró clar al respecte.

	T_a ins		T_a mitjana		T_a mín		T_a màx		n	
	RMSE (°C)	R^2	RMSE (°C)	R^2	RMSE (°C)	R^2	RMSE (°C)	R^2	n ajust (60%)	n test (40%)
Landsat diari	1.84	0.59	1.35	0.67	2.41	0.46	1.55	0.63	70	42
NOAA diari	1.52	0.61	1.17	0.71	2.12	0.54	1.71	0.67	73	40
MODIS diari	1.93	0.55	1.28	0.66	2.28	0.54	1.82	0.57	70	42
<i>Mitjana dels models diaris</i>	<i>1.76</i>	<i>0.58</i>	<i>1.27</i>	<i>0.68</i>	<i>2.27</i>	<i>0.51</i>	<i>1.69</i>	<i>0.62</i>	<i>71</i>	<i>41</i>

Taula 2.3. Mitjana de l'RMSE i d' R^2 de la temperatura de l'aire (T_a) per als models diaris per al període 2002-2004 obtinguts per al conjunt del test. ins: instantani, mín: mínima, màx: màxima, n ajust (60% de les estacions meteorològiques) és la mitjana de les estacions usades per a l'ajust de tots els models, n test (40% de les estacions meteorològiques) és la mitjana de les estacions usades com a test per a tots els models.

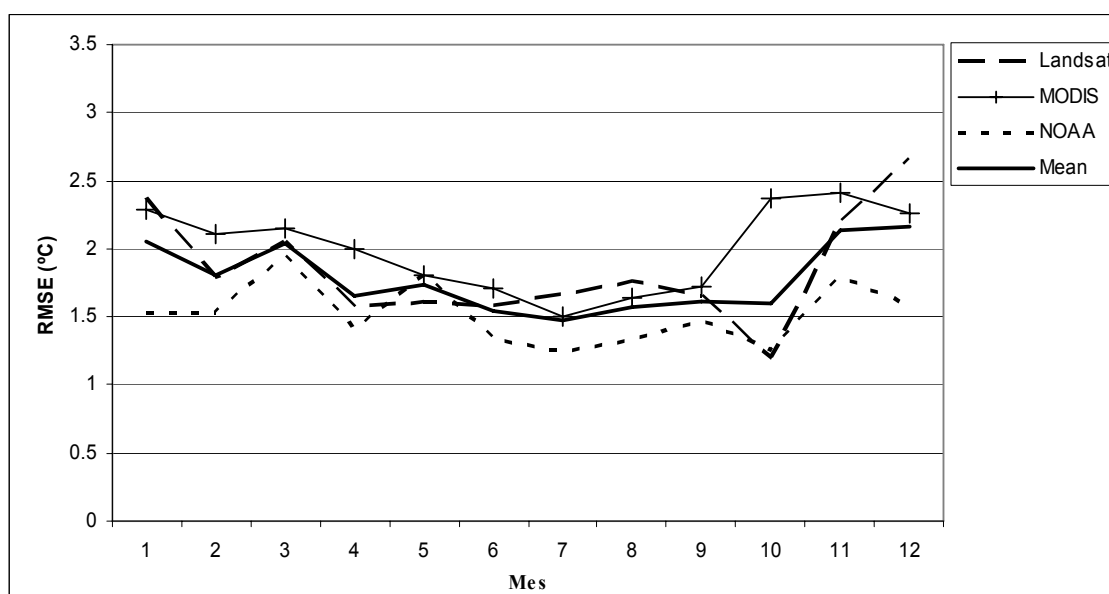


Figura 2.2. Agrupació mensual dels valors de l'RMSE per a la modelització de la temperatura instantània de l'aire per al període 2002-2004.

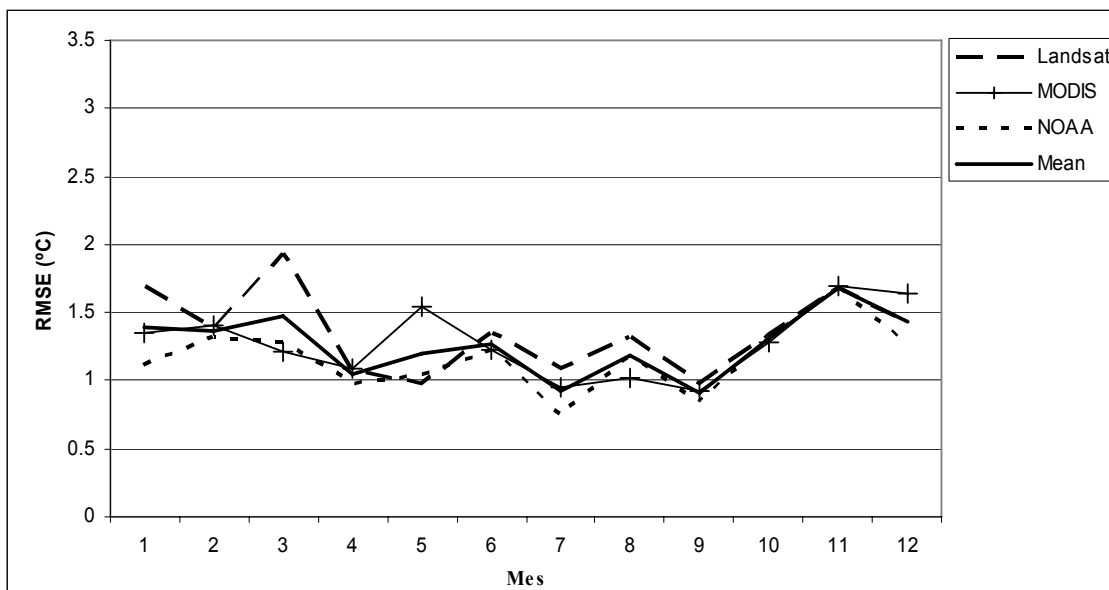


Figura 2.3. Agrupació mensual dels valors de l'RMSE per a la modelització de la temperatura mitjana de l'aire per al període 2002-2004.

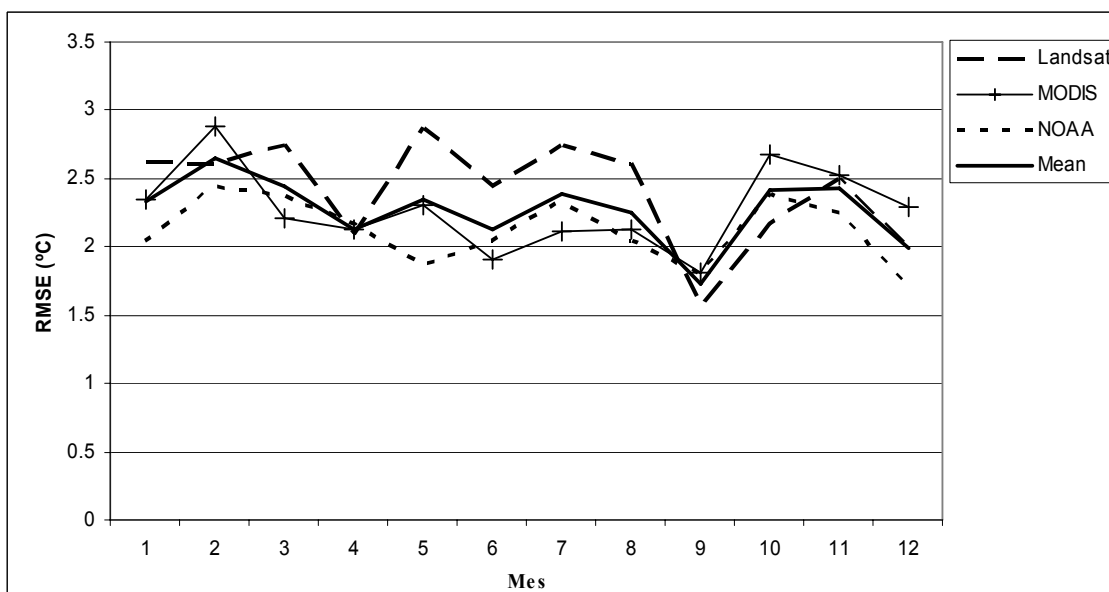


Figura 2.4. Agrupació mensual dels valors de l'RMSE per a la modelització de la temperatura mínima de l'aire per al període 2002-2004.

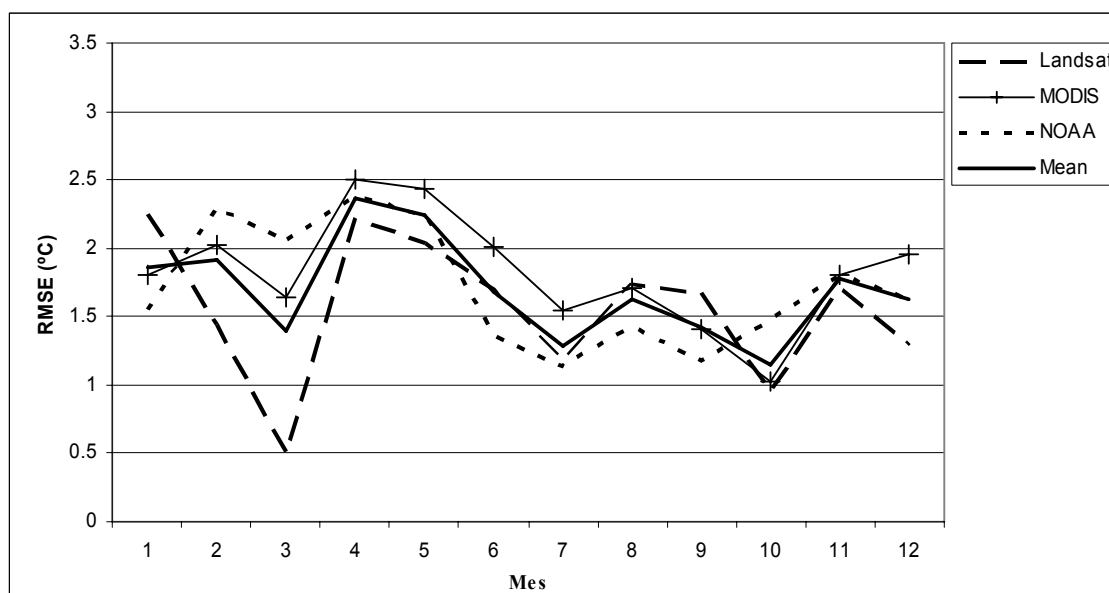


Figura 2.5. Agrupació mensual dels valors de l'RMSE per a la modelització de la temperatura màxima de l'aire per al període 2002-2004.

Les taules 2.4, 2.5, 2.6 i 2.7 mostren els estadístics descriptius per a la modelització de la temperatura instantània, mitjana, mínima i màxima de l'aire per al període 2002-2004. Els valors mínims i màxims de l'RMSE són més baixos per als casos de la temperatura instantània i mitjana que per a la modelització de la temperatura mínima i màxima. Com s'ha comentat anteriorment, aquest fet suggereix que els valors extrems són sovint més difícils de predir que els valors instantanis o mitjans, que ofereixen millor RMSE.

T_a ins	mín		màx		σ	
	RMSE (°C)	R^2	RMSE (°C)	R^2	RMSE (°C)	R^2
Landsat diari	0.91	0.24	3.09	0.92	0.55	0.21
NOAA diari	0.75	0.23	2.13	0.87	0.33	0.16
MODIS diari	1.06	0.11	2.83	0.82	0.44	0.21
<i>Mitjana diària del models</i>	<i>0.90</i>	<i>0.19</i>	<i>2.68</i>	<i>0.87</i>	<i>0.44</i>	<i>0.19</i>

Taula 2.4. Estadístics descriptius de les mesures d'error per a la modelització de la temperatura instantània de l'aire per al període 2002-2004. mín: valor mínim, màx: valor màxim i σ : desviació estàndard. Totes les dades han estat calculades amb el 40% de les estacions meteorològiques del conjunt del test.

T_a mitjana	mín		màx		σ	
	RMSE (°C)	R ²	RMSE (°C)	R ²	RMSE (°C)	R ²
Landsat diari	0.65	0.20	2.07	0.96	0.49	0.25
NOAA diari	0.72	0.26	1.70	0.90	0.47	0.20
MODIS diari	0.69	0.27	2.09	0.95	0.46	0.24
<i>Mitjana diària del models</i>	<i>0.69</i>	<i>0.24</i>	<i>1.95</i>	<i>0.94</i>	<i>0.47</i>	<i>0.23</i>

Taula 2.5. Estadístics descriptius de les mesures d'error per a la modelització de la temperatura mitjana de l'aire per al període 2002-2004. mín: valor mínim, màx: valor màxim i σ: desviació estàndard. Totes les dades han estat calculades amb el 40% de les estacions meteorològiques del conjunt del test.

T_a mín	mín		màx		σ	
	RMSE (°C)	R ²	RMSE (°C)	R ²	RMSE (°C)	R ²
Landsat diari	0.99	0.23	3.51	0.74	0.71	0.22
NOAA diari	1.35	0.24	3.14	0.81	0.66	0.20
MODIS diari	1.18	0.24	2.96	0.90	0.65	0.22
<i>Mitjana diària del models</i>	<i>1.17</i>	<i>0.24</i>	<i>3.20</i>	<i>0.82</i>	<i>0.67</i>	<i>0.21</i>

Taula 2.5. Estadístics descriptius de les mesures d'error per a la modelització de la temperatura mínima de l'aire per al període 2002-2004. mín: valor mínim, màx: valor màxim i σ: desviació estàndard. Totes les dades han estat calculades amb el 40% de les estacions meteorològiques del conjunt del test.

T_a màx	mín		màx		σ	
	RMSE (°C)	R ²	RMSE (°C)	R ²	RMSE (°C)	R ²
Landsat diari	0.77	0.23	2.35	0.94	0.79	0.25
NOAA diari	0.78	0.24	3.20	0.93	0.75	0.25
MODIS diari	0.73	0.23	3.99	0.91	0.79	0.27
<i>Mitjana diària del models</i>	<i>0.76</i>	<i>0.23</i>	<i>3.18</i>	<i>0.93</i>	<i>0.78</i>	<i>0.26</i>

Taula 2.7. Estadístics descriptius de les mesures d'error per a la modelització de la temperatura màxima de l'aire per al període 2002-2004. mín: valor mínim, màx: valor màxim i σ: desviació estàndard. Totes les dades han estat calculades amb el 40% de les estacions meteorològiques del conjunt del test.

Pel que fa a la temperatura mitjana, Goward *et al.* (1994), Czajkowski *et al.* (1997), Prihodko i Goward (1997), Prince *et al.* (1998), Czajkowski *et al.* (2000), Chokmani i Viau (2006) i Riddering i Queen (2006) obtenen mitjançant la metodologia TVX un RMSE que oscil·la entre 2.08 °C i 5.4 °C. Recondo i Pérez-Morandeira (2002) obtenen un RMSE mitjà de 2.2 °C usant una regressió lineal simple i Sun *et al.* (2005) obtenen un RMSE mitjà de 3 °C en més del 80% de les ubicacions processades usant una aproximació física de l'obtenció de la temperatura de l'aire.

En el cas de la temperatura màxima, Vogt *et al.* (1997) i Recondo i Pérez-Morandeira (2002) obtenen un RMSE que oscil·la entre 2 a 2.6 °C usant una regressió lineal simple. En ambdós casos, els resultats que s'han obtingut presenten un RMSE més baix que els esmentats en la bibliografia, un RMSE d'1.27 °C en el cas de la temperatura mitjana i d'1.69 °C en el cas de la temperatura màxima (vegeu la taula 2.3).

La comparació entre la resolució espacial dels diversos satèl·lits mostra que a una menor resolució espacial, els models diaris de la temperatura de l'aire ofereixen millors resultats que els obtinguts usant una resolució espacial més alta (vegeu les figures 2.3, 2.4, 2.5 i 2.6 i la taula 2.3). Això es pot explicar pel fet que les mesures de la temperatura de l'aire de les estacions meteorològiques són més representatives d'una àrea més general (1000 m) que local (100 m). Si es compara entre resolucions espacials similars, s'ha trobat que hi ha diferències entre les temperatures de l'aire obtingudes amb dades NOAA i MODIS: NOAA sempre dona resultats una mica millors que MODIS. Això pot ser explicat pel fet que les imatges preses més o menys una hora després del migdia (cas de NOAA) podrien ser més representatives de la temperatura de l'aire que les preses a mig matí (MODIS). A més, cal fer notar que MODIS només ofereix millors resultats que Landsat en les temperatures mitjanes i mínimes.

Finalment, i a causa del baix RMSE obtingut, podem afirmar que els mapes finals de la temperatura de l'aire introduint predictors de Teledetecció són útils per reduir la propagació de l'error en altres models numèrics que introdueixen la temperatura de l'aire com a una variable en el model, com és el cas dels models de radiació neta, d'evapotranspiració real o de correcció atmosfèrica de les imatges en l'espectre tèrmic.

2.5.3. Models mensuals i anuals

La taula 2.8 mostra la mitjana de l'RMSE calculada per als models mensuals i anual de la temperatura de l'aire. Com en el cas dels models diaris, els millors resultats dels models mensuals de la temperatura de l'aire s'obtenen quan els predictors previnents de la Teledetecció es combinen amb els predictors geogràfics amb una mitjana per a totes les temperatures mensuals de l' R^2 del conjunt del test igual a 0.86 i per l'RMSE igual a 1.00 °C. A més, cal fer notar, que els millors resultats en la modelització de la temperatura mitjana s'obtenen quan s'introdueix en l'anàlisi la mitjana de la TST en lloc de només introduir la TST diürna o nocturna. En canvi, per a la modelització de la temperatura mínima de l'aire, els millors resultats s'obtenen introduint la TST nocturna, mentre que en el cas de la temperatura màxima els millors resultats es donen quan s'introdueix la TST diürna.

Com ja s'ha fet palès en el cas de la modelització de la temperatura diària, els models de la temperatura mitjana de l'aire mensual ofereixen millor RMSE que els models de la temperatura mínima o màxima. Els valors extrems de temperatura són més difícils de predir que els valors mitjans.

	T_a mitjana		T_a mín		T_a màx		n	
	RMSE (°C)	R ²	RMSE (°C)	R ²	RMSE (°C)	R ²	n ajust (60%)	n test (40%)
Mitjana mensual	0.78	0.90	1.22	0.78	1.09	0.79	82	54
Mín mensual	0.65	0.75	1.06	0.65	0.86	0.67	82	54
Màx mensual	0.93	0.94	1.46	0.83	1.29	0.85	82	54
σ mensual	0.09	0.05	0.13	0.09	0.13	0.08	82	54
Anual	0.78	0.92	1.1	0.85	1.02	0.89	82	54

Taula 2.8. Estadístics descriptius de les mesures d'error per la modelització de la temperatura de l'aire (T_a) mensual i anual usant dades MODIS per al període 2000-2005, obtinguts del conjunt del test. mín: mínim, màx: màxim i σ : desviació estàndard, n ajust (60% de les estacions meteorològiques) és la mitjana de les estacions usades per a l'ajust de tots els models, n test (40% de les estacions meteorològiques) és la mitjana de les estacions usades com a test de tots els models.

La figura 2.6 mostra l'evolució mensual de l'RMSE per als models de la temperatura mitjana mensual, de la mitjana mensual de les mínimes i de la mitjana mensual de les màximes per al període 2000-2005. La mitjana de les temperatures modelitzades oscil·la entre 0.65 °C i 0.93 °C, 1.06 °C i 1.46 °C i 0.86 °C i 1.30 °C per el cas de la temperatura mitjana mensual, la mitjana mensual de les mínimes i la mitjana mensual de les màximes mensual, respectivament. Com en el cas diari, els resultats obtinguts ofereixen un RMSE més baix de 1.09 °C en el cas de les temperatures de la mitjana mensual de les màximes (vegeu la taula 2.8) que els esmentats per Recondo i Pérez-Morandeira (2002), els quals van obtenir un RMSE de 1.8 °C usant una regressió lineal simple.

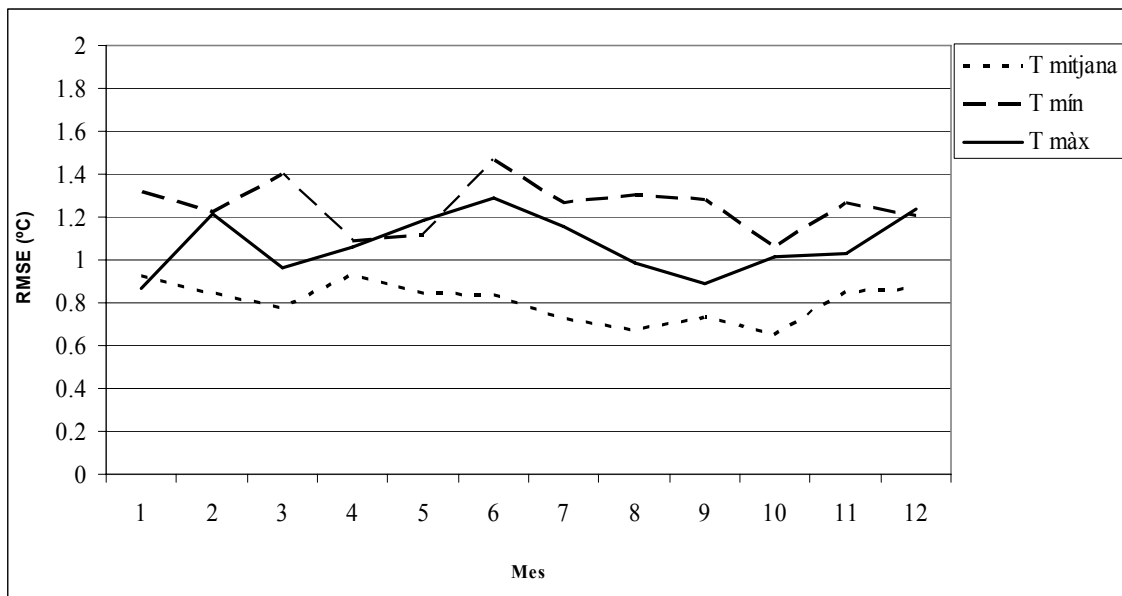


Figura 2.6. Mitjana de l'RMSE corresponent als models de temperatura de l'aire mensuals (MODIS) per al període 2000-2005. mín és la mitjana mensual de les mínimes i màx és la mitjana mensual de les màximes.

A més, com ha s'ha comentat en el cas de la modelització de la temperatura diària, el baix RMSE obtingut, podem afirmar que els mapes finals de la temperatura de l'aire introduint predictors de Teledetecció són útils per reduir la propagació de l'error en altres models numèrics que introdueixen la temperatura de l'aire com a una variable en el model, com és el cas dels models de radiació neta o d'evapotranspiració real o potencial.

2.5.4. Anàlisi de la inclusió dels predictors provinents de la Teledetecció en la modelització clàssica de la temperatura de l'aire

Per tal de quantificar la millora de la inclusió dels predictors provinents de la Teledetecció en la modelització clàssica de la temperatura de l'aire, s'ha dut a terme el càlcul dels models diaris (instantanis, mitjana, mínimes i màximes) i mensuals (mitjana, mínimes i màximes) usant només predictors geogràfics. Aquests models s'han calculat només quan els models mixtos (predictors de Teledetecció + predictors geogràfics) i els models només amb predictors de la Teledetecció han estat estadísticament significatius (89% dels models analitzats). Posteriorment, s'ha calculat la diferència entre l'RMSE obtingut amb el conjunt del test entre els models mixtos i els models geogràfics.

La taula 2.9 mostra aquests resultats en funció dels predictors provinents de la Teledetecció (Landsat, NOAA o MODIS) per a cadascun dels models de la temperatura de l'aire analitzats (instantanis, mitjans, mínims o màxims). Un valor negatiu indica que hi ha hagut una millora en la modelització de la temperatura de l'aire degut a la inclusió dels predictors provinents de la Teledetecció en el models. En un 75% dels models comparats, els millors resultats s'han donat quan hi havia predictors provinents de la Teledetecció. Tots els valors de la taula 2.9 són negatius i la diferència amb els models geogràfics està al voltant de 0.1 °C. En el treball de Florio *et al.* (2004) s'esmenta una millora de 0.06 °C en la modelització de la temperatura diària mitjana de l'aire quan els predictors provinents de la Teledetecció s'inclouen a l'anàlisi.

Malgrat el fet que la millora de la temperatura de l'aire usant els predictors de la Teledetecció és modest, s'ha de tenir en compte que la inclusió de predictors de la Teledetecció en la modelització de la temperatura de l'aire ofereix models més robustos que si només s'introdueixen predictors geogràfics, segons els resultats obtinguts amb el selector de models C_p de Mallows. Això és consistent amb el treball d'Oke (1987), el qual afirma que la temperatura de l'aire està fortament determinada per les propietats de la superfície, les quals estan incloses en els predictors de la Teledetecció però no en els predictors geogràfics. A més, cal fer notar que la millora en els models mensuals és més important que en els models diaris degut a la longitud de la sèrie meteorològica analitzada.

Els models de la temperatura instantània són els que presenten una major diferència seguits dels models de la temperatura mitjana, màxima i mínima diària degut a què la temperatura de l'aire instantània es correlaciona millor amb les imatges de Teledetecció que són preses a la mateixa hora.

Les diferències entre els models de la temperatura mitjana i màxima diària són majors que en el cas dels models de la temperatura mínima diària. Això pot ser explicat pel fet de què les temperatures mínimes es donen usualment durant la nit. S'ha de tenir compte que no s'han seleccionat predictors de Teledetecció per a períodes nocturns en el cas diari.

°C	T _a ins	T _a mitjana	T _a mín	T _a màx
Landsat diari	-0.11	-0.07	-0.01	-0.07
NOAA diari	-0.16	-0.11	-0.01	-0.10
MODIS diari	-0.18	-0.11	-0.04	-0.10
<i>Mitjana dels models diaris</i>	<i>-0.15</i>	<i>-0.10</i>	<i>-0.02</i>	<i>-0.09</i>
MODIS mensual		-0.10	-0.10	-0.13

Taula 2.9. Mitjana de l'RMSE per al conjunt del test entre els models geogràfics i els models que inclouen predictors provinents de la Teledetecció (models mixtos i només amb predictors de la Teledetecció) per als casos diaris (des de 2002 a 2004) i per als casos mensuals (des de 2000 a 2005). Els resultats estan agrupats en funció dels predictors provinents de la Teledetecció. ins: instantani, mín: mínim i màx: màxim.

2.5.5. Significació estadística dels predictors

En referència al percentatge de predictors significatius en els models mixtos, el seu comportament és diferent en funció de la resolució temporal (diari, mensual i anual). En el cas del predictors geogràfics per als models diaris, l'altitud i la continentalitat són el predictors més importants (inclosos en el 79% i el 67% dels models, respectivament) seguit per la latitud i la radiació solar potencial (inclosos en el 55% i el 32% dels models, respectivament). En el cas dels models mensuals, la continentalitat i l'altitud

són els predictors més importants (inclosos en el 87% i el 71% dels models, respectivament) seguit per la radiació solar potencial i la latitud (inclosos en el 39% dels models en ambdós casos). Tanmateix, en altres treballs (Ninyerola *et al.*, 2000; Cristóbal *et al.*, 2006) l'altitud usualment apareix en una freqüència més alta que la continentalitat. Segurament, un increment en la sèrie meteorològica de dades podria canviar aquest comportament fent-lo més similar als treballs esmentats.

En el cas dels predictors de Teledetecció per als models diaris, la TST és la variable més important seguida per l'albedo i el NDVI (inclosos en el 73%, el 43% i el 41% dels models, respectivament). En el cas mensual i anual, la TST i el NDVI són els predictors més importants seguits per l'albedo (inclosos en el 77%, el 77% i el 64% dels models, respectivament).

2.5.6. Els pesos beta (*beta weights*) de la regressió múltiple

Els pesos beta, o la beta estandarditzada, estimen la potència predictiva relativa dels predictors i ajuden a avaluar la importància única de les variables independents relatives a un model de regressió múltiple (Sokal i Rohlf, 1997). Degut a la baixa interpretabilitat dels pesos beta en els models diaris, s'han considerat només els models mensuals de la temperatura de l'aire per analitzar el seu comportament. Per tal d'establir la importància predictiva relativa de les variables independents en la modelització de la temperatura de l'aire s'han dut a terme la mitjana dels pesos beta per als diferents predictors en funció del tipus de temperatura de l'aire modelitzada.

La figura 2.7 mostra la mitjana dels pesos dels predictors en el cas de la modelització mensual de la temperatura de l'aire per al període 200-2005.

A) Pesos beta dels predictors geogràfics

En treballs previs a la Península Ibèrica (Ninyerola *et al.*, 2000; Ninyerola *et al.*, 2006a) s'ha trobat el mateix patró en el cas de l'altitud i la continentalitat. L'altitud presenta signe negatiu en tots els mesos per a tots els tipus de temperatura modelitzada degut a què la temperatura de l'aire normalment disminueix quan l'altitud incrementa. La

continentalitat presenta símbol positiu per a tots els mesos en els models de la temperatura màxima. En el cas dels models de la temperatura mitjana, és positiva als mesos de primavera i estiu (quan a l'interior de Catalunya es presenten temperatures més elevades) i negatiu als mesos d'hivern i tardor (quan a l'interior de Catalunya es presenten temperatures més fredes). En el treball de Ninyerola *et al.* (2000) i Ninyerola *et al.* (2006a) la latitud sempre presenta símbol positiu. La diferència de comportament trobada pot ser degut a què en aquest treballs la sèrie meteorològica analitzada és més llarga quan en la sèrie analitzada en aquesta tesi, només 5 anys. Pel que fa a la radiació solar potencial, aquest predictor és sempre positiu per a tots els conjunts dels models de la temperatura de l'aire quan es presenta estadísticament significativa.

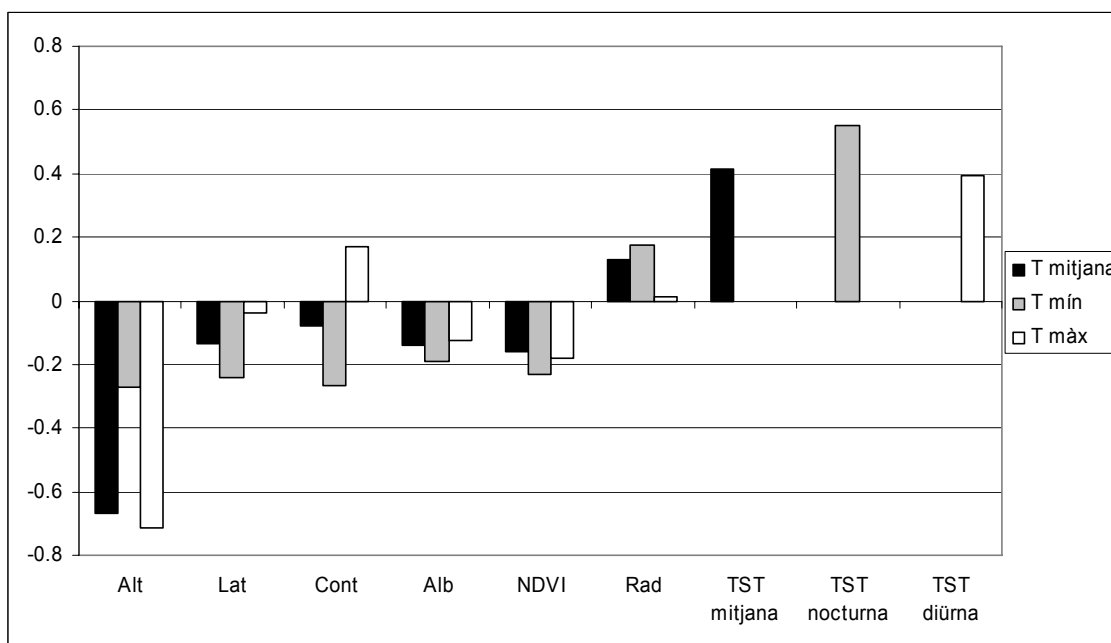


Figura 2.7. Mitjana dels pesos beta corresponents a la regressió múltiple dels models geogràfics i de Teledetecció en el cas dels models mensuals (MODIS) per al període 2000-2005 i per a la temperatures mitjanes, mínimes i màximes de l'aire.

En referència a la potència relativa predictiva dels predictors geogràfics, l'altitud és la que presenta la major potència seguida de la continentalitat, la latitud i la radiació solar potencial, per aquest ordre. Tanmateix, la radiació solar potencial podria ser més predictiva si les estacions meteorològiques estiguessin ubicades en zones de major pendent enlloc d'estar ubicades majoritàriament en zones planes.

B) Pesos beta dels predictors de Teledetecció

Els pesos beta dels predictors de Teledetecció són rarament tractats en la bibliografia i la seva comparació amb d'altres resultats sovint no és possible. L'albedo presenta sempre valor negatiu en tots els models de temperatura de l'aire, per tant, la temperatura de l'aire disminueix quan l'albedo s'incrementa. Les superfícies amb baix albedo absorbeixen gran part de l'energia incident i incrementen la temperatura de l'aire en comparació amb l'àrea circumdant. D'altra banda, les superfícies amb un alt albedo reflecteixen la radiació solar incident en major proporció i, per tant, disminueixen la temperatura de l'aire de l'àrea circumdant. L'NDVI sempre presenta símbol negatiu, per tant, la temperatura de l'aire disminueix quan l'NDVI incrementa. Podem relacionar l'NDVI amb la disponibilitat d'aigua; per tant la vegetació sense estrès hídric o els conreus ben irrigats tendeixen a augmentar el seu NDVI mentre que els sòls nus o la vegetació amb estrès hídric tendeix a disminuir-lo. Degut al refredament de la fulla causat per l'ús de la radiació visible per a la fotosíntesi i per a la transpiració de la planta, la vegetació redueix la seva temperatura per sota la temperatura de l'aire (Curtis, 1936; Pallas *et al.* 1967; Gates, 1980) i, per tant, un increment en l'NDVI és seguit usualment d'una disminució en la temperatura de l'aire. La TST sempre presenta símbol positiu, per tant, la temperatura incrementa a mesura que la TST incrementa. Les superfícies naturals emissives acostumen a transferir calor cap a l'atmosfera per convecció que depèn principalment de l'ascensió d'aire calent per sobre de superfícies calentes o del descens d'aire fred per sota de les superfícies fredes (Monteith i Unsworth, 2008) com passa en àrees cobertes de neu o gel.

Respecte als diferents predictors de la TST, la TST nocturna presenta un pes més alt en la modelització de la temperatura mínima de l'aire que en el cas de la mitjana de la TST, la TST diürna o l'altitud, la qual cosa indica que aquest predictor és necessari per a la modelització de les temperatures extremes com és la temperatura mínima de l'aire (vegeu la figura 7).

En relació a la potència predictiva dels predictors de Teledetecció, la TST és la que més potència seguida per l'NDVI i l'albedo. Encara que els pesos de l'NDVI i de l'albedo són similars, l'NDVI apareix com a predictor estadísticament significatiu en major proporció que l'albedo (77% i 64%, respectivament).

Finalment, és interessant comentar que l'altitud i la TST són els predictors més importants de la modelització de la temperatura de l'aire i que els seus pesos són similars. A més, ambdós predictors són estadísticament significants en una alta proporció (71% en el cas de l'altitud i 77% en el cas de la TST) i això significa que aquest dos predictors són d'alt interès per modelitzar la temperatura de l'aire.

2.6. Conclusions

Els models que combinen predictors geogràfics i de Teledetecció, models mixtos, són seleccionats estadísticament en major freqüència (87%) que només els models que usen predictors geogràfics (11%) o els models que només usen predictors de la Teledetecció (2%). A més, la inclusió de variables provinents de la Teledetecció ha disminuït l'RMSE, especialment en els models mensuals de la temperatura de l'aire, encara que aquesta millora ha estat modesta comparat amb els resultats obtinguts amb els models només geogràfics.

L'RMSE obtingut en el cas dels models mixtos i per a les diferents resolucions espacials per a un període diari ha mostrat ser moderadament precís i per a un període mensual ha demostrat ser encara més precís per a totes les resolucions, i ha funcionat molt bé en el cas de la modelització de la temperatura instantània i mitjana diària del aire.

A més, aquests resultats suggereixen que la cartografia resultant de la temperatura diària i mensual de l'aire pot ser introduïda com a variable d'entrada en altres models, com per exemple en models ecològics, en la modelització dels fluxos d'energia, etc., degut al baix RMSE obtingut.

Les variables de Teledetecció han demostrat ser predictors molt robustos de la temperatura de l'aire, especialment pel que fa a la TST i l'NDVI. En el cas dels predictors de la Teledetecció en els models diaris de la temperatura de l'aire, la TST és el més important seguit per l'albedo i l'NDVI, mentre que en el cas mensual i anual, la TST i l'NDVI són els més importants seguits per l'albedo.

Finalment, pel que fa a la resolució espacial, la imatges amb menor resolució espacial presenten millors resultats que els models amb major resolució espacial, quan l'hora de pas del satèl·lit és adequada, degut al fet que l'estació meteorològica mesura la mescla d'aire més enllà de punt on està ubicada l'estació meteorològica.

CAPÍTOL 3.

**MILLORES EN LA DETERMINACIÓ DE LA
TEMPERATURA DE LA SUPERFÍCIE TERRESTRE DE
LA SÈRIE LANDSAT MITJANÇANT EL VAPOR
D'AIGUA I LA TEMPERATURA DE L'AIRE**



Moebius (1999). *Los jardines de Edena*. Colección CIMOC, 70. Normal Editorial

3.1. Introducció

La temperatura de la superfície terrestre (TST) és una del fonts d'informació més important en els processos que es donen a la superfície terrestre com són l'evapotranspiració potencial i real o la radiació neta (Bastiaanssen *et al.*, 1998; Cristóbal *et al.*, 2005; Dash *et al.*, 2002; Hurtado i Sobrino, 2001; Jackson *et al.*, 1981; Kustas, 1996; Kustas *et al.*, 2003; Quattrochi i Luvall, 2000) i al mateix temps està involucrada en processos ecològics d'alta rellevància. A més, la TST també s'usa en el desenvolupament de diversos índexs com el Grau d'Estrès Diari (*Stress Degree Day*) i l'Índex d'Estrès Hídric dels Conreus (*Crop Water Stress Index*), que s'usen per avaluar l'estrès hídric principalment en zones de conreus (Jackson *et al.*, 1977; Moran *et al.*, 1994) així com en la modelització de la temperatura de l'aire (Cristóbal *et al.*, 2008; Riddering i Queen, 2006).

Avui en dia es pot afirmar que els sensors tèrmics a bord de plataformes de satèl·lit usats per al seguiment dels processos que es donen a la superfície terrestre del ecosistemes, a escala global i regional, són l'única via factible per prendre mesures de la TST degut a la seva alta taxa de remostreig i repetibilitat en àrees extenses i heterogènies. Actualment, hi ha diverses plataformes que inclouen en la seva configuració una o diverses bandes tèrmiques com per exemple NOAA AVHRR, TERRA/AQUA MODIS, METEOSAT o ENVISAT ATSR. Molts d'ells han estat desenvolupats per al seguiment de variables meteorològiques i estan dissenyats amb una baixa resolució espacial, sovint de més de 1000 m al nadir, però amb una bona resolució temporal, per exemple, amb un període de revisita de dues vegades al dia. Encara que aquests satèl·lits ofereixen un ampli *swath* (dallada de la imatge) que fa possible poder cobrir àrees molt extenses, part de la imatge (més enllà de 25° del nadir) presenta l'anomenat efecte nus de corbata (*bow-tie effect*) provocant una deformació als píxels més propers als extrems de la imatge que fa que siguin de poca utilitat (Yang i Di, 2004).

En funció de la regió on es fa el seguiment dels processos de la superfície terrestre, és necessari poder comptar amb més resolució espacial. Un exemple és la regió

Mediterrània, que es pot definir com una regió heterogènia amb un alt nivell de fragmentació dels seus hàbitats degut a l'activitat humana, el clima o el relleu.

Si es necessita una millor resolució espacial i una cobertura global i continua, només la missió Landsat pot oferir aquestes possibilitats ja que, actualment, TERRA ASTER presenta un alt nivell d'incertesa en l'adquisició d'imatges. A més, la decisió actual de la NASA de no dotar d'una banda tèrmica a l'instrument AOLI de la nova missió Landsat (*Landsat Data Continuity Mission*), compromet la continuïtat de plans d'irrigació ben desenvolupats (Anderson i Kustas, 2008) així com molts d'altres estudis relacionats amb el seguiment dels processos que es donen a la superfície terrestre.

Des de 1982 a l'actualitat, Landsat-4 TM, Landsat-5 TM (encara operatiu però amb problemes) i Landsat-7 ETM+ són els únics satèl·lits que han ofert més de 25 anys d'informació tèrmica, a mitjana resolució espacial, de gran valor. La banda tèrmica de Landsat ha estat usada en nombrosos estudis com en l'anàlisi de plomes tèrmiques en aigües marines (Wukelic *et al.*, 1989a; Shanmugam *et al.*, 2006), el seguiment de l'activitat volcànica (Kaneko i Wooster, 1999), la detecció de focs en mines de carbó a l'aire lliure (Mansor i Cracknell, 1994; Saraf *et al.* 1995; Zhang i van Genderen, 1997), en l'obtenció de l'evapotranspiració i en el planejament i seguiment de la irrigació en zones de conreus (Allen *et al.* 2007; Bastiaanssen *et al.*, 1998; Kustas *et al.*, 2004; Yang *et al.*, 1997), en la modelització de la temperatura de l'aire (Cristóbal *et al.*, 2008), en l'anàlisi d'illes de calor en zones urbanes (Xian i Crane, 2006; Stathopoulos i Cartalis, 2007), el desenvolupament d'índexs d'estrès hídric (Moran *et al.*, 1989; Moran *et al.*, 1994), entre d'altres.

Tanmateix, una de les principals limitacions de la informació de la banda tèrmica de Landsat és la presència d'una sola banda espectral en la regió del tèrmic. Això dificulta encara més el càlcul de la correcció atmosfèrica comparat amb d'altres satèl·lits com NOAA AVHRR o TERRA ASTER, els quals tenen dues o més bandes tèrmiques. Hi ha hagut diversos intents de correcció atmosfèrica de les imatges tèrmiques de Landsat (Bartolucci i Chang, 1988; Wukelic *et al.*, 1989b; Mansor i Cracknell, 1994; Goetz *et al.*, 1995; Schneider i Mauser, 1996; Hurtado *et al.*, 1996). Moltes d'aquestes metodologies requereixen informació provinent de perfils atmosfèrics, sovint obtinguts a partir de radiosondatges, per tal d'efectuar una correcció atmosfèrica. Tot i així, cal

tenir en compte que un únic radiosondatge no és representatiu de les condicions atmosfèriques d'una escena sencera d'una imatge Landsat (d'aproximadament 180 per 185 km), especialment en àrees amb un relleu molt variable. Per tal d'obtenir la TST sobre àrees extenses, i alhora evitar la dependència de les dades provinents de radiosondatges, Qin *et al.* (2001) i Jiménez-Muñoz i Sobrino (2003) desenvolupen una metodologia basada en l'equació de transferència radiativa usant la banda tèrmica de Landsat-5 TM. En el treball de Qin *et al.* (2001) es desenvolupa un algorisme mono-canal usant el vapor d'aigua i la temperatura de l'aire com a variables d'entrada per al model de correcció atmosfèrica. Tanmateix, una de les principals limitacions d'aquest model és el rang de vapor d'aigua per al qual està dissenyat, de 0 a 3 g cm⁻², el qual limita l'obtenció de la TST per sobre d'aquests valors. A més, en aquest treball no hi ha cap referència sobre com obtenir una superfície continua de la temperatura de l'aire, una qüestió important quan es desitja obtenir la TST en àrees extenses. En el cas del model desenvolupat per Jiménez-Muñoz i Sobrino (2003), el rang de vapor d'aigua és més gran (de 0 a 6 g cm⁻²), encara que s'aprecien errors en el model per sobre 3 g cm⁻². Aquesta metodologia és només dependent del vapor d'aigua, fet que minimitza l'entrada de dades al model proporcionant una metodologia operativa per obtenir la TST a partir de la banda tèrmica de Landsat. Donat que el model es redueix a una única variable d'entrada, un error en la font de vapor d'aigua pot incrementar l'error en la obtenció de la TST, i també s'ha de tenir en compte que els errors en la TST són més alts en augmentar el contingut de vapor d'aigua atmosfèric. Aquest problema es pot resoldre incorporant al model la temperatura de l'aire, a compte d'exigir dos factors atmosfèrics com variables d'entrada.

3.2. Objectius

Per tal d'analitzar la importància de la temperatura de l'aire en la obtenció de la TST, els objectius d'aquest capítol són:

- 1- Millorar una metodologia existent per a l'obtenció de la TST, l'algorisme mono-canal proposat per Jiménez-Muñoz i Sobrino (2003), en el cas de la banda tèrmica de Landsat-4 TM, Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+, introduint la temperatura de l'aire i el

vapor d'aigua com a variables d'entrada del model i usant quatre bases de dades atmosfèriques a nivell mundial cobrint un rang ampli de vapor d'aigua.

2- Validar els models obtinguts usant un conjunt de 74 imatges Landsat (54 Landsat-5 TM i 20 Landsat-7 ETM+) preses entre 2002 i 2006 tot i comparant-les amb els resultats de la metodologia per a l'obtenció de la TST proposada per Qin *et al.* (2001) (només per al cas de Landsat-5 TM). A més, s'usarà com font d'entrada en els models la temperatura de l'aire i el vapor d'aigua obtinguts per un conjunt de radiosondatges i, d'altra banda, el producte de vapor d'aigua de TERRA MODIS i la temperatura de l'aire obtinguda a partir de la metodologia explicada en el capítol 2 d'aquesta tesi, usant només predictors geogràfics.

3.3. Desenvolupament de l'algorisme per a l'obtenció de la TST

Aquesta secció s'organitza en quatre apartats. En el primer apartat es descriu l'algorisme d'obtenció de la TST. En el segon apartat s'ajusten i es comproven les funcions atmosfèriques. A més, es presenten els paràmetres finals per calcular les funcions atmosfèriques per a cada satèl·lit Landsat. En el tercer apartat es presenta una anàlisi de sensibilitat de les variables involucrades en el model. Finalment, en el quart apartat es presenta una descripció de les bases de dades atmosfèriques usades per calcular el model.

3.3.1. Base teòrica de l'algorisme

El procediment més adequat per obtenir la TST a partir d'una única banda ubicada en la regió de l'infraroig tèrmic, com és el cas de la banda tèrmica de Landsat, és per la inversió de la equació de transferència radiativa (ETR) basada en la següent expressió aplicada a una determinada banda d'un sensor (o a un interval espectral):

$$L_{sensor,\lambda} = \left[\varepsilon_{\lambda} B_{\lambda}(T_s) + (1 - \varepsilon_{\lambda}) L_{atm,\lambda}^{\downarrow} \right] \tau_{\lambda} + L_{atm,\lambda}^{\uparrow} \quad (3.1)$$

on L_{sensor} és la radiància al sostre de l'atmosfera, ε és l'emissivitat de la superfície, λ és la longitud d'ona, T_s és la TST, $L_{\text{atm},\lambda} \downarrow$ és la radiància atmosfèrica descendent, $L_{\text{atm},\lambda} \uparrow$ és la radiància atmosfèrica ascendent (radiància del *path* per a una λ determinada longitud d'ona) i τ és la transmissivitat atmosfèrica. Les radiàncies s'expressen en $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ i la longitud d'ona en μm . El terme B és la llei de Planck expressada com:

$$B_{\lambda}(T_s) = \frac{c_1}{\lambda^5 \exp\left(\frac{c_2}{\lambda T}\right) - 1} \quad (3.2)$$

on c_1 i c_2 són les constants de radiació de Planck, amb valors de $1.19104 \cdot 10^8 \text{ W } \mu\text{m}^4 \text{ m}^{-2} \text{sr}^{-1}$ i $14387.7 \mu\text{m K}$, respectivament.

En el treball de Jiménez-Muñoz i Sobrino (2003) el mètode mono-canal està basat en l'equació de transferència radiativa i segons les següents equacions:

$$\text{TST} = \gamma \left[\varepsilon^{-1} (\psi_1 L_{\text{sensor}} + \psi_2) + \psi_3 \right] + \delta \quad (3.3)$$

on:

$$\gamma = \left\{ \frac{c_2 L_{\text{sensor}}}{T_{\text{sensor}}^2} \left[\frac{\lambda_{\text{eff}}^4}{c_1} L_{\text{sensor}} + \lambda_{\text{eff}}^{-1} \right] \right\}^{-1} \quad (3.4)$$

i

$$\delta = -\gamma L_{\text{sensor}} + T_{\text{sensor}} \quad (3.5)$$

on T_{sensor} és la temperatura aparent de brillantor en K, calculada segons l'Eq. 14. La λ_{eff} és la longitud d'ona efectiva definida com:

$$\lambda_{\text{eff}} = \frac{\int \lambda f_{\lambda} d\lambda}{\int f_{\lambda} d\lambda} \quad (3.6)$$

on f_λ s'obté a partir de la responsivitat espectral de la banda. La responsivitat espectral per a la banda tèrmica de Landsat es pot trobar a Irish (2003). El seu valor és de 11.154 per a Landsat-4 TM, 11.457 per a Landsat-5 TM i 11.270 per a Landsat-7 ETM+.

En el treball de Jiménez-Muñoz i Sobrino (2003) les funcions atmosfèriques Ψ_1 , Ψ_2 i Ψ_3 (a partir d'ara anomenades AF1, AF2 i AF3, respectivament) s'obtenen com a funció del contingut total de vapor d'aigua (w), degut al fet que aquest component és el principal absorbent de la regió espectral de l'infraroig tèrmic. Tot i així, en aquesta tesi també s'ha introduït la temperatura de l'aire (T_a) per calcular les funcions atmosfèriques (AFs) degut a la estreta relació amb els paràmetres atmosfèrics usats per obtenir la TST. Com s'ha comentat anteriorment, un altre intent d'introduir la temperatura de l'aire conjuntament amb el w el podem trobar a Qin *et al.* (2001), els quals han desenvolupat un altre algorisme mono-canal per obtenir la TST.

3.3.2. Generació de les noves funcions atmosfèriques: ajust i test estadístic

Com s'ha comenta en l'anterior secció, per tal d'obtenir la TST, Jiménez-Muñoz i Sobrino (2003) desenvolupen les funcions atmosfèriques les quals només són dependents del w . Tanmateix, en aquesta tesi aquestes funcions seran dependents tant del w com de la T_a . Per tant, es definiran tres conjunts de funcions atmosfèriques per a cada missió Landsat (dependència només de w , w i T_a i només de T_a) usant les següents equacions:

$$AF_{1(w,T_a)} \equiv \frac{1}{\tau_{(w,T_a)}} \quad (3.7)$$

$$AF_{2(w,T_a)} \equiv -L_{atm(w,T_a)}^\downarrow - \frac{L_{atm(w,T_a)}^\uparrow}{\tau_{(w,T_a)}} \quad (3.8)$$

$$AF_{3(w,T_a)} \equiv L_{atm(w,T_a)}^\downarrow \quad (3.9)$$

on w és el vapor d'aigua en $g\ cm^{-2}$ i T_a és la temperatura de l'aire. Tot i que aquestes funcions són dependents de la longitud d'ona, per tal d'obtenir una notació més clara de les funcions atmosfèriques aquest paràmetre no s'ha inclòs. A més, en el cas de la

sèrie de satèl·lits Landsat, la banda tèrmica sempre s'ha dissenyat amb la mateixa amplitud de longitud d'ona, de 10.5 a 12.5 μm

Abans d'ajustar estadísticament les AFs, es necessita una font de paràmetres atmosfèrics ($L_{\text{atm}} \uparrow$, $L_{\text{atm}} \downarrow$ i τ) per calcular-los. Aquests paràmetres atmosfèrics s'han extret de quatre bases de dades de radiosondatges atmosfèrics a escala global que cobreixen diferent rangs de vapor d'aigua (vegeu la secció 3.3.4, "Descripció de les bases de dades de radiosondatges atmosfèrics"). Per tant, s'han obtingut diferents conjunts de AFs en funció de la missió Landsat i de la base de dades atmosfèrica usada. Els paràmetres atmosfèrics ($L_{\text{atm}} \uparrow$, $L_{\text{atm}} \downarrow$ i τ) s'han obtingut per simulació amb el codi de transferència radiativa MODTRAN 4.0 (Kneisys *et al.*, 1995) i ponderats en funció de la configuració de la funció filtre de la bada tèrmica. Per predir els paràmetres atmosfèrics, el codi MODTRAN 4.0 s'ha executat en mode radiància tèrmica amb dispersió múltiple per a un angle corresponent al nadir i per a condicions de dies clars (vegeu la figura 3.1).

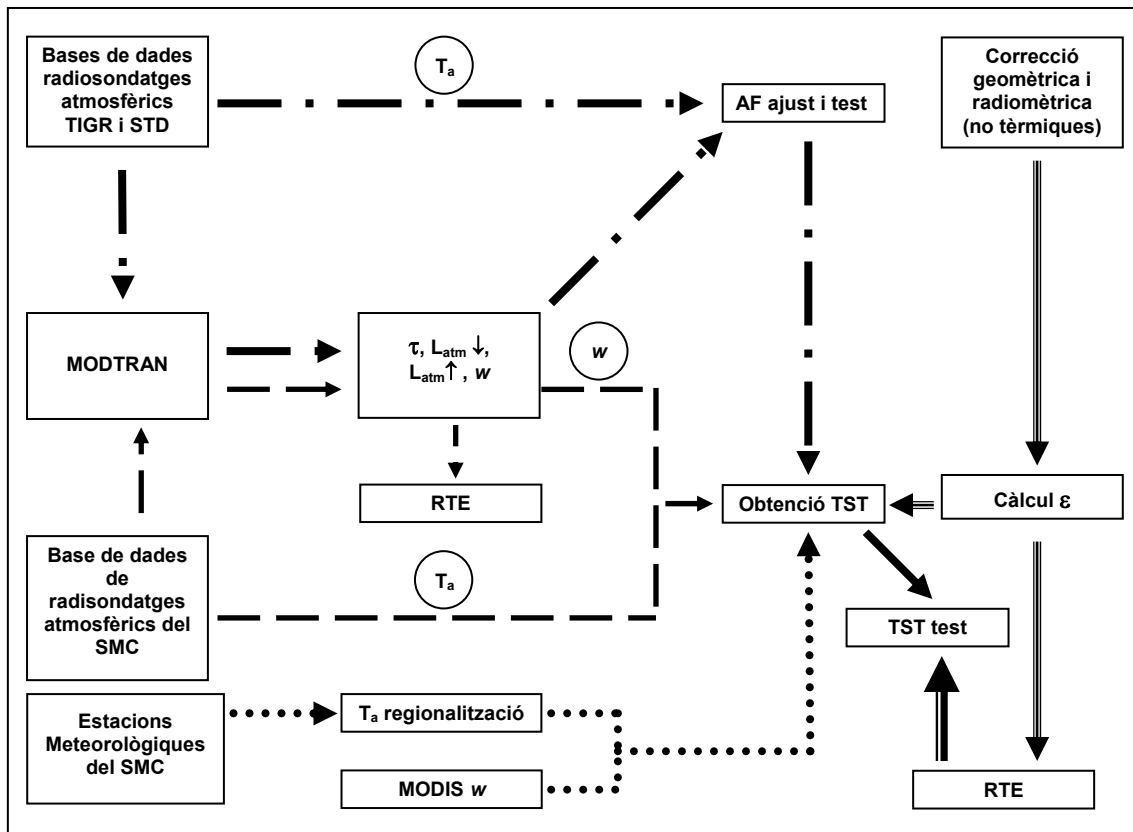


Figura 3.1. Diagrama de flux de les metodologies usades per generar els models d'obtenció de la TST i del seu test. RTE és l'equació de transferència radiativa (Eq. 3.1), SMC és el Servei Meteorològic de Catalunya, T_a és la temperatura de l'aire, w és el vapor d'aigua, ϵ és l'emissivitat, AF són les funcions atmosfèriques, TST és la temperatura de la superfície terrestre, τ és la transmissivitat, $L_{\text{atm}} \downarrow$ és la radiància atmosfèrica descendent i $L_{\text{atm}} \uparrow$ és la radiància atmosfèrica ascendent.

Un cop s'han calculat els paràmetres atmosfèrics s'han ajustat aquests valors en funció d'un polinomi de segon grau basat segons el w (Eq. 3.10), el w i la T_a (Eq. 3.11) i la T_a (Eq. 3.12).

$$AF_n = iw^2 + hT_a^2 + gw + fT_a + eT_a^2w + dT_a w + cT_a w^2 + bT_a^2 w^2 + a \quad (3.10)$$

$$AF_n = iw^2 + gw + a \quad (3.11)$$

$$AF_n = hT_a^2 + fT_a + a \quad (3.12)$$

Els subíndexs a , b , c , d , e , f , g , h i i són els coeficients numèrics de l'ajust estadístic. La T_a usada per ajustar les AFs s'ha extret del primer nivell dels radiosondatges atmosfèrics, i w s'ha modelitzat usant el codi MODTRAN 4.0. Les taules 3.1, 3.2 i 3.3 mostren els coeficients numèrics de les AFs usant només w , w i T_a i només T_a per a cada base de dades atmosfèrica usada i per a les diferents missions Landsat.

