



Escola Tècnica Superior d'Enginyeria
de Telecomunicació de Barcelona

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA

PROYECTO FINAL DE CARRERA

EFECTO DE LA CORRECCIÓN DE LA EFICIENCIA DE CORRELACIÓN GKJ SOBRE DATOS SMOS EN LA RECUPERACIÓN DE HUMEDAD

Estudios: Ingeniería de Telecomunicación

Autor: Marc Castellví Fernández

Director/a: Mercè Vall-Ilossera Ferran

María Piles Guillem

Año: 2016

AGRADECIMIENTOS

Me gustaría expresar mi agradecimiento y gratitud a todas las personas que me han acompañado y ayudado durante la realización de este proyecto: Miriam Pablos, David Chaparro, Gerard Portal, Israel Durán y, en especial a: Mercè Vall-Llossera, María Piles y Adriano Camps.

También quiero agradecer de todo corazón, el ánimo y el apoyo recibido por mi familia durante toda la carrera y, en especial ahora, en el tramo final. Sin ellos y su convicción de que podía lograrlo, no lo hubiera conseguido.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de error a nivel global de la temperatura de brillo sin aplicar (arriba) y aplicando la corrección GKJ (abajo). [Corbella, 2015].....	12
Figura 2.1 Geometría de la radiación incidente sobre una antena con un diagrama de radiación no isotrópico. [Ulaby, 1981]	14
Figura 2.2 Curvas de radiación de la ley de Planck. [Ulaby, 1981]	16
Figura 2.3 Comparación de la ley de Planck con sus aproximaciones: ley de Rayleigh-Jeans (válida para baja frecuencia) y ley de Wien (válida para alta frecuencia). [Ulaby, 1981].....	17
Figura 2.4 Representan las temperaturas de brillo en función del ángulo de incidencia para tres casos de humedad distintos.....	21
Figura 2.5 Representa el efecto de la humedad del suelo en la temperatura de brillo	22
Figura 2.6 Representación de la emisión del suelo en función del ángulo de incidencia para tres desviaciones estándares de altura de las superficies diferentes.....	23
Figura 2.7 Al configurar un valor de tau nulo, realmente lo que estamos haciendo es no tener en cuenta los efectos de la vegetación. Por tanto, únicamente estamos observando el efecto de las distintas condiciones de humedad y podemos apreciar que el resultado es el mismo que el de la figura 2.4.....	25
Figura 2.8 Representación de las temperaturas de brillo con un valor de tau no nulo, es decir, teniendo en cuenta los efectos de vegetación. Se observa que la emisividad es mayor y también se puede apreciar que la separación entre polarizaciones y tipos de humedad disminuye	25
Figura 2.9 Representación de las temperaturas de brillo para un valor de tau = 0.24. A medida que tau aumenta, más se aprecian los efectos anteriormente comentados de la vegetación en las temperaturas de brillo	26
Figura 2.10 Representación de las temperaturas de brillo para un valor de tau igual a uno. Los efectos de la vegetación hacen que la separación entre polarizaciones y tipos de humedad cada vez sea menor	26
Figura 3.1 Mapa de la situación de la zona de monitorización de humedad de España, REMEDHUS [Camps, 2012]	28
Figura 3.2 Fotografía del satélite SMOS en órbita [ESA, http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2004/06/SMOS].....	30

Figura 3.3 Fotografía de la geometría de observación SMOS [Camps, 2005].....	32
Figura 3.4 Fotografía del instrumento de la misión SMOS, MIRAS [ESA, http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2004/06/The_SMOS_instrument]	33
Figura 3.5 Distribución de los productos de la misión SMOS [AEMET, http://repositorio.aemet.es/bitstream/20.500.11765/2590/1/TyC_2007_17_03.pdf] 35	
Figura 3.6 Concepto artístico misión SMAP [NASA, https://www.nasa.gov/smap/imatges].....	41
Figura 3.7 Anidación de cuadrículas de distinta resolución en malla EASE2 [NASA, https://smap-archive.jpl.nasa.gov/science/dataproducts/ATBD/]	44
Figura 3.8 Ejemplo de datos NDVI de climatología en diferentes resoluciones [NASA, https://smap-archive.jpl.nasa.gov/science/dataproducts/ATBD/]	44
Figura 3.9 Proceso conceptual para obtener humedad del suelo a partir de TB a la entrada [NASA, https://smap-archive.jpl.nasa.gov/science/dataproducts/ATBD/].....	45
Figura 3.10 Misión Aqua [NASA, https://www.nasa.gov/smap/imatges]	46
Figura 3.11 Misión Terra [NASA, https://www.nasa.gov/smap/imatges]	47
Figura 3.12 Instrumentos del satélite de la misión Aqua [NASA, http://aqua.nasa.gov/content/instruments]	48
Figura 3.13 En esta figura se muestra el SPI para 1 mes (izquierda) y 3 meses (derecha) de finales de febrero del 2012. Un SPI entre -1 y -1.5 (amarillo) se clasifica como moderadamente seco, entre -1.5 y -2 (naranja) se clasifica como severamente seco y para un SPI menor que -2 (rojo) se clasifica como extremadamente seco. [http://edo.jrc.ec.europa.eu/]	49
Figura 3.14 Mapa diario de anomalías de la humedad del suelo del martes 7 de marzo del 2012. [http://edo.jrc.ec.europa.eu/].....	50
Figura 3.15 Muestra el SPI obtenido durante 9 meses hasta finales de marzo de 2014. [http://edo.jrc.ec.europa.eu/]	51
Figura 3.16 Muestra el porcentaje de territorio afectado por los diferentes niveles de sequía. Sin sequía, verde. Sequía moderada, amarillo. Sequía Severa, naranja. Sequía extrema, rojo. [http://edo.jrc.ec.europa.eu/]	52
Figura 3.17 Mapas de anomalías de la humedad del suelo correspondiente a los primeros (izquierda), segundos (centro) y terceros (derecha) diez días del mes de marzo del 2012. [http://edo.jrc.ec.europa.eu/]	52

Figura 3.18 Mapas de anomalías de la humedad del suelo correspondiente a los primeros (izquierda), segundos (centro) y terceros (derecha) diez días del mes de marzo del 2014. [http://edo.jrc.ec.europa.eu/]	53
Figura 4.1 Representación de los datos NDVI del producto MOD13A2 de MODIS en un período de 16 días del mes de marzo de 2012 para: la resolución original de 1km (izquierda) y la resolución final de 36km (derecha)	56
Figura 4.2 Representación de los datos LST del día 6 del mes de marzo de 2012 en la resolución original de 75km (izquierda) y la resolución final ajustando las coordenadas a la Península Ibérica (derecha)	57
Figura 4.3 Esquema de las variables, dinámicas (arriba del SCA) y estáticas (debajo del SCA), que intervienen en el modelo del Single Channel Algorithm	58
Figura 4.4 Captura de la temperatura de brillo con polarización horizontal, órbita ascendente y ángulo de incidencia 32 (arriba), 42 (centro) y 52(medio) para el día 13 de marzo del 2012. Representada con el visualizador Panoply	60
Figura 4.5 Captura de la temperatura de brillo con polarización horizontal, órbita descendente y ángulo de incidencia 32 (arriba), 42 (centro) y 52(medio) para el día 13 de marzo del 2012. Representada con el visualizador Panoply	61
Figura 4.6 Temperatura de brillo con polarización horizontal, órbita ascendente y ángulo de incidencia 42 para el día 13 de marzo del 2012. Expresado en K	62
Figura 4.7 Temperatura de brillo con polarización horizontal, órbita descendente y ángulo de incidencia 42 para el día 13 de marzo del 2012. Expresado en K	63
Figura 4.8 Temperatura de brillo con polarización horizontal, promedio entre órbita ascendente y descendente y ángulo de incidencia 42 para el día 13 de marzo del 2012. Expresado en K	63
Figura 4.9 Temperatura de brillo con polarización horizontal, promedio entre órbita ascendente y descendente y ángulo de incidencia 42 para el día 13 de marzo del 2012. Ajustado a la zona de observación con filtrado de píxeles de mar	64
Figura 4.10 Temperatura de brillo del mes de marzo del 2012	65
Figura 4.11 Mapa de humedad del suelo del mes de marzo de 2012 (izquierda) y mapa de valores del parámetro albedo, IGBP_W (derecha). Se puede apreciar la fuerte relación entre el mapa de humedad recuperado y la configuración del parámetro.....	69
Figura 4.12 Mapa de humedad del suelo del mes de marzo de 2012 con el parámetro albedo ajustado al valor constante 0.05	69

Figura 5.1 Representación de la temperatura de brillo para el mes de marzo de 2012, expresada en K, para los 3 tipos de datos disponibles: sin corrección GKJ (arriba izquierda), con corrección GKJ (arriba derecha), la diferencia entre ellas y las L1C (abajo derecha).....	72
Figura 5.2 Representación de la temperatura de brillo para el mes de marzo de 2014, expresada en K, para los 3 tipos de datos disponibles: sin corrección GKJ (arriba izquierda), con corrección GKJ (arriba derecha), la diferencia entre ellas y las L1C (abajo derecha).....	73
Figura 5.3 Representación de la emisividad para el mes de marzo de 2012 según los 3 tipos de datos disponibles: sin corrección GKJ (arriba izquierda), con corrección GKJ (arriba derecha), su diferencia (abajo izquierda) y los L1C (abajo derecha).....	75
Figura 5.4 Representación de la emisividad para el mes de marzo de 2014 según los 3 tipos de datos disponibles: sin corrección GKJ (arriba izquierda), con corrección GKJ (arriba derecha), su diferencia (abajo izquierda) y los L1C (abajo derecha).....	76
Figura 5.5 Representación de la humedad del suelo con configuración inicial de valores IGBP para los datos sin corrección GKJ (arriba izquierda), datos con corrección GKJ (arriba derecha), diferencia de datos sin y con GKJ (abajo izquierda) y datos L3 (abajo derecha), mes de marzo de 2012	77
Figura 5.6 Representación de la humedad del suelo con configuración final de valores IGBP para los datos sin corrección GKJ (arriba izquierda), datos con corrección GKJ (arriba derecha), diferencia de datos sin y con GKJ (abajo izquierda) y datos L3 (abajo derecha), mes de marzo de 2012	78
Figura 5.7 Representación de la humedad del suelo con configuración inicial de valores IGBP para los datos sin corrección GKJ (arriba izquierda), datos con corrección GKJ (arriba derecha), diferencia de datos sin y con GKJ (abajo izquierda) y datos L3 (abajo derecha), mes de marzo de 2014	79
Figura 5.8 Representación de la humedad del suelo con configuración final de valores IGBP para los datos sin corrección GKJ (arriba izquierda), datos con corrección GKJ (arriba derecha), diferencia de datos sin y con GKJ (abajo izquierda) y datos L3 (abajo derecha), mes de marzo de 2014	80
Figura 5.9 Gráficos de dispersión obtenidos entre la comparación de los datos in-situ con los datos de SM L3 (izquierda) y con los datos obtenidos (derecha) sin aplicar GKJ (negros) y aplicando la GKJ (rojos), para el mes de marzo de 2012 con la configuración inicial.....	81

Figura 5.10 Gráficos de dispersión obtenidos entre la comparación de los datos in-situ con los datos de SM L3 (izquierda) y con los datos obtenidos (derecha) sin aplicar GKJ (negros) y aplicando la GKJ (rojos), para el mes de marzo de 2012 con la configuración final 83

Figura 5.11 Gráficos de dispersión obtenidos entre la comparación de los datos in-situ con los datos de SM L3 (izquierda) y con los datos obtenidos (derecha) sin aplicar GKJ (negros) y aplicando la GKJ (rojos), para el mes de marzo de 2014 con la configuración inicial..... 84

Figura 5.12 Gráficos de dispersión obtenidos entre la comparación de los datos in-situ con los datos de SM L3 (izquierda) y con los datos obtenidos (derecha) sin aplicar GKJ (negros) y aplicando la GKJ (rojos), para el mes de marzo de 2014 con la configuración final 85

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1 Requerimientos a nivel científico y a nivel técnico de la misión SMAP [NASA, https://smap-archive.jpl.nasa.gov/science/dataproducts/ATBD/]	42
Tabla 3.2 Tabla de los productos de datos de la misión SMAP [NASA, https://smap-archive.jpl.nasa.gov/science/dataproducts/ATBD/]	43
Tabla 4.1 Calendario Juliano, utilizado para seleccionar el producto NDVI adecuado para cubrir el mes de marzo de 2012 (izquierda) y el mes de marzo del 2014 (derecha)	55
Tabla 4.2 Tabla de clasificación IGBP de Tierra MODIS utilizada para los valores estáticos del SCA.....	58
Tabla 4.3 Configuraciones utilizadas para los valores de los parámetros IGBP.....	70
Tabla 5.1 Tabla resumen de las pruebas estadísticas obtenidas para los datos de humedad L3, sin corrección GKJ y con corrección GKJ. Mes de marzo de 2012 con configuración inicial.....	82
Tabla 5.2 Tabla resumen de las pruebas estadísticas obtenidas para los datos de humedad L3, sin corrección GKJ y con corrección GKJ. Mes de marzo de 2012 con configuración final.....	83
Tabla 5.3 Tabla resumen de las pruebas estadísticas obtenidas para los datos de humedad L3, sin corrección GKJ y con corrección GKJ. Mes de marzo de 2014 con configuración inicial.....	84
Tabla 5.4 Tabla resumen de las pruebas estadísticas obtenidas para los datos de humedad L3, sin corrección GKJ y con corrección GKJ. Mes de marzo de 2014 con configuración final.....	85

ÍNDICE GENERAL

1. INTRODUCCIÓN	11
1.1 OBJETIVOS.....	12
1.2 ESTRUCTURA DEL PROYECTO.....	13
2. TELEDETECCIÓN	14
2.1 CONCEPTOS BÁSICOS SOBRE RADIOMETRÍA	14
2.1.1 <i>Brillo</i>	14
2.1.2 <i>Radiación de un cuerpo negro</i>	15
2.1.3 <i>Radiación de un cuerpo gris</i>	18
2.1.4 <i>Relación Temperatura – Potencia</i>	18
2.2 EMISIÓN EN BANDA–L DE LA CUBIERTA TERRESTRE.....	20
2.2.1 <i>Radiación térmica y emisión de superficie</i>	20
2.2.2 <i>Propiedades dieléctricas del suelo</i>	21
2.2.3 <i>Humedad del suelo</i>	22
2.2.4 <i>Rugosidad de la superficie</i>	23
2.2.5 <i>Efectos de la vegetación</i>	24
3. DATOS DE HUMEDAD Y MISIONES ESPACIALES	27
3.1 MEDIDAS IN-SITU.....	27
3.2 TELEDETECCIÓN	28
3.3 MISIÓN SMOS	30
3.3.1 <i>Modo de actuación de la misión SMOS</i>	31
3.3.2 <i>El instrumento MIRAS</i>	32
3.3.3 <i>Objetivos de la misión SMOS</i>	34
3.3.4 <i>Algoritmo de recuperación de humedad a partir de datos de SMOS</i>	34
3.3.5 <i>Productos de la misión SMOS</i>	35
3.3.6 <i>SMOS GKJ</i>	38
3.4 MISIÓN SMAP	41
3.4.1 <i>Objetivos de la misión SMAP</i>	41
3.4.2 <i>Productos de la misión SMAP</i>	43
3.4.3 <i>Procesado teórico de recuperación de humedad en SMAP</i>	45
3.5 MISIÓN TERRA Y AQUA.....	46
3.5.1 <i>Misión Aqua</i>	46
3.5.2 <i>Misión Terra</i>	47
3.5.3 <i>Instrumento MODIS</i>	47
3.6 EPISODIOS DE SEQUÍA REPORTADOS POR EL EDO-JRC.....	49
3.6.1 <i>Episodio de sequía en marzo de 2012</i>	49
3.6.2 <i>Episodio de sequía en marzo de 2014</i>	51
4. APLICACIÓN DE LA CORRECCIÓN GKJ EN TIERRA	54
4.1 PROCESO DE RECUPERACIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO.....	54
4.1.1 <i>Parámetros y esquema</i>	54
4.1.2 <i>Datos de temperatura de brillo del SMOS-BEC</i>	59
4.1.3 <i>Algoritmo de recuperación de la humedad del suelo</i>	65
4.2 PRUEBAS Y VALIDACIONES.....	68
4.2.1 <i>Configuración parámetros IGBP</i>	68

4.2.2	<i>Pruebas estadísticas de validación</i>	70
5.	RESULTADOS	72
5.1	RESULTADOS DE TEMPERATURA DE BRILLO	72
5.2	RESULTADOS DE EMISIVIDAD	75
5.3	RESULTADOS DE HUMEDAD DEL SUELO	77
5.3.1	<i>Comparación y promediados mensuales</i>	77
5.3.2	<i>Gráficos de dispersión y pruebas estadísticas</i>	81
6.	CONCLUSIONES Y LÍNEAS FUTURAS	86
6.1	CONCLUSIONES	86
6.2	LÍNEAS FUTURAS	87
7.	BIBLIOGRAFÍA	88

CAPÍTULO 1

1. INTRODUCCIÓN

El agua es el origen de toda forma de vida en la tierra. Se puede observar en la naturaleza en estado gaseoso, líquido y sólido. La cantidad de agua que hay en la Tierra es fija, no varía. Aunque está en constante movimiento entre los océanos, la atmósfera y la tierra. La humedad es una medida de la cantidad de agua que contiene un volumen de material y se suele expresar como porcentaje gravimétrico o volumétrico. Es un componente importante del ciclo del agua, por su función en la regulación de los intercambios de agua y energía entre la tierra y la atmósfera. [ESA, [http://esamultimedia.esa.int/docs/SMOS/SMOS\(Spanish\)_28.9.pdf](http://esamultimedia.esa.int/docs/SMOS/SMOS(Spanish)_28.9.pdf)]

En 2009, la Agencia Espacial Europea (ESA) en su segunda misión de oportunidad de exploración de la Tierra, lanzó el satélite SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity), también conocida como la misión del agua. Su objetivo principal era, realizar observaciones globales de la humedad del suelo y de la salinidad de los océanos y así entender mejor el ciclo del agua y los procesos de intercambio de energía entre la superficie de la tierra y la atmósfera. Los datos recuperados han permitido mejorar modelos meteorológicos, climatológicos, y actualmente, gracias a sinergias con datos de otros sensores se están desarrollando productos de valor añadido que amplían el ámbito de aplicaciones, como la agricultura y la administración de recursos hídricos.

Desde el momento en que SMOS se puso en órbita y comenzó a proporcionar medidas, se han ido mejorando los algoritmos de procesado de datos y de recuperación de parámetros geofísicos. A día de hoy, uno de los retos del equipo científico SMOS es la mejora de la calidad de los datos cerca de la costa, degradados por un fenómeno conocido como contaminación tierra-mar, que afecta sobre todo en la zona de mar (hasta unos 800km), pero también en la zona tierra (hasta unos 100km). Recientemente, el grupo de radiometría del departamento de Teoría de la Señal y Comunicaciones de la UPC ha dedicado mucho esfuerzo en mejorar los datos en las zonas costeras. En particular, la tesis de Israel Durán, dirigida por Francesc Torres y Nuria Duffo, tiene como uno de sus principales objetivos minimizar este efecto. En este sentido se ha visto que si se aplica una corrección en los valores de ganancia en todas las visibilidades excepto las situadas en el (0, 0) las mejoras de los valores obtenidos en el mar en las zonas cercanas a la costa son muy significativas. Esta corrección se denomina "Corrección del parámetro GKJ".

La figura 1.1 muestra los mapas de error en el océano a nivel global de temperatura de brillo sin aplicar y aplicando la corrección GKJ identificándose una mejora apreciable en las zonas cercanas a la costa.

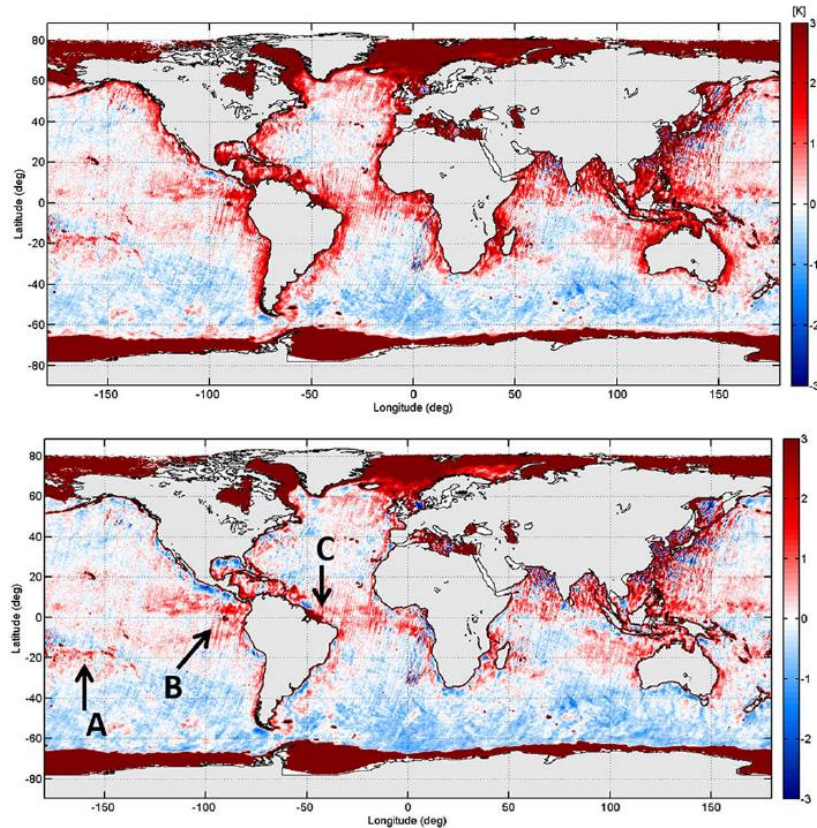


Figura 1.1 Mapa de error a nivel global de la temperatura de brillo sin aplicar (arriba) y aplicando la corrección GKJ (abajo). [Corbella, 2015]

El objetivo de este proyecto final de carrera es analizar el impacto de aplicar la corrección GKJ a datos SMOS sobre tierra. Este análisis se ha realizado a nivel de temperatura de brillo, de emisividad y de humedad del suelo estimada.

1.1 Objetivos

Uno de los principales retos del equipo científico de SMOS actualmente es la recuperación de datos fiables en las zonas próximas a la línea de costa. Estudios recientes llevados a cabo por el grupo de radiometría de la UPC han demostrado que una corrección en los valores de la eficiencia de correlación (parámetro GKJ) mejoran los valores en océano de las temperaturas medidas en las zonas cercanas a la costa [Corbella, 2015]. Sin embargo, hasta la fecha no se ha hecho ningún estudio del efecto de aplicar esta corrección en las medidas en tierra. De ahí que, el principal objetivo de este proyecto es analizar el comportamiento de la corrección GKJ en las medidas de la temperatura de brillo, de la emisividad en tierra y en la recuperación de humedad.

Para poder realizar este estudio se han procesado datos de temperatura de brillo SMOS, en la cadena interna del SMOS-BEC (Centro Experto de Barcelona) utilizando el Miras Testing Software, obtenidas aplicando y sin aplicar la corrección GKJ. Se ha implementado un algoritmo de recuperación de humedad y, posteriormente, se han comparado los valores recuperados con medidas de la Red de Estaciones de Medición de la Humedad del Suelo de Salamanca (REMEDHUS) y se ha realizado un estudio comparativo de los resultados. Para el estudio se han seleccionado dos meses de datos con condiciones de humedad contrastadas: un mes con valores muy secos (marzo 2012) y otro con valores de humedad mucho más elevados (marzo 2014).

1.2 Estructura del proyecto

La memoria del proyecto se ha organizado en 6 capítulos de la siguiente manera:

- Capítulo 1: se describe el concepto e importancia de medir regularmente la humedad, introducción del término GKJ y presentación de los objetivos y estructura del proyecto.
- Capítulo 2: se introducen los conceptos básicos de la radiometría.
- Capítulo 3: se presentan los modelos de recuperación de humedad utilizados en las misiones espaciales SMOS y SMAP. Además, como para mejorar la resolución espacial de los mapas producidos por SMOS se utilizan datos auxiliares del sensor MODIS, embarcado en los satélites Aqua y Terra, se describen brevemente estas misiones y los datos que se utilizan: índice de vegetación y temperatura superficial del suelo.
- Capítulo 4: se describe el algoritmo de recuperación de humedad desarrollado para este proyecto. Se indica cómo y cuáles han sido los valores de las variables utilizadas en el algoritmo. Finalmente se indican las pruebas estadísticas realizadas en el estudio.
- Capítulo 5: se comparan los valores de emisividad, de temperatura de brillo y de humedad a partir de los datos proporcionados por el BEC, aplicando o no la corrección GKJ y se interpretan los resultados obtenidos.
- Capítulo 6: se presentan las conclusiones y líneas futuras del proyecto.

CAPÍTULO 2

2. TELEDETECCIÓN

2.1 Conceptos básicos sobre Radiometría

La mayor parte de la energía que llega a la Tierra lo hace en forma de radiación electromagnética solar. Una parte de esta energía solar se dispersa y se absorbe en la atmósfera y el resto se transmite a la superficie. De ésta una parte se dispersa hacia fuera y el resto se absorbe. De acuerdo con los principios termodinámicos, la absorción de energía electromagnética por un medio material se transforma en energía térmica lo que implica un incremento en la temperatura del material. El proceso opuesto, emisión térmica, es necesario para llegar a un equilibrio entre la radiación solar absorbida y la radiación emitida por la superficie y la atmósfera terrestre.

El campo de la ciencia y la ingeniería que estudia y mide la radiación electromagnética es la Radiometría.

A continuación, se introducen los conceptos básicos de la radiometría que se han utilizado en este proyecto.

2.1.1 Brillo

El brillo $B(\theta, \phi)$ [$W \cdot sr^{-1} \cdot m^{-2}$] se define como la potencia radiada por un cuerpo en un ángulo sólido Ω por unidad de superficie:

$$B(\theta, \phi) = \frac{F_t(\theta, \phi)}{A_t} \quad (2.1)$$

donde $F_t(\theta, \phi)$ es el diagrama de radiación normalizado de la fuente y A_t es el área de radiación.

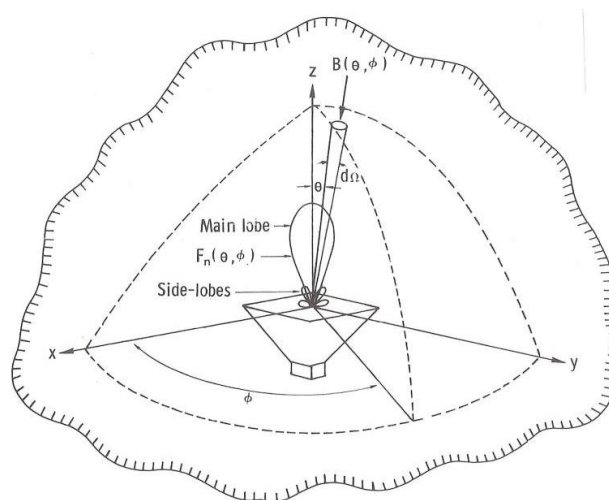


Figura 2.1 Geometría de la radiación incidente sobre una antena con un diagrama de radiación no isotrópico. [Ulaby, 1981]

La Potencia total recibida por una antena con área efectiva A_r y diagrama de radiación normalizado $F_n(\theta, \phi)$ de una fuente extendida es:

$$P = \frac{A_r}{2} \int_f^{f+\Delta f} \iint_{4\pi} B_f(\theta, \phi) F_n(\theta, \phi) d\Omega df \quad (2.2)$$

donde $B_f(\theta, \phi)$ es el brillo espectral que se define como el brillo por unidad de ancho de banda (df). Si $B_f(\theta, \phi)$ no está polarizado (es el caso para la emisión atmosférica), como la antena receptora si tiene una polarización sólo se detectará la mitad de la potencia incidente total sobre su superficie, razón por la cual aparece en la ecuación (2.2) el factor $\frac{1}{2}$. Δf es el ancho de banda de la antena receptora y $d\Omega$ es el diferencial del ángulo sólido.

2.1.2 Radiación de un cuerpo negro

Cualquier material, ya sea en estado sólido, líquido o gaseoso, por el simple hecho de tener una temperatura física mayor que 0 K, radia energía electromagnética.

Un cuerpo negro es un objeto ideal, que absorbe toda la radiación que incide sobre él a cualquier frecuencia, dirección, sin reflejar nada de esta radiación incidente. Además, un cuerpo negro, también es un emisor perfecto. De lo contrario, su temperatura no haría más que aumentar. Así, cuando un cuerpo negro alcanza el equilibrio termodinámico, emite toda la energía absorbida omnidireccionalmente. La emisión de un cuerpo negro sigue la ley de Planck y el brillo espectral es:

$$B_f = \frac{2 hf^3}{c^2} \left(\frac{1}{e^{hf/kT} - 1} \right) \quad (2.3)$$

donde $f [Hz]$ es la frecuencia, $T [K]$ es la temperatura absoluta, $h = 6.63 \cdot 10^{-34} [J \cdot s]$ es la constante de Planck, $k = 1.38 \cdot 10^{-23} [J/K]$ es la constante de Boltzmann y $c = 3 \cdot 10^8 [m/s]$ es la velocidad de la luz.

En la figura 2.2, se muestran las curvas de radiación de la ley de Planck. Se observan los valores de la densidad espectral del brillo en función de la frecuencia para distintos valores de temperatura. También se puede apreciar que, con el aumento de temperatura, aumenta el valor del brillo espectral, así como la frecuencia a la que el valor de B es máximo.