Per tal d'aplicar un test sobre les AFs s'han seleccionat dos subconjunts de radiosondatges atmosfèrics per a cada base de dades atmosfèrica mitjançant un mostreig aleatori estratificat segons el tipus de radiosondatge (tropical, latituds mitjanes d'estiu, latituds mitjanes d'hivern, subàrtiques d'estiu i subàrtiques d'hivern). S'han seleccionat el 60% dels radiosondatges per ajustar el model i el 40% restant per dur a terme el test. Cal fer notar, però, que els coeficients numèrics de les taules 3.1, 3.2 i 3.3 han estat calculats amb el 100% dels radiosondatges.

Les taules 3.4, 3.5 i 3.6 mostren el nombre total de radiosondatges usats per justificar i comprovar els models en funció de la base de dades atmosfèrica i els coeficients de determinació (R^2) del test sobre el model. En el cas de les AFs modelitzades només amb w o amb w i T_a , els R^2 del test oscil·len entre 0.95 fins aproximadament 1.00. En el cas de les AFs modelitzades usant només T_a , els resultats han estat pitjors. Això s'explica pel fet de què encara que T_a es correlaciona bé amb $L_{atm}\downarrow$ i $L_{atm}\uparrow$ (principalment, AF2 i AF3), això no és suficient per obtenir un model òptim.

			i	h	g	f	e	d	c	b	a
TIGR-1	L 4	AF1	2.31325	0.00009	-11.63828	-0.04603	-0.00016	0.08711	-0.01728	0.00003	7.07475
		AF2	-25.68577	0.00027	170.36200	-0.11251	0.00203	-1.18295	0.18810	-0.00035	10.84808
		AF3	9.45177	-0.00080	-64.32207	0.40010	-0.00062	0.40791	-0.06238	0.00010	-49.49180
	L 5	AF1	1.63740	0.00023	-22.18726	-0.12026	-0.00031	0.16682	-0.01457	0.00003	16.95900
		AF2	-20.81055	-0.00067	254.56043	0.38885	0.00320	-1.81097	0.16857	-0.00034	-56.07190
		AF3	8.76591	-0.00083	-74.97730	0.41644	-0.00074	0.48030	-0.05805	0.00009	-51.53112
	L 7	AF1	2.40960	0.00009	-12.19678	-0.04894	-0.00017	0.09137	-0.01803	0.00003	7.45141
		AF2	-25.87627	0.00019	174.27374	-0.07532	0.00209	-1.21389	0.19022	-0.00035	6.12640
		AF3	9.07251	-0.00075	-63.90355	0.37544	-0.00062	0.40726	-0.06007	0.00010	-46.40433
TIGR-2	L 4	AF1	-2.14654	0.00007	-9.34175	-0.03825	-0.00014	0.07335	0.01216	-0.00002	5.92155
		AF2	14.72394	-0.00021	85.13994	0.11804	0.00112	-0.62521	-0.08040	0.00010	-16.45275
		AF3	-3.18793	-0.00020	-21.70492	0.09494	-0.00019	0.13638	0.02166	-0.00004	-11.15184
	L 5	AF1	-2.14654	0.00007	-9.34175	-0.03825	-0.00014	0.07335	0.01216	-0.00002	5.92155
		AF2	14.72394	-0.00021	85.13994	0.11804	0.00112	-0.62521	-0.08040	0.00010	-16.45275
		AF3	-3.18793	-0.00020	-21.70492	0.09494	-0.00019	0.13638	0.02166	-0.00004	-11.15184
	L 7	AF1	-1.92147	0.00006	-8.01034	-0.02911	-0.00012	0.06257	0.01102	-0.00001	4.76237
		AF2	13.95943	-0.00009	72.96184	0.05569	0.00094	-0.52992	-0.07831	0.00010	-8.48887
		AF3	-3.36968	-0.00020	-19.35116	0.09732	-0.00016	0.11939	0.02306	-0.00004	-11.48772
TIGR-3	L 4	AF1	-0.35200	0.00008	-7.27893	-0.03944	-0.00011	0.05647	0.00119	0.00000	5.99130
		AF2	-14.71954	-0.00004	94.28533	0.03063	0.00114	-0.66137	0.10819	-0.00020	-5.18664
		AF3	7.48465	-0.00034	-32.34071	0.16502	-0.00029	0.20245	-0.04930	0.00008	-19.80246
	L 5	AF1	-0.51059	0.00011	-8.63913	-0.05706	-0.00013	0.06800	0.00190	0.00000	8.20099
		AF2	-15.20429	-0.00031	107.00779	0.16270	0.00135	-0.76462	0.11442	-0.00022	-21.75801
		AF3	7.59438	-0.00029	-33.73786	0.14187	-0.00032	0.21460	-0.05035	0.00008	-16.93152
	L 7	AF1	-0.67136	0.00006	-6.31198	-0.02933	-0.00009	0.04904	0.00346	0.00000	4.66563
		AF2	-9.75129	0.00018	79.35084	-0.08710	0.00093	-0.54883	0.07298	-0.00014	10.24607
		AF3	6.95478	-0.00035	-30.35945	0.17079	-0.00027	0.18868	-0.04567	0.00007	-20.64649
STD	L 4	AF1	-2.05512	0.00022	-12.16484	-0.11656	-0.00019	0.09640	0.01157	-0.00001	16.39350
		AF2	76.85112	-0.00015	-21.75218	0.06870	-0.00013	0.10815	-0.50670	0.00083	-7.59688
		AF3	-29.92258	-0.00112	71.50537	0.59729	0.00102	-0.53796	0.21132	-0.00037	-79.43625
	L 5	AF1	-10.72742	0.00032	-11.88024	-0.17108	-0.00021	0.10098	0.06910	-0.00011	23.61781
		AF2	142.98983	-0.00084	-25.37346	0.44164	-0.00001	0.08621	-0.94533	0.00155	-57.14270
		AF3	-37.77360	-0.00108	69.25530	0.57094	0.00098	-0.51702	0.26283	-0.00046	-75.70815
	L 7	AF1	-2.24567	0.00023	-12.65179	-0.12244	-0.00020	0.10044	0.01273	-0.00002	17.15987
		AF2	78.16447	-0.00024	-18.42000	0.11852	-0.00007	0.08020	-0.51446	0.00084	-14.03420
		AF3	-28.65151	-0.00106	67.95360	0.56627	0.00097	-0.51134	0.20226	-0.00036	-75.34982

Taula 3.1. Coeficients numèrics per les AFs modelitzades usant w i T_a en funció de la base de dades atmosfèrica usada i per a cada missió Landsat. L4 és Landsat 4 TM, L5 és Landsat-5 TM i L7 és Landsat-7 ETM+.

			i	g	a
TIGR-1	L4	AF1	0.07247	-0.06968	1.07880
		AF2	-0.60283	-0.68176	-0.13311
		AF3	-0.01999	1.43469	-0.46157
	L5	AF1	0.08735	-0.09553	1.10188
		AF2	-0.69188	-0.58185	-0.29887
		AF3	-0.03724	1.53065	-0.45476
	L7	AF1	0.07593	-0.07132	1.08565
		AF2	-0.61438	-0.70916	-0.19379
		AF3	-0.02892	1.46051	-0.43199
TIGR-2	L4	AF1	0.06240	0.00373	1.02425
		AF2	-0.52383	-1.19361	0.12908
		AF3	-0.00960	1.33393	-0.25891
	L5	AF1	0.07518	-0.00492	1.03189
		AF2	-0.59600	-1.22554	0.08104
		AF3	-0.02767	1.43740	-0.25844
	L7	AF1	0.06518	0.00683	1.02717
		AF2	-0.53003	-1.25866	0.10490
		AF3	-0.01965	1.36947	-0.24310
TIGR-3	L4	AF1	0.06674	-0.03447	1.04483
		AF2	-0.50095	-1.15652	0.09812
		AF3	-0.04732	1.50453	-0.34405
	L5	AF1	0.08158	-0.05707	1.05991
		AF2	-0.58853	-1.08536	-0.00448
		AF3	-0.06201	1.59086	-0.33513
	L7	AF1	0.06982	-0.03366	1.04896
		AF2	-0.51041	-1.20026	0.06297
		AF3	-0.05457	1.52631	-0.32136
STD	L4	AF1	0.08767	-0.09665	1.09023
		AF2	-0.70317	-0.61239	-0.12239
		AF3	-0.02518	1.51142	-0.48763
	L5	AF1	0.10620	-0.13016	1.11576
		AF2	-0.81365	-0.47596	-0.29139
		AF3	-0.04421	1.61507	-0.48656
	L7	AF1	0.09172	-0.09894	1.09659
		AF2	-0.71656	-0.64218	-0.17183
		AF3	-0.03503	1.54063	-0.46434

Taula 3.2. Coeficients numèrics per les AFs modelitzades usant w en funció de la base de dades atmosfèrica usada i per a cada missió Landsat. L4 és Landsat 4 TM, L5 és Landsat-5 TM i L7 és Landsat-7 ETM+.

			h	f	a
TIGR-1	L4	AF1	0.00082	-0.42648	56.31304
		AF2	-0.00962	4.97699	-642.66407
		AF3	0.00235	-1.18180	148.28176
	L5	AF1	0.00093	-0.48537	64.06140
		AF2	-0.01036	5.36850	-693.98845
		AF3	0.00229	-1.14650	143.38138
	L7	AF1	0.00086	-0.44821	59.12198
		AF2	-0.00981	5.07462	-655.09907
		AF3	0.00226	-1.13354	141.86049
TIGR-2	L4	AF1	0.00052	-0.26697	35.08011
		AF2	-0.00617	3.14564	-400.20539
		AF3	0.00184	-0.91883	114.99316
	L5	AF1	0.00053	-0.27310	35.88162
		AF2	-0.00635	3.23549	-411.99073
		AF3	0.00192	-0.96155	120.61944
	L7	AF1	0.00048	-0.24547	32.34091
		AF2	-0.00592	3.02029	-384.50716
		AF3	0.00189	-0.94899	119.17463
TIGR-3	L4	AF1	0.00061	-0.30852	40.16866
		AF2	-0.00729	3.69957	-468.47552
		AF3	0.00202	-1.00282	124.40972
	L5	AF1	0.00072	-0.36437	47.27786
		AF2	-0.00804	4.07963	-516.66493
		AF3	0.00197	-0.97695	120.76396
	L7	AF1	0.00064	-0.32705	42.43814
		AF2	-0.00748	3.78644	-478.37160
		AF3	0.00188	-0.92653	113.93635
STD	L4	AF1	0.00144	-0.77983	106.09539
		AF2	-0.01682	9.04980	-1216.33574
		AF3	0.00451	-2.39522	318.43173
	L5	AF1	0.00157	-0.84525	114.90388
		AF2	-0.01765	9.49786	-1276.53643
		AF3	0.00448	-2.37760	315.89494
	L7	AF1	0.00152	-0.81875	111.33133
		AF2	-0.01715	9.23029	-1240.44055
		AF3	0.00436	-2.31742	307.80698

Taula 3.3. Coeficients numèrics per les AFs modelitzades usant T_a en funció de la base de dades atmosfèrica usada i per a cada missió Landsat. L4 és Landsat 4 TM, L5 és Landsat-5 TM i L7 és Landsat-7 ETM+.

		R ² del test (40%)			n ajust	n test
		AF1	AF2	AF3		
Landsat-4	STD	0.99	0.99	0.99	40	26
	TIGR-1	0.98	0.98	0.97	37	24
	TIGR-2	0.98	0.98	0.99	1073	688
	TIGR-3	0.96	0.96	0.99	1370	941
Landsat-5	STD	0.99	0.99	0.99	40	26
	TIGR-1	0.98	0.98	0.97	37	24
	TIGR-2	0.98	0.98	0.99	1073	688
	TIGR-3	0.96	0.96	0.99	1370	941
Landsat-7	STD	0.99	0.99	0.99	40	26
	TIGR-1	0.98	0.98	0.97	37	24
	TIGR-2	0.98	0.98	0.99	1073	688
	TIGR-3	0.96	0.96	0.99	1370	941

Taula 3.4. Coeficients de determinació de les funcions atmosfèriques del test dels models que inclouen w i T_a , en funció de la base de dades atmosfèrica usada.

		R ² del test (40%)			n ajust	n test
		AF1	AF2	AF3		
Landsat-4	STD	0.99	0.99	0.99	40	26
	TIGR-1	0.98	0.97	0.97	37	24
	TIGR-2	0.97	0.97	0.97	1073	688
	TIGR-3	0.95	0.95	0.98	1370	941
Landsat-5	STD	0.99	0.99	0.99	40	26
	TIGR-1	0.97	0.97	0.97	37	24
	TIGR-2	0.97	0.97	0.97	1073	688
	TIGR-3	0.95	0.95	0.98	1370	941
Landsat-7	STD	0.99	0.99	0.99	40	26
	TIGR-1	0.98	0.97	0.97	37	24
	TIGR-2	0.97	0.97	0.97	1073	688
	TIGR-3	0.95	0.95	0.98	1370	941

Taula 3.5. Coeficients de determinació de les funcions atmosfèriques del test dels models que només inclouen w , en funció de la base de dades atmosfèrica usada.

		R ² del test (40%)			n ajust	n test
		AF1	AF2	AF3		
Landsat-4	STD	0.56	0.63	0.72	40	26
	TIGR-1	0.26	0.32	0.40	37	24
	TIGR-2	0.45	0.56	0.77	1073	688
	TIGR-3	0.54	0.63	0.80	1370	941
Landsat-5	STD	0.56	0.63	0.71	40	26
	TIGR-1	0.26	0.31	0.40	37	24
	TIGR-2	0.45	0.56	0.77	1073	688
	TIGR-3	0.53	0.62	0.80	1370	941
Landsat-7	STD	0.56	0.63	0.72	40	26
	TIGR-1	0.26	0.32	0.40	37	24
	TIGR-2	0.46	0.57	0.76	1073	688
	TIGR-3	0.54	0.64	0.80	1370	941

Taula 3.6. Coeficients de determinació de les funcions atmosfèriques del test dels models que només inclouen T_a, en funció de la base de dades atmosfèrica usada.

3.3.3. Anàlisi de sensibilitat del model

Per tal d'analitzar l'impacte de l'error en l'obtenció de la TST, s'ha dut a terme un anàlisi de sensibilitat sobre w i T_a. Un típic RMSE obtingut en la modelització de la T_a pot estar entorn a 1.7 K (vegeu el capítol 1) i, en el cas del w , entorn a 0.5 g cm⁻² (Gao i Kaufman, 1998; Sobrino i El Kharraz, 2003).

Per dur a terme l'anàlisi d'error s'ha sumat i restat un valor constant a passos de 0.1 segons la següent equació:

$$TST_{\text{error}} = |TST_v(x + \delta x) - TST_v(x)| \quad (3.13)$$

on TST_{error} és l'error en la TST en K, TST_v és la variable d'entrada a partir de la qual l'anàlisi de sensibilitat es du a terme, x és el valor nominal de la variable i δx és el valor

constant que es suma o es resta a la variable. S'ha dut a terme l'anàlisi per a cada un dels radiosondatges de les quatre bases de dades atmosfèriques (TIGR-1, TIGR-2, TIGR-3 i STD) i per als models desenvolupats usant TA (TSTT), w (TSTw) i w i T_a (TSTwT) per a Landsat-4 TM, Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+. Finalment, s'ha calculat la mitjana de cada valor per a cada increment.

La figura 3.3 mostra els resultats de l'anàlisi de sensibilitat per a les variables w i T_a . Un cop efectuada l'anàlisi es pot observar que, en el cas de w , en el 68% dels casos que s'ha calculat la TST, aquesta presenta un error menor a 1 K, mentre pel que fa la T_a , en el 57 % dels casos que s'ha calculat la TST, presenta un error inferior a 1K.

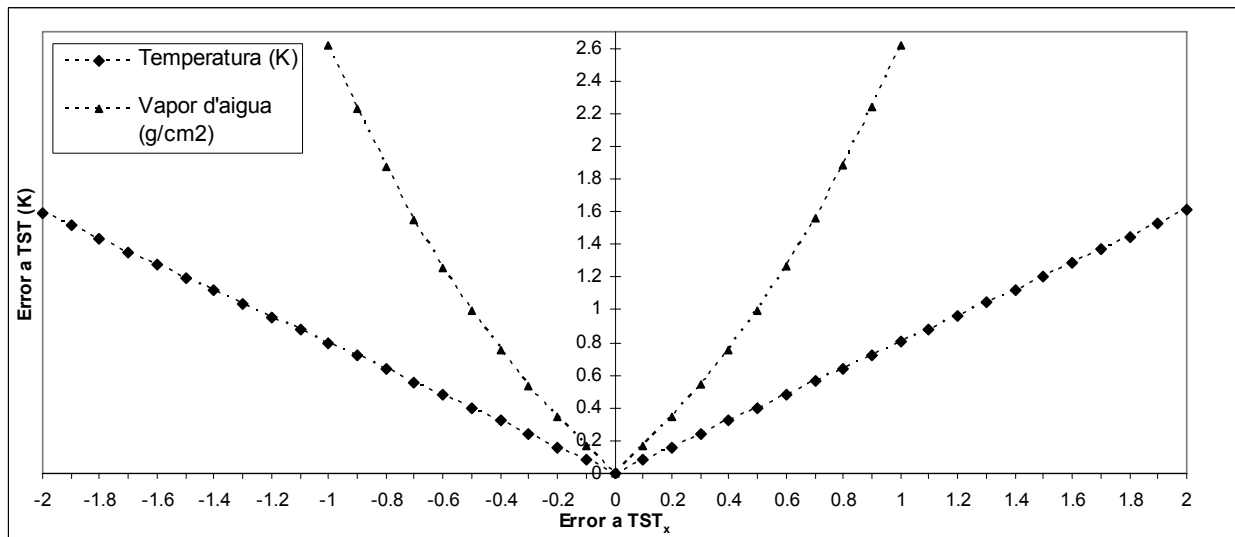


Figura 3.3. Errors en la TST degut als errors en el vapor d'aigua (w) i en la temperatura de l'aire (T_a).

L'anàlisi d'error per a l'emissivitat i la longitud d'ona efectiva duts a terme per Jiménez-Muñoz i Sobrino (2003) i Jiménez-Muñoz i Sobrino (2006) mostren que un error d'un 1% en l'emissivitat pot portar a un error de 0.6 K en l'obtenció de la TST, mentre que en el cas de la longitud d'ona efectiva, un error del 3% pot portar a un error de 0.5 K en l'obtenció de la TST.

3.3.4. Descripció de les bases de dades de radiosondatges atmosfèrics.

Quatre bases de dades de radiosondatges atmosfèrics s'han utilitzat per calcular les funcions atmosfèriques. Les tres primeres es corresponen a les tres versions de la

Thermodynamic Initial Guess Retrieval datatank (Chédin *et al.*, 1985; Achard, 1991; Chevallier *et al.*, 1998; Aires *et al.*, 2002) anomenades TIGR-1, TIGR-2 i TIGR-3, respectivament. Totes elles estan dissenyades per cobrir diferents rangs de w a escala mundial i, per tant, útils per calcular de forma global les funcions atmosfèriques.

La TIGR-1 està composta per 861 radiosondatges atmosfèrics. Tanmateix, s'ha fet servir una selecció de 61 radiosondatges de la TIGR-1 (28 radiosondatges assignats a un model tropical, 12 a un model de latituds mitjanes d'estiu, 12 a un model subàrtic d'hivern i 9 a un model U.S. Standard) generada per Sobrino *et al.* (1993), la qual ha estat usada en el desenvolupament del model proposat per Jiménez-Muñoz i Sobrino (2003). La figura 3.3 mostra el contingut total de vapor d'aigua per a totes les atmosferes que oscil·la entre 0.21 i 5.97 g cm⁻² amb una mitjana de 2.94 cm⁻² i una σ de 1.75 cm⁻².

La TIGR-2 és una revisió de la TIGR-1 i està composta per 1761 radiosondatges (322 assignats a un model tropical, 388 a un model de latituds mitjanes d'estiu, 354 a un model de latituds mitjanes d'hivern, 104 a un model subàrtic d'estiu i 593 a un model subàrtic d'hivern). La figura 3.3 mostra el contingut total de w per a tots els radiosondatges que oscil·la entre 0.05 i 7.68 g cm⁻² amb una mitjana de 1.04 cm⁻² i una σ de 1.14 cm⁻². La figura 3.4 mostra la distribució espacial d'aquesta base de dades.

TIGR-3 és una revisió de la TIGR-2 i està composta per 2311 radiosondatges (872 assignats a un model tropical, 388 a un model de latituds mitjanes d'estiu, 354 a un model de latituds mitjanes d'hivern, 104 a un model subàrtic d'estiu i 593 a un model subàrtic d'hivern). La figura 3.3 mostra el contingut total de w per a tots els radiosondatges que oscil·la entre 0.05 i 8.31 g cm⁻² amb una mitjana de 1.83 cm⁻² i una σ de 1.83 cm⁻². La figura 3.4 mostra la distribució espacial d'aquesta base de dades.

La base STD ha estat desenvolupada per la Unidad de Cambio Global del Departament de Física de la Terra i Termodinàmica de la Universitat de València i construïda a partir la base de dades atmosfèrica que inclou el codi MODTRAN 4.0 amb radiosondatges tropicals, de latituds mitjanes d'estiu, de latituds mitjanes d'hivern, subàrtiques d'estiu, subàrtiques d'hivern i U.S. Standard. Aquesta base de dades té un total de 66

atmosferaes. La figura 3.3 mostra el contingut total de vapor d'aigua per a totes les atmosferaes, que oscil·la entre 0.21 i 6.71 g cm^{-2} , amb una mitjana d' 1.97 g cm^{-2} i una σ d' 1.47 g cm^{-2} .

Cada base de dades atmosfèrica inclou un conjunt de radiosondatges amb informació sobre l'altitud, la pressió, la temperatura i humitat, a partir dels quals s'ha calculat la τ , el w , la $L_{\text{atm}}\downarrow$ i la $L_{\text{atm}}\uparrow$ usats en el càlcul de les funcions atmosfèriques mitjançant el codi MODTRAN 4.0. La resta de constituents atmosfèrics (bàsicament ozó, diòxid de carboni i altres aerosols) s'han assignat a les atmosferaes estàndards incloses en el codi MODTRAN 4.0.

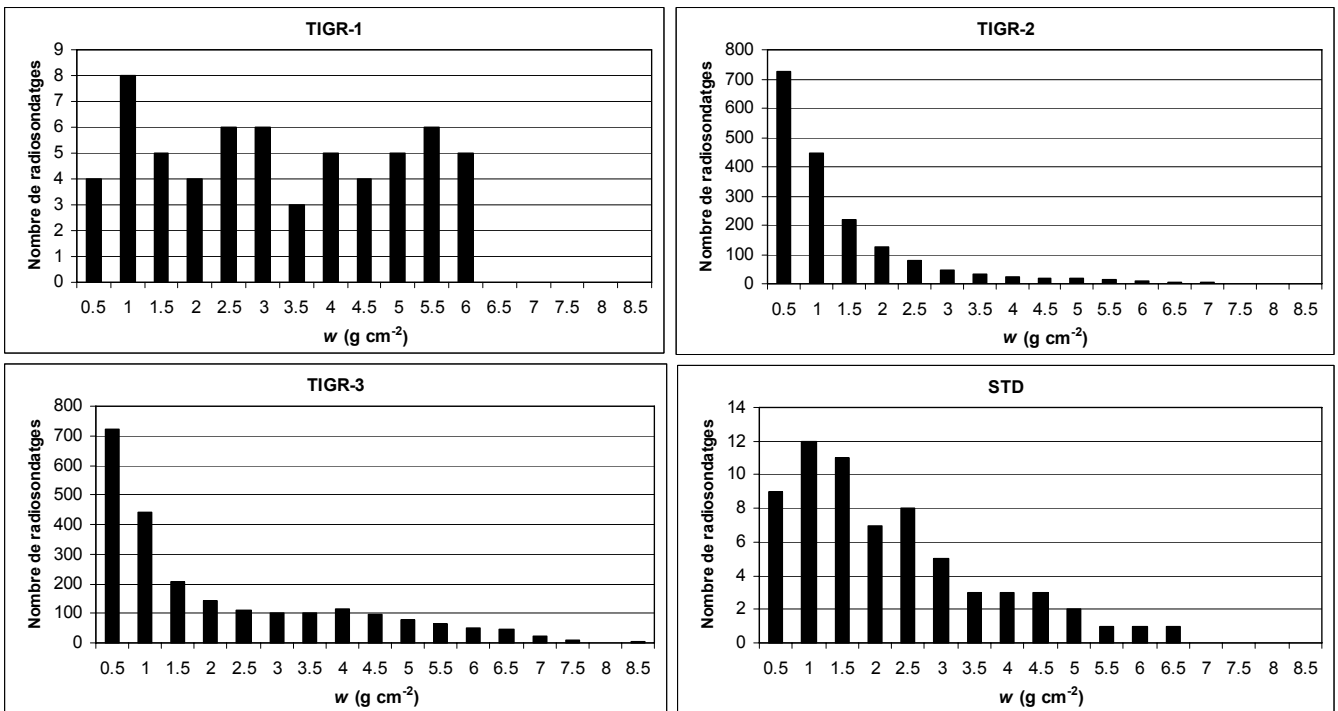


Figura 3.3. Contingut de vapor d'aigua per a les bases de dades atmosfèriques TIGR-1, TIGR-2, TIGR-3 i STD.

3.4. Validació dels models usant dades independents

Aquesta secció està dividida en tres apartats. En el primer es presenta l'àrea d'estudi on s'ha dut a terme el procés de validació. En el segon es descriu el processament de les imatges de Teledetecció i les dades meteorològiques. Finalment, en el tercer apartat es presenten els resultats del test (vegeu la figura 3.5).

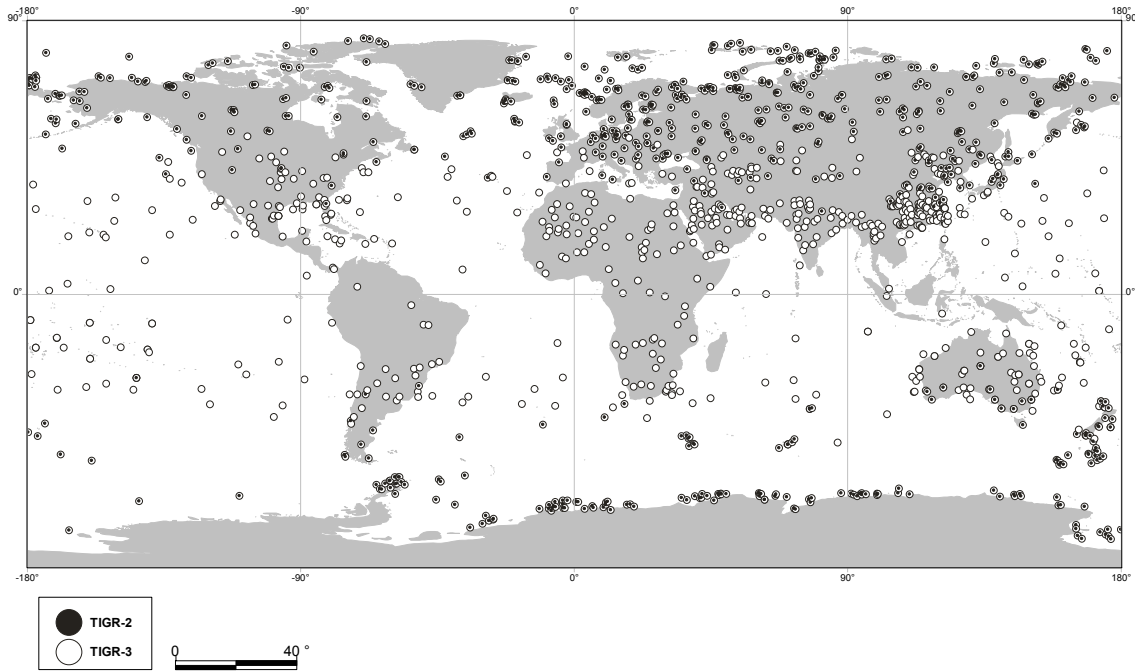


Figura 3.4. Distribució espacial de les bases de dades atmosfèriques TIGR-2 i TIGR-3.

3.4.1. Àrees de validació

Per tal de validar la metodologia s'ha seleccionat dues àrees de test (Barcelona i Sort) dins d'un àrea de 20 km des d'on es llancen els radiosondatges (vegeu la figura 3.5).

Les àrees de test per a cada ubicació inclouen vegetació d'alt recobriment ($> 80\%$), de mitjà recobriment (entre 50 i 80%), de baix recobriment (entre 20 i 50%) i sòls nus ($< 20\%$). La coberta de vegetació s'ha calculat a partir de la Eq. 3.19 i el Mapa de Cobertes del Sòl de Catalunya (Ibàñez i Burriel, 2006) i el Mapa d'Habitats de Catalunya (Generalitat de Catalunya i Universitat de Barcelona, 2007).

Com s'ha comentat en la secció 3.3.3, "Anàlisi de sensibilitat del model" un error de d'un 1% en l'emissivitat pot produir un error de 0.6 K en l'obtenció de la TST. Degut a l'absència de mesures directes d' ε s'han seleccionat àrees de test amb una baixa $\sigma\varepsilon$ (desviació estàndard de ε). La taula 3.7 mostra la ε i la $\sigma\varepsilon$ per a les diferents àrees de test. A més també s'han seleccionat àrees que presentessin al menys 3 per 3 píxels de la resolució espacial de les imatges tèrmiques (120 m, en el cas de Landsat-5 TM).

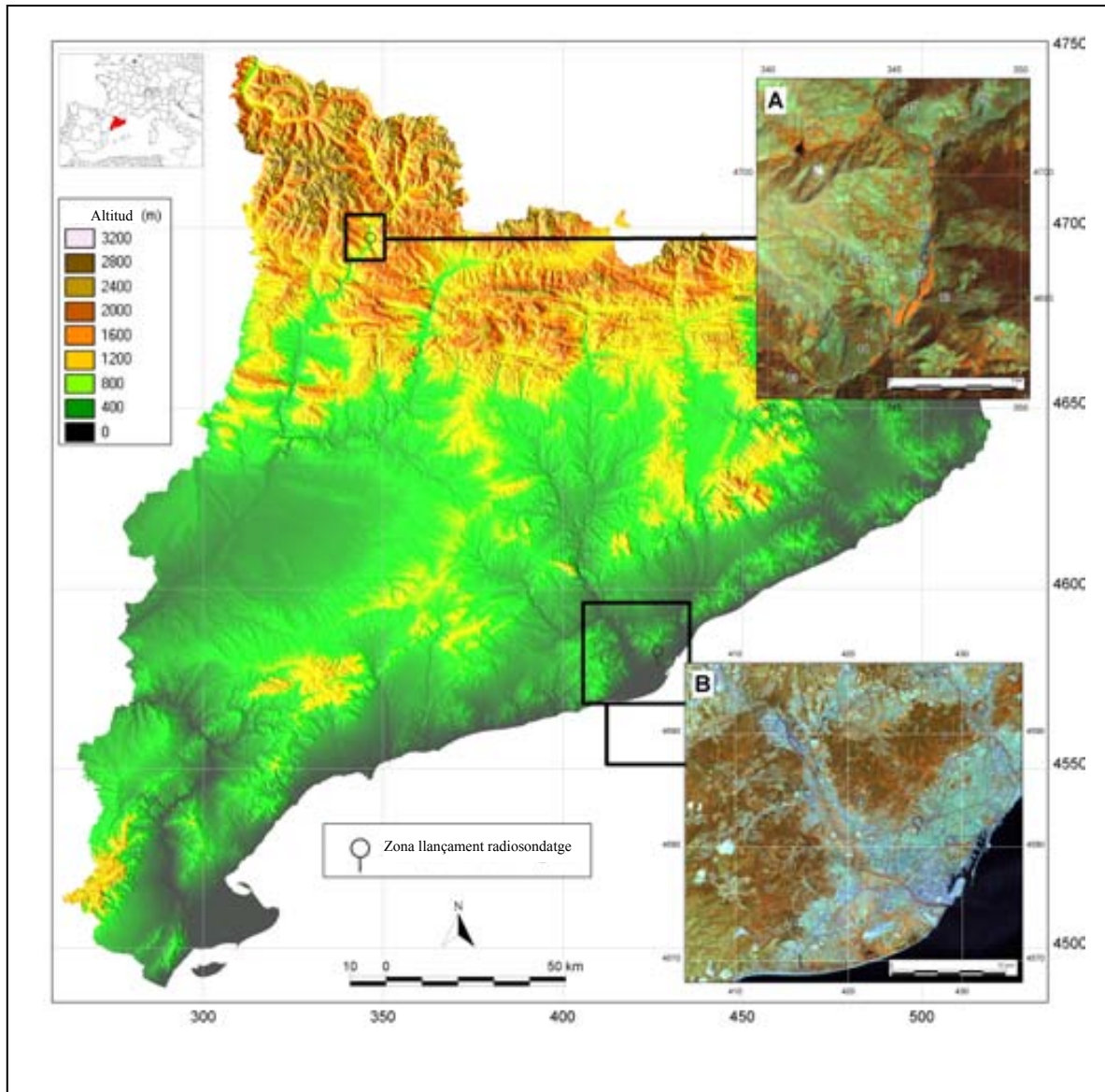


Figura 3.5. Vista general de Catalunya i de les àrees de validació, en la projecció UTM (coordenades UTM expressades en km). Els números del 1 al 18 són les zones de validació. La imatges A és l'àrea d'estudi de SORT (la imatge de fons és correspon a una composició 4+5+3 d'una imatge Landsat-5 TM del dia 18/08/2003) i la imatges B és l'àrea d'estudi de BCN (la imatge de fons és correspon a una composició 4+5+3 d'una imatge Landsat-7 ETM+ del dia 13/06/2002).

En el cas de la ubicació de Barcelona (BCN), s'han seleccionat 3 àrees de test d'alt recobriment (números 1, 2 i 3 en la figura 3.5), 2 àrees de test de mitjà recobriment (números 4 i 5), 1 àrea de test per a baix recobriment (número 6) i 3 àrees de test per a sòls nus (números 7, 8 i 9). En el cas de la ubicació de Sort (SORT), s'han seleccionat 3 àrees de test d'alt recobriment (números 10, 11 i 12 en la figura 3.5), 3 àrees de test de mitjà recobriment (números 13, 14 i 15) i 3 àrees de test per a baix recobriment (números 16, 17 i 18).

	Categoria	mitjana ε	$\sigma \varepsilon$	n
BCN	Veg (h Pv) 1	0.986	0.006	61
	Veg (h Pv) 2	0.984	0.005	44
	Veg (h Pv) 3	0.985	0.004	61
	Veg (m Pv) 1	0.979	0.008	61
	Veg (m Pv) 2	0.979	0.006	62
	Veg (l Pv) 1	0.972	0.007	61
	Sòl 1	0.960	0.000	62
	Sòl 2	0.960	0.000	61
	Sòl 3	0.960	0.000	61
SORT	Veg (h Pv) 1	0.991	0.007	4
	Veg (h Pv) 2	0.987	0.004	4
	Veg (h Pv) 3	0.985	0.000	4
	Veg (m Pv) 1	0.985	0.000	4
	Veg (m Pv) 2	0.985	0.000	4
	Veg (m Pv) 3	0.987	0.008	4
	Veg (l Pv) 1	0.968	0.007	4
	Veg (l Pv) 2	0.978	0.009	4
	Veg (l Pv) 3	0.971	0.007	4

Taula 3.7. Emissivitat (ε) i la seva desviació estàndard (σ_ε) per a les ubicacions del test. h Pv indica una alta proporció de recobriment vegetal, m Pv una proporció mitjana i l Pv una proporció baixa. Veg és vegetació natural, sòl és sòl nu i n és el nombre de mostres.

3.4.2. Processament de les dades meteorològiques i de Teledetecció

En el capítol 1 s'explica el processament de les dades meteorològiques i el processament bàsic de les imatges de Teledetecció. En aquest apartat només es fa referència al processament de les imatges tèrmiques.

Un conjunt de 74 imatges Landsat (54 Landsat-5 TM i 20 Landsat-7 ETM+ de les òrbites 197 i 198 i les files 31 i 32) durant el període 2002-2006 s'han seleccionat en aquest capítol per dur a terme la validació de la metodologia. La taula 3.8 mostra les dates de les imatges i la figura 3.6 mostra la distribució mensual de les imatges durant l'any. Com es pot veure en aquesta taula i la figura les dates s'ha seleccionat amb la intenció de poder cobrir tots els mesos durant l'any per tal d'avaluar diferents condicions de w .

2002	2003	2004	2005	2006
11/01/2002	14/01/2003	<i>10/02/2004</i>	<i>04/01/2005</i>	<i>12/03/2006</i>
17/04/2002	23/01/2003	<i>03/02/2004</i>	<i>11/01/2005</i>	<i>04/04/2006</i>
26/04/2002	08/02/2003	<i>22/03/2004</i>	<i>27/01/2005</i>	<i>13/04/2006</i>
12/05/2002	12/03/2003	<i>16/05/2004</i>	<i>21/02/2005</i>	<i>29/04/2006</i>
13/06/2002	19/03/2003	<i>10/06/2004</i>	<i>09/03/2005</i>	<i>06/05/2006</i>
07/08/2002	04/04/2003	<i>28/07/2004</i>	<i>17/04/2005</i>	<i>15/05/2006</i>
01/09/2002	13/04/2003	<i>13/08/2004</i>	<i>26/04/2005</i>	<i>07/06/2006</i>
24/09/2002	<i>10/07/2003</i>	<i>30/09/2004</i>	<i>19/05/2005</i>	<i>23/06/2006</i>
19/10/2002	<i>01/07/2003</i>	<i>16/10/2004</i>	<i>28/05/2005</i>	<i>18/07/2006</i>
26/10/2002	<i>26/07/2003</i>	<i>23/10/2004</i>	<i>20/06/2005</i>	<i>25/07/2006</i>
04/11/2002	<i>02/08/2003</i>	<i>17/11/2004</i>	<i>29/06/2005</i>	<i>19/08/2006</i>
27/11/2002	<i>11/08/2003</i>	<i>03/12/2004</i>	<i>06/07/2005</i>	<i>04/09/2006</i>
13/12/2002	<i>18/08/2003</i>		<i>15/07/2005</i>	<i>11/09/2006</i>
	<i>27/08/2003</i>		<i>22/07/2005</i>	<i>20/09/2006</i>
	<i>05/10/2003</i>		<i>23/08/2005</i>	<i>27/09/2006</i>
				<i>14/11/2006</i>
				<i>30/11/2006</i>
				<i>09/12/2006</i>
				<i>25/12/2006</i>

Taula 3.8. Llistat d'imatges usades en la validació de la metodologia d'obtenció de la TST per al període 2002-2006. Les dates en negreta corresponent a imatges Landsat-7 ETM+ i les dates en cursiva a imatges Landsat-5 TM.

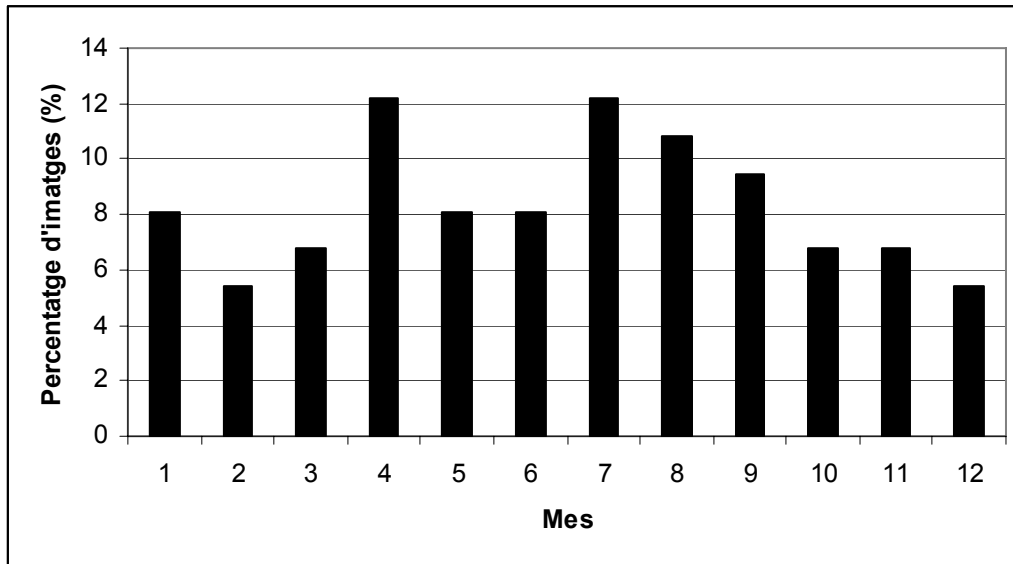


Figura 3.6. Distribució mensual de les imatges Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+ durant l'any per al període 2002-2006.

3.4.2.1. Temperatura aparent de brillantor (T_{sensor})

La T_{sensor} s'ha calculat mitjançant la inversió de la llei de Planck que en el cas de la sèrie Landsat es pot calcular segons la metodologia simplificada proposada per Schott i Volchok (1985), Markham i Barker (1986) i Irish (2003):

$$T_{sensor} = \frac{K2}{\ln(K1 / L_{\lambda} + 1)} \quad (3.15)$$

on $K1$ ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$) i $K2$ (K) són les constants de calibració en funció de la configuració de la banda tèrmica de Landsat (vegeu la taula 3.9) i L_{λ} és la radiància espectral ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$) calculada usant els paràmetre de conversió de DN a radiàncies incloses en les metadades originals de les imatges usant la següent equació:

$$L_{\lambda} = a DN + b \quad (3.16)$$

on $L_{sensor\lambda}$ és la radiància al sostre de l'atmosfera, DN són els nombres digitals i a i b són els factors de conversió. La taula 3.10 mostra aquests valors en el cas dels sensors TM i ETM+ (Barsi *et al.* (2003); Schott *et al.* 2001; Barsi *et al.* (2007)).

	K1	K2
Landsat-4 TM	671.62	1284.3
Landsat-5 TM	607.76	1260.6
Landsat-7 ETM+	666.09	1282.7

Taula 3.9. Constants de calibració usades per calcular T_{sensor} per a cada configuració de la banda tèrmica de Landsat. K1 en $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ i K2 en K.

És important destacar que si aquests factors de conversió no estan disponibles en les metadades de la imatge, s'ha de tenir en compte el següent (Cristóbal *et al.*, 2004):

a) El format de processament de les imatges: les imatges distribuïdes per l'USGS (format NLAPS) són processades de forma distinta que les imatges processades per la ESA (format LPGS). El format NLAPS considera el valor 0 com a NODATA així com

a un valor radiomètric. El format LPGS considera el valor 0 només com a NODATA i les radiàncies es reescalen entre 1 i 255 DN. La taula 3.10 mostra els diferents valors de a i b (vegeu les columnes 6 i 7, respectivament, a la taula 3.10) en funció del format de processament de la imatge.

b) Data de processament de la imatge: aquest cas només es dona en el sensor ETM+ i segons la data de processament s'han d'aplicar diferents coeficients a i b (vegeu la columna 5 a la taula 3.10).

Sensor	Paràmetre	Mode	Adquisició de la imatge	Data de processament de la imatge	Format NASA NLAPS	Format ESA LPGS	Mín Rad	Màx Rad
ETM+	a	Baix guany	-----	Abans de 01/07/2002	0.06682353	0.06708661	0.00	17.04
	b	Baix guany	-----		0.00000000	-0.06708661		
ETM+	a	Alt guany	-----	Després de 01/07/2002	0.03705882	0.03720472	3.20	12.65
	b	Alt guany	-----		3.20000000	3.16279528		
TM	a	-----	Des de l'1 març de 1984 fins al 4 de maig de 2003	-----	0.05515840	0.05551181	1.24	15.25
	b	-----			1.23779960	1.14448819		
TM	a	-----	Després del 4 de maig de 2003	-----	0.05515840	0.05551181	1.20	15.30
	b	-----			1.23779960	1.14448819		

Taula 3.10. Paràmetres de conversió de DN a radiàncies dels sensors de les missions Landsat en funció del format i de la data de processament de la imatge. Rad és radiància, mín és mínim, màx és màxim.

Unitats de radiàncies en $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$.

3.4.2.2. Emissivitat de la superfície terrestre (ϵ)

Hi ha diverses metodologies per calcular ϵ (Rubio *et al.*, 1997; Sobrino i Raissouni, 2000; Valor i Caselles, 2005; Sobrino *et al.*, 2008) totes elles amb resultats similars. Per calcular ϵ s'ha usat la metodologia dels llandars d'NDVI proposada per Sobrino i Raissouni (2000) i Sobrino *et al.* (2008). Aquesta metodologia usa un llandar determinat

d'NDVI per distingir entre píxels de sòl nu ($NDVI < NDVI_s$), píxels completament recoberts de vegetació ($NDVI > NDVI_v$) i píxels compostos de sòl i vegetació (píxels mixtos, $NDVI_s \leq NDVI \leq NDVI_v$) segons el següent algorisme:

$$\varepsilon = \begin{cases} a + b \rho_{\text{vermell}} & NDVI < NDVI_s \\ \varepsilon_v P_v + \varepsilon_s (1 - P_v) + C & NDVI_s \leq NDVI \leq NDVI_v \\ \varepsilon_v + C & NDVI > NDVI_v \end{cases} \quad (3.17)$$

on ε_v i ε_s són, respectivament, les emissivitats del sòl nu i de la vegetació, P_v és la proporció de vegetació, C és el terme que té en compte l'efecte de cavitat degut a la rugositat del terreny i a i b són coeficients estadístics.

Els valors de ε_v i ε_s poden ser extrets de la bibliografia (Rubio *et al.*, 1997). Tanmateix, una de les millores d'aquesta metodologia és l'estimació de ε per a píxels corresponents a sòl nu (el cas $NDVI < NDVI_s$) a partir dels valors de reflectivitat obtinguts en l'espectre electromagnètic corresponent al vermell (en el cas de Landsat-4 TM, Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+, la banda 3). La relació entre les emissivitats i les reflectivitats s'assumeix com a lineal, i els coeficients a i b s'obtenen d'espectres de laboratori per a diferents sòls i d'ajustos estadístics. Quan el píxel és considerat com a un píxel completament recobert de vegetació ($P_v=1$), cas $NDVI > NDVI_v$ a l'Eq. 3.16, es consideren valors típics per a $\varepsilon_v=0.985$ i $C=0.005$ i, per tant, s'estableix un valor de 0.99 per aquest tipus de píxels. Cal fer notar, que l'Eq. 16 només és vàlida per a píxels mixtos i, per tant, aquesta expressió no reflecteix l'efecte de cavitat produït per a una àrea rugosa però heterogènia.

Usant el model geomètric proposat per Sobrino *et al.*, (1990), l'efecte de cavitat (C) per a una àrea mixta i a prop del nadir és defineix com:

$$C = (1 - \varepsilon_s) \varepsilon_v F' (1 - P_v) \quad (3.18)$$

on F' és el factor geomètric que va de 0 a 1 depenent de la distribució geomètrica de la superfície. Com que aquest factor no es pot estimar mitjançant la relació obtinguda amb

imatges de Teledetecció VNIR/TIR, s'utilitza un valor mitjà (Sobrino i Raissouni, 2000).

Segons Carlson i Ripley (1997), P_v es pot calcular com:

$$P_v = \left(\frac{NDVI - NDVI_s}{NDVI_v - NDVI_s} \right)^2 \quad (3.19)$$

En una àrea en particular, els valors de $NDVI_v$ i $NDVI_s$ poden ser extrets de l'histograma de la imatge. En el treball de Sobrino i Raissouni (2000) es proposen valors de $NDVI_v = 0.5$ i $NDVI_s = 0.2$ per a condicions generals. Per tal d'obtenir valors consistents de P_v , P_v ha de ser fixada a 0 per a valors d' $NDVI < NDVI_s$ i a 1 per a valors d' $NDVI > NDVI_v$.

Encara que no es tenen mesures directes d' ε , la metodologia usada en aquest treball per tal d'obtenir aquesta variable dóna un error d'un 1% entre el model i mesures de camp (Sobrino *et al.*, 2008). Aquest nivell d'error es acceptable per introduir l' ε obtinguda mitjançant aquesta metodologia en l'obtenció de la TST.

El càlcul de les variables atmosfèriques s'ha dut a terme mitjançant les següents metodologies:

3.4.2.3. Vapor d'aigua

Actualment hi ha dues fonts de vapor d'aigua que habitualment s'usen en els models d'obtenció de la TST: dades puntuals i estimacions a partir de dades de Teledetecció. Una de les dades puntuals usada més freqüentment són els radiosondatges atmosfèrics a partir de les quals el w pot ser estimat usant un codi de transferència radiativa com el MODTRAN 4.0, comentat en la secció 3.3.2, "Generació de les noves funcions atmosfèriques: ajust i test estadístic". En el cas de Landsat, hi ha també un *web* a partir del qual es pot obtenir el w i les radiàncies atmosfèriques (<http://atmcorr.gsfc.nasa.gov/>). Aquest *web* està basat en el codi MODTRAN 4.0 i en simulacions meteorològiques a escala global (Barsi *et al.*, 2005). Tanmateix, ambdues

fonts de w són dades puntuals de difícil aplicabilitat per a una escena sencera del satèl·lit Landsat on es doni un paisatge heterogeni i/o muntanyós.

Per a àrees extenses, la Teledetecció ofereix estimes de w majoritàriament desenvolupades mitjançant satèl·lits com NOAA AVHRR (Sobrino *et al.*, 2002), TERRA/AQUA MODIS (Sobrino i El Kharraz, 2003) o ERS-2 ATSR-2 (Li *et al.*, 2003), amb un RMSE aproximat de 0.5 g cm^{-2} , essent útils per ser introduïts en els algorismes d'obtenció de la TST. En aquest treball s'ha usat el *Level 2 Water Vapour product* (vegeu el capítol 1) de TERRA MODIS ja que l'hora de pas d'aquest satèl·lit és similar a l'hora de pas de Landsat, entre les 10:00 i les 11:00, hora solar local.

3.4.2.4. Modelització de la temperatura de l'aire

La modelització de la temperatura de l'aire s'explica al capítol 2 d'aquesta tesi.

3.4.2.5. Paràmetres atmosfèrics

Els paràmetres $L_{\text{atm}}\downarrow$, $L_{\text{atm}}\uparrow$ i τ s'ha obtingut per un procés de simulació mitjançant el codi de transferència radiativa MODTRAN 4.0, tal i com s'explica en la secció 3.3, "Generació de les noves funcions atmosfèriques: ajust i test estadístic".

3.4.3. Resultats de la validació de la TST

En aquesta secció es presenten els resultats dels test obtinguts per la metodologia explicada en la secció 3.3. "Desenvolupament de l'algorisme per a l'obtenció de la TST". Encara que la metodologia proposada s'ha desenvolupat per a Landsat-4 TM, a la base de dades dels radiosondatges atmosfèrics del SMC només hi ha informació des de 1997 i, per tant, per a aquestes imatges no es pot dur a terme un test. Tot i així, s'espera que els resultats que s'obtingrien per als models de TST desenvolupats per a Landsat-4 TM mostrin resultats similars als obtinguts amb Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+.

Per tal de validar els models de TST i les variables involucrades (ϵ , w i T_a) es necessita valors de camp. En el nostre cas, la temperatura de l'aire és l'única variable que ha estat

verificada amb un conjunt de dades independents (vegeu el capítol 1) a l'hora de pas del satèl·lit. Malauradament, la resta de dades no estava disponibles a l'hora de pas del satèl·lit. Tanmateix, en el cas del w es disposa de la base de dades de radiosondatges atmosfèrics del SMC llançades a les 12:00 UTC amb les quals s'ha calculat $L_{\text{atm}}\downarrow$, $L_{\text{atm}}\uparrow$, τ i w amb el codi MODTRAN 4.0. Conjuntament amb $l'\epsilon$ s'ha dut a terme el càlcul de la TST usant l'equació de transferència radiativa (Eq. 3.1) per a totes les àrees de test. Aquesta TST s'ha establert com a la TST de referència (TST_r) i és usada per comparar els models obtinguts de la TST per Teledetecció.

Finalment, en aquesta secció també es compara la metodologia proposada amb una metodologia operativa ja existent d'obtenció de la TST desenvolupada per Qin *et al.* (2001).

3.4.3.1. Validació de la temperatura de l'aire

Com ja s'ha comentat en el capítol 2 d'aquesta tesi, la temperatura de l'aire al pas del satèl·lit (temperatura instantània) s'ha validat usant un conjunt independent igual al 40% de les estacions meteorològiques. Per al conjunt de dates seleccionades s'ha obtingut un RMSE mitjà d'1.8 K i una σ d'0.4 K amb un valor mínim de 0.9 K i un valor màxim de 2.7 K.

3.4.3.2. Validació del producte de vapor d'aigua de TERRA MODIS

El w obtingut mitjançant els radiosondatges atmosfèrics presenta un valor mitjà d'1.59 g cm⁻² i una σ d'0.84 g cm⁻². La figura 3.9 mostra que les imatges Landsat-7 ETM+ es localitzen majoritàriament en un rang baix de w ja que corresponent principalment a imatges de tardor i primavera. D'altra banda, les imatges Landsat-5 TM es troben més ben distribuïdes durant l'any, tot cobrint diferents valors de w .

El w obtingut pel producte de TERRA MODIS mostra una mitjana de 1.80 i una σ de 0.92 g cm⁻² amb un mínim de 0.30 i un màxim de 4.15 g cm⁻². L'RMSE obtingut de les dues fonts de vapor d'aigua, prenent com a referència el w dels radiosondatges, és de 0.37 g cm⁻² amb un MBE de 0.27 i una σ del MBE de 0.25. Aquests resultats

coincideixen amb altres test realitzats sobre aquest producte (Sobrino i El Kharraz, 2003) i demostren que les fonts de w obtingudes mitjançant la Teledetecció són òptimes com a variable d'entrada en el càlcul de la TST.

3.4.3.3. Validació de la temperatura de la superfície terrestre

El test de la metodologia de càlcul de la TST s'ha dut a terme usant àrees de test (vegeu la figura 3.5). Com s'ha comentat anteriorment, s'han escollit la TST de l'Eq. 3.1 com a TST de referència.

El test s'ha dut a terme usant tant la informació referent al w i a la T_a des radiosondatges com dels models de w obtinguts per Teledetecció i dels models de T_a com a variables d'entrada en els models de TST (vegeu la figura 3.1). Les taules 3.11 i 3.12 mostren els resultats usant el w i la T_a extretes dels radiosondatges. Les taules 3.13 i 3.14 mostren els resultats usant els models de w i T_a .

Les taules 3.11 i 3.12 mostren que, de totes les bases de dades analitzades, els millors models de TST són aquells que inclouen w i T_a (TSTwT). Els models TSTwT desenvolupats usant les bases de dades TIGR-2, TIGR-1 i TIGR-3 presenten els millors RMSE, 0.92, 0.96 i 0.99 K, respectivament, seguit de la STD, 1.97 K. Els models TSTw desenvolupats usant la TIGR-3 i la TIGR-1 també ofereixen un bon RMSE, 1.53 i 1.64 K, respectivament, seguit per STD i TIGR-2 amb un RMSE d'1.97 i 2.26 K, respectivament. Els models TSTT presenten els pitjors resultats essent TIGR-2 i TIGR-1 millors que STD i TIGR-3 (5.67, 6.91, 7.32, 9.76 K, respectivament) i els pitjors R^2 (vegeu la taula 3.6). D'aquestes resultats es pot deduir que el model desenvolupat només amb T_a no és capaç d'obtenir la TST amb suficient exactitud. Finalment, en el cas de la metodologia de Qin *et al.* (2001) (TSTQin) els resultats mostren un RMSE d'1.64 K, molt proper als resultats obtinguts amb els models TSTwT. Cal fer notar, però, que els models TSTwT demostren que la inclusió de la T_a millora l'RMSE de la TST en més de 0.5 K comparat amb els models TSTw i TSTQin.

Categoria	TIGR-1						TIGR-2						n	
	TSTw		TSTwT		TSTT		TSTw		TSTwT		TSTT			
	b	σ_b	b	σ_b	b	σ_b	b	σ_b	b	σ_b	b	σ_b		
B C N	Veg (h Pv) 1	-1.32	1.16	0.24	0.83	-0.97	5.11	-1.72	1.45	0.22	0.91	-1.00	4.53	61
	Veg (h Pv) 2	-1.68	1.17	0.41	0.88	-2.06	5.15	-2.10	1.52	0.50	0.93	-2.32	4.33	44
	Veg (h Pv) 3	-1.21	1.15	0.34	0.84	-3.03	5.39	-1.68	1.50	0.21	0.88	-2.50	4.59	61
	Veg (m Pv) 1	-1.17	1.14	0.42	0.89	-3.83	6.40	-1.70	1.55	0.23	0.89	-2.98	5.33	61
	Veg (m Pv) 2	-1.19	1.16	0.36	0.88	-3.25	5.90	-1.69	1.54	0.20	0.89	-2.59	4.94	62
	Veg (l Pv) 1	-1.21	1.13	0.37	0.89	-2.54	5.65	-1.69	1.49	0.25	0.92	-2.06	4.86	61
	Sòl 1	-1.24	1.18	0.33	0.97	-3.80	6.45	-1.79	1.58	0.15	0.94	-2.97	5.34	62
	Sòl 2	-1.21	1.15	0.36	0.90	-3.11	5.39	-1.73	1.52	0.22	0.94	-2.49	4.69	61
	Sòl 3	-1.10	1.14	0.50	0.99	-5.47	7.05	-1.73	1.62	0.20	0.90	-4.09	5.68	61
S O R T	Veg (h Pv) 1	-0.44	0.44	-0.31	0.11	-0.95	3.10	-0.79	0.37	-0.55	0.24	0.29	3.08	4
	Veg (h Pv) 2	-0.46	0.46	-0.33	0.12	-0.86	2.90	-0.80	0.38	-0.57	0.24	0.33	2.93	4
	Veg (h Pv) 3	-0.40	0.19	-0.25	0.16	-2.90	4.70	-0.70	0.26	-0.55	0.32	-1.33	3.99	4
	Veg (m Pv) 1	-0.48	0.50	-0.35	0.14	-0.68	2.51	-0.81	0.41	-0.58	0.23	0.43	2.65	4
	Veg (m Pv) 2	-0.47	0.32	-0.30	0.11	-2.04	3.35	-0.75	0.33	-0.58	0.28	-0.70	3.11	4
	Veg (m Pv) 3	-0.48	0.36	-0.32	0.11	-1.83	2.94	-0.76	0.36	-0.58	0.27	-0.58	2.82	4
	Veg (l Pv) 1	-0.45	0.36	-0.30	0.10	-1.29	3.61	-0.79	0.33	-0.55	0.27	0.07	3.43	4
	Veg (l Pv) 2	-0.47	0.16	-0.28	0.21	-3.78	4.37	-0.67	0.26	-0.61	0.36	-2.26	3.56	4
	Veg (l Pv) 3	-0.42	0.11	-0.24	0.19	-4.03	5.71	-0.67	0.24	-0.56	0.35	-2.25	4.59	4
Mitjana b, σ_b (K)	-1.18	1.14	0.35	0.89	-3.34	6.05	-1.69	1.51	0.18	0.90	-2.62	5.03	570	
RMSE (K)	1.64		0.96		6.91		2.26		0.92		5.67			

Taula 3.11. Resultats de la validació de la TST usant la informació dels radiosondatges com a dades d'entrada als models desenvolupats, amb les bases de dades atmosfèriques TIGR-1 i TIGR-2. b és el biaix, σ és la desviació estàndard calculada a partir de n, h Pv indica una alta proporció de recobriment vegetal, m Pv una proporció mitjana i l Pv una proporció baixa. Veg és vegetació natural, sòl és sòl nu i n és el nombre de mostres.

Els resultats obtinguts usant els models de w i T_a (taules 3.13 i 3.14) mostren més o menys el mateix patró que els resultats obtinguts usant el w i la T_a dels radiosondatges, excepte en el cas dels models TSTw, en els quals l'RMSE és major. Aquest resultats també suggereixen que els models TSTw són més sensibles a un error en la font de w que els models TSTwT, en els quals sembla que l'error es compensa gràcies a la inclusió de la T_a . A més, cal fer notar que la inclusió de la T_a en els models millora l'RMSE en més d'1 K comparat amb els models TSTw. Finalment, remarcar que la TIGR-1 ofereix RMSE similars a la TIGR-2 (0.90 i 0.96 K, respectivament) en el cas dels models TSTwT.

		TIGR-3						STD						Qin		n	nQ
Categoria	TSTw		TSTwT		TSTT		TSTw		TSTwT		TSTT		TSTQin				
	b	σ_b	b	σ_b	b	σ_b	b	σ_b	b	σ	b	σ_b	b	σ_b			
B C N	Veg (h Pv) 1	-1.14	1.11	-0.21	0.92	-1.06	6.72	-1.59	1.32	0.83	1.63	-2.39	4.87	1.42	1.08	61	40
	Veg (h Pv) 2	-1.36	1.22	-0.03	0.99	-2.97	6.34	-1.92	1.37	1.27	1.68	-3.05	5.16	1.72	1.00	44	32
	Veg (h Pv) 3	-1.02	1.15	-0.23	0.93	-3.52	6.79	-1.51	1.37	0.91	1.68	-4.01	5.37	1.40	1.02	61	40
	Veg (m Pv) 1	-0.99	1.17	-0.19	0.96	-4.36	8.03	-1.50	1.41	1.00	1.79	-4.84	6.21	1.33	0.97	61	40
	Veg (m Pv) 2	-1.01	1.17	-0.23	0.95	-3.72	7.40	-1.51	1.39	0.93	1.75	-4.27	5.83	1.34	0.98	62	41
	Veg (l Pv) 1	-1.02	1.13	-0.17	0.96	-2.87	7.30	-1.51	1.34	0.95	1.73	-3.74	5.37	1.38	1.00	61	40
	Sòl 1	-1.05	1.21	-0.29	1.02	-4.38	8.09	-1.58	1.43	0.92	1.86	-4.83	6.23	1.19	0.96	62	41
	Sòl 2	-1.02	1.17	-0.21	0.99	-3.61	7.04	-1.53	1.37	0.94	1.77	-4.15	5.09	1.32	1.01	61	40
	Sòl 3	-0.92	1.21	-0.21	1.01	-6.28	8.64	-1.48	1.47	1.08	1.92	-6.27	7.02	1.19	0.88	61	40
S O R T	Veg (h Pv) 1	-0.65	0.19	-0.88	0.30	0.88	4.56	-0.75	0.29	-0.39	0.11	-2.93	1.88	0.17	--	4	1
	Veg (h Pv) 2	-0.66	0.21	-0.90	0.30	0.92	4.32	-0.77	0.31	-0.41	0.13	-2.78	1.70	0.17	--	4	1
	Veg (h Pv) 3	-0.54	0.23	-0.97	0.28	-1.68	5.98	-0.71	0.11	-0.37	0.18	-4.09	3.67	0.17	--	4	1
	Veg (m Pv) 1	-0.67	0.23	-0.91	0.31	1.07	3.89	-0.79	0.35	-0.43	0.13	-2.57	1.37	0.17	--	4	1
	Veg (m Pv) 2	-0.61	0.21	-0.98	0.30	-0.70	4.59	-0.78	0.19	-0.41	0.16	-3.39	2.40	0.17	--	4	1
	Veg (m Pv) 3	-0.62	0.21	-0.99	0.29	-0.51	4.14	-0.79	0.23	-0.42	0.15	-3.17	2.03	0.17	--	4	1
	Veg (l Pv) 1	-0.65	0.18	-0.90	0.30	0.55	5.13	-0.77	0.21	-0.39	0.13	-3.34	2.38	0.17	--	4	1
	Veg (l Pv) 2	-0.51	0.28	-1.12	0.31	-3.18	5.27	-0.77	0.19	-0.42	0.25	-4.17	3.81	0.17	--	4	1
	Veg (l Pv) 3	-0.50	0.27	-1.05	0.32	-3.12	6.91	-0.72	0.14	-0.38	0.21	-4.80	4.79	0.17	--	4	1
Mitjana b, σ_b (K)	-1.01	1.15	-0.25	0.96	-3.78	7.60	-1.50	1.37	0.91	1.75	-4.39	5.86	-1.17	1.09	570	363	
RMSE (K)	1.53		0.99		9.76		2.03		1.97		7.32		1.64				

Taula 3.12. Resultats de la validació de la TST usant la informació dels radiosondatges com a dades d'entrada als models desenvolupats amb les bases de dades atmosfèriques TIGR-3 i STD. b és el biaix, σ és la desviació estàndard calculada a partir de n, h P_v indica una alta proporció de recobriment vegetal, m P_v una proporció mitjana i l P_v una proporció baixa. Veg és vegetació natural, sòl és sòl nu i n és el nombre de mostres, nQ és el nombre de mostres en el cas dels resultats de Qin *et al.* (2001).

A més, en el cas dels models TSTwT, els resultats obtinguts usant tant el w i la T_a dels radiosondatges com el w i la T_a dels models ofereixen un RMSE similar, d'aproximadament 0.9 K. Aquests resultats estan amb concordança amb un dels objectius d'aquest capítol, que és evitar la dependència de l'ús dels radiosondatges i, mostren que la inclusió dels models de w i T_a com a variables d'entrada en els models són igualment útils que els radiosondatges però, només són en el primer cas la millor opció per a la correcció d'una escena sencera d'imatges Landsat (180 per 185 km).

		TIGR-1						TIGR-2						n
Categoria		TSTw		TSTwT		TSTT		TSTw		TSTwT		TSTT		
		b	σ_b	b	σ_b	b	σ_b	b	σ_b	b	σ_b	b	σ_b	
B C N	Veg (h Pv) 1	-1.37	1.26	0.25	0.88	-1.66	4.75	-1.78	1.58	0.20	1.00	-1.41	4.24	61
	Veg (h Pv) 2	-1.84	1.40	0.50	0.95	-2.23	5.18	-2.30	1.81	0.57	1.06	-2.45	4.37	44
	Veg (h Pv) 3	-1.21	1.17	0.35	0.87	-3.33	5.11	-1.68	1.52	0.20	0.91	-2.66	4.39	61
	Veg (m Pv) 1	-1.39	1.39	0.36	0.91	-4.15	6.23	-1.95	1.83	0.12	0.92	-3.18	5.21	61
	Veg (m Pv) 2	-1.25	1.25	0.15	0.79	-3.55	5.16	-1.75	1.64	-0.16	0.77	-2.67	4.41	62
	Veg (l Pv) 1	-1.52	1.59	0.37	0.99	-2.97	5.53	-2.02	2.04	0.23	1.12	-2.37	4.78	61
	Sòl 1	-1.25	1.26	0.24	0.91	-4.18	5.77	-1.79	1.66	-0.03	0.88	-3.15	4.87	62
	Sòl 2	-1.68	1.63	0.21	0.77	-3.51	5.07	-2.24	2.11	-0.03	0.82	-2.77	4.48	61
	Sòl 3	-1.73	1.75	0.17	0.95	-5.91	6.82	-2.45	2.32	-0.25	0.97	-4.38	5.54	61
S O R T	Veg (h Pv) 1	-0.42	0.57	-0.29	0.11	-2.03	2.42	-0.80	0.49	-0.53	0.21	-0.38	2.57	4
	Veg (h Pv) 2	-0.42	0.64	-0.35	0.14	-2.08	2.00	-0.81	0.55	-0.62	0.18	-0.41	2.23	4
	Veg (h Pv) 3	-0.33	0.19	-0.17	0.17	-3.60	4.32	-0.63	0.24	-0.47	0.29	-1.74	3.78	4
	Veg (m Pv) 1	-0.44	0.61	-0.37	0.17	-2.27	1.20	-0.81	0.49	-0.66	0.14	-0.52	1.69	4
	Veg (m Pv) 2	-0.51	0.59	-0.31	0.20	-2.89	2.59	-0.84	0.64	-0.64	0.14	-1.18	2.60	4
	Veg (m Pv) 3	-0.39	0.47	-0.27	0.21	-2.53	2.18	-0.73	0.44	-0.63	0.17	-0.94	2.24	4
	Veg (l Pv) 1	-0.49	0.57	-0.25	0.14	-2.26	3.26	-0.84	0.58	-0.49	0.27	-0.54	3.24	4
	Veg (l Pv) 2	-0.23	0.10	-0.07	0.24	-3.73	2.74	-0.42	0.07	-0.53	0.16	-2.06	2.43	4
	Veg (l Pv) 3	-0.50	0.30	-0.20	0.20	-4.42	5.59	-0.78	0.52	-0.56	0.20	-2.45	4.56	4
	Mitjana b, σ_b (K)	-1.44	1.48	0.22	0.88	-3.75	5.70	-1.98	1.92	-0.02	0.96	-2.86	4.79	570
RMSE (K)	2.07		0.90		6.82		2.76		0.96		5.58			

Taula 3.13. Resultats de la validació de la TST usant la informació modelitzada de w i T_a com a dades d'entrada als models desenvolupats amb les bases de dades atmosfèriques TIGR-1 i TIGR-2. b és el biaix, σ és la desviació estàndard calculada a partir de n , $h P_v$ indica una alta proporció de recobriment vegetal, $m P_v$ una proporció mitjana i $l P_v$ una proporció baixa. Veg és vegetació natural, sòl és sòl nu i n és el nombre de mostres.

Les taules 3.11, 3.12, 3.13 i 3.14 també mostren que els models TSTwT ofereixen el biaix més petit (proper a 0) per a totes les bases de dades atmosfèriques TIGR a excepció de la base de dades STD. Els models TSTw presenten un biaix més gran que els TSTwT, però més petit que els models TSTT, els quals tenen els pitjors errors. En el cas dels models TSTwT, el biaix és sempre negatiu, el què implica que els models tendeixen a sobreestimar la TST. D'altra banda, els models TSTw i TSTT tendeixen a subestimar la TST (excepte en el cas de la TIGR-3).

Per tal d'il·lustrar aquest fet, en la figura 3.7 s'han seleccionat els models desenvolupats amb la base de dades TIGR-1 i el model TSTQin usant la w i T_a dels radiosondatges. A la figura 3.8, en canvi s'ha usat la w i T_a dels models. S'han exclòs els models desenvolupats només amb la T_a degut a l'elevat RMSE obtingut, el qual fa inoperants aquest tipus de models. En ambdues figures el comportament dels models és similar. En

l'interval de w establert entre 0 a 2 g cm⁻² la diferència entre la TST_r i la TSTwT es manté principalment entre -1 i 1 K (figures 3.7 i 3.8). Tanmateix, en els models TSTw i TSTQin aquesta diferència s'incrementa per sobre aquest interval a mesura que el w incrementa (figura 3.7). En el cas del w i T_a modelitzats, aquest increment és major, oscil·lant entre -2 a 2 K (figura 3.8). En la regió del interval entre 2 i 3 g cm⁻² tots els models experimenten una dispersió respecte la diferència de TST. Tot i així, la dispersió del model TSTwT és menor, principalment entre -1 i 2 K (figures 3.7 i 3.8), que en el model TSTw, la qual està entre -2 i -4 K. En el cas del model TSTQin aquesta dispersió oscil·la entre 1 i 3.5 K. Més enllà de 3 g cm⁻², el model TSTwT es comporta de la mateixa manera que en l'interval anterior, 2-3 g cm⁻², mentre que TSTw incrementa gradualment.

Categoria	TIGR-3						STD						Qin		n	nQ	
	TSTw		TSTwT		TSTT		TSTw		TSTwT		TSTT		TSTQin				
	b	σ _b	b	σ _b	b	σ _b	b	σ _b	b	σ _b	b	σ _b	b	σ _b			
B C N	Veg (h Pv) 1	-1.23	1.26	-0.18	0.99	-1.54	6.24	-1.65	1.45	0.85	1.78	-3.04	4.74	1.37	1.20	61	40
	Veg (h Pv) 2	-1.56	1.53	0.13	1.10	-3.07	6.38	-2.13	1.69	1.47	1.89	-3.26	5.33	1.79	1.11	44	32
	Veg (h Pv) 3	-1.05	1.19	-0.22	0.97	-3.70	6.49	-1.50	1.38	0.90	1.71	-4.28	5.16	1.35	1.07	61	40
	Veg (m Pv) 1	-1.18	1.45	-0.19	0.95	-4.63	7.85	-1.75	1.73	0.97	1.79	-5.16	6.09	1.25	1.07	61	40
	Veg (m Pv) 2	-1.06	1.28	-0.43	0.80	-3.84	6.68	-1.57	1.50	0.50	1.45	-4.40	5.05	0.90	0.86	62	41
	Veg (l Pv) 1	-1.32	1.68	-0.07	1.08	-3.26	7.17	-1.88	1.93	1.04	1.97	-4.22	5.46	1.53	1.35	61	40
	Sòl 1	-1.46	1.75	-0.28	0.80	-4.06	6.66	-2.08	2.03	0.81	1.61	-4.58	4.87	1.11	0.95	62	41
	Sòl 2	-1.53	1.88	-0.45	0.92	-6.70	8.39	-2.23	2.26	0.77	1.83	-6.74	6.86	0.83	0.86	61	40
	Sòl 3	-1.72	2.16	-0.66	0.89	-6.90	8.59	-2.44	2.59	0.51	1.63	-6.88	6.89	0.64	0.76	61	40
S O R T	Veg (h Pv) 1	-0.66	0.25	-0.78	0.34	-0.11	3.82	-0.74	0.39	-0.40	0.13	-3.79	1.50	-0.04	--	4	1
	Veg (h Pv) 2	-2.83	4.32	-3.06	4.29	-4.88	9.35	-0.74	0.45	-0.50	0.12	-3.72	1.17	-0.02	--	4	1
	Veg (h Pv) 3	-0.49	0.26	-0.84	0.27	-2.30	5.65	-0.65	0.07	-0.34	0.23	-4.63	3.37	-0.03	--	4	1
	Veg (m Pv) 1	-1.53	1.70	-1.75	1.62	-3.11	5.23	-0.76	0.43	-0.51	0.11	-3.77	0.80	-0.04	--	4	1
	Veg (m Pv) 2	-0.68	0.33	-0.88	0.32	-1.44	3.88	-0.83	0.42	-0.44	0.20	-3.99	1.66	0.04	--	4	1
	Veg (m Pv) 3	-0.66	0.22	-0.93	0.36	-1.05	3.37	-0.73	0.29	-0.45	0.25	-3.58	1.30	0.01	--	4	1
	Veg (l Pv) 1	-0.70	0.31	-0.76	0.32	-0.29	4.83	-0.80	0.41	-0.33	0.22	-4.16	2.08	-0.01	--	4	1
	Veg (l Pv) 2	-0.40	0.43	-0.89	0.24	-3.03	3.76	-0.60	0.27	-0.32	0.31	-3.66	1.77	0.06	--	4	1
	Veg (l Pv) 3	-0.58	0.25	-0.92	0.29	-3.43	6.85	-0.80	0.20	-0.32	0.31	-5.11	4.73	-0.02	--	4	1
Mitjana b, σ _b (K)	-1.28	1.58	-0.33	1.02	-4.16	7.26	-1.81	1.83	0.76	1.71	-4.77	5.60	-1.27	1.28	570	363	
RMSE (K)	2.03		0.98		9.60		2.57		1.87		7.35		1.56				

Taula 3.14. Resultats de la validació de la TST usant la informació modelitzada de w i T_a com a dades d'entrada als models desenvolupats amb les bases de dades atmosfèriques TIGR-3 i STD. b és el biaix, σ és la desviació estàndard calculada a partir de n , $h P_v$ indica una alta proporció de recobriment vegetal, $m P_v$ una proporció mitjana i $l P_v$ una proporció baixa. Veg és vegetació natural, sòl és sòl nu i n és el nombre de mostres, nQ és el nombre de mostres en el cas dels resultats de Qin *et al.* (2001).

S'ha de tenir en compte que TSTQin està dissenyat només per a un rang de w d'entre 0 i 3 g cm^{-2} i, per tant, per sobre d'aquest punt no es pot dur a terme una comparació amb els altres mètodes.

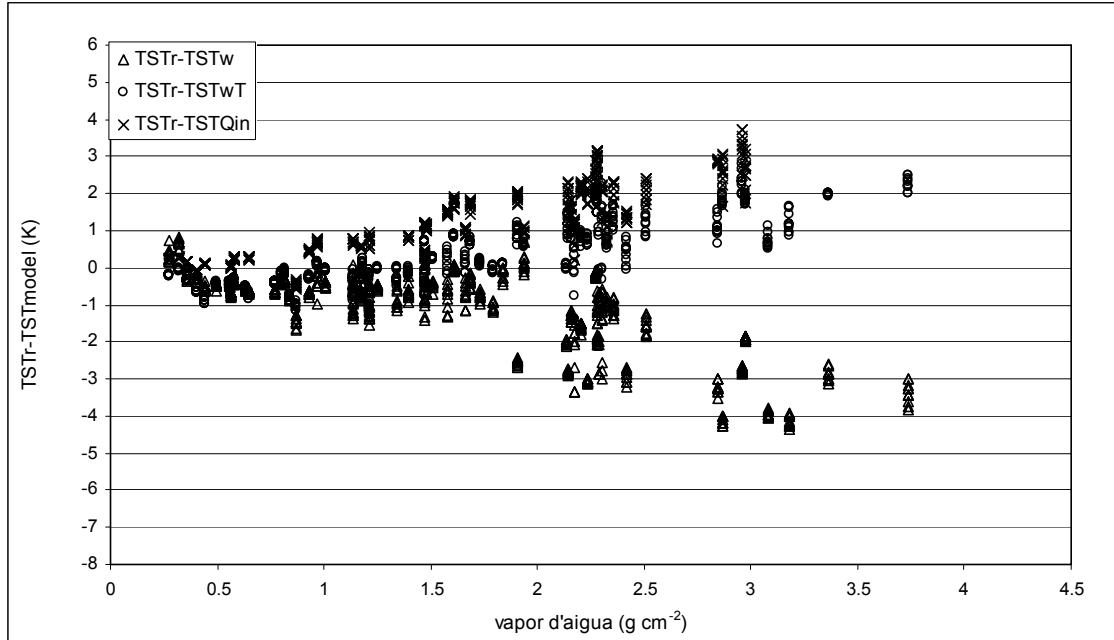


Figura 3.7. Diferències entre al TST de referència (TST_r) i la TST modelitzada (en K) usant la base de dades atmosfèriques TIGR-1 i introduint w i T_a dels radiosondatges com a dades d'entrada al model. TSTw és el model desenvolupat usant només w , TSTwT és el model desenvolupat usant w i T_a i TSTQin és el model desenvolupat per Qin *et al.* (2001).

Finalment, les taules 3.15 i 3.16 mostren l'RMSE en funció de la missió Landsat i la font de dades usades com a entrada en el model de TST. En tots els casos, els models TSTwT ofereixen millors resultats que els models TSTw. Quan s'usen el w i T_a dels radiosondatges com a entrada en els models TSTwT (vegeu la taula 3.15), els millors resultats per a Landsat-5 TM són els obtinguts amb la base de dades TIGR-3, amb un RMSE d'aproximadament 1 K, i per a Landsat-7 ETM+, els obtinguts amb la base de dades TIGR-1, amb un RMSE de 0.4 K. Quan s'usen el w i T_a modelitzades com a entrada en els models TSTwT (vegeu la taula 3.16), els millors resultats per als models de Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+ s'obtenen usant la base de dades TIGR-1 amb un RMSE d'1.03 i 0.51 K, respectivament. Cal remarcar que en el cas de Landsat-7 ETM+, els models TSTwT i TSTw proporcionen resultats molt semblants, amb diferències menors a 1 K. Això es pot explicar pel baix w en el cas de les imatges de Landsat-7 ETM+ en comparació amb les imatges Landsat-5 TM.

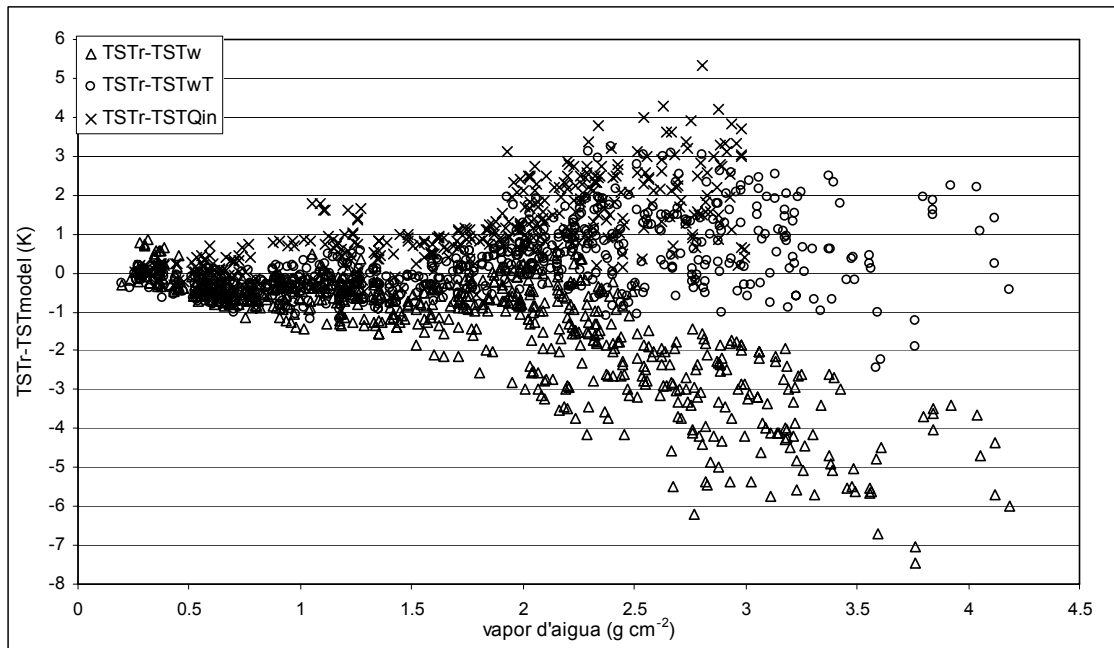


Figura 3.8. Diferències entre al TST de referència (TST_r) i la TST modelitzada (en K) usant la base de dades atmosfèriques TIGR-1 i introduint w i T_a modelitzades com a dades d'entrada al model. TST_w és el model desenvolupat usant només w , TST_wT és el model desenvolupat usant w i T_a i TST_{Qin} és el model desenvolupat per Qin *et al.* (2001).

A més, excepte en el cas dels models desenvolupats usant la base de dades STD, els models TST_wT també ofereixen millors resultats que TST_{Qin} , el qual també inclou w i T_a en el seu algorisme. Cal fer notar que les diferències en termes d'RMSE entre Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+ són degudes al nombre d'imatges usades (54 en el cas de Landsat-5 TM i 20 en el cas de Landsat-7 ETM+) així com a la data. Moltes de les imatges Landsat-7 disponibles a l'àrea d'estudi són de tardor i hivern, quan el w és baix i, per tant, la correcció és millor tal i com s'aprecia en les figures 3.7 i 3.8 (vegeu el rang entre 0 i 2 $g\ cm^{-2}$). Amb aquests resultats no es pot concloure que els models desenvolupats per Landsat-7 ETM+ siguin millors que els desenvolupats per Landsat-5 TM.

3.4.3.4. Selecció de la base de dades atmosfèrica

La selecció de la base de dades atmosfèrica depèn en gran mesura del rang de w de l'àrea d'estudi. Com ja s'ha comentat en el capítol 1, l'àrea d'estudi està ubicada al voltant d'un mitjà w de 1.70 amb una σ de 0.81 $g\ cm^{-2}$, amb un valor mínim de 0.16 i un valor màxim de 5.00 $g\ cm^{-2}$, si prenem com a referència el punt de BCN. El punt ubicat

a SORT presenta valors més baixos per a la mitjana i la σ de w . Com s'ha comentat també en la secció anterior, s'han obtingut bons resultats usant totes les bases de dades TIGR. Tanmateix, s'ha de remarcar que la base de dades TIGR-1 ofereix els millors resultats quan s'usa les dades modelitzades de w i T_a com a font entrada dels models ja que aquesta base de dades té una distribució molt equilibrada del w (vegeu la figura 3.4).

Base Atm.	Satèl·lit	TSTw	TSTwT	TSTT	n
TIGR-1	L5	1.87	1.11	7.91	399
	L7	0.88	0.39	3.56	171
TIGR-2	L5	2.61	1.04	6.53	399
	L7	1.10	0.51	2.75	171
TIGR-3	L5	1.76	1.02	9.76	399
	L7	0.72	0.91	4.10	171
STD	L5	2.33	2.32	8.42	399
	L7	1.02	0.61	3.54	171
Qin <i>et al.</i>	L5	-----	1.64	-----	363

Taula 3.15. Mitjana de l'RMSE (K) calculada usant les dades dels radiosondatges com a dades d'entrada als models de TST per a cada missió Landsat. Base Atm. és la base de dades atmosfèrica usada per desenvolupar el mètode d'obtenció de la TST, L5 i L7 són Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+, respectivament, i n és el nombre de mostres.

Base Atm.	Satèl·lit	TSTw	TSTwT	TSTT	n
TIGR-1	L5	2.35	1.03	7.83	399
	L7	1.17	0.51	3.41	171
TIGR-2	L5	3.15	1.04	6.44	399
	L7	1.47	0.73	2.58	171
TIGR-3	L5	2.33	1.12	9.66	399
	L7	1.03	0.95	3.86	171
STD	L5	2.93	2.19	8.47	399
	L7	1.37	0.66	3.51	171
Qin <i>et al.</i>	L5	-----	1.56	-----	379

Taula 3.16. Mitjana de l'RMSE (K) calculada usant les dades de w i T_a modelitzades com a dades d'entrada als models de TST per a cada missió Landsat. Base Atm. és la base de dades atmosfèrica usada per desenvolupar el mètode d'obtenció de la TST, L5 i L7 són Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+, respectivament, i n és el nombre de mostres.

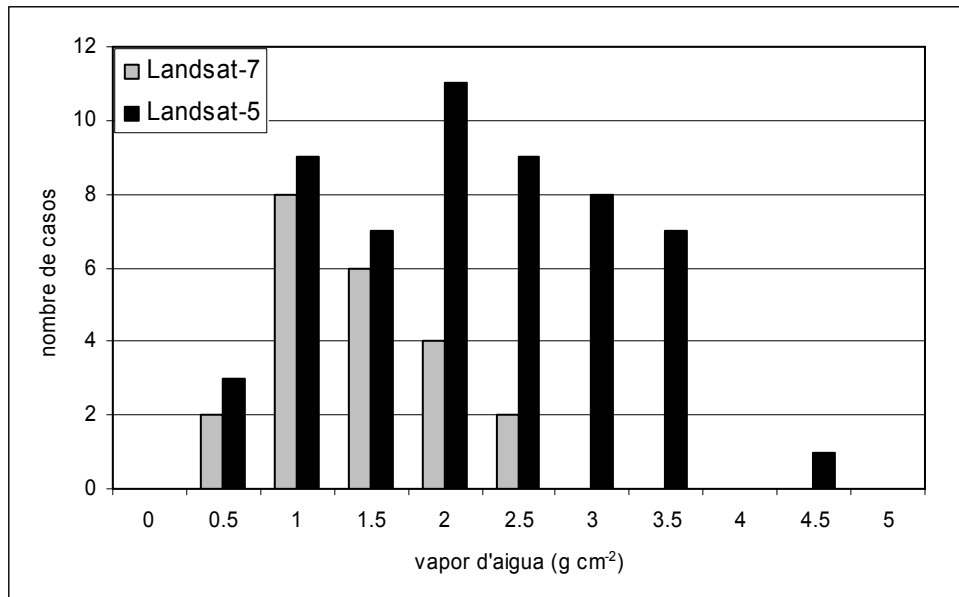


Figura 3.9. Histograma del w obtingut dels radiosondatges en el cas de les imatges Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+ usades per validar els models de la TST.

A més, aquesta base de dades atmosfèrica és una bona opció quan no hi ha informació disponible sobre el rang de w que es pugui obtenir a través de radiosondatges.

Finalment, en el cas de la base de dades atmosfèrica STD, i encara que també presenta un rang de w ben equilibrat (vegeu la figura 3.4), els resultats són pitjors que en el cas de les bases de dades atmosfèriques TIGR i aquest fet suggereix que aquesta nova base de dades no ha funcionat correctament per a l'àrea d'estudi.

3.5. Conclusions

En resum, aquests resultats mostren que la inclusió de la T_a conjuntament amb el w dins del model mono-canal desenvolupat per calcular la TST en millora la seva obtenció. El millor RMSE, 0.9 K, s'ha obtingut usant la base de dades atmosfèrica TIGR-1 que mostra menys error de dispersió en rangs intermedis i alts de contingut de w . Cal fer notar que en rangs baixos de w , com per exemple en el cas d'atmosferaes àrtiques, o bé, zones a partir amb un rang altitudinal elevat (per sobre els 3000 m), és preferible no corregir atmosfèricament les imatges. Això és degut a què es pot arribar a obtenir un error més elevat amb el model que amb la imatge no corregida atmosfèricament. Tanmateix, si no es pot disposar d'un valor o d'un model de T_a , l'obtenció de la TST

usant només el vapor d'aigua constitueix una bona opció quan el contingut de vapor d'aigua és baix o intermedi. Cal tenir en compte que en situacions atmosfèriques amb un alt w , com per exemple en atmosferes tropicals, el model de correcció atmosfèrica presenta un error elevat. En aquest cas és preferible, o bé no usar la informació del tèrmic, o bé assumir l'error de la correcció i intentar crear models simples i orientatius per obtenir variables més elaborades com la radiació neta o l'evapotranspiració real. En aquests casos també es podria crear una base de dades només amb atmosferes tropicals tipus per veure si el models es pogués ajustar millor a aquestes condicions. D'altra banda, els models que només inclouen T_a han demostrat ser de poca utilitat per obtenir la TST, ja que presenten un RMSE molt elevat.

Quan s'usa el w i la T_a provinents dels radiosondatges, els models TSTwT presenten un RMSE menor a 0.5 K comparat amb els models TSTw. A més, quan s'usa el w i la T_a modelitzats, l'RMSE és menor a 1 K comparat amb els models TSTw. Això significa que els models TSTw són més sensibles al w obtingut per Teledetecció que els models TSTwT, on la inclusió de la T_a ajuda a reduir l'error. És important remarcar que els models TSTw i TSTT tendeixen a subestimar la TST mentre que els models TSTwT tendeixen a sobreestimar-la. A més, en el cas dels models TSTwT, els resultats obtinguts de les dades de w i T_a dels radiosondatges i dels models mostren resultats molt similars. Això està en concordança amb un dels objectius plantejats en la metodologia d'obtenció de la TST presentada, que és la independència de les dades provinents dels radiosondatges per obtenir la TST sobre àrees extenses i heterogènies.

En termes de la comparació entre els algorismes desenvolupats utilitzant tant w com T_a , TSTwT també mostra un RMSE menor a 0.5 K comparat amb el model de TSTQin. A més, s'hauria de tenir en compte que els models de TSTwT estan desenvolupats per a rangs de w que cobreixen més de 3 g cm^{-2} .

Els millors resultats de TST per a Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+ s'han obtingut utilitzant la base de dades atmosfèrica TIGR-1, fet que ha proporcionat un RMSE d' 1.03 i 0.51 K, respectivament. Tanmateix, una comparació entre els dos models de TST obtinguts per a cada satèl·lit no és possible a causa del diferent rang de w de la sèrie de Landsat-5 i Landsat-7 ETM+ estudiada. En aquesta comparació s'han observat diferències menors entre els models TSTwT i TSTw per a les escenes de Landsat-7

ETM+ que per a les escenes de Landsat-5 TM, aquestes adquirides amb contingut de vapor d'aigua atmosfèric més alt. Aquest fet indica, com s'esperava, que la millora dels models TSTwT és més aparent en continguts elevats de w (típicament $w > 3 \text{ g cm}^{-2}$).

Totes les bases de dades de TIGR han demostrat ser potents per al desenvolupament de models a escala global i per a un ampli rang de w . A més, els millors resultats de la TST s'han obtingut utilitzant TIGR-1, que és la base de dades que presenta el w més ben equilibrat, molt útil en el cas de no tenir disponibilitat d'informació del w per a una àrea d'estudi.

Finalment, els models de la temperatura de l'aire a l'hora de pas del satèl·lit (temperatura instantània) i el producte de w de TERRA MODIS han demostrat ser una bona opció com a font d'entrada de dades en els models de TST per obtenir aquest variable en àrees extenses.

CAPÍTOL 4. MODELITZACIÓ DE LA RADIACIÓ NETA MITJANÇANT IMATGES SATEL·LITALS I MODELITZACIÓ SIG



Davis, J. (1997). *Garfield la lia*. GrijalboMondadori.

4.1. Introducció

Es defineix com a R_n , l'intercanvi net entre el total de radiació d'ona curta i d'ona llarga que es rep i que s'emet o reflecteix en una superfície (Whittow, 1984). Aquest, és el balanç entre l'energia absorbida, reflectida i emesa per la superfície terrestre, o bé, el balanç entre la radiació neta entrant d'ona curta i la radiació neta emesa d'ona llarga. La radiació neta (R_n) és imprescindible per al càlcul de l'evapotranspiració tant real com potencial variables d'alta importància en el seguiment i coneixement de les propietats del ecosistemes terrestres i per al suport a l'agricultura. Normalment, R_n és positiva durant el dia i negativa durant la nit (Allen *et al.*, 1998). Considerant totes les components radiatives d'ona curta i d'ona llarga, es pot definir R_n com:

$$R_n = R_{S\downarrow} - R_{S\uparrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} \quad (4.1)$$

on:

$R_{S\downarrow} - R_{S\uparrow}$: és la radiació neta d'ona curta.

$R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow}$: és la radiació neta, o absorbida, d'ona llarga.

$R_{S\downarrow}$: radiació descendent d'ona curta.

$R_{S\uparrow}$: radiació ascendent d'ona curta.

$R_{L\downarrow}$: radiació descendent d'ona llarga.

$R_{L\uparrow}$: radiació ascendent d'ona llarga.

Per entendre millor tot els paràmetres que intervenen en els diferents components, s'aniran explicant els termes que apareixen a l'Eq. 4.1, un a un i, posteriorment, es reescriurà l'equació final.

4.1.1. Radiació neta d'ona curta

Segons Martín-Vide (1991), Moran *et al.* (1989) i Delegido *et al.* (1991), el terme $R_{S\downarrow} - R_{S\uparrow}$ (radiació neta d'ona curta) es pot aproximar de la següent manera:

$$R_{S\downarrow} - R_{S\uparrow} = R_{S\downarrow} (1 - \alpha) \quad (4.2)$$

on $R_{S\downarrow}$ és la radiació d'ona curta incident ($W\ m^{-2}$ o $MJ\ m^{-2}$), que es pot aproximar a partir de la radiació solar i α és l'albedo de la superfície (adimensional). Ambdues variables estan situades entre el rang espectral de 0.3 a 3 μm .

4.1.2. Radiació ascendent d'ona llarga

La radiació neta ascendent d'ona llarga es pot aproximar de la següent manera:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon \sigma T_{ST}^4 \quad (4.3)$$

on T_{ST} és la temperatura de la superfície terrestre (K), σ és la constant de Stephan-Boltzmann ($5.67\ 10^{-8}\ W\ K^{-4}\ m^{-2}\ dia^{-1}$ o $4.903\ 10^{-9}\ MJ\ K^{-4}\ m^{-2}\ dia^{-1}$) i ε és l'emissivitat de la superfície (adimensional).

4.1.3. Radiació descendent d'ona llarga

La radiació neta descendent d'ona llarga es pot aproximar de la següent manera:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (4.4)$$

on T_a és la temperatura de l'aire (K), σ és la constant de Stephan-Boltzmann i ε_a és l'emissivitat de l'aire (adimensional).

Finalment, el model final de R_n el podem reescriure en funció de les Eq. 4.2, 4.3 i 4.4 que donen a lloc a l'equació final de la R_n :

$$R_n = R_{S\downarrow} (1 - \alpha) + (\varepsilon_a \sigma T_a^4) - (\varepsilon \sigma T_{ST}^4) \quad (4.5)$$

Hi ha diverses aproximacions per estimar la R_n en dies nuvolosos i en dies clars, sobretot pel que fa la radiació solar (Monteith i Unsworth, 2008). Tot i així, la majoria de mètodes per a l'obtenció de d'aquesta variable, mitjançant imatges de Teledetecció estan optimitzats per a dies clars, limitant però, les dates en què es pot dur a terme el seu

càlcul. A més, s'ha de tenir en compte que la presència de núvols en la imatge de satèl·lit impossibilita el càlcul de la R_n en els píxels coberts per núvols.

Per al càlcul de la radiació neta instantània (R_{ni}) mitjançant Teledetecció es poden trobar diferents metodologies, la majoria d'elles basades en l'Eq. 4.5 (Bisht *et al.*, 2005; Fan *et al.*, 2007; Gómez, 2006; Jakson *et al.*, 1985; Ma *et al.*, 2002; Ma, 2003; Ma *et al.*, 2007, Sobrino *et al.*, 2005). L'estimació, però, de la temperatura de l'aire per a regions extenses en moltes d'aquestes referències, o bé no es menciona, o bé s'aplica un valor mitjà per a una escala regional.

Pel que fa al càlcul de la radiació neta diària (R_{nd}) hi ha principalment dues metodologies. La primera fa referència al càlcul de la R_{nd} en base a la R_{ni} (Bisht *et al.*, 2005; Seguin i Itier, 1983). En la segona, menys esmentada en la bibliografia (Hurtado i Sobrino, 2001; Jacobs *et al.*, 2002), es du a terme el càlcul de les Eq. 4.2, 4.3 i 4.4 per a un període diari i posteriorment es calcula la R_{nd} mitjançant l'Eq. 4.5.

Respecte a la validació de la R_n obtinguda mitjançant imatges de Teledetecció, un factor que s'ha de tenir en compte és que és especialment complexa bàsicament per dos factors:

- 1- La R_n no és una variable meteorològica estàndard ja que s'usa principalment per al suport a l'agricultura i, per tant, els sensors que mesuren aquesta variable no estan presents en totes les estacions meteorològiques reduint el conjunt d'estacions per validar els models.
- 2- Les dimensions de la parcel·la (10 per 10 o 15 per 15 m) i la seva poca representativitat respecte a la coberta que els envolta poden dificultar la comparació entre les dades mesurades pels radiòmetres de R_n en relació a les dimensions del píxel (120 i 1000 m).

Aquests dos fets dificulten la validació dels models desenvolupats mitjançant imatges de mitjana i baixa resolució espacial, d'entre 120 i 1000 m, quan s'usen les mesures d'una xarxa àmplia d'estacions meteorològiques, com la que gestiona el SMC. Com s'ha comentat en el capítol 1, la xarxa que disposa de sensors de R_n està ubicada en

zones agrícoles on la finalitat és el càlcul de l'evapotranspiració de referència. D'altra banda hi ha altres xarxes experimentals que prenen dades micrometeorològiques de fluxos de carboni i d'aigua, així com de fluxos d'energia, com per exemple les incloses dins de la xarxa FluxNet (<http://daac.ornl.gov/FLUXNET/>), on l'estació, normalment, si és representativa d'un píxel d'aquestes dimensions. Aquestes, però, no presenten una distribució espacial àmplia en un territori de les dimensions Catalunya, limitant la possible validació d'aquesta variable a una sola estació a Catalunya, ubicada a la Vall d'Alinyà.

4.2. Objectius

Els objectius d'aquest capítol són:

- Calcular la R_{nd} i la R_{ni} a escala regional mitjançant imatges Landsat TM i ETM+ i TERRA MODIS en dies clars per a un període extens (2000-2007) i amb imatges ben repartides durant l'any. S'usaran per al seu càlcul les metodologies millorades de la TST i la T_a obtingudes en els capítols 2 i 3 d'aquesta tesi.
- Validar la metodologia mitjançant les dades mesures de R_n de les estacions de què disposa el SMC i una estació experimental ubicada a Vallcebre i gestionada per l'Institut Jaume Almera del CSIC.

4.3. Materials

Per dur a terme la modelització de la R_{nd} i R_{ni} es faran servir 5 imatges Landsat-5 TM per al període 2003-2007, 17 imatges Landsat-7 ETM+ per al període 2002-2003, 171 imatges TERRA MODIS per al període 2000-2007 i 107 imatges AQUA MODIS per al període 2003-2007. Totes les imatges han estat seleccionades en dies clars. Les taules 4.1 i 4.2 resumeixen les imatges que es faran servir i la figura 4.2 mostra la distribució agregada mensualment.

Remarcar que la resolució espacial per al càlcul de la R_n serà de 120 i 1000 m en funció de si estem usant dades Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+, o bé imatges TERRA/AQUA MODIS (vegeu el capítol 1).

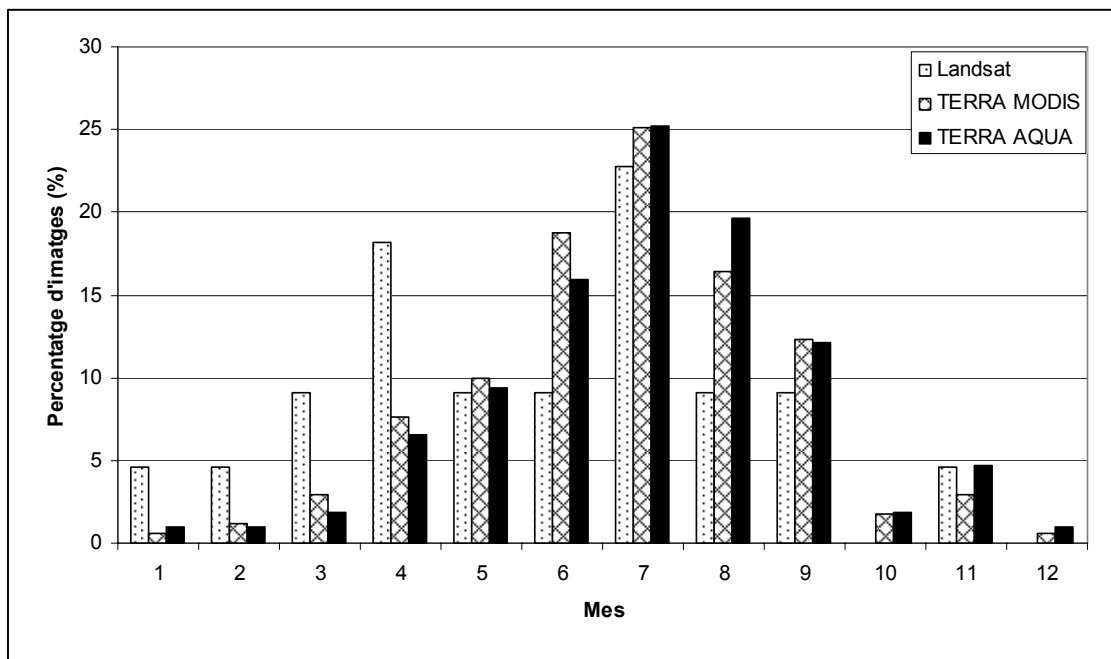


Figura 4.2. Distribució percentual de les imatges Landsat (Landsat-5 TM i Landsat-7 ETM+), TERRA MODIS i AQUA MODIS agregades mensualment durant el període 2000-2007.

2002	2003	2004	2005	2006	2007
12/02/2002	19/03/2003	17/11/2004	27/01/2005	13/04/2006	23/04/2007
13/06/2002	10/07/2003		09/03/2005	29/04/2006	28/07/2007
19/05/2002	26/07/2003		26/04/2005	02/07/2006	
24/09/2002	02/08/2003		19/05/2005	04/09/2006	
	11/08/2003		29/06/2005		
			15/07/2005		

Taula 4.1. Relació d'imatges Landsat (Landsat-5 TM, cursiva, i Landsat-7 ETM+, negreta) usades en aquest capítol en funció de l'any.

4.4. Metodologia

4.4.1. Selecció de dies clars

La selecció de dies clars s'ha dut a terme mitjançant dos passos consecutius:

- Selecció en funció de la coberta nuvolosa de la imatge: Com ja s'ha comentat anteriorment, la selecció de dies clars en una regió extensa com Catalunya (32000 km²) no sempre és possible per a tot el territori. Per tant, si en una part localitzada del territori hi ha presència de núvols (visualitzada amb les imatges de TERRA i AQUA, ambdós amb diferent hora de pas per Catalunya) però aquesta no supera un 15%, la imatge s'ha inclòs, tot i que l'anàlisi visual de la radiació solar d'una estació en concret indiqués nuvolositat.

2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007
02/05/2000	23/02/2001	22/04/2002	17/03/2003	10/02/2004	27/01/2005	28/04/2006	14/03/2007
15/05/2000	01/04/2001	19/05/2002	19/03/2003	24/04/2004	13/03/2005	19/05/2006	22/04/2007
03/06/2000	12/04/2001	31/05/2002	24/03/2003	16/05/2004	25/04/2005	26/05/2006	24/04/2007
07/06/2000	14/04/2001	11/06/2002	27/04/2003	05/06/2004	26/04/2005	01/06/2006	08/05/2007
16/06/2000	28/04/2001	13/06/2002	02/05/2003	09/06/2004	27/04/2005	06/06/2006	06/07/2007
18/06/2000	27/05/2001	14/06/2002	07/06/2003	17/06/2004	06/05/2005	13/06/2006	13/07/2007
19/06/2000	28/05/2001	16/06/2002	12/06/2003	18/06/2004	07/05/2005	29/06/2006	15/07/2007
02/07/2000	30/05/2001	22/06/2002	19/06/2003	27/06/2004	19/05/2005	03/07/2006	24/07/2007
05/07/2000	03/06/2001	23/06/2002	23/06/2003	30/06/2004	25/05/2005	29/07/2006	25/07/2007
07/07/2000	04/06/2001	24/06/2002	01/07/2003	25/07/2004	27/05/2005	31/07/2006	27/07/2007
09/07/2000	08/06/2001	17/07/2002	10/07/2003	27/07/2004	05/06/2005	02/08/2006	28/07/2007
12/07/2000	17/07/2001	18/07/2002	11/07/2003	28/07/2004	26/06/2005	07/08/2006	31/07/2007
19/07/2000	21/07/2001	12/08/2002	16/07/2003	14/08/2004	29/06/2005	09/08/2006	03/08/2007
21/07/2000	22/07/2001	24/09/2002	17/07/2003	21/08/2004	05/07/2005	27/08/2006	11/08/2007
27/07/2000	23/07/2001		18/07/2003	22/09/2004	12/07/2005	01/09/2006	14/08/2007
20/08/2000	30/07/2001		21/07/2003	27/09/2004	14/07/2005	04/09/2006	28/08/2007
04/09/2000	31/07/2001		01/08/2003	08/11/2004	15/07/2005	19/09/2006	01/09/2007
09/09/2000	06/08/2001		02/08/2003	24/11/2004	16/07/2005	14/10/2006	11/09/2007
14/09/2000	11/08/2001		03/08/2003		21/07/2005		19/10/2007
23/09/2000	13/08/2001		05/08/2003		04/08/2005		02/11/2007
04/10/2000	22/08/2001		10/08/2003		06/08/2005		16/11/2007
	05/09/2001		11/08/2003		07/08/2005		18/11/2007
	07/09/2001		12/08/2003		15/08/2005		14/12/2007
	08/09/2001		19/08/2003		02/09/2005		
	12/09/2001		16/09/2003		14/09/2005		
			18/09/2003		18/09/2005		
					21/09/2005		

Taula 4.2. Relació d'imatges TERRA i AQUA MODIS usades en aquest capítol en funció de l'any. De la data en negreta (21/09/2005) només s'ha dut a terme el càlcul per a AQUA i de la data en cursiva (04/08/2005) només a TERRA.

- Selecció en funció de la informació dels sensors de $R_{s\downarrow}$ de les estacions meteorològiques del SMC: S'ha generat un gràfic amb les dades diàries horàries de $R_{s\downarrow}$

de les estacions del SMC (vegeu la figura 4.3 i 4.4), a partir de les dates seleccionades en el primer pas, per tal d'observar el comportament d'aquesta variable durant tot un dia. L'elaboració del gràfic de $R_{S\downarrow}$ per a un àmbit com Catalunya no s'ha fet estació per estació ja que aquest procés és molt costós en temps. Per tant, s'ha calculat la mitjana de la $R_{S\downarrow}$ per a totes les estacions de què disposa el SMC. Finalment, s'ha interpretat el gràfic seleccionant les dates en què no s'ha detectat coberta nuvolosa durant tot el dia. Com a exemple, la figura 4.3 mostra l'evolució horària de la radiació solar ($R_{S\downarrow}$) i la R_n per a un dia seleccionat com a clar (27/07/2007), i la figura 4.4 mostra la mateixa evolució per a un dia seleccionat com a no clar (02/04/2005) per a la mateixa estació. En la figura 4.3 es pot veure clarament com la $R_{S\downarrow}$ segueix una el patró d'una corba sinusoidal, com seria d'esperar en un dia clar. En canvi, en la figura 4.4 es pot observar clarament com aquest patró no existeix a causa de la coberta nuvolosa.

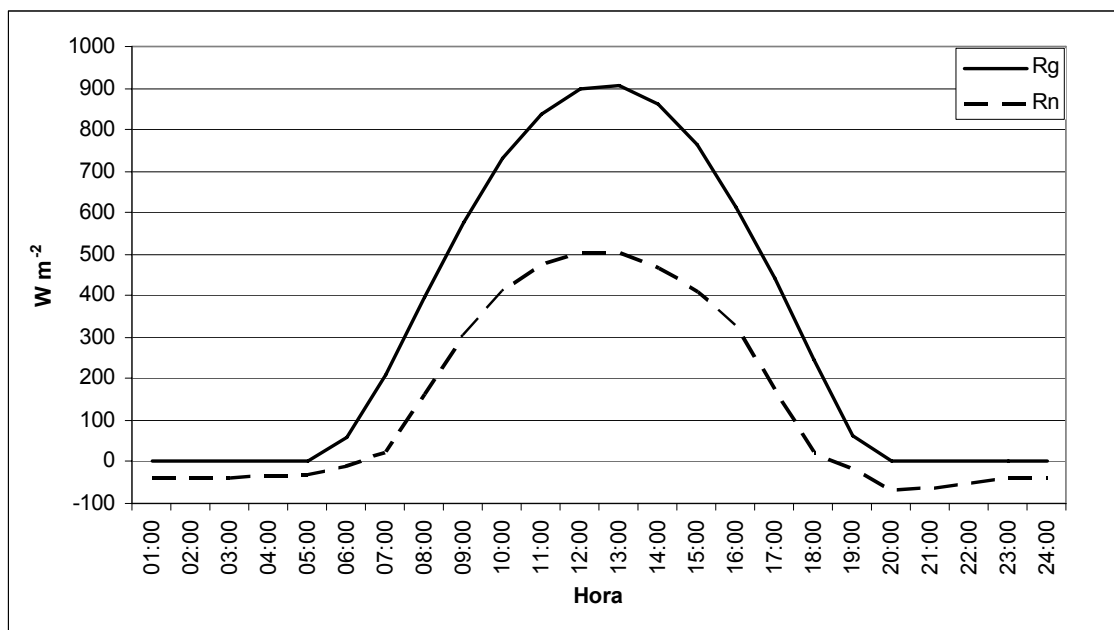


Figura 4.3. Exemple d'un dia clar. Evolució horària de la R_n i la radiació solar (R_s) per al dia 27/07/2007 a l'estació del SMC amb codi VA ubicada a Aitona, Segrià.

4.4.2. Càlcul diari i instantani de la R_n : mètodes per al seu càlcul

La R_n és pot modelitzar mitjançant la Teledetecció i els SIG a l'hora de pas del satèl·lit, o R_n instantània (R_{ni}), o bé, per a un període diari (R_{nd}). L'elecció d'un o altre període depèn de les necessitats dels models on s'introdueixi com a variable d'entrada. Pel que

fa als models d'evapotranspiració n'hi ha que usen la R_{ni} , per exemple el model SEBAL (Bastiaanssen *et al.*, 1988) o la R_{nd} com per exemple el *B-method* (Jackson *et al.*, 1977).