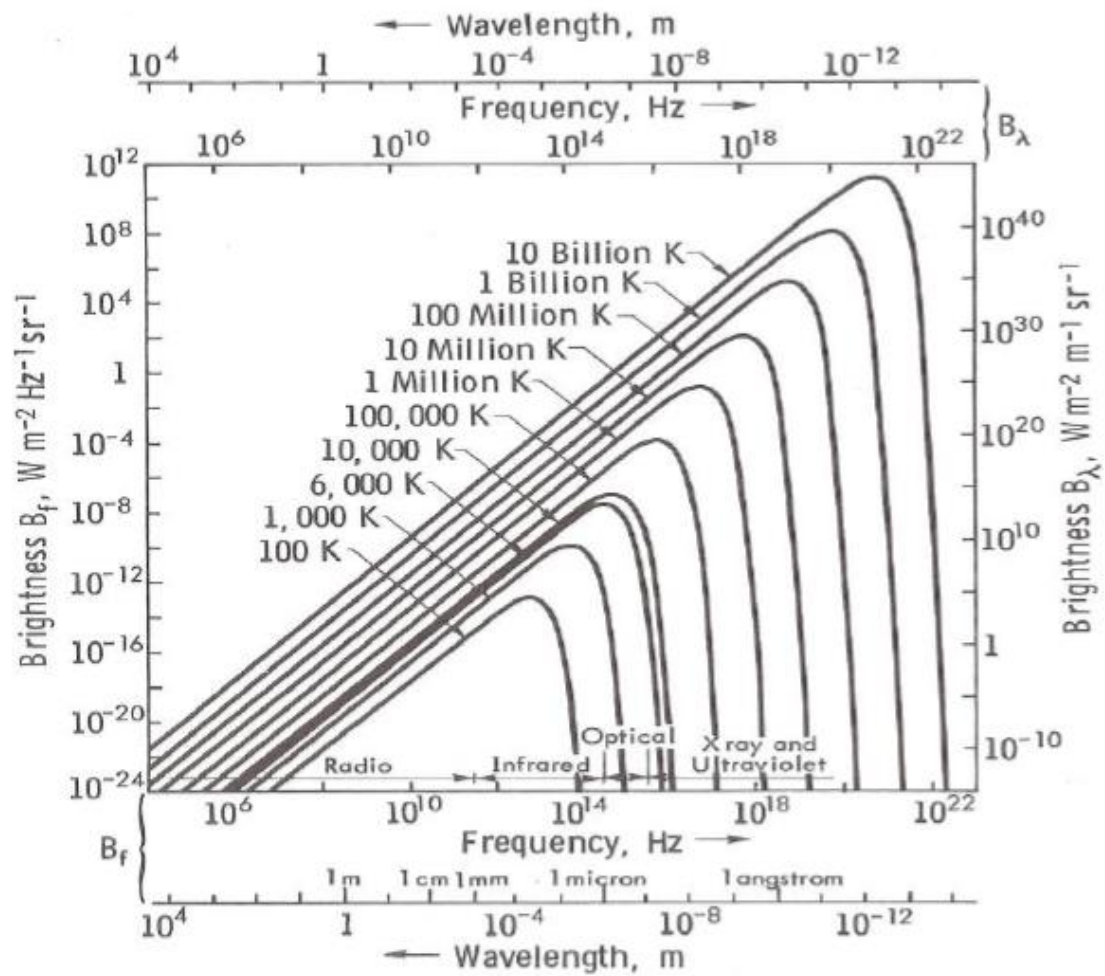


Figura 2.2 Curvas de radiación de la ley de Planck. [Ulaby, 1981]

Para bajas frecuencias (los radiómetros de microondas en banda L están en esta banda), se puede aproximar la ley de Planck por la siguiente expresión, conocida como la ley de Rayleigh-Jeans:

$$B_f = \frac{2 f^2 k T}{c^2} = \frac{2 k T}{\lambda^2} \quad (2.4)$$

donde $\lambda = \frac{c}{f}$ [m] es la longitud de onda.

En la figura 2.3, se compara la ley de Planck con su aproximación a baja frecuencia para $T = 300$ K.

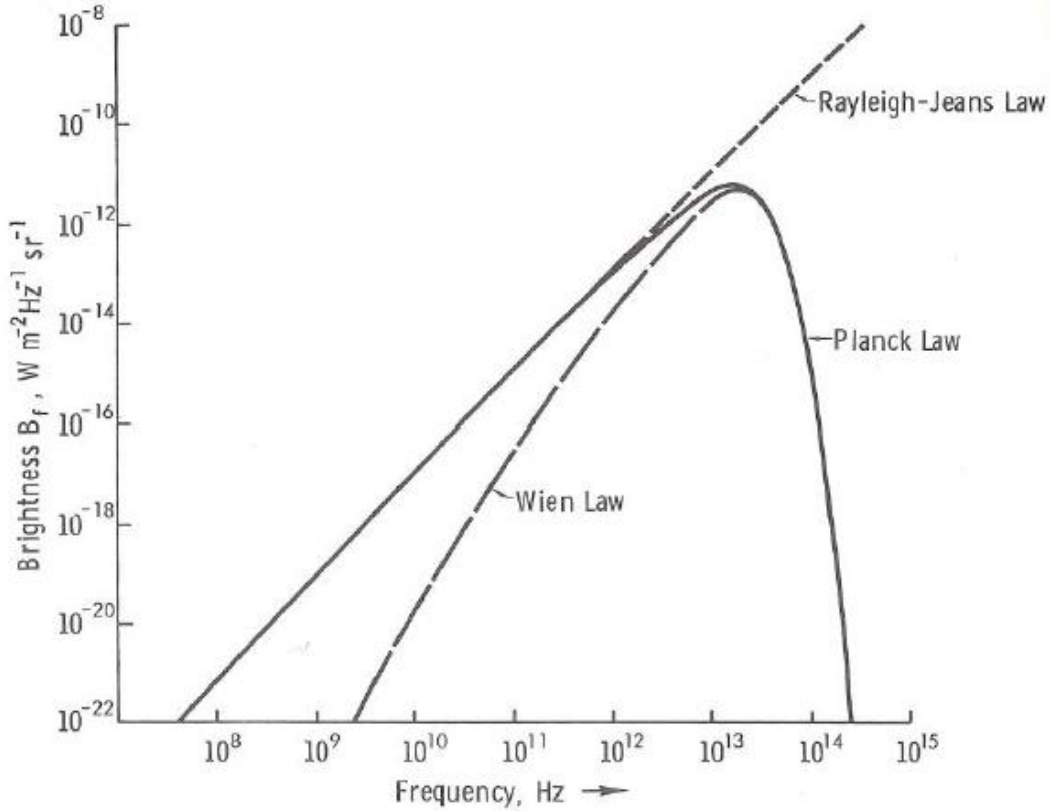


Figura 2.3 Comparación de la ley de Planck con sus aproximaciones: ley de Rayleigh-Jeans (válida para baja frecuencia) y ley de Wien (válida para alta frecuencia). [Ulaby, 1981]

Por lo tanto, el brillo de un cuerpo negro B_{bb} a una temperatura física T y un ancho de banda Δ_f para banda L de microondas se puede aproximar:

$$B_{bb} = B_f \cdot \Delta_f = \frac{2 k T}{\lambda^2} \cdot \Delta_f \quad (2.5)$$

Si se asume un ancho de banda lo suficientemente pequeño como para poder considerar B_f constante (ecuación (2.5)), la potencia debida por el cuerpo negro, ecuación (2.2), resulta así:

$$P_{bb} = k T \Delta_f \cdot \frac{A_r}{\lambda^2} \cdot \iint_{4\pi} F_n(\theta, \phi) \cdot d\Omega \quad (2.6)$$

Teniendo en cuenta que la integral de la ecuación anterior es el ángulo sólido equivalente de la antena:

$$\Omega_p = \iint_{4\pi} F_n(\theta, \phi) \cdot d\Omega = \frac{\lambda^2}{A_r} \quad (2.7)$$

La expresión (2.6), se simplifica:

$$P_{bb} = k T \Delta_f \quad (2.8)$$

Esta expresión relaciona la potencia captada por una antena con la temperatura de un cuerpo ideal negro que le rodea.

2.1.3 Radiación de un cuerpo gris

Un cuerpo negro es un cuerpo ideal. Se utiliza como concepto teórico para describir los principios de radiación. Los cuerpos reales absorben parte de la energía recibida y reflejan la otra parte. A este tipo de cuerpos se les llama cuerpos grises. La intensidad de brillo emitida por un cuerpo gris es:

$$B(\theta, \phi) = \frac{2k}{\lambda^2} \cdot T_B(\theta, \phi) \cdot \Delta_f \quad (2.9)$$

donde $T_B(\theta, \phi)$ se conoce como temperatura de brillo y es la temperatura que tendría un cuerpo negro para producir el brillo $B(\theta, \phi)$ por lo que no se trata de la temperatura real del objeto, sino de una temperatura efectiva.

La emisividad, se define como el brillo $B(\theta, \phi)$ de un material en relación al que emitiría un cuerpo negro a la misma temperatura:

$$e(\theta, \phi) = \frac{B(\theta, \phi)}{B_{bb}} = \frac{T_B(\theta, \phi)}{T} \quad (2.10)$$

El brillo de un material real siempre será menor o igual que el brillo que emitiría un cuerpo negro a la misma temperatura, y por tanto, el rango de valores posibles para la emisividad está comprendido entre 0 y 1 ($0 \leq e(\theta, \phi) \leq 1$). De manera que la temperatura de brillo de un material $T_B(\theta, \phi)$ siempre será menor o igual que su temperatura física T .

2.1.4 Relación Temperatura - Potencia

La temperatura radiométrica aparente (T_{AP}) es equivalente a la distribución de la temperatura de un cuerpo negro, pero hace referencia a la distribución de brillo de la energía que incide sobre la antena:

$$B_i(\theta, \phi) = \frac{2k}{\lambda^2} \cdot T_{AP}(\theta, \phi) \cdot \Delta_f \quad (2.11)$$

Por tanto, la potencia captada por una antena con diagrama de radiación normalizado $F_n(\theta, \phi)$ sobre la cual incide el brillo de un cuerpo gris se expresa de la siguiente manera:

$$P = \frac{A_r}{2} \cdot \int_f^{f+\Delta f} \iint_{4\pi} \frac{2k}{\lambda^2} \cdot T_{AP}(\theta, \phi) \cdot F_n(\theta, \phi) \cdot d\Omega \cdot df \quad (2.12)$$

Teniendo en cuenta la ecuación (2.8) que relaciona la potencia recibida por una antena con la temperatura, entonces la potencia captada por una antena sobre la que incide la emisión de un cuerpo gris se puede reescribir como:

$$P = kT_A\Delta f \quad (2.13)$$

La temperatura de antena se define a partir de las ecuaciones (2.12 y 2.13):

$$T_A = \frac{A_r}{\lambda^2} \cdot \iint_{4\pi} T_{AP}(\theta, \phi) \cdot F_n(\theta, \phi) \cdot d\Omega \quad (2.14)$$

Por tanto, la temperatura de antena es la convolución del diagrama de radiación de la antena con la temperatura de brillo de su entorno.

Durante el estudio de la Tierra, que es la principal aplicación con teledetección pasiva, el radiómetro recibe radiación que tiene contribuciones tanto de la superficie terrestre como de la atmósfera. La T_{AP} se puede expresar como:

$$T_{AP}(\theta, \phi) = T_{UP} + (T_B + T_{SC}) \cdot \frac{1}{L_a} \quad (2.15)$$

donde T_B es la temperatura de brillo del escenario observado, T_{UP} es la emisión atmosférica hacia arriba, T_{SC} es la emisión atmosférica hacia abajo dispersada por la superficie terrestre en dirección a la antena y L_a representa la atenuación de la atmósfera.

2.2 Emisión en banda-L de la cubierta terrestre

La emisión de la superficie terrestre depende de su constante dieléctrica, que está relacionada con el contenido de humedad y el tipo del suelo, también depende de la densidad de vegetación, la temperatura y la rugosidad del suelo. A continuación, se presentan estos parámetros y se analiza su efecto en la radiación emitida.

2.2.1 Radiación térmica y emisión de superficie

La radiación térmica o temperatura de brillo de la superficie de la Tierra (T_{Bp}) se determina por su temperatura física (T) y su emisividad (e_p).

$$T_{Bp} = e_p \cdot T \quad (2.16)$$

El subíndice p hace referencia al tipo de polarización: vertical (v), horizontal (h). La emisividad es el complementario a la reflectividad:

$$e_p = 1 - \Gamma_{s,p} \quad (2.17)$$

Las expresiones de la reflectividad ($\Gamma_{s,p}$) tanto en polarización vertical como horizontal se aproximan por los coeficientes de reflexión de Fresnel ($\Gamma_{s,p} \cong \Gamma_{o,p}$):

$$\Gamma_{ov} = \left| \frac{\varepsilon_s \cdot \cos \theta - \sqrt{\varepsilon_s - \sin^2 \theta}}{\varepsilon_s \cdot \cos \theta + \sqrt{\varepsilon_s - \sin^2 \theta}} \right|^2 \quad (2.18)$$

$$\Gamma_{oh} = \left| \frac{\cos \theta - \sqrt{\varepsilon_s - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\varepsilon_s - \sin^2 \theta}} \right|^2 \quad (2.19)$$

donde θ hace referencia al ángulo de incidencia y ε_s es la constante dieléctrica compleja del suelo, que se rige a su vez por el tipo y el contenido de humedad del suelo.

A continuación, se ilustra la dependencia de la temperatura de brillo con la polarización y con el ángulo de incidencia, considerando tres condiciones de humedad diferentes:

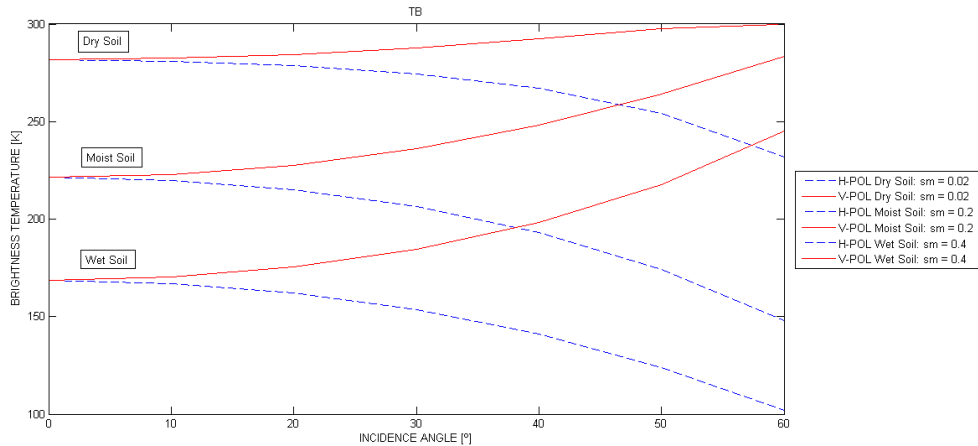


Figura 2.4 Representan las temperaturas de brillo en función del ángulo de incidencia para tres casos de humedad distintos.

Como se puede observar, las temperaturas de brillo de polarización vertical aumentan con el ángulo de incidencia mientras que las temperaturas de brillo con polarización horizontal disminuyen.

2.2.2 Propiedades dieléctricas del suelo

La constante dieléctrica es una medida de respuesta del suelo a una onda electromagnética. A frecuencias de microondas, relaciona la emisión del suelo con la cantidad de agua que contiene éste. La constante dieléctrica se define como un número complejo:

$$\epsilon_s = \epsilon'_s + j \epsilon''_s \quad (2.20)$$

Donde la parte real determina las características de propagación de la energía cuando atraviesa el suelo y la parte imaginaria determina las pérdidas de energía. Como el suelo no es un medio homogéneo, la constante dieléctrica compleja resulta de una combinación de partes individuales como: aire, agua, roca,... Otros factores que afectan a la constante dieléctrica pueden ser: la textura del suelo, la temperatura, la salinidad y la longitud de onda.

La humedad del suelo, debido a su relación con la parte real e imaginaria de la constante dieléctrica, afecta a la profundidad de penetración de la onda electromagnética en el suelo. La profundidad de penetración se expresa como:

$$\gamma_D = \frac{\lambda \sqrt{\epsilon''_s}}{2\pi \epsilon'_s} \quad (2.21)$$

2.2.3 Humedad del suelo

La porosidad del suelo determina el volumen total de agua que es capaz de retener el mismo. Los suelos con poros pequeños retendrán más agua que los suelos con poros mayores. Además, los poros de los suelos secos estarán llenos de aire, mientras que los poros de los suelos húmedos estarán llenos de agua. La humedad, agua en el suelo, se expresa como un ratio. Normalmente se puede expresar en tanto por ciento y se puede determinar de dos maneras:

- Humedad del suelo Gravimétrica, m_g : se define como la masa de agua, m_a por unidad de masa de suelo seco, m_{ss} :

$$m_g = \frac{m_a}{m_{ss}} \quad (2.22)$$

- Humedad del suelo Volumétrica m_v , se define como el volumen de agua, v_a por el volumen total, v_T (volumen del agua + volumen del suelo + espacio vacío):

$$m_v = \frac{v_a}{v_T} \quad (2.23)$$

En la siguiente figura se puede apreciar el efecto que tiene la cantidad de humedad del suelo en el comportamiento de la temperatura de brillo. Se puede observar que a mayor cantidad de humedad, menor es la temperatura de brillo del suelo.

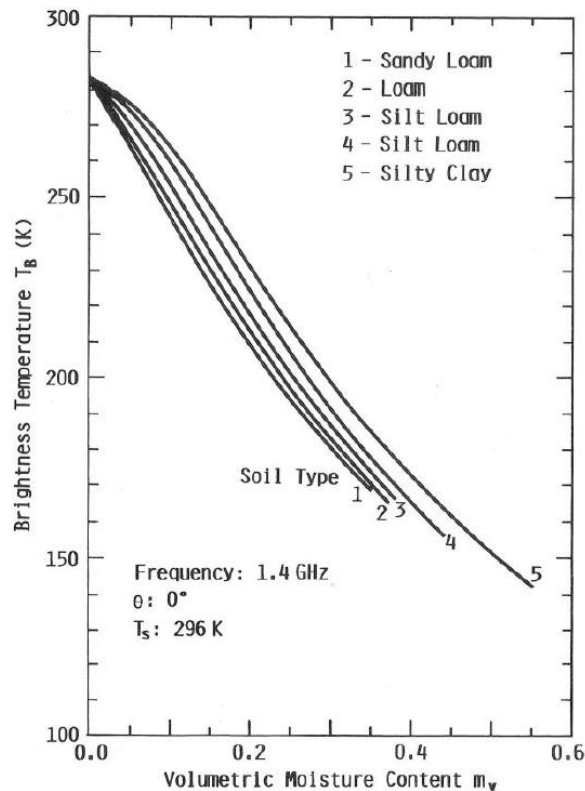


Figura 2.5 Representa el efecto de la humedad del suelo en la temperatura de brillo.

2.2.4 Rugosidad de la superficie

Choudhury en su publicación [Choudhury, 1979] detalla una fórmula simple y semi-empírica para incluir el efecto de la rugosidad en la reflectividad de una superficie:

$$\Gamma_{sp} = \Gamma_{op} \cdot \exp(-h_s \cdot \cos(\theta)^2) \quad (2.24)$$

donde Γ_{op} es la reflectividad de una superficie plana con polarización p (ecuaciones (2.18),(2.19)), θ es el ángulo de incidencia y h_s es el parámetro de rugosidad que se define de la siguiente manera:

$$h_s = 4 \cdot k^2 \cdot \sigma_s^2 \quad (2.25)$$

con k el número de onda y σ_s es la desviación estándar de altura de la superficie. Posteriormente, se propuso una formulación más elaborada [Wang and Choudhury, 1981]:

$$\Gamma_{sp}(\theta) = [(1 - Q_s) \cdot \Gamma_{op}(\theta) + Q_s \cdot \Gamma_{op}(\theta)] \cdot \exp(-h_s \cdot \cos(\theta)^n) \quad (2.26)$$

donde Q_s modela el efecto de la combinación de polarización y n expresa la dependencia angular de la rugosidad. Más adelante, en el análisis detallado de los efectos de la rugosidad del suelo elaborado por [Wigneron, 2001], se propuso que en la banda-L los parámetros Q_s , n se podían establecer igual a cero y que el parámetro de rugosidad h_s se podía estimar semi-empíricamente.

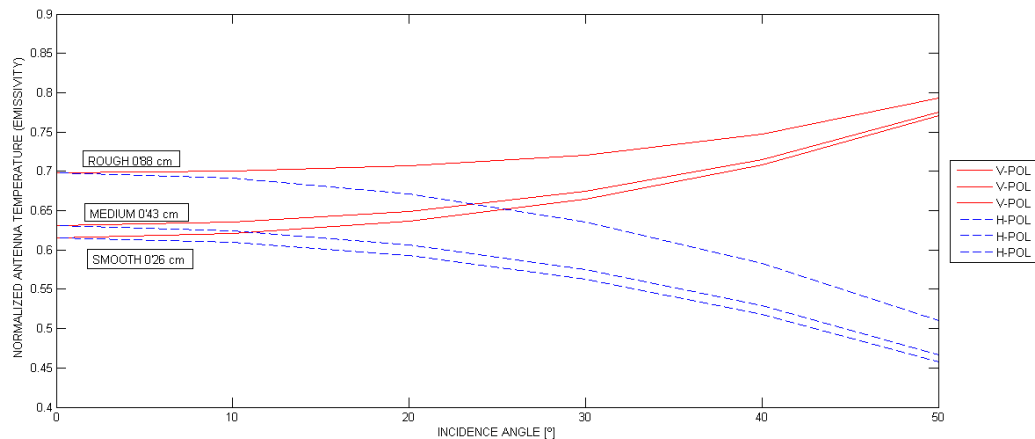


Figura 2.6 Representación de la emisión del suelo en función del ángulo de incidencia para tres desviaciones estándares de altura de las superficies diferentes.

La figura 2.6 muestra los efectos que tiene la rugosidad de la superficie en la emisión de radiación [Newton, 1980]. Por una parte, observamos que cuanto más rugoso es el terreno más aumenta su emisión y se reduce la diferencia entre polarizaciones. Por el contrario, cuanto más lisa es la superficie del terreno más disminuye la emisión.

2.2.5 Efectos de la vegetación

Cuando el suelo está cubierto por una capa de vegetación, su emisión se ve afectada por la capa de vegetación, que absorbe y dispersa la radiación que emite el suelo y añade su propia contribución. En áreas donde la capa de vegetación sea suficientemente densa, la radiación emitida por el suelo se verá enmascarada y la emisión observada será únicamente debida a la vegetación. El margen de absorción de la capa depende de la longitud de onda y del contenido de agua de la vegetación.

La radiación de la superficie observada por encima de la capa de vegetación se suele expresar como una simple ecuación de transferencia de radiación. El primer término de la ecuación define la radiación del suelo atenuada por la capa de vegetación. El segundo término describe la radiación de la vegetación hacia arriba. Y, el tercer término, describe la radiación de la vegetación hacia el suelo. Esta ecuación es conocida como modelo τ - ω [Mo, 1982]:

$$T_{Bp} = (e_p \cdot T \cdot \gamma) + (1 - \omega) T_v (1 - \gamma) + (1 - e_p) \cdot (1 - \omega) T_v (1 - \gamma) \cdot \gamma \quad (2.27)$$

donde T y T_v son las temperaturas efectivas del suelo y la vegetación. ω es el albedo (emisividad del suelo reflejada por la vegetación). γ es la transmisividad de la capa de vegetación que se relaciona con la profundidad óptica de vegetación y el ángulo de incidencia:

$$\gamma = \exp\left(\frac{-\tau}{\cos(\theta)}\right) \quad (2.28)$$

La profundidad óptica de vegetación se relaciona linealmente con el contenido de agua de la vegetación (VWC) y con un parámetro empírico, b :

$$\tau = b \cdot VWC \quad (2.29)$$

El modelo τ - ω se puede simplificar asumiendo que la temperatura de la capa de vegetación está en equilibrio con la temperatura del suelo ($T = T_v$). La ecuación queda de la siguiente manera:

$$T_{Bp} = [(e_p \cdot \gamma) + (1 - \omega) \cdot (1 - \gamma) \cdot (1 + (1 - e_p) \cdot \gamma)] \cdot T \quad (2.30)$$

Las figuras 2.7 a 2.10 se presentan para demostrar el efecto de la vegetación en la temperatura de brillo. En las cuatro se representa la temperatura de brillo en las dos polarizaciones en función del ángulo de incidencia para distintos casos de humedad (dry, moist, wet). En cada una de ellas el valor de tau toma un valor distinto (0, 0.24, 0.4, 1), demostrando que al aumentar la densidad de la vegetación disminuye la sensibilidad de la temperatura de brillo a la humedad. También disminuye la diferencia entre las polarizaciones vertical y horizontal. Para realizar los cálculos hemos configurado el albedo ($\omega = 0.02$) la temperatura física del suelo ($T = 300$ K).

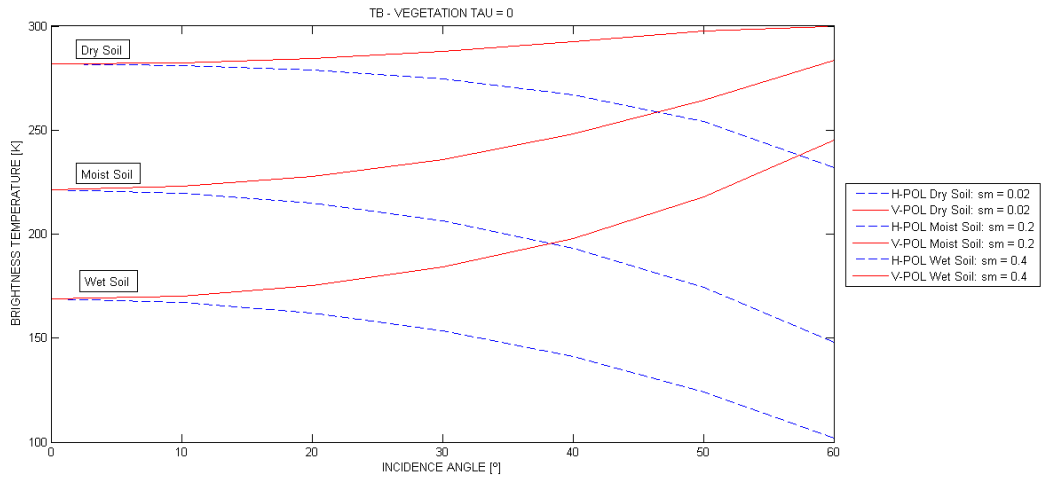


Figura 2.7 Al configurar un valor de tau nulo, realmente lo que estamos haciendo es no tener en cuenta los efectos de la vegetación. Por tanto, únicamente estamos observando el efecto de las distintas condiciones de humedad y podemos apreciar que el resultado es el mismo que el de la figura 2.4.

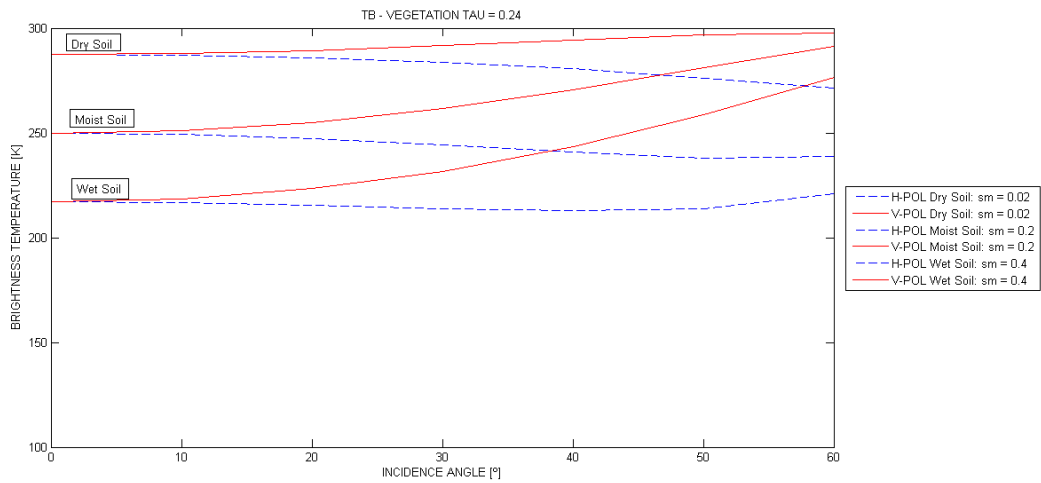


Figura 2.8 Representación de las temperaturas de brillo con un valor de tau no nulo, es decir, teniendo en cuenta los efectos de vegetación. Se observa que la emisividad es mayor y también se puede apreciar que la separación entre polarizaciones y tipos de humedad disminuye.