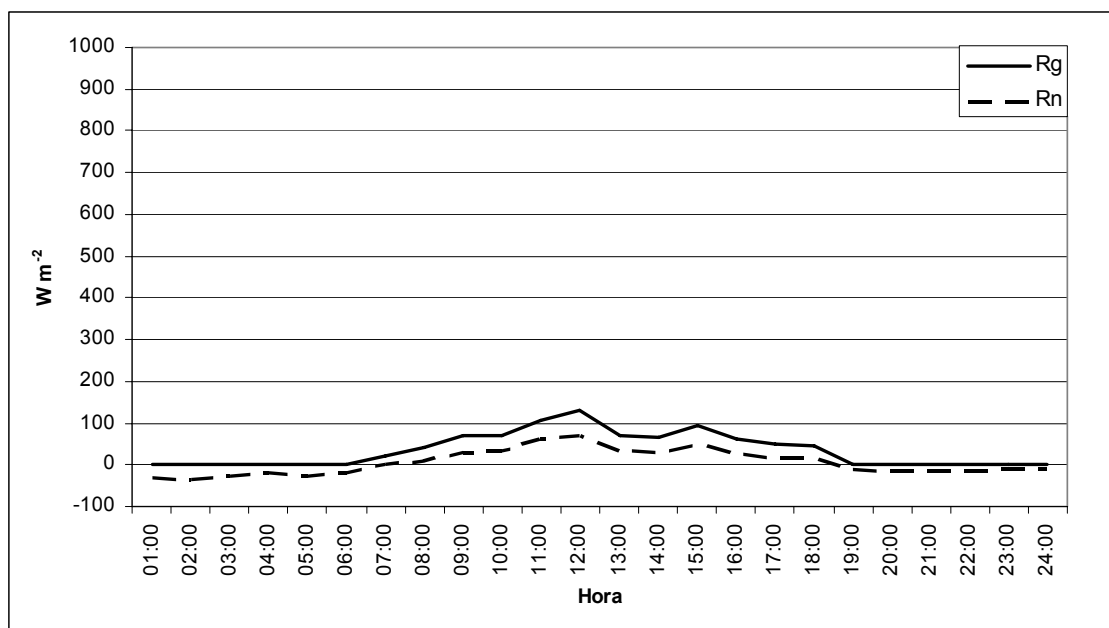


Figura 4.4. Exemple d'un dia no clar. Evolució horària de la R_n i la radiació solar (R_s) per al dia 02/04/2005 a l'estació del SMC amb codi VA ubicada a Aitona, Segrià.

El càlcul de la R_{ni} es durà a terme mitjançant l'Eq. 4.5 on totes les variables d'entrada del model s'obtenen a l'hora de pas del satèl·lit. En canvi per al càlcul de la R_{nd} hi ha diverses aproximacions:

- 1- Aproximacions basades en el càlcul de les diferents parts de l'equació per a un període diari.
- 2- Aproximacions basades en la inferència de la R_{nd} a partir de la R_{ni} per a un període diari.

En aquesta tesi es durà a terme el càlcul diari mitjançant una metodologia basada en la primera aproximació i una metodologia basada en la segona (Seguin i Itier, 1983). La figura 4.1 mostra el diagrama de flux per a l'obtenció de la R_{ni} i R_{nd} .

4.4.2.1. Aproximacions basades en el càlcul de les diferents parts de l'equació per a un període diari (mètode R_{ndvd})

Per dur a terme aquesta metodologia s'han de calcular les diferents parts de l'Eq. 4.5 per a un interval diari.

4.4.2.1.1. Radiació neta d'ona curta

Com s'ha comentat anteriorment la radiació neta d'ona curta s'obté a partir de l'albedo i la radiació solar (vegeu l'Eq. 4.2). Per a un càlcul diari s'ha dut a terme la següent metodologia:

A) Radiació solar diària ($R_{S\downarrow}$)

La $R_{S\downarrow}$ diària ($R_{Sd\downarrow}$) es pot aproximar a partir de la radiació solar diària. Per obtenir la $R_{Sd\downarrow}$ s'ha fet servir la metodologia proposada per Pons i Ninyerola (2008). Aquesta metodologia es basa en el càlcul de la $R_{Sd\downarrow}$ potencial (calculada en condicions atmosfèriques constants) obtinguda mitjançant un model computacional que utilitza un MDE i informació astronòmica en un entorn SIG. D'aquesta manera s'integra la radiació solar incident en cada punt al llarg d'un dia determinat de l'any. La metodologia té en compte la posició del Sol en intervals variables, els angles d'incidència, les ombres projectades i la distància de la Terra al Sol. La radiació difusa s'estima a partir de la directa i de la irradiància exoatmosfèrica de la directa amb l'equació de Page (1986) i ajustada per Baldasano *et al.* (1994) amb dades de Catalunya del 1994. Cal proporcionar la irradiància exoatmosfèrica solar per a la longitud d'ona desitjada ($W m^{-2} \mu m$), la constant d'extinció i els fitxers d'ombres projectats per a cada azimuth solar. El càlcul, s'ha realitzat per a tot l'espectre solar, i s'ha introduït com a irradiància exoatmosfèrica un valor de $1367 W m^{-2}$, i com a constant d'extinció un valor de 0.288 corresponent a una atmosfera clara forestal mitjana (Rothermel *et al.*, 1986). S'ha fet variar la posició del Sol amb un valor d'increment horari de 15 minuts.

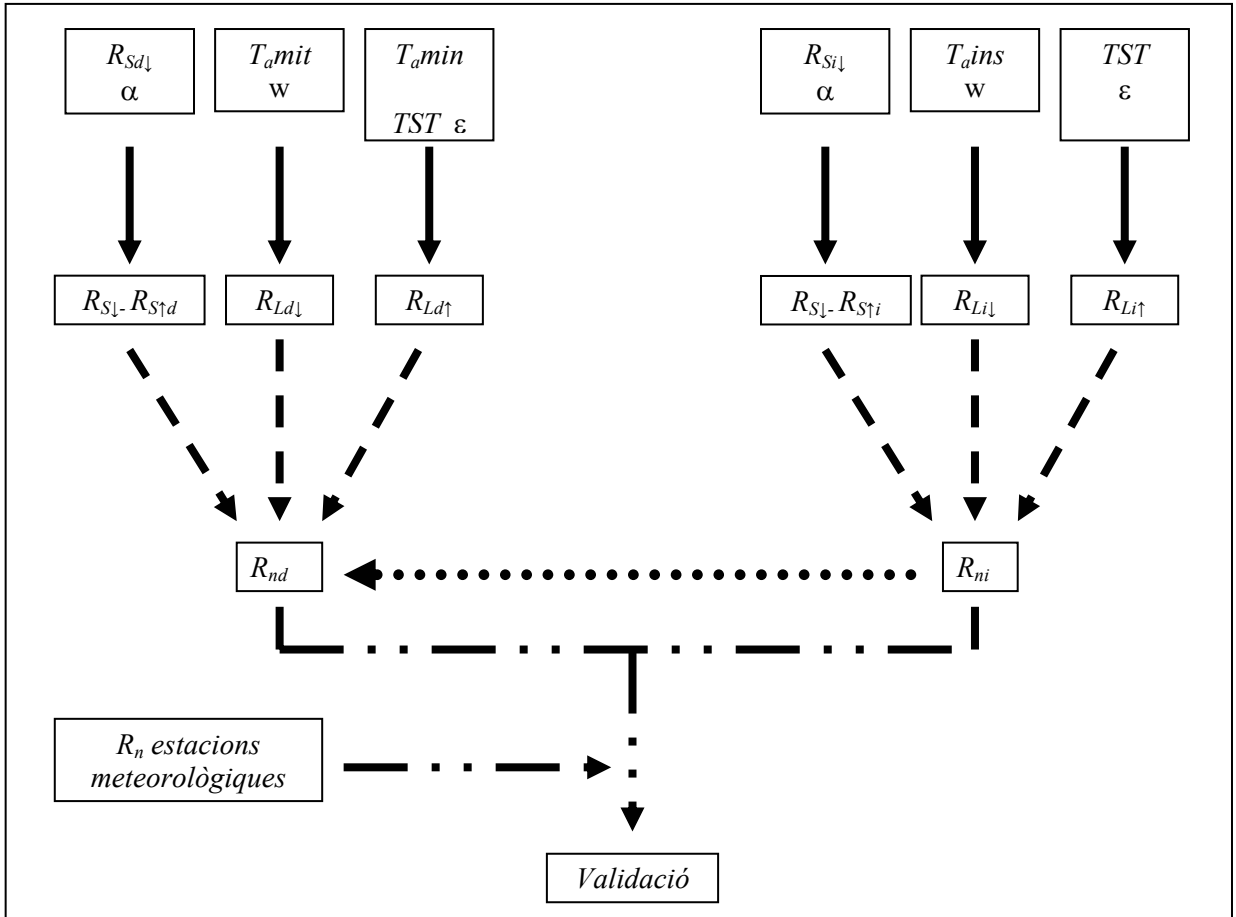


Figura 4.1. Diagrama de flux de l'obtenció de la R_{ni} i R_{nd} . R_s és la radiació solar diària, α és l'albedo, $T_{a\text{mit}}$ és la temperatura mitjana de l'aire, $T_{a\text{min}}$ és la temperatura mínima de l'aire, $T_{a\text{ins}}$ és la temperatura instantània de l'aire, w és el vapor d'aigua, TST és la temperatura de la superfície terrestre, ϵ és l'emissivitat, $R_{S\downarrow} - R_{S\uparrow}$ és la radiació neta d'ona curta, $R_{L\downarrow}$ és la radiació descendent d'ona llarga, $R_{L\uparrow}$ és la radiació ascendent d'ona llarga. Els subíndexs d i i fan referència a un període diari i instantani, respectivament.

Per tal d'obtenir la $R_{Sd\downarrow}$ real cal dur a terme un ajust entre un conjunt d'estacions meteorològiques i el model de $R_{Sd\downarrow}$ potencial. L'objectiu d'aquest ajust és generar un mapa de correctors que doni informació sobre l'estat de l'atmosfera durant tot el dia per tal de corregir el mapa de $R_{Sd\downarrow}$ potencial. Aquest mapa de correctors s'obté a partir de la relació entre la $R_{Sd\downarrow}$ diària de les estacions meteorològiques i la $R_{Sd\downarrow}$ potencial del model segons la següent relació:

$$\text{Corrector} = \frac{R_{Sd\downarrow} \text{Real}}{R_{Sd\downarrow} \text{Potencial}} \quad (4.6)$$

i de la posterior interpolació espacial dels diferents valors dels correctors calculats en les diferents estacions mitjançant el mètode d'interpolació per *splines*, o bé, per l'invers de la distància ponderada, en aquest cas, al quadrat (ID^2). Finalment, aquest mapa és multiplicat pel mapa de $R_{S\downarrow}$ potencial per tal d'obtenir el mapa final de $R_{S\downarrow}$. Això permet ajustar encara millor el model potencial a un model real, amb una atmosfera no estàndard.

Així doncs per ajustar la radiació potencial, a Catalunya es disposa d'un total de 154 estacions que durant el període 1989-2007 han disposat de sensors de $R_{S\downarrow}$. El principal problema per modelitzar la $R_{S\downarrow}$ és la ubicació geogràfica d'aquesta xarxa. La majoria de les estacions estan ubicades en zones planes i això fa difícil validar el model en àrees de muntanya amb un grau mitjà o alt de pendent. A més, en el cas de les estacions en zones de muntanya, la majoria de les estacions estan ubicades a les valls mancant-ne als vessants.

D'altra banda, donat l'origen diferenciat de la xarxa d'estacions meteorològiques XEMA (vegeu el capítol 1) la informació dels sensors no sempre presenta la mateixa qualitat (comunicació personal del Sr. Antonio Gázquez del SMC). Això fa que s'hagi de dur a terme un filtratge acurat de les estacions per tal de veure quins sensors presenten un menor error a l'hora de generar els models de $R_{S\downarrow}$.

Per dur a terme aquest filtratge s'ha dut a terme una validació creuada un a un (*leave-one-out crossvalidation*) per al conjunt de les estacions (vegeu la figura 4.5). L'objectiu d'aquesta anàlisi és calcular el valor de $R_{S\downarrow}$ per a una estació problema (estació y) a partir de la informació de la resta d'estacions (n estacions). És a dir, es genera un mapa de correctors per totes les estacions llevat de l'estació problema i es calcula el mapa de $R_{S\downarrow}$ que s'obté de la multiplicació del mapa de correctors i el mapa de $R_{S\downarrow}$ potencial. Finalment, s'obté una mesura d'error que consisteix en la diferència entre la $R_{S\downarrow}$ del model i de l'estació. Això es du a terme per a totes les estacions i per a una data en concret obtenint-se per a una data és el biaix entre els dos models, l'RMSE i l' R^2 calculat a partir de totes les estacions.

El filtratge s'ha dut a terme quatre a partir de quatre conjunts de les estacions que incorporen un sensor de $R_{S\downarrow}$ per al període estudiat:

- Conjunt 1: Inclou totes les estacions (un total de 154 estacions per al període 2000-2007).
- Conjunt 2: Inclou les estacions recomanades pel SMC (segons comunicació oral del Sr. Antonio Gázquez) corresponents al la primera lletra del codi de les estacions U, V i W (un total de 76 estacions per al període 2000-2007).
- Conjunt 3: Inclou les estacions que es van fer servir per validar la metodologia proposada per Pons i Ninyerola (2008) amb un total de 79 estacions per al període 1989-2007. En aquest cas el període temporal era més extens ja que l'objectiu era obtenir mapes mensuals de $R_{S\downarrow}$.
- Conjunt 4: De l'anàlisi del resultat del primer conjunt (vegeu la secció 4.5.2, "Validació de la radiació solar diària ($R_{Sd\downarrow}$) i de la radiació solar instantània ($R_{Si\downarrow}$) amb les dades del SMC") s'ha extret un altre grup d'estacions que conforma el quart conjunt. S'ha calculat l'RMSE i la seva σ , només per al cas diari de MODIS i Landsat, per a cada estació a partir del biaix de les diferents dates analitzades. Cal recordar que s'ha intentat seleccionar dies clars i que les mesures d'error calculades durant tot el període estudiat no s'haurien de veure molt afectades per la coberta nuvolosa. Finalment, s'ha escollit les estacions amb 1σ respecte a la mitjana per tal de filtrar les estacions que presentaven un RMSE molt elevat. Aquest mètode té l'inconvenient que si una estació aporta informació molt diferent resulta exclosa, però, hem considerat que els beneficis d'aplicar-ho eren superiors al risc.

Per tant, en el càlcul de $R_{Sd\downarrow}$ s'usaran quatre conjunts i s'escollirà el que millor resultat doni, i serà aquest conjunt a partir del qual es calcularà la $R_{Sd\downarrow}$ introduïda com a variable en els models de R_n .

Finalment, cal fer notar que els mapes finals de $R_{Sd\downarrow}$ s'han calculat amb el 100% de les estacions.

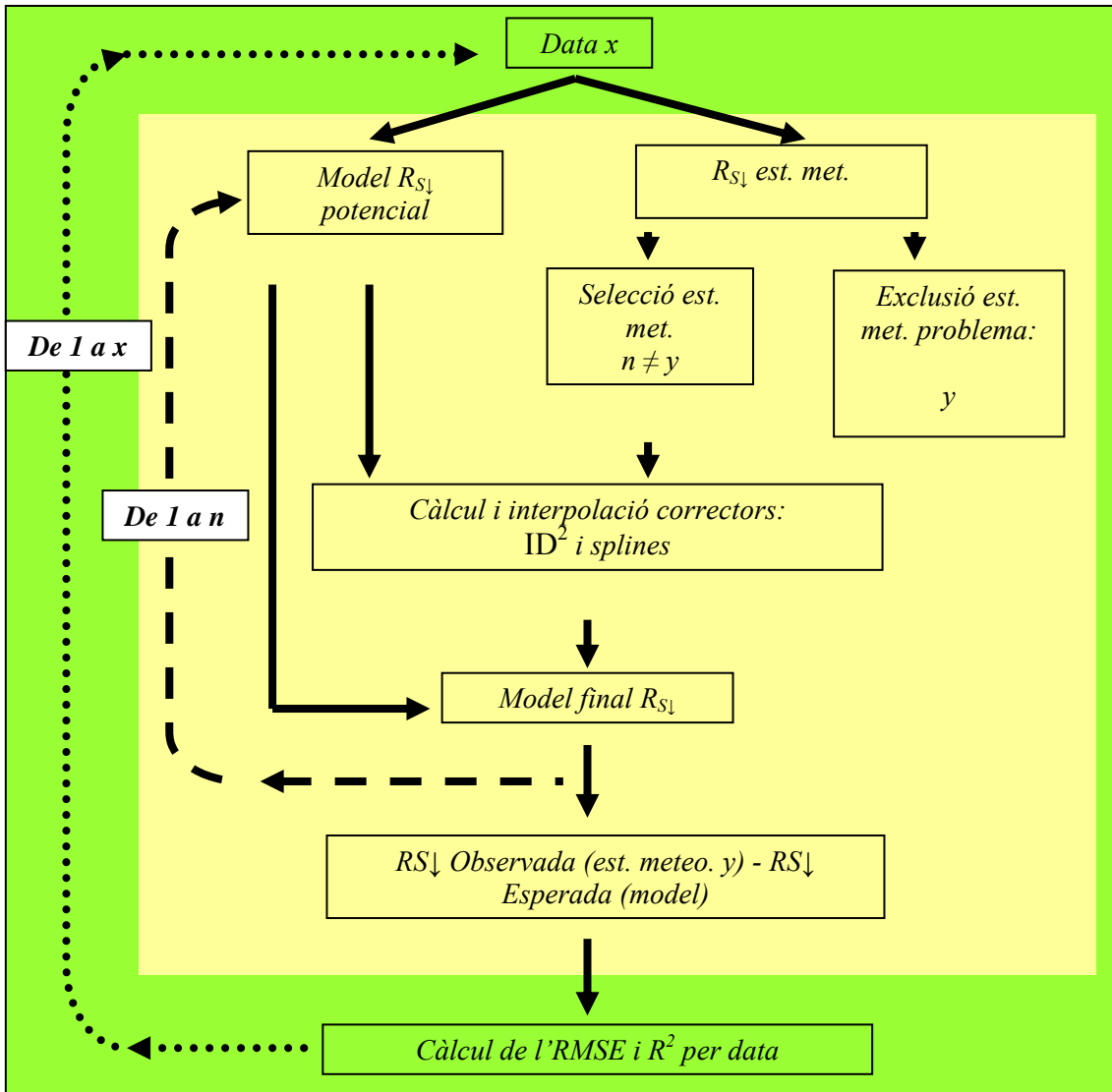


Figura 4.5. Diagrama de flux de l' anàlisi de remostreig estadístic mitjançant la validació creuada un a un (*leave- one-out crossvalidation*). ID^2 és el mètode d'interpolació per invers de la distància al quadrat (ID^2), RS_{\downarrow} és radiació solar, n és el nombre total d'estacions, y és l'estació problema exclosa i x és el nombre de dates

B) Albedo (α)

Hi ha diverses metodologies per obtenir l'albedo, totes elles basades en la suma ponderada de les reflectivitats (al sostre de l'atmosfera o corregides radiomètricament) de les diverses bandes espectrals en l'espectre òptic (de 0.3 a 3 μm), segons la següent equació:

$$\alpha = a B_1 + b B_2 + \dots + z B_x \quad (4.7)$$

on des de B1 fins a Bx són les diferents bandes del sensor en l'espectre òptic i de la a fins la z són els coeficients per a obtenir l'albedo, com els que mostren la taula 4.3.

Brest i Goward (1987) i Dubayah (1992) proposen diverses metodologies per calcular l'albedo en el cas de Landsat-5 TM, i Liang (2001) ofereix també uns coeficients per calcular l'albedo per a Landsat-7 ETM.

En el cas de Landsat s'ha calculat l'albedo amb les metodologies de Dubayah (1992) i Liang (2001) mitjançant les imatges corregides radiomètricament (vegeu el capítol 1). S'ha exclòs la metodologia de Brest i Goward (1987) per calcular-se aquesta en funció del tipus de coberta definida per la divisió entre la banda 4 (infraroig proper) i la banda 7 (infraroig mitjà), ja que s'apliquen coeficients diferents segons la tipologia de cada píxel (píxel > 2.0 és classificat com a vegetació i píxel < 2.0 és classificat com a un píxel sense vegetació). Aquesta separació presenta problemes en zones molt reflectants i en zones d'aigua on a vegades és classifica una zona que no presenta cap tipus de vegetació com a zona de vegetació. Donada aquesta problemàtica, s'ha optat per unes metodologies en què no s'hagués de fer prèviament una separació en funció de la coberta. Per tal de seleccionar la metodologia del càlcul de l'albedo s'ha calculat aquest amb les dues metodologies per a tot el conjunt d'imatges Landsat-5 TM i s'han comparat els resultats, tot obtenint-se una diferència mitjana entre els dos albedos d'un 1 % i una σ de 0.003. Això indica que la diferència del càlcul de l'albedo dels dos mètodes és molt petita i que ambdós mètodes oferiran resultats molt similars en el càlcul de la R_n . Finalment, s'ha decidit escollir el mètode de Liang (2001) ja que aquest ofereix la possibilitat de calcular l'albedo tant per a Landsat-5 TM com per a Landsat-7 ETM+. Finalment, se suposarà un comportament constant de l'albedo per a un període diari.

La taula 4.3 mostra els coeficients usats en l'Eq. 4.7 per calcular l'albedo en el cas de Landsat i en el cas de TERRA/AQUA.

En el cas de les imatges de TERRA/AQUA MODIS es durà a terme el càlcul de l'albedo mitjançant la metodologia de Liang *et al.* (1999) i el producte de reflectivitats (vegeu el capítol 1).

Banda	Landsat TM i ETM+	Banda	TERRA/AQUA
1	0.356	1	0.3970
3	0.130	2	0.2380
4	0.373	3	0.3489
5	0.085	4	-0.2655
7	0.072	5	0.1604
		6	-0.0138
		7	0.0682
		Intercepció	0.0036

Taula 4.3. Coeficients per al càlcul de α .

4.4.2.2. Radiació neta d'ona llarga

Com s'ha comentat anteriorment, la radiació neta d'ona llarga s'obté a partir de la resta entre la radiació descendent i la radiació ascendent d'ona llarga (Eq. 4.1). Per a un càlcul diari s'ha dut a terme la següent metodologia per calcular aquestes variables:

A) Radiació descendent d'ona llarga ($R_{L\downarrow}$)

Un dels principals problemes per calcular $R_{L\downarrow}$ és el càlcul de l'emissivitat atmosfèrica (Eq. 4.4). Hi ha diverses metodologies que intenten calcular l'emissivitat de l'atmosfera mitjançant la temperatura de l'aire i el contingut total de vapor d'aigua atmosfèric (Prata, 1996). Donada la dificultat de calcular el w , la majoria de mètodes proposen simular aquesta variable mitjançant la temperatura de l'aire i la pressió de vapor d'aigua, tot i que actualment els productes de w cada cop ofereixen millors resultats amb un RMSE $< 0.5 \text{ g cm}^{-2}$ (vegeu la secció 3.4.3.2, "Test del producte de vapor d'aigua de TERRA MODIS" del capítol 3).

Una de les metodologies desenvolupades que ha estat més freqüentment usada per d'altres autors en la modelització de la radiació descendent d'ona llarga (Kessler i Jaeger, 1999; Diak *et al.*, 2000; Pirazzini *et al.*, 2000; Jacobs *et al.*, 2004; Bisht *et al.*, 2005) és la metodologia desenvolupada per Prata (1996). En aquest treball l'autor fa un repàs dels mètodes més usats fins al moment per al seu càlcul i en proposa un de nou que ofereix el millor RMSE, el menor biaix i un alt R^2 (8, 1 W m^{-2} i 0.98, respectivament). Posterior a Prata (1996) és la metodologia proposada per Dilley i

O'Brien (1998) que segons els autors presenta un RMSE de 5 W m^{-2} i un R^2 de 0.99, tot i que menys utilitzada en la bibliografia pel que fa al seu càlcul.

En aquesta tesi es durà a terme el càlcul de la $R_{L\downarrow}$ amb els mètodes proposats per Prata (1996) així com el que l'autor i Dilley i O'Brien (1998) proposen a fi d'avaluar quina és el millor per al càlcul de la R_n .

A.1) Metodologia proposada per Prata (1996)

$$R_{L\downarrow} = \left[1 - (1 + \xi) \exp \left\{ -(1.2 + 3.0\xi)^{\frac{1}{2}} \right\} \right] \sigma T_a^4 \quad (4.8)$$

on ξ presenta les unitats en g cm^{-2} ja que aquest terme intenta simular el w i es calcula:

$$\xi = 46.5 \left(\frac{e_0}{T_a} \right) \quad (4.9)$$

on e_0 és la pressió de vapor d'aigua (hPa) i T_a és la temperatura de l'aire (K).

Segons les recomanacions d'aquest autor es calcularà $R_{L\downarrow}$ mitjançant aquesta metodologia però substituint el terme ξ directament pel w que ofereix el producte de TERRA MODIS (vegeu el capítol 1).

A.2) Metodologia proposada per Dilley i O'Brien (1998)

$$R_{L\downarrow} = \alpha + \beta \left(\frac{T_a}{T_*} \right)^6 + \gamma \sqrt{\frac{w}{w_*}} \quad (4.10)$$

on α , β i γ són iguals a 59.38, 113.7 i 96.96, respectivament; w és el vapor d'aigua expressat en aquest cas en kg m^{-2} , T_* és igual a 273.16 K i w_* és igual a 25 kg m^{-2} .

A.3) Metodologia proposada per Idso i Jackson (1969)

$$R_{L\downarrow} = 1.08 \left[1 - \exp \left\{ -e_0^{T_a/2016} \right\} \right] \sigma T_a^4 \quad (4.11)$$

A.4) Metodologia proposada per Brutsaert (1975)

$$R_{L\downarrow} = 1.24 \left(\frac{e_0}{T_a} \right)^{1/7} \sigma T_a^4 \quad (4.12)$$

A.5) Metodologia proposada per Idso (1981)

$$R_{L\downarrow} = \left[0.7 + 5.95 \cdot 10^{-5} e_0 \exp \left\{ \frac{1500}{T_a} \right\} \right] \sigma T_a^4 \quad (4.13)$$

A.6) Metodologia proposada per Swibank (1963)

$$R_{L\downarrow} = 9.2 \cdot 10^{-6} T_a^2 \sigma T_a^4 \quad (4.14)$$

A.7) Metodologia proposada per Satterlund (1979)

$$R_{L\downarrow} = 1.08 \left[1 - \exp \left\{ -e_0^{T_a/2016} \right\} \right] \sigma T_a^4 \quad (4.15)$$

Com s'ha comentat anteriorment, la majoria d'aquestes metodologies es basen en el càlcul de l'emissivitat de l'aire mitjançant el vapor d'aigua simulat a partir de la relació entre la pressió de vapor d'aigua i la temperatura de l'aire, llevat de la metodologia proposada per Dilley i O'Brien (1998) on el w s'introdueix directament.

Per tal de validar quina és la millor metodologia s'usarà la base de dades atmosfèrica TIGR-3 (vegeu la secció 3.3.4, "Descripció de les bases de dades de radiosondatges atmosfèrics" del capítol 3) així com la base de dades de radiosondatges del SMC (vegeu el capítol 1). Mitjançant aquests radiosondatges i el codi de transferència radiativa

MODTRAN (Kneisys *et al.*, 1995) i seguint la metodologia proposada per Prata (1996) per al càlcul de $R_{L\downarrow}$, s'han dut a terme els càlculs de transferència radiativa per a l'espectre que va de 100 a 3000 cm^{-1} (de 3 a 100 μm) a una resolució de 20 cm^{-1} i amb un angle de 53° respecte a l'horitzó (es considera que un angle de 53° integra tota la irradiància hemisfèrica) i amb l'opció de dispersió múltiple per les partícules atmosfèriques. És important fer notar, que els radiosondatges del SMC no incorporen informació sobre el contingut d'ozó ni sobre els components atmosfèrics minoritaris, que poden ser importants per modelitzar $R_{L\downarrow}$ quan l'atmosfera presenta un nivell elevat d'aerosols, especialment en el cas de l'ozó. Aquests s'han assignat a les atmosferes estàndard corresponents a latituds mitjanes d'estiu i d'hivern que incorpora MODTRAN.

La validació de la $R_{L\downarrow}$, es durà a terme a les 12:00, quan es llancen els radiosondatges, per tal de tenir una mesura d'error de com funcionen els models a l'àrea d'estudi. És important fer notar que en cap de les metodologies consultades no s'explicita quina és la manera de calcular la e_0 , T_a i el w per a regions extenses. En aquesta tesi, però, sí s'ha usat una font de T_a i de w per a àrees regionals.

B) Radiació ascendent d'ona llarga ($R_{L\uparrow}$)

Si bé existeix un menor nombre de metodologies a la bibliografia, la metodologia més àmpliament usada per al càlcul de la $R_{L\uparrow}$ és la proposada per Lagouarde i Brunet (1993), on :

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon R \quad (4.16)$$

on R per a un període de 24 hores es defineix com a:

$$R = \int_0^{24} \sigma TST^4 dt \quad (4.17)$$

Aquesta metodologia es basa en el fet de què durant el dia no hi ha una relació lineal entre la TST i la T_a , i en canvi, durant la nit es produeix una alta correlació entre la TST

i la T_a mínima de l'aire en dies clars. Durant el dia, la TST es pot modelitzar mitjançant la meitat superior d'una funció sinusoidal el període de la qual és dues vegades la llargada de dia. Donat que la TST obtinguda per Landsat i TERRA MODIS és menor que la TST màxima en dies clars, s'estableix un coeficient empíric α amb el qual l'amplitud de la funció sinusoidal es defineix com $\alpha \Delta T$ on ΔT és la diferència entre la TST i la T_a (K). El coeficient α es determina estadísticament i permet una correcció del biaix introduït per la simplificació establerta que la TST és igual a T_a durant la nit. Per tant, un cop introduïts aquests factors en l'Eq. 4.17, R es pot calcular per a un període diari segons:

$$R = \sigma \int_0^{\tau} \left[T_{a\min} + \alpha \Delta T \sin\left(\frac{\pi t}{D}\right) \right]^4 dt \quad (4.18)$$

on σ és la constant Stefan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), $T_a \min$ és la temperatura mínima de l'aire (K), $\alpha = 1.13$, D és la diferència horària entre la posta i l'alba i $\tau = 24$. La integració de l'Eq. 4.18 porta a la següent expressió analítica:

$$R = \sigma T_{a\min}^4 \frac{(bD + \tau)}{\tau} \quad (4.19)$$

on:

$$b = \frac{3}{8}c^4 + \frac{16}{3\pi}c^3 + 3c^2 + \frac{8}{\pi}c \quad (4.20)$$

i

$$c = \alpha \frac{\Delta T}{T_{a\min}} \quad (4.21)$$

Així doncs, com a variables d'entrada del model es farà servir la TST (calculada en el capítol 3 mitjançant la base de dades atmosfèrica TIGR-1) en el cas de Landsat i el producte de TST de TERRA MODIS (descriu al capítol 1). La $T_a \min$ es modelitzarà mitjançant la metodologia d'interpolació espacial explicada al capítol 2.

Finalment, l'alba i la posta s'han calculat tenint en compte la posició del Sol a partir de càlculs astronòmics precisos a partir d'un codi desenvolupat per Lluís Pesquer i Xavier Pons (AlbaPosta) usant llibreries del programa MiraMon (Pons, 2004).

4.4.2.3. Aproximacions basades en el càlcul de la R_{ni} (model R_{ni}) i la seva posterior estimació a un període diari (model R_{nd} ratio)

La segona opció de càlcul de la R_{nd} és el càlcul de la R_{ni} i la seva posterior estimació per a un període diari (vegeu la figura 4.1). Per calcular la R_{ni} farem servir l'Eq. 4.5. Un cop calculada la R_{ni} , la R_{nd} s'ha estimat a partir de la metodologia proposada per Seguin i Itier (1983).

A) Metodologia proposada per Seguin i Itier (1983): model R_{nd} ratio

La metodologia proposada per aquests autors ha estat àmpliament usada per al càlcul de la R_{nd} (Kustas *et al.*, 1990; Sánchez *et al.*, 2007, Sobrino *et al.*, 2005, Wassenaar *et al.*, 2000, Seguin *et al.*, 1994, Vidal i Perrier, 1989, Gómez, 2006).

En el treball de Seguin i Itier (1988) es proposa una *ratio* entre la R_{nd} i la R_{ni} , calculada a partir de les dades de les estacions meteorològiques, per tal d'obtenir la R_{nd} per a dies clars que és bastant constant al llarg del dia:

$$R_n \text{ ratio} = \frac{R_{nd}}{R_{ni}} \quad (4.22)$$

Sabent quin és el valor d'aquesta *ratio*, en un determinat interval moment, podem fer la conversió de la R_{ni} a la R_{nd} , multiplicant la imatge de R_{ni} , obtinguda a partir de l'Eq. 4.5 amb les dades instantànies de cadascuna de les seves parts, per la R_n ratio.

Els autors determinen que el valor de la *ratio*, al migdia és igual a 0.30 ± 0.03 per a dies clars i dates estivals mitjançant una anàlisi de 3 anys de dades meteorològiques. La figura 4.6 mostra l'evolució diària d'aquesta *ratio* durant un dia clar (27/07/2007), a l'estació del SMC amb codi VE ubicada a Aitona (Segrià). En aquesta direcció

s'observa que a l'hora de pas de TERRA/Landsat (10:00-11:00 h) i AQUA (12:30 - 13:30 h) aquest coeficient roman bastant constant i en concordança amb aquests autors.

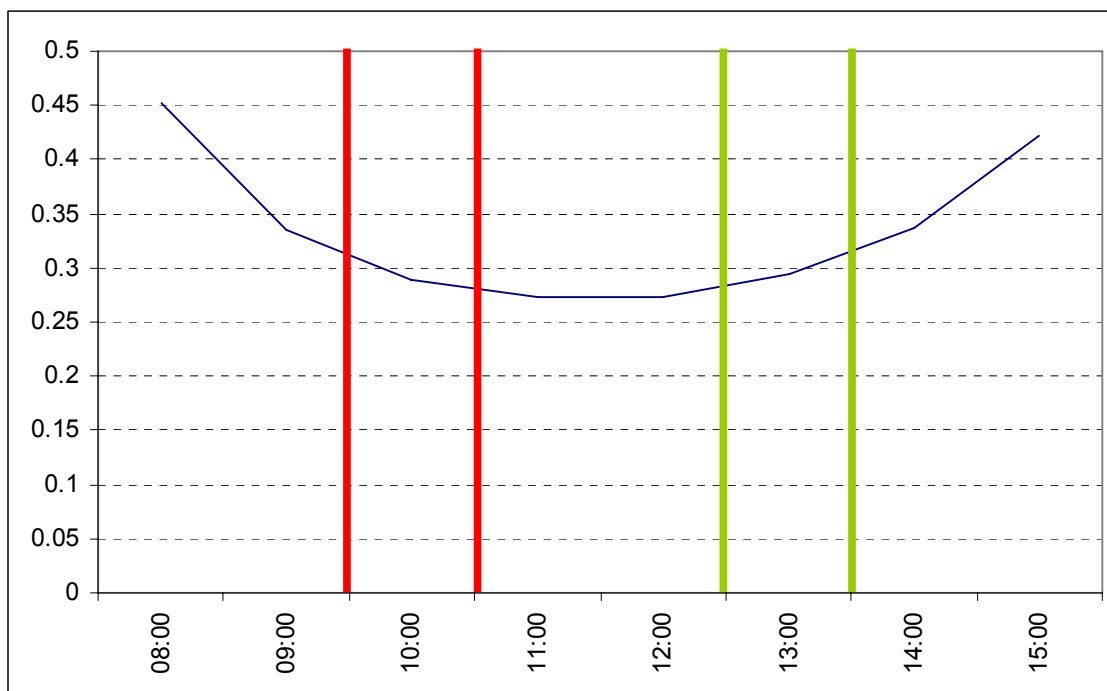


Figura 4.6. Evolució del R_n ratio durant el dia 27/07/2007 entre les 8:00 i les 15:00 per a l'estació del SMC amb codi VE ubicada a Aitona (Segrià). Les línies en vermell mostren l'hora aproximada de pas de Landsat i TERRA, mentre que les línies en verd ho fan per AQUA.

Malgrat tot, treballs posteriors determinen que el valor d'aquesta *ratio* varia en funció del dia i de la ubicació (Wassenaar *et al.*, 2000; Cristóbal *et al.*, 2007; Sánchez *et al.*, 2007). Així doncs, en la figura 4.7 i en la taula 4.4 es pot veure l'evolució de la mitjana mensual i la σ d'aquesta *ratio* per a totes les estacions del SMC amb un sensor de radiació neta, per al període estudiat (2000-2007) en funció de les dates seleccionades (vegeu les taules 4.1 i 4.2) i a l'hora de pas de TERRA/Landsat i AQUA. Com s'observa en aquesta figura, la *ratio* no és constant per a tot l'any ni per a totes les estacions, però és similar (~ 0.30) durant els mesos de maig a agost, com ja s'esmenta en el treball de Seguin i Itier (1983).

Malgrat aquesta variabilitat entre estacions, s'ha decidit no interpol·lar espacialment aquesta *ratio* i aplicar un valor constant per a tota l'àrea d'estudi a partir de la mitjana de totes les estacions. Tot i que la interpolació espacial podria ser la millor solució en el cas de tenir dades més ben distribuïdes, l'aplicació d'un valor mitjà amb una σ petita

per a tota l'àrea d'estudi s'ha cregut suficient. Els motius pel quals això s'ha dut a terme són: la poca variabilitat altitudinal de les estacions meteorològiques que incorporen sensors de R_n , el seu reduït nombre i la poca variació del valor d'aquesta *ratio* en el moment de pas del sensor. Per aquests motius, s'ha decidit no interpolar espacialment aquesta *ratio* i aplicar un valor constant per a tota l'àrea d'estudi a partir de la mitjana de totes les estacions. Tot i que la interpolació espacial podria ser la millor solució en el cas de tenir dades més ben distribuïdes, l'aplicació d'una valor mitjà amb una σ petita per a tota l'àrea d'estudi s'ha considerat suficient.

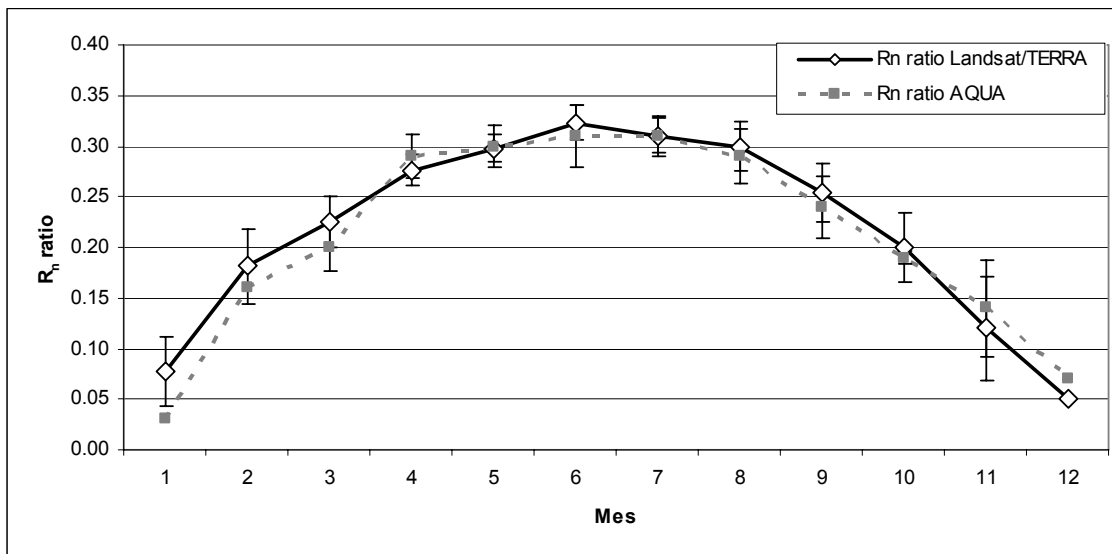


Figura 4.7. Evolució de la mitjana mensual i de la σ del R_n ratio (barres verticals) calculada a partir de les estacions del SMC per a les dates seleccionades del període 2000-2007 a l'hora de pas de TERRA/Landsat i AQUA, entre les 10:00 i les 11:00h, i a l'hora de pas de AQUA, entre les 12:30 i les 13:30 h.

4.5. Resultats

En aquesta secció s'explicarà la validació dels resultats de la radiació solar i dels models finals de radiació neta. Pel que fa a la $R_{L\uparrow}$, no es disposa d'informació per a la seva validació ja que els sensors que mesuren la TST no s'acostumen a instal·lar en les estacions meteorològiques estàndard. Tot i així, donat els bons resultats obtinguts en la correcció atmosfèrica de Landsat (vegeu el capítol 3) i del baix error que ofereix el producte de MODIS (vegeu el capítol 1) cal esperar que la modelització de la $R_{L\uparrow}$ sigui força acurada.

Mes	Landsat i TERRA		MODIS	
	Mitjana	σ	Mitjana	σ
1	0.08	0.03	0.03	Sd
2	0.18	0.04	0.16	Sd
3	0.22	0.03	0.20	0.02
4	0.28	0.02	0.29	0.02
5	0.30	0.01	0.30	0.02
6	0.32	0.02	0.31	0.03
7	0.31	0.02	0.31	0.02
8	0.30	0.02	0.29	0.03
9	0.25	0.03	0.24	0.03
10	0.20	0.03	0.19	0.01
11	0.12	0.05	0.14	0.05
12	0.05		0.07	
n	171		107	

Taula 4.4. Valors de la mitjana mensual i de la σ del R_n ratio calculada a partir de les estacions del SMC per a les dates seleccionades del període 2000-2007 a l'hora de pas de TERRA/Landsat i AQUA, entre les 10:00 i les 11:00h, i a l'hora de pas de AQUA, entre les 12:30 i les 13:30 h. Sd fa referència Sense dades ja que en el mes corresponent només s'ha seleccionat una data i, per tant, no es pot calcular σ .

Com en el capítol 2, les dues principals mesures de l'error es duran a terme amb el càlcul de l'RMSE i de l' R^2 . A més, en aquest capítol també es calcularà el biaix mitjà de les mesures mitjançant el *Mean Bias Error* (MBE) calculat segons:

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Estimat - Mesurat) \quad (4.23)$$

on n és el nombre d'observacions i Estimat i Mesurat fa referència als valors de les variables estimades i mesurades, respectivament.

4.5.1. Àrees de validació

Les àrees de validació dels models de T_a i de TST ja han estat explicades en el capítols 2 i 3, respectivament. La validació de la $R_{L\downarrow}$ s'ha dut a terme mitjançant les àrees de llançament de radiosondatges de Barcelona i Sort explicades en el capítol 3 (vegeu la secció 3.4.1, "Àrees de test").

La validació dels models de $R_{S\downarrow}$ s'ha dut a terme com ja s'ha explicat en l'apartat 4.4.2.1.1. "Radiació neta d'ona curta", mitjançant una anàlisi de remostreig estadístic

mitjançant la validació creuada un a un (*leave-one-out crossvalidation*). S'ha de tenir en compte que les estacions del SMC prenen una mesura d'aquesta variable cada 10 minuts, però el resultat que està disponible és un valor horari.

La validació dels models de R_{ni} i R_{nd} es durà a terme amb dues fonts de dades. La primera es correspon amb la xarxa d'estacions meteorològiques del SMC i la segona es correspon a l'àrea experimental de Vallcebre. Les dues fonts de dades presenten una finalitat diferent. Així com la xarxa del SMC presenta un conjunt d'estacions meteorològiques que prenen majoritàriament dades estàndards (temperatura, precipitació, humitat relativa, radiació solar, etc.) en zones majoritàriament agrícoles, l'estació de Vallcebre està concebuda per mesurar fluxos d'energia i evapotranspiració real amb finalitats experimentals sobre una coberta homogènia de vegetació natural.

Respecte a la xarxa d'estacions meteorològiques del SMC, en 32 de les seves estacions hi ha instal·lat un sensor de R_n . Com ja s'ha comentat, la majoria d'aquests sensors estan ubicats en zones de conreus i la informació que s'extreu dels sensors està pensada per al suport del reg, principalment per al càlcul de l'evapotranspiració de referència. Per això s'hauria d'ubicar els sensor en una superfície de *raigrass* o userda sense dèficit hídric durant tot l'any, amb la qual cosa s'obtingria un albedo d'aproximadament 0.23, valor usat en termes agronòmics per calcular l'evapotranspiració de referència (Allen *et al.*, 1998). Ara bé, donat que mantenir una superfície regada constantment durant tot l'any és molt costós en zones mediterrànies, el SMC actualment només disposa de 4 estacions que compleixin aquests requeriments. La resta d'estacions estan ubicades en zones amb vegetació natural de tipus herbaci amb un albedo variable. Com en el cas de la $R_{S\downarrow}$, s'ha de tenir en compte que les estacions del SMC prenen una mesura d'aquesta variable cada 10 minuts, però el resultat disponible correspon a un valor horari.

Una de les principals limitacions a l'hora d'usar aquestes estacions per validar els models és la representativitat de l'estació pel que fa a la mida d'un píxel de Landsat o TERRA/AQUA. Pel que fa a Landsat, amb un píxel de 30 m en les bandes no tèrmiques, l'albedo de l'estació meteorològica es pot aproximar bastant bé, sempre que el tipus de superfície al voltant de l'estació meteorològica sigui homogènia. Un dels grans inconvenients, però, és obtenir una mesura representativa de la TST sobre

l'estació meteorològica (ja que el píxel que mesura la radiància tèrmica, en aquest cas, presenta una resolució espacial de 120 m).

Pel que fa a la validació dels models de TERRA/AQUA, s'ha de tenir en compte que aquesta serà sempre relativa ja que trobar una àrea de validació de com a mínim de tres per tres píxels de 1000 m, (900 ha) és molt difícil en una zona amb una elevada heterogeneïtat paisatgística com és Catalunya.

Per tal d'obtenir un conjunt d'estacions meteorològiques coincidents amb cel·les Landsat homogènies que sigui representativa s'han visualitzat les estacions meteorològiques mitjançant les ortofotografies de la 3^a edició del ICC del 1998 en color i a escala 1:5000 seleccionant-se aquelles estacions que en un radi de 360 m (3 per 3 píxels de 120 m) de la seva ubicació presentaven més o menys la mateixa coberta. Cal fer notar, però, que majoritàriament la coberta no ha estat de tipus herbaci. D'aquest filtre s'han seleccionat, finalment, 13 estacions. La taula 4.5 mostra la distribució percentual de les estacions en funció de la coberta del sòl (Ibàñez i Burriel, 2006) i de l'altitud (extreta a partir del MDE de l'ICC), i a la figura 4.8 es mostra la seva distribució espacial.

La segona àrea de validació està ubicada a Vallcebre (vegeu les figures 4.8 i 4.9) i està gestionada pel Grup d'Hidrologia i Erosió de l'Institut Jaume Almera del CSIC. El clima en que està ubicada l'estació és submediterrani amb una temperatura mitjana de l'aire de 7.3 °C (mesurada a 1440 m s.n.m.) i una precipitació anual de 924 mm. Predominen substrats argilosos i calcaris, ocasionant sòls argilosos en el primer cas, i àrees de roca nua o sòls esquelètics en el segon cas (Gallart *et al.*, 2002). La vegetació climàtica es correspon a una roureda de roure martinenc amb boix (l'associació *Buxo-sempervirentis-Quercetum pubescentis*), però molta part del terreny va ésser desforestat per ubicar-hi conreus i, posteriorment, abandonat gradualment durant la segona meitat del segle XX. El paisatge actual està conformat principalment per un mosaic de prats mesòfils del tipus *Aphyllantion* amb taques de pi roig (*Pinus sylvestris*), el qual ha colonitzat les antigues terrasses usades anteriorment per a l'agricultura (Gallart *et al.*, 2002).

Tipus de coberta del sòl	Vegetació natural	8%
	Zones de conreus	92%
	Zones urbanes	0%
Classes d'altitud (m)	0-500	85%
	500-1000	15%
	1000-1500	0%
	>2000	0%

Taula 4.5. Percentatge del tipus de coberta i classes d'altitud de les estacions meteorològiques del SMC usades en la validació de la R_{nd} i R_{ni} .

Aquesta àrea d'estudi presenta dues torres sobre una coberta de pi roig i roure martinenc (*Quercus humilis*) que mesuren fluxos d'energia i transpiració, i una estació sobre un prat mesòfil que només mesura fluxos d'energia. S'ha decidit seleccionar les dades provinents de la torre ubicada sobre la coberta de pi roig per ésser aquesta la més representativa espacialment pel que fa a la mida d'un píxel de 120 m. En la figura 4.9 es pot veure la seva ubicació i les seves dimensions respecte a un píxel de 120 m.

La temperatura de l'aire, la velocitat del vent i la radiació neta s'han mesurat sobre la coberta de pi roig mitjançant un sensor HMP35AC (Vantaa, Finlàndia), A100R (Vector Instruments) i NR-Lite (Kipp & Zonen), respectivament, cada 15 minuts.

S'ha decidit validar els models de R_n durant el període 03/06/2003 - 09/04/2005 ja que és durant aquest període quan es prenen dades de flux de saba per validar els models d'evapotranspiració real que es duen a terme en el capítol 5, i, serà en aquestes dates on es calculi la R_n en el cas de Vallcebre. Per tant, les dates que apareixen en la taula 4.1 només són vàlides per al conjunt de Catalunya. Cal tenir en compte, també, que en el cas de la validació a Vallcebre s'escolliran dies clars i es pot donar el cas que no coincideixin amb les dates per a tota Catalunya (vegeu la secció 4.3. "Materials"). Finalment, les dates usades en la validació a Vallcebre s'esmentaran en la secció 4.5.4.2, "Validació amb les dades de Vallcebre".

Cal destacar que, a diferència de les estacions del SMC, aquesta estació experimental si que és representativa d'un píxel de Landsat però, com en el cas anterior, no ho és per a un píxel de MODIS.

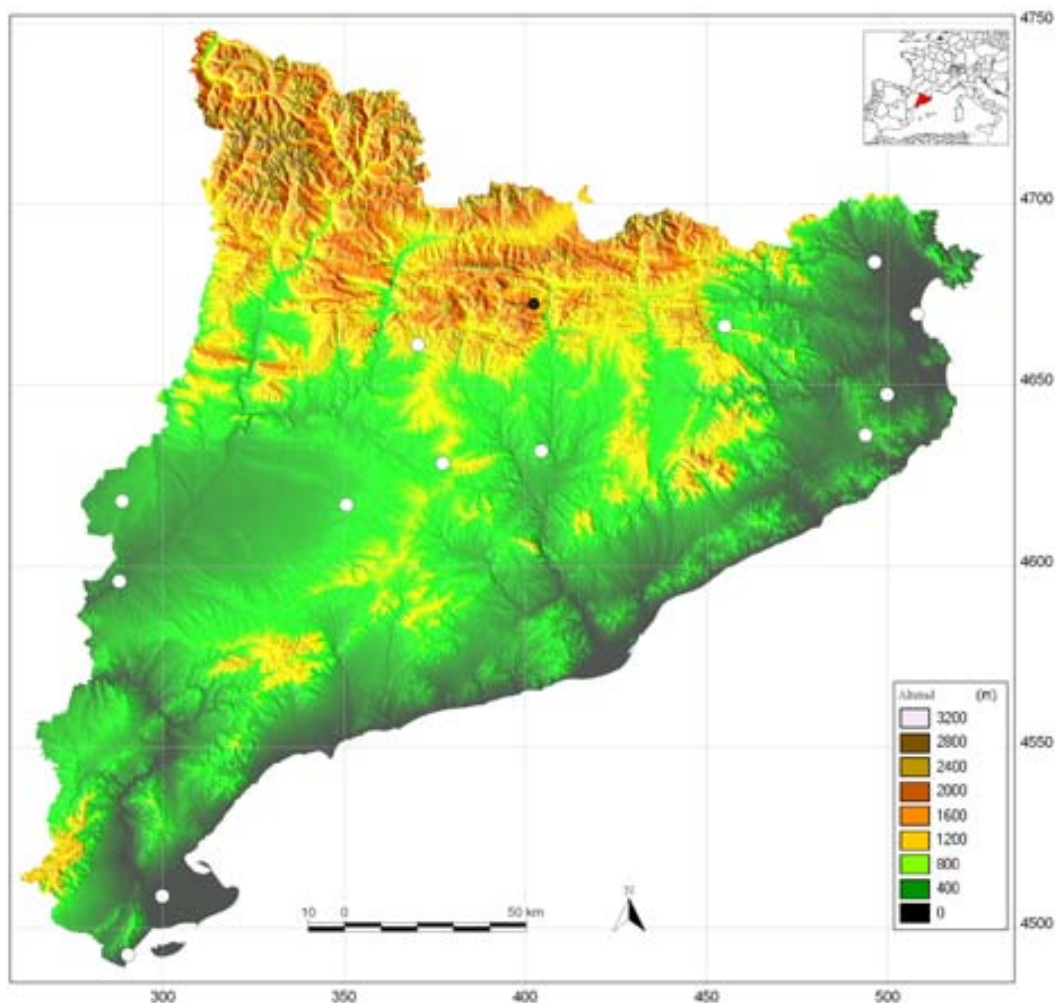


Figura 4.8. Distribució espacial de les estacions meteorològiques usades en la validació de la R_{nd} i R_{ni} en la projecció Universal Transversa de Mercator (UTM), fus 31-N (coordenades expressades en km). Els punts blancs corresponen a les estacions del SMC i el punt negre a la zona de validació a Vallcebre.

A més, aquesta àrea de validació és completament independent del càlcul de la radiació solar i de la temperatura de l'aire ja que en cap cas no ha entrat ni en la validació ni en l'ajust d'aquests models. La principal raó per la qual s'ha decidit deixar aquesta àrea de validació fora del càlcul de variables com la T_a i la $R_{S\downarrow}$ és per tenir una segona validació sobre els models, especialment en el cas de la $R_{S\downarrow}$.

4.5.2. Validació de la radiació solar diària ($R_{Sd\downarrow}$) i de la radiació solar instantània ($R_{Si\downarrow}$) amb les dades del SMC

Com ja s'ha comentat en la secció 4.4.2.1.1, "Radiació neta d'ona curta", s'ha dut a terme una anàlisi de remostreig estadístic mitjançant la validació creuada un a un

(*leave-one-out crossvalidation*) per tal d'avaluar la qualitat de la modelització de la radiació solar (taules 4.6 i 4.7). En el cas d'AQUA (vegeu la taula 4.8), s'ha fet l'anàlisi directament amb les estacions del conjunt 4 veient els resultats obtinguts en el cas de Landsat i TERRA, ja que, com s'ha comentat anteriorment, l'anàlisi de remostreig estadístic mitjançant la validació creuada un a un és molt costós en temps de càlcul.

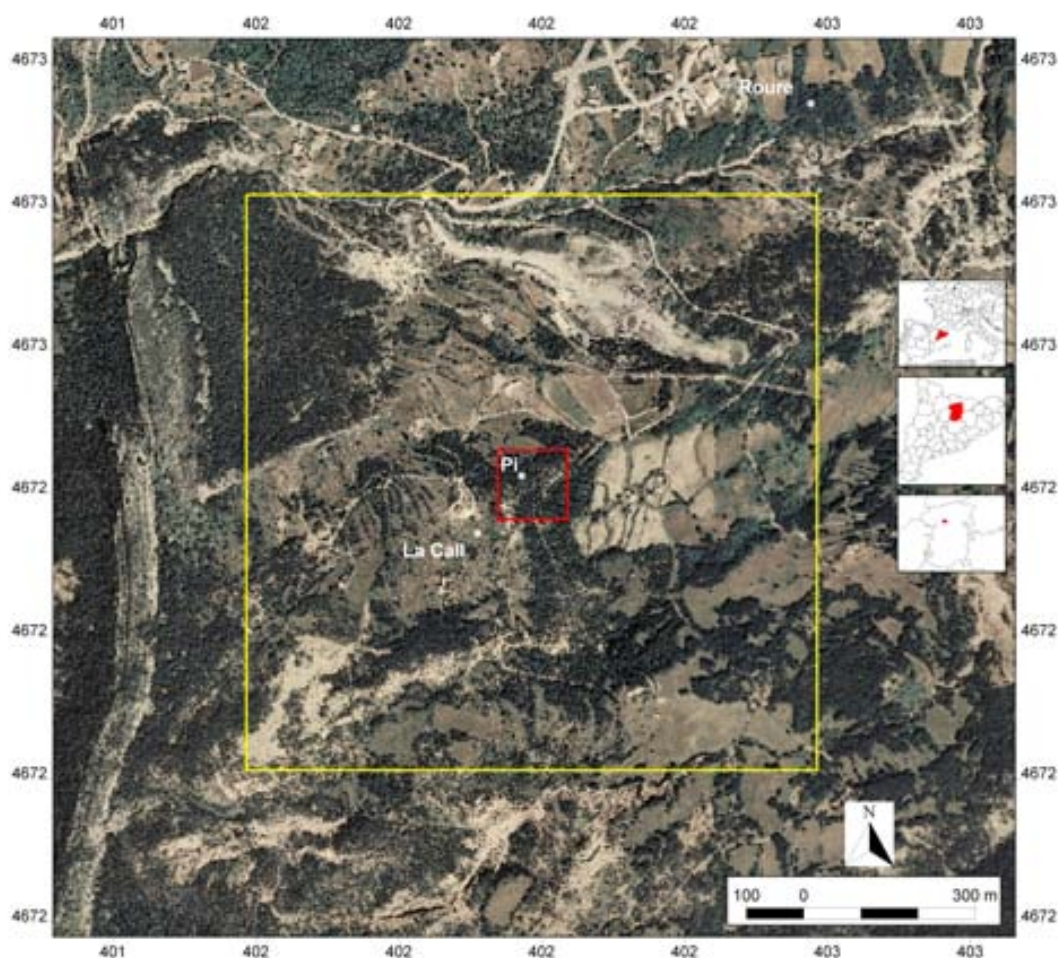


Figura 4.9. Mapa de referència de les estacions meteorològiques de la zona de validació de Vallcebre en la projecció Universal Transversal de Mercator (UTM), fus 31-N (coordenades expressades en km). La Call és l'estació de referència, Pi és la parcel·la sobre una coberta de pi roig i Roure és la parcel·la sobre una coberta de roure martinenc. En ambdues parcel·les es mesura el flux de saba així com la R_n i la T_a . El quadrat vermell simula un píxel de 120 m (Landsat-5 TM) sobre la parcel·la de pi roig i el quadrat groc de 1000 m (TERRA/AQUA MODIS).