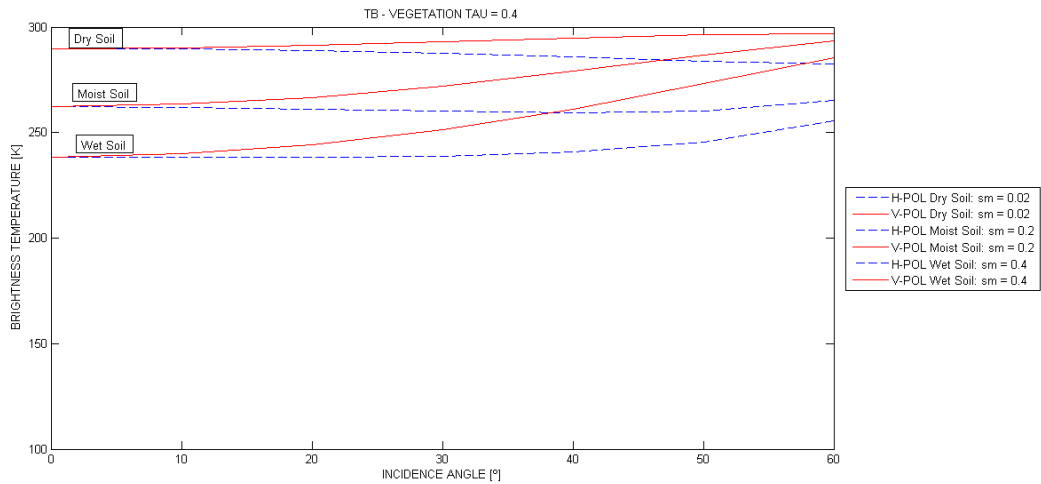


Figura 2.9 Representación de las temperaturas de brillo para un valor de tau = 0.24. A medida que tau aumenta, más se aprecian los efectos anteriormente comentados de la vegetación en las temperaturas de brillo.

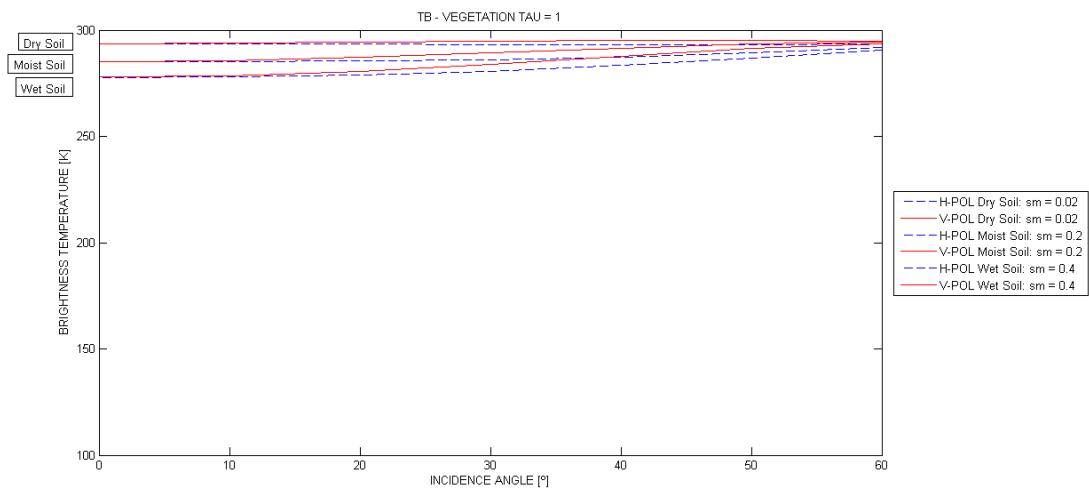


Figura 2.10 Representación de las temperaturas de brillo para un valor de tau igual a uno. Los efectos de la vegetación hacen que la separación entre polarizaciones y tipos de humedad cada vez sea menor.

CAPÍTULO 3

3. DATOS DE HUMEDAD Y MISIONES ESPACIALES

La humedad del suelo se define como el agua retenida en los espacios entre las partículas del suelo. Es un componente importante del ciclo del agua debido a la función que desarrolla en la regulación de los intercambios de agua y energía entre la tierra y la atmósfera baja. Como variable del sistema meteorológico y climático, la humedad es una componente crucial para las previsiones de temperatura y precipitaciones.

En este capítulo se describen distintas técnicas para la medida de la humedad. Por un lado, se dedica atención a la teoría de las medidas in-situ y se describe la Red de Estaciones de Medición de la Humedad del Suelo (REMEDHUS). Por otro lado, se describe como recuperar la humedad a partir de medidas con radiómetros, es decir, teledetección pasiva. Para ello se analiza y se hace una breve descripción de las misiones espaciales SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) de la ESA (European Space Agency) y SMAP (Soil Moisture Active Pasive) de la NASA (National Aeronautics and Space Administration). Ambas misiones llevan a bordo radiómetros en banda L dedicadas a la recuperación de la humedad del suelo a escala global y de forma continua. Finalmente se presenta una breve descripción de las misiones Aqua y Terra de la NASA cuyos productos medidos con el sensor MODIS se utilizan para mejorar la resolución espacial de las medidas de humedad de SMOS.

3.1 Medidas In-situ

La medición exacta de la humedad del suelo se realiza gravimétricamente, pesando una muestra de tierra antes y después del secado. Sin embargo, esta metodología es laboriosa y destructiva.

En general, para medir el contenido de humedad se utiliza la reflectometría de dominio de tiempo (TDR). La medición implica la inserción de un sensor en el suelo a medir y luego aplicar un análisis estándar de forma de onda para determinar el contenido medio de humedad a lo largo del sensor. Mediante la instalación de varios sensores puede lograrse una medición espacial.

En España, desde 1999, se encuentra instalada la red de medidas in-situ REMEDHUS (Red de Estaciones de Medición de la Humedad del Suelo), del Grupo de Recursos hídricos de la Universidad de Salamanca. La zona de estudio se encuentra al Sureste de la provincia de Zamora y abarca también dos sectores de las provincias de Valladolid y Salamanca.

Está formada por más de 20 estaciones distribuidas por una superficie de unos 1.300 km^2 . La infraestructura originaria contaba con sondas TDR a 5, 25, 50 y 100 cm de profundidad.

Más adelante, en 2005, a cada estación se incorporó una capacitancia Hydra para medir humedad y temperatura del suelo entre 0-5 cm de profundidad.

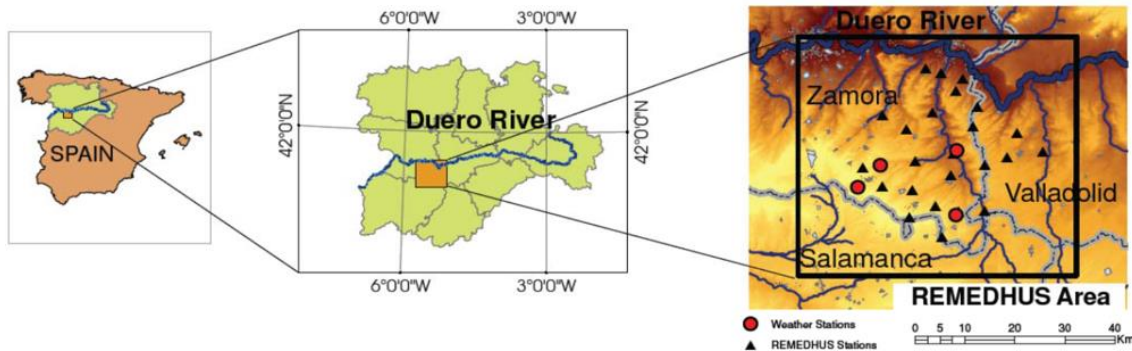


Figura 3.1 Mapa de la situación de la zona de monitorización de humedad de España, REMEDHUS [Camps, 2012].

En la figura 3.1 se localiza la red de estaciones de medición de la humedad en la Península Ibérica. Además, en la imagen de la derecha se detalla la posición de cada una de las estaciones que forman la red de medidas REMEDHUS (triángulos) y las estaciones meteorológicas (círculos).

Desde principios del año 2000 se ha utilizado como zona de validación y calibración de sensores de satélites de misiones espaciales como SMOS y SMAP [Sánchez, 2012a].

En este proyecto se utilizan las medidas de la humedad del suelo proporcionados por REMEDHUS para la comparación y validación de los valores de humedad obtenidos por el algoritmo de recuperación que se detalla en el capítulo 4. Esta red está gestionada por el CIALE, un grupo de investigación de la Universidad de Salamanca, con los que el grupo de radiometría de la “Universitat Politècnica de Catalunya” ha estado colaborando desde hace años.

3.2 Teledetección

Estimar la humedad del suelo de áreas de gran superficie, con medidas in-situ es muy caro y difícil. La teledetección pasiva desde satélite es la única manera viable de obtener medidas de la humedad del suelo a escala global y de forma regular.

La teledetección o detección remota es la adquisición de información a pequeña o gran escala de un objeto o fenómeno, ya sea usando instrumentos de grabación o instrumentos de escaneo en tiempo real que no están en contacto directo con el objeto. Se instalan por ejemplo en: aviones, satélites, boyas o barcos.

Por tanto, en un sistema de teledetección se distinguen tres elementos esenciales:

- Plataforma: que sostiene el instrumento de medida.
- Objeto: que se va a observar.
- Instrumento o sensor: para observar el objetivo.

Se distinguen dos tipos de teledetección:

- Pasiva: los sensores detectan la radiación natural emitida o reflejada por el objeto o área que está siendo observada. Algunos ejemplos de sensores pasivos pueden ser: las cámaras fotográficas, de infrarrojos y los radiómetros de microondas.
- Activa: estos sensores emiten energía para escanear objetos y áreas con lo que el receptor del sensor mide parte de la potencia reflejada por el objetivo. Los radares son un ejemplo.

Algunas de las ventajas de la detección remota son, que agiliza la recogida de información y, además, asegura que durante el proceso las zonas u objetos de estudio no se ven alterados.

La calidad de las medidas se determina a partir de los siguientes parámetros:

- Resolución espacial: tamaño del píxel de la imagen rasterizada.
- Resolución espectral: se refiere al número y ancho de las bandas espectrales registradas por el sensor.
- Resolución radiométrica: considera la variabilidad en la radiación que un sistema es capaz de detectar.
- Resolución temporal: es la periodicidad con la que el sensor toma imágenes de la misma posición de la superficie terrestre.

En este proyecto se utilizan datos del radiómetro MIRAS (Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis) embarcado en el satélite SMOS (ver figura 3.4). El radiómetro capta la energía emitida por la superficie, sin embargo, las medidas también se ven afectadas por la atenuación en la atmósfera y por la propia emisión de ésta, así como, la radiación de la galaxia, la eficiencia de antena, etc... Estos efectos se tienen que compensar en el procesado de los datos.

3.3 Misión SMOS

La misión SMOS, acrónimo inglés de “Soil Moisture and Ocean Salinity”, es la segunda misión del “Earth Explorer Opportunity”, que forma parte del programa “Living Planet” de la ESA (Agencia Europea del Espacio). Se lanzó el 2 de noviembre de 2009, con el objetivo de obtener medidas de la humedad del suelo y la salinidad de los océanos con una cobertura global, una regularidad temporal de 3 días y una resolución aproximada de 50 km. También se quería demostrar la utilidad de la nueva tecnología implementada en el radiómetro.

La ESA dirige y financia la misión, con contribuciones directas del Centro para el Desarrollo Tecnológico e Industrial (CDTI) y el Centro Nacional de Estudios Espaciales Francés (CNES). Yann Kerr (CESBIO, Francia) es el Investigador Principal de SMOS y Jordi Font (ICM-CSIC, Barcelona) es el Coinvestigador Principal y ha coordinado el equipo científico de salinidad de los océanos de SMOS.



Figura 3.2 Fotografía del satélite SMOS en órbita [ESA, <http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2004/06/SMOS>]

3.3.1 Modo de actuación de la misión SMOS

La sensibilidad de la temperatura de brillo respecto a la humedad superficial en zonas continentales es mayor a frecuencias bajas, y además en bandas superiores la atenuación provocada por la vegetación y la atmósfera dificultan su monitorización. Aún así, midiendo la radiación en banda L, la temperatura de brillo se verá afectada además de por la humedad del suelo, por otras contribuciones de la vegetación, la temperatura superficial efectiva, el tipo de suelo y su rugosidad. Utilizando información adicional de estas variables, se podrán compensar sus efectos y aislar la contribución de la humedad del suelo.

A partir de estas y otras evidencias, se establece que SMOS medirá la energía de microondas emitida por la superficie de la Tierra en el rango espectral de la banda L, concretamente en la banda protegida alrededor de la frecuencia de 1,4GHz y una longitud de onda de 21 cm. A estas frecuencias la emisividad del suelo es muy sensible a la presencia de agua líquida, la atmósfera es casi transparente y la vegetación es semi-transparente hasta densidades moderadas.

A frecuencias tan bajas como 1.420 MHz, para obtener una resolución espacial mejor de los 50 Km, realizando las medidas desde un satélite orbitando a 800 Km de altura, se necesitaría una resolución angular de aproximadamente 2°. Para conseguir un haz de apuntamiento tan fino como éste en banda L, el diámetro de la antena parabólica necesaria debería ser del orden de 10 metros. Situar una antena de semejante tamaño en el espacio es tecnológicamente imposible.

Para solventar estas limitaciones se ha adoptado como solución el uso de un radiómetro interferométrico, el cual utiliza una matriz de varios receptores pequeños para medir la diferencia de fase, entre ellos, de la radiación incidente. La técnica se basa en la correlación cruzada de las observaciones de todas las combinaciones posibles de pares de receptores. Cada 1,2 segundos se capta una imagen bidimensional. A medida que el satélite recorre su órbita, el satélite observa un mismo píxel desde distintos ángulos.

Desde una altitud de 758 Km, la antena captará simultáneamente una superficie de casi 3.000 Km de diámetro. Sin embargo, debido al principio de medición por interferometría y a la antena en forma de "Y", el campo visual efectivo se limita a una forma hexagonal de unos 1.000 Km de ancho, denominada "alias-free zone" o zona sin ambigüedad.

En la figura 3.3 se muestra la geometría de captación de SMOS indicando la zona libre de alias (Alias Free Field Of View, AF-FOV) y los contornos con el mismo ángulo de captación.

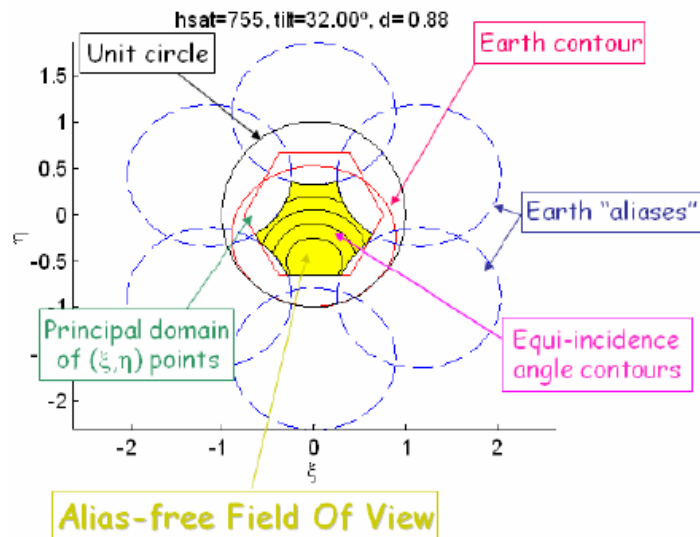


Figura 3.3 Fotografía de la geometría de observación SMOS [Camps, 2005]

3.3.2 El instrumento MIRAS

El instrumento de la misión SMOS se denomina MIRAS, acrónimo inglés de “Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis”. En su desarrollo ha contribuido decisivamente la Universitat Politècnica de Catalunya (UPC), y lo ha implementado la empresa española EADS-CASA.

El instrumento MIRAS es un novedoso radiómetro interferométrico en 2 dimensiones. Parte del diseño del instrumento está inspirado en la geometría del satélite Very Large Array (VLA). Consta de 3 brazos desplegados, poco después de la separación del vehículo de lanzamiento, formando ángulos de 120° entre sí, unidos por un núcleo central, hub.

En cada brazo hay 21 elementos pequeños distribuidos de forma equiespaciada convergiendo en el hub, y 2 más por brazo más allá de la intersección entre los brazos. Los 69 elementos que, en total, forman parte de MIRAS, se llaman LICEF (Lightweight Cost Effective Front-end) y consisten cada uno en una antena de tipo patch, con un ancho de haz alrededor de 70° , y su correspondiente receptor, capaces de medir la radiación térmica en las polarizaciones horizontal y vertical.

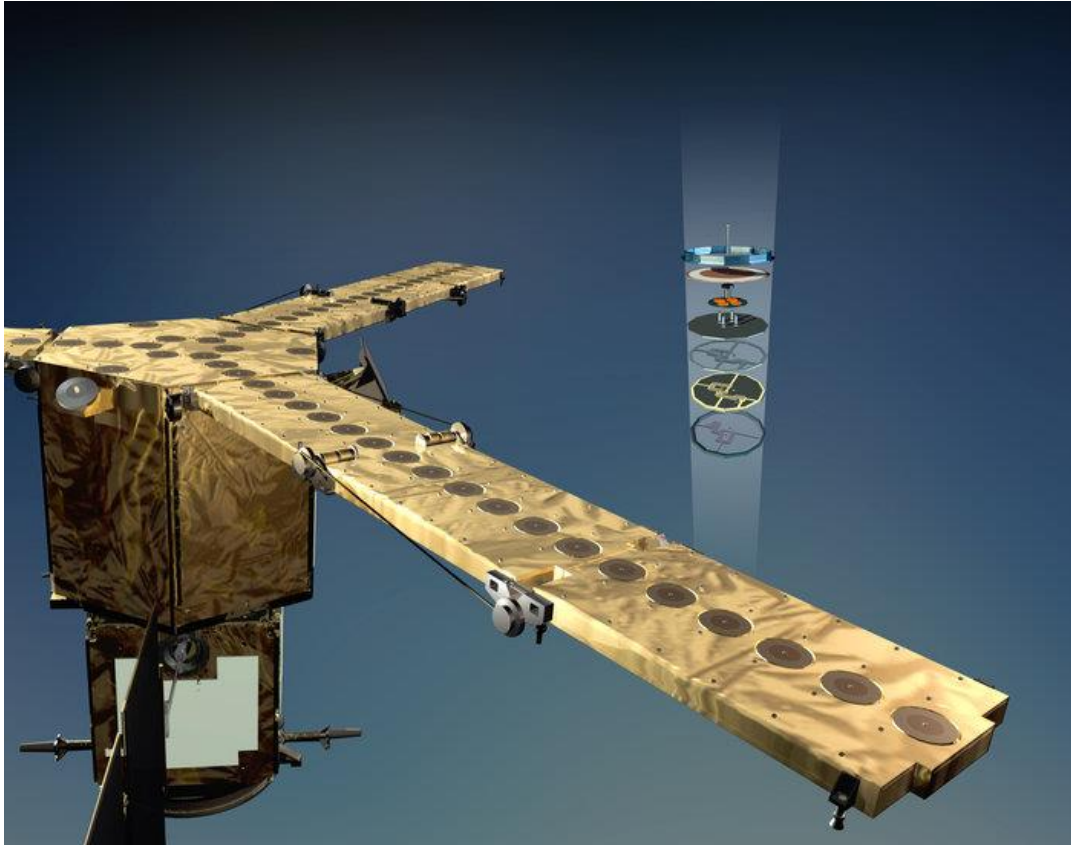


Figura 3.4 Fotografía del instrumento de la misión SMOS, MIRAS [ESA, http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2004/06/The_SMOS_instrument]

La señal captada se transmite después a la unidad de correlación central, que realiza la correlación cruzada (interferométrica) de las señales de todas las combinaciones posibles de pares de receptores. El procesado de estos cálculos reduce de manera drástica la cantidad de datos que se transmite a la Tierra.

MIRAS puede operar en dos modos de medición, doble polarización y polarimétrico. En el primer modo, la antena LICEF alterna entre mediciones horizontales y verticales. En el modo polarimétrico, adquieren combinaciones de ambas polarizaciones a la vez en los tres brazos. Sin embargo, este modo tiene el inconveniente que se dobla la cantidad de información que se manda a la Tierra.

Debido a que los parámetros del receptor LICEF son sensibles a la temperatura y al envejecimiento, se deben calibrar en vuelo para garantizar que se cumplen los requisitos de precisión de la misión. Además, cada 14 días se lleva a cabo una calibración absoluta.

Para evitar perturbaciones electromagnéticas, las señales de medición de LICEF se transmiten por un cableado de fibra óptica a la unidad de control y correlación. En sentido contrario, los LICEF reciben una señal de reloj estable como referencia.

Entre las funciones de la unidad de control y correlación, también están la del mantenimiento de los modos de funcionamiento de los instrumentos en general y suministrar comunicación con la plataforma del satélite.

Esta plataforma proporciona información sobre la posición y orientación del satélite para geolocalizar las mediciones del radiómetro en tierra mediante un receptor GPS y sensores estelares. Los datos científicos y de gestión se captan y almacenan en una memoria de 20 Gigabits y se transmiten al segmento de tierra en banda X.

La misión SMOS es conocida como la misión del agua. Los objetivos principales de la misión tal como su nombre indica son la medida de la humedad (Soil Moisture, SM) y la salinidad en el océano (Ocean Salinity, OS).

3.3.3 Objetivos de la misión SMOS

Los científicos marcan los siguientes parámetros para garantizar un nivel de calidad en los resultados.

Para la humedad del suelo:

- Precisión del 4% de la humedad volumétrica del suelo.
- Resolución espacial de 35 - 50 Km.
- Repetición de paso de 1 a 3 días.

Para la salinidad de los océanos:

- Precisión de 0,5 a 1,5 unidades prácticas de salinidad (psu) en cada observación.
- Precisión de 0,1 psu en una media de 30 días de una zona de 200 x 200 Km.

3.3.4 Algoritmo de recuperación de humedad a partir de datos de SMOS

El algoritmo de recuperación de la humedad del suelo que utiliza SMOS se basa en invertir la función del modelo geofísico. Por lo tanto, a partir de una serie de variables, como pueden ser: la estimación de la humedad del suelo, la temperatura del suelo, la rugosidad y algunas características de vegetación, se obtiene la temperatura de brillo que mejor se ajusta a la temperatura de brillo observada por el sensor del satélite.

Si se asume que los errores de las medidas son Gaussianos, la inversión se realiza utilizando una función de coste que minimiza las diferencias entre el modelo y los datos medidos:

$$CF = (\bar{F}_{meas} - \bar{F}_{model})^T CF^{-1} (\bar{F}_{meas} - \bar{F}_{model}) + (p_i - p_{i0})^T C_p^{-1} (p_i - p_{i0}) \quad (3.1)$$

Donde \bar{F}_{meas} y \bar{F}_{model} son vectores de longitud N que contienen las observaciones, captadas por el radiómetro de microondas en diferentes ángulos de incidencia, medidas por el instrumento MIRAS y usando el modelo respectivamente. CF Es la matriz de covarianza de las observaciones, p_i representan los parámetros físicos que afectan a la T_B del modelo, p_{i0} son las estimaciones de los parámetros p_i obtenidos mediante otras fuentes y C_p es la matriz diagonal que contiene las varianzas de los parámetros estimados $\sigma_{p_{i0}}^2$.

3.3.5 Productos de la misión SMOS

Los productos de la misión SMOS se dividen en cuatro niveles, principalmente según el grado de procesado aplicado a cada uno de ellos:

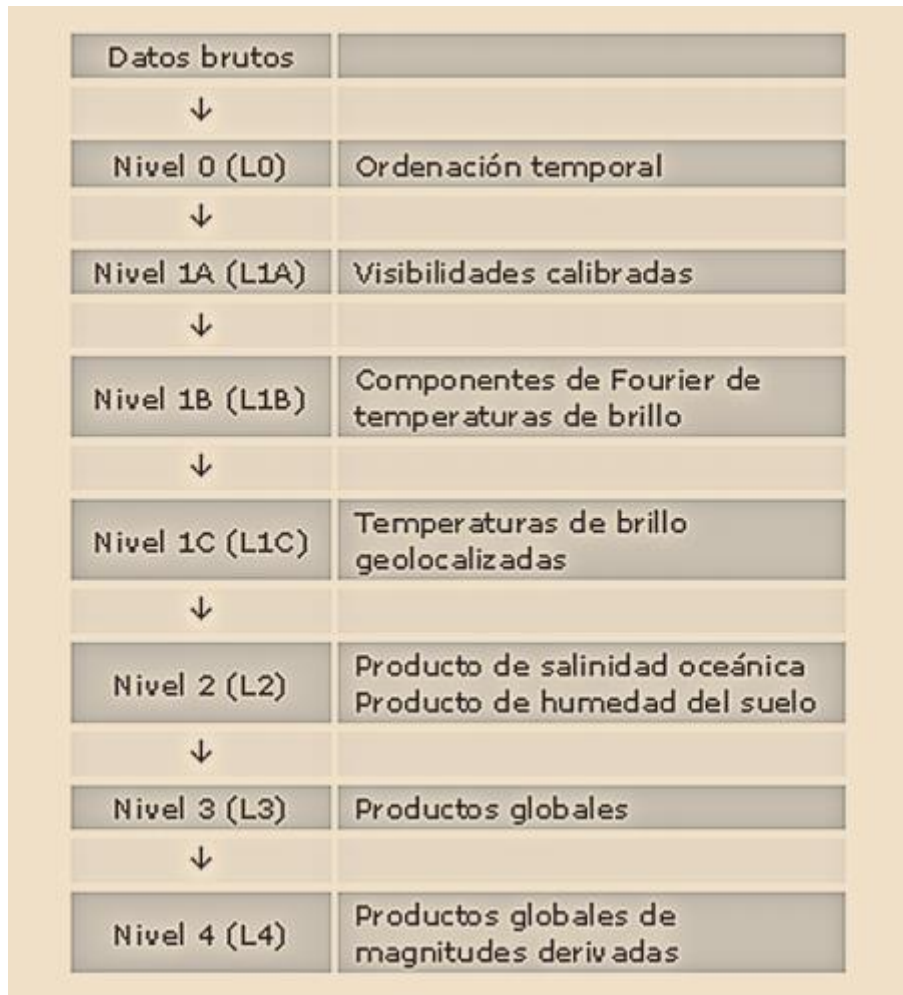


Figura 3.5 Distribución de los productos de la misión SMOS [AEMET, http://repositorio.aemet.es/bitstream/20.500.11765/2590/1/TyC_2007_17_03.pdf]

- Nivel L0: Los datos de nivel 0 son datos casi sin procesar que han sido ordenados en el tiempo y cubriendo media órbita completa (de polo a polo).

Además, el procesamiento L0, incluye la eliminación de cualquier paquete duplicado y la separación de las pasadas ascendentes y descendentes. Se trata de datos relacionados con la localización de la nave espacial y no con la posición de los datos medidos sobre la superficie de la Tierra.

Los productos de nivel L1 se dividen en 3 categorías:

- Nivel L1A (Visibilidades Calibradas): Los datos de observación, correlaciones, se corrigen aplicándoles calibraciones internas: inyección de ruido, auto-correlación, calibración a bordo, etc. Los datos siguen ordenados según el tiempo en que han sido adquiridos.
- Nivel L1B (Componentes de Fourier de temperaturas de brillo): Los datos de nivel 1A se convierten a Componentes de Fourier de temperaturas de brillo fuera de la atmósfera TOA (Top Of Atmosphere) y se aplican correcciones para eliminar las contribuciones no deseadas del Sol, la Luna y el fondo galáctico.
- Nivel L1C (Temperaturas de brillo geolocalizadas): En este nivel se aplica la transformada inversa de Fourier para convertir las temperaturas de brillo del espacio de Fourier al espacio real. Estas temperaturas son geolocalizadas, tienen asignada una latitud y longitud en una malla o “grid” predefinida. La precisión radiométrica y el tamaño de los píxeles se estimada para cada medida individual. Además, para cada punto de malla hay un conjunto de temperaturas de brillo medidas con diferentes ángulos de visión.
- Nivel L2 (Productos de salinidad y humedad de tipo órbita): Los valores de salinidad oceánica y humedad del suelo se calculan usando como entrada principal las medidas de la temperatura de brillo para los mismos puntos de malla medidos a diferentes ángulos de visión. Los algoritmos de procesamiento también utilizan otras fuentes de datos auxiliares, como puede ser, la información meteorológica. El procesamiento de nivel 2 se realiza en dos fases:
 - Corrección de efectos atmosféricos y otros fenómenos; se aplican distintas correcciones como rotaciones geométricas y Faraday, eliminación de destellos producidos por la emisión del Sol, la Luna y la Galaxia, eliminación de la atenuación producida por la atmósfera.
 - Cálculo de los valores de salinidad oceánica y humedad del suelo mediante la aplicación de modelos geofísicos que relacionan dichas magnitudes con la temperatura de brillo a 1.4 Ghz.

A partir de este punto, el CP34 (centro de procesamiento de niveles 3 y 4) se encargará de la generación de los productos de los niveles 3 y 4, respectivamente, productos globales de salinidad y humedad y productos globales de magnitudes derivadas.

- Nivel L3 (Productos globales): se genera, a partir de los datos L2, después de realizar un filtrado para descartar valores de humedad negativos, con un índice de calidad bajo y píxeles de la malla con alta probabilidad de RFI (Radio Frequency Interference). Y, posteriormente, se realiza una interpolación a una malla regular con un tamaño de cuadrícula de 25 Km.
- Nivel L4 (Productos globales de magnitudes derivadas): Los productos L4 se obtienen mediante sinergias con otros sensores. La resolución espacial de SMOS es de ~50 Km, el centro SMOS-BEC ha desarrollado un algoritmo de desagregación de píxel, basado en el triángulo universal [Piles, 2010].

3.3.6 SMOS GKJ

Como ya se ha comentado en la sección anterior 3.3.5, procesando las medidas de SMOS se obtienen diferentes productos, distribuidos en los centros expertos de Barcelona y de Toulouse. Se clasifican en los distintos niveles L0, L1, L2, L3 y L4 según el grado de procesado. Debido a que el instrumento no es ideal y que las medidas se producen en distintas condiciones atmosféricas, con distintos escenarios de vegetación, rugosidad, topografía y situaciones climáticas diversas que se aproximan de la mejor manera, las medidas se ven afectadas por errores que se han ido tratando y reduciendo durante el tiempo de vida de la misión.

Entre los distintos efectos que se han detectado, cabe destacar la contaminación Tierra-Mar (en inglés, Land-Sea Contamination (LSC)). Este efecto se debe principalmente a la diferencia de valores de temperatura de brillo entre los datos de Tierra y Mar (alrededor de los 200K). De manera que los datos en la costa son poco precisos. Hasta ahora en mar se consideraba que las medidas se obtenían con la precisión requerida para la misión en puntos alejados como mínimo unos 800-1000 km de la costa. Puesto que en las zonas cercanas a la costa las medidas de temperatura de brillo sufren un incremento ficticio.

Después del análisis de los datos, en este momento, se considera que el origen de este efecto se debe a dos contribuciones. Por una parte, existe la contribución del error de suelo (en inglés, floor error) inherente al proceso de reconstrucción de imagen. Y, por otra parte, se ha detectado un error multiplicativo en las medidas, que podría deberse a imprecisiones en la medida de la temperatura de antena o a las muestras de visibilidad medidas por el correlador.

3.3.6.1 Escalado de los errores de la temperatura de brillo:

La correlación cruzada de las señales medidas por un par de receptores, del instrumento MIRAS, proporciona, después de una correcta calibración, una muestra de la función de visibilidad en Kelvin. Esta función se relaciona con la temperatura de brillo por la ecuación de visibilidad.

La función de visibilidad depende de las dos variables espaciales u y v . Para un determinado par de antenas, se definen como las coordenadas (x, y) relativas de una antena con respecto a la otra normalizadas por la longitud de onda central.

$$u = \frac{x_1 - x_2}{\lambda} \quad , \quad v = \frac{y_1 - y_2}{\lambda} \quad (3.2)$$

En el caso particular, $u = v = 0$, la visibilidad equivale a la temperatura de ruido de la antena:

$$V(0,0) = T_A \quad (3.3)$$

MIRAS utiliza tres radiómetros de inyección de ruido para medir la visibilidad en el cero. Mientras que, utiliza correladores digitales para medir el resto de visibilidades.

La temperatura de brillo es el resultado del producto entre la pseudo-inversa de la matriz G , G^+ , y el vector de muestras de visibilidad medido, V .

$$T = G^+ \cdot V \quad (3.4)$$

La expresión anterior se suele escribir distinguiendo las muestras que están en el punto cero y el resto:

$$T = G_0^+ \cdot V_0 + G_{KJ}^+ \cdot V_{KJ} \quad (3.5)$$

De manera que la G_0^+ es la columna de G^+ correspondiente a $u = v = 0$ y G_{KJ}^+ son las otras columnas de la matriz G .

La expresión (3.5) permite introducir los errores separadamente en la visibilidad cero espaciado $V_0 = V(0,0)$ y en las otras muestras V_{KJ} . Se distinguen tres casos:

1. Error que afecta a la visibilidad del cero espaciado: en este caso, $\hat{V}_0 = V_0(1 + \varepsilon)$, que substituyendo en la ecuación (3.5), tenemos que:

$$\hat{T} = G_0^+ \cdot V_0(1 + \varepsilon) + G_{KJ}^+ \cdot V_{KJ} = T + G_0^+ \cdot V_0 \cdot \varepsilon \quad (3.6)$$

2. Error que afecta a las muestras de la visibilidad (u, v) distintas de $(0, 0)$. En este caso, $\hat{V}_{KJ} = V_{KJ} (1 + \varepsilon)$, por lo tanto el vector de temperatura de brillo:

$$\hat{T} = G_0^+ \cdot V_0 + G_{KJ}^+ \cdot V_{KJ} (1 + \varepsilon) = T (1 + \varepsilon) - G_0^+ \cdot V_0 \cdot \varepsilon \quad (3.7)$$

3. Error que afecta a todas las visibilidades:

$$\hat{T} = G^+ \cdot V(1 + \varepsilon) = T (1 + \varepsilon) \quad (3.8)$$

Tal y como se detalla en [Corbella, 2015] en los dos primeros casos, hay un término que introduce un error en la visibilidad del cero espaciado, que es la temperatura de antena, por tanto dará lugar a un error de LSC. Mientras que, en el tercer caso el error afecta a todas las temperaturas de brillo como un factor de escala.

3.3.6.2 Errores de calibración en MIRAS:

La muestra de visibilidad medida por un par de receptores del instrumento MIRAS (k y j) se calcula a partir de las magnitudes medidas de acuerdo con la expresión (3.9):

$$V_{kj} = \frac{M_{kj}}{G_{kj}} \cdot \sqrt{\frac{v_k - v_{off k}}{G_k} \frac{v_j - v_{off j}}{G_j}} \quad (3.9)$$

donde las medidas son la correlación normalizada compleja M_{kj} (medida por el correlador digital) y los volatjes $v_{(k,j)}$ en cada receptor. Los otros términos son parámetros de calibración: eficiencia de correlación, G_{kj} , además de las ganancias y offsets $G_{(k,j)}$ y $v_{off (k,j)}$, respectivamente.

Por tanto, el error multiplicativo que aparece en V_{KJ} , caso 2, y que contribuye a tener el efecto de LSC solo puede ser producido por errores de calibración como la ganancia o la eficiencia de calibración.

Por otro lado, la visibilidad en el cero espaciado es la temperatura de antena que se recupera a partir de:

$$T_A = T_U - \eta T_{NA} \quad (3.10)$$

donde η es la fracción medida del ciclo de Dicke y T_U y T_{NA} son la temperatura física de carga interna y la temperatura de ruido inyectado del diodo, respectivamente. La contribución del error de calibración al efecto LSC es un error multiplicativo en la temperatura de antena T_A . Ambos errores contribuyen al efecto de la LSC.

Como se detalla en el artículo [Corbella, 2015], se llega a la conclusión que hay un error de calibración que afecta a la eficiencia de correlación:

$$\hat{G}_{kj} = G_{kj} (1 + \Delta G) \quad (3.11)$$

Esta característica ha servido para identificar un 2% de sobrevaloración media de eficiencia de correlación como la fuente del efecto de la LSC.

Por lo tanto, cuando se hablan de datos SMOS GkJ, a partir de ahora, se entiende que son datos con una mejora en la eficiencia de correlación.

3.4 Misión SMAP

SMAP (Soil Moisture Active Passive) es un satélite de observación de la Tierra desarrollado por la NASA, agencia del gobierno estadounidense responsable del programa espacial civil, la investigación aeronáutica y aeroespacial. Fue lanzado en enero del 2015. Está diseñado para medir la humedad del suelo y producir mapas a escala global durante 3 años con una periodicidad de 3 días en mallas de 3, 9, 36 km de la Tierra.

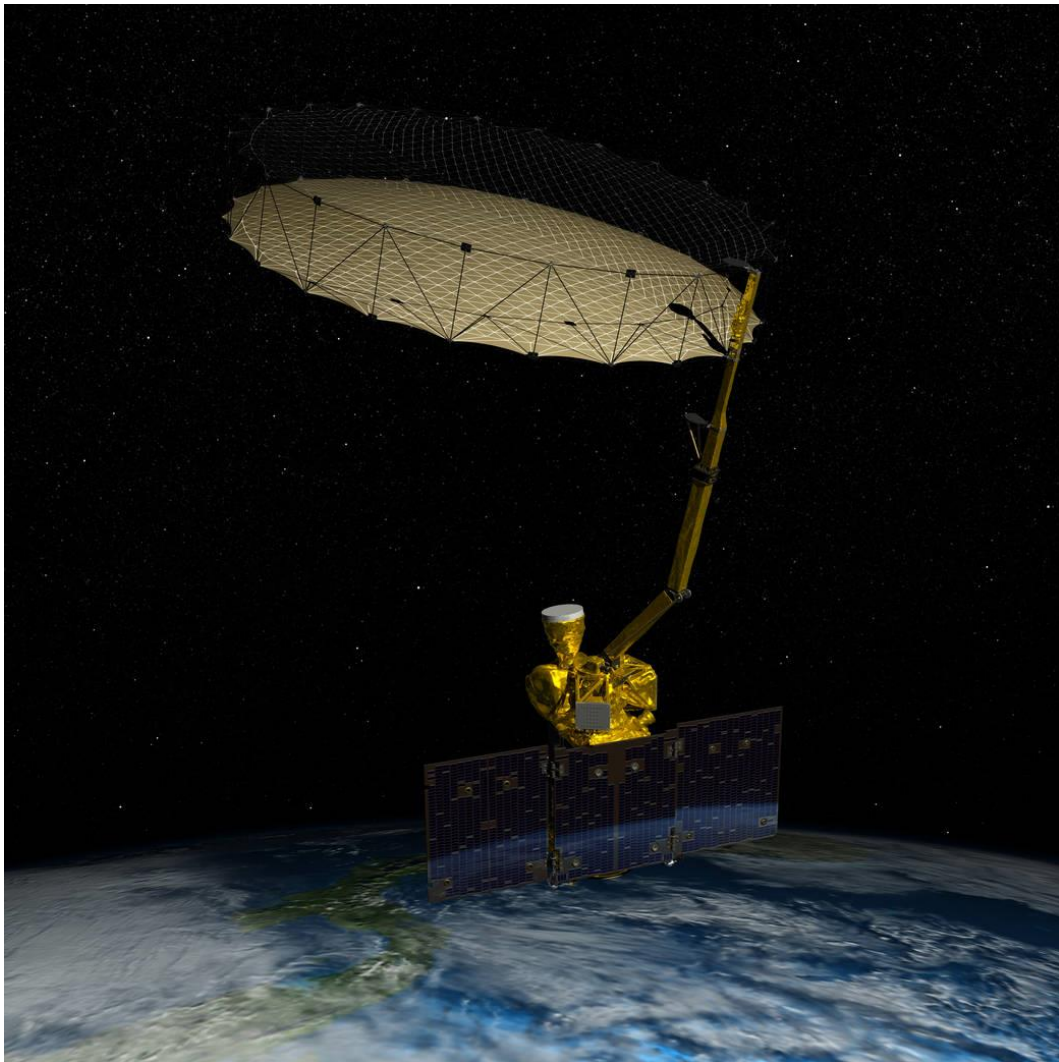


Figura 3.6 Concepto artístico misión SMAP [NASA, <https://www.nasa.gov/smap/imatges>]

3.4.1 Objetivos de la misión SMAP

Los principales objetivos de la misión quedan resumidos en cinco puntos:

- Entender los procesos que relacionan el agua en la Tierra, la energía y los ciclos de carbono.
- Estimar la cantidad de agua global y los flujos de energía en la superficie de la Tierra.
- Cuantificar el flujo neto de carbono en los bosques boreales.

- Mejorar predicciones del tiempo y del clima.
- Desarrollar un método mejor de predicción de inundaciones y mejorar la capacidad de monitorización de sequías.

Para satisfacer estas necesidades, la misión SMAP de la NASA utiliza un sensor activo de banda L, un radar y, un radiómetro de banda L para integrar las distintas medidas en un único sistema de observación. Esta combinación utiliza las ventajas de cada uno de los sistemas de teledetección de microondas para mapear la humedad del suelo.

En banda L, la temperatura de brillo medida por el radiómetro proviene de la capa más superficial del suelo (aproximadamente 5 cm) y es muy sensible a la humedad del suelo en zonas donde la concentración de agua no sea superior a $5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$. El SAR de banda L de SMAP ofrece medidas a una mayor resolución espacial (3 km) pero con peor resolución temporal. Mediante el uso de ambas señales se consigue un producto en el que se mejoran ambas resoluciones.

En julio del 2015, científicos de la NASA determinaron que el radar de la misión SMAP no era capaz de devolver datos y, por tanto, finalizaron sus operaciones. Aún así, la misión sigue obteniendo medidas útiles con el radiómetro.

En la tabla 3.1, se detallan los requerimientos de la misión SMAP:

Scientific Measurement Requirements	Instrument Functional Requirements
<p>Soil Moisture: $\sim \pm 0.04 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ volumetric accuracy (1-sigma) in the top 5 cm for vegetation water content $\leq 5 \text{ kg}/\text{m}^2$ Hydrometeorology at $\sim 10 \text{ km}$ resolution Hydroclimatology at $\sim 40 \text{ km}$ resolution</p>	<p>L-Band Radiometer (1.41 GHz): Polarization: V, H, T₃, and T₄ Resolution: 40 km Radiometric Uncertainty*: 1.3 K L-Band Radar (1.26 and 1.29 GHz): Polarization: VV, HH, HV (or VH) Resolution: 10 km Relative accuracy*: 0.5 dB (VV and HH) Constant incidence angle** between 35° and 50°</p>
<p>Freeze/Thaw State: Capture freeze/thaw state transitions in integrated vegetation-soil continuum with two-day precision at the spatial scale of landscape variability ($\sim 3 \text{ km}$)</p>	<p>L-Band Radar (1.26 GHz & 1.29 GHz): Polarization: HH Resolution: 3 km Relative accuracy*: 0.7 dB (1 dB per channel if 2 channels are used) Constant incidence angle** between 35° and 50°</p>
<p>Sample diurnal cycle at consistent time of day (6 am/6 pm Equator crossing); Global, ~ 3 day (or better) revisit; Boreal, ~ 2 day (or better) revisit</p>	<p>Swath Width: $\sim 1000 \text{ km}$ Minimize Faraday rotation (degradation factor at L-band)</p>
<p>Observation over minimum of three annual cycles</p>	<p>Baseline three-year mission life</p>
<p>* Includes precision and calibration stability ** Defined without regard to local topographic variation</p>	

Tabla 3.1 *Requerimientos a nivel científico y a nivel técnico de la misión SMAP [NASA, <https://smap-archive.jpl.nasa.gov/science/dataproducts/ATBD/>]*

3.4.2 Productos de la misión SMAP

La misión SMAP genera, en total, 15 productos de datos representando 4 niveles de procesado de datos. Los productos del nivel 1 contienen datos relacionados con el instrumento: temperatura de brillo de la superficie calibrada y geolocalizada, así como, medidas de dispersión del radar. Los productos de los niveles 2 y 3, son de la humedad del suelo, obtenidos tanto a partir de medidas del radiómetro en una malla de 36 km como de medidas combinadas radar/radiómetro en una malla de 9 km. Los datos de nivel 2 son de humedad del suelo en formato media órbita. Mientras que los datos de nivel 3 son composiciones diarias a nivel global de los datos del nivel 2. Los datos de nivel 4 son de la humedad del suelo en la superficie y la zona raíz.

En la tabla 3.2 se enumeran los productos SMAP:

Product	Description	Gridding (Resolution)	Latency	
L1A_TB	Radiometer Data in Time-Order	-	12 hrs	Instrument Data
L1A_S0	Radar Data in Time-Order	-	12 hrs	
L1B_TB	Radiometer T_B in Time-Order	(36x47 km)	12 hrs	
L1B_S0_LoRes	Low Resolution Radar σ_0 in Time-Order	(5x30 km)	12 hrs	
L1C_S0_HiRes	High Resolution Radar σ_0 in Half-Orbits	1 km (1-3 km)	12 hrs	
L1C_TB	Radiometer T_B in Half-Orbits	36 km	12 hrs	
L2_SM_A	Soil Moisture (Radar)	3 km	24 hrs	Science Data (Half-Orbit)
L2_SM_P	Soil Moisture (Radiometer)	36 km	24 hrs	
L2_SM_AP	Soil Moisture (Radar + Radiometer)	9 km	24 hrs	
L3_FT_A	Freeze/Thaw State (Radar)	3 km	50 hrs	Science Data (Daily Composite)
L3_SM_A	Soil Moisture (Radar)	3 km	50 hrs	
L3_SM_P	Soil Moisture (Radiometer)	36 km	50 hrs	
L3_SM_AP	Soil Moisture (Radar + Radiometer)	9 km	50 hrs	
L4_SM	Soil Moisture (Surface and Root Zone)	9 km	7 days	Science Value-Added
L4_C	Carbon Net Ecosystem Exchange (NEE)	9 km	14 days	

Tabla 3.2 *Tabla de los productos de datos de la misión SMAP [NASA, <https://smap-archive.jpl.nasa.gov/science/dataproducts/ATBD/>].*

Los productos de la misión SMAP se proporcionan en la malla actualizada Equal-Area-Scalable-Earth-2 (EASE2). Esta malla tiene una formulación flexible, es decir, ajustando un parámetro escalable es posible generar una familia de cuadrículas de resolución múltiple que encajan una dentro de otra.

Esta propiedad proporciona, a los productos de SMAP, la posibilidad de disponer de observaciones del radar en alta resolución y observaciones del radiómetro en baja resolución. Las resoluciones utilizadas para las cuadrículas son: 3, 9 y 36 km.

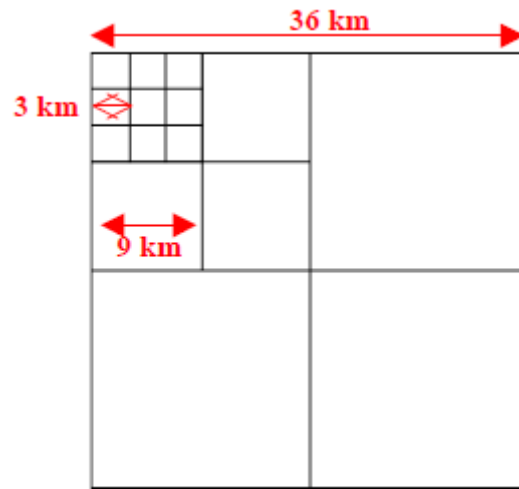


Figura 3.7 Anidación de cuadrículas de distinta resolución en malla EASE2 [NASA, <https://smap-archive.jpl.nasa.gov/science/dataproducts/ATBD/>].

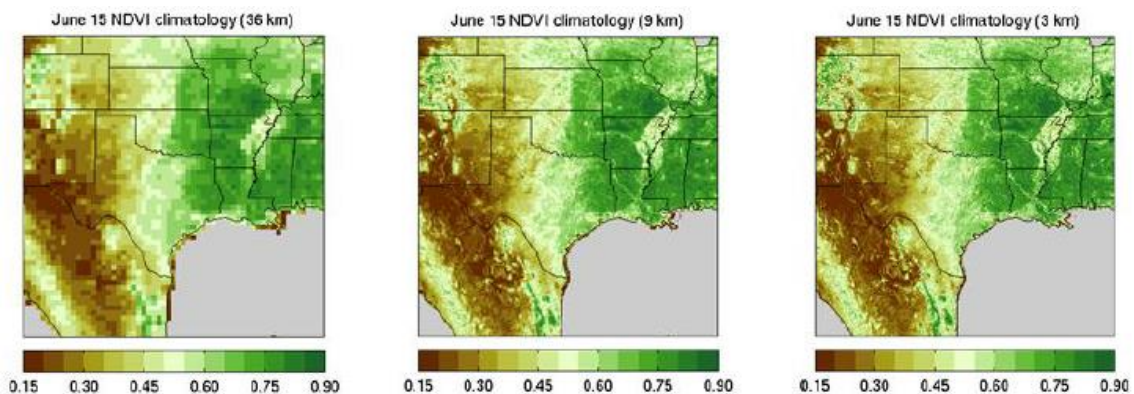


Figura 3.8 Ejemplo de datos NDVI de climatología en diferentes resoluciones [NASA, <https://smap-archive.jpl.nasa.gov/science/dataproducts/ATBD/>].

Para recuperar adecuadamente la humedad del suelo se necesita la información de varios datos auxiliares tanto estáticos como dinámicos. Los estáticos son los que no cambian durante la misión, abarcan conceptos como la tierra, el agua, las zonas de bosque, la zona urbana. Los datos dinámicos incluyen conceptos como la rugosidad de la superficie, precipitaciones, parámetros de vegetación entre otros. También son necesarios datos auxiliares para la configuración de los indicadores, “flags”, que informan de la calidad de los datos, entre otras propiedades.

3.4.3 Procesado teórico de recuperación de humedad en SMAP

En la figura 3.9 se muestra el flujo del proceso conceptual utilizado en SMAP para recuperar la humedad del suelo a partir de los datos obtenidos por el radiómetro:

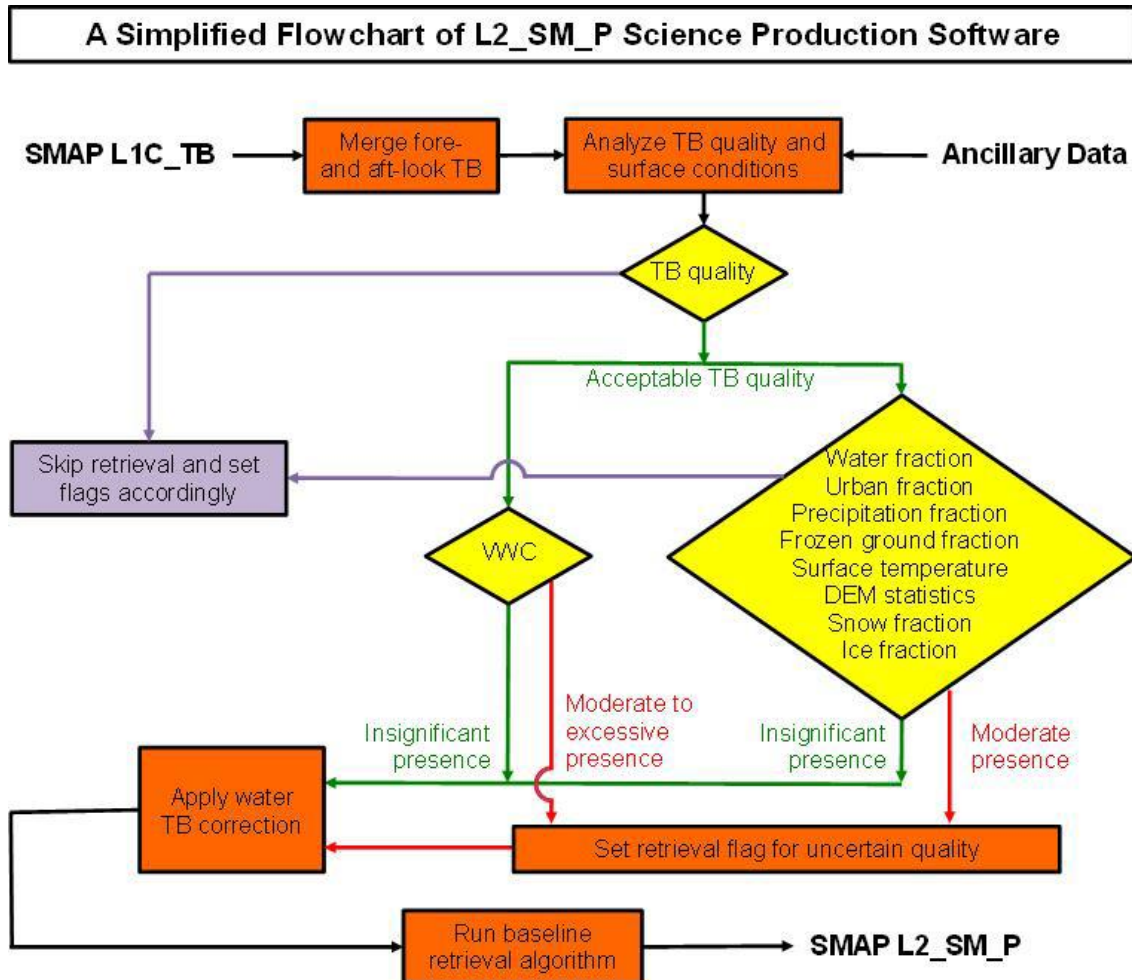


Figura 3.9 *Proceso conceptual para obtener humedad del suelo a partir de TB a la entrada [NASA, <https://smap-archive.jpl.nasa.gov/science/dataproducts/ATBD/>].*

3.5 Misión Terra y Aqua

Las misiones Terra y Aqua son dos misiones de la NASA para la observación de la Tierra (Earth Observing System, EOS). Inicialmente el nombre de la misión Aqua fue EOS PM debido a que el momento de cruce por el ecuador era por la tarde. Mientras que el de la misión Terra cruza el ecuador por la mañana y su nombre inicial fue EOS.

3.5.1 Misión Aqua

La misión Aqua fue lanzada el 04 de mayo de 2002, su nombre se debe a la gran cantidad de información que aporta sobre el ciclo del agua en la Tierra. Las observaciones se centran en la evaporación de los océanos, la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, las nubes, las precipitaciones, las capas de hielo, la cantidad de nieve tanto en tierra como en el mar.

Además, también ofrece información de otras variables de la Tierra como flujos de radiación del Sol y la Tierra, aerosoles, cubierta de vegetación de la superficie Terrestre, temperaturas del aire, la tierra y el agua. Todas estas medidas contribuyen a entender el efecto del cambio climático.

La medida de todas estas variables es posible gracias a los seis instrumentos de observación de la Tierra que el satélite lleva a bordo: Atmospheric Infrared Sounder (AIRS), Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU-A), Humidity Sounder for Brazil (HSB), Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS (AMSR-E), Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) y Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES).

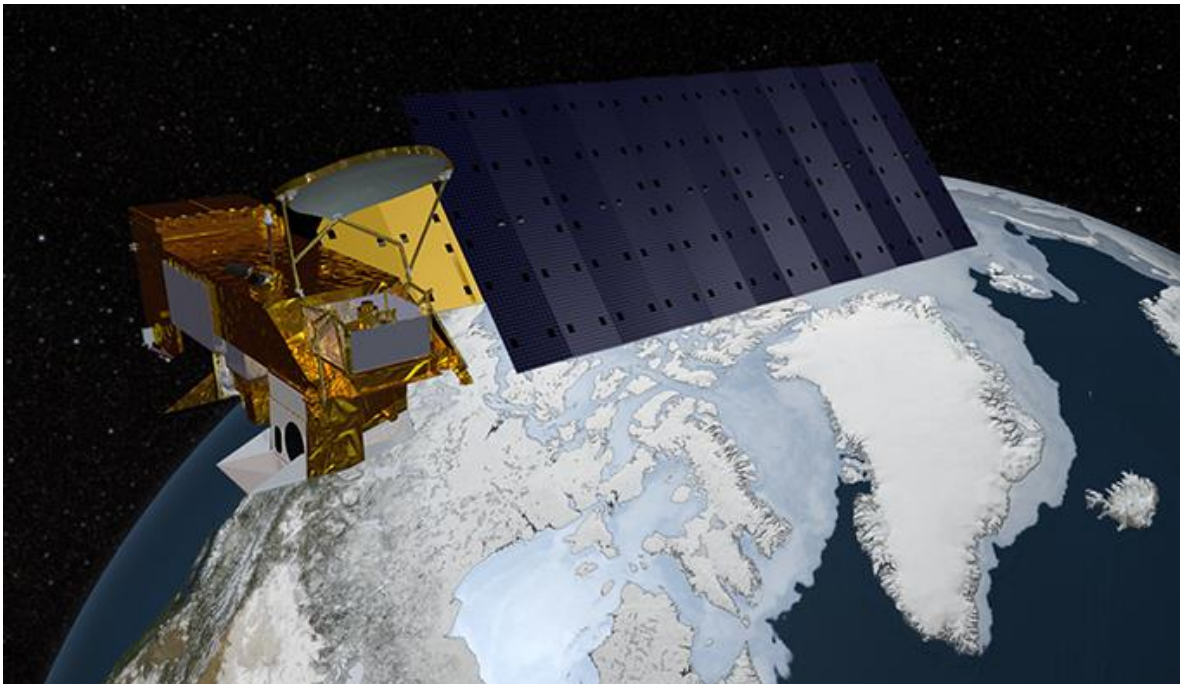


Figura 3.10 Misión Aqua [NASA, <https://www.nasa.gov/smap/imatges>]

3.5.2 Misión Terra

La misión Terra fue lanzada el 18 de diciembre de 1999. Fue concebida como el buque insignia del sistema de observación de la Tierra de la Nasa (Earth Observing System, EOS). Sus observaciones se centran en explorar las conexiones entre la atmósfera de la Tierra, la tierra, la nieve y el hielo, el océano y el equilibrio de energía para entender mejor el clima de la Tierra, el cambio climático y estimar el impacto de la actividad humana y los desastres naturales en las comunidades y los ecosistemas.

Todas estas observaciones son posibles gracias a los 5 sensores que equipan este satélite: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES), Multi-angle Imaging SpectroRadiometer (MISR), Moderate-resolution Imaging SpectroRadiometer (MODIS), Measurements of Pollution in the Troposphere (MOPITT).



Figura 3.11 Misión Terra [NASA, <https://www.nasa.gov/smap/imatges>]

3.5.3 Instrumento MODIS

MODIS es un radiómetro espectral que mide la radiación en el espectro visible e infrarrojo. En este proyecto, se han utilizado productos de los satélites Aqua y Terra medidos con el sensor MODIS.

Los valores, de temperatura de la superficie Terrestre (Land Surface Temperature, LST) y el índice de diferencia de vegetación normalizado (Normalized Difference Vegetation Index, NDVI), se utilizan para mejorar la resolución espacial de las medidas de humedad del suelo de SMOS pasando de una resolución de unos 40 Km a 1 Km, tal y como se detalla en el artículo [Piles, 11].

MODIS fue seleccionado entre otros sensores que funcionan en el margen visible-infrarrojo por los siguientes motivos:

- Resolución temporal: 1 o 2 días.
- Resolución espacial: 1 km.