Com s'observa en aquestes taules, els millors resultats s'obtenen amb les estacions del conjunt 4, tant per al cas diari com per al cas instantani de Landsat, TERRA i AQUA. Cal fer notar que l' R^2 de les modelitzacions en tots els casos és molt baix. Això es pot explicar pel fet que les estacions estiguin en zones similars, més o menys planes, fent

que la mesura d'error R^2 no doni bons resultats. La figura 4.10 mostra la comparació entre la $R_{Sd\downarrow}$ mesurada i modelitzada per al dia 14/04/2001 amb les estacions meteorològiques del conjunt 4. Com s'observa en aquesta figura, els valors presenten molt poca correlació però, en canvi, per aquesta data el RMSE és d' 1.65 MJ dia^{-1} . Per tant, en aquest cas es creu que la mesura d'error més fiable és l'RMSE.

Com s'observa en la taules 4.6 i 4.7, el conjunt 4 ofereix el millor RMSE, amb una mitjana per al període seleccionat de 1.66 MJ dia^{-1} per al cas diari, i d'aproximadament 69 W m^{-2} per al cas instantani. La resta de conjunts ofereixen resultats més elevats pel que fa l'RMSE. El conjunt 1 és el que ofereix pitjors resultats. Aquest fet ja era d'esperar, ja que aquest conjunt incorpora totes les estacions amb informació de $R_{Sd\downarrow}$. Els resultats dels conjunts 2 i 3 són molt similars. Això és degut al fet que ambdós conjunts comparteixen un elevat nombre d'estacions meteorològiques

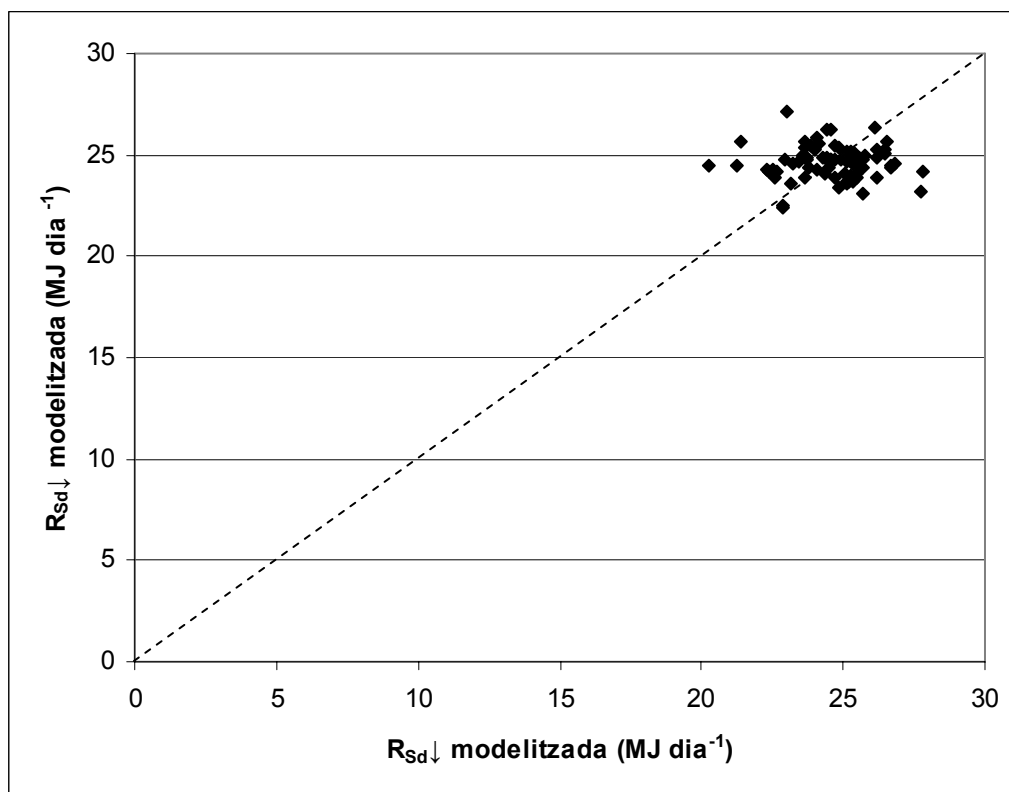


Figura 4.10. Comparació entre els valors de $R_{Sd\downarrow}$ del dia 14/04/2001 mesurats i modelitzats amb les estacions meteorològiques del conjunt 4.

Pel que fa al conjunt 2, aquest dona pitjors resultats que el conjunt 4 tot i ser el recomanat pel SMC. La diferència d'estacions meteorològiques entre els dos conjunts

és de només 24 estacions, essent el conjunt 4 el que en presenta un major nombre. L'explicació d'aquests resultats només pot ser deguda a què el conjunt 4 té més estacions que el conjunt 2 i això fa que els models desenvolupats amb el conjunt 4 recullin millor la variabilitat espacial de l'àrea d'estudi.

		Modelització R_{SdI}					
		TERRA/AQUA		Landsat			
Interpolador	Conjunt	RMSE	R^2	RMSE	R^2	n estacions	n dates
ID ²	Conjunt 1	2.26	0.11	2.24	0.10	124	22 Landsat
	Conjunt 2	1.85	0.20	1.80	0.24	70	
	Conjunt 3	1.90	0.24	1.80	0.21	64	
	Conjunt 4	1.66	0.23	1.64	0.25	88	
Splines	Conjunt 1	3.51	0.03	3.6	0.02	124	171 MODIS
	Conjunt 2	2.51	0.15	2.47	0.14	70	
	Conjunt 3	2.36	0.18	2.21	0.15	64	
	Conjunt 4	2.41	0.14	2.36	0.17	88	

Taula 4.6. Resultats de la modelització de la R_{SdI} en MJ dia⁻¹. L'RMSE i R^2 constitueixen la mitjana per al període seleccionat. n estacions és la mitjana d'estacions meteorològiques usades i n dates és el nombre de dates modelitzades.

		Modelització R_{SiI}					
		TERRA		Landsat			
Interpolador	Conjunt	RMSE	R^2	RMSE	R^2	n	n dates
ID ²	Conjunt 1	85	0.08	90	0.09	124	22 Landsat
	Conjunt 2	80	0.09	85	0.09	70	
	Conjunt 3	83	0.10	82	0.10	64	
	Conjunt 4	69	0.10	69	0.13	88	
splines	Conjunt 1	124	0.04	140	0.03	124	171 MODIS
	Conjunt 2	110	0.05	130	0.05	70	
	Conjunt 3	104	0.07	103	0.07	64	
	Conjunt 4	99	0.07	97	0.11	88	

Taula 4.7. Resultats de la modelització de la R_{SiI} en W m⁻² per a Landsat i TERRA (hora de pas entre les 10:00 i les 11:00). L'RMSE i R^2 constitueixen la mitjana per al període seleccionat. n estacions és la mitjana d'estacions meteorològiques usades i n dates és el nombre de dates modelitzades.

		Modelització R_{SiI}			
		AQUA			
Interpolador	Conjunt	RMSE	R^2	n	n dates
ID ²	Conjunt 4	63	0.15	88	107
splines	Conjunt 4	93	0.09		

Taula 4.8. Resultats de la modelització de la R_{SiI} instantània en W m⁻² per al cas de AQUA MODIS (hora de pas entre les 12:30 i les 13:30). L'RMSE i R^2 constitueixen la mitjana per al període seleccionat. n estacions és la mitjana d'estacions meteorològiques usades i n dates és el nombre de dates modelitzades.

Pel que fa al mètode d'interpolació dels mapes de correctors, el mètode d'interpolació per ID² ofereix millors resultats que el mètode per *splines*. Aquests resultats són similars a la interpolació dels residus en el cas de la temperatura de l'aire, on ID² també dóna millors resultats (vegeu el capítol 1). Això s'explica pel fet que l'interpolador per *splines* es comporta de manera òptima per a mostres sense excessives pertorbacions. Ara bé, si localment tenim punts propers amb variacions brusques de la variable a interpolar, el mètode pot donar lloc a valors força allunyats del rang esperat. Com s'observa en les taules 4.6, 4.7 i 4.8, aquest últim efecte és el que s'està produint en la interpolació per *splines* on s'observa clarament que la diferència amb l'interpolador per ID², pel que fa al RMSE, és bastant elevada.

Pel que fa al cas de la modelització de la $R_{Sd\downarrow}$, Annear i Wells (2007) comparen 5 models d'obtenció de la radiació solar en 2726 dies clars a l'estat d'Oregon (USA) obtenint un RMSE mitjà per a aquests 5 models de 2.76 MJ m^{-2} , usant 17 estacions meteorològiques per dur a terme la validació. Houborg *et al.* (2007) obté, mitjançant una metodologia que modelitza la $R_{Sd\downarrow}$ per a dies clars i amb nuvolositat usant dades dels satèl·lits TERRA/AQUA MODIS a Dinamarca i Arizona (USA), un RMSE mitjà de 2.33 MJ m^{-2} (aproximadament uns 27 W m^{-2}). Finalment, Jacobs *et al.* (2004) obtenen un RMSE mitjà de 1.64 MJ m^{-2} usant dades del satèl·lit GOES amb un R^2 de 0.91 a partir de la comparació amb les dades d'una torre equipada per mesurar fluxos d'energia a Florida (USA). Els resultats obtinguts en el nostre cas amb el conjunt 4, pel que fa al cas diari, presenten un RMSE mitjà d' 1.66 MJ m^{-2} , són similars als d'aquest últim treball i presenten un RMSE millor que la resta, però la pitjor correlació espacial amb uns valors de R^2 molt més baixos.

Pel que fa al cas instantani, els resultats esmentats a la bibliografia consultada varien molt. La majoria de treballs que calculen la $R_{Si\downarrow}$ ho fan amb dades de Teledetecció. Cano *et al.* (1986) obtenen un RMSE mitjà de 74 W m^{-2} i un R^2 de 0.87 per a un total de 14 dies modelitzats a intervals d'una hora entre les 8:00 i les 15:00 a França usant el satèl·lit Meteosat i 11 estacions meteorològiques per a dur a terme la validació. Flores i Baldasano (2001) per a l'àmbit de Catalunya i usant NOAA AVHRR obtenen un RMSE per a 189 dies modelitzats de 4 W m^{-2} i un R^2 de 0.98 usant 11 estacions meteorològiques per a dur a terme la validació. Bisht *et al.* (2005), obtenen un RMSE de 51 W m^{-2} i un R^2 de 0.97 per a un total de 20 dies usant un 20 estacions

meteorològiques a Onklahoma (USA). Finalment, Houborg *et al.* (2007) obtenen un RMSE de 69 W m^{-2} . Les dades obtingudes en el nostre cas amb el conjunt 4, mostren un RMSE mitjà de 69 W m^{-2} , resultat similar als treballs esmentats però molt allunyat del treball de Flores i Baldasano (2001). Com en el cas de la modelització diària, la R^2 és bastant més baixa que els treballs consultats en la bibliografia.

A causa dels resultats obtinguts amb les estacions del conjunt 4 s'ha decidit escollir les estacions d'aquest conjunt per calcular els models de $R_{S\downarrow}$. La taula 4.9 mostra la seva distribució en funció de l'altitud (extreta a partir del MDE de l'ICC) i el tipus de coberta del sòl (Ibàñez i Burriel, 2006) i la figura 4.11 mostra la distribució espacial de les estacions de $R_{S\downarrow}$ per al conjunt seleccionat, el conjunt 4. Com s'observa en aquesta taula i figura les estacions estan ben distribuïdes pel que fa a altituds inferiors a 1000 m. En zones de mitjana i alta muntanya (on hi ha menys estacions del SMC), no hi ha estacions, fent que el model de $R_{S\downarrow}$ sigui menys representatiu. S'ha de tenir en compte però, a major altitud la concentració d'aerosols i de w és menor, i per tant, el model s'apropa més a la $R_{S\downarrow}$ potencial. A més, cal recordar que la influència de la nuvolositat no és significativa en la metodologia desenvolupada ja que com s'ha comentat anteriorment, l'anàlisi s'ha dut a terme en dies clars.

Per tal de millorar els models de R_{nd} i R_{ni} la introducció de variables provinents de la Teledetecció, com la concentració aerosols, el vapor d'aigua i la nuvolositat poden millorar els resultats. En aquest sentit la informació del satèl·lit Meteosat *Second Generation* pot ser mol útil a escala regional ja que té una resolució temporal de 15 minuts, tot i que la resolució espacial a Catalunya és d'aproximadament 4500 m.

Tipus de coberta del sòl	Vegetació natural	13%
	Zones de conreus	76%
	Zones urbanes	11%
Classes d'altitud (m)	0-500	80%
	500-1000	18%
	1000-1500	2%
	>2000	0%

Taula 4.9. Percentatge del tipus de coberta i classes d'altitud de les estacions meteorològiques usades en la modelització de la RS instantània i diària per al conjunt 4.

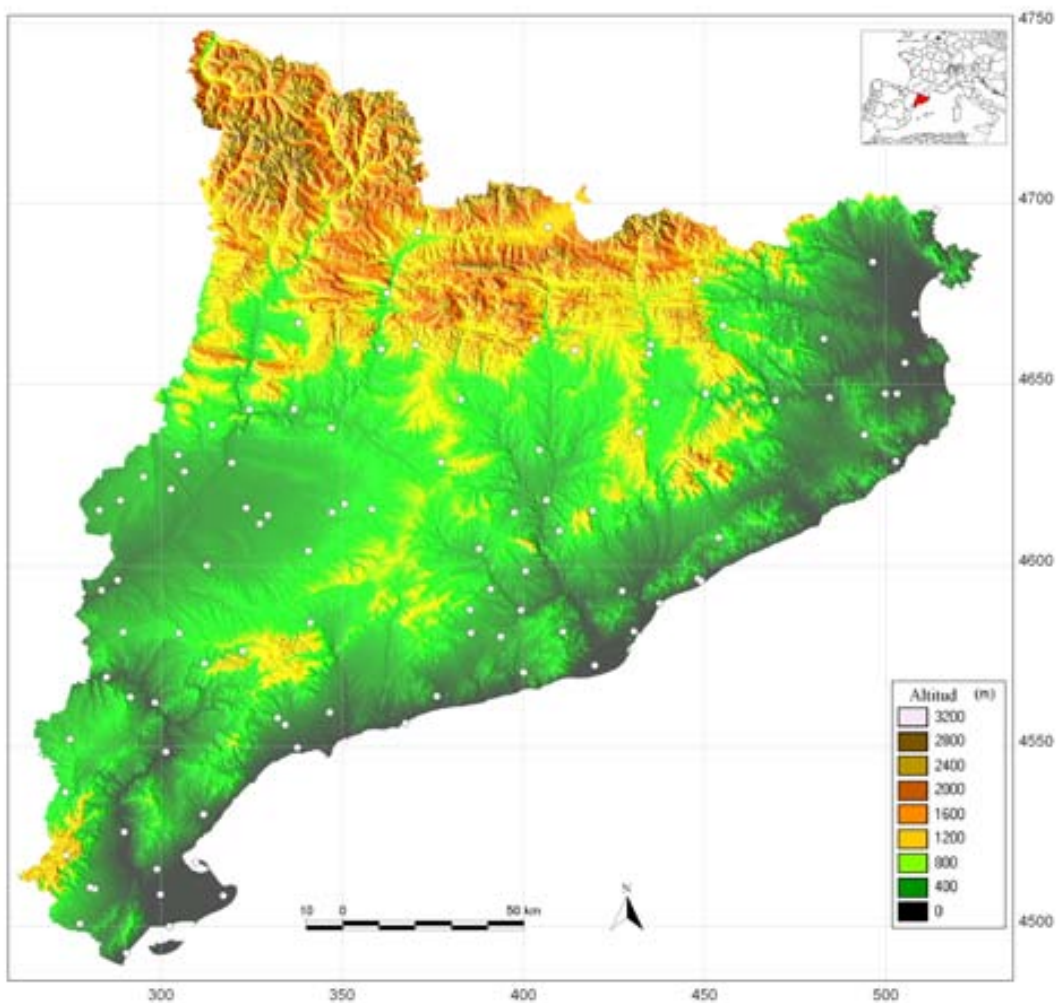


Figura 4.11. Distribució espacial de les estacions meteorològiques del filtre 4 usades en al modelització de la $R_{S\downarrow}$ en la projecció Universal Transversa de Mercator (UTM), fus 31-N (coordenades expressades en km).

4.5.3. Validació de la radiació atmosfèrica descendent $R_{L\downarrow}$

Les taula 4.10 mostra els resultats obtinguts amb la modelització de la $R_{L\downarrow}$ mitjançant la base de dades atmosfèrica TIGR-3. Com s'observa en aquesta taula els millors resultats són els obtinguts amb els mètodes proposats per Prata (1996) amb la inclusió de w , i el proposat per Dilley i O'Brien (1998) amb un RMSE i un R^2 de 9 W m^{-2} i 0.99, i 7.9 W m^{-2} i 0.99, respectivament. Ambdues metodologies presenten un MBE pràcticament igual a 0 W m^{-2} .

Els resultats obtinguts amb la base de dades TIGR-3 són pràcticament idèntics als que obté Prata (1996) amb la seva comparació usant la base de dades atmosfèrica TIGR-2.

És interessant fer notar que el mètode proposat per Prata (1996) funciona millor amb la introducció directa de w que amb la seva estimació a partir de l'Eq. 4.9.

Mètode	Base dades atmosfèrica TIGR-3			
	RMSE	R ²	MBE	N
Brutstaert (1975)	22.8	0.98	13.3	2311
Dilley i O'Brien (1998)	7.9	0.99	-0.4	
Idso (1981)	22.1	0.97	-15.3	
Idso-Jakson (1969)	27.1	0.94	-8.0	
Prata (1996)	14.2	0.98	0.0	
Prata (1996) amb w	9.0	0.99	-4.3	
Satterlund (1979)	16.6	0.97	-4.2	
Swibanks (1963)	25.3	0.96	16.2	

Taula 4.10. Resultat de la modelització de la $R_{L\downarrow}$ amb diverses metodologies usant la base de dades atmosfèrica TIGR-3. Les unitats estan en $W m^{-2}$ per al cas de l'RMSE i del MBE. n és el nombre de radiosondatges atmosfèrics.

Com s'observa en la taula 4.11, en el cas de la modelització de la $R_{L\downarrow}$ amb les dades provinents dels radiosondatges del punt ubicat a Barcelona (vegeu la figura 3.5 del capítol 3) i els models de $R_{L\downarrow}$ desenvolupats per a Landsat i TERRA/AQUA, els resultats pel que fa al RMSE i al MBE són una mica més elevats als obtinguts amb la base de dades TIGR-3. Com s'ha comentat anteriorment, el fet de què els radiosondatges no incorporin informació sobre l'ozó atmosfèric i que s'hagi d'usar de les bases de dades estàndard que ofereix MODTRAN podria ser el causant d'aquesta diferència. Com en el cas anterior, el mètode de Prata (1996) amb la inclusió directa w dona millors resultats que sense.

La taula 4.12 mostra els resultats de la $R_{L\downarrow}$ quan s'introdueixen els models de w obtinguts amb TERRA/AQUA MODIS i la modelització de la T_a a les 12:00. Com s'observa en aquesta taula, el mètode de Dilley i O'Brien (1998) presenta millors resultats que el mètode de Prata (1996) amb la inclusió directa de w . Els resultats obtinguts presenten un RMSE una mica més elevat que en el cas anterior, on la informació provenia dels radiosondatges, tot i que aquesta diferència no és molt elevada, ja que en ambdós casos no supera els $6 W m^{-2}$.

Mètode	Radiosondatges			n
	RMSE	R ²	MBE	
Brutstaert (1975)	23.0	0.86	-21.2	188
Dilley i O'Brien (1998)	8.0	0.98	5.8	
Idso (1981)	37.6	0.99	-36.4	
Idso-Jakson (1969)	37.2	0.99	-33.6	
Prata (1996)	23.6	0.98	-22.2	
Prata (1996) amb <i>w</i>	13.9	0.96	-12.4	
Satterlund (1979)	33.8	0.93	-32.6	
Swibanks (1963)	27.9	0.82	-23.5	

Taula 4.11. Resultat de la modelització de la $R_{L\downarrow}$ amb diverses metodologies usant les els radiosondatges com a font d'entrada als models. L'RMSE correspon a la mitjana dels dies (n) del període seleccionat (2000-2007). Les unitats estan en $W m^{-2}$ per al cas de l'RMSE i del MBE.

Cal tenir en compte, però, que una de les limitacions per al càlcul de l'emissivitat de l'aire, per al cas diari, és la manca de disponibilitat del mesures de *w* diàries. En efecte, així com la temperatura de l'aire es pot modelitzar per a un període diari s'agafarà com a valor diari de *w* obtingut a partir del producte instantani de TERRA MODIS (vegeu el capítol 1.).

Mètode	Models de <i>w</i> i T_a			n
	RMSE	R ²	MBE	
Dilley i O'Brien (1998)	14.0	0.98	-7.9	188
Prata (1995) amb <i>w</i>	28.9	0.97	-26.0	

Taula 4.12. Resultat de la modelització de la $R_{L\downarrow}$ usant com a font d'entrada els models el *w* de Landsat i TERRA/AQUA i la modelització de la T_a a les 12:00. L'RMSE correspon a la mitjana dels dies (n) del període seleccionat (2000-2007). Les unitats estan en $W m^{-2}$ per al cas de l'RMSE i del MBE.

A més, com en el cas de la modelització de la TST (vegeu el capítol 3), la inclusió de la T_a conjuntament amb el *w* milloren els resultats en l'estimació de l'emissivitat de l'atmosfera i, per tant de la $R_{L\downarrow}$, respecte als models que inclouen T_a i *w* per separat.

Finalment, no s'ha trobat en la bibliografia cap referència sobre l'error provocat per la inclusió de *w* i T_a en els models de $R_{L\downarrow}$. En qualsevol cas els resultats obtinguts amb el mètode de Dilley i O'Brien (1998) es consideren suficientment bons per ser introduïts en els models de R_n i serà aquest mètode els que es farà servir en aquest treball. Per tal de calcular la $R_{L\downarrow}$ per a zones extenses s'introduirà la T_a mitjana de l'aire per a càlculs diaris i la T_a instantània per a càlculs a l'hora de pas del sensor calculada segons la

metodologia proposada en el capítol 2 i el vapor d'aigua de MODIS en ambdues situacions (diari o instantani). Cal fer notar que en model de Dilley i O'Brien (1998) presenta un MBE negatiu quan s'introdueixen el w i la T_a dels models i positiu quan les dades provenen dels radiosondatges.

4.5.4. Validació de la temperatura de l'aire (T_a)

Com ja s'ha explicat a l'apartat de la metodologia (vegeu el capítol 2), s'ha dut a terme la modelització de la temperatura de l'aire (instantània, mitjana i mínima) mitjançant una regressió múltiple amb correcció de residus usant com predictors tant variables geogràfiques com de Teledetecció. La taula 4.13 mostra els resultats de la modelització per a les dates seleccionades.

	Landsat			TERRA/AQUA		AQUA	TERRA
	T_a ins	T_a mit	T_a min	T_a mit	T_a min	T_a ins	T_a ins
Mitjana							
RMSE	1.8	1.2	1.99	1.2	2	1.8	1.9
RMSE mín	1.2	0.7	1.05	0.7	1.1	1.1	1.1
RMSE màx	2.7	2.3	2.94	2.5	3	3.1	2.7
σ RMSE	0.5	0.4	0.46	0.3	0.6	0.4	0.4
R2	0.71	0.77	0.5	0.77	0.51	0.71	0.64
R2 mín	0.2	0.25	0.1	0.26	0.05	0.35	0.1
R2 màx	0.89	0.94	0.8	0.96	0.88	0.91	0.91
σ R2	0.17	0.16	0.2	0.13	0.2	0.13	0.17
n	22			171		107	171

Taula 4.13. Resultats de la modelització de la temperatura de l'aire (K): ins és instantani, mit és mitjana, mín és mínima, màx és màxim, σ és la desviació estàndard i n el nombre de dates modelitzades.

Els resultats obtinguts són similars als obtinguts en el capítol 2 d'aquesta tesi. Tot i que en el cas AQUA MODIS no s'ha analitzat en aquest capítol, els resultats són similars als obtinguts per TERRA MODIS i, per tant, consistents.

4.5.5. Validació dels models de radiació neta (R_n)

En aquesta secció primer es presentarà la validació per als models de la R_{ni} i R_{nd} amb les dades de les estacions del SMC i després es presentarà la validació per als models de la R_{ni} i R_{nd} amb les dades de l'estació experimental de Vallcebre. En aquest últim cas també es presentarà la validació dels models de la T_a i de $R_{s\downarrow}$.

4.5.5.1. Validació amb les dades del SMC

A) Validació del models de radiació neta instantània (R_{ni})

Les taula 4.14 mostra els resultats de la validació dels models de R_{ni} en funció del satèl·lit utilitzat i de la metodologia emprada, així com dels estadístics descriptius de la R_{ni} mesurada per les estacions del SMC i la calculada pels models. S'ha fet la mitjana de totes les mesures d'error (RMSE, MBE i R^2) per al conjunt de dates seleccionades. Com s'observa en aquesta taula, els millors resultats són els oferts per AQUA, seguit per TERRA i Landsat, amb un RMSE de 73, 79 i 99 $W m^{-2}$, respectivament. Pel que fa al biaix calculat amb el MBE, els models desenvolupats amb TERRA i AQUA sobreestimen la R_{ni} , mentre que Landsat els subestima .

Les figures 4.12, 4.13 i 4.14 mostren la comparació entre els valors mesurats per les estacions meteorològiques i els valors predits pel model en el cas de Landsat, TERRA i AQUA, respectivament. Com es pot veure, en els tres casos la dispersió dels errors és bastant gran, provocada, principalment, pels resultats poc acurats obtinguts en la , modelització de la $R_{sd\downarrow}$.

Pel que fa a l' R^2 , els resultats obtinguts han estat molt baixos en tots els casos no superant un valor de 0.26. La poca variabilitat espacial de les estacions meteorològiques amb sensors de R_n (vegeu la taula 4.9 i la figura 4.11), ubicades bàsicament en zones planes amb poca altitud, fa que els valors de R_{ni} siguin molt similars entre ells. Quan aquests valors es validen mitjançant un R^2 , els resultats són discrets. Pel mateix motiu aquests resultats són similars als obtinguts en el cas de la modelització de la $R_{si\downarrow}$.

	R_{ni} m Landsat	R_{ni} m MODIS		Model R_{ni}		
		TERRA	AQUA	Landsat	TERRA	AQUA
Mitjana	457	484	476	390	510	512
Mín	198	171	138	187	179	141
Màx	579	590	589	510	613	631
σ	114	84	102	87	77	101
RMSE mitjà				99	79	73
RMSE mín				37	27	24
RMSE màx				217	180	155
σ RMSE				41	31	25
R^2 mitjà				0.26	0.15	0.23
R^2 mín				0.00	0.00	0.00
R^2 màx				0.58	0.77	0.81
σR^2				0.19	0.16	0.19
MBE				-81	23	35
MBE mín				-207	-73	-21
MBE màx				11	96	91
σ MBE				50	35	24
n estacions	6	11.8	11.2	6	11.8	11.2
n dies	22	171	107	22	171	107

Taula 4.14. Estadístics descriptius (columnes R_{ni} m Landsat i R_{ni} m MODIS) de les mesures de R_{ni} de les estacions del SMC i dels models, i resultats de la validació (columna Model R_{ni}) en funció del satèl·lit utilitzat i de la metodologia emprada. S'ha fet la mitjana de totes les mesures d'error (RMSE, MBE i R^2) per al conjunt de dates seleccionades. R_{ni} m és la mesura de l'estació meteorològica. Tots els resultats de la R_{ni} en $W m^{-2}$. n dies fa referència a les dates escollides per a cada satèl·lit en funció de les taules 4.1 i 4.2, i n estacions és la mitjana de les estacions usades per a tot el conjunt de dates.

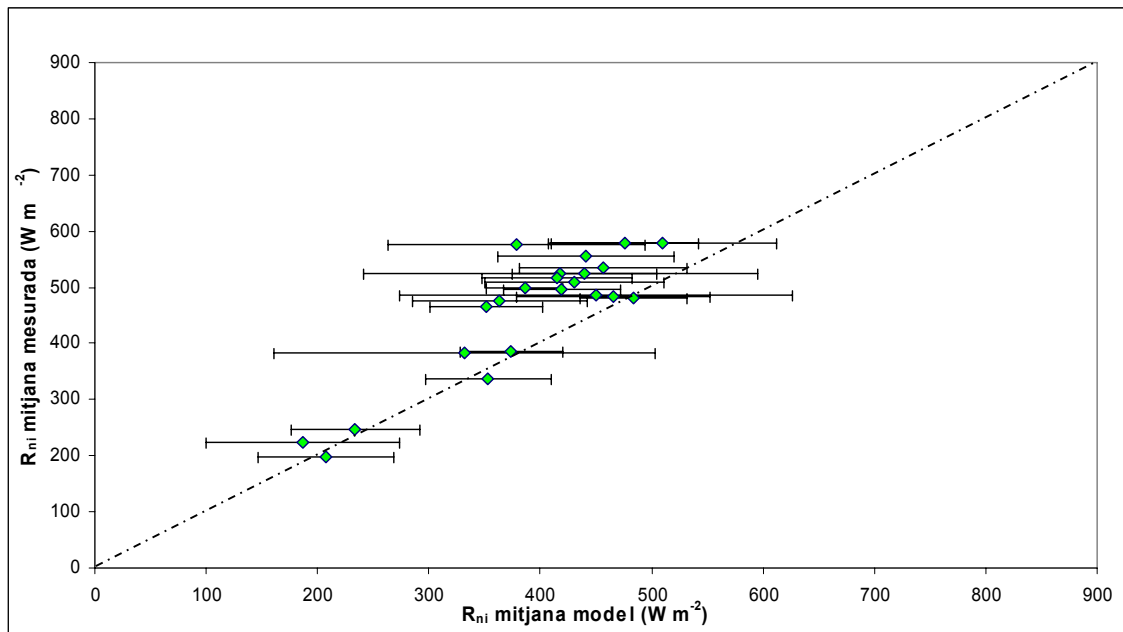


Figura 4.12. Comparació entre la mitjana de R_{ni} mesurada per les estacions meteorològiques del SMC i la mitjana de R_{ni} predita pel model en el cas de Landsat (rombes verds) durant el període 2002-2007 (22 dies). La mitjana de l'RMSE es correspon a les línies negres horitzontals.

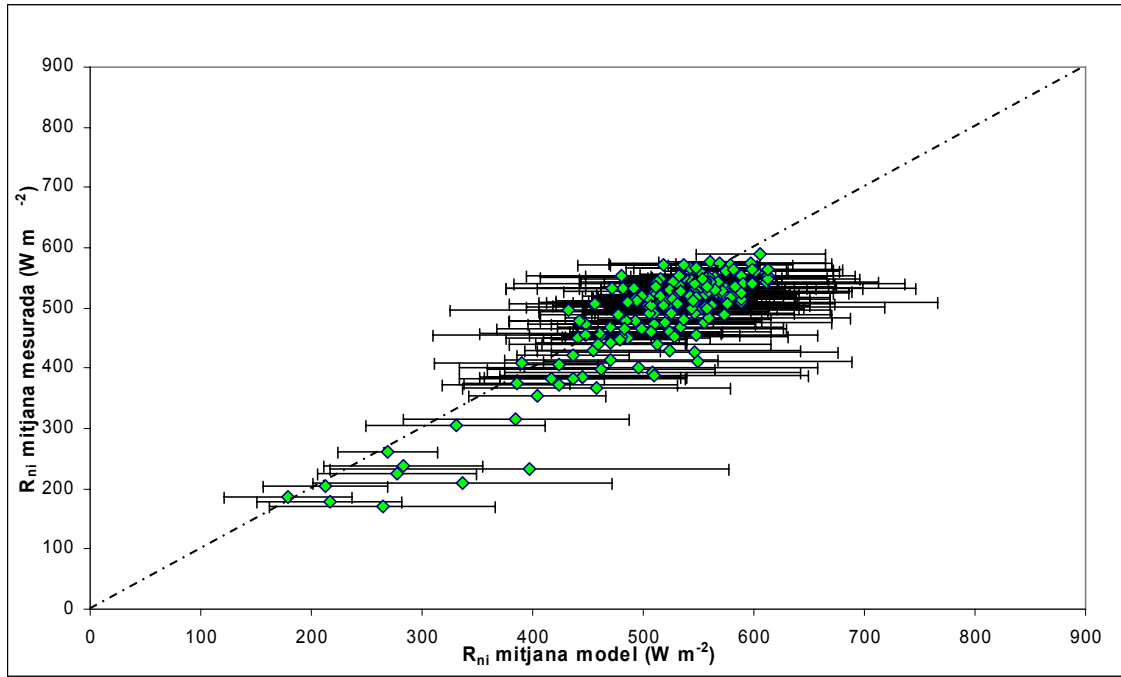


Figura 4.13. Comparació entre la mitjana de R_{ni} mesurada per les estacions meteorològiques del SMC i la mitjana de R_{ni} predita pel model en el cas de TERRA (rombes verds) durant el període 2000-2007 (171 dies). La mitjana de l'RMSE es correspon a les línies negres horitzontals.

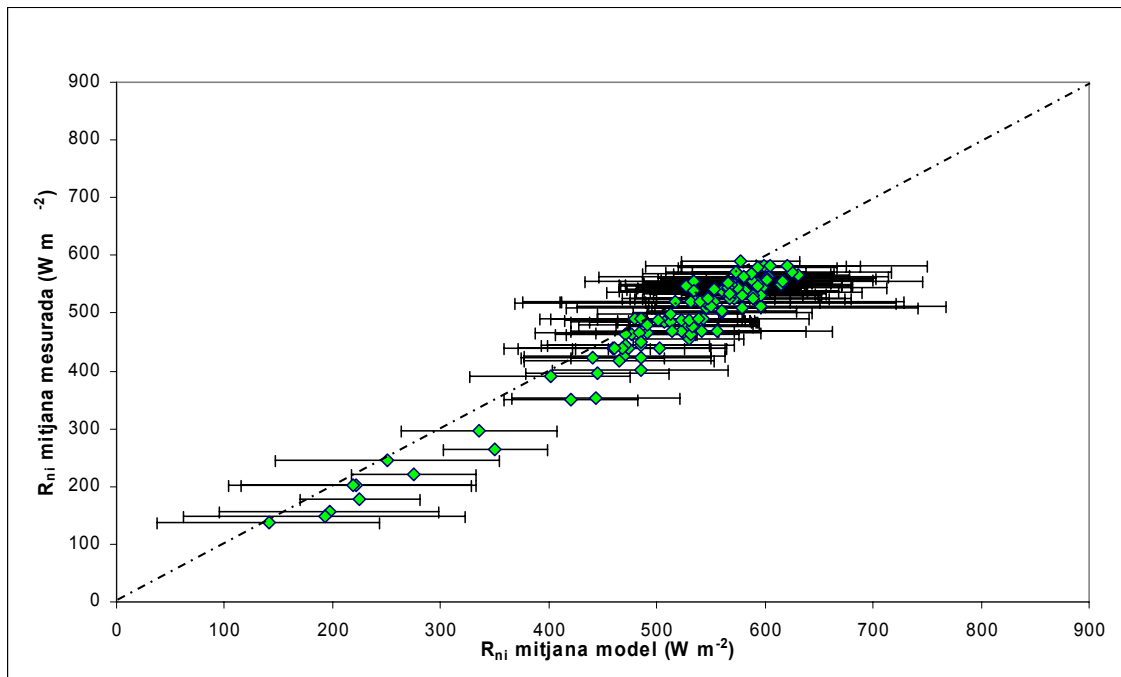


Figura 4.14. Comparació entre la mitjana de R_{ni} mesurada per les estacions meteorològiques del SMC i la mitjana de R_{ni} predita pel model en el cas de AQUA (rombes verds) durant el període 2003-2007 (107 dies). La mitjana de l'RMSE es correspon a les línies negres horitzontals.

Tot i que és difícil comparar els resultats obtinguts amb Landsat i TERRA o AQUA degut al diferent nombre de dates analitzades, s'esperava que s'obtinguessin millors o similars resultats amb Landsat. Els resultats obtinguts mostren que en la modelització de la R_{ni} TERRA i AQUA ofereixen un RMSE més baix que Landsat. Aquest fet és degut, principalment, a la heterogeneïtat paisatgística on estan ubicades les estacions meteorològiques. Així doncs, Kustas *et al.* (2004) validen els models de R_{ni} , usant diferents resolucions espacials, des de 120 m (píxels de Landsat-5 TM) fins a 960 m (aproximadament un píxel de TERRA o MODIS al nadir) en zones homogènies, obtenint un coeficient de variació molt baix entre les diferents resolucions espacials. Per tant, és d'esperar que en el cas de disposar d'estacions ubicades en àrees més homogènies, segurament els resultats serien més similars entre els diferents satèl·lits.

Per tal de donar una referència del rang dels valors dels diferents fluxos d'energia modelitzats així com la TST i l' ϵ per Landsat (vegeu l'Eq. 4.5) dels quals no es disposa de dades de validació, les taules 4.15, 4.16 i 4.17 en mostren els estadístics descriptius. Com s'observa en aquestes taules els tres components que són dependents de la coberta, (α , TST i ϵ), presenten uns valors més elevats en el cas de Landsat que en TERRA o AQUA. En canvi el fet α que i la TST presentin uns valors més baixos en general, fa que la R_{ni} modelitzada correlacioni millor amb la R_{ni} mesurada per les estacions, en el cas de TERRA i AQUA. Segurament, en el cas que l'àrea presentés un major grau d'homogeneïtat paisatgística els valors serien més similars. Cal tenir en compte, però, que aquesta comparació no es fa amb el mateix nombre de dates (vegeu la taula 4.1.4).

	α	TST	ϵ	$R_{L,d}$	$R_{L,i}$	$R_{L,d}$	$R_{L,i}$
mitjana	0.26	306.1	0.980	377	494	307	322
mínim	0.21	273.1	0.971	284	310	198	202
màxim	0.32	322.2	0.987	426	600	370	393
σ	0.03	13.7	0.004	41	85	50	55

Taula 4.15. Estadístics descriptius per als diversos fluxos d'energia, TST i ϵ modelitzats en el cas de Landsat. Les unitats dels fluxos d'energia estan en $W m^{-2}$, la TST en K. α i ϵ són adimensionals.

Pel que fa als resultats consultats a la bibliografia, així com en el cas dels resultats de la modelització de la $R_{S,l}$, aquests presenten un rang de valors molt variable. Usant imatges Landsat-7 ETM+ Fan *et al.* (2007) obtenen un RMSE de $5 W m^{-2}$ en una zona homogènia de Mongòlia fent servir una sola imatge i amb una sola estació

meteorològica de validació. En el treball de Ma *et al.* (2002) i Ma (2003), en una zona àrida de l'altiplà tibetà obtenen d'entre un 5% a un 10% d'error usant una imatge

	α	TST	ε	$R_{L\uparrow d}$	$R_{L\uparrow i}$	$R_{L\downarrow d}$	$R_{L\downarrow i}$
mitjana	0.17	304.2	0.991	394	483	323	337
mínim	0.12	276.5	0.985	291	330	203	209
màxim	0.24	313.7	0.995	433	546	371	391
σ	0.02	6.4	0.003	28	39	34	36

Taula 4.16. Estadístics descriptius per als diversos fluxos d'energia, TST i ε modelitzats en el cas de TERRA MODIS. Les unitats dels fluxos d'energia estan en $W m^{-2}$, la TST en K. α i ε són adimensionals.

	α	TST	ε	$R_{L\uparrow d}$	$R_{L\uparrow i}$	$R_{L\downarrow d}$	$R_{L\downarrow i}$
mitjana	0.17	305.7	0.992	394	493	323	346
mín	0.12	279.6	0.985	294	344	204	219
màx	0.23	314.9	0.996	433	554	372	399
σ	0.02	7.1	0.003	30	44	37	38

Taula 4.17. Estadístics descriptius per als diversos fluxos d'energia, TST i ε modelitzats en el cas de TERRA MODIS. Les unitats dels fluxos d'energia estan en $W m^{-2}$, la TST en K. α i ε són adimensionals.

Landsat-5 TM i una imatge NOAA-14 AVHRR, tot i que no s'esmenta quantes mesures de validació s'han dut a terme. Ma (2007) i en una zona heterogènia de l'àrea de Jiddah, a l'Aràbia Saudita obté un RMSE d'11 $W m^{-2}$ usant dues imatges Landsat-7 ETM+, però, com en el cas anterior, no s'esmenta quantes mesures de validació s'han dut a terme. Jakson *et al.* (1985) obtenen un R^2 d'entre 0.86 i 0.90 en camps experimentals de $6 m^2$ en la comparació de la R_{ni} mesurada i obtinguda mitjançant un radiòmetre que simula les bandes de Landsat-5 TM. En el treball de Sobrino *et al.* (2005) i Gómez (2006) s'obté un RMSE de 62 $W m^{-2}$ (un 10% d'error) usant dades del sensor aerotransportat DAIS en l'àrea experimental de conreus de Barrax. Finalment, Bisht *et al.* (2005) estimen la R_{ni} a partir de 20 imatges TERRA MODIS, obtenint un RMSE de 74 $W m^{-2}$ usant 18 estacions de validació a una zona d'Onklahoma.

Cal fer notar que tots els mètodes esmentats fins ara usen la metodologia clàssica per a l'obtenció de la R_{ni} (Eq. 4.5). A excepció del mètode de Bisht *et al.* (2005), on s'usen els productes de T_a de TERRA MODIS per calcular la $R_{L\downarrow}$ en zones extenses, la resta de referències ho estimen a partir d'un valor constant modelitzat mitjançant codis de transferència radiativa.

Kustas *et al.* (1990), obtenen un RMSE de 33 W m^{-2} en una zona experimental amb diferents tipus de conreus a Phoenix (Arizona, USA) usant dades un sensor aerotransportat que simulava les mateixes bandes que Landsat-5 TM en una sola data i usant 16 estacions de validació. La metodologia per a l'obtenció de la R_{ni} d'aquest treball és una variació de la que s'ha fet servir en aquesta tesi (Eq. 4.5). En el treball de Kustas *et al.* (2004) s'obté un RMSE d'aproximadament 26 W m^{-2} usant una imatge Landsat-7 ETM+ i una imatge Landsat-5 TM en una zona de conreus a Iowa (USA) validant les dades amb torres experimentals de fluxos d'energia i amb la mateixa metodologia per a l'obtenció de la R_{ni} que el treball anterior. Humes *et al.* (2000) obtenen un RMSE de 16.5 W m^{-2} usant una imatge de Landsat-5 TM en una conca de Washita, (Oklahoma, USA) validada amb 4 estacions de mostreig i amb la mateixa metodologia per a l'obtenció de la R_{ni} que el treball anterior.

Totes les dates analitzades en aquests treballs corresponen, principalment, a dates estivals, llevat el treball de Bisht *et al.* (2005) en què les dates estan més ben distribuïdes al llarg de l'any.

Els resultats obtinguts amb Landsat són menys acurats del que es comenta en la bibliografia. Pel que fa a MODIS, els resultats són similars al treball de Bisht *et al.* (2005) però estan molt allunyats dels resultats obtinguts per Ma *et al.* (2002). Cal destacar, però, que en els treballs d'aquest autor no s'explica molt en detall la metodologia utilitzada per a la validació dels models.

Un dels principals problemes dels resultats obtinguts en el cas de la modelització de la R_{ni} és degut als discrets resultats obtinguts en la modelització de la $R_{Si\downarrow}$ (vegeu la secció 4.5.2, "Validació de la radiació solar diària ($R_{Sd\downarrow}$) i de la radiació solar instantània $R_{Si\downarrow}$ amb les dades del SMC"). Aquesta variable és una de les més importants en el càlcul de la R_n durant el dia i un error d'un 5% en la seva estimació pot provocar un error d'un 7.3% en la seva obtenció (Jakson, 1985). Tant per Landsat com per TERRA o AQUA, l'RMSE obtingut per al conjunt de les diferents dates és de 69 W m^{-2} , més d'un 5% d'error en l'estimació d'aquesta variable, i això fa que el càlcul de la R_{ni} presenti un error més elevat de l'esperat. En el treball de Bisht *et al.* (2005) s'obté també un elevat RMSE en l'obtenció de la $R_{Si\downarrow}$, de 51 W m^{-2} . Un altre problema, com ja s'ha comentat

anteriorment, és la representativitat de l'estació meteorològica respecte a la mida de píxel.

Ara bé, cal fer notar, que en cap dels treballs consultats en el cas de Landsat es modelitza la R_{ni} en dates que no siguin estivals, mentre que en aquesta tesi s'ha modelitzat la R_{ni} durant la majoria dels mesos de l'any per al període 2002 a 2007, amb un nombre elevat d'imatges i a una escala regional.

En el cas de TERRA/AQUA es dona la mateixa situació però en aquest cas la R_{ni} s'ha modelitzat durant tots els mesos de l'any i amb un mostra molt més gran que en els treballs consultats i fent servir tant imatges TERRA com AQUA.

B) Validació dels models de la radiació neta diària (R_{nd})

Seguint el mateix esquema que en el cas de la R_{ni} , la taula 4.18 mostra els resultats de la validació dels models de R_{nd} en funció del satèl·lit utilitzat i de la metodologia emprada i els estadístics descriptius de la R_{nd} mesurada per les estacions del SMC. S'ha fet la mitjana de totes les mesures d'error (RMSE, MBE i R^2) per al conjunt de dates seleccionades. Les figures 4.15, 4.17 i 4.19 mostren la comparació entre els valors mesurats per les estacions meteorològiques i els valors predits pel model R_{ndvd} en el cas de Landsat, TERRA i AQUA, respectivament. Les figures 4.16, 4.18 i 4.20 mostren la comparació entre els valors mesurats per les estacions meteorològiques i els valors predits pel model R_n ratio en el cas de Landsat, TERRA i AQUA, respectivament.

Com s'observa en aquesta taula els millors resultats per als models de R_{nd} que usen variables estimades per a un període diari (models R_{ndvd}) són els obtinguts en el cas de la modelització amb Landsat amb un RMSE de 22 W m^{-2} ; en canvi TERRA i AQUA ofereixen resultats menys acurats, amb un RMSE de 72 i 82 W m^{-2} , respectivament. Pel que fa als models calculats usant la R_n ratio els resultats són similars entre ells oferint millors resultats AQUA, seguit per TERRA i Landsat, amb un RMSE de 24, 26 i 30 W m^{-2} , respectivament. Pel que fa a l'MBE dels models R_{ndvd} , Landsat presenta uns valors positius més propers a 0 que els que presenten TERRA o AQUA, amb valors negatius. Això indica que els models en el cas de Landsat sobreestimen la R_{nd} mesurada per les estacions meteorològiques mentre que en el cas de TERRA i AQUA se subestimen. En

el cas dels models R_n ratio, el valor de l'MBE presenten un comportament diferent. Per a Landsat i AQUA l'MBE és negatiu, essent en el cas de Landsat un MBE, en valor absolut, més elevat que en el cas del model R_{ndvd} . En el cas de TERRA l'MBE és positiu i, per tant, mentre que Landsat i AQUA tendeixen a subestimar la R_{nd} , TERRA tendeix a sobreestimar-la.

Com en el cas de la R_{ni} , en les figures de la 4.15 a la 4.20 es pot veure que en tots els casos la dispersió dels errors és bastant gran, a causa de la modelització de la $R_{sd\downarrow}$.

La comparació entre el mètode R_{ndvd} i el mètode R_{nd} ratio (vegeu la taula 4.18) ens mostra que el segon mètode ofereix millors resultats en els casos de TERRA i AQUA amb un menor MBE, tot i que en ambdós models, la dispersió de l'RMSE és elevada (vegeu les figures 4.18 i 4.20). Això fa que el model R_{nd} ratio sigui preferible, en el cas de TERRA o AQUA, que el model R_{ndvd} , tot i que s'ha de tenir en compte la representativitat del píxel d'aquests satèl·lits respecte a la mesura de la R_n a les estacions meteorològiques del SMC. En el cas de Landsat el model R_{ndvd} ofereix millors resultats que el model R_{nd} ratio essent la diferència més petita que en el cas de TERRA i MODIS.

En qualsevol cas, com també es veurà en l'àrea de validació de Vallcebre, el R_n ratio dona resultats molt similars al R_{ndvd} . En el treball de Sobrino *et al.* (2005) i Gómez (2006) s'obtenen també uns resultats similars, tot i que amb un RMSE més baix en la determinació de la R_{ni} , uns 62 W m^{-2} en comparació amb els 79 o 73 W m^{-2} obtinguts en el cas de TERRA o AQUA, respectivament (vegeu la taula 4.14). Quan els autors usen el R_{ni} ratio per calcular la R_{nd} introduïda en un model d'evapotranspiració real en una zona de conreus obtenen bons resultats en la validació d'aquesta variable (un RMSE inferior a 1 mm dia^{-1}). Això significa que tot i obtenir un RMSE elevat en la determinació de la R_{ni} , el mètode R_{nd} ratio aconsegueix resultats similars als del mètode R_{ndvd} . Això és degut al fet que el valor de la R_n ratio en les hores en què passen Landsat, TERRA i AQUA presenta uns valors que aproximen raonablement bé la R_{nd} i aconsegueixen reduir l'error provocat en el càlcul de la R_{ni} .

	R_{nd} m Landsat	R_{nd} m TERRA/AQUA	Model R_{ndvd}			Model R_{nd} ratio		
			Landsat	TERRA	AQUA	Landsat	TERRA	AQUA
Mitjana	127	142	136	77	62	106	150	147
Mín	18	11	13	-56	-69	17	10	6
Màx	182	186	191	139	122	157	215	198
σ	51	37	57	39	41	41	39	44
RMSE mitjà			22	72	82	30	26	24
RMSE mín			10	36	44	9	9	11
RMSE màx			38	109	110	66	71	49
σ RMSE			8	15	15	13	10	7
R^2 mitjà			0.23	0.16	0.14	0.13	0.16	0.18
R^2 mín			0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
R^2 màx			0.73	0.67	0.61	0.52	0.71	0.74
σR^2			0.24	0.15	0.14	0.16	0.16	0.17
MBE mitjà			9	-65	-75	-21	9	-10
MBE mín			-11	-99	-107	-62	-22	-27
MBE màx			35	-29	-34	2	92	6
σ MBE			13	16	15	16	14	7
n estacions	6	11.8	6	11.8	11.2	6	11.8	11.2
n dies	22	171	22	171	107	22	171	107

Taula 4.18. Estadístics descriptius (columnes R_{nd} m Landsat i R_d m MODIS) de les mesures de R_{ni} de les estacions del SMC i dels models, i resultats de la validació (columna Model R_{ndvd} i Model R_{nd} ratio) en funció del satèl·lit utilitzat i de la metodologia emprada. S'ha fet la mitjana de totes les mesures d'error (RMSE, MBE i R^2) per al conjunt de dates seleccionades. R_{nd} m és la mesura de l'estació meteorològica.

Tots els resultats de la R_{nd} en $W m^{-2}$. n dies fa referència a les dates escollides per a cada satèl·lit en funció de les taules 4.1 i 4.2, i n estacions és la mitjana de les estacions usades per a tot el conjunt de dates.

És important destacar que l'ús del mètode de la R_{nd} ratio es veu limitat a l'existència de sensors de R_n a l'àrea d'estudi, ja que tal i com es veu en la taula 4.7, els valors de R_n són variables durant l'any. A més, s'ha de tenir en compte que la R_n ratio pot variar força en zones heterogènies. Per exemple en el treball de Sánchez *et al.* (2007) es calcula la R_n ratio en un bosc boreal de pi roig (*Pinus sylvestris*) a Finlàndia, obtenint un valor de la R_n ratio en el cas de l'hora de pas de TERRA de 0.361 ± 0.007 i per a AQUA de 0.491 ± 0.013 per als mesos compresos entre maig i juny. Aquests valors són més elevats que els calculats a Catalunya (vegeu la taula 4.4 i figura 4.7). Aquest fet fa que en el cas de voler obtenir aquesta variable per a regions extenses, serà necessari fer un interpolació espacial dels valors sempre i quan es tingui una xarxa d'estacions meteorològiques ben disposades sobre el territori. Però com ja s'ha comentat anteriorment (vegeu la secció 4.4.2.3, "Aproximacions basades en el càlcul de la R_{ni} (model R_{ni}) i la seva posterior estimació a un període diari (model R_{nd} ratio)") a causa

de la poca variabilitat altitudinal de les estacions meteorològiques que incorporen sensors de R_n , el seu reduït nombre i la poca variació del valor d'aquesta *ratio* en el moment de pas del sensor, s'ha decidit no interpolar espacialment aquesta *ratio* i aplicar un valor constant per a tota l'àrea d'estudi a partir de la mitjana de totes les estacions.

Com en el cas del càlcul de la R_{ni} , la $R_{S\downarrow}$ juga un paper molt important en la determinació de la R_n . A diferència però de la R_{ni} , l'obtenció de la $R_{Sd\downarrow}$ ofereix millors resultats i, per tant, més acurats en el càlcul de la R_{nd} .

El comportament d' R^2 , presenta el mateix patró que el cas de la R_{ni} (vegeu la secció "A Validació del models de radiació neta instantània (R_{ni})").

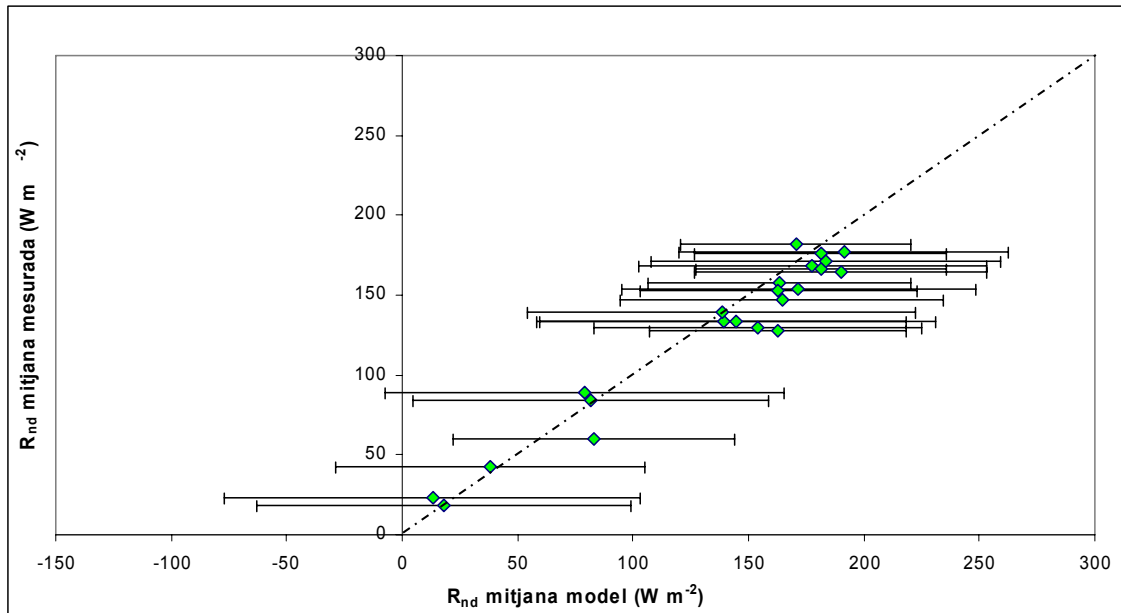


Figura 4.15. Comparació entre la R_{nd} mitjana mesurada per les estacions meteorològiques i la R_{nd} mitjana predita pel model R_{ndvd} en el cas de Landsat (rombes verds) i la mitjana del seu RMSE (línies negres horitzontals) durant el període 2002-2007 (22 dies).