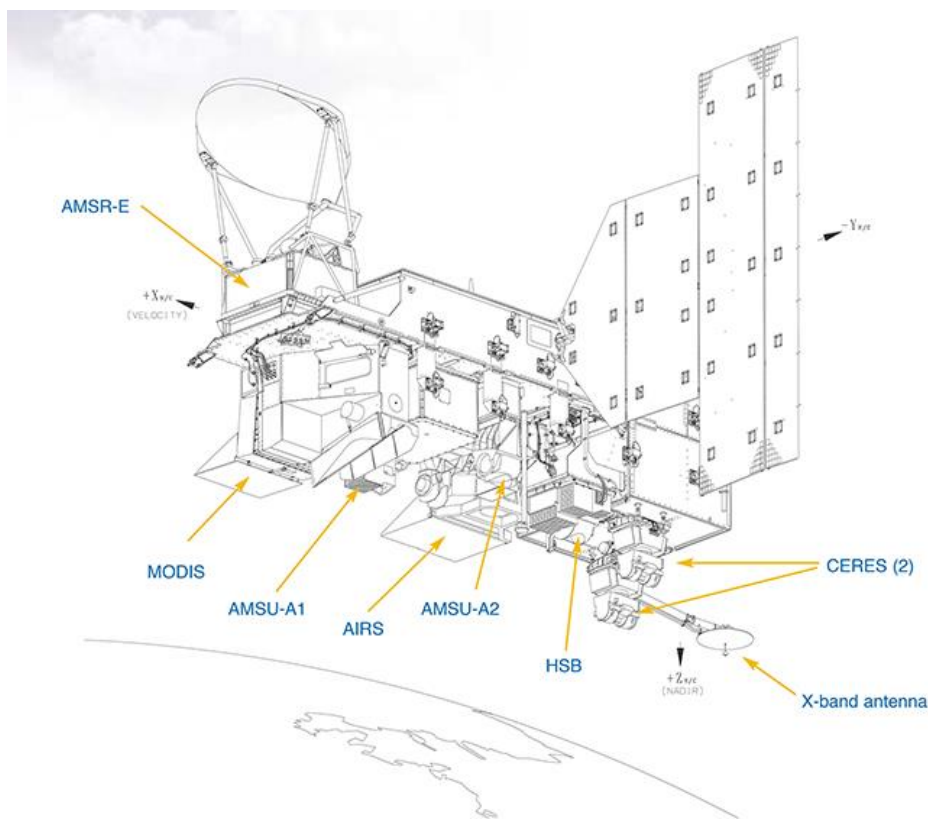


Figura 3.12 Instrumentos del satélite de la misión Aqua [NASA, <http://aqua.nasa.gov/content/instruments>]

El instrumento MODIS opera a las 10:30 A.M. / 10:30 P.M. en la misión Terra y a las 1:30 A.M. / 1:30 P.M. en la misión Aqua. En este proyecto se ha utilizado el producto MODIS/TERRA 1-km resolución 16-NDVI, MOD13A2.

3.6 Episodios de sequía reportados por el EDO-JRC

El portal del EDO (European Drought Observatory – Joint Research Centre) contiene información de sequías relevante. Las sequías son causadas por la falta de precipitación en un periodo prolongado de tiempo. Como la cantidad media de precipitación varía espacialmente, la definición de un periodo de sequía debe tener en cuenta las características locales de la zona afectada.

La monitorización de una sequía se basa en la evaluación de diferentes índices. El índice de precipitación estandarizado (SPI) muestra la desviación de la precipitación media y, por tanto, está directamente relacionado con el riesgo de sequía. Los datos de monitorización de sequía, muchas veces, son complementados con índices de sequía adicionales preparados por organizaciones nacionales, regionales o locales.

Finalmente, los expertos analizan el grado de la sequía comparando datos históricos con medidas actuales. A partir de estas comparaciones elaboran un informe considerando la situación actual de la sequía.

A continuación, se describen dos episodios de sequía que afectaron la Península Ibérica en los meses de invierno del 2012 y 2014.

3.6.1 Episodio de sequía en marzo de 2012

Según el informe de sequía reportado por el EDO-JRC [EDO Drought News March, 2012], el nivel de precipitaciones estuvo muy por debajo de lo esperado durante los meses de invierno del 2012 en: la Península Ibérica, Portugal, Sur de Francia e Inglaterra.

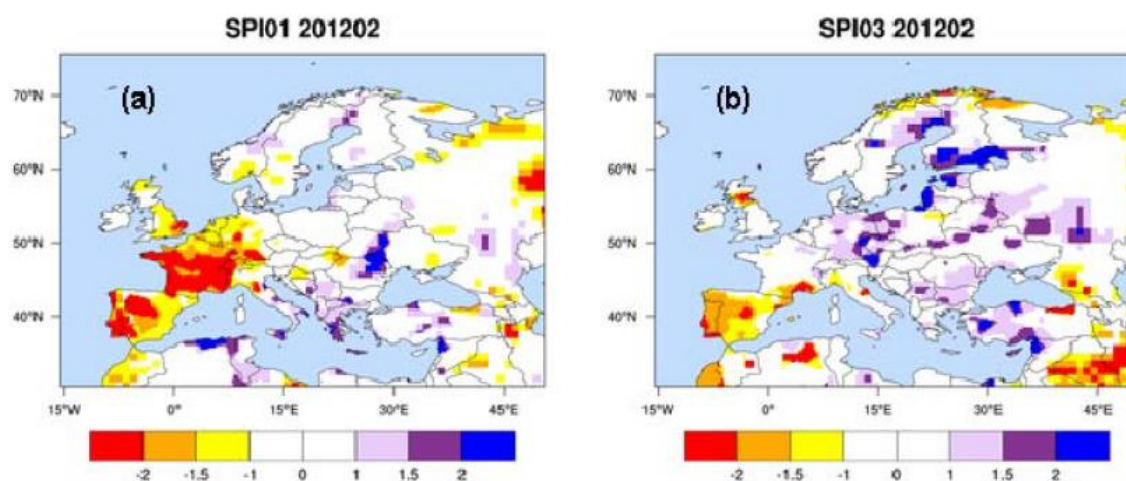


Figura 3.13 En esta figura se muestra el SPI para 1 mes (izquierda) y 3 meses (derecha) de finales de febrero del 2012. Un SPI entre -1 y -1.5 (amarillo) se clasifica como moderadamente seco, entre -1.5 y -2 (naranja) se clasifica como severamente seco y para un SPI menor que -2 (rojo) se clasifica como extremadamente seco. [<http://edo.jrc.ec.europa.eu/>]

El análisis de las anomalías del modelo de la humedad del suelo proporciona claras evidencias de las zonas que más sufrieron. En la estación de invierno, el déficit de humedad del suelo corresponde principalmente a la falta de suministro de agua más que a los altos valores de evapotranspiración.

Tal y como se puede observar en la figura 3.14, las zonas más afectadas se localizan en la Península Ibérica, el sur de Francia, el centro de Italia y, localmente, en Grecia, Bulgaria y Rumania:

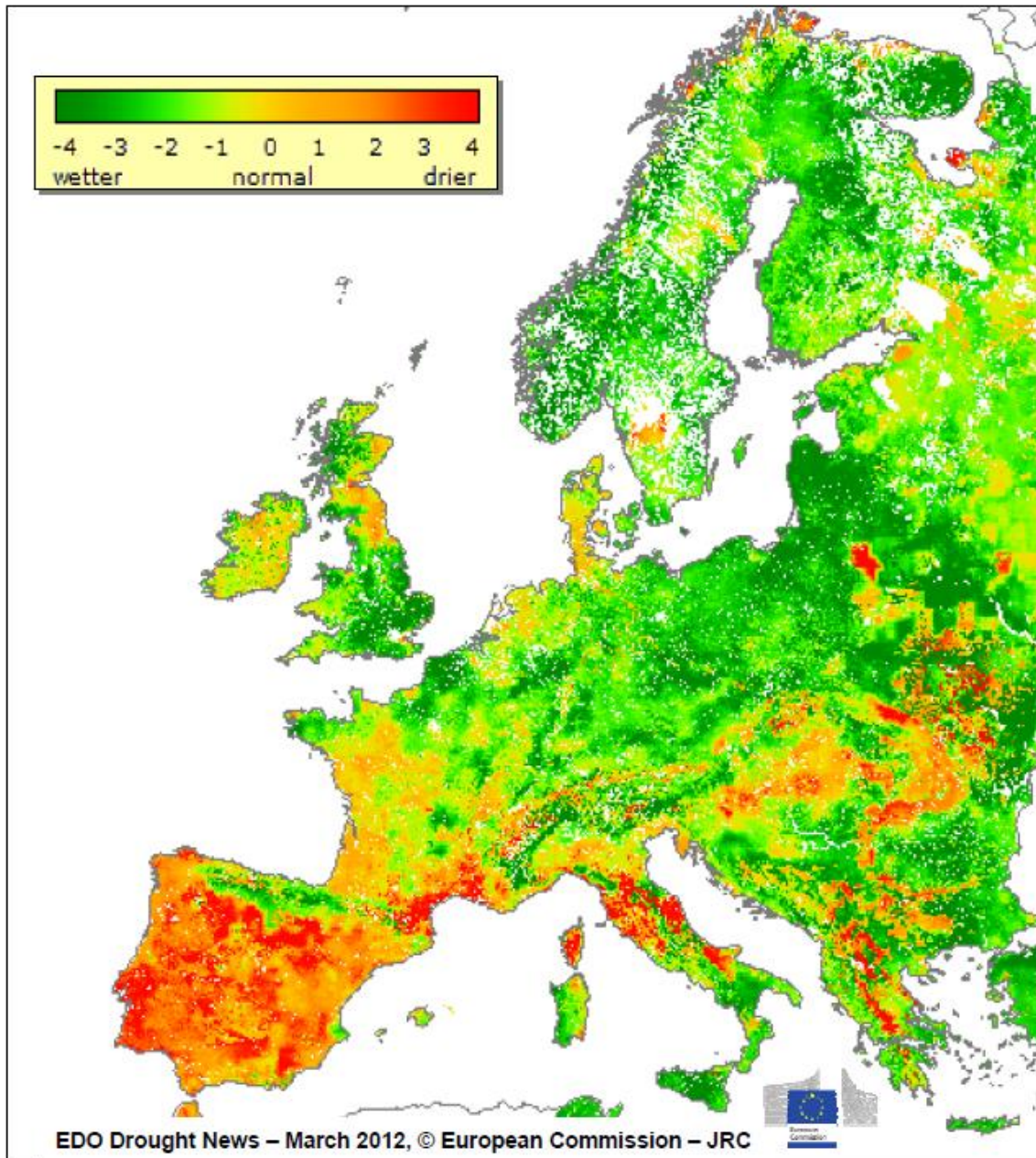


Figura 3.14 Mapa diario de anomalías de la humedad del suelo del martes 7 de marzo del 2012. [<http://edo.jrc.ec.europa.eu/>]

3.6.2 Episodio de sequía en marzo de 2014

El observatorio de sequías de Europa (EDO) reportó otro periodo de sequía durante los meses de invierno del 2013 y hasta el mes de julio de 2014, en el sud-este de la Península Ibérica. Según el informe [EDO DROUGHT NEWS AUGUST 2014], la zona costera de la región de Murcia, Valencia y este de Andalucía habría alcanzado unos niveles muy bajos de humedad del suelo debido al largo intervalo con déficit de precipitaciones.

En la figura 3.15 se presenta el índice de precipitación estandarizado (SPI) de Europa durante los 9 meses:

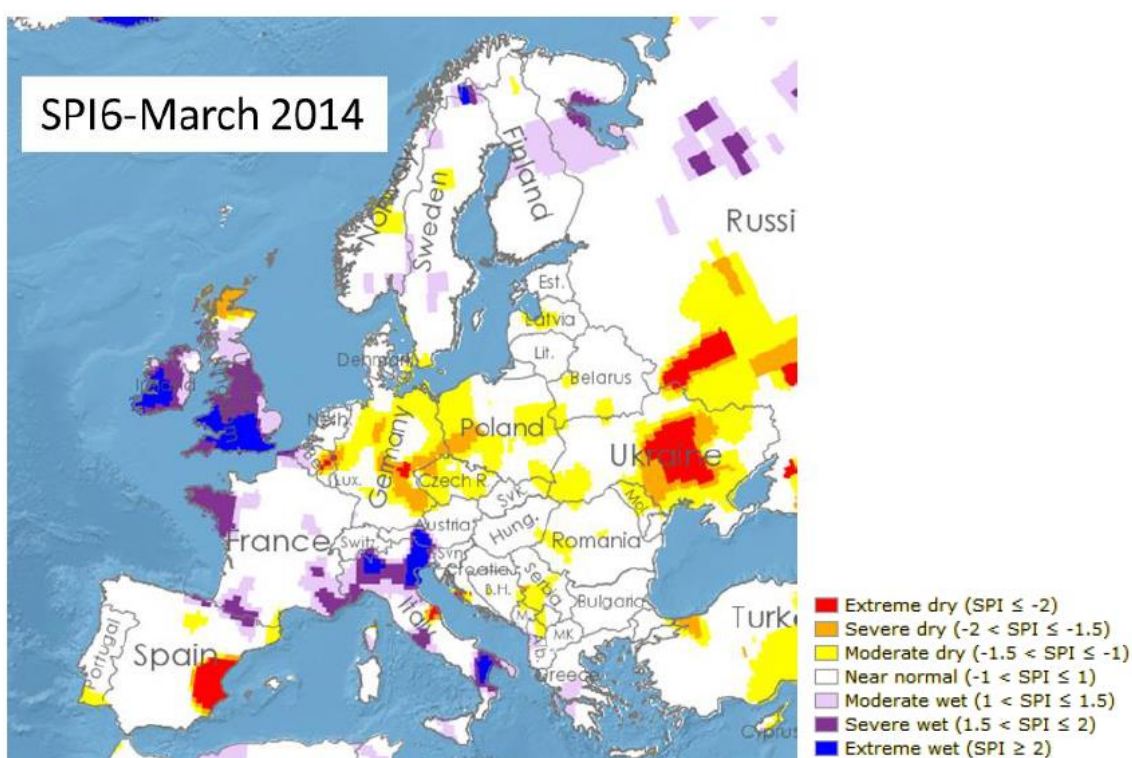


Figura 3.15 Muestra el SPI obtenido durante 9 meses hasta finales de marzo de 2014. [<http://edo.jrc.ec.europa.eu/>]

Además, a partir de los datos SPI obtenidos, en el informe también se presentan unos gráficos de las zonas afectadas que muestran qué porcentaje de cada territorio está afectado por los diferentes niveles de sequía:

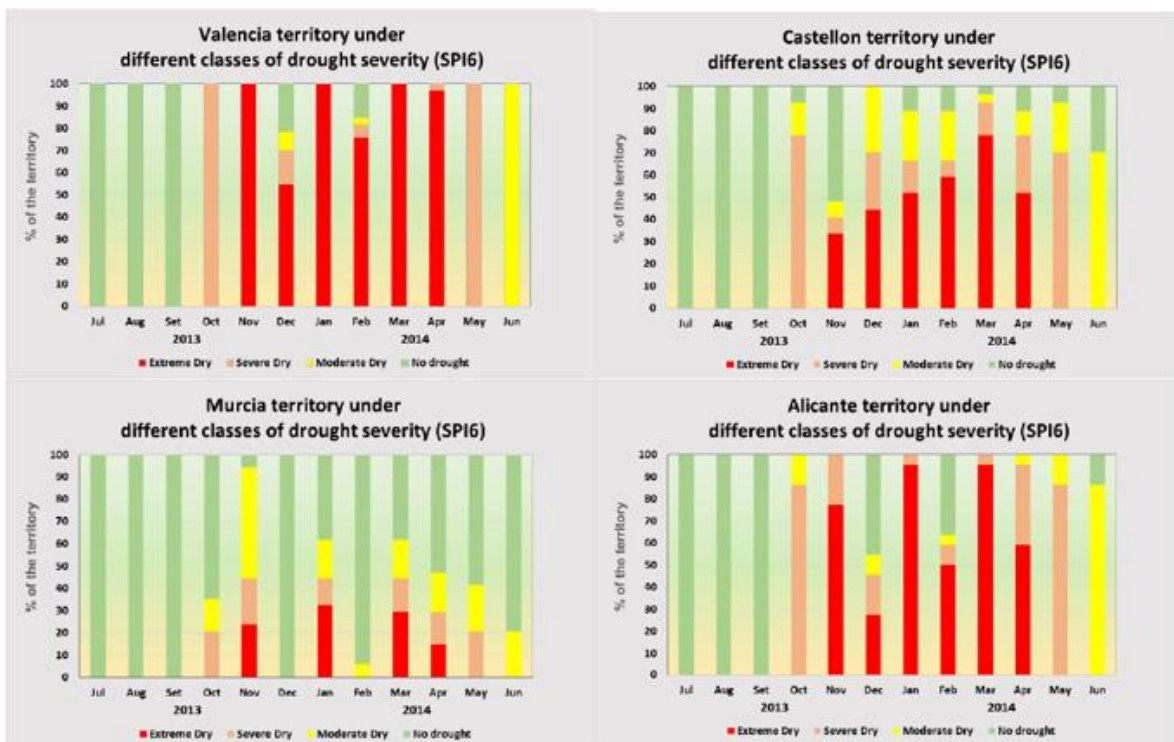


Figura 3.16 Muestra el porcentaje de territorio afectado por los diferentes niveles de sequía. Sin sequía, verde. Sequía moderada, amarillo. Sequía Severa, naranja. Sequía extrema, rojo. [http://edo.jrc.ec.europa.eu/]

Mediante el portal del observatorio europeo de sequías se pueden comparar índices, datos y, además, se pueden recuperar mapas de archivo con los datos que se quieran observar.

A continuación, se muestran seis figuras correspondientes a las anomalías de la humedad del suelo en la Península Ibérica y el sur de Francia de los diez primeros, segundos y terceros días durante el mes de marzo de 2012 y 2014, respectivamente.

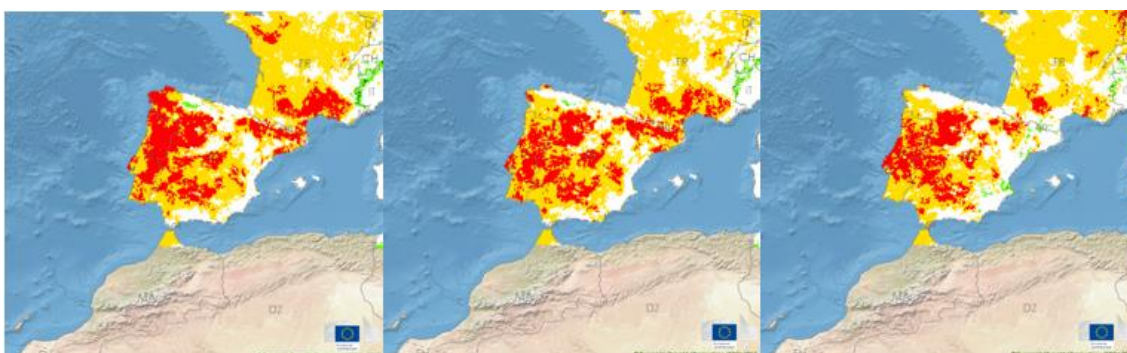


Figura 3.17 Mapas de anomalías de la humedad del suelo correspondiente a los primeros (izquierda), segundos (centro) y terceros (derecha) diez días del mes de marzo del 2012. [http://edo.jrc.ec.europa.eu/]

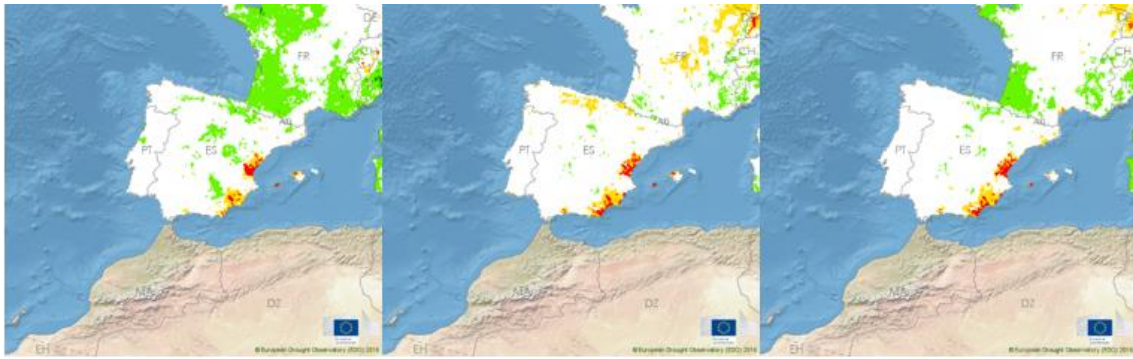


Figura 3.18 Mapas de anomalías de la humedad del suelo correspondiente a los primeros (izquierda), segundos (centro) y terceros (derecha) diez días del mes de marzo del 2014. [<http://edo.jrc.ec.europa.eu/>]

CAPÍTULO 4

4. APLICACIÓN DE LA CORRECCIÓN GKJ EN TIERRA

La misión SMOS ha ofrecido la oportunidad de recopilar una gran cantidad de datos e información que nos ayudan a comprender mejor el ciclo del agua y los procesos de intercambio entre la Tierra y la atmósfera. Además, también permite mejorar los modelos meteorológicos y climatológicos, lo que en la práctica aporta nuevas aplicaciones en campos como la agricultura, predicción de incendios, administración de recursos hídricos, etc.

En este capítulo se describen los productos y variables utilizados en los algoritmos de recuperación de la humedad del suelo. Se detallan los ajustes y procesados a los que han sido sometidos. Para ello, el BEC nos ha proporcionado las temperaturas de brillo de nivel L1C y, también ha generado datos de temperatura de brillo obtenidas con el MTS (en inglés, Miras Testing Software) con y sin la corrección GKJ. Se ha obtenido humedad, con el algoritmo de recuperación desarrollado en este proyecto, y analizado el efecto de aplicar dicha corrección en tierra. En mar, dicha corrección mejora mucho los productos, principalmente cerca de la costa.

El objetivo principal ha sido analizar el efecto de la corrección a nivel de temperatura de brillo, de emisividad y humedad. Se presenta un análisis estadístico de los resultados obtenidos en dos periodos temporales y distintos promediados.

4.1 Proceso de recuperación de la humedad del suelo

4.1.1 Parámetros y esquema

En este primer apartado se describen brevemente las variables que se utilizan en el proceso de recuperación de humedad. Estas variables se suelen clasificar entre variables estáticas (varían poco en el tiempo) y dinámicas (varían rápidamente). Primero se describen las variables dinámicas:

- Normalized Difference Vegetation Index (NDVI): Es un índice de vegetación que se mide a partir de la normalización de la relación entre la reflectancia del NIR (infrarrojo cercano) y la banda roja. Las misiones Aqua y Terra descritas en el capítulo anterior llevan a bordo el instrumento multiespectral MODIS que mide a estas bandas de frecuencias. En este proyecto se ha utilizado el producto MOD13A2 del satélite Terra. Obtiene el NDVI con una frecuencia de 16 días a escala global y a 1km de resolución. Como es un producto a 16 días, es independiente de la meteorología.
- Land Surface Temperature (LST): valor aproximado de la temperatura de la superficie terrestre. Este producto se puede obtener a través de diferentes fuentes. Existe un producto de MODIS, a 1km de resolución, diario, pero tiene

el inconveniente de no recuperar en las zonas cubiertas de nubes. Se han utilizado los datos LST del ECMWF (European Centre for Medium – Range Weather Forecasts), que proporcionan cobertura global y constante, pero son datos obtenidos de re análisis.

El producto de la LST es diario, lo que implica que se necesitan productos LST de todos los días del mes. Mientras que, el producto de NDVI es cada 16 días.

Para este proyecto se han utilizado datos del mes de marzo de los años 2012 y 2014. En la tabla 4.1 se muestra el calendario Juliano, que se ha utilizado para escoger los productos NDVI.

Leap years:
(2000, 2004, 2008, 2012, 2016, 2020...)

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1	1	32	61	92	122	153	183	214	245	275	306	336
2	2	33	62	93	123	154	184	215	246	276	307	337
3	3	34	63	94	124	155	185	216	247	277	308	338
4	4	35	64	95	125	156	186	217	248	278	309	339
5	5	36	65	96	126	157	187	218	249	279	310	340
6	6	37	66	97	127	158	188	219	250	280	311	341
7	7	38	67	98	128	159	189	220	251	281	312	342
8	8	39	68	99	129	160	190	221	252	282	313	343
9	9	40	69	100	130	161	191	222	253	283	314	344
10	10	41	70	101	131	162	192	223	254	284	315	345
11	11	42	71	102	132	163	193	224	255	285	316	346
12	12	43	72	103	133	164	194	225	256	286	317	347
13	13	44	73	104	134	165	195	226	257	287	318	348
14	14	45	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349
15	15	46	75	106	136	167	197	228	259	289	320	350
16	16	47	76	107	137	168	198	229	260	290	321	351
17	17	48	77	108	138	169	199	230	261	291	322	352
18	18	49	78	109	139	170	200	231	262	292	323	353
19	19	50	79	110	140	171	201	232	263	293	324	354
20	20	51	80	111	141	172	202	233	264	294	325	355
21	21	52	81	112	142	173	203	234	265	295	326	356
22	22	53	82	113	143	174	204	235	266	296	327	357
23	23	54	83	114	144	175	205	236	267	297	328	358
24	24	55	84	115	145	176	206	237	268	298	329	359
25	25	56	85	116	146	177	207	238	269	299	330	360
26	26	57	86	117	147	178	208	239	270	300	331	361
27	27	58	87	118	148	179	209	240	271	301	332	362
28	28	59	88	119	149	180	210	241	272	302	333	363
29	29	60	89	120	150	181	211	242	273	303	334	364
30	30		90	121	151	182	212	243	274	304	335	365
31	31		91		152		213	244		305		366

Regular years:
(2001-2003, 2005-2007, 2009-2011, 2013-2015...)

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1	1	32	60	91	121	152	182	213	244	274	305	335
2	2	33	61	92	122	153	183	214	245	275	306	336
3	3	34	62	93	123	154	184	215	246	276	307	337
4	4	35	63	94	124	155	185	216	247	277	308	338
5	5	36	64	95	125	156	186	217	248	278	309	339
6	6	37	65	96	126	157	187	218	249	279	310	340
7	7	38	66	97	127	158	188	219	250	280	311	341
8	8	39	67	98	128	159	189	220	251	281	312	342
9	9	40	68	99	129	160	190	221	252	282	313	343
10	10	41	69	100	130	161	191	222	253	283	314	344
11	11	42	70	101	131	162	192	223	254	284	315	345
12	12	43	71	102	132	163	193	224	255	285	316	346
13	13	44	72	103	133	164	194	225	256	286	317	347
14	14	45	73	104	134	165	195	226	257	287	318	348
15	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349
16	16	47	75	106	136	167	197	228	259	289	320	350
17	17	48	76	107	137	168	198	229	260	290	321	351
18	18	49	77	108	138	169	199	230	261	291	322	352
19	19	50	78	109	139	170	200	231	262	292	323	353
20	20	51	79	110	140	171	201	232	263	293	324	354
21	21	52	80	111	141	172	202	233	264	294	325	355
22	22	53	81	112	142	173	203	234	265	295	326	356
23	23	54	82	113	143	174	204	235	266	296	327	357
24	24	55	83	114	144	175	205	236	267	297	328	358
25	25	56	84	115	145	176	206	237	268	298	329	359
26	26	57	85	116	146	177	207	238	269	299	330	360
27	27	58	86	117	147	178	208	239	270	300	331	361
28	28	59	87	118	148	179	209	240	271	301	332	362
29	29		88	119	149	180	210	241	272	302	333	363
30	30		89	120	150	181	211	242	273	303	334	364
31	31		90		151		212	243		304		365

Tabla 4.1 Calendario Juliano, utilizado para seleccionar el producto NDVI adecuado para cubrir el mes de marzo de 2012 (izquierda) y el mes de marzo del 2014 (derecha).

A continuación, se definen las variables estáticas. Estas variables, son las que varían muy lentamente con el tiempo y se pueden considerar constantes:

- Clay Fraction (CF): La traducción literal es fracción de arcilla. Además, también hay la Silt Fraction (fracción de cieno) y la Sand Fraction (fracción de arena). Según el sistema unificado de clasificación del suelo, conociendo la composición, en porcentaje, de estos tres elementos se determinan los

diferentes tipos de suelo. En el modelo dieléctrico de Mironov [Mironov, 2009] se utiliza como parámetro de entrada. Se detalla en el apartado 4.1.3.

- Albedo (ω): Es dispersión que sufre la radiación del suelo debido a la cubierta de la vegetación.
- Parámetro B (b): es un parámetro empírico que depende del tipo de vegetación y la frecuencia. Se utiliza para relacionar la profundidad óptica de vegetación (atenuación) con el contenido de agua de la vegetación, tal y como determina la expresión (2.29).
- Parámetro de rugosidad de la superficie (h_s): Parámetro que modela el efecto que tiene la rugosidad de la superficie en la emisión de microondas. Se relaciona con el número de onda y la desviación estándar de la altura de la superficie.

El modelo utilizado para la obtención de la humedad es el Single Channel Algorithm. Todas las variables se ajustan a la misma resolución y mallado con el fin de obtener los resultados de forma óptima.

La resolución espacial elegida ha sido 36km puesto que los parámetros estáticos como el parámetro b , la rugosidad del suelo, el albedo y el clay fraction ya vienen en esta resolución.

Por lo contrario, la resolución espacial de los datos dinámicos se ha interpolado para ajustarlos a la malla de 36 km:

- NDVI: El producto, MOD13A2, suministra los datos de NDVI a una resolución espacial de 1 Km. Por tanto, se han agregado para obtener la resolución deseada.

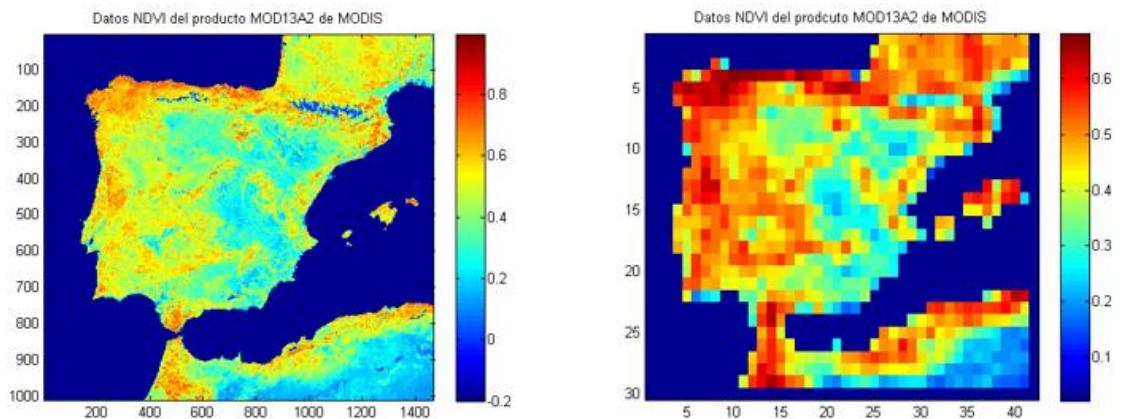


Figura 4.1 Representación de los datos NDVI del producto MOD13A2 de MODIS en un período de 16 días del mes de marzo de 2012 para: la resolución original de 1km (izquierda) y la resolución final de 36km (derecha).

- LST: Los datos de temperatura superficial suelo (en inglés, Land Surface Temperature (LST)) se promedia y ajustan las latitudes y longitudes para obtener la zona de estudio, en nuestro caso, la Península Ibérica. Como en los otros casos, se utiliza una máscara para filtrar los píxeles del océano.

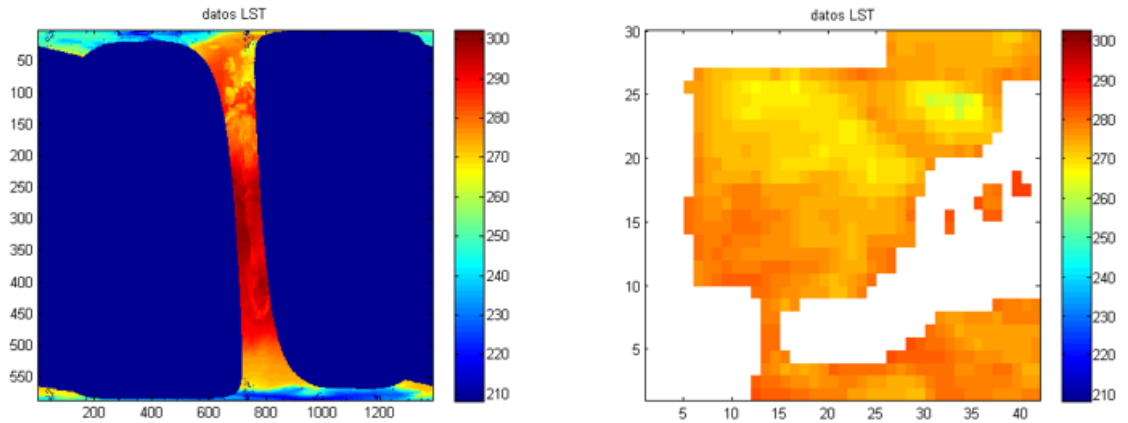


Figura 4.2 Representación de los datos LST del día 6 del mes de marzo de 2012 en la resolución original de 75km (izquierda) y la resolución final ajustando las coordenadas a la Península Ibérica (derecha).

En la tabla 4.2 se muestran los valores utilizados para los parámetros estáticos del algoritmo de recuperación en función de la clasificación de tierra MODIS IGBP. Dicha clasificación describe la distribución geográfica de los 17 tipos de cubierta terrestre definida por el Programa Internacional Geosfera-Biosfera (en inglés, International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP)).

ID	MODIS IGBP land classification	s	h	b	ω	Stem factor
0	Water Bodies	--	-9999	-9999	-9999	--
1	Evergreen Needleleaf Forests	1.60	0.160	0.100	0.120	15.96
2	Evergreen Broadleaf Forests	1.60	0.160	0.100	0.120	19.15
3	Deciduous Needleleaf Forests	1.60	0.160	0.120	0.120	7.98
4	Deciduous Broadleaf Forests	1.60	0.160	0.120	0.120	12.77
5	Mixed Forests	1.60	0.160	0.110	0.120	12.77
6	Closed Shrublands	1.00	0.110	0.110	0.050	3.00
7	Open Shrublands	1.10	0.110	0.110	0.050	1.50
8	Woody Savannas	1.00	0.125	0.110	0.120	4.00
9	Savannas	1.00	0.156	0.110	0.080	3.00
10	Grasslands	1.56	0.156	0.130	0.050	1.50
11	Permanent Wetlands	1.00	-9999	-9999	-9999	4.00
12	Croplands - Average	1.08	0.108	0.110	0.050	3.50
	- Wheat	0.83	0.083	TBD	TBD	TBD
	- Mixed (Wheat, Barley, Oats)	1.08	0.108	TBD	TBD	TBD
	- Corn	0.94	0.094	TBD	TBD	TBD
	- Soybean	1.48	0.148	TBD	TBD	TBD
13	Urban and Built-up Lands	--	0	0.100	0.030	6.49
14	Crop-land/Natural Vegetation Mosaics	1.30	0.130	0.110	0.065	3.25
15	Snow and Ice	--	0	0	0	0
16	Barren	1.50	0.150	0	0	0

Tabla 4.2 Tabla de clasificación IGBP de Tierra MODIS utilizada para los valores estáticos del SCA.

En la figura 4.3 se presenta el diagrama de bloques del Single Channel Algorithm, en el que se indican las variables de entrada estáticas (rojo), dinámicas (azul), datos de entrada (amarillo) y de salida (verde):

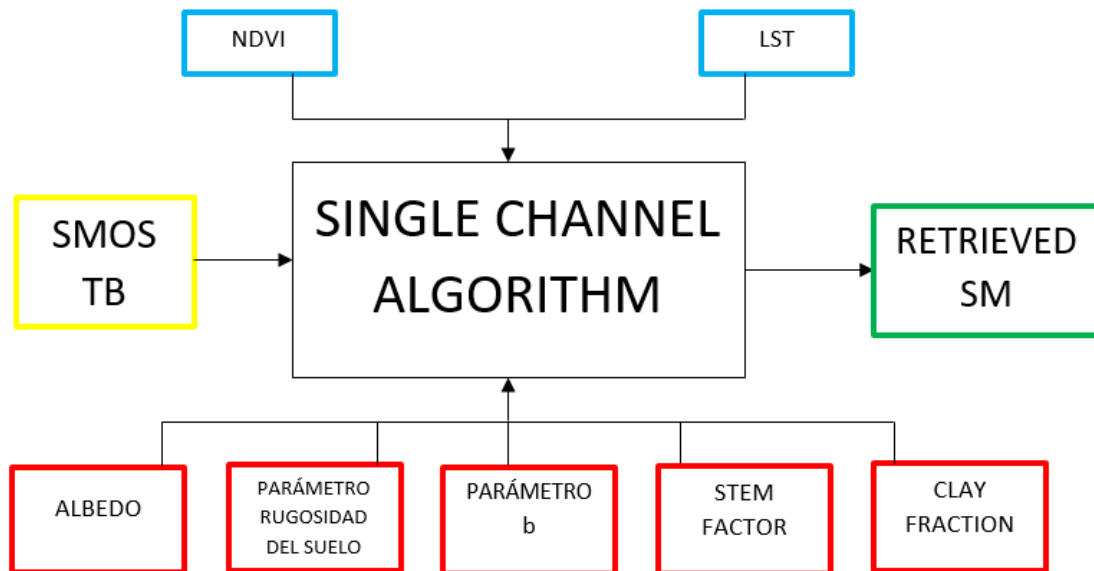


Figura 4.3 Esquema de las variables, dinámicas (arriba del SCA) y estáticas (debajo del SCA), que intervienen en el modelo del Single Channel Algorithm.

4.1.2 Datos de temperatura de brillo del SMOS-BEC

En este apartado se describen los datos de temperatura de brillo suministrados por el centro experto de datos (SMOS-BEC) de Barcelona. Estos datos se obtienen a partir de las medidas del instrumento MIRAS de la misión de la ESA. Se utilizan:

- Datos SMOS de TB L1C.
- Datos SMOS de TB sin la corrección GKJ.
- Datos SMOS de TB con la corrección GKJ.

Los datos L1C se obtienen directamente de la ESA. Los datos sin corrección GKJ y con corrección GKJ se obtienen en la cadena interna del SMOS-BEC utilizando el Miras Testing Software, MTS, sin aplicar y aplicando la corrección GKJ, respectivamente. El Miras Testing Software, es un software desarrollado íntegramente en el BEC (como dicho centro experto de datos se creó en el marco de colaboración CSIC-UPC, ha sido desarrollado por personal de ambas instituciones). Este software se utiliza para el procesado de datos de nivel L0 hasta el nivel 1B y se ha estado utilizando en reuniones del “collocation meeting” para asegurar la precisión para la versión oficial del software de la ESA. Se puede encontrar información del mismo tanto en la página web del RSLab (Remote Sensing Laboratory del departamento de Teoría de la Señal y Comunicaciones de la UPC como en la página web del BEC.

El satélite SMOS describe dos órbitas diariamente; la órbita ascendente y la descendente. Además para cada órbita, como se ha comentado en el apartado 3.3.1, se dispone de datos para tres ángulos de incidencia distintos. Estos vienen diferenciados según el nombre del archivo como 32, 42 y 52 que representan el margen de $27.5^\circ - 37.5^\circ$, $37.5^\circ - 47.5^\circ$ y $47.5^\circ - 57.5^\circ$, respectivamente.

En las imágenes de las figuras 4.4 y 4.5 se muestra la temperatura de brillo de un día de las pasadas realizadas en la zona cercana a la Península Ibérica para el 13 de marzo de 2012. Puede observarse que algunas pasadas cubren completamente la Península, otras pasan por encima y otras cubren una parte, mientras que en algún caso no pasa por la Península Ibérica. El tiempo de revisita en el Ecuador es de tres días, así cada tres días se tiene un mapa completo de humedad. Se indica el ángulo de incidencia, estas medidas se corresponden a datos en la superficie de la tierra (BOA: Bottom Of the Atmosphere).

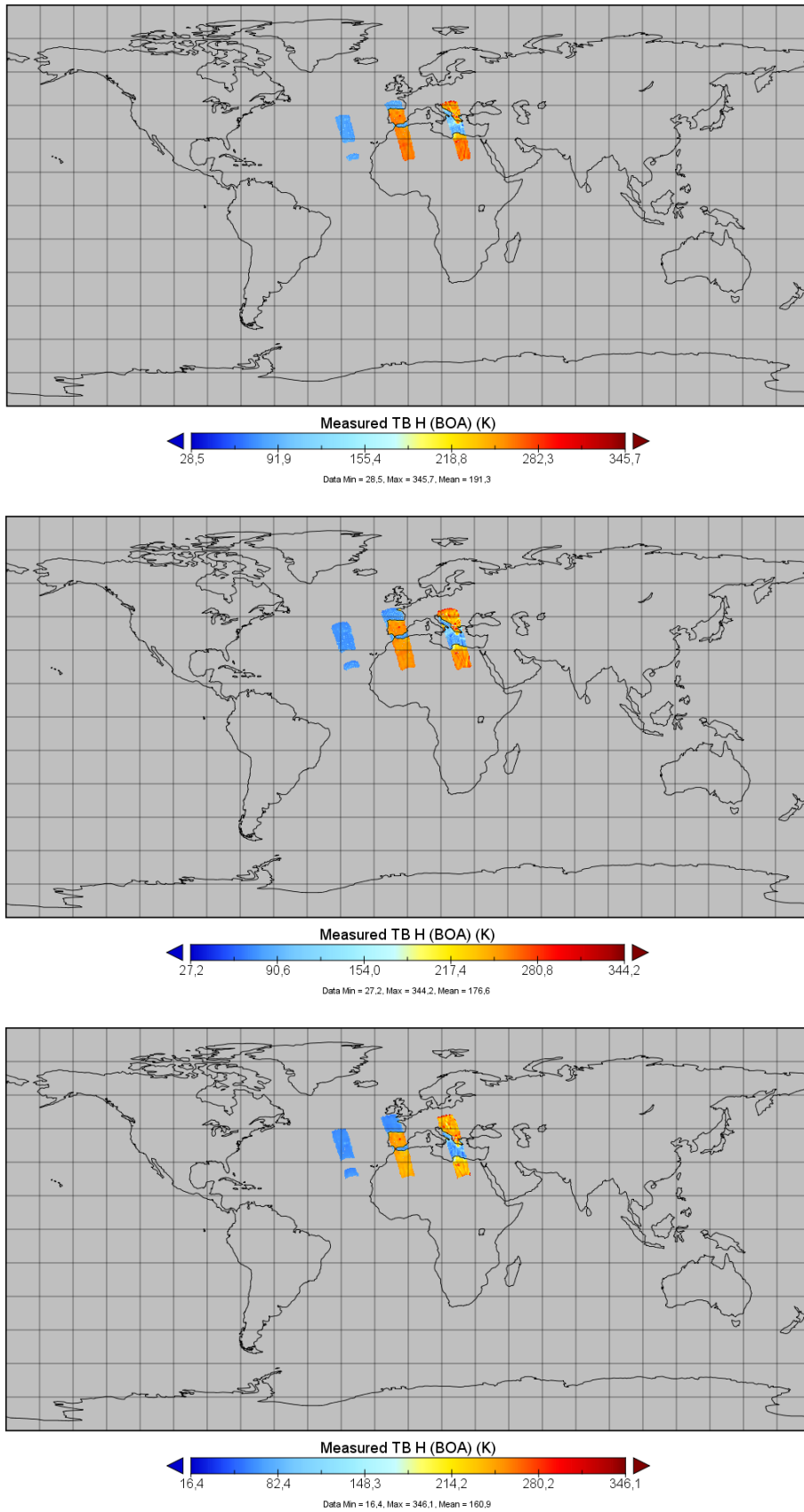


Figura 4.4 Captura de la temperatura de brillo con polarización horizontal, órbita ascendente y ángulo de incidencia 32 (arriba), 42 (centro) y 52 (medio) para el día 13 de marzo del 2012. Representada con el visualizador Panoply.

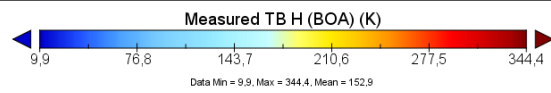
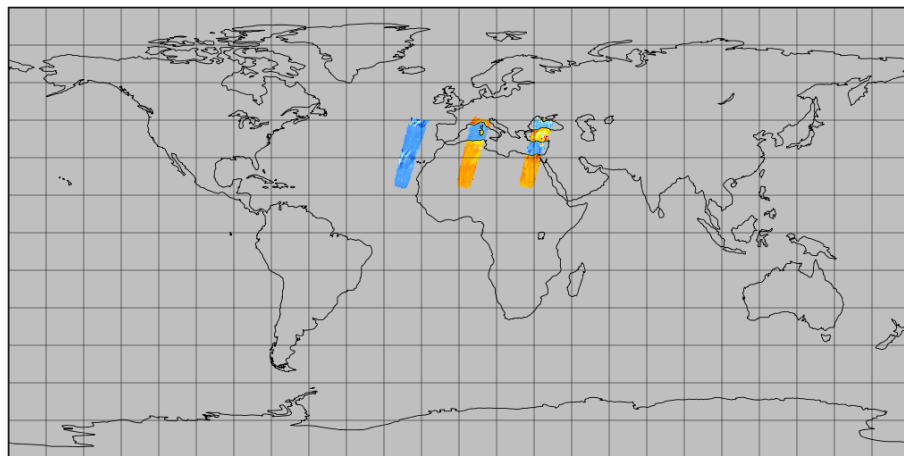
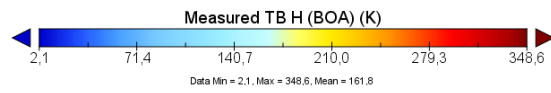
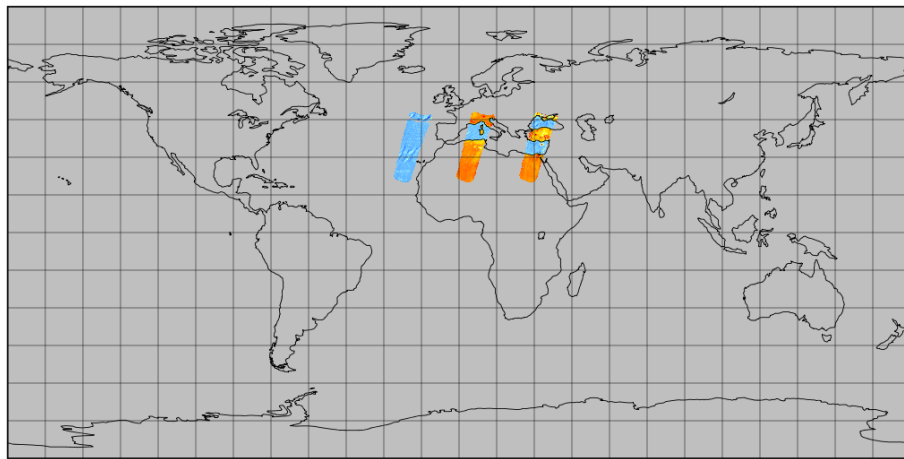
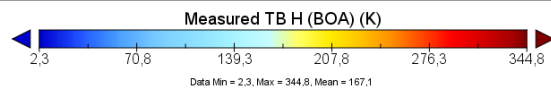
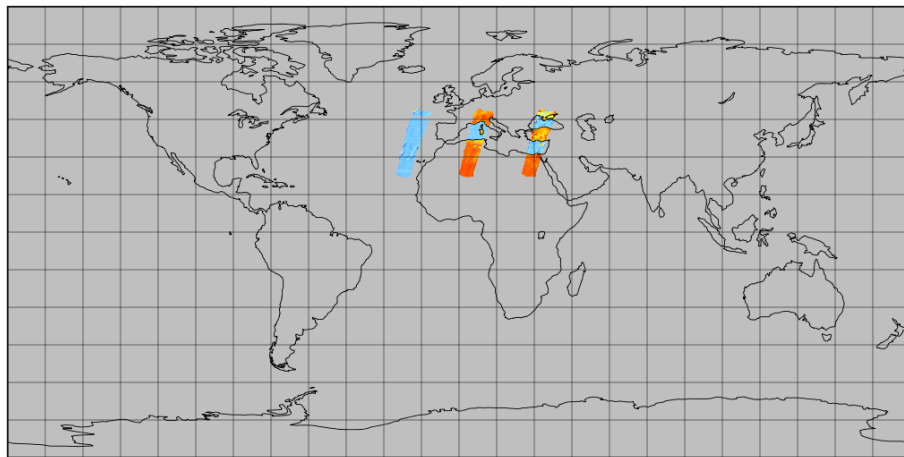


Figura 4.5 Captura de la temperatura de brillo con polarización horizontal, órbita descendente y ángulo de incidencia 32 (arriba), 42 (centro) y 52 (medio) para el día 13 de marzo del 2012. Representada con el visualizador Panoply.

El centro Experto de datos (SMOS-BEC) nos facilitó los datos de temperatura de brillo, los datos oficiales de nivel L1C que se reciben regularmente y se distribuyen desde dicho centro. Además se corrió el MTS para generar datos específicos para este trabajo. Por un lado, los datos generados con la cadena interna que se habían utilizado hasta ahora y después de una actualización del software se obtuvieron los datos para los mismos días aplicando la corrección GKJ en tierra. Esta última versión no se había utilizado nunca antes en tierra. Una vez definida la zona de interés (Península Ibérica), las órbitas y la malla ya se tenían los datos preparados.

Las primeras pruebas se realizaron con polarización horizontal (figura 4.4 - figura 4.10). Todas las pruebas y análisis realizados, posteriormente, se han realizado con polarización vertical y ángulo de incidencia 42 (margen 37.5° – 47.5°). Los datos se han distribuido por días, ángulos y órbitas. Además se determina la procedencia: datos L1C oficiales de SMOS, datos obtenidos con el MTS, aplicando o no la corrección GKJ.

Además, se trabaja realizando el promedio de la órbita ascendente y descendente. En las figuras 4.6, 4.7, 4.8 se muestra un ejemplo de la zona de interés para el día 13 de marzo del 2012, de órbita ascendente, descendente y el promediado de órbitas, respectivamente:

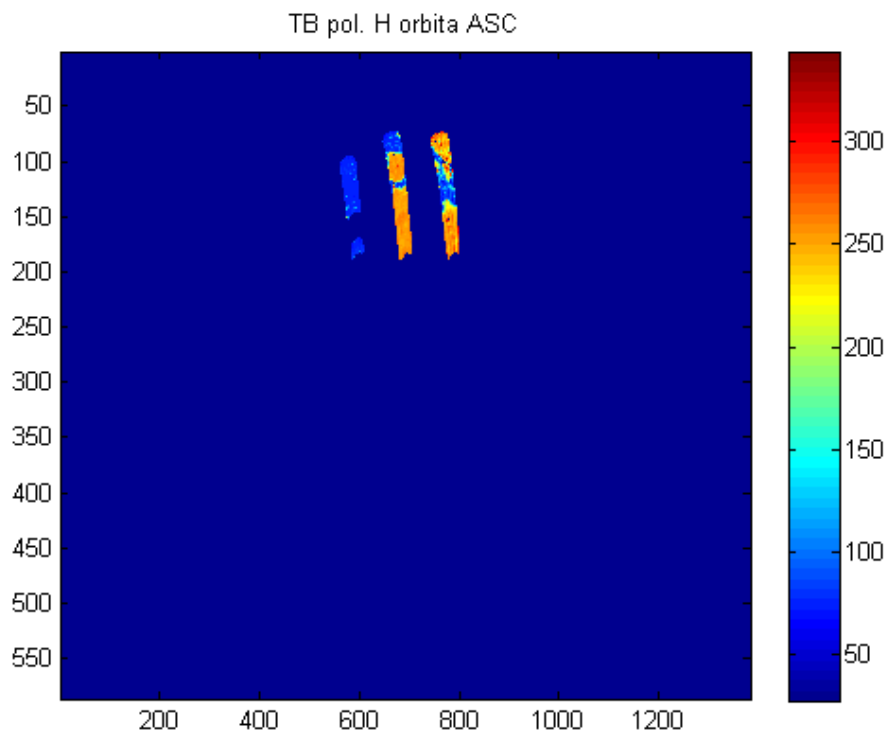


Figura 4.6 Temperatura de brillo con polarización horizontal, órbita ascendente y ángulo de incidencia 42 para el día 13 de marzo del 2012. Expresado en K.

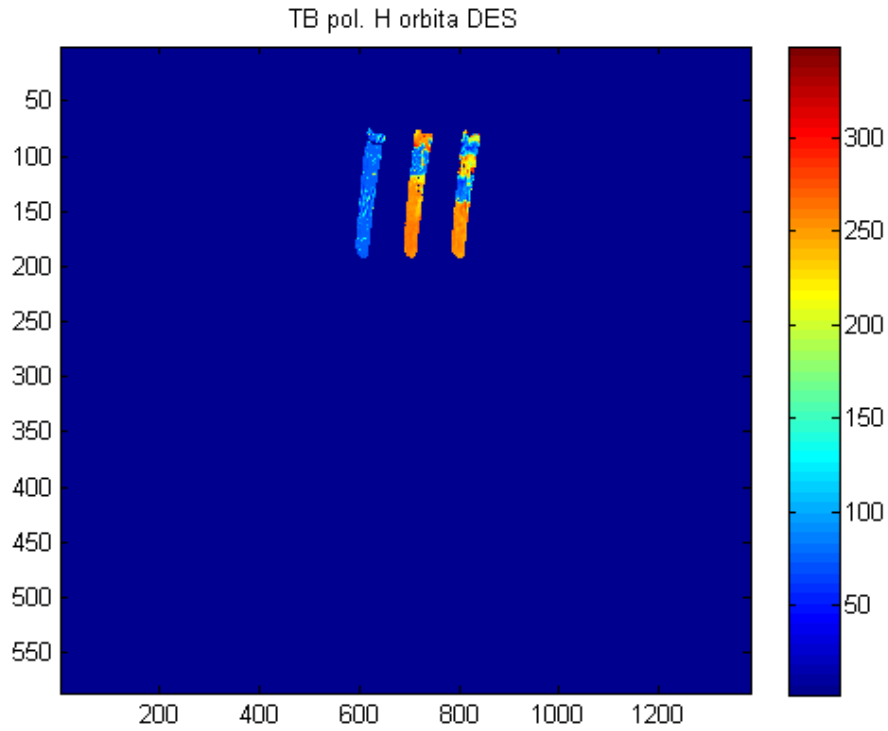


Figura 4.7 Temperatura de brillo con polarización horizontal, órbita descendente y ángulo de incidencia 42 para el día 13 de marzo del 2012. Expresado en K.

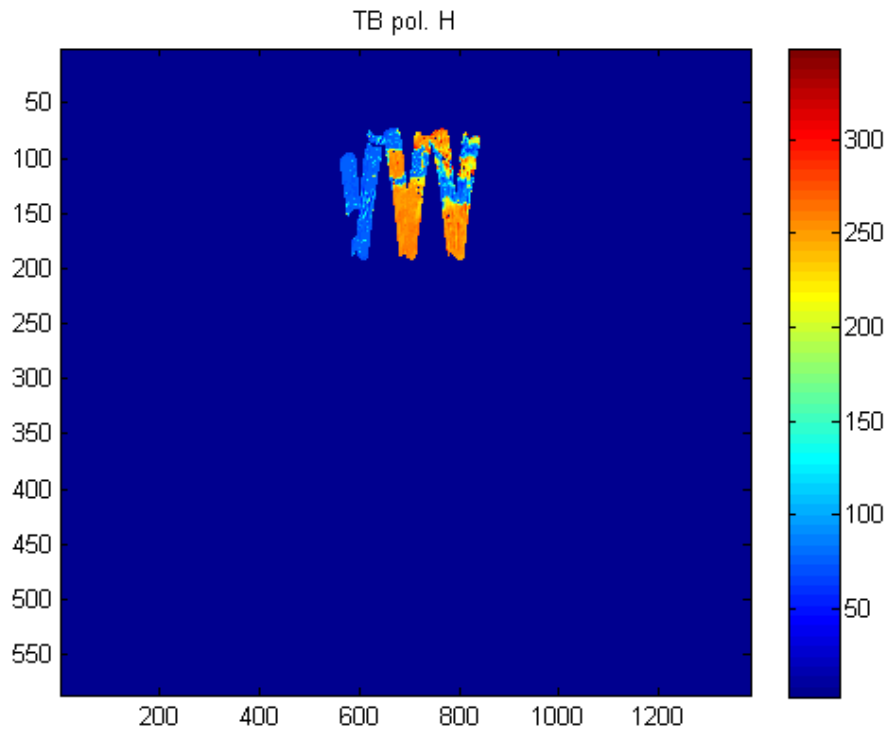


Figura 4.8 Temperatura de brillo con polarización horizontal, promedio entre órbita ascendente y descendente y ángulo de incidencia 42 para el día 13 de marzo del 2012. Expresado en K.

Los siguientes pasos son:

- Ajustar las latitudes y longitudes al área de interés (Península Ibérica)
- Aplicar una máscara de mar
- Aplicar una interpolación para dejar los datos en una malla común para todas las variables. Malla de 36km.

Un ejemplo de imagen de temperatura de brillo ya preparada, para un día es la que se muestra en la figura 4.9. Finalmente para comparar imágenes con cobertura total de la península y además, mejorar el error se han promediado las temperaturas de un mes, ver figura 4.10.

Tal como se ha comentado en el apartado dedicado a SMOS, este satélite ofrece tanto datos que cubren el Extended Alias Field Of View (EA-FOV) como datos solamente en la zona libre de alias (Alias Free Field Of View (AF-FOV)). Puede verse la diferencia de ambas zonas en la figura 3.3 de esta memoria. Las primeras pruebas se realizaron con la zona extendida (EA-FOV) pero se observaron unos artefactos extraños que desaconsejaron su utilización. Por tanto, se decidió utilizar imágenes de la zona libre de alias (AF-FOV).