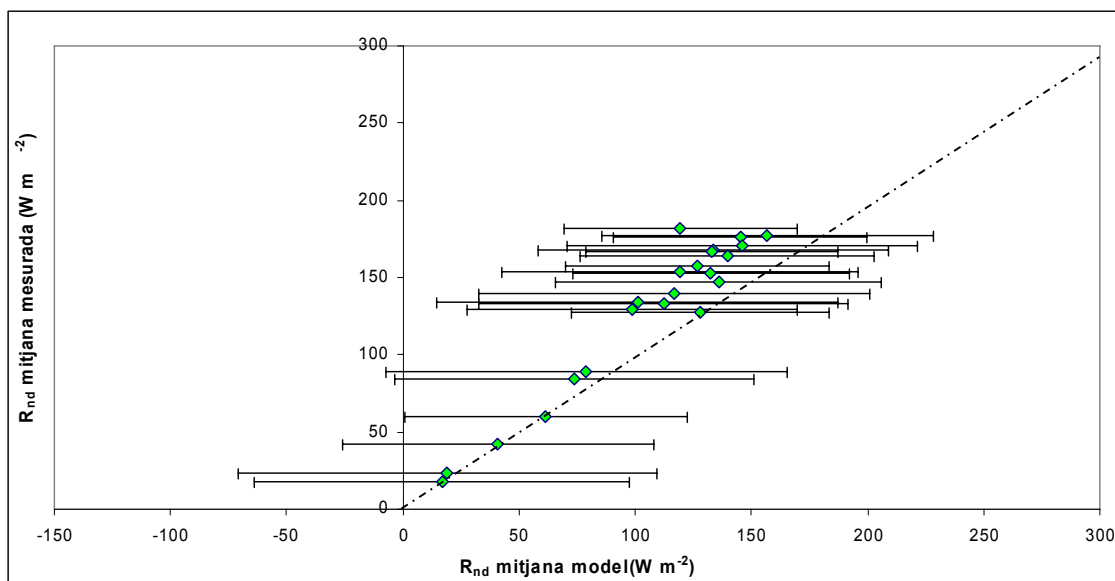


Figura 4.16. Comparació entre la R_{nd} mitjana mesurada per les estacions meteorològiques i la R_{nd} mitjana predita pel model R_{nd} ratio en el cas de Landsat (rombes verds) i la mitjana del seu RMSE (línies negres horitzontals) durant el període 2002-2007 (22 dies).

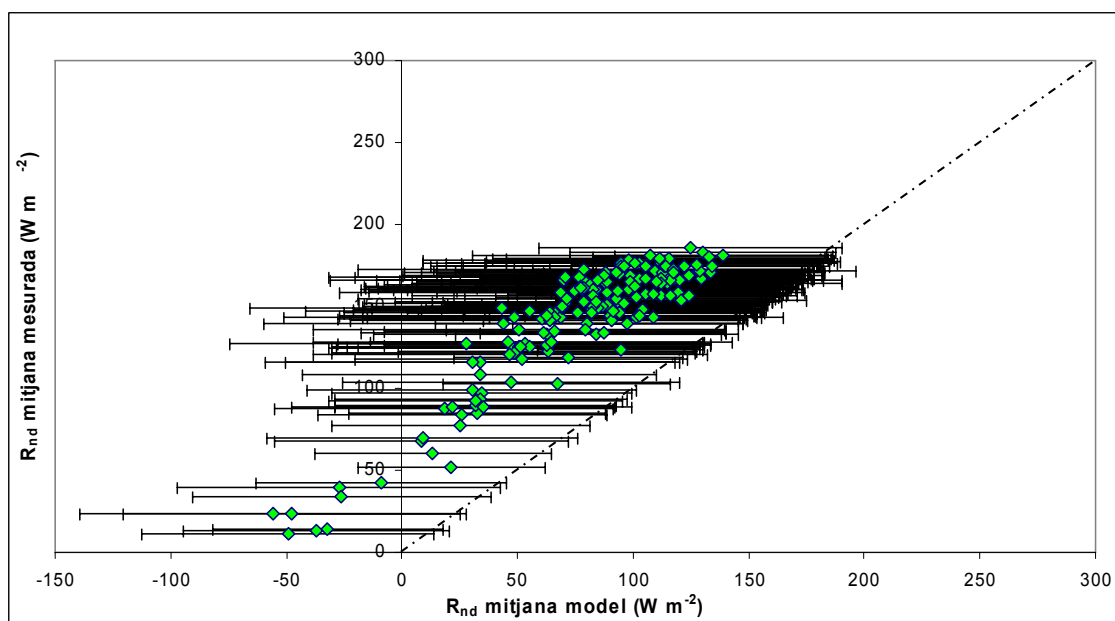


Figura 4.17. Comparació entre la R_{nd} mitjana mesurada per les estacions meteorològiques i la R_{nd} mitjana predita pel model R_{ndvd} en el cas de TERRA (rombes verds) i la mitjana del seu RMSE (línies negres horitzontals) durant el període 2000-2007 (171 dies).

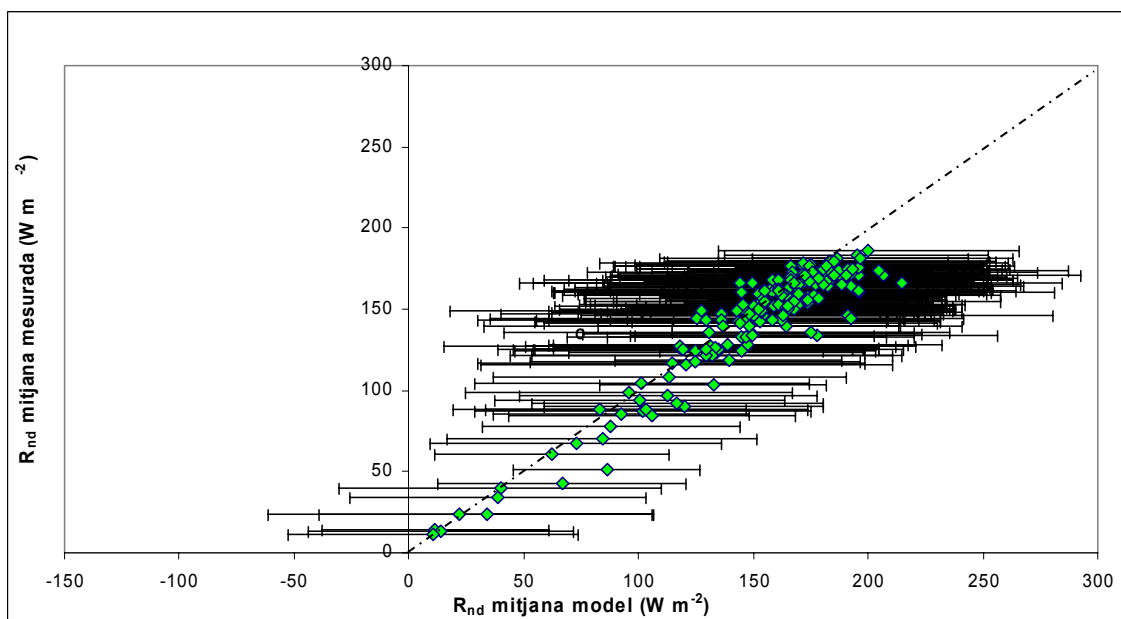


Figura 4.18. Comparació entre la R_{nd} mitjana mesurada per les estacions meteorològiques i la R_{nd} mitjana predita pel model R_{nd} ratio el cas de TERRA (rombes verds) i la mitjana del seu RMSE (línies negres horitzontals) durant el període 2000-2007 (171 dies).

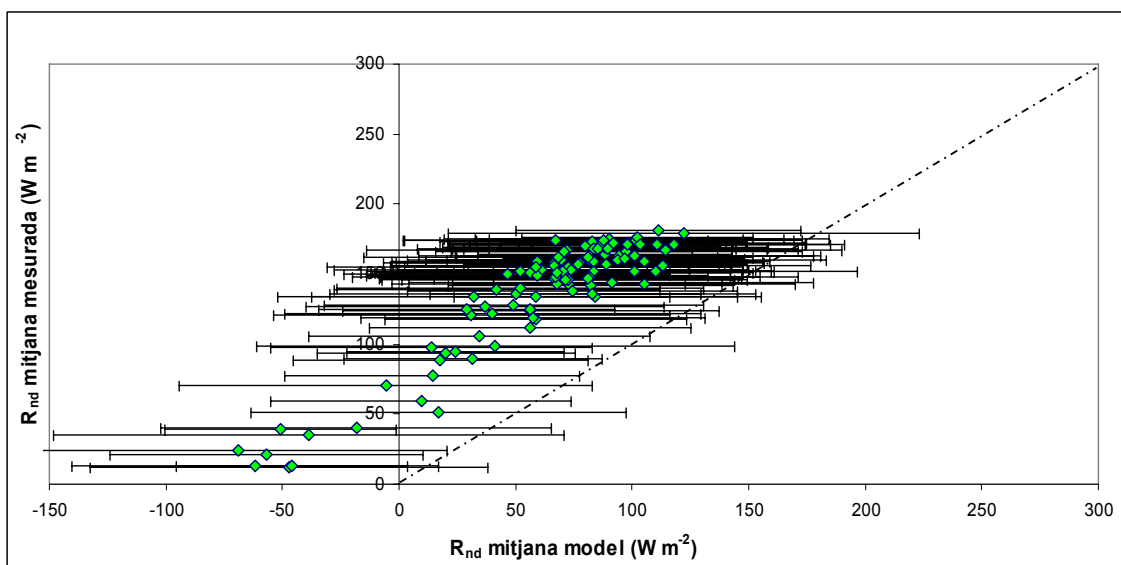


Figura 4.19. Comparació entre la R_{nd} mitjana mesurada per les estacions meteorològiques i la R_{nd} mitjana predita pel model R_{ndvd} en el cas de AQUA (rombes verds) i la mitjana del seu RMSE (línies negres horitzontals) durant el període 2003-2007 (107 dies).

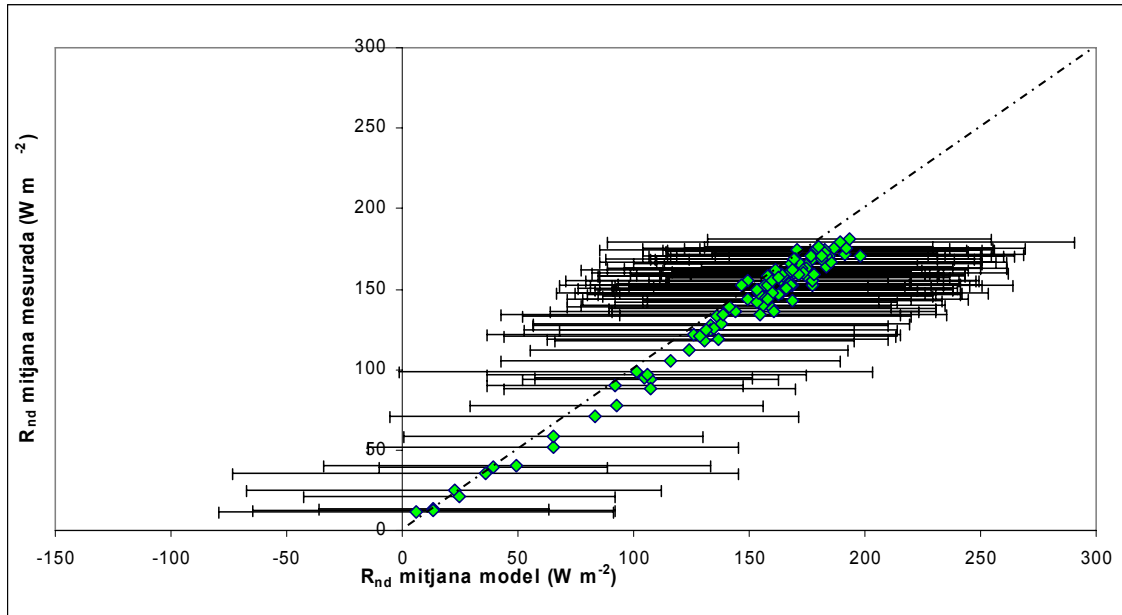


Figura 4.20. Comparació entre la R_{nd} mitjana mesurada per les estacions meteorològiques i la R_{nd} mitjana predita pel model R_{nd} ratio en el cas de AQUA (rombes verds) i la mitjana del seu RMSE (línies negres horitzontals) durant el període 2003-2007 (107 dies).

Pel que fa als resultats consultats a la bibliografia, cal fer notar que els treballs que modelitzen la R_{nd} són menors que els que modelitzen la R_{ni} . Això és degut al fet que molts treballs estimen la R_{nd} a partir de la R_{ni} usant el mètode de la R_n ratio i que, tot i que es valida la R_{ni} no es fa una validació de la R_{nd} . A més, els treballs que estimen la R_{nd} usant variables estimades per a un període diari són menors que els que fan servir el mètode de la R_{nd} ratio. En aquesta direcció, Bisht *et al.* (2005) obtenen un RMSE de 60 W m^{-2} a partir de 20 imatges TERRA MODIS usant 18 estacions de validació a una zona d'Onklahoma. Hurtado i Sobrino (2001) obtenen un error de 0.2 mm dia^{-1} (aproximadament 8 W m^{-2}) usant una imatge NOAA del mes de maig a la Península Ibèrica validant el model amb una estació meteorològica. Segons els autors el model presenta una incertesa de 1.5 mm dia^{-1} (aproximadament 42 W m^{-2}). Finalment, Jacobs *et al.* (2002), obtenen un RMSE de 0.5 MJ m^{-2} (aproximadament uns 9 W m^{-2}) usant imatges del satèl·lit GOES, de resolució espacial al nadir de 4000 m, en una torre experimental de fluxos d'energia ubicada en una praderia de Florida (USA) durant 18 dies al juliol. En el cas de Landsat no s'ha trobat cap comparació entre valors diaris de R_n amb cap mètode, tot i que, com ja s'ha comentat anteriorment, els treballs que fan servir el mètode R_{nd} ratio amb Landsat per obtenir l'evapotranspiració real funcionen bé. Els resultats obtinguts en el cas de TERRA i AQUA pel mètode de R_{ndvd} són més

alts que en el cas de Bisht *et al.* (2005), però, en canvi, són notablement més baixos usant el mètode R_{nd} ratio.

Finalment, tot i que els resultats obtinguts són similars als esmentats en la bibliografia, a causa de l'estret rang de variació de la R_{nd} en les dates analitzades en comparació amb el RMSE obtingut fa que els resultats s'hagin de qualificar com a modestos.

4.5.5.2. Validació amb les dades de Vallcebre

A) Validació del models de la radiació neta instantània (R_{ni})

Les taules 4.19, 4.20 i 4.21 i les figures 4.21, 4.22 i 4.23 mostren els resultats obtinguts en la validació de la R_{ni} per a Landsat-5 TM, TERRA/AQUA MODIS, respectivament. Els millors resultats obtinguts en la modelització de la R_{ni} són els que ofereix Landsat-5 TM amb un RMSE de 54 W m^{-2} seguit per TERRA i AQUA amb uns RMSE de 76 i 91 W m^{-2} , respectivament. Pel que fa a l'MBE, tots el satèl·lits tendeixen a subestimar la R_{ni} , presentant Landsat-5 TM i TERRA valors similars, -41 i -48 W m^{-2} , respectivament, i seguit per AQUA amb -62 W m^{-2} . Pel que fa a l' R^2 , Landsat-5 TM presenta la millor correlació, amb un valor de 0.96, seguit per TERRA i AQUA amb valors més baixos de 0.42 i 0.18. En canvi, Landsat-5 TM, amb una major resolució espacial, ofereix millors resultats que TERRA i MODIS per al cas instantani. Com ja s'ha comentat anteriorment en la descripció de la zona d'estudi, aquesta àrea no és representativa d'un píxel de MODIS.

A diferència del cas de la validació de la R_{ni} amb les dades del SMC (vegeu la taula 4.14), els resultats per al cas de Landsat són bastant millors. Per al cas de TERRA són similars, però en el cas de AQUA són menys acurats. Les taules 4.22, 4.23 i 4.24 mostren els resultats de la validació de la $R_{Sd\downarrow}$, la $R_{Si\downarrow}$, la T_a ins i la T_a min i els estadístics descriptius dels diversos fluxos d'energia, TST i ε a l'estació ubicada sobre la coberta de pi roig.

A l'igual que passava en la validació de la R_{ni} i de la R_{nd} amb les dades del SMC, la $R_{S\downarrow}$ segueix essent un dels principals problemes en la modelització de la R_{ni} . Com s'observa

en aquestes taules, l'RMSE mitjà en l'obtenció de la $R_{Si\downarrow}$ supera en gairebé 30 W m^{-2} al RMSE mitjà obtingut en el cas de la modelització amb les dades del SMC (vegeu la taula 4.7). Cal destacar que l'error en l'obtenció de la $R_{Si\downarrow}$ i la $R_{Sd\downarrow}$ és degut principalment a la ubicació de l'estació de Vallcebre. Mentre que només el 2% de les estacions del SMC escollides amb el conjunt 4 per calcular la $R_{S\downarrow}$ estan ubicades entre 1000 i 1500 m, l'estació de Vallcebre presenta una altitud de 1440 m. Aquest fet fa que el model de $R_{Si\downarrow}$ no s'ajusti prou bé a les condicions de Vallcebre i, com s'observa en les taules 4.19, 4.20 i 2.21, sempre s'obté un valor de $R_{Si\downarrow}$ molt per sota del que mesura l'estació.

Respecte als resultats obtinguts en la bibliografia, i a l'igual que en el cas de la validació de la R_{ni} amb les dades del SMC (vegeu la secció "A) Validació del models de radiació neta instantània (R_{ni})"), els resultats difereixen bastant pel que fa a Landsat. Això és degut als problemes existents en la modelització de la $R_{Si\downarrow}$. Pel que fa a TERRA els resultats són més semblants (amb una diferència de 17 W m^{-2}) si ho comparem amb els resultats obtinguts per Bisht *et al.* (2005).

B) Validació del models de la radiació neta diària (R_{nd})

Les taules 4.19, 4.20 i 4.21 i les figures 4.24, 4.25 i 4.26 mostren els resultats obtinguts en la validació de la R_{nd} per a Landsat-5 TM, TERRA i AQUA, respectivament. Pel que fa al càlcul de la R_n usant dades estimades per a un període diari, en el cas de Landsat-5 TM ofereix un RMSE de 21 W m^{-2} . Pel que fa a TERRA i AQUA, els resultats obtinguts amb aquest model són similars entre ells, amb un RMSE de 21 i 22 W m^{-2} , respectivament. Cal destacar, que els resultats obtinguts a Vallcebre en el cas del mètode R_{ndvd} són notablement millors que usant les dades de validació del SMC (vegeu la taula 4.18). Com ja s'ha comentat anteriorment, les estacions de validació del SMC presenten en general una més alta heterogeneïtat.

Els comentaris respecte als valors de la bibliografia són els mateixos que els comentats en els cas de Landsat amb les estacions de validació del SMC (vegeu la secció 4.5.4.1, "Validació amb les dades del SMC"). Pel que fa a TERRA i AQUA, els resultats són notablement millors que els que obté Bisht *et al.* (2005) usant només imatges TERRA. En aquest treball els autors obtenen un RMSE de 60 W m^{-2} , molt allunyat dels

aproximadament 22 W m^{-2} de mitjana que s'han obtingut amb els dos mètodes amb TERRA i AQUA.

Data	$R_{nd} \text{ m}$	Model R_{ndvd}	R_n ratio Vall	Model R_{nd} ratio Vall	R_n ratio Cat	Model R_{nd} ratio Cat	$R_{ni} \text{ m}$	Model R_{ni}
01/07/2003	194	165	0.29	167	0.31	176	660	568
17/07/2003	186	166	0.32	167	0.30	170	590	529
02/08/2003	151	173	0.27	152	0.30	171	550	554
19/09/2003	101	83	0.21	94	0.26	115	470	436
10/02/2004	15	9	0.05	14	0.15	52	295	259
16/05/2004	172	186	0.28	166	0.31	185	620	599
17/06/2004	176	181	0.25	158	0.32	199	694	622
08/11/2004	23	-12	0.08	19	0.14	29	287	243
24/11/2004	-8	-35	-0.03	-5	0.12	15	225	141
11/01/2005	-25	-44	-0.15	-15	0.05	6	168	102
27/01/2005	9	7	0.05	11	0.05	2	192	230
28/02/2005	52	30	0.16	49	0.14	43	328	308
mitjana	87	76	0.15	81	0.21	97	423	383
σ	85	93	0.15	76	0.10	79	195	189
RMSE		21		12		20		54
MBE		-12		-6		10		-41
R^2		0.97		0.99		0.96		0.96

Taula 4.19. Comparació del models diaris i instantanis de R_n amb la mesura del radiòmetre ubicat a l'àrea experimental de Vallcebre (torre de *Pinus sylvestris*) per al cas de Landsat-5 TM durant el període 2003-2005. Totes les unitats estan en W m^{-2} llevat de les R_n ratio que són adimensionals. m és la mesura del sensor de R_n de l'estació meteorològica de Vallcebre. R_n ratio Vall i R_n ratio Cat són els valors de la R_n ratio calculats amb les dades de l'estació meteorològica i amb les dades de les estacions del SMC, respectivament. Model R_{nd} ratio Vall i Model R_{nd} ratio Cat són els models calculats a partir de la R_n ratio calculada per a l'estació i per al conjunt de les estacions del SMC, respectivament.

Com ja s'ha comentat anteriorment, l'àrea de validació de Vallcebre s'ha mantingut independent de la validació amb les estacions del SMC. Per tant, a diferència de la validació amb les dades del SMC, en el cas del mètode de la R_n ratio s'ha calculat de dues maneres: en la primera, s'ha calculat la R_n ratio només amb les dades de l'estació de Vallcebre (R_n ratio Vall) i en la segona, amb les dades de les estacions del SMC (R_n ratio Cat). D'aquesta manera es té un càlcul més local de la R_n ratio, corresponent a Vallcebre, i un càlcul d'abast més regional de la R_n ratio, usant les dades del SMC. Com s'observa en les taules 4.19, 4.20 i 4.21 la diferència en el càlcul d'aquesta variable usant una o altra constant provoca diferències notables en el resultat de la R_{nd} . En el cas de Landsat-5 TM es produeix la diferència més gran entre les dues R_n ratio calculades obtenint, com ja era d'esperar, millors resultats amb la calculada amb les dades de

l'estació (12 W m^{-2}), que amb la calculada pel conjunt de les estacions del SMC (20 W m^{-2}). En el cas de TERRA i AQUA la diferència és inferior a 5 W m^{-2} .

Data	$R_{nd} \text{ m}$	Model R_{ndvd}	R_n ratio Vall	Model R_{nd} ratio Vall	R_n ratio Cat	Model R_{nd} ratio Cat	$R_{ni} \text{ m}$	Model R_{ni}
19/06/2003	188	185	0.28	158	0.32	180	672	566
23/06/2003	157	162	0.27	140	0.31	163	586	522
10/07/2003	156	176	0.26	162	0.32	203	606	630
16/07/2003	164	168	0.28	147	0.31	161	579	520
21/07/2003	167	171	0.32	167	0.31	164	519	519
01/08/2003	161	126	0.27	131	0.30	149	591	481
02/08/2003	151	157	0.27	157	0.30	176	550	571
10/08/2003	114	68	0.20	73	0.26	106	566	365
16/09/2003	99	83	0.21	84	0.21	97	477	406
18/09/2003	92	83	0.20	80	0.26	92	454	395
24/04/2004	142	133	0.24	132	0.28	153	583	543
18/06/2004	178	164	0.29	154	0.36	170	623	538
27/06/2004	179	247	0.29	180	0.33	206	625	627
30/06/2004	173	190	0.29	166	0.32	187	597	574
14/08/2004	121	119	0.21	133	0.30	179	565	624
21/08/2004	104	121	0.20	82	0.31	111	525	413
22/09/2004	97	61	0.18	67	0.24	86	525	364
27/09/2004	82	68	0.19	69	0.27	84	435	367
26/04/2005	151	156	0.28	164	0.26	163	541	587
27/04/2005	135	134	0.25	137	0.28	154	544	551
06/05/2005	150	141	0.24	135	0.27	161	635	572
19/05/2005	149	182	0.24	153	0.31	199	634	651
25/05/2005	162	178	0.28	163	0.31	178	576	579
27/05/2005	161	167	0.30	168	0.31	173	537	561
26/06/2005	167	185	0.28	162	0.32	182	589	572
12/07/2005	132	144	0.20	108	0.31	169	665	545
14/07/2005	154	171	0.26	138	0.30	167	595	533
16/07/2005	159	153	0.26	136	0.32	165	607	520
21/07/2005	137	153	0.24	123	0.31	159	565	509
04/08/2005	157	151	0.26	134	0.30	158	608	519
06/08/2005	149	172	0.26	136	0.31	158	564	515
mitjana	145	147	0.25	134	0.30	156	572	524
σ	27	41	0.04	33	0.03	33	55	80
RMSE		21.4		17.5		22.6		76.8
MBE		2.6		-11.2		12.7		-48.3
R^2		0.78		0.83		0.72		0.42

Taula 4.20. Comparació del models diaris i instantanis de R_n amb la mesura del radiòmetre ubicat a l'àrea experimental de Vallcebre (torre de *Pinus sylvestris*) per al cas de TERRA MODIS durant el període 2003-2005. Totes les unitats estan en W m^{-2} llevat de les R_n ratio que són adimensionals. m és la mesura del sensor de R_n de l'estació meteorològica de Vallcebre. R_n ratio Vall i R_n ratio Cat són els valors de la R_n ratio calculats amb les dades de l'estació meteorològica i amb les dades de les estacions del SMC, respectivament. Model R_{nd} ratio Vall i Model R_{nd} ratio Cat són els models calculats a partir de la R_n ratio calculada per a l'estació i per al conjunt de les estacions del SMC, respectivament.

Data	R_{nd} m	Model R_{ndvd}	R_n ratio Vall	Model R_{nd} ratio Vall	R_n ratio Cat	Model R_{nd} ratio Cat	R_{ni} m	Model R_{ni}
19/06/2003	188	173	0.28	154	0.30	166	668	548
23/06/2003	157	162	0.24	125	0.30	157	660	527
10/07/2003	156	166	0.24	149	0.33	201	646	617
16/07/2003	164	162	0.26	133	0.33	170	631	510
21/07/2003	167	153	0.25	124	0.29	143	656	486
01/08/2003	161	123	0.26	127	0.29	140	621	488
02/08/2003	151	143	0.27	150	0.31	171	555	551
16/09/2003	99	77	0.20	79	0.21	85	503	400
18/09/2003	92	81	0.19	73	0.22	87	496	394
24/04/2004	142	132	0.26	140	0.30	166	555	548
18/06/2004	178	165	0.27	149	0.30	165	658	548
27/06/2004	179	251	0.32	207	0.39	248	558	644
30/06/2004	173	183	0.27	154	0.30	172	635	565
22/09/2004	97	62	0.18	68	0.24	89	525	371
27/09/2004	82	67	0.16	61	0.22	82	502	370
26/04/2005	151	139	0.24	132	0.30	165	629	551
27/04/2005	135	135	0.22	125	0.30	169	605	560
06/05/2005	150	146	0.27	159	0.30	181	562	596
19/05/2005	149	169	0.29	183	0.32	203	515	629
25/05/2005	162	160	0.26	143	0.30	163	620	547
27/05/2005	161	166	0.27	151	0.30	168	604	567
26/06/2005	167	178	0.26	149	0.30	170	631	563
12/07/2005	132	141	0.23	127	0.30	164	564	546
14/07/2005	154	170	0.26	139	0.30	162	599	542
16/07/2005	159	155	0.26	142	0.32	171	600	535
21/07/2005	137	155	0.25	131	0.29	153	544	521
06/08/2005	149	194	0.24	134	0.29	160	617	554
mitjana	148	148	0.25	134	0.30	158	591	529
σ	27	41	0.03	32	0.04	37	53	71
RMSE		22.0		22.3		24.8		91.5
MBE		0.5		-14.3		10.4		-62.1
R^2		0.73		0.71		0.61		0.18

Taula 4.21. Comparació del models diaris i instantanis de R_n amb la mesura del radiòmetre ubicat a l'àrea experimental de Vallcebre (torre de *Pinus sylvestris*) per al cas de AQUA MODIS durant el període 2003-2005. Totes les unitats estan en $W m^{-2}$ llevat de les R_n ratio que són adimensionals. m és la mesura del sensor de R_n de l'estació meteorològica de Vallcebre. R_n ratio Vall i R_n ratio Cat són els valors de la R_n ratio calculats amb les dades de l'estació meteorològica i amb les dades de les estacions del SMC, respectivament. Model R_{nd} ratio Vall i Model R_{nd} ratio Cat són els models calculats a partir de la R_n ratio calculada per a l'estació i per al conjunt de les estacions del SMC, respectivament.

	R _{Sjd} m	R _{Sjd} o	R _{Sji} m	R _{Sji} o	T _a ins m	T _a ins o	T _a min m	T _a min o	n
mitjana	223	202	701	614	285.9	286.1	280.0	276.7	12
σ	104	110	226	252	10.2	10.4	8.7	8.9	
mín	103	72	415	277	266.6	268.9	264.0	261.9	
màx	350	349	988	921	297.8	301.2	291.0	289.0	
RMSE		24		99		1.9		2.1	
MBE		-21		-87		0.2		-2.4	
R ²		0.99		0.97		0.92		0.91	
	R _{Ljd}	R _{Lji}	R _{Ltd}	R _{Lti}	α	ε	TST		
mitjana	246	257	340	390	0.16	0.988	287.9		
σ	50	55	49	75	0.03	0.005	14.4		
mín	177	177	264	283	0.09	0.985	266.0		
màx	329	348	411	500	0.20	0.998	307.7		

Taula 4.22. Estadístics descriptius i validació per als diversos fluxos d'energia, TST i ε modelitzats en el cas de Landsat-5 TM. Les unitats dels fluxos d'energia estan en W m⁻², la TST en K. α i ε són adimensionals.

	R _{Sjd} m	R _{Sjd} o	R _{Sji} m	R _{Sji} o	T _a ins m	T _a ins o	T _a min m	T _a min o	n
mitjana	305	293	877	767	294.3	295.6	287.9	283.0	31
σ	43	43	72	95	3.9	4.5	4.2	10.2	
mín	207	185	701	556	286.0	287.4	278.4	232.5	
màx	352	341	940	926	300.3	302.9	294.3	291.4	
RMSE		16		117		1.8		2.3	
MBE		-11		-106		1.3		2.0	
R ²		0.96		0.79		0.93		0.90	
	R _{Ljd}	R _{Lji}	R _{Ltd}	R _{Lti}	α	ε	TST		
mitjana	298	315	403	452	0.14	0.996	299.1		
σ	24	26	29	23	0.03	0.001	3.7		
mín	259	270	302	402	0.10	0.992	290.7		
màx	333	352	444	488	0.29	0.996	304.8		

Taula 4.23. Estadístics descriptius i validació per als diversos fluxos d'energia, TST i ε modelitzats en el cas de TERRA MODIS. Les unitats dels fluxos d'energia estan en W m⁻², la TST en K. α i ε són adimensionals.

	$R_{S_{li}} m$	$R_{S_{li}} o$	$T_{a_{ins}} m$	$T_{a_{ins}} o$	$R_{L_{li}}$	$R_{L_{ld}}$	$R_{L_{li}}$	TST	n
mitjana	851	771	294.4	297.7	323.6	407.1	463	301	27
σ	87	94	4.4	4.4	27.3	31.7	23	4	
mín	632	556	286.0	289.5	278.0	297.2	425	294	
màx	937	926	301.4	304.7	363.0	449.6	510	309	
RMSE		101		2.1					
MBE		-77		1.5					
R^2		0.58		0.91					

Taula 4.24. Estadístics descriptius i validació per als diversos fluxos d'energia, TST i ϵ modelitzats en el cas de AQUA MODIS. Les unitats dels fluxos d'energia estan en $W m^{-2}$, la TST en K.

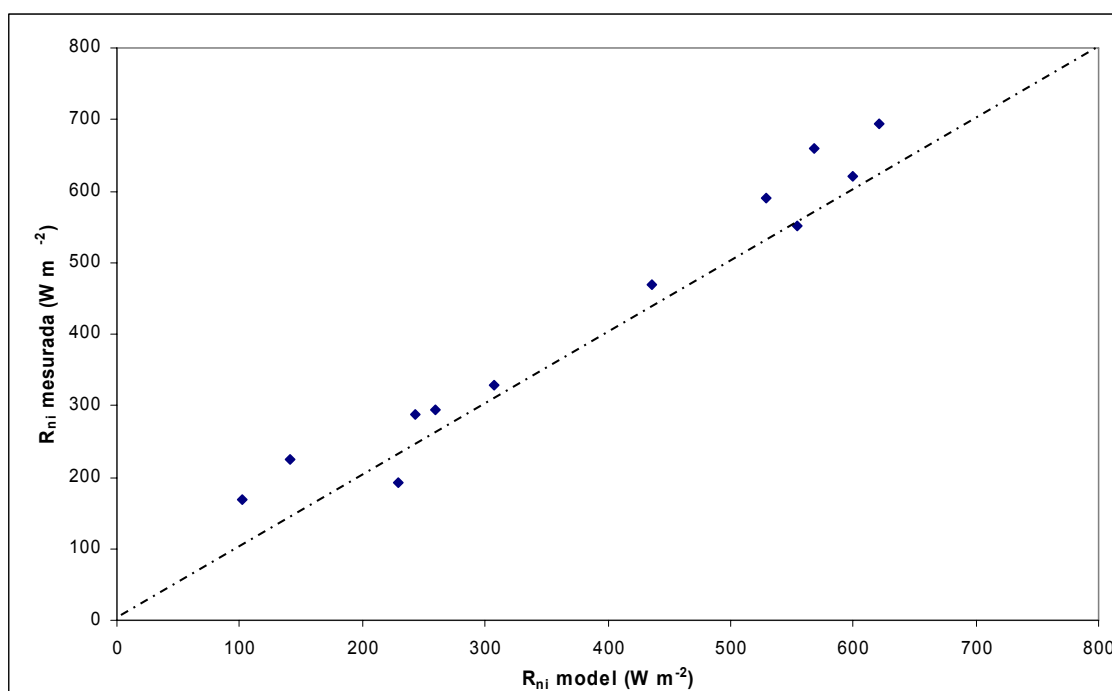


Figura 4.21. Comparació del models instantanis amb la mesura del radiòmetre de R_n ubicat a la torre de *Pinus sylvestris* per al cas de Landsat-5 TM durant el període 2003-2005.

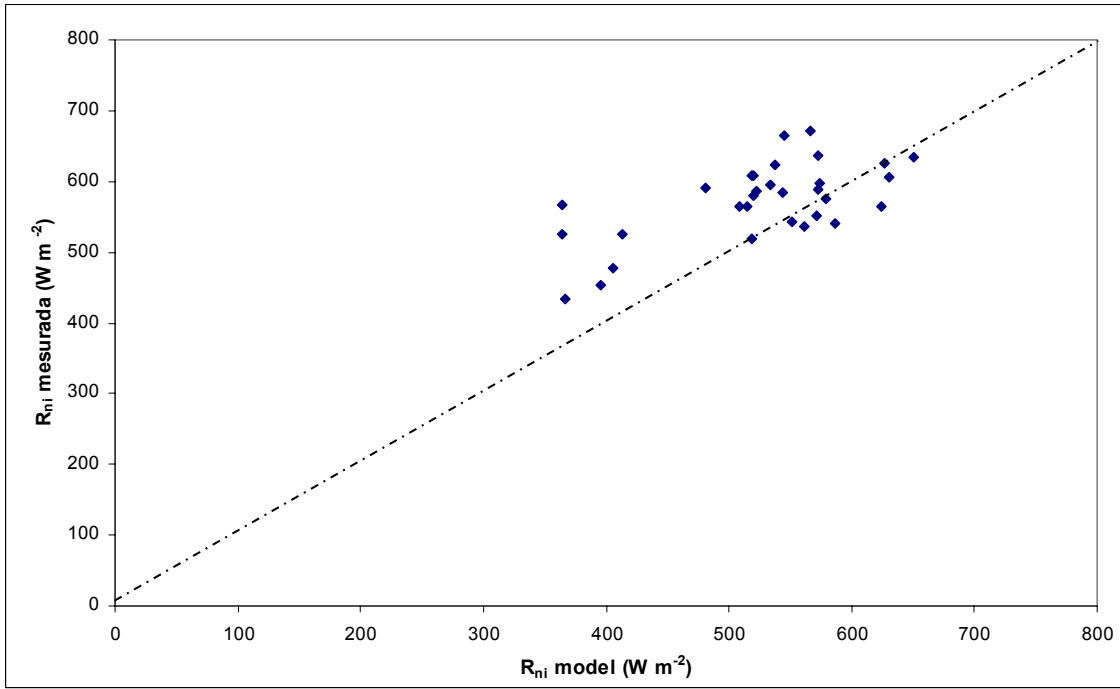


Figura 4.22. Comparació del models instantanis amb la mesura del radiòmetre de R_n ubicat a la torre de *Pinus sylvestris* per al cas de TERRA MODIS durant el període 2003-2005.

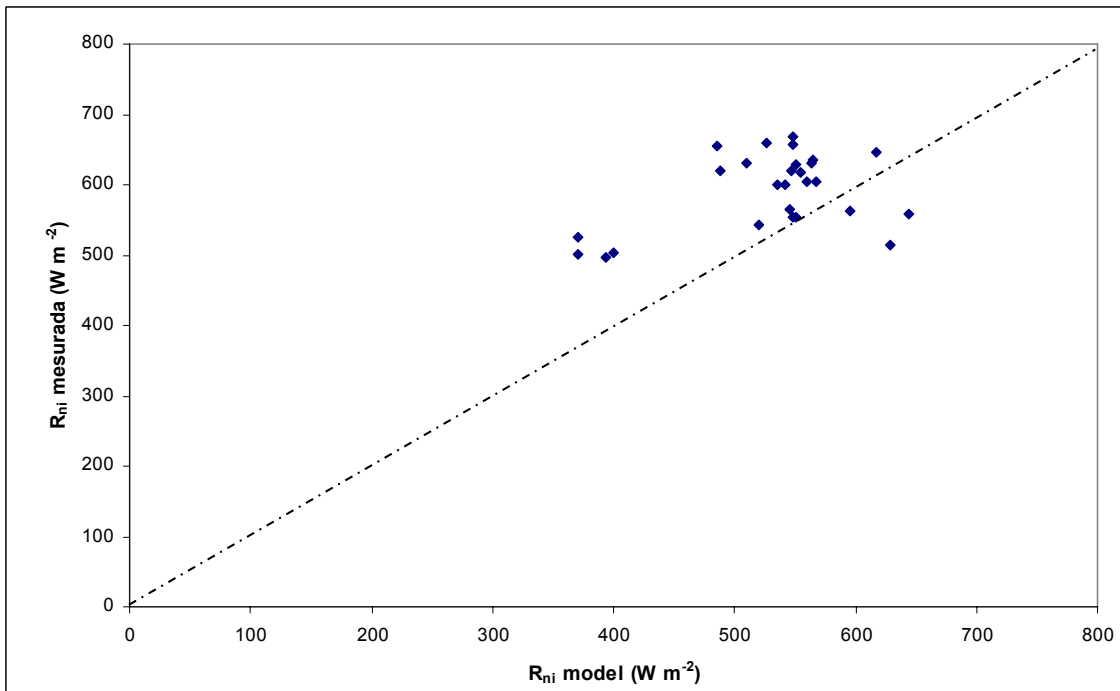


Figura 4.23. Comparació del models instantanis amb la mesura del radiòmetre de R_n ubicat a la torre de *Pinus sylvestris* per al cas de AQUA MODIS durant el període 2003-2005.

Com ja s'ha comentat en la validació de la R_{nd} amb les dades del SMC, el mètode de la R_{nd} ratio presenta l'inconvenient de la necessitat d'estacions de R_n ben disposades al territori per tal que es pugui interpolar el seu valor o que, en el cas que es calculi un valor mitjà, aquest pugui ser representatiu per a tot el territori. En la taula 4.5 es pot veure el rang altitudinal de les estacions del SMC i en la figura 4.8 es pot veure la distribució de les estacions del SMC amb sensors de R_n i l'estació de Vallcebre. Tal i com s'aprecia, la majoria de les estacions del SMC estan ubicades en altituds més baixes que l'estació de Vallcebre. Això provoca un diferència en els resultat obtinguts mitjançant les dues metodologies de càlcul de la R_n ratio. Per tant, en el cas de calcular la R_{nd} és preferible fer-ho mitjançant la metodologia R_{ndvd} si la zona d'estudi presenta un rang altitudinal i latitudinal moderat o gran. Si en canvi, l'àrea d'estudi presenta un rang altitudinal i latitudinal més petit, com podria esser una zona agrícola, s'obtidrien millors resultats utilitzant un valor mitjà de R_n ratio.

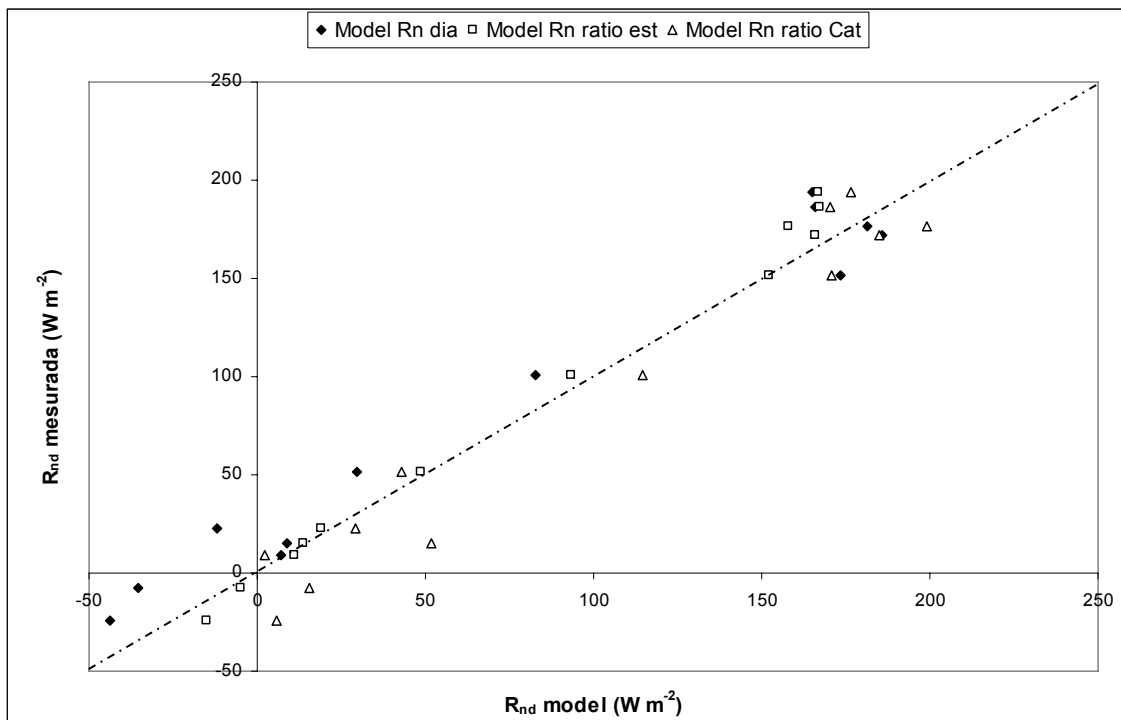


Figura 4.24. Comparació del models diaris amb la mesura del radiòmetre de R_n ubicat a la torre de *Pinus sylvestris* per al cas de Landsat-5 TM durant el període 2003-2005.

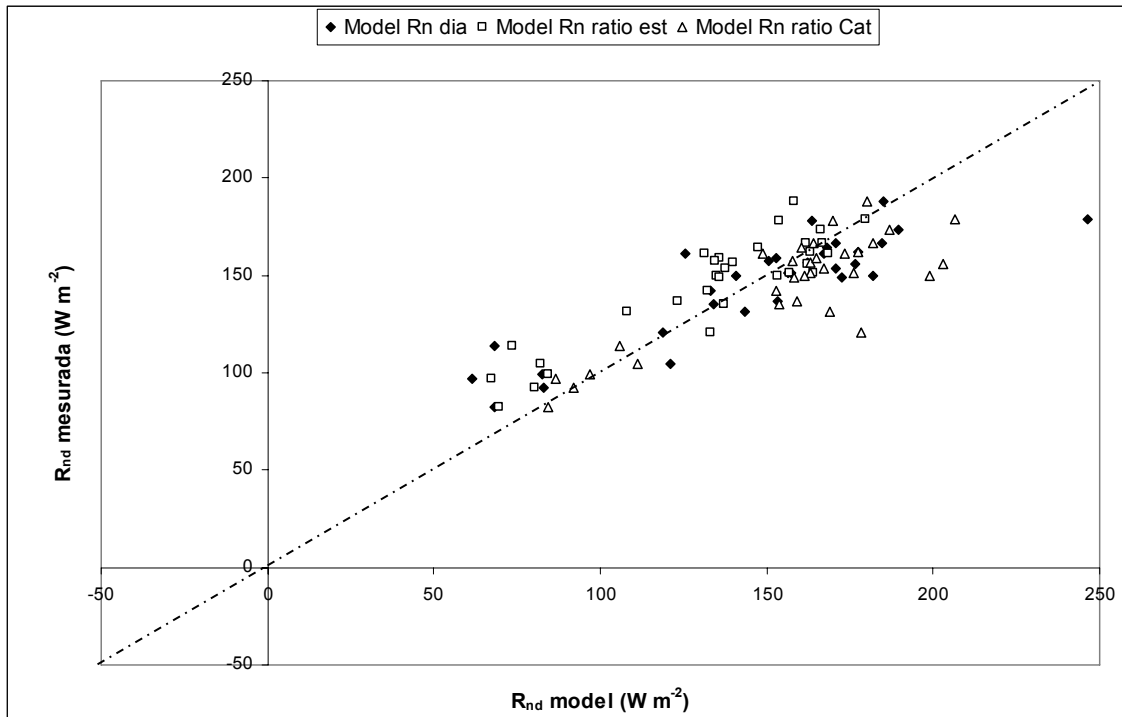


Figura 4.25. Comparació del models diaris amb la mesura del radiòmetre de R_n ubicat a la torre de *Pinus sylvestris* per al cas de TERRA MODIS durant el període 2003-2005.

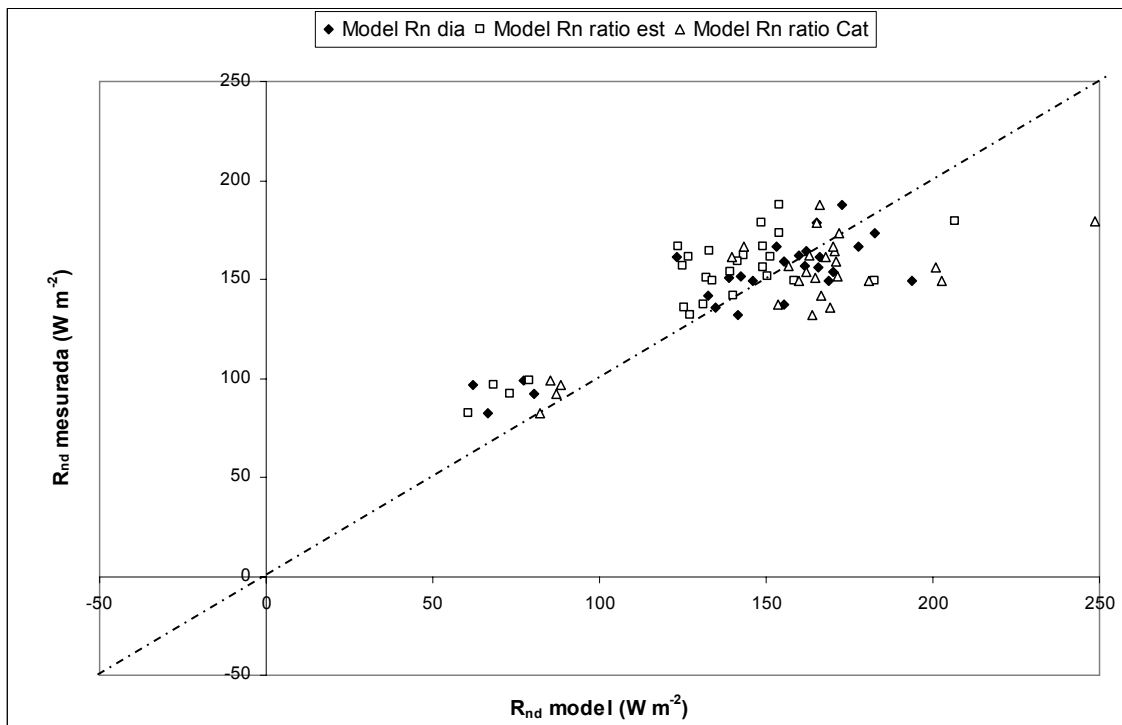


Figura 4.26. Comparació del models diaris amb la mesura del radiòmetre de R_n ubicat a la torre de *Pinus sylvestris* per al cas de AQUA MODIS durant el període 2003-2005.

4.5.5.3. Comparativa dels diferents mètodes de càlcul de la radiació neta (R_n)

Com ja s'ha vist en les dues seccions anteriors, la validació de la R_n per als diferents models no segueix un mateix comportament. En el cas de la R_{ni} es té un millor control de les diverses variables implicades en el model ja que ha estat possible validar-los en la majoria dels casos. Per tant, és més fàcil millorar-ne els resultats ja que es coneix amb major exactitud l'error en cadascuna de les seves variables. Pel que fa a la validació del model R_{ndvd} , aquest és un model més difícil de validar que l'anterior a causa de la modelització per a un període diari de cadascuna de les variables que intervenen en el seu càlcul.

Ambdues metodologies de càlcul de R_n per a un interval diari i per a un àmbit regional, R_{ndvd} i R_{nd} ratio Cat, presenten bons resultats comparant-los amb els esmentats en la bibliografia. A més, presenten uns valors de RMSE similars, especialment en l'àrea d'estudi de Vallcebre. Tanmateix, el principal inconvenient d'aquest segon mètode és la necessitat d'un conjunt d'estacions meteorològiques ben ubicades espacialment i representatives del territori per tal de poder interpolar la R_n ratio amb uns resultats fiables, o bé per obtenir un valor mitjà representatiu de tot el territori. Per tant, quan no es disposi d'aquesta xarxa d'estacions, el primer mètode és el més òptim.

Com ja es d'esperar, en el cas de voler calcular la R_n a escala local, R_n ratio Vall, la metodologia més acurada és el càlcul de la R_{nd} ratio mitjançant les dades d'una estació meteorològica que disposi d'un sensor de R_n .

Finalment, com ja passava en el cas de la modelització de la R_{nd} amb les dades del SMC, tot i que els resultats obtinguts són similars als esmentats en la bibliografia, a causa de l'estret rang de variació de la R_{nd} en les dates analitzades en comparació amb el RMSE obtingut fa que els resultats s'hagin de qualificar com a modestos.

4.6. Conclusions

Els resultats obtinguts amb els mètodes diaris (R_{nd}), tot i estar en concordança amb els resultats de la bibliografia, s'han de qualificar com a modestos per al càlcul d'aquesta

variable a escales regionals (120 m i 1000 m). Ara bé, tenint en comte que en aquesta tesi s'ha dut el càlcul de la R_n en la majoria dels mesos de l'any, cal destacar que els models diaris presenten, tant en el cas de la validació amb dades del SMC com amb les dades de Vallcebre, resultats més acurats que els esmentats en la bibliografia consultada, majoritàriament calculats en dates estivals. D'altra banda, els models instantanis (R_{ni}) no han donat resultats adequats com per esser introduïts en models que requereixin aquesta variable en un determinat instant.

El model usat de $R_{S\downarrow}$ no ha donat prou bons resultats en la modelització de la radiació solar instantània ($R_{Si\downarrow}$). Conjuntament amb el fet que la $R_{S\downarrow}$ és una de les variables que més influencia el càlcul de la R_n , s'han obtingut resultats discrets en el cas de la R_{ni} . En el cas de la radiació solar diària ($R_{Sd\downarrow}$), tot i presentar millors resultats que en cas instantani, els resultats obtinguts en la validació de la R_n per a un període diari mostren que, tot i presentar uns resultats més acurats, els resultats obtinguts en la validació de la R_{nd} són modestos. Per tal de millorar els resultats en ambdós casos la introducció de variables provinents de la Teledetecció (informació sobre el contingut d'aerosols, el vapor d'aigua i la nuvolositat) poden ajudar a millorar els resultats d'aquesta variable i, per tant, els resultats de la R_n tant diària com instantània. Cal fer notar que els resultats obtinguts tant per a la modelització de la $R_{Si\downarrow}$ i de la $R_{Sd\downarrow}$ es veuen molt influenciats per la xarxa d'estacions del SMC. Millores d'ubicació i de la calibració dels sensors en aquesta xarxa poden ajudar a millorar els resultats, tot i que es cert que també s'ha de millorar el model proposat per al càlcul de la $R_{S\downarrow}$.

El diferent comportament dels models calculats per a un període diari (R_{ndvd} i R_{nd} ratio) fa que segons les dades disponibles s'hagi d'usar una determinada aproximació. Per tant, quan es disposi d'una xarxa extensa de sensors de R_n al territori, situació poc freqüent en zones mediterrànies heterogènies amb relleu com és el cas de Catalunya, és preferible aquesta el mode R_{nd} ratio al càlcul de la R_n mitjançant les variables estimades per a un període diari, model R_{ndvd} ; tot i que ambdues metodologies presenten un RMSE similar.

El càlcul de la $R_{L\downarrow}$ mitjançant el mètode de Dilley i O'Brien (1998) ha demostrat ser d'utilitat per calcular aquesta variable en zones extenses usant el producte de w de

MODIS i la T_a modelitzada mitjançant les millores en la seva obtenció explicades, en el capítol 2.

Pel que fa a la modelització de la $R_{L\uparrow}$ diària i instantània, tot i que no es tenen valors per dur a terme una validació, la metodologia emprada sembla donar valors prou realistes. Així doncs les dues variables implicades en el seu càlcul presenten un error molt baix, en el cas de l' ϵ un 1 % i en el cas de la TST al voltant d'1 K. Respecte a la $R_{Ld\uparrow}$, no semblaria que aquesta variable hagués de presentar un error molt elevat, tot i que la T_a min presenta un RMSE una mica més gran que la T_a ins.

CAPÍTOL 5.
ESTIMACIÓ DEL L'EVAPOTRANSPIRACIÓ REAL
MITJANÇANT IMATGES TERRA/AQUA MODIS I
LANDSAT-5 TM EN UNA ZONA FORESTAL
SUBMEDITERRÀNIA DE PI ROIG (*Pinus sylvestris*)



Aragonés, S. (1992). *Groo The Wanderer*, 1. Forum. Planeta de Agostini.

5.1. Introducció

El seguiment de l'evapotranspiració té importants implicacions en la modelització global i regional del clima i del cicle hidrològic, així com per l'assessorament sobre l'estrès mediambiental que afecta els ecosistemes agrícoles o naturals (Kustas i Norman, 1996). Davant un possible canvi climàtic (Giorgi *et al.*, 2004) un dels processos que es poden veure més afectats és l'evapotranspiració, que juga un paper clau en el balanç hidrològic. Si en alguna determinada regió augmenta l'evapotranspiració mentre que la precipitació es manté constant o es veu reduïda, hi pot haver menys aigua disponible per a l'agricultura, la fauna, la vegetació, i per suplir les necessitats humanes. És per això, que els mètodes basats en la mesura del balanç hídric i, entre ells l'evapotranspiració, han estat àmpliament usats per estimar els efectes del canvi climàtic (McKenney i Rosenberg, 1993). L'evapotranspiració també ha estat àmpliament usada en agricultura per estimar les necessitats hídriques dels cultius (Delegido *et al.*, 1991). En aquest sentit, la Teledetecció és, actualment, l'única eina capaç de proporcionar les mesures radiomètriques necessàries per al càlcul de l'evapotranspiració d'una manera global i econòmicament factible (Kustas i Norman, 1996).

L'evaporació representa la quantitat d'aigua provinent del sòl, que pel procés físic de vaporització es transfereix a l'atmosfera. En un sòl amb vegetació existeix, a més a més, una aportació d'aigua a l'atmosfera per part de la transpiració de les plantes, principalment a través dels estomes. Ambdós fenòmens, evaporació i transpiració, es donen al mateix temps en la natura i és per això que s'usa el terme d'evapotranspiració per descriure el procés total de transferència d'aigua a l'atmosfera des de sòls amb vegetació (Delegido *et al.* 1991). L'evapotranspiració constitueix un important element que enllaça el cicle hidrològic i el balanç d'energia superficial, permetent a partir de la transferència de massa i energia mantenir uns nivells energètics i hídrics adequats en el sistema terra-atmosfera (Sánchez i Chuvieco, 2000). Segons Burman i Pochop (1994), el 70% de la precipitació retorna a l'atmosfera per evaporació i/o evapotranspiració.

L'evapotranspiració depèn principalment de dos tipus de factors: els climàtics i els intrínsecs a la superfície de l'objecte. Els factors climàtics més rellevants són la radiació solar, la velocitat del vent, la temperatura de l'aire i la humitat de l'aire. Els factors

locals principals són l'albedo, l'emissivitat de la superfície, la rugositat del sòl, el tipus de planta, el tipus de sòl i el contingut d'aigua en el sòl (Delegido *et al.*, 1991).

Els mètodes teòrics més utilitzats per estimar l'evapotranspiració mitjançant tècniques de Teledetecció es deriven de l'equació del balanç de l'energia (Bastiaanssen *et al.*, 1998; Boegh *et al.*, 2002; Burman i Pochop, 1994; Delegido *et al.* 1991; Jackson *et al.*, 1977; Roerink *et al.*, 2000), que assumeix el principi de conservació de l'energia en un sistema format per sòl i vegetació. Aquesta equació es pot expressar com:

$$R_{nd} = L ET_d + H_d + G_d \quad (5.1)$$

on R_n és la radiació neta, $L ET$ és el flux de calor latent o evapotranspiració, L és la calor latent de vaporització de l'aigua i, ET , l'evapotranspiració. H és el flux de calor sensible i G és el flux de calor del sòl o el flux geotèrmic, terme que en general és negligible per a càlculs diaris.

El terme evapotranspiració ha estat i està molt lligat a l'agricultura, és per això, que la majoria de les definicions d'evapotranspiració porten inclosa la paraula "cultiu". La majoria d'aquests termes, però, també són d'aplicabilitat a aquests tipus de cobertes de tipus natural si es tenen en compte els paràmetres adequats. Burman i Pochop (1994), defineixen principalment quatre tipus d'evapotranspiració:

Evapotranspiració potencial (ET_p): és l'evaporació d'una superfície extensa d'un cultiu sa que cobreix completament una superfície sempre ben proveïda d'aigua. Un bon coneixement d'aquest tipus d'evapotranspiració és fonamental per als estudis agronòmics, ja que permet predir les necessitats d'aigua dels conreus i és indispensable per a planificar els recs, predir la producció d'una collita i el rendiment dels cultius. (Delegido *et al.* 1991)

Evapotranspiració del cultiu de referència (ET_0): aquest terme és similar a l'evapotranspiració potencial, amb l'excepció que està aplicat a un determinat cultiu: gespa o userda.

Evapotranspiració màxima (ET_m): és la màxima evapotranspiració per a un determinat cultiu en un temps determinat on els processos relacionats amb l'evapotranspiració no es veuen afectats per la manca d'aigua.

Evapotranspiració real (ETR): és l'evapotranspiració per a determinat tipus de cultiu o de vegetació natural en un temps determinat on els processos relacionats amb l'evapotranspiració si que es veuen afectats per la manca d'aigua. O sigui, a diferència del cas anterior, aquest seria el més realista ja que es tenen en compte les condicions d'humitat del sòl.

Les unitats amb què es mesura l'evapotranspiració són en mm d'aigua evaporada per dia. A mode d'exemple podem veure que en una hectàrea (10 000 m²) la pèrdua d'un mm d'aigua correspon a una pèrdua d'un volum de 10 m³ d'aigua. En altres paraules, 1 mm dia⁻¹ és equivalent a 10 m³ ha⁻¹ dia⁻¹ (Allen *et al.*, 1998).

Amb la diferenciació d'aquests termes, s'intenta separar els factors que influeixen en l'evapotranspiració. Així, la ET₀, només dependrà de factors climàtics, mentre que la ET_m dependrà, a més a més, del tipus de cultiu (principalment a causa dels diferents albedo dels cultius), la rugositat i el grau d'obertura estomàtica. La ETR dependrà també de totes les variables anteriors i a més de la quantitat d'aigua disponible al sòl. Cal dir, però, que les relacions habitualment utilitzades entre ET_m, ET₀ i ET_r són senzilles. Podem relacionar la ET₀ amb la ET_m mitjançant els coeficients de cultiu, k_c (coeficient adimensional que serveix per relacionar la ET₀ i la ET_m d'un cultiu i una data específics), mitjançant la següent equació (Delegido *et al.* 1991; Burman i Pochop, 1994):

$$ET_m = k_c ET_0 \quad (5.2)$$

A diferència d'una coberta agrícola, però, una coberta de vegetació natural usualment no segueix la relació expressada en l'Eq. 5.2. És interessant notar que, així com una zona agrícola l'ETR segueix en certa manera l'evolució de l'evapotranspiració de referència (ET₀) a causa del reg, una zona forestal no té perquè presentar el mateix patró (Poyatos *et al.*, 2007). A més, el càlcul de les constants de cultiu és de difícil aplicació a zones de vegetació natural. Per tant, per a fer el seguiment dels recursos hídrics en

zones de vegetació natural és necessari poder estimar l'evapotranspiració real. Això fa que el seguiment d'aquesta variable en zones forestals mitjançant Teledetecció s'hagi de pensar a escala diària, tot i les limitacions que presenta el fet de treballar a una baixa resolució espacial.

Actualment, la majoria de mètodes per al càlcul de l'ETR mitjançant la Teledetecció i la modelització SIG permeten estimar aquesta variable a escales regionals però s'ha de remarcar que moltes de les metodologies per a l'obtenció de l'ETR, com SEBAL (Bastiaanssen *et al.*, 1998) o S-SEBI (Roerink *et al.*, 2002) estan optimitzades per al seu càlcul en zones de conreus. En la tesi de Gómez (2006) es fa un repàs de les principals metodologies per a la seva obtenció en l'àmbit agrícola. Això, però, no significa que en no es puguin aplicar en el cas de cobertes forestals. En aquesta tesi es durà el càlcul de l'ETR en un àmbit forestal usant una model ja establerta (Jackson *et al.*, 1977).

A data d'avui, a Catalunya el 38% de la superfície és forestal, i una de les espècies més importants és el pi roig, que representa el 18.4% de l'àrea forestal total (Burriel *et al.*, 2004). Això fa que la determinació de l'ETR en aquesta coberta sigui important per conèixer els funcionament dels sistemes forestals de Catalunya. Per validar el model d'ETR, s'ha seleccionat les dades de flux de saba obtingudes durant el període 2003-2005 sobre una coberta de pi roig a l'àrea experimental de Vallcebre (vegeu la secció 4.5.1, "Àrees de validació" del capítol 4), ja que aquesta coberta és representativa per a un píxel de 120 m. Cal destacar, que la coberta forestal triada és de gran importància a Catalunya.

Per dur a terme el desenvolupament d'una nova metodologia d'ETR o per implementar una metodologia ja establerta mitjançant imatges de Teledetecció, caldria disposar de més instrumental del què es disposa a Vallcebre, com per exemple, sensors de TST o sensors d'albedo, sobre la coberta forestal. És per això que s'ha triat una metodologia que fos simple, que s'hagués provat en zones forestals i la qual es pogués aplicar amb la majoria de les dades experimentals de què es disposava. A més, s'ha considerat que en un futur, es pogués dur a terme un càlcul regional de l'ETR, ja que les variables implicades en el seu càlcul s'han obtingut a escala regional.

5.2. Objectius

Els principals objectius d'aquest capítol són:

- Calcular l'ETR diària (ETR_d) mitjançant imatges Landsat-5 TM i TERRA/AQUA MODIS, durant el període 2003-2005, en una parcel·la experimental de pi roig ubicada en una conca muntanyosa d'àmbit submediterrani.
- Validar la metodologia usant dades de flux de saba.

5.3. Material

Per dur a terme la modelització de l' ETR_d es faran servir 10 imatges Landsat-5 TM, 30 imatges TERRA MODIS i 27 imatges AQUA MODIS per al període 2003-2005. Totes les dates corresponen a dies clars, i han estat triades en funció de la metodologia exposada en la secció 4.4.1, "Selecció de dies clars" del capítol 4. Les taules 5.1 i 5.2 resumeixen les imatges que es faran servir i la figura 5.1 mostra la distribució agregada mensualment.

2003	2004	2005
01/07/2003	10/02/2004	11/01/2005
17/07/2003	16/05/2004	
02/08/2003	17/06/2004	
19/09/2003	08/11/2004	
	24/11/2004	

Taula 5.1. Dates de les imatges Landsat-5 TM usades en la modelització de l' ETR_d .

Per tal de validar els resultats del model d' ETR_d s'han comparat els resultats obtinguts amb mesures de transpiració de la capçada forestal usant sensors de flux de saba de dissipació de calor. S'ha aplicat una correcció que té en compte el patró radial del flux de saba usant el mètode de la Deformació del Camp de Calor, *Heat Field Deformation method*, (Poyatos *et al.*, 2007). El flux de saba s'ha mesurat en 12 arbres a la parcel·la de pi roig, mostrejats d'acord amb la seva distribució diamètrica. Posteriorment han estat escalats a nivell de transpiració de parcel·la usant l'àrea d'albeca dels arbres. Cal tenir en compte que les mesures de flux de saba només tenen en compte la fracció de

transpiració per a tota la parcel·la i, donat que l'evaporació per sota de la coberta de pi roig no és significativa, les dades obtingudes poden ser comparades directament amb les del model d'ETR_d obtinguda per Teledetecció.

2003	2004	2005
19/06/2003	24/04/2004	26/04/2005
23/06/2003	18/06/2004	27/04/2005
10/07/2003	27/06/2004	06/05/2005
16/07/2003	30/06/2004	19/05/2005
21/07/2003	14/08/2004	25/05/2005
01/08/2003	21/08/2004	26/06/2005
02/08/2003	22/09/2004	12/07/2005
10/08/2003	27/09/2004	14/07/2005
16/09/2003		16/07/2005
18/09/2003		21/07/2005
		04/08/2005
		06/08/2005

Taula 5.2. Dates de les imatges TERRA/AQUA MODIS usades en la modelització de l' ETR_d. Les dates en negreta només s'han utilitzat en el cas de TERRA MODIS.

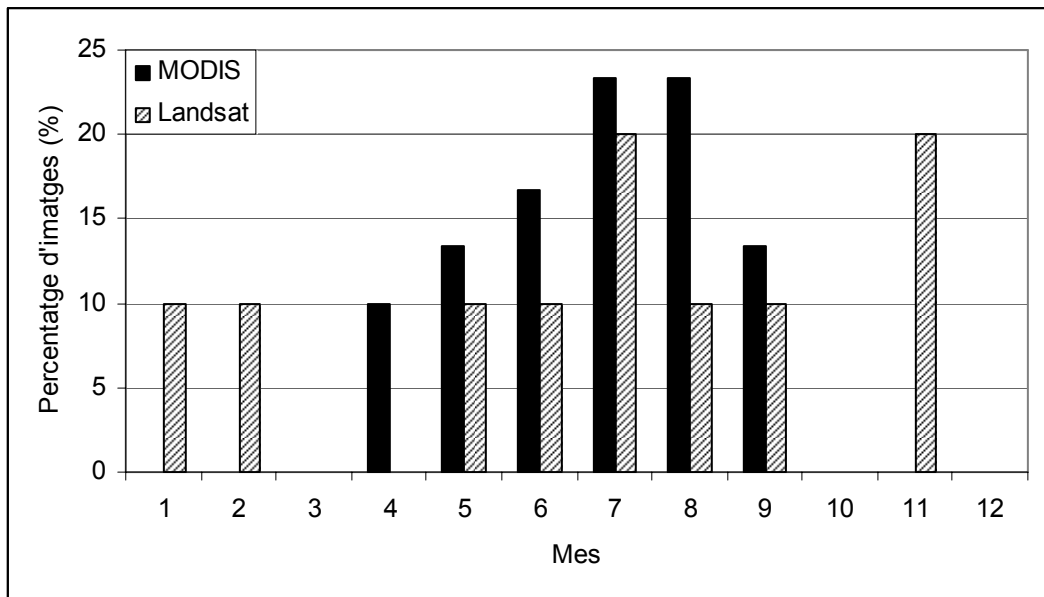


Figura 5.1. Distribució percentual de les imatges Landsat-5 TM, TERRA/AQUA MODIS agregades mensualment durant el període 2003-2005.

Com ja s'ha comentat en el capítol 4, les mesures de flux de saba han estat cedides per l'Institut Jaume Almera del CSIC i s'emmarquen dins de les mesures experimentals que es duen a terme a l'àrea d'estudi de Vallcebre. Més informació sobre la metodologia usada per calcular el flux saba en la àrea d'estudi de pi roig es pot consultar a Poyatos *et al.* (2005), Poyatos (2006) i Poyatos *et al.* (2007).

5.4. Metodologia

5.4.1. Presentació del model

El model que s'usarà el podem qualificar com a semiempíric, és a dir, que requereix d'alguna constant experimental. Aquesta metodologia està basada en el model proposat per Jackson *et al.* (1977), que usa l'equació del balanç d'energia (Eq. 5.1). En la figura 5.2 es pot veure un esquema de l'evolució del mètode original de Jackson *et al.* (1977) ja que diversos autors han aplicat modificacions al llarg del temps.

La majoria de metodologies actuals fan èmfasi en la determinació del flux de calor sensible (H), ja que és aquesta variable la que costa més de determinar (Bastiaanssen *et al.*, 1998). Una altra de les variables que també presenta una gran importància en la seva determinació és la R_n , que en tots els models d'ETR, com ja s'ha explicat en el capítol 4.

Per tal de poder millorar el càlcul de H, Monteith (1973) va proposar una equació basada en la llei d'Ohm per al seu càlcul:

$$H = \rho C_p \frac{T_0 - T_a}{r_a} \quad (5.3)$$

on ρ és la densitat de l'aire (kg m^{-3}), C_p és la calor específica de l'aire a una pressió constant ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), T_0 és la temperatura aerodinàmica (K), T_a és la temperatura de l'aire (K) a l'alçada z i r_a és la resistència aerodinàmica (m s^{-1}) que depèn de l'alçada de la coberta i de la velocitat del vent.

Seguin i Itier (1983), modifiquen l'Eq. 5.1 introduint un nou terme, B, altrament anomenat coeficient d'intercanvi ($\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$), que representa la mitjana del volum ("bulk") de la conductància per a una integració diària del flux de calor sensible (vegeu la figura 5.2), en base al treball de Itier i Riou (1982). A més, també se suprimeix el terme G, ja que aquest es considera com aproximadament 0 per a càlculs diaris (Allen *et al.*, 1998). L'Eq. 5.1, per tant, es pot reescriure de la següent manera:

$$ETR_d = R_{nd} - B (TST - T_a)_i^n \quad (5.4)$$

on B:

$$B = \left(\frac{R_{nd}}{R_{ni}} \right) * \left(\frac{\rho C_p}{r_a} \right) \quad (5.5)$$

on R_{nd} i ETR_d estan calculats en $mm \text{ dia}^{-1}$, i R_{nd} i R_{ni} en $W \text{ m}^{-2}$. El coeficient n és un corrector per a la estabilitat estàtica no-neutral (*non-neutral static stability*) que en la majoria de casos es pot assignar a 1 segons Seguin i Itier (1983) van suggerir. Els subíndexs i i d fan referència a períodes instantanis i diaris respectivament. Per tal d'adaptar la temperatura aerodinàmica, T_0 , de l'Eq. 5.3 a la TST obtinguda pel sensors tèrmics, Norman *et al.* (1995) proposen un model de resistències en paral·lel. Aquest model permet usar la TST enlloc de la T_0 mitjançant una resistència aerodinàmica efectiva (r_a^*). Per tant, l'Eq. 5.3 es pot redefinir com a:

$$H = \rho C_p \frac{TST - T_a}{r_a^*} \quad (5.6)$$

Finalment, Caselles *et al.* (1992) van adaptar el terme B per al seu càlcul en zones heterogènies, obtenint la formulació final de la B mitjançant la següent equació:

$$B = \left(\frac{R_{nd}}{R_{ni}} \right) \left(\frac{\rho C_p}{r_a^*} \right) \quad (5.7)$$

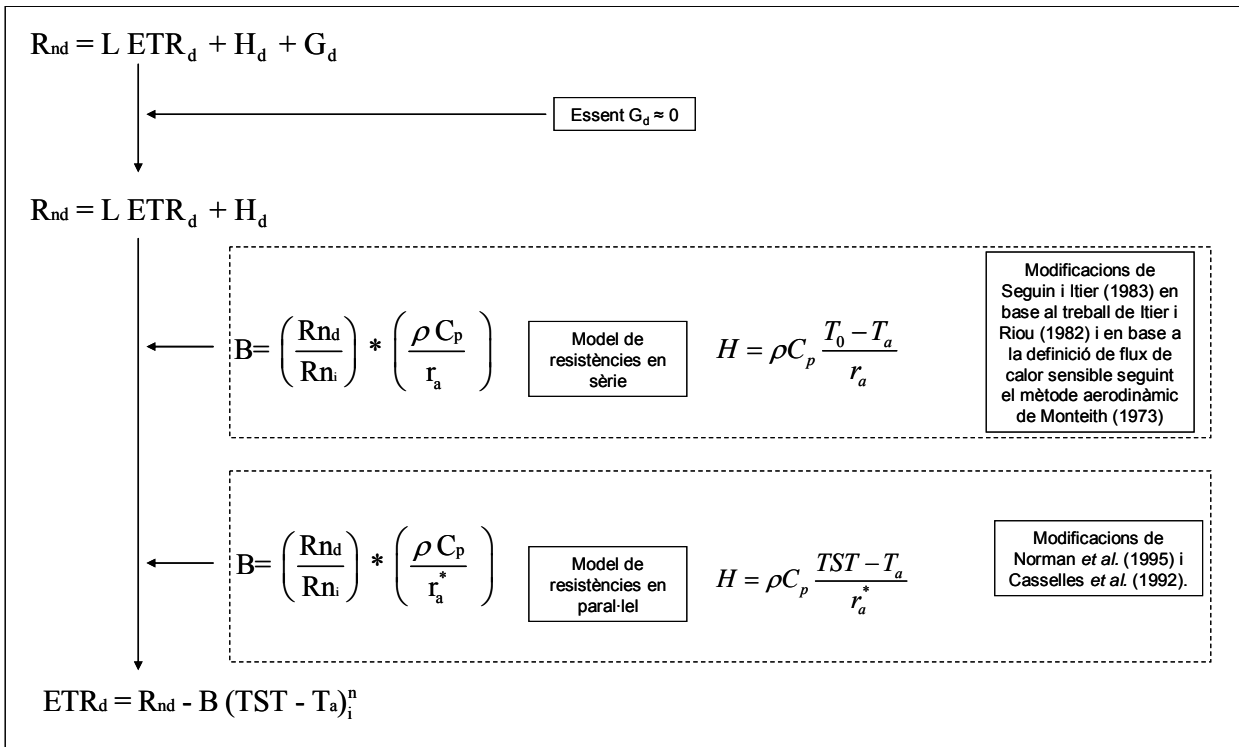


Figura 5.2. Evolució de la metodologia proposada per Jakson *et al.* (1977).

En l'Eq. 5.4 es pot observar que si la temperatura de la superfície terrestre és més baixa que la temperatura mitjana de l'aire, el terme $-B^* (TST - T_a)$ esdevé positiu. Això implica, que la superfície vegetal està evapotranspirant per dur a terme diferents processos fisiològics, entre ells la fotosíntesi. Per tant, el resultat d'aquest terme, se sumarà a la R_n , augmentant el valor d'evapotranspiració. Si, al contrari, el resultat de la resta de temperatures és positiu, el terme es torna més negatiu i fa baixar el valor de l'evapotranspiració. Aquest cas es dona quan la temperatura de la superfície de la coberta vegetal presenta un valor més elevat que la temperatura de l'aire i això indica que la coberta està evapotranspirant per sota de les seves possibilitats, o bé no està evapotranspirant. En aquestes circumstàncies podríem pensar que, o bé la planta ha tancat els seus estomes degut a unes condicions desfavorables (com per exemple una alta velocitat del vent) per mantenir el seu propi balanç hídric, o bé la planta no té suficient aigua disponible per evapotranspirar i, per tant, pateix estrès hídric (Barceló *et al.*, 1992). El fet que la planta no pugui evapotranspirar implica que es doni un escalfament de la mateixa. L'escalfament i refredament de les cobertes de la superfície terrestre en unes determinades condicions és el que podem mesurar amb les imatges de satèl·lit, especialment amb les bandes tèrmiques.

Més refinaments del mètode de Jackson *et al.* (1977) les trobem en els mètodes presentats per Caselles *et al.*, (1998) i Brasa (1997). Aquests autors proposen el càlcul de l'evapotranspiració en condicions uniformes de temperatura i amb un recobriment molt elevat de la superfície cultivada, variant l'Eq 5.4:

$$ETR = ETR_m - B (TST - T_a) \quad (5.8)$$

on ETR és l'evapotranspiració real, ET_m és l'evapotranspiració màxima, TST és la temperatura de la superfície terrestre i T_a és la temperatura mitjana de l'aire.

En aquesta metodologia s'usen imatges NOAA AVHRR, d'on s'obté el càlcul de la temperatura terrestre i imatges Landsat-5 TM, d'on s'obté un mapa d'usos del sòl. Aquests autors també determinen empíricament el coeficient B. Cal tenir en compte, però, que aquesta metodologia està desenvolupada per a un tipus determinat de conreus i en una zona agrària homogènia.

Un altre refinament de la determinació de l'evapotranspiració a escala regional, mitjançant imatges NOAA AVHRR en zones agrícoles, és la que ofereixen Kerr *et al.* (1987), Seguin i Itier (1983) i Vidal i Perrier (1989). Aquests autors modifiquen el mètode original proposat per Jackson *et al.* (1977) i obtenen la següent equació:

$$ET_d = R_{nd} + A - B (TST - T_a) \quad (5.9)$$

on A i B són coeficients determinats empíricament, amb el mateix mètode explicat pel cas del coeficient B, però que en dies clars es poden aplicar a tota la imatge. Kerr *et al.* (1987), proposen per al Senegal uns valors d'A i B iguals a 1.14 i 0.213, respectivament. Seguin i Itier (1983) i Vidal i Perrier (1989), proposen per a la regió de La Crau (França) uns valors d'A i B iguals a 1.1 i 0.25 en condicions que els autors anomenen inestables i, uns valors d' A igual a 0 i B igual a 0.18 en condicions estables.

En aquesta tesi, en no poder disposar de les dades de camp d'un sensor de TST sobre la parcel·la experimental per poder ajustar el paràmetre B a les condicions de Vallcebre, no s'aplicarà cap constant. Per tant, s'usarà l'Eq. 5.4 per calcular l'ETR.

Una de les limitacions d'aquesta metodologia és l'obtenció de la r_a^* . Aquesta es pot obtenir mitjançant les metodologies experimentals descrites per Normat *et al.* (1995), Casselles *et al.* (1992) o Sánchez *et al.* (2008). Per dur a terme la obtenció de r_a^* s'hauria de disposar d'un sensor de TST sobre la coberta i d'un sensor que mesurés el flux de calor sensible. L'estació experimental de Vallcebre no disposa de la suficient informació per obtenir aquest paràmetre. Tot i així, Sánchez *et al.* (2008) van determinar una r_a^* de $28 \pm 5 \text{ m s}^{-1}$ per a una zona de pi roig en ambients boreals per a un rang de velocitat del vent de 0 a 7 m s^{-1} . En aquest treball, però, es va trobar una correlació molt feble entre la velocitat del vent i la r_a^* . Aquest fet suggereix que aquest terme podria no estar excessivament influenciat per la velocitat del vent. Caldria però dur a terme més experimentació per afirmar-ho. En qualsevol cas, una conversa mantinguda amb l'autor d'aquest treball ha confirmat que el tipus i disposició de la massa forestal del bosc boreal on es va dur a terme aquest experiment és similar a la de Vallcebre. Per tant, degut a la manca de més estudis a la bibliografia sobre aquest valor en una coberta de pi roig agafarem el valor obtingut per Sánchez *et al.* (2008) com a representatiu de la parcel·la d'estudi.

5.4.2. Càlcul del paràmetre B

Mitjançant un mètode experimental, Jackson *et al.* (1977) obtenen un valor igual a 0.64 per al paràmetre B. Tot i així, posteriors estudis (Brasa, 1997; Caselles *et al.*, 1998; Seguin i Itier, 1983) han demostrat que la constant B, és variable segons la zona d'estudi i que els valors poden arribar a diferir bastant respecte a l'originalment proposat.

A causa de la gran importància que té aquest valor en la determinació de la ETR_d s'usaran tres variants per calcular-lo:

- 1) Paràmetre B calculat a partir de la R_n ratio de l'estació de Vallcebre, anomenat $B_{Rn\text{ratioVall}}$ (vegeu el capítol 4).
- 2) Paràmetre B calculat a partir de la R_n ratio de les estacions del SMC, anomenat $B_{Rn\text{ratioCat}}$ (vegeu el capítol 4).
- 3) Paràmetre B calculat a partir del NDVI, anomenat B_{NDVI} .

Pel que fa al càlcul de B a partir del NDVI, aquest es durà a terme mitjançant la metodologia proposada per Carlson *et al.* (1995), obtinguda a partir d'un model SVAT (*Soil-Vegetation-Atmosphere transfer*). Aquest model integra els principals factors que influeixen el paràmetre B, com la velocitat del vent i la resistència aerodinàmica. Aquest es defineix com a:

$$B = 0.109 + 0.51 \text{ NDVI}^* \quad (5.10)$$

on NDVI^* és un índex escalat de vegetació obtingut a partir de l'NDVI.

$$\text{NDVI}^* = \frac{\text{NDVI}_i - \text{NDVI}_0}{\text{NDVI}_s - \text{NDVI}_0} \quad (5.11)$$

on el subíndex i es correspon al valor de l'NDVI de la imatge, 0 es correspon a una zona de sòl nu i s es correspon a una zona completament recoberta de vegetació. Com a valor de sòl nu s'ha agafat un valor de 0.1 per a tota la sèrie d'imatges, essent aquest valor suficientment realista com per simular les condicions d'un sòl nu. Finalment, com a valor d'una superfície completament coberta de vegetació s'ha agafat el valor màxim, 0.7, per a la sèrie de dates seleccionades per a Landsat-5 TM i TERRA/AQUA MODIS sobre la coberta de pi roig.

5.4.3. Modelització de l'ETR_d

Per tal de calcular l'ETR_d mitjançant l'Eq. 5.4 s'utilitzaran els models de R_{nd} obtinguts en el capítol 4 (R_{ndvd}, R_{nd} ratio Vall i R_{nd} ratio Cat), la T_a obtinguda mitjançant la metodologia explicada en el capítol 2, la TST modelitzada en el cas de Landsat-5 TM amb els coeficients de la base de dades atmosfèrica TIGR-1 obtinguts el capítol 2 i el paràmetre B modelitzat segons la metodologia exposada en la secció anterior. Un esquema del procés es pot veure a la figura 5.3.

D'altra banda, es durà a terme el càlcul de l'ETR_d amb els sensors de R_n i T_a de l'estació de Vallcebre i la TST dels diversos satèl·lits, que anomenarem ETR de referència, ETR_{dref} (cal fer notar que aquest càlcul no té res a veure amb el càlcul de l'evapotranspiració de referència o ET₀). L'objectiu d'aquest càlcul es veure quina és la

limitació del model en si a l'hora de calcular l'ETR_d. La millor opció per dur a terme aquest càlcul seria la de poder disposar d'un sensor de TST sobre la coberta de pi roig. Com s'ha comentat anteriorment no es disposa d'aquest tipus de sensors en l'àrea d'estudi. Per tant, la millor manera d'aproximar aquest càlcul és a partir de la TST obtinguda amb els diversos satèl·lits. Amb aquest càlcul també es pot avaluar com afecta l'entrada dels models de R_{nd} i T_a al model d'ETR_d.

Finalment, els resultats obtinguts a partir d'aquestes les diverses variants de càlcul (vegeu la figura 5.3) es validaran amb l'ETR_d obtinguda mitjançant els sensors de flux de saba.

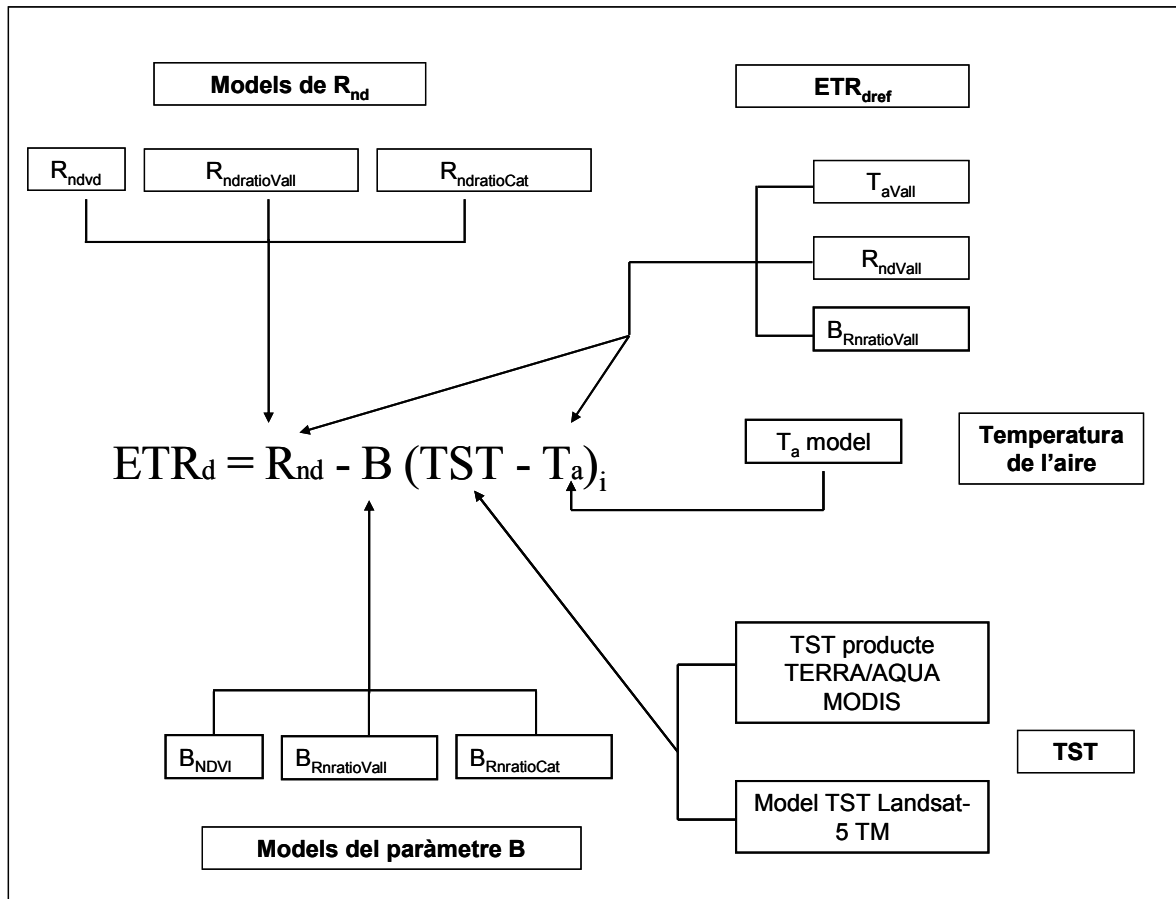


Figura 5.3. Esquema de les diverses variants de càlcul de l'ETR_d en funció de la R_{nd}, la B, la TST i la T_a modelitzada. Vall fa referència les dades meteorològiques i al càlcul de la R_n ratio amb l'estació meteorològica de Vallcebre i Cat amb les estacions meteorològiques del SMC per al conjunt de Catalunya.

5.5. Resultats i discussió de la validació de l'ETR_d

La taula 5.3, mostren els resultats de la validació amb les dades de flux de saba per als diferents models desenvolupats en el cas de Landsat-5 TM, TERRA i AQUA MODIS, respectivament. En la primera columna d'aquesta taula s'ha calculat la ETR_{dref} usant les dades del sensor de R_n de l'estació i de T_a de l'estació meteorològica i la TST de Landsat-5 TM o de TERRA/AQUA MODIS, ja que com s'ha comentat anteriorment no es disposa de dades de camp de la TST sobre la coberta de pi roig. En les columnes restants es mostren els resultats de la validació en funció de l'origen del càlcul de la B i el model de R_n usat per a Landsat-5 TM i TERRA/AQUA MODIS.

En les diferents blocs o files de la taula 5.3 es poden veure els resultats en funció del satèl·lit usat. En cada bloc es mostra en primer lloc els estadístics descriptius de l'ETR_d modelitzada i en segon lloc els valors les mesures d'error obtingudes (RMSE, MBE i R²).

D'altra banda, la taula 5.4 mostra els estadístics descriptius de l'ETR_d obtinguda a partir de les dades de flux de saba per a les diferents dates modelitzades en funció de les imatges disponibles per a Landsat-5 TM, TERRA o AQUA MODIS. Com s'observa en aquesta taula, el rang de valors d'ETR_d de pi roig és molt més baix comparat amb el rang que es tindria en una zona de conreus. S'ha de tenir en compte que molts dels models desenvolupats en zones de conreus, bàsicament usats per a l'agricultura, ofereixen un RMSE d'aproximadament 1 mm dia⁻¹, com és el cas del model SEBAL o del SEBI. Si és té en compte que el rang d'ETR_d en una zona de conreus és relativament gran (en funció del conreu pot estar entre 4 a 7 mm dia⁻¹, en dates estivals, com per exemple en el cas del blat de moro, pot arribar a valors màxims de 7 mm dia⁻¹) això fa que aquests models generalment ofereixin uns resultats prou acurats respecte el rang de l'ETR_d mesurada. En canvi, per a rangs més petits d'ETR_d és més difícil obtenir millors resultats si no s'obtenen valors d'RMSE inferiors o iguals a 1 mm dia⁻¹.

		ETR _{dref}	B _{RratioVall}			B _{RratioCat}			B _{NDVI}			n
			R _{ndvd}	R _{nd ratio} Vall	R _{nd ratio} Cat	R _{ndvd}	R _{nd ratio} Vall	R _{nd ratio} Cat	R _{ndvd}	R _{nd ratio} Vall	R _{nd ratio} Cat	
Landsat	mitjana	1.6	1.4	1.6	2.1	1.3	1.5	2.1	1.2	1.4	2.0	10
	σ	1.5	2.0	1.3	1.2	1.8	1.1	1.2	1.3	0.9	1.0	
	mín	-0.6	-1.9	-0.5	0.1	-1.6	-0.4	0.1	-1.8	-0.7	0.0	
	màx	3.6	3.8	3.0	3.7	3.1	2.7	3.7	2.5	2.5	3.1	
	RMSE	0.7	1.2	0.5	0.7	1.1	0.5	0.7	0.9	0.7	0.8	
	MBE	-0.1	-0.3	-0.1	0.4	-0.4	-0.2	0.4	-0.3	-0.1	0.6	
	σ biaix	0.8	1.2	0.6	0.6	1.1	0.5	0.6	0.9	0.7	0.6	
	R ²	0.93	0.95	0.96	0.88	0.94	0.87	0.88	0.84	0.54	0.67	
Landsat sense R _n ratio negatiu	mitjana	2.1	2.1	2.0	2.6	2.0	1.9	2.6	1.9	1.9	2.6	8
	σ	1.1	1.4	0.9	0.8	1.1	0.7	0.8	1.0	0.7	0.7	
	mín	0.8	-0.3	0.7	1.2	-0.3	0.8	1.2	-0.1	0.9	1.4	
	màx	3.6	3.8	3.0	3.7	3.1	2.7	3.7	2.9	2.9	3.5	
	RMSE	0.6	0.8	0.4	0.8	0.5	0.3	0.8	0.5	0.4	0.7	
	MBE	0.2	0.2	0.1	0.7	0.0	0.0	0.7	0.0	-0.1	0.6	
	σ biaix	0.6	0.8	0.4	0.4	0.6	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	
	R ²	0.86	0.91	0.93	0.76	0.92	0.78	0.76	0.94	0.64	0.70	
TERRA	mitjana	3.3	3.5	3.0	3.8	3.2	2.7	3.5	3.3	2.8	3.6	30
	σ	1.0	1.5	1.1	1.2	1.5	1.3	1.3	1.5	1.2	1.3	
	mín	1.7	1.3	1.5	2.0	1.0	1.0	1.8	0.7	0.9	1.3	
	màx	5.5	6.4	5.1	6.5	6.1	4.9	6.4	6.8	4.9	6.3	
	RMSE	1.6	2.0	1.5	2.1	1.8	1.4	1.9	1.9	1.5	2.0	
	MBE	1.2	1.4	0.9	1.7	1.1	0.6	1.4	1.2	0.7	1.5	
	σ biaix	1.0	1.4	1.2	1.3	1.5	1.3	1.3	1.5	1.3	1.3	
	R ²	0.12	0.07	0.04	0.06	0.06	0.03	0.04	0.05	0.02	0.03	
AQUA	mitjana	3.4	3.9	3.4	4.3	3.7	3.2	4.1	3.8	3.3	4.1	27
	σ	1.0	1.6	1.3	1.4	1.7	1.4	1.5	1.7	1.4	1.6	
	mín	1.9	1.6	1.5	2.0	1.3	1.1	1.9	1.2	1.0	1.5	
	màx	5.4	8.9	7.4	8.9	9.0	7.4	8.9	8.9	7.4	8.8	
	RMSE	1.6	2.4	1.8	2.6	2.3	1.7	2.5	2.3	1.8	2.6	
	MBE	1.3	1.8	1.3	2.2	1.6	1.1	2.0	1.7	1.2	2.0	
	σ biaix	1.0	1.6	1.3	1.5	1.7	1.4	1.5	1.7	1.4	1.6	
	R ²	0.11	0.05	0.04	0.04	0.06	0.05	0.05	0.03	0.02	0.02	

Taula 5.3. Estadístics descriptius dels diferents models i mesures d'error obtingudes de la validació dels models d'ETR_d mitjançant les dades de flux de saba. Tots els valors en mm dia⁻¹.

	Landsat	Landsat*	TERRA	AQUA
Mitjana	1.7	1.9	2.1	2.1
σ	0.8	0.5	0.6	0.7
Mín	0.5	1.0	0.9	0.9
Màx	2.7	2.7	3.6	3.6

Taula 5.4. Estadístics descriptius de les dades d'ETR_d a partir de dades de flux de saba per al conjunt de dates analitzades, en mm dia⁻¹. Landsat* correspon als estadístics amb les dades filtrades per a un R_n ratio inferior a 0.

5.5.1. Validació de l'ETR_d en el cas de Landsat-5 TM

Per als tres mètodes diferents de càlcul de B, el millor resultat l'obtenim sempre amb l'ús de la B calculada a partir de la R_n ratio de l'estació de Vallcebre, amb un RMSE de 0.5 mm dia⁻¹. Això és el que s'esperava ja que, com es comenta en el capítol 4, secció 4.5.4.2, "Validació amb les dades de Vallcebre", la R_{nd} ratio és la que ofereix uns millors resultats en el cas de Landsat-5 TM. Els segon millor resultat, pel que fa a l'ús de la R_{nd}, l'obtenim amb la R_{nd} ratio Cat, amb valors que oscil·len entre 0.7 i 0.8 mm dia⁻¹, i finalment amb la R_{ndvd}, amb un RMSE que oscil·la entre 0.9 i 1.2 mm dia⁻¹, en tots dos casos per als diferents mètode de càlcul de la B.

L'ETR_{dref} mostra un RMSE de 0.7 mm dia⁻¹, resultat més elevat que en el cas del càlcul de l'ETR_d mitjançant la R_n ratio de l'estació. Aquest efecte es pot atribuir als efectes de la compensació d'errors que es produeix per la subestimació i la sobreestimació de les variables d'entrada del model d'ETR_d, sobretot en el cas dels models desenvolupats amb imatges Landsat-5 TM. Com s'ha comentat anteriorment, per dur a terme el càlcul de la TST s'ha fet servir el model desenvolupat amb la base de dades atmosfèrica TIGR-1, per oferir aquesta els millors resultats. Com s'ha explicat en el capítol 3 d'aquesta tesi, aquest model tendeix a sobreestimar el valors d'aquesta variable, tot i que presenta un MBE bastant proper a 0 (0.2 K, vegeu la taula 3.13 del capítol 3) i un RMSE de 0.9 K. Pel que fa a la T_a de l'aire, els resultats de la validació mostren un RMSE d'1.9 K i un MBE de 0.2 K (vegeu la taula 4.22 del capítol 4), fet que indica que en la modelització d'aquesta variable es tendeix a sobreestimar-la. Finalment, pel que fa la R_{nd} calculada amb el mètode de la R_n ratio de l'estació, aquesta presenta un RMSE de 12 W m⁻² dia⁻¹ i un MBE de -6 W m⁻² dia⁻¹ (vegeu la taula 4.19 del capítol 4). A causa dels resultats obtinguts amb el model de la R_n ratio de l'estació aquests són menys acurats als obtinguts en el càlcul de l'ETR_{dref}, podem afirmar que la subestimació en el càlcul de la R_{nd} fa que el model final d'ETR compensi la sobreestimació en les altres variables. Això fa que el model final presenti un error més baix. D'aquesta manera, paradoxalment, una millora en el càlcul de la R_{nd} obtinguda pel mètode R_n ratio, segurament faria augmentar l'error en el càlcul de l'ETR_d, fent que aquest fos similar a l'ETR_{dref}.

Aquests resultats disten de ser òptims. En efecte, precisament, un dels avantatges de la majoria de models d'ETR_d és el fet de poder ser bastant independents de la introducció de dades provinents d'estacions meteorològiques, ja que gràcies a això es pot calcular l'ETR_d de forma global en zones on no es disposi de dades meteorològiques, especialment de R_n, variable no sempre mesurada.

Com s'observa en aquesta taula, el resultat menys acurat els ofereix el càlcul de la ETR_d amb el model de R_{ndvd} per a les diferents B, model que precisament no requereix de cap estació meteorològica de base per calcular aquesta variable.

Cal remarcar que els resultats obtinguts amb la B_{NDVI} ofereixen resultats molt similars a la resta. Aquest fet resulta bastant interessant per dos motius; el primer perquè en aquest cas no es necessita la r_a* ni el R_n ratio per calcular la B, i simplement amb el NDVI* podem aproximar bastant bé els resultats. El segon motiu està relacionat amb la l'obtenció de la r_a*, ja que el fet de no poder aproximar-la amb dades de camp podia fer que el model no donés bons resultats. Per tant, tot i que no podem concloure que la r_a* del model sigui igual a 28 m s⁻¹, sí que podem dir que la r_a* deu presentar uns valors propers a aquest valor. Tot i així, cal tenir en compte que el principal inconvenient del càlcul de la B mitjançant aquesta metodologia és la subjectivitat en adoptar els llindars de l'índex NDVI*.

En la figura 5.4, es mostra els gràfics de la comparació entre els valors de l'ETR_d obtinguts amb la metodologia de flux de saba i amb l'ETR_{dref}, i per a cadascun dels models d'ETR_d desenvolupats amb les tres formes de càlcul de B i usant diferents els models de R_{nd}. Com s'observa en aquesta figura i en la taula 5.3, la correlació entre els mètode de càlcul de B no dependents de l'NDVI presenta uns valors d'R² que oscil·len entre 0.87 i 0.95 més elevats que en el cas del model de B_{NDVI} on els valors d'R² són més baixos, d'entre 0.54 a 0.84.

Un fet important a destacar és que tots els models, llevat dels que usen la R_{nd} ratio Cat, presenten valors negatius, fins i tot en l'ETR_{dref} (vegeu la taula 5.3 i la figura 5.4). Si ens fixem en els valors de la R_n ratio de la taula 4.19 del capítol 4, podem observar que les dates 24/11/2004 i 11/01/2005 presenten valors negatius degut principalment al fet que en dates hivernals el balanç radiatiu pot arribar a ser negatiu (Martín-Vide, 1991),

com passa sovint en zones de muntanya (Barry, 2001). És important ressaltar que no s'ha trobat cap referència en la bibliogràfica consultada on s'usin imatges hivernals per calcular l' ETR_d ja que la majoria de treballs que usen aquest mètode ho fan majoritàriament durant els mesos d'estiu.

De les conclusions del capítol 4, es deriva que un dels models que tendeix a subestimar la R_{nd} és precisament el model R_{ndvd} , que és el que pitjors resultats dona a l'hora d'estimar la ETR_d en tots el casos. Per tal de comparar si els mals resultats obtinguts amb el models de R_{ndvd} per als diferents models de B són deguts a la mala modelització de la ETR_d en dies de balanç radiatiu negatiu, s'han exclòs de l'anàlisi les dues dates abans esmentades.

Els resultats dels nous càlculs els podem veure en el segon bloc de la taula 5.3 (Landsat sense R_n ratio negatiu) i en la figura 5.5. Com s'observa en aquest cas, l'RMSE millora per a tots els models, especialment per al cas de la modelització de l' ETR_d usant la R_{ndvd} . Un dels resultats interessants a fer notar és que el model d' ETR_d que usa la B_{NDVI} i la R_{ndvd} ofereix resultats mols similars a l' ETR_{dref} , amb un RMSE de 0.5 mm dia^{-1} , un MBE de 0, (indicant un model no esbiaixat) i presentant el millor R^2 , d'entre 0.92 i 0.94. Aquest fet comporta que sigui possible calcular la ETR_d sense tenir en compte les R_n provinents d'una estació meteorològica. Això és interessant a causa de la manca d'estacions que mesurin la R_n en zones forestals, especialment en zones de muntanya, i no agrícoles.. En aquest model, però, veiem que el valor mínim de l' ETR_d modelitzada continua essent inferior a 0. Els resultats obtinguts per aquests models segueixen essent més acurats que l' ETR_{dref} . Això, com ja s'ha comentat anteriorment, és degut a l'efecte de la compensació dels errors en el càlcul de l' ETR_d .

5.5.2. Validació de l' ETR_d en el cas de TERRA i AQUA MODIS

Els resultats de la modelització de l' ETR_d usant dades TERRA/AQUA MODIS es poden consultar en els blocs 3 i 4 de la taula 5.3, i en les figures 5.6 i 5.7. Com s'observa en aquestes els valors obtinguts en la modelització de l' ETR_d usant dades de menor resolució espacial són menys acurats en comparació amb els obtinguts amb Landsat-5 TM. Tot i que en el capítol 4 la R_{nd} es modelitza amb un error independent de la resolució espacial, ja es feia notar que la TST que oferia TERRA MODIS era més

elevada que en el cas de Landsat-5 TM, bàsicament degut a l'heterogeneïtat de l'àrea d'estudi de Vallcebre. En la metodologia usada, doncs, la determinació precisa de la TST sobre l'objecte d'estudi és molt important. A causa que l'obtenció de la T_a és tampoc és excessivament dependent de la resolució espacial, un dels factors que més influencia els resultats obtinguts és, amb tota claredat, la poca correlació que hi ha entre la TST obtinguda per a un píxel de 1000 m de costat amb la parcel·la de pi roig.

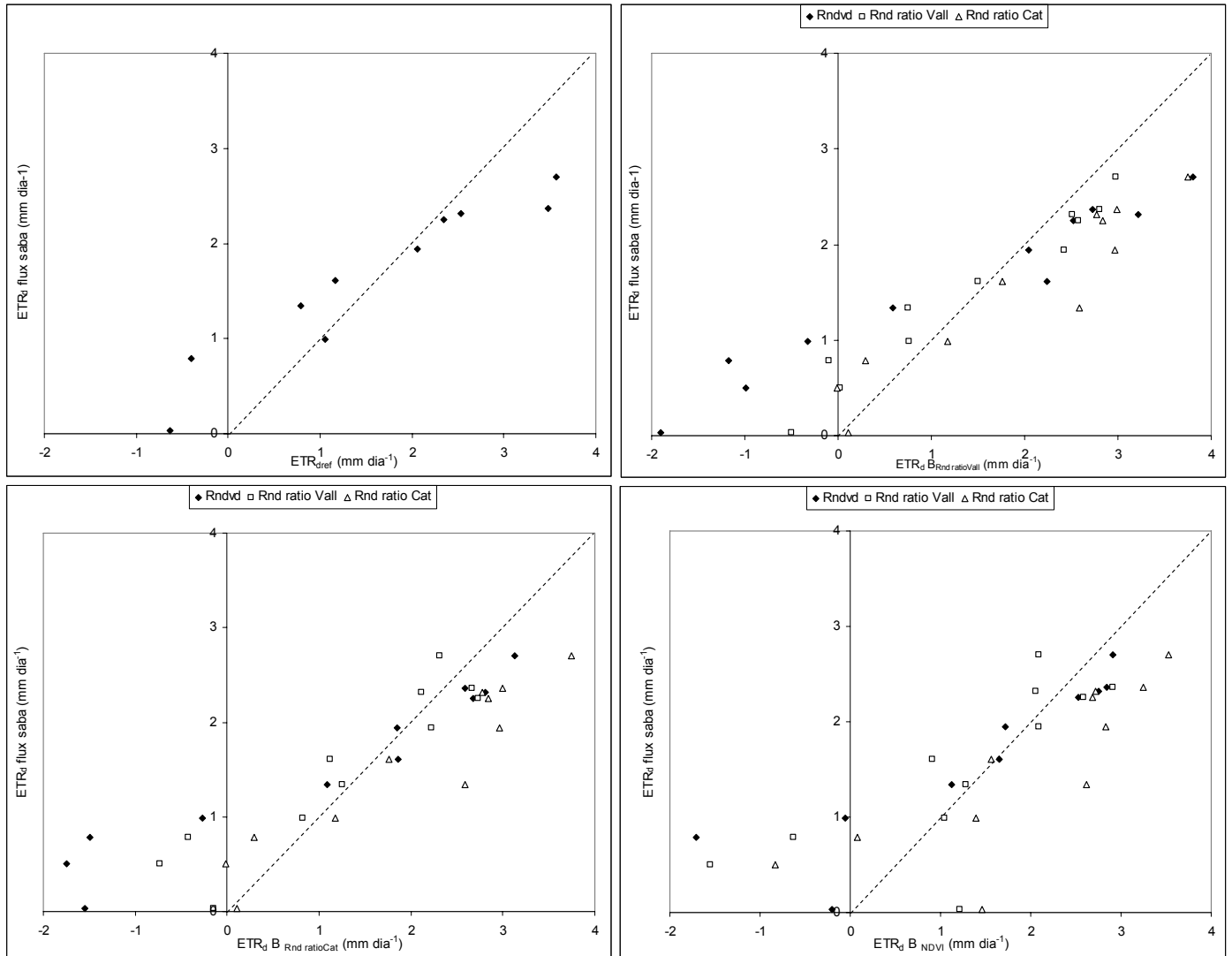


Figura 5.4. Comparació entre els valors de l'ETR_d obtinguts amb la metodologia de flux de saba i per a cadascun dels models d'ETR_d de les imatges Landsat-5 TM desenvolupats amb la ETR_{dref} i les tres formes de càlcul de B i usant diferents models de R_{nd}. Els valors negatius es donen a causa del balanç radiatiu negatiu en zones de muntanya.

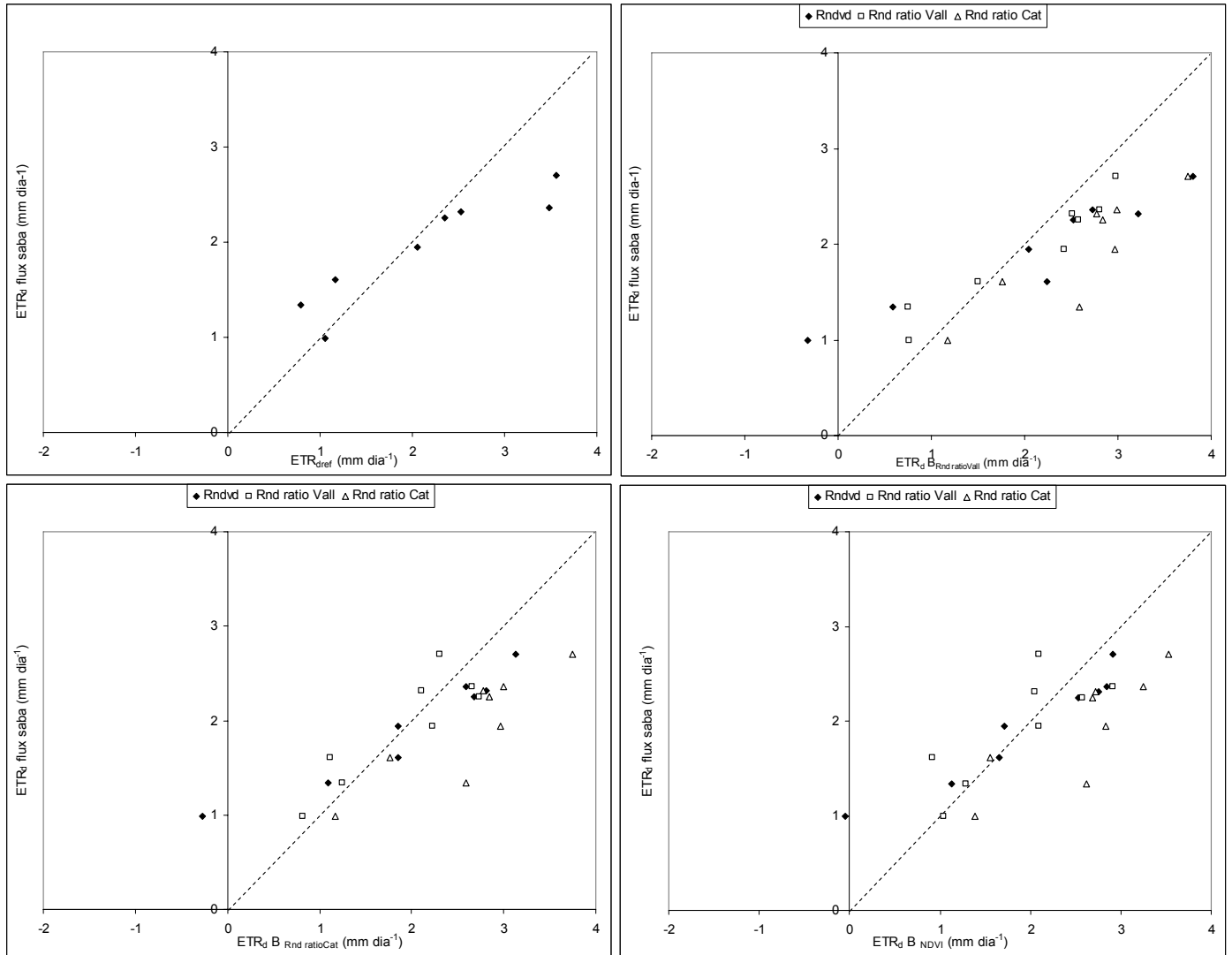


Figura 5.5. Comparació entre els valors de l'ETR_d obtinguts amb la metodologia de flux de saba i per a cadascun dels models d'ETR_d desenvolupats amb l'ETR_{dref} les imatges Landsat-5 TM filtrades sense R_n ratio negatius i les tres formes de càlcul de B i usant diferents models de R_{nd}.

Un fet interessant a comentar és que, com en el cas anterior, la B_{NDVI} ofereix uns resultats molt similars als altres dos mètodes d'obtenció de la B.

Tot i que en certa forma es podien esperar pitjors resultats que els obtinguts per Landsat-5 TM degut a l'heterogeneïtat de l'àrea d'estudi, no s'esperava que l'RMSE obtingut fos tan elevat, a causa dels resultats obtinguts en la modelització de la R_{nd}, fent impracticable l'obtenció de l'ETR_d d'una manera operativa i amb un nivell suficient de precisió sobre l'àrea d'estudi. Una manera de solucionar aquest problema seria el càlcul de la TST mitjançant el NDVI a 250 m que ofereix TERRA/AQUA MODIS. La correlació negativa entre aquestes dues variables (un alt NDVI normalment té associada una TST baixa per l'efecte de la transpiració de la coberta vegetal) és prou coneguda

(Quattrochi i Luvall, 2000). Per tant, la instal·lació de sensors de TST sobre una zona heterogènia de vegetació o conreus permetria correlacionar directament aquest valor amb l'NDVI calculat amb les imatges MODIS. Un dels inconvenients que presenta aquesta aproximació és que s'hauria de fer un estudi durant un període temporal ampli i per a diverses cobertes i diversos tipus de fragmentació, tenint en compte que la unitat mínima d'estudi hauria de ser la mida d'un píxel de MODIS de 250 per 250 m. Altres autors (Liu i Pu, 2008) proposen fer-ho a partir d'imatges tèrmiques d'alta resolució i de baixa resolució preses en el mateix moment, com seria el cas dels sensors MODIS (1000 m) i ASTER (90 m de resolució espacial en el tèrmic) embarcats ambdós en la plataforma TERRA. La limitació d'aquesta metodologia és poder adquirir imatges de la mateixa data, i més o menys la mateixa hora.