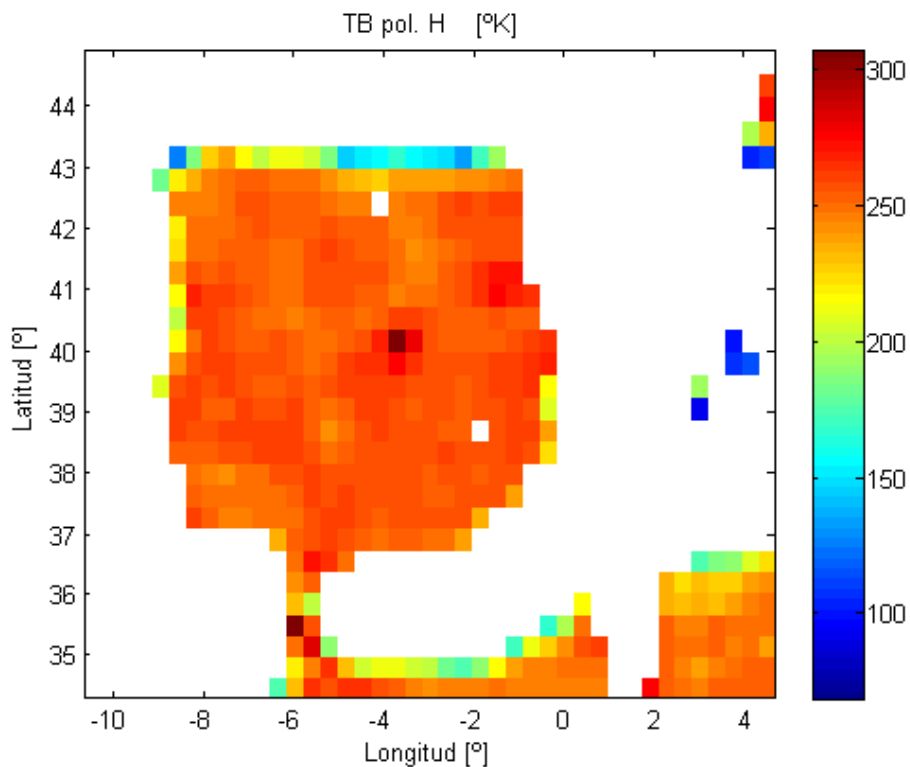


Figura 4.9 Temperatura de brillo con polarización horizontal, promedio entre órbita ascendente y descendente y ángulo de incidencia 42 para el día 13 de marzo del 2012. Ajustado a la zona de observación con filtrado de píxeles de mar.

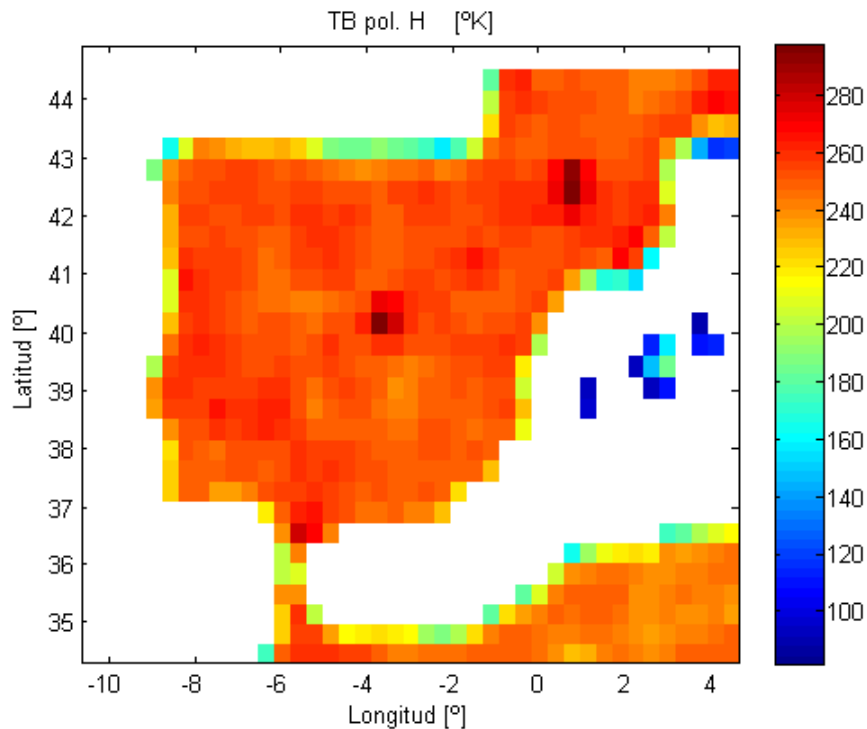


Figura 4.10 Temperatura de brillo del mes de marzo del 2012.

4.1.3 Algoritmo de recuperación de la humedad del suelo

El algoritmo que se ha utilizado en este proyecto es el “Single Channel Algorithm (SCA)”, es un algoritmo sencillo que se ha utilizado en el procesado de los datos de la misión SMAP [<https://smap-archive.jpl.nasa.gov/science/dataproducts/ATBD/j>]. Se basa en el modelo “tau-omega”, de la misma forma que el algoritmo de la misión SMOS, pero solo utiliza la TB con un único ángulo de incidencia. En el procesado de datos SMOS se toman medidas de cada píxel con distintos ángulos de incidencia y, por tanto, se hace un promediado inteligente de todas las medidas (se considera cada ángulo de incidencia con su precisión) para obtener la imagen final.

La emisividad del suelo depende de la constante dieléctrica del mismo. Esta constante es un número complejo cuya parte imaginaria modela las pérdidas:

$$\varepsilon_s = \varepsilon'_s + j \varepsilon''_s$$

En la bibliografía se puede encontrar varios modelos de constante dieléctrica. La mayoría demuestra una relación de dependencia con la humedad del suelo, la textura del suelo y la frecuencia. De entre todos, hay 3 que destacan por su simplicidad de parametrización y aplicabilidad a frecuencias de banda L:

- Dobson
- Wang y Schmugge
- Mironov

Los trabajos recientes de la literatura definen el modelo de Mironov como la mejor opción para banda L. Dicho modelo dieléctrico requiere como parámetros, la frecuencia (en nuestro caso 1.4 GHz), la humedad volumétrica y el clay-fraction.

La componente real de la constante dieléctrica ε'_s se relaciona con la emisividad del suelo mediante los coeficientes de reflexión de Fresnel:

$$e_H = 1 - \left| \frac{\cos \theta - \sqrt{\varepsilon'_s - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\varepsilon'_s - \sin^2 \theta}} \right|^2 \quad (4.1)$$

$$e_V = 1 - \left| \frac{\varepsilon'_s \cdot \cos \theta - \sqrt{\varepsilon'_s - \sin^2 \theta}}{\varepsilon'_s \cdot \cos \theta + \sqrt{\varepsilon'_s - \sin^2 \theta}} \right|^2 \quad (4.2)$$

donde θ hace referencia al ángulo de incidencia, 40° para nuestro caso. En el algoritmo se pueden utilizar las dos polarizaciones posibles, solo se va a considerar la polarización vertical.

Cuando la superficie de reflexión no es perfectamente plana, hay que tener en cuenta el efecto de la rugosidad. La ecuación (4.3) modela el efecto de la rugosidad, mediante la exponencial dependiente del parámetro de rugosidad h_s y del ángulo de incidencia ($\cos^2 \theta$) en la emisividad del suelo:

$$e_{surf} = 1 - [1 - e_{soil}] \cdot e^{-(h_s \cdot \cos^2 \theta)} \quad (4.3)$$

donde e_{surf} es la emisividad del suelo afectada por la rugosidad, e_{soil} es la emisividad del suelo plano, $h_s = 4 \cdot k^2 \cdot \sigma_s^2$ es el parámetro de rugosidad que está relacionado con el número de onda (k) y la desviación estándar de la altura de la superficie (σ_s^2).

La expresión (4.3) es válida para suelo descubierto. Sin embargo, cuando hay vegetación hay que modelar su efecto. La expresión (4.4) relaciona la emisividad de la superficie del suelo afectada por la rugosidad con la emisividad total afectada tanto por la rugosidad como la vegetación del suelo:

$$e_{surf} = \frac{e - 1 + \gamma^2 + \omega - \omega\gamma^2}{\gamma^2 + \omega\gamma - \omega\gamma^2} \quad (4.4)$$

Esta ecuación pone de manifiesto que la emisividad de la superficie del suelo, depende de algunos parámetros de vegetación como son el Albedo y la Transmisividad. A su vez, la transmisividad, γ , depende de la profundidad óptica de la capa de vegetación, τ , tal y como se expresa en la siguiente ecuación:

$$\gamma = e^{(-\tau \cdot \sec \theta)} = e^{\left(\frac{-\tau}{\cos \theta}\right)} \quad (4.5)$$

En la literatura se encuentran diferentes maneras de aproximar el valor de la profundidad óptica de vegetación. Así, por ejemplo, la ecuación (4.6) la define en función del contenido de agua de vegetación:

$$\tau = b \cdot VWC \quad (4.6)$$

Y la ecuación (4.7) la obtiene a partir del índice de vegetación:

$$\tau = \alpha + \beta \cdot (1 - \log(NDVI)) \quad (4.7)$$

En la ecuación (4.6), la profundidad óptica de vegetación se relaciona linealmente con el contenido de agua de la vegetación, VWC con unidades de [Kg/m^2], mediante un parámetro empírico b . Para este caso, el VWC se define de la siguiente manera:

$$VWC = (1.9134 \cdot NDVI^2 - 0.3215 \cdot NDVI) + \frac{SF \cdot (NDVI - 0.1)}{0.9} \quad (4.8)$$

donde las siglas SF corresponden a otro parámetro estático que se denomina “Stem Factor”, el cual da una estimación de la cantidad de agua que reside en los tallos. En el informe de SMAP dedicado al dato auxiliar “Vegetation Water Content” aparece en la tabla de valores SF para diferentes tipos de cubiertas obtenidos a partir de los datos Terra/MODIS (ver la tabla 4.2).

En la ecuación (4.7), alternativamente, la profundidad óptica de vegetación (τ) se relaciona linealmente con el logaritmo del $NDVI$. Valores típicos de alfa i beta son 0.05 i 0.36, respectivamente.

Aislando la emisividad total de la ecuación (4.4), la expresión resultante es:

$$e = [e_{surf} \cdot (\gamma^2 + \omega\gamma - \omega\gamma^2)] + 1 - \gamma^2 - \omega + \omega\gamma^2 \quad (4.9)$$

La temperatura de brillo medida se obtiene mediante el producto de la emisividad de la ecuación (4.9) con la temperatura física:

$$T_B = e \cdot T \quad (4.10)$$

Donde la temperatura física T en nuestro algoritmo lo obtenemos con los datos auxiliares descritos en el apartado 4.1.1, concretamente la Land Surface Temperature. Finalmente, mediante un algoritmo iterativo se ajusta la temperatura de brillo obtenida por el modelo con la temperatura de brillo observada por el sensor del satélite para recuperar la humedad del suelo. Este proceso se realiza píxel a píxel para cada día del mes de observación. Una vez se han obtenidos los valores de la humedad del suelo para cada día, se realiza un promedio de todos los días para obtener el valor de la humedad del suelo de forma mensual.

4.2 Pruebas y validaciones

En este apartado se describen las pruebas y los tipos de validaciones realizados a nivel de temperatura de brillo, emisividad y humedad.

Para realizar dichas pruebas y validaciones se han escogido dos intervalos de tiempo en que la Península Ibérica presenta comportamientos climáticos distintos. Aunque ambos periodos temporales son descritos y analizados como episodios de sequía en el apartado 3.6.

Por un lado, se ha seleccionado el mes de marzo de 2012 que fue un periodo muy seco en toda la península y, sobretodo, en la zona de Castilla y León.

El segundo periodo seleccionado es el mes de marzo pero de 2014. Se trata de un mes más húmedo a nivel general, a excepción de la sequía centrada en la zona costera de la región de Murcia, Valencia y este de Andalucía.

Las medidas del satélite y la recuperación de humedad con los modelos programados se han comparado con medidas in-situ en la zona de Castilla-León conocida como REMEDHUS (Red de Estaciones de Medición de la Humedad del Suelo, descrita en el apartado 3.1 y situada entre Salamanca, Zamora y Valladolid. Existe una estrecha colaboración con el equipo de investigación de la Universidad de Salamanca, que instaló y realiza el mantenimiento de esta red, desde hace años.

4.2.1 Configuración parámetros IGBP

En el proceso de recuperación de humedad a partir de las temperaturas de brillo obtenidas con el MTS con y sin corrección, se recuperó humedad, aplicando el algoritmo programada del SCA. Los valores de las variables auxiliares utilizados inicialmente fueron los que se proponían en SMAP (tabla 4.2). Sin embargo, los mapas obtenidos presentaban un comportamiento extraño, puesto que tenían una correlación muy fuerte con el albedo. La figura 4.11 pone de manifiesto esta dependencia. Para evitar esta dependencia, no real, tan fuerte se decidió cambiar estos valores, por valores más bajos. Se redujo el valor de ω de 0.12 a 0.05, observándose un aumento de la emisividad y, en consecuencia de la temperatura de brillo, tal como demuestra la figura 4.12.

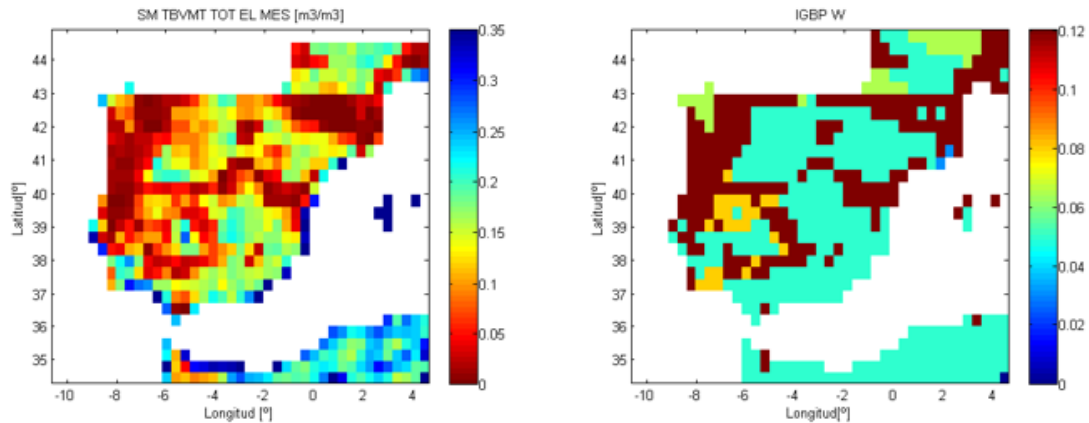


Figura 4.11 Mapa de humedad del suelo del mes de marzo de 2012 (izquierda) y mapa de valores del parámetro albedo, IGBP_W (derecha). Se puede apreciar la fuerte relación entre el mapa de humedad recuperado y la configuración del parámetro.

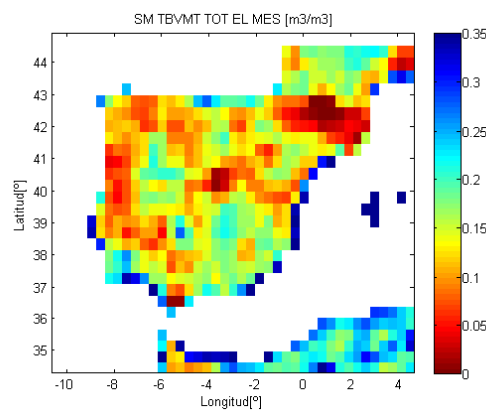


Figura 4.12 Mapa de humedad del suelo del mes de marzo de 2012 con el parámetro albedo ajustado al valor constante 0.05.

Como se deduce de esta prueba los resultados obtenidos son muy dependientes de una buena elección de los valores de los parámetros IGBP utilizados en el modelo. Se han hecho varias pruebas con distintos valores.

En la tabla 4.3 pueden verse las tres configuraciones finales analizadas, la configuración inicial, parámetros ajustados que representan los valores ajustados después de realizar pruebas y, finalmente, la configuración final de los parámetros que en estos momentos se han definido en la misión SMAP.

ID	CONFIGURACIÓN INICIAL			PARÁMETROS AJUSTADOS			CONFIGURACIÓN FINAL		
	h	b	w	h	b	w	h	b	w
1	0.160	0.100	0.120	0.560	0.100	0.050	0.160	0.100	0.050
2	0.160	0.100	0.120	0.560	0.100	0.050	0.160	0.100	0.050
3	0.160	0.120	0.120	0.560	0.120	0.050	0.160	0.120	0.050
4	0.160	0.120	0.120	0.560	0.120	0.050	0.160	0.120	0.050
5	0.160	0.110	0.120	0.560	0.110	0.050	0.160	0.130	0.050
6	0.110	0.110	0.050	0.410	0.110	0.040	0.110	0.130	0.050
7	0.110	0.110	0.050	0.410	0.110	0.040	0.110	0.130	0.050
8	0.125	0.110	0.120	0.525	0.110	0.050	0.125	0.130	0.050
9	0.156	0.110	0.080	0.556	0.110	0.045	0.156	0.130	0.080
10	0.156	0.130	0.050	0.556	0.130	0.040	0.156	0.150	0.050
11	-9999	-9999	-9999	-9999	-9999	-9999	0.1	0.100	0
12	0.108	0.110	0.050	0.508	0.110	0.040	0.108	0.150	0.040
13	0	0.100	0.030	0	0.100	0.030	0.100	0.100	0.030
14	0.130	0.110	0.065	0.530	0.110	0.045	0.130	0.050	0.080
15	0	0	0	0	0	0	0.100	0	0
16	0.150	0	0	0.550	0	0	0.150	0	0

Tabla 4.3 Configuraciones utilizadas para los valores de los parámetros IGBP.

4.2.2 Pruebas estadísticas de validación

Una vez se ha recuperado la humedad del suelo y se han realizado las comparaciones mensuales y las diferencias entre los datos nominales y los datos con corrección GKJ, se han realizado las validaciones.

Como se ha comentado al principio de este apartado 4.2, los datos de humedad del suelo recuperados se van a validar con las medidas in-situ obtenidas por la red REMEDHUS, que se utiliza como zona de calibración de sensores de satélites de misiones espaciales como SMOS y SMAP.

El análisis se ha realizado con las medidas de humedad obtenidas con datos SMOS obtenidos con el MTS sin corrección (nominales, a partir de ahora), datos con corrección GKJ y los datos de humedad L3 del SMOS-BEC. En los tres casos se han comparado los valores con las medidas de la red REMEDHUS, en su zona. En este estudio se ha prescindido de las estaciones más cercanas a las áreas de regadío (K9 y K13).

A continuación se describen las pruebas estadísticas utilizadas, cuyos resultados se presentan en el capítulo 5.

4.2.2.1 Correlación

Para medir el nivel de relación entre variables cuantitativas en nuestro caso la humedad recuperada con SMOS (datos L3 de humedad, humedad nominal y humedad con corrección GKJ) respecto de medidas in-situ. La expresión de la correlación, utilizada es:

$$r_{xy} = \frac{n \cdot \sum_{i=1}^n x_i \cdot y_i - \sum_{i=1}^n x_i \cdot \sum_{i=1}^n y_i}{\sqrt{n \cdot \sum_{i=1}^n x_i^2 - (\sum_{i=1}^n x_i)^2} \cdot \sqrt{n \cdot \sum_{i=1}^n y_i^2 - (\sum_{i=1}^n y_i)^2}} \quad (4.11)$$

Donde x_i representan las medidas in-situ e y_i las medidas con las que se quieren comparar. Además, también se calcula el valor-p, que nos informa de cuan significativos son los resultados. Su rango es entre 0 y 1. Para que los resultados se consideren significativos el valor-p debe ser inferior a 0.04, mientras que valores de p-valor entre 0.04 y 1, indican que el resultado estadístico no es significativo.

4.2.2.2 RMSE

El Root Mean Square Error (RMSE) o, en castellano, raíz del error cuadrático medio, se utiliza para medir la diferencia entre los valores de las medidas in-situ y los valores de los datos de humedad recuperados.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - y_i)^2}{n}} \quad (4.12)$$

Donde n representa el número total de medidas. \hat{y}_i son las medidas obtenidas por el algoritmo de recuperación y y_i son las medidas in-situ de REMEDHUS.

4.2.2.3 Bias

El bias da información de la diferencia entre los valores de dos vectores. Lo utilizamos para detectar si existe una tendencia constante en los valores de las medidas obtenidas.

$$Bias = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - y_i)}{n} \quad (4.13)$$

CAPÍTULO 5

5. RESULTADOS

En este capítulo se presentan y analizan los resultados obtenidos en el estudio de la humedad del suelo realizado en la Península Ibérica y validado en la zona REMEDHUS durante los meses de marzo de 2012 y 2014. También se ha hecho el análisis a nivel de temperatura de brillo y emisividad. Como punto de partida, se ha tomado los datos de TB L1C y los datos generados en la cadena interna del SMOS-BEC utilizando el MTS con y sin la corrección GKJ.

5.1 Resultados de temperatura de brillo

Como se ha comentado en el apartado 4.1.2, se dispone de tres tipos de datos de temperatura de brillo. Por un lado, se tienen los datos oficiales L1C de SMOS, disponibles en el BEC, y, por el otro, están las temperaturas de brillo obtenidas después de aplicar el software MTS de la cadena interna del BEC sin utilizar y utilizando la corrección GKJ.

En la figura 5.1 se muestran las temperaturas de brillo obtenidas aplicando el MTS con y sin corrección GKJ, la diferencia entre ellas y las L1C, para el mes de marzo de 2012:

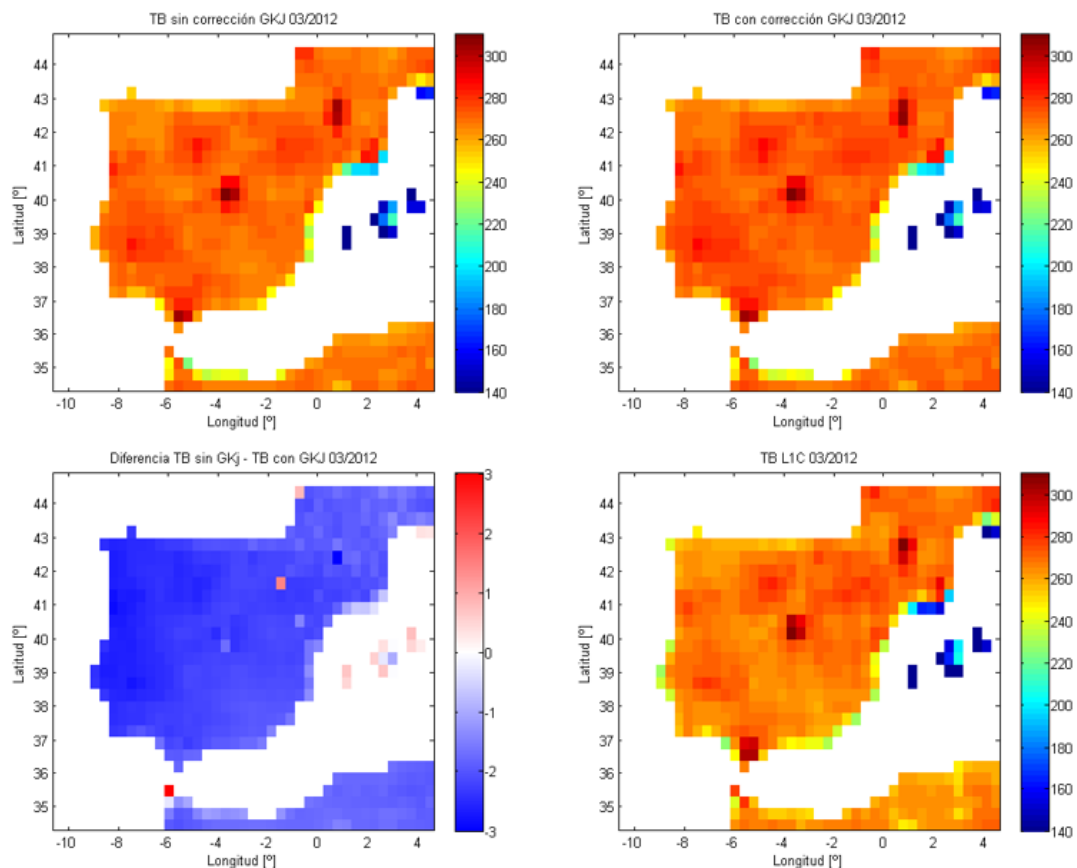


Figura 5.1 Representación de la temperatura de brillo para el mes de marzo de 2012, expresada en K, para los 3 tipos de datos disponibles: sin corrección GKJ (arriba izquierda), con corrección GKJ (arriba derecha), la diferencia entre ellas y las L1C (abajo derecha).

Comparando los tres mapas se aprecian ligeras diferencias entre el mapa de arriba y los mapas de abajo. Estas ligeras diferencias se justificarían por haber utilizado algoritmos algo distintos en la obtención de las temperaturas de brillo.

Para poder estudiar el efecto de aplicar la corrección GKJ, se ha presentado la diferencia entre los mapas de la parte de arriba de la figura 5.1, sin y con corrección GKJ, para detectar mejor las desigualdades entre ambos. Los resultados en el mapa de la parte de abajo a la izquierda de la figura 5.1 muestran que la diferencia en toda la Península Ibérica presenta valores negativos. Lo que significa que el valor de las temperaturas de brillo en los datos que se ha aplicado la corrección GKJ es más elevado que en los que no se ha aplicado. Esta diferencia es algo menor en la zona de la costa del Mediterráneo.

Se sigue el mismo proceso para determinar los resultados para el mes de marzo de 2014.

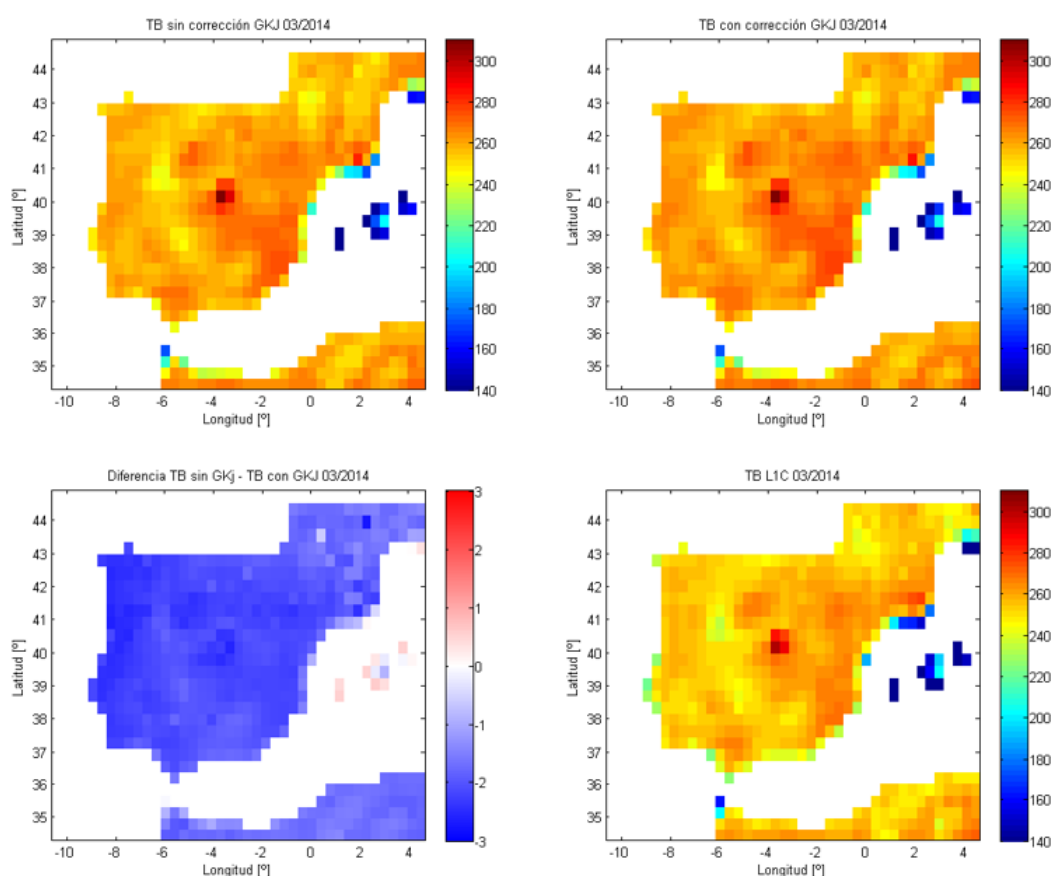


Figura 5.2 Representación de la temperatura de brillo para el mes de marzo de 2014, expresada en K, para los 3 tipos de datos disponibles: sin corrección GKJ (arriba izquierda), con corrección GKJ (arriba derecha), la diferencia entre ellas y las L1C (abajo derecha).

Se eligió el mes de marzo de 2014 para que tuviéramos un escenario con temperaturas de brillo más bajas que en el caso anterior, es decir, tuviéramos humedades más elevadas. Por otro lado, se detecta la sequía reportada en el informe [EDO DROUGHT NEWS 2014] y descrita en el apartado 3.6.2, en la zona costera de Murcia.

Comparando los tres mapas de la figura 5.2 se observan patrones muy parecidos y en general se ve un bias en los datos. En general se aprecia un bias positivo de temperatura cuando pasamos sucesivamente del mapa L1C al mapa de temperatura de brillo nominal y finalmente al mapa aplicando la corrección GKJ.

El mapa de la parte de abajo a la izquierda de la figura 5.2 muestra otra vez las diferencias entre los mapas aplicando el MTS sin y con corrección GKJ. Al igual que en el mes de marzo del año 2012, por lo general, al aplicar la corrección obtenemos valores un poco más elevados de temperatura de brillo (diferencias en torno a 2 o 3 K). Sin embargo, estas diferencias son en general, algo menores. Posiblemente por el hecho de que las temperaturas en este mes son algo menores.

5.2 Resultados de emisividad

En este apartado se ha querido eliminar el efecto de la temperatura física sobre la temperatura de brillo, cuando analizamos el efecto de la corrección GKJ. Para ello, se han cogido los datos diarios de temperatura de brillo L1C, los datos sin y con corrección GKJ y se han dividido por los datos de la temperatura física, hemos utilizado el producto de la LST de ECMWF, siguiendo la expresión 4.10 del apartado 4.1.3.

Se ha procedido igual que en el apartado anterior, realizando un promediado de todos los días del mes de marzo de 2012 y 2014.