Finalment, el fet de no poder comptar amb satèl·lits operatius d'alta resolució en el tèrmic en un futur, ja que el nou sensor AEOLI embarcat en el nou Landsat no incorporarà una banda tèrmica i el satèl·lit CBERS encara no pren imatges sobre la Península Ibèrica farà impossible seguir l'evolució de l'ETR_d mitjançant aquest tipus de metodologies amb un nivell acceptable de precisió espacial en zones agrícoles o zones forestals amb un grau mitjà o elevat d'heterogeneïtat a zones com Catalunya.

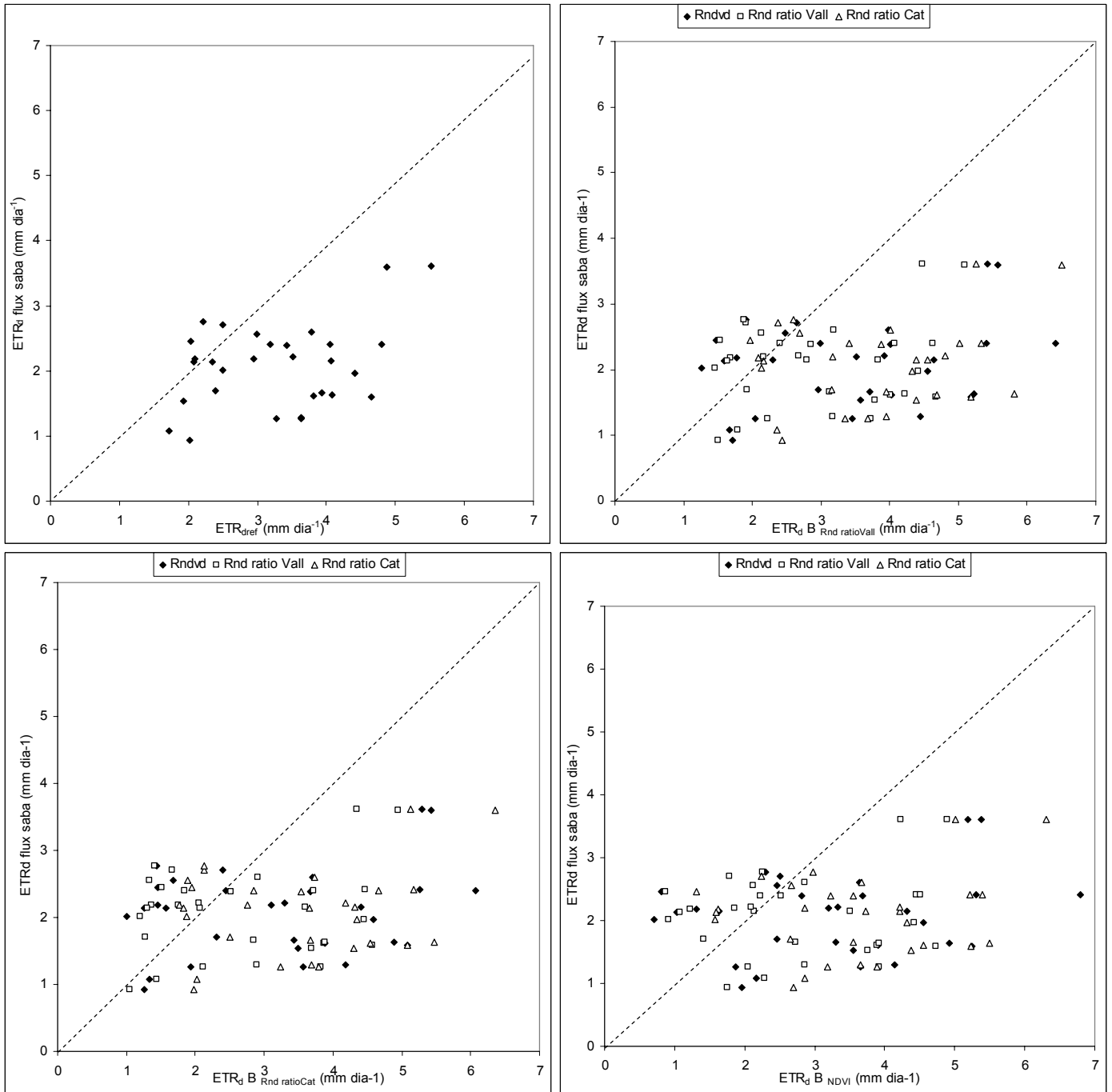


Figura 5.6. Comparació entre els valors de l'ETR_d obtinguts amb la metodologia de flux de saba i per a cadascun dels models d'ETR_d de les imatges TERRA MODIS desenvolupats amb la ETR_{dref} i les tres formes de càlcul de B i usant diferents models de R_{nd}.

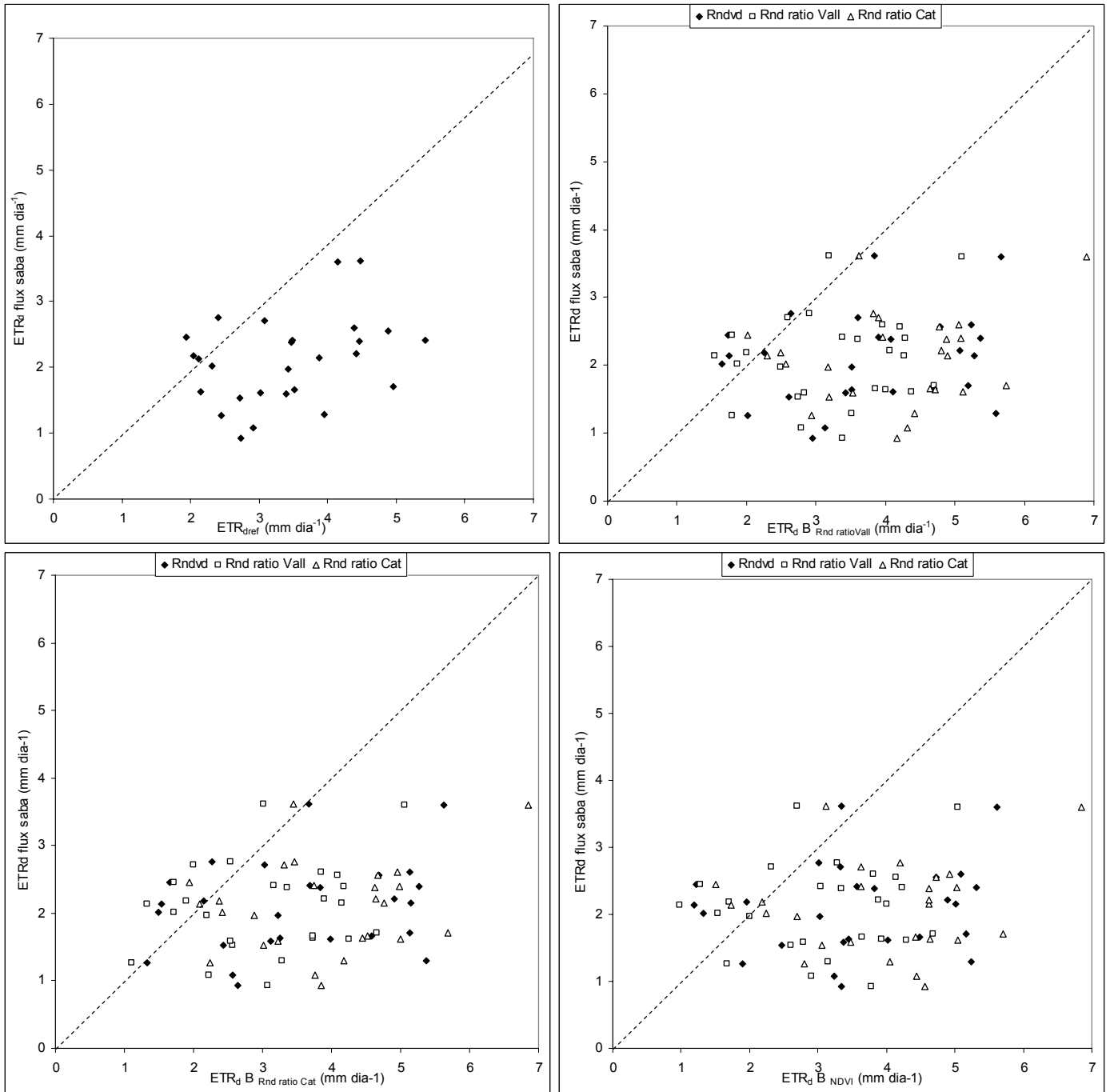


Figura 5.7. Comparació entre els valors de l'ETR_d obtinguts amb la metodologia de flux de saba i per a cadascun dels models d'ETR_d de les imatges AQUA MODIS desenvolupats amb la ETR_{dref} i les tres formes de càlcul de B i usant diferents models de R_{nd}.

5.6. Conclusions

Tot i la limitació que suposa no poder disposar d'una mesura de resistència aerodinàmica efectiva (r_a^*) per a la zona d'estudi, s'han obtingut bons resultats en l'estimació de l'ETR_d amb imatges Landsat-5 TM. L'RMSE d'aproximadament obtingut és tan acurat com l'obtingut a partir del model (ETR_{dref}) amb les dades de referència de l'estació experimental de Vallcebre ($\sim 0.6 \text{ mm dia}^{-1}$, en el millor dels casos). En canvi, per al cas de TERRA/AQUA MODIS els resultats són menys acurats, presentant en el millor dels casos un RMSE de 1.5 mm dia^{-1} . L'heterogeneïtat de l'àrea d'estudi fa que l'aproximació del càlcul de l'ETR_d mitjançant imatges de satèl·lit de baixa resolució (1000 m), no sigui viable. Per aplicar aquesta metodologia en imatges de baixa resolució caldria fer una anàlisi subpíxel per tal de millorar els resultats en l'obtenció de la TST sobre una coberta de dimensions inferiors, tot i que la nostra confiança en aquesta via és poc elevada.

La diferència entre l'RMSE de la validació de l'ETR_d obtingut amb el model de R_{nd} calculat amb la menor introducció de variables provinents d'estacions meteorològiques (model R_{ndvd}) i el model dependent de la R_n mesurada a l'estació meteorològica (R_{nratioVall}), en el cas de Landsat en el cas de no tenir R_n ratio negatiu, presenta uns valors relativament propers. Aquesta diferència, de com a màxim -0.4 mm dia^{-1} prenent com a referència el model calculat amb la R_{nratioVall}, fa possible el seu càlcul per a zones extenses durant gran part de l'any depenent només per al seu càlcul de variables estàndard de les estacions meteorològiques, com són la R_{S↓} i la T_a.

Els models de B desenvolupats amb l'NDVI* presenten resultats similars a la resta de models de B, essent aquesta una opció vàlida en el cas de no disposar d'informació de la r_a^* o de la R_n ratio.

CONCLUSIONS GENERALS



Aragónés, S. (2000). *Groo el Errante*, 9. Forum. Planeta de Agostini.

En aquesta tesi s'ha dut a terme l'estimació de l'evapotranspiració real, així com d'altres fluxos d'energia, mitjançant la modelització SIG i la Teledetecció a Catalunya usant sensors de mitjana i de baixa resolució espacial. Usualment, la comparació de diferents models calculats en una àrea extensa i heterogènia, com és Catalunya, i usant, a més, dades provinents de diversos sensors de diferent resolució espacial, així com dades provinents d'una xarxa meteorològica complexa per a un període temporal extens, són temes poc tractats a la bibliografia. Així doncs, en aquesta tesi s'ha volgut fer una aportació en aquesta línia millorant models ja establerts en la bibliografia i calculant, en la majoria de casos, les variables implicades a una escala regional.

Això ha estat possible gràcies a l'ús d'un extens banc de d'imatges de Teledetecció de diferent resolució espacial i d'un extens banc d'informació meteorològica que ha permès el càlcul de les diferents variables per a període temporal extens amb imatges bastant ben repartides durant l'any. És important remarcar el gran esforç realitzat en el tractament i filtratge dut a terme tant de la informació provinent de la Teledetecció com de la informació meteorològica, tasca que sovint no ha estat senzilla.

Finalment, cal fer notar, que s'ha dut a terme també un gran esforç en la validació dels diferents models implicats en el càlcul de l'evapotranspiració real.

Per concloure aquest treball, a continuació es mostren les conclusions que s'han considerat com a més importants:

- 1) Les variables de Teledetecció han demostrat ser predictors molt robustos de la temperatura de l'aire a escala regional i a diferent resolució espacial. Els models que combinen predictors geogràfics i de Teledetecció són seleccionats estadísticament en molta més freqüència que el models només geogràfics o els models que només usen predictors de la Teledetecció.
- 2) La inclusió de la T_a conjuntament amb el w modelitzats a escala regional per a l'obtenció de la TST ha demostrat ser de gran utilitat per obtenir aquesta variable amb uns nivells de precisió elevats.

- 3) El càlcul dels diversos fluxos d'energia i de les variables que componen la R_n per a un període diari (R_{nd}) i a escala regional ofereixen resultats similars als treballs consultats en la bibliografia, tot i la complexitat del seu càlcul, tant per a imatges de mitjana com baixa resolució espacial. Tot i així, pel que fa la determinació de la R_n a l'hora de pas de satèl·lit (R_{ni}), en caldrà millorar la seva determinació, sobretot pel que fa el càlcul de la $R_{S\downarrow}$.
- 4) L'error obtingut en l'obtenció tant de la T_a , com de la TST i de la R_{nd} calculades usant dades de mitjana i de baixa resolució espacial fa possible el càlcul a escala regional i amb una precisió acceptable de l'ETR.
- 5) Tot i la limitació que suposa no poder disposar de mesures de camp de la TST per estimar la r_a^* per a la zona d'estudi, s'ha obtingut bons resultats a partir d'un model simple d'estimació de l'ETR_d per a la parcel·la de pi roig amb imatges Landsat-5 TM durant el període estudiat. Degut a l'heterogeneïtat de l'àrea d'estudi, no ha estat possible obtenir tan bons resultats amb imatges de baixa resolució espacial.

ANNEX



Messner-Loebs, W. i S. Kieth (1989). *Epicurus el Sabio*, 1. Piranha Press. Ediciones Zinco.

En aquest annex es llisten els acrònims i símbols més usats en aquesta tesi ordenats alfabèticament:

AF1, AF2 i AF3	funcions atmosfèriques
B	coeficient d'intercanvi que representa la mitjana del volum (<i>bulk</i>) de la conductància per a una integració diària del flux de calor sensible
B_{NDVI}	paràmetre B calculat a partir de l'NDVI
$B_{RnratioCat}$	paràmetre B calculat a partir de la R_n ratio de les estacions del SMC
$B_{RnratioVall}$	paràmetre B calculat a partir de la R_n ratio de l'estació de Vallcebre
C	terme que té en compte l'efecte de cavitat degut a la rugositat del terreny
c_1 i c_2	constants de radiació de Planck
C_p	calor específica de l'aire a una pressió constant
e_0	pressió de vapor d'aigua
ET	evapotranspiració
ET_0	evapotranspiració del cultiu de referència
ET_m	evapotranspiració màxima
ET_p	evapotranspiració potencial
ETR	evapotranspiració real
ETR_d	evapotranspiració real diària
ETR_{dref}	evapotranspiració real de referència
F'	factor geomètric que va de 0 a 1 depenent de la distribució geomètrica de la superfície
G	flux de calor del sòl o el flux geotèrmic
H	flux de calor sensible
ICC	Institut Cartogràfic de Catalunya
ID^2	interpolació per l'invers de la distància al quadrat
k_c	coeficients de cultiu
L	calor latent de vaporització de l'aigua
$L_{atm\uparrow}$	radiància atmosfèrica ascendent
$L_{atm\downarrow}$	radiància atmosfèrica descendent
L_{sensor}	radiància al sostre de l'atmosfera
MBE	<i>Minimum Bias Error</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
P_v	proporció de vegetació
R^2	coeficient de determinació
r_a	resistència aerodinàmica de l'aire
r_a^*	resistència aerodinàmica efectiva

$R_{L\uparrow}$	radiació ascendent d'ona llarga
$R_{L\downarrow}$	radiació descendent d'ona llarga
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i>
R_n	radiació neta
R_{nd}	radiació neta diària
R_n ratio	<i>ratio</i> entre la radiació neta diària i la radiació neta per a un determinat instant
R_n ratio Cat	<i>ratio</i> de la radiació neta calculada per a l'àmbit de Catalunya
R_n ratio Vall	raó de la radiació neta calculada per a l'àmbit de Vallcebre
R_{nd} ratio Cat	model de radiació neta desenvolupat usant la <i>ratio</i> de la radiació neta calculada per a l'àmbit de Catalunya
R_{nd} ratio Vall	model de radiació neta desenvolupat usant la <i>ratio</i> de la radiació neta calculada per a l'àmbit de Vallcebre
R_{ndvd}	model de radiació neta desenvolupat usant variables aproximades per a un càlcul diari
R_{ni}	radiació neta instantània
$R_{S\uparrow}$	radiació ascendent d'ona curta
$R_{S\downarrow}$	és la radiació d'ona curta incident
$R_{Sd\downarrow}$	radiació diària d'ona curta incident
$R_{Si\downarrow}$	radiació instantània d'ona curta incident
RTE	equació de transferència radiativa
σ	constant d'Stephan-Boltzmann
s.n.m.	altitud sobre el nivell del mar
SIG	Sistemes d'Informació Geogràfica
SMC	Servei Meteorològic de Catalunya
STD	base de dades atmosfèrica desenvolupada per la Unidad de Cambio Global del Departament de Física de la Terra i Termodinàmica de la Universitat de València
T_0	temperatura aerodinàmica
T_a	temperatura de l'aire
T_a ins	temperatura instantània de l'aire
T_a màx	temperatura màxima de l'aire
T_a mín	temperatura mínima de l'aire
T_a mitjana	temperatura mitjana de l'aire
TIGR-1, TIGR-2 i TIGR-3	bases de dades atmosfèriques corresponents a la sèrie <i>Thermodynamic Initial Guess Retrieval</i>
T_{sensor}	temperatura aparent de brillantor
TST	temperatura de la superfície terrestre
TSTQin	model de la temperatura de la superfície terrestre desenvolupat segons Qin <i>et al.</i> (2001)

TSTT	model de la temperatura de la superfície terrestre desenvolupat usant només temperatura de l'aire
TST _w	model de la temperatura de la superfície terrestre desenvolupat usant només vapor d'aigua
TST _{wT}	model de la temperatura de la superfície terrestre desenvolupat usant vapor d'aigua i temperatura de l'aire
TVX	<i>temperature/vegetation index</i>
w	vapor d'aigua

α	albedo de la superfície
ε	emissivitat de la superfície
λ	longitud d'ona
λ_{eff}	longitud d'ona efectiva
ρ	densitat de l'aire
τ	transmissivitat atmosfèrica
ψ_1, ψ_2 i ψ_3	funcions atmosfèriques

BIBLIOGRAFIA



Watterson, B.(1990). The authoritative Calvin and Hobbes. Andrews and McMeel

Achard, V. (1991), *Trois problèmes clés de l'analyse tridimensionnelle de la structure thermodynamique de l'atmosphère par satellite : Mesure du contenu en ozone, classification des masses d'air, modélisation hyper-rapide du transfert radiatif*, Ph.D. dissertation, 168 pp, Université Pierre et Marie Curie.

Aires, F., A. Chédin, N. A. Scott, i W. B. Rossow (2002), A regularized neural net approach for retrieval of atmospheric and surface temperatures with the IASI instrument, *J. Appl. Meteor.*, 41, 144-159.

Ackerman, S., Strabala, K., Menzel, P., Frey, R., Moeller, C., Gumley, L. Baum, B., Wetzel-Seemann, S. i H.Zhang (2006), *Discriminating clear-sky from cloud with modis algorithm theoretical basis document (MOD35)*. Version 5.0. [pàgina vistada el dia 12/08/2007 a les 12:00] http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod06.pdf

Allen, R. G., Pereira. L. S., Raes, D., i M. Smith (1998), *Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requeriments*, FAO Irrigation and Drainage Paper, 56.

Allen, R. G., M. Tasumi i R. Trezza (2007), Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—Model, *J. Irrig. Drain. E.-ASCE*, 133(4), 380-394.

Anderson, M. i W. Kustas (2008), Taking the Earth's Temperature: Monitoring Evapotranspiration and Drought using Thermal Remote Sensing. *EOS Trans. AGU*, in press.

Annear, R. L. i S. A. Wells(2007), A comparison of five models for estimating clear-sky solar radiation, *Water Resour. Res.*, 43, 1-15.

Arribas, A., C. Gallardo i M. A. Gaertner (2003), Sensitivity of the Iberian Peninsula climate to a land degradation, *Clim. Dynam.*, 20, 477- 489.

Baldasano, J. M.; Calbó, J. i J. Moreno (1994), *Atlas de Radiació Solar a Catalunya (Dades del període 1964-1993)*, Institut de Tecnologia i Modelització Ambiental (ITEMA). Universitat Politècnica de Catalunya. Terrassa.

Barceló, J, Nicolás, G., Sabater, B. i R. Sánchez(1992), *Fisiología vegetal*, Ediciones Pirámide. Madrid.

Barry, R. E. (2001), *Mountain weather and climate*, 2nd ed. Routledge. Taylor and Francis Group.London

Barsi, J. A., J. R. Schott, F. D. Palluconi i A. J. Hook (2005), *Validation of a web-based atmospheric correction tool for single thermal band instruments*, article presentat a Proceedings of SPIE, 5882, Bellingham, WA, DOI: 10.1117/12.619990.

Barsi, J.A., J.R. Schott, F.D. Palluconi, D.L. Helder, S.J. Hook, B.L. Markham, G . Chander i E.M. O'Donnell (2003), Landsat TM and ETM+ thermal band calibration. *Can. J. Remote Sens.*, 29, 141–153.

Barsi, J. A., S. J. Hook, J. R. Schott, N. G. Raqueno, i B. L. Markham (2007), Landsat-5 Thematic Mapper Thermal Band Calibration Update, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. Lett.*, 4(4), 552-555.

Bartolucci, L. A. i M. Chang (1988), Look-up tables to convert Landsat TM thermal IR data to water surface temperatures, *Geocarto International*, 3, 61-67.

Bastiaanssen, W. G. M, M. Meneti, R. A. Feddes i A. A. M. Holtslag (1998), A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL).1. *Formulation, J. Hydrol.*, 212-213, 198-212.

Bisht, G., Venturini, V., Islam, S. i Jiang, L. (2005). Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days, *Remote Sens. Environ.*, 97, 52-67.

Bonan, G. B. (2002), *Ecological climatology: concepts and applications*, Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Boegh, E., Soegaard, H. i A. Thomsen (2002), Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance, *Remote Sens. Environ.*, 79: 329-343.

Blennow, K. (1998), Modelling minimum air temperature in partially and clear felled forests, *Agr. Forest. Meteorol.*, 91, 223-235.

Brasa, A. (1997), *Determinación mediante teledetección de la evapotranspiración en regadíos extensivos*, Tesi doctoral inèdita. Cuenca. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Castilla-La Mancha. ISBN: 84-89492-71-9.

Brest, C. L. i S. N. Goward (1987), Deriving surface albedo measurements from narrow band satellite data, *Int. J. Remote Sens.*, 8(3): 351-367.

Brutsaert, W. (1975), On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resour. Res.*, 11(5), 742-744.

Burman, R i L. O. Pochop(1994), *Evaporation, evapotranspiration an climatic data*, Developments in Atmospheric Science, 22. Elsevier.

Burriel J.A., Gracia C., Ibàñez J.J., Mata T. i J. Vayreda (2004), *Inventari Ecològic i Forestal de Catalunya. Catalunya*, Vol. 10. CREAM, Bellaterra. ISBN: 84-932860-3-6

Burrough, P. A. i R. A. McDonnell (1998), *Principles of Geographical Information Systems*, Oxford Univ. Press, Oxford.

Cano, D., Monget, J. M., Albuissou, M., Guillard, H., Regas, N. i L. Wald(1986), A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data, *Sol. Energy*, 37, 31-39.

Carlson, T. N., Caphart, J. i R. R. Gillies(1995), A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration, *Remote Sens. Environ.*, 54: 161-167.

Carlson, T. N. and D. A. Ripley (1997), On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index, *Remote Sens. Environ.*, 62(3), 241-252.

Caselles, V., Sobrino, J. A. i C. Coll(1992), On the use of satellite thermal data for determining evapotranspiration in patially vegetated areas, *Int. J. Remote Sens.*, 13(14): 2669-2682.

Caselles, V., M. M. Artiago i E. Hurtado (1998), Mapping actual evapotranspiration by combining Landsat and NOAA-AVHRR images: application to the Barrax area, Albacete, Spain, *Remote Sens. Environ.*, 63, 1-10.

Cea, C., J. Cristóbal i X. Pons (2005), *Mejoras en la detección semiautomática de nubes y sombras en imágenes Landsat*, article presentat a Actas del XI Congreso Nacional de Teledetección, 359-362. Asociación Española de Teledetección.

Chander, G., B. L. Markham i J. A. Barsi (2007), Revised Landsat-5 Thematic Mapper radiometric calibration, *IEEE T. Geosci. Remote. Sens. Lett.*, 4, 490-494.

Chédin, A., N. A. Scott, C. Wahiche, i P. Moulinier (1985), The improved initialization inversion method: a high resolution physical method for temperature retrievals from TIROS N series, *J. Clim. App. Meteorol.*, 24, 128–143.

Chevallier, F., F. Chéruy, N. A. Scott, i A. Chédin (1998), Neural network approach for a fast and accurate computation of the longwave radiation budget, *J. Appl. Meteor.*, 37, 1385-197.

Chokmani, K. i A.A. Viau (2006), Estimation de la température de l'air et de la quantité de la vapeur d'eau atmosphérique à l'aide des données AVHRR de NOAA, *Can. J. Remote. Sens.*, 32, 1-14.

Clavero, P., Martín Vide, J. i J.M. Raso Nadal (1996), *Atles climàtic de Catalunya. Termopluiometria*. Generalitat de Catalunya (Departament de Política Territorial i Obres Públiques), Institut Cartogràfic de Catalunya and Departament de Medi Ambient, Barcelona.

Cristóbal, J., X. Pons i P. Serra (2004), Sobre el uso operativo de Landsat-7 ETM+ en Europa, *Revista de Teledetección*, 21, 55-59.

Cristóbal, J., X. Pons i M. Ninyerola (2005), Modelling Actual Evapotranspiration in Catalonia (Spain) by means of Remote Sensing and Geographical Information Systems, *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 113, 144-150.

Cristóbal, J., M. Ninyerola, X. Pons, i M. Pla (2006), *Improving air temperature modelization by means of remote sensing variables*, article presentat a 26th Proceedings of the IEEE IGARSS Symposium, doi: 10.1109/IGARSS.2006.582.

Cristóbal, J., R. Poyatos, P. Llorens, M. Ninyerola i X. Pons (2007), *Estimating Actual Evapotranspiration by means of Remote Sensing Data and Sap Flow Measurements in Pinus Sylvestris Forest Stands in a Mediterranean Mountain Region*, article presentat a 27th Proceedings of the IEEE IGARSS Symposium, doi: 10.1109/IGARSS.2007.4423535.

Cristóbal, J., M. Ninyerola i X. Pons (2008), Modelling air temperature through a combination of Remote Sensing and GIS data, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2007JD009318, en premsa.

Czajkowski, K. P., T. Mulhern, S. N. Goward, J. Cihlar, R. O. Dubayah i S. D. Prince (1997), Biospheric environmental monitoring at BOREAS with AVHRR, *J. Geophys. Res.*, 102, 29651-63.

Czajkowski, K. P., S. N. Goward i S. J. Stadler (2000), Thermal Remote Sensing of near surface environmental variables: application over the Oklahoma Mesonet, *Prof. Geogr.*, 52, 345-357.

Curtis, O. F. (1936), Transpiration and the Cooling of Leaves, *Am. J. Bot.*, 23, 7-10.

Dash, P., F. M. Göttsche, F. S. Olesen i H. Fischer (2002), Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: theory and practice-current trends, *Int. J. Remote Sens.*, 23, 2563-2594.

Delegido, J., V. Caselles i E. Hurtado (1991), *Determinación a escala regional de la evapotranspiración*, a La Teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales. Recursos renovables: Agricultura. Curso de Postgrado, S. Gandía, J. Meliá , Eds. Universitat de Valencia. Estudi General. Departament de Termodinàmica. Unidad de Investigación de Teledetección, 1991.

Diak, G. R., Bland, W. L., Mecikalski, J. R. i Anderson, M. C. (2000). Satellite-based estimates of longwave radiation for agricultural applications, *Agr. Forest Meteorol.*, 103, 349-355.

Dilley A. C. i D. M.O'Brien (1998), Estimating downward clear sky long-wave irradiance at the surface from screen temperature and precipitable water, *Q. J. R. Meteorolo. Soc.*, 124, 1391-1401.

Draper, N. and H. Smith (1981), *Applied regression analysis*, 2nd ed, Wiley series in probability and mathematical statistics. John Wiley & Sons.

Duda, RO i PE Hart (1973), *Pattern Classification and Scene Analysis*, John Wiley and Sons, New York.

Dubayah, R. (1992), Estimating net solar radiation using Landsat Thematic Mapper and digital elevation data, *Water. Resour. Res.*, 28, 2469-248.

Fan, L., Liu, S., Bernhofer, C., Liu, H. i F. H. Berger(2007), Regional land surface energy fluxes by satellite remote sensing in the Upper Xilin River watershed (Inner Mongolia, China), *Theor. Appl. Climatol.*, 88, 231-245.

Flores-Tovar, H. F. i Baldasano, J. M. (2001), Solar radiation from NOAA AVHRR data in Catalonia, Spain, *J. Appl. Meteorol.*, 40, 1821-1834.

Florio, E. N., S. R. Lele, Y. C. Chang, R. Sterner i G. E. Glass (2004), Integration AVHRR satellite data and NOAA ground observations to predict surface air temperature: a statistical approach, *Int. J. Remote Sens.*, 25, 2979-2994.

Gallart, F., P. Llorens, J. Latron i D. Regüés (2002). Hydrological Processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 6, 527-537.

Gao, B-C i Y. J. Kaufman (1998), *MODIS Near-IR Water Vapor Algorithm. Product ID: MOD05 - Total Precipitable Water. Algorithm Technical Background Document.* [pàgina visitada el dia 27/01/2008 a les 17:00].
http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atmos_atbd.php

Gates, D. M. (1980), *Biophysical ecology*, Springer-Verlag, New York.

Generalitat de Catalunya i Universitat de Barcelona (2007), *Cartografia dels hàbitats a Catalunya 1:50.00, per fulls de tall 1:50.000.* [pàgina visitada el dia 15/05/2004 a les 13:00].
http://mediambient.gencat.net/cat/el_departament/cartografia/fitxes/habitats.jsp?ComponentID=5523&SourcePageID=6463#1.

Giorgi, F; X. Q. Bi i J. Pal (2004), Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. II: climate change scenarios (2071-2100), *Climate Dynam.*,23(7-8), 839-858.

Goetz, S. J., R. N. Halthore, F. G. Hall i B. L. Markham (1995), Surface temperature retrieval in temperature grassland with multiresolution sensors, *J. Geophys. Res.*, 100(D10): 25,397-25,410.

Gómez, M. (2006), *Cartografiado de la evapotranspiración mediante Teledetección: aplicación a sensores de alta i baja resolución*, Tesi doctoral inèdita (Tesi Doctoral). Global Change Unit. Universitat de València.

Goward, S. N., R. H. Waring, D. G. Dye i J. Yang (1994), Ecological Remote Sensing at OTTER: Satellite Macroscale Observations, *Ecol. Appl.*, 4, 322-343.

van de Griend, A. A. i M. Owe (1993), On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces, *Int. J. Remote Sens.*, 14, 1119-1131.

Harrell, F. E. (2001), *Regression Modeling Strategies. With applications to linear models, logistic regression models and survival analysis*. Springer, New York, 568 pp.

Houborg, R., Soegaard, H., W. Emmerich i S.Moran (2007), Inferences of all-sky solar irradiance using Terra and Aqua MODIS satellite data, *Int. J. Remote Sens.*, 28(20), 4509-4535.

Humes, K., Hardy, R., Kustas, W. P., Prueger, J. i Starks, P. (2000), *High spatial resolution mapping of surface energy balance components with remotely sensed data, in Thermal Remote Sensing, a Land Surface Processes*, editors D. Quattrochi and J. Luvall, pp. 205-253, CRC Press Boca Raton, Florida, USA.

Hurtado, E., A. Vidal i V. Caselles (1996), Comparison of two atmospheric correction methods for Landsat TM thermal band. *Int. J. Remote Sens.*, 17, 237-247.

Hurtado E. i J. A. Sobrino (2001), Daily net radiation estimated from air temperature and NOAA-AVHRR data: a case study for the Iberian Peninsula, *Int. J. Remote Sens.*, 8(20), 1521-1533.

Ibàñez, J. J. i Burriel J.A. (2006), *MCSC: a high-resolution thematic digital cartography*, article presentat al 5th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems. Institut Cartogràfic de Catalunya. B-31042-2006/2.

Idso, S. B. (1981), A set of equations for full spectrum 8 to 14 μ m thermal radiation from cloudless skies, *Water. Resour. Res.*, 17, 295-304.

Idso, S. B. i Jackson, R. D. (1969), Thermal radiation from the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 74, 3397-3403.

Idso, S. B. (1981), A set of equations form full spectrum and 8 to 14mm and 10.5 to 12.5 mm thermal radiation from cloudless skies, *Water Resour. Res.*, 17(2): 295-304.

Inoue, Y i M. S. Moran (1997), A simplified meted for remote sensing of daily canopy transpiration – a case study with direct measurements of canopy transpiration in soybean canopies, *Int. J. Remote Sens.*, 18(1): 139-152.

Irish, R. (2000), *Landsat 7 Automatic Cloud Cover Assessment*, article presentat a SPIE Algorithms for Multispectral, Hyperspectral, and Ultraspectral Imagery. Vol. 4049, April.

Irish, R. (2003), *Landsat 7 Science Data Users Handbook*, NASA, [pàgina visitada el dia 17/08/2003 a les 13:00] http://ltpwww.gsfc.nasa.gov/IAS/handbook/handbook_toc.html.

Itier, B. i Riou, C., (1982). Une nouvelle méthode de détermination de l'évapotranspiration réelle par thermographie infrarouge. *Journal de Recherches Atmosphériques*, 16, pp. 113–125.

ITT Industries (2006), *ENVI*, Version 4.3. Boulder, CO, 80301, USA.

Jacobs, J. M., Anderson, M. C., Friess, L. C. i G. R. Diak (2004), Solar radiation, longwave radiation and emergent wetland evapotranspiration estimates from satellite data in Florida, USA, *Hydrolog. Sci. J.*, 49(3), 461-476.

Jackson, R. D., Reginato R. J. i S. B. Idso (1976), Calculation of evapotranspiration rates during the transition from energy-limiting to soil-limiting phases using albedo data, *Water. Resour. Res.*, 12(1): 23-26.

Jackson, R. D., R. J. Reginato i S. B. Idso (1977), Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements, *Water. Resour. Res.*, 13, 651-656.

Jackson, R. D., R. J. Reginato S. B. Idso i P. J. Pinter (1981), Canopy temperature as a crop water stress indicator, *Water. Resour. Res.*, 17, 1133-1138.

Jackson, R. D., Pinter, P. J. i R. J. Reginato(1985), Net radiation calculated from remote multispectral and ground station meteorological data, *Agr. Forest Meteorol.*, 35, 153-164.

Jiménez-Muñoz, J. C. i J. A. Sobrino (2003), A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data, *J. Geophys. Res.*, 108, 22. doi: 10. 1029/2003JD003480.

Jiménez-Muñoz, J. C. i J. A. Sobrino (2006), Error sources on the land surface temperature retrieved from thermal infrared single channel remote sensing data, *Int. J. Remote Sens.*, 27(5), 999–1014.

Justice, C. O., T. F. Eck, D. Tanré i B. N. Holben (1991), The effect of water vapour on the Normalized Difference Vegetation Index derived for the Sahelian region from NOAA AVHRR data, *Int. J. Remote Sens.*, 12, 1165–1187.

Kerr, Y. H., Assad, E., Freteaud, J. P., Lagouarde, J. P. i B. Seguin(1987), Estimation of evapotranspiration in the sahelian zone by use of Meteosat and NOAA-AVHRR data, *Adv. Space. Res.*, 7: 161-164.

Kessler, A. i L. Jaeger (1999), Long-term changes in net radiation and its components above a pine forest and grass surface in Germany, *Int. J. Climatol.*, 19, 211-226.

Kneisys, F. X., L. W. Abreu, G. P. Anderson, J. H. Chetwynd, E. P. Shettle, A. Berk, L. S. Bernstein, D. C. Robertson, P. Acharya, L. S. Rothman, J. E. A. Selby, W. O. Gallery i S. A. Clough (1995), *The MODTRAN 2/3 and LOWTRAN 7 model*. Ontar Corporation. North Andover. USA.241.60.

Kustas, W. P. i Daughtry, C. S. T. (1990), Estimation of the soil heat flux/net radiation from spectral data, *Agr. Forest Meteorol.*, 49, 205-233.

Kustas, W. P. i J. M. Norman (1996), Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces, *Hydrolog. Sci. J.*, 41(4): 495-516.

Kustas, W. P., A. N. French, J. L. Hatfield, T. J. Jackson, M. S. Moran, A. Rango, J. C. Ritchie i T. J. Schmugge (2003), Remote Sensing research in hydrometeorology, *Photogramm. Eng. Rem. S.*, 69, 631-646.

Kustas, W. P., J. M. Norman, T. J. Schmugge i M. C. Anderson (2000), *Mapping surface energy fluxes with radiometric temperature*, a Thermal Remote Sensing in Land Surface Processes, editors D. Quattrochi and J. Luvall, pp. 205-253, CRC Press Boca Raton, Florida, USA.

Kustas, W. P., Li, F., Jackson, T. J., Prueger, J. H. MacPherson, J. I. i M. Wolde (2004b), Effects of remote sensing pixel resolution on modelled energy flux variability of croplands in Iowa, *Remote Sens. Environ.*, 92, 535-547.

Kaneko T. i M. J. Wooster (1999), Landsat infrared analysis of fumarole activity at Unzen Volcano: time-series comparison with gas and magma fluxes, *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 89 (1-4), 57-64.

Lagouarde, J. P. i Brunet, Y. (1983), A simple model for estimating the daily upward longwave surface radiation flux from NOAA-AVHRR data, *Int. J. Remote Sens.*, 14(5), 907-925.

Li, Z.-L., L. Jia, Z.-B. Su, Z. Wan, i R. Zhang (2003), A new approach for retrieving precipitable water from ATSR2 split-window channel data over land area, *Int. J. Remote Sens.*, 24, 5095-5117.

Liang, S., A. H. Strahler i C. Walthall (1999), Retrieval of land surface albedo from satellite observations: a simulation study, *J. Appl. Meteorol.*, 38, 712-725.

Liang, S. (2001), Narrowband to broadband conversions of land surface albedo, *Remote Sens. Environ.*, 76, 213-238.

- Liu, D. i Pu, R. (2008), Downscaling Thermal Infrared Radiance for Subpixel Land Surface Temperature Retrieval, *Sensors*, 8, 2695-2706.
- Ma, Y., Su, Z., Li, Z., Koike, T. i Meneti, M. (2002), Determination of regional net radiation and soil heat flux over an heterogeneous landscape of the Tibetan Plateau, *Hydrol. Process.*, 16, 2963-2971.
- Ma, Y. (2003), Remote sensing parameterization of regional net radiation over heterogeneous land surface of Tibetan Plateau and arid area, *Int. J. Remote Sens.*, 24(15), 3137-3148.
- Ma, Y., Tian, H., Ishikawa, H., Ohba, R., Ueda, H., i Wen. J. (2007), Determination of regional surface heat fluxes over a heterogeneous landscape of the Jiddah area of Saudi Arabia by using Landsat-7 ETM data, *Hydrol. Process.*, 21, 1892-1900.
- Mansor, S. B. i A. P. Cracknell (1994), Monitoring of underground coal fires using thermal infrared data, *Int. J. Remote Sens.*, 15, 1675-1685.
- Martín Vide, (1991), *Fundamentos de climatología analítica*, Colección Espacios y Sociedades, Serie General nº 22. Editorial Síntesis.
- McKenney, M. i N. J. Rosenberg (1993), Sensitivity of some potencial evapotranspiration estimation methods to climate change, *Agr. Forest Meteorol.*, 64, 81-110.
- Markham, B. L. i J. L. Barker (1986), Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectance and at-satellite temperatures, *EOSAT Landsat Technical Notes*, 1: 3-8.
- Monestiez, P., D. Courault, D. Allard i F. Ruget (2001), Spatial interpolation of air temperature using environmental context: application to a crop model, *Environ. Ecol. Stat.*, 8, 297-309.

Monteith J. L. (1973), *Principles of environmental physics*, 1st ed, Edward Arnold, London.

Monteith J. L. i M. H. Unsworth (2008), *Principles of environmental physics*, 3rd ed, Edward Arnold, London.

Moran, M. S., R. D. Jackson, L. H. Raymond, L. W. Gay i P. N. Slater (1989), Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground-based meteorological data, *Remote Sens. Environ.*, 30, 77-87.

Moran, M. S., Clarke, T. R., Inoue, Y. i A. Vidal, (1993), Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sens. Environ.*, 49: 246-263.

Moran, M. S., T. R. Clarke, Y. Inoue, i A. Vidal (1994), Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index, *Remote Sens. Environ.*, 49: 246-263.

Ninyerola, M., X. Pons i J. M. Roure (2000), A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques, *Int. J. Climatol.*, 20, 1823-1841.

Ninyerola, M., X. Pons i J. M. Roure (2004), *Atles Climàtic Digital de Catalunya*. [pàgina visitada el dia 01/01/2005 a les 14:00]. <http://magno.uab.es/atles-climatic/catala/presentacio.htm>

Ninyerola M, X. Pons i J. M. Roure (2006a), Objective air temperature mapping for the Iberian Peninsula using spatial interpolation and GIS, *Int. J. Climatol.*, doi:10.1002/joc.1462.

Ninyerola M, X. Pons i J. M. Roure (2006b), Monthly precipitation mapping of the Iberian Peninsula using spatial interpolation tools implemented in a Geographic Information System, *Theor. Appl. Climatol.*, doi:10.1007/s00704-006-0264-2.

Ninyerola, M., X. Pons i J. M. Roure (2006c), *Atles Climàtic Digital de la Península Ibèrica*. [pàgina visitada el dia 01/03/2007 a les 14:00].

http://opengis.uab.es/wms/iberia/ca_index.htm

Nishihama, M., Wolfe, R., Solomon, D., Patt, F., Blanchette, J., Flei, A. i E. Masuoka (1997), *MODIS Level 1A Earth Location: Algorithm Theoretical Basis Document*. Version 3.0. [pàgina vistada el dia 12/04/2001 a les 16:00].

http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod28_v3.pdf

Norman, J., Kustas, W. P. i Humes, K. (1995), Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agr. Forest Meteorol.*, 77, pp. 263–293.

Nosetto, M. D., E. G. Jobbágy i J. M. Paruelo (2005), Land-use change and water losses: the case of grassland afforestation across a soil textural gradient in central Argentina, *Glob. Change Biol.*, 11,1101-1117.

Nuet, J., Panareda, J. M. i A. M. Romo (1991), *Vegetació de Catalunya*, Barcelona, 153 pp.

Oke, T. R. (1987). *Boundary Layer Climates*, 2nd edn. Routledge, London, 435 pp.

Palà, V. i X. Pons (1995), Incorporation of relief into geometric corrections based on polynomials, *Photogramm. Eng. Rem. S.*, 61, 935-944.

Pallas, J. E., B. E. Michel i D. G. Harris (1967), Photosynthesis, Transpiration, Leaf Temperature, and Stomatal Activity of Cotton Plants under Varying Water Potentials, *Plant Physiol*, 42, 76–88.

Page, J. (1986). *Prediction of solar radiation on inclined surfaces*. *Solar energy, R & D in the European Community*. Series F: Solar radiation data, 3. Reidel Publishing Company. Dordrecht.

Pirazzini, R., M. Nardino, A. Orsini, F. Calzolari, T. Georgiadis i V. Levizzani (2000). *Parameterisation of the downward longwave radiation from clear and cloudy skies at Ny-Ålesund (Svalbard)*. Presented to: IRS 2000, International Radiation Symposium, St. Petersburg, Russia, 24-29 July.

Pons, X. i L. Solé-Sugrañes (1994), A Simple Radiometric Correction Model to Improve Automatic Mapping of Vegetation from Multispectral Satellite Data, *Remote Sens. Environ.*, 47, 1-14.

Pons, X. (2004), *MiraMon. Sistema d'Informació Geogràfica i software de Teledetecció*, Centre de Recerca Ecològica i Aplicacions Forestals, CREAF. Bellaterra. ISBN: 84-931323-4-9

Pons, X. i M. Ninyerola (2008), Mapping a topographic global solar radiation model implemented in a GIS and refined with ground data, *Int. J. Climatol.*, 28, 1821–1834 doi: 10.1002/joc.1676.

Poyatos, R., Llorens, P. i F. Gallart(2005), Transpiration of montane *Pinus sylvestris* L. and *Quercus pubescens* Willd. forest stands measured with sap flow sensors in NE Spain, *Hydrol. Earth Syst. Sc.*, 9(5), 493-505.

Poyatos, R. (2006), *Measuring and modelling transpiration of pine and oak forest stands in a mediterranean mountain area (vallcebre, ne spain)*, Tesi doctoral inèdita. Universitat de Barcelona- CSIC.

Poyatos, R., J. Cermák i P. Llorens (2007), Variation in the radial patterns of sap flux density in pubescent oak (*Quercus pubescens*) and its implications for tree and stand transpiration measurements, *Tree Physiol.*, 27, 537–548,.

Prata, A. J. (1996), A new formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 122, 1127-1151.

Prihodko, L. i S. N. Goward (1997), Estimation of air temperature from remotely sensed surface observations, *Remote Sens. Environ.*, 60, 335-346.

Prince, S.D., S.J. Goetz, R.O. Dubayah, K.P. Czajkowski i M. Thawley (1998), Inference of surface and air temperature, atmospheric precipitable water and vapor pressure deficit using Advanced Very High-Resolution Radiometer satellite observations: comparison with field observations, *J. Hydrol.*, 212-213, 230-249.

Qin, Z., A. Karnieli, i P. Berliner (2001), A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region, *Int. J. Remote Sens.*, 22, 3719-3746.

Quattrochi, D. A. i J. C. Luvall (2000), *Thermal Remote Sensing in Land Surface Processes*, CRC Press, New York.

Recondo, C. i C. S. Pérez-Morandeira (2002), Obtención de la temperatura del aire en Asturias a partir de la temperatura de la superficie terrestre calculada con imágenes NOAA-AVHRR, *Revista de Teledetección*, 17, 5-12.

Reicosky, D. C., Brown, P. W. i M. S. Moran (1994), Diurnal trends in wheat canopy temperature, photosynthesis, and evapotranspiration, *Remote Sens. Environ.*, 49, 235-245.

Riddering, J. P. i L.P. Queen (2006), Estimating near-surface air temperature with NOAA AVHRR, *Can. J. Remote. Sens.*, 32, 33-43.

Roerink, G. J., Su, Z. i M. Meneti, (2000), S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Phys. Chem. Earth Pt. B*, 25 (2), 147-157.

Rothermel, R.C., R.A. Wilson, G.A. Morris i S.S. Sackett (1986), *Modeling moisture content of fine dead wildland fuels*, USDA Forest Service research paper. INT-359. Ogden. Utah.

Rubio, E., V. Caselles i C. Badenas (1997), Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8-14 μm wave band: analysis of two field methods, *Remote Sens. Environ.*, 59, 490-521.

Salisbury, J. W. i D. M. D'Aria (1992), Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm atmospheric window, *Remote Sens. Environ.*, 42, 83-106.

Sánchez, M. i E. Chuvieco (2000), Estimación de la evapotranspiración del cultivo de referencia, ET_0 , a partir de imágenes NOAA-AVHRR. *Revista de Teledetección*, 14: 11-21.

Sánchez, J.M., V. Caselles, R. Niclós, E. Valor, C. Coll i T. Laurila (2007), Evaluation of the B-method for determining actual evapotranspiration in a boreal forest from MODIS data, *Int. J. Remote Sens.*, 27, 1231-150.

Saraf, A. K., A. Prakash, S. Sengupta i R. P. Gupta (1995), Landsat-TM data for estimating ground temperature and depth of subsurface coal fire in the Jharia coalfield, India, *Int. J. Remote Sens.*, 16, 2111-2124.

Satterlund, D. R. (1979), An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere, *Water Resour. Res.*, 15(6), 1649-1650.

Scott, N. A. i A. Chedin (1981), A fast line by line method for atmospheric absorption computations: the automatized atmospheric absorption atlas, *J. Meteorol.*, 20, 802-812.

Schneider, K. i W. Mauser (1996), Processing and accuracy of Landsat Thematic Mapper data for lake surface temperature measurement, *Int. J. Remote Sens.*, 17, 2027-2041.

Schott, J. R. i W. J. Volchok (1985), Thematic Mapper Thermal Infrared Calibration. *Photogramm. Eng. Rem. S.*, 51, 1351-1357.

Schott, J. R., J. A. Barsi, L. B. Nordgren, N. G. Raqueño i D. De Alwis (2001), Calibration of Landsat thermal data and application to water resource studies, *Remote Sens. Environ.*, 78, 108-117.

Seguin, B. i B. Itier (1983), Using midday surface temperature to estimate daily evapotranspiration from satellite IR data, *Int. J. Remote Sens.*, 4, 371-383.

Seguin, B., Courault, D. i Guéris, M. (1994), Surface temperature and evapotranspiration: Application of local scale methods to regional scales using satellite data, *Remote Sens. Environ.*, 49, 287-295.

Shanmugam A. Y., J. Lee i Y. Q. Kang (2006), Application of satellite infrared data for mapping of thermal plume contamination in coastal ecosystem of Korea, *Mar. Environ. Res.*, 61(2), 186-201.

Sobrino, J. A., V. Caselles i B. Becker (1990), Significance of the remotely sensed thermal infrared measurements obtained over a citrus orchard, *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, 44, 345-354.

Sobrino, J. A., C. Coll i V. Caselles (1991), Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5, *Remote Sens. Environ.*, 38, 19-34.

Sobrino, J. A., Z.-L. Li, i M. P. Stoll, (1993), Impact of the Atmospheric Transmittance and Total Water Vapor Content in the Algorithms for Estimating Satellite Sea Surface Temperatures, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 31(5).

Sobrino, J. A. i N. Raissouni (2000), Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: application to Morocco, *Int. J. Remote Sens.*, 21(2), 353-366.

Sobrino, J.A., J.C. Jiménez-Muñoz, N. Raissouni i G. Soria (2002), A simplified method for estimating the total water vapor content over sea surfaces using NOAA-AVHRR channels 4 and 5, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 40, 357 - 361.

Sobrino, J. A. i J. El Kharraz, (2003), Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data, *Int. J. Remote Sens.*, 24, 5161–5182.

Sobrino, J. A., J. C. Jiménez-Muñoz i L. Paolini (2004), Land surface temperature retrieval from Landsat TM 5, *Remote Sens. Environ.*, 90, 434-440.

Sobrino, J. A. i J. C. Jiménez-Muñoz (2005). Land surface temperature retrieval from thermal infrared data: An assessment in the context of the Surface Processes and Ecosystem Changes Trough Response Analysis (SPECTRA) mission. *J. Geophys. Res.*, 110, D16103. doi: 10.1029/2004JD005588.

Sobrino, J. A., Gómez, M., Jiménez-Muñoz, J. C., Oliso, A. i G. Chehbouni (2005), A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX campaigns, *J. Hydrol.*, 315, 117-125.

Sobrino, J. A., J. C. Jiménez-Muñoz, G. Sòria, M. Romaguera, L. Guanter, J. Moreno, A. Plaza i P. Martínez (2008), Land surface emissivity retrieval from different VNIR and TIR sensors, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 46(2), 316-327. doi: 10.1109/TGRS.2007.904834.

Sokal, R.R. i F.J. Rohlf (1997), *Biometry, the Principles and Practice of Statistics in Biological Research*, 3rd edn, W.H. Freeman and Company, New York.

StatSoft, Inc. (2001), *STATISTICA (data analysis software system)*, version 6. www.statsoft.com.

Stathopoulos, M. i C. Cartalis (2007), Daytime urban heat islands from Landsat ETM+ and Corine land cover data: An application to major cities in Greece. *Sol. Energy*, 81(3), 358-368.

Strahler, A. H., Lucht, W., Barker-Schaaf, C., Tsang, T., Gao, F., Li, X. Muller, J.-P. Lewis, P. i M. J. Barnsley (1999), *MODIS BRDF/Albedo Product: Algorithm Theoretical Basis Document*. Version 5.0. . [pàgina vistada el dia 10/04/2001 a les 15:00]. http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod09.pdf

Sun, Y.-J., J.-F. Wang, R.-H. Zhang, R. R. Gillies, Y. Xule i Y.-C. Bo (2005), Air temperature retrieval from remote sensing data based on thermodynamics, *Theor. Appl. Climatol.*, 80, 37-48.

Swinbank, W. C. (1963), Long-wave radiation from clear skies, *Q. J. R. Meteorolo. Soc.*, 89, 339-348.

Valor, E. i V. Caselles (1996), Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African and South American areas, *Remote Sens. Environ.*, 57, 167-184.

Valor, E., V. Caselles, C. Coll, F. Sánchez, E. Rubio i F. Sospedra (2000), Simulation of a medium-scale-surface-temperature instrument from Thematic Mapper data, *Int. J. Remote Sens.*, 21, 3153-3159.

Valor, E i V. Caselles (2005), *Validation of the vegetation cover method for land surface emissivity estimation*, in Recent Research Developments in Thermal Remote Sensing, edited by V. Caselles, E. Valor, and C. Coll pp. 1-20,, Research Signpost, Kerala, India. ISBN: 81-7736-164-3.

Vermote, E.F.; D. Tanre, J.L. Deuze, M. Herman i J.-J. Morcette (1997), Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S: an overview, *IEEE T. Geosci. Remote*, 35, 675-686.

Vermote, E. F. i Vermeulen A. (1999), *Atmospheric correction algorithm: spectral reflectances (MOD09)*. Version 4.0. [pàgina vistada el dia 28/06/2003 a les 15:00]
http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod08.pdf

Vidal, A. i A. Perrier (1989), Analysis of a simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal IR data, *Int. J. Remote Sens.*, 10(8): 1327-1337.

Vogt, J. V., A. A. Viau i F. Paquet (1997), Mapping regional air temperature fields using satellite-derived surface skin temperatures, *Int. J. Climatol.*, 17, 1559-1579.

Wan, Z. (1999), *MODIS Land-Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document (LST ATBD)*. Version 3.3. [pàgina vistada el dia 12/04/2003 a les 15:00]
http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod11.pdf

Wassenaar, T., Olioso, A., Haseger, C., Jacob, F. i A. Chehbouni (2002), *Estimation of evapotranspiration on heterogeneous pixels*. A J. A. Sobrino (Ed), First International Symposium on Recent Advances in Quantitative Remote Sensing, 16-20 September 2002. València, Spain (pp. 458-465). Publicacions de la Universitat de València.

Whittow, J. B. (1984), *Diccionario de geografía física*, Alianza editorial. Madrid.

Wukelic, G. E., D. E. Gibbons, L. M. Martucci i H. P. Foote (1989a), Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper thermal band, *Remote Sens. Environ.*, 28, 339-347.

Wukelik, G. E., D. E. Gibbons, J. P. Leighton i M. J. Doyle (1989b), Application of Landsat Thematic Mapper data for coastal thermal plume analysis at Diablo Canyon, *Photogramm. Eng. Rem. S.*, 55, 903-909.

Xian, G. i M. Crane (2006), An analysis of urban thermal characteristics and associated land cover in Tampa Bay and Las Vegas using Landsat satellite data, *Remote Sens. Environ.*, 104(2), 147-156.

Yang, X., Q. Zhou i M. Melville (1997), Estimating local sugarcane evapotranspiration using Landsat TM image and VITT concept, *Int. J. Remote Sens.*, 18, 453-459.

Yang, W. i L. Di (2004), An accurate and automated approach to georectification of HDF-EOS swath data, *Photogram. Eng. And Rem. Sens.*, 70, 397-404.

Zhang, X. i J. L. van Genderen (1997), A method to evaluate the capability of Landsat-5 TM band 6 data for sub-pixel coal fire detection, *Int. J. Remote Sens.*, 18, 3279-3288.