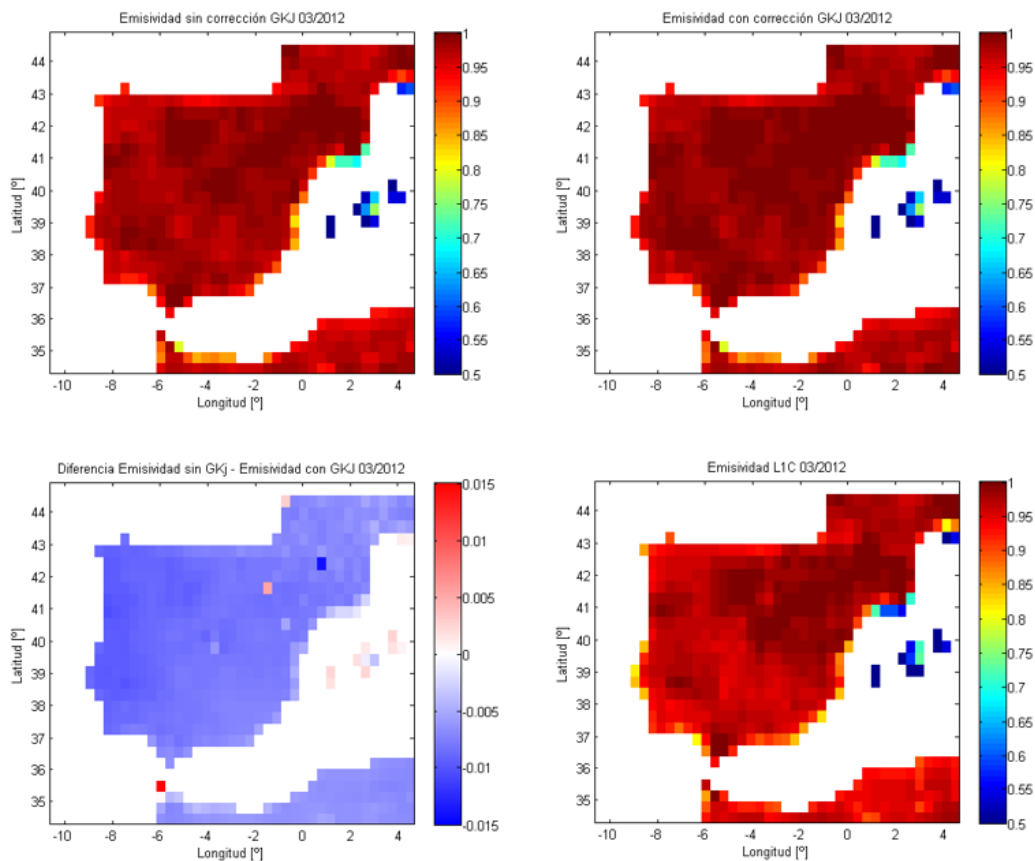


Figura 5.3 Representación de la emisividad para el mes de marzo de 2012 según los 3 tipos de datos disponibles: sin corrección GKJ (arriba izquierda), con corrección GKJ (arriba derecha), su diferencia (abajo izquierda) y los L1C (abajo derecha).

En los tres casos se obtienen valores de emisividad muy elevados. Este hecho concuerda con el elevado valor de las temperaturas de brillo. Se observa que los resultados con los datos L1C (mapa de la parte de abajo a la derecha) son ligeramente inferiores que los mapas de arriba.

Para analizar mejor la comparación entre los mapas de arriba de la figura 5.3, también se ha realizado la diferencia entre los datos a los que se les ha aplicado la corrección y los datos a los que no. En los resultados (mapa de la parte de abajo a la izquierda) se observa que las diferencias son muy pequeñas. Los resultados son consecuentes con los resultados obtenidos en el mapa de la diferencia de la figura 5.1 de la comparación de las TB. Por tanto, el valor de la diferencia sale negativo, señalando que los datos con corrección GKJ tienen una emisividad más alta que los datos sin la corrección. Las diferencias son muy similares en todos los píxeles de la Península Ibérica.

En la figura 5.4 se presentan los resultados obtenidos del resultado de hacer un promedio mensual a los datos de emisividad del mes de marzo de 2014.

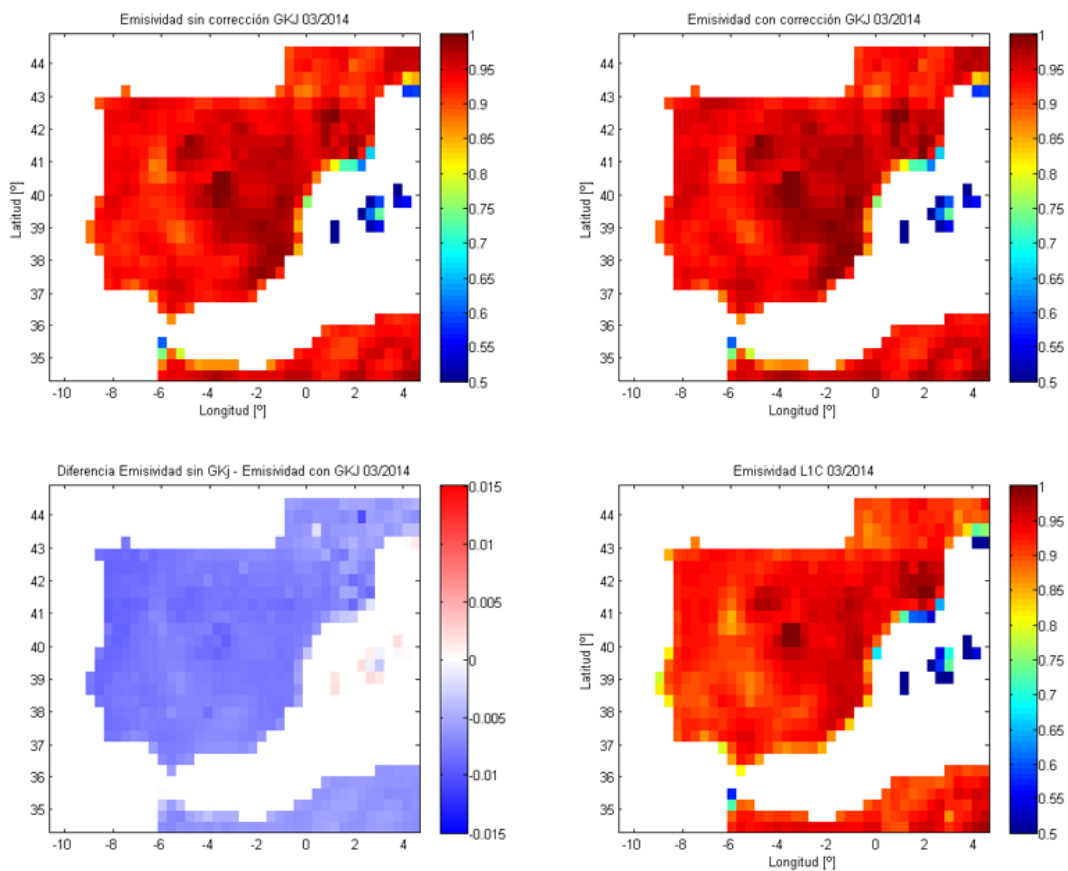


Figura 5.4 Representación de la emisividad para el mes de marzo de 2014 según los 3 tipos de datos disponibles: sin corrección GKJ (arriba izquierda), con corrección GKJ (arriba derecha), su diferencia (abajo izquierda) y los L1C (abajo derecha).

Los resultados para el mes de marzo de 2014 muestran unos valores de emisividad más bajos que los del mes de marzo de 2012, lo que indica niveles de humedad, en general más elevados. Se observan también algunas diferencias menores entre los datos obtenidos L1C y los obtenidos con el MTS. Como en los demás casos, como la emisividad de los datos con corrección GKJ es algo mayor que la emisividad de los datos sin GKJ, la diferencia (mapa de abajo a la izquierda de la figura 5.4) sale negativa.

5.3 Resultados de humedad del suelo

5.3.1 Comparación y promediados mensuales

En este apartado se presentan y describen los resultados obtenidos para los diferentes tipos de datos en términos de humedad. La comparación se realiza con los datos de soil moisture L3 (SM, humedad del suelo, proporcionados por el BEC) obtenidos a partir de los datos de temperatura de brillo L1C y los datos de SM con y sin corrección GKJ recuperados con el "Single Channel Algorithm", a partir de los datos de TB sin aplicar la corrección GKJ y los datos de TB aplicando la corrección.

Para ver el efecto de los parámetros IGBP en la recuperación de la humedad se presentan los resultados utilizando primero los datos obtenidos con la configuración inicial de la tabla 4.3 y después los resultados con los datos obtenidos con la configuración final de la tabla 4.3.

- Resultados con valores de los parámetros IGBP iniciales:

En primer lugar, se ha realizado el mismo tipo de análisis que en los apartados 5.1 y 5.2, es decir, un promediado mensual a partir de los datos de humedad obtenidos cada día para los dos intervalos de tiempo seleccionados, marzo de 2012 y 2014. Para 2012:

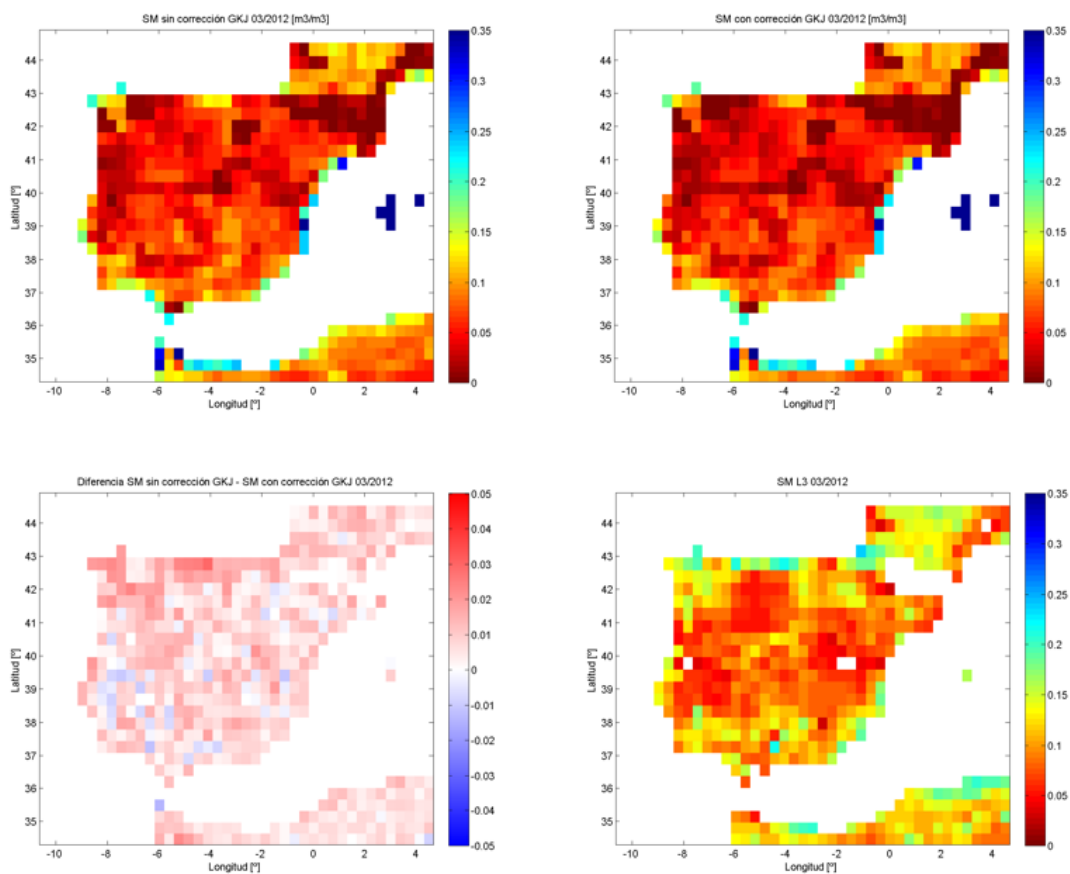


Figura 5.5 Representación de la humedad del suelo con configuración inicial de valores IGBP para los datos sin corrección GKJ (arriba izquierda), datos con corrección GKJ (arriba derecha), diferencia de datos sin y con GKJ (abajo izquierda) y datos L3 (abajo derecha), mes de marzo de 2012.

En la figura 5.5 se aprecian diferencias considerables entre el mapa de humedad de abajo a la derecha y los dos mapas de arriba. Las mayores diferencias se encuentran en la parte del centro y del norte de la península. En la parte del sur también pero en menor grado. Estas diferencias más apreciables que en los datos de emisividad y de temperatura de brillo, se deben a que los algoritmos de recuperación de humedad son distintos. En un caso se ha utilizado el algoritmo oficial de la ESA (producto L3) y en el otro se ha utilizado el SCA con los datos IGBP presentados en la tabla 4.3. Una de las diferencias del procesado es que en el algoritmo oficial de SMOS se utiliza información de varios ángulos de incidencia, mientras que en el SCA sólo se utiliza el ángulo de 40°.

El mapa de abajo a la izquierda de la figura 5.5 muestra la comparación de los dos mapas de arriba para observar mejor el efecto de la corrección GKJ en los datos de humedad. Las diferencias son muy pequeñas y por lo general se obtienen valores de humedad más bajos al aplicar la corrección GKJ.

- Resultados con valores de los parámetros IGBP finales:

A continuación se presentan los resultados para los mismos datos del mes de marzo de 2012 pero obtenidos con la configuración final de los parámetros IGBP.

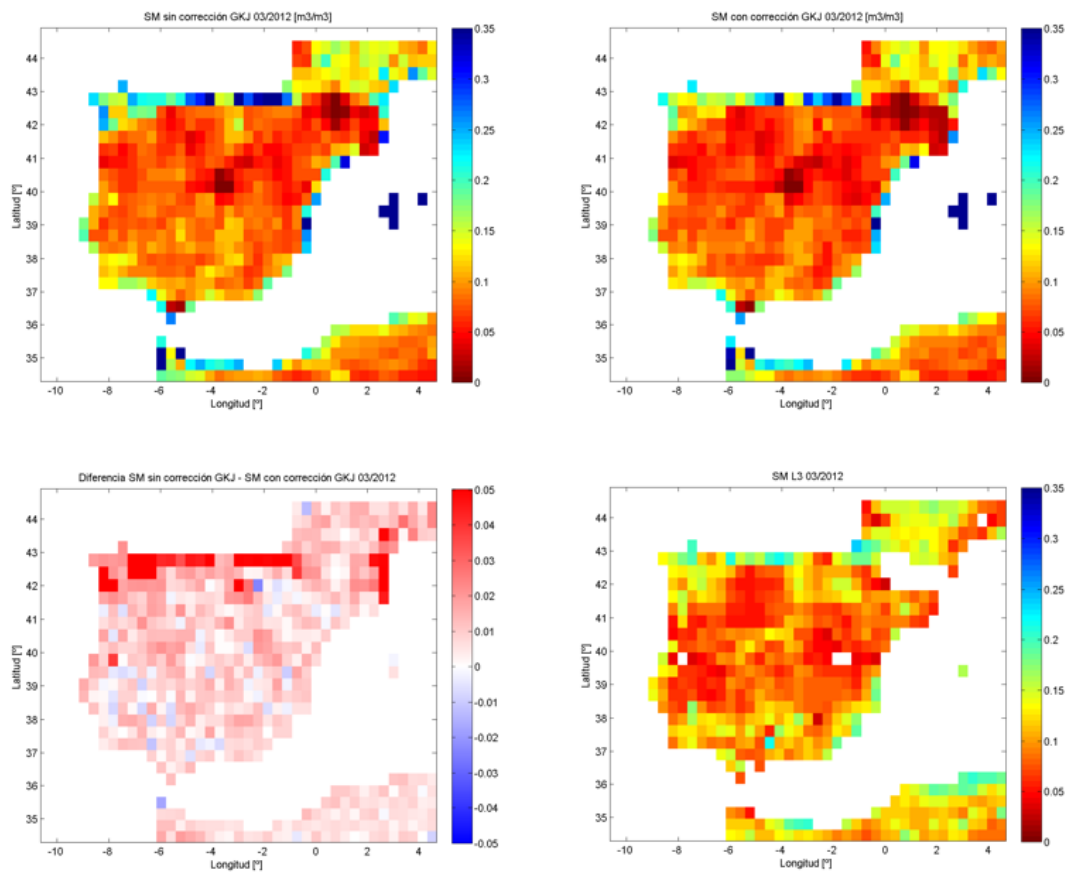


Figura 5.6 Representación de la humedad del suelo con configuración final de valores IGBP para los datos sin corrección GKJ (arriba izquierda), datos con corrección GKJ (arriba derecha), diferencia de datos sin y con GKJ (abajo izquierda) y datos L3 (abajo derecha), mes de marzo de 2012.

Se vuelven a apreciar diferencias considerables entre los mapas de arriba y el mapa de abajo a la derecha (producto L3), aunque menores que en la figura 5.5. Las diferencias entre los mapas sin y con corrección vuelven a ser muy pequeñas. Tal y como muestra el mapa de la parte de abajo a la izquierda de la figura 5.6, la humedad del suelo de los datos obtenidos sin GkJ es mayor que la de los datos obtenidos con corrección GkJ.

A continuación, se presentan los resultados obtenidos para el mes de marzo de 2014 teniendo en cuenta las configuraciones de los valores de los parámetros IGBP.

- Resultados con valores de los parámetros IGBP iniciales:

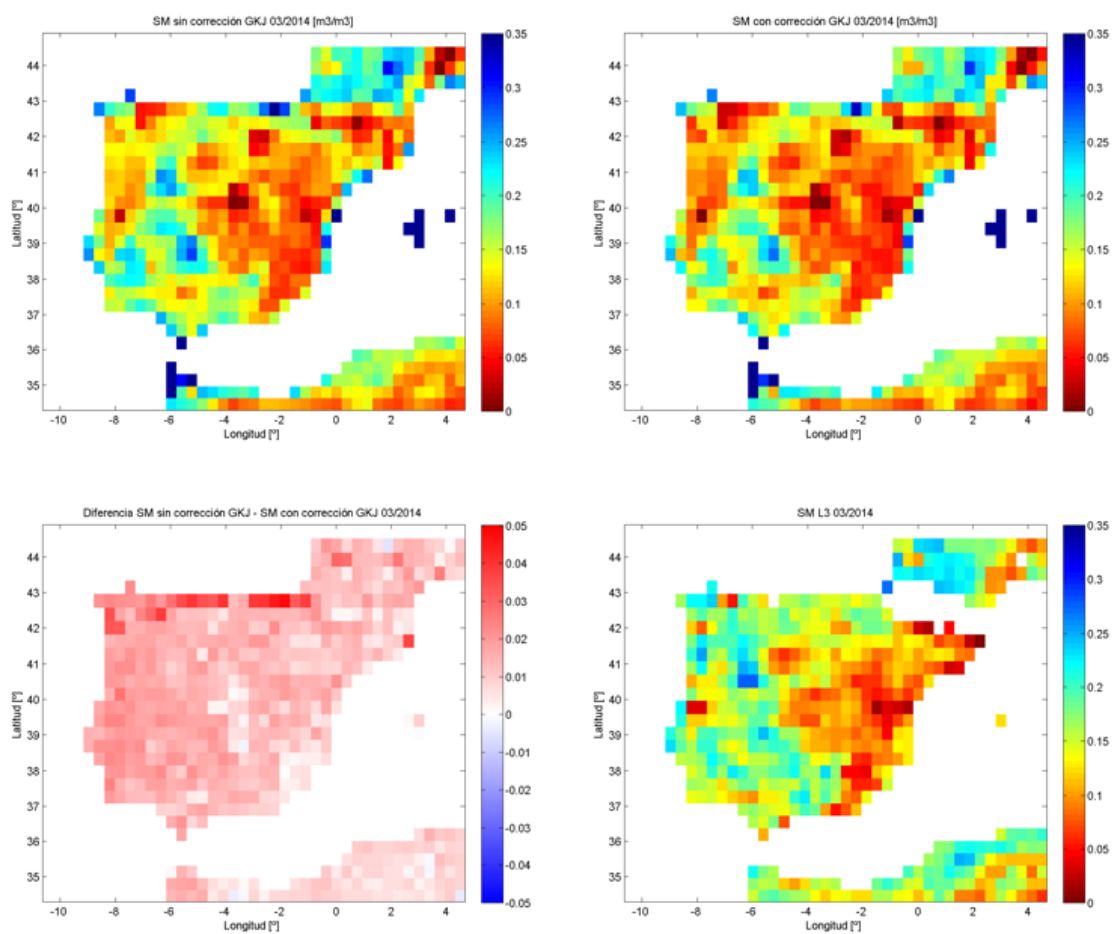


Figura 5.7 Representación de la humedad del suelo con configuración inicial de valores IGBP para los datos sin corrección GkJ (arriba izquierda), datos con corrección GkJ (arriba derecha), diferencia de datos sin y con GkJ (abajo izquierda) y datos L3 (abajo derecha), mes de marzo de 2014.

Se observa que entre los mapas de arriba de la figura 5.7 y el mapa de la parte de abajo a la derecha existen algunas diferencias. Los mapas obtenidos con el MTS en la cadena interna del BEC presentan unos valores de humedad más secos en toda la Península.

Como ha pasado en las figuras anteriores en las que se ha comparado la humedad de los datos obtenidos sin la corrección GKJ y los datos con la corrección GKJ, las diferencias no son muy grandes pero se vuelve a apreciar que los datos de humedad con corrección GKJ son más secos.

- Resultados con valores de los parámetros IGBP finales:

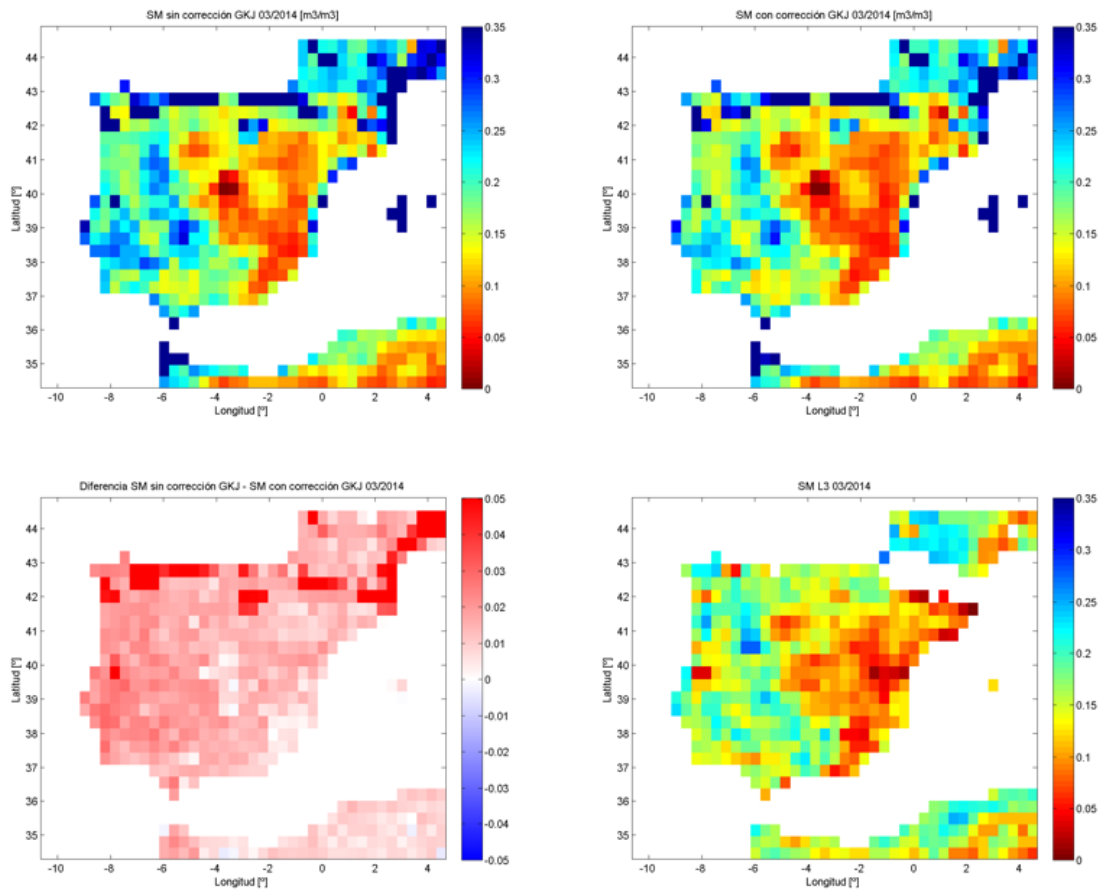


Figura 5.8 Representación de la humedad del suelo con configuración final de valores IGBP para los datos sin corrección GKJ (arriba izquierda), datos con corrección GKJ (arriba derecha), diferencia de datos sin y con GKJ (abajo izquierda) y datos L3 (abajo derecha), mes de marzo de 2014.

En la figura 5.8 se aprecia que con la configuración final de los parámetros IGBP la humedad obtenida con los datos sin y con corrección GKJ es más alta que en la figura 5.7. Se encuentran bien diferenciadas las zonas húmedas de las zonas con valores de humedad más bajos.

Se observa que es necesario elegir correctamente los datos IGBP que se van a utilizar en el algoritmo de recuperación de la humedad. Por otro lado, por lo general cuando se aplica la corrección GKJ se obtienen valores más secos que sin aplicar la corrección.

5.3.2 Gráficos de dispersión y pruebas estadísticas

En esta segunda parte se presentan los gráficos de dispersión entre los datos de las medidas in-situ de REMEDHUS con los datos L3 del SMOS-BEC y los datos recuperados en nuestro proyecto.

Se realizan gráficos para las dos configuraciones de los parámetros IGBP y en los dos intervalos de tiempo seleccionados. Solo se han presentado los resultados de los días que se han obtenido muestras. Esto se debe a que al hacer el promediado de la órbita ascendente y descendente de los datos de temperatura de brillo suministrados han quedado zonas sin valor de datos.

En total se presentan 4 pruebas, dos para el mes de marzo de 2012 y dos para el mes de marzo de 2014: una con los parámetros IGBP de la configuración inicial y la otra con los datos de los parámetros de la configuración final.

A continuación, se presentan los resultados para el mes de marzo de 2012 con la configuración inicial de los parámetros IGBP.

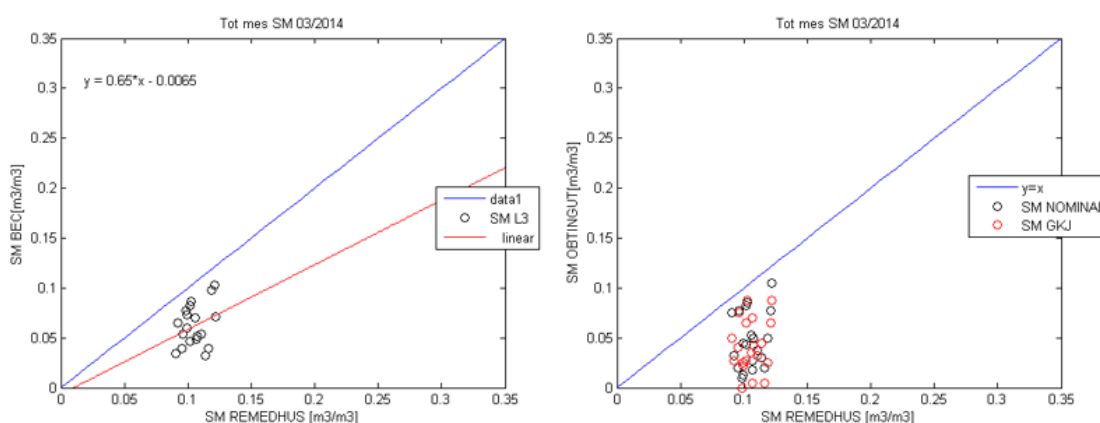


Figura 5.9 Gráficos de dispersión obtenidos entre la comparación de los datos in-situ con los datos de SM L3 (izquierda) y con los datos obtenidos (derecha) sin aplicar GKJ (negros) y aplicando la GKJ (rojos), para el mes de marzo de 2012 con la configuración inicial.

En el gráfico de la derecha de la figura 5.9 se presentan los valores de las medidas de humedad obtenidas sin aplicar la corrección GKJ (puntos negros) y aplicando la corrección GKJ (puntos rojos). Se observa que los valores de humedad son inferiores a las medidas in-situ. En el gráfico de la izquierda de la figura 5.9 se presentan los valores de las medidas de humedad L3 en función de las medidas in-situ. También en este caso se observa un “dry bias” respecto a las medidas in-situ.

En la tabla 5.1 se muestran los valores resultado de calcular las pruebas estadísticas.

Config. Inicial 2012	CON GKJ	SIN GKJ	L3
R^2	0.11	0.18	0.30
VALOR-P	0.42	0.20	0.20
RMSE	0.07	0.06	0.04
BIAS	-0.06	-0.05	-0.04

Tabla 5.1 Tabla resumen de las pruebas estadísticas obtenidas para los datos de humedad L3, sin corrección GKJ y con corrección GKJ. Mes de marzo de 2012 con configuración inicial.

Como se aprecia en la tabla 5.1, los valores de correlación que se obtienen son bajos para los tres casos. Los valores no son significativos al 95% ya que el valor-p sale superior a 0.04. La mayor correlación se obtiene con los datos L3, aunque para este caso se esperaría un valor superior. Para los otros dos casos, se observa que la correlación es mayor para los datos obtenidos sin GKJ. El error es menor lo que hace pensar que la corrección GKJ no tiene un gran impacto en tierra y en condiciones secas.

A continuación, se presentan los resultados obtenidos con la configuración final de los parámetros IGBP para el mes de marzo de 2012.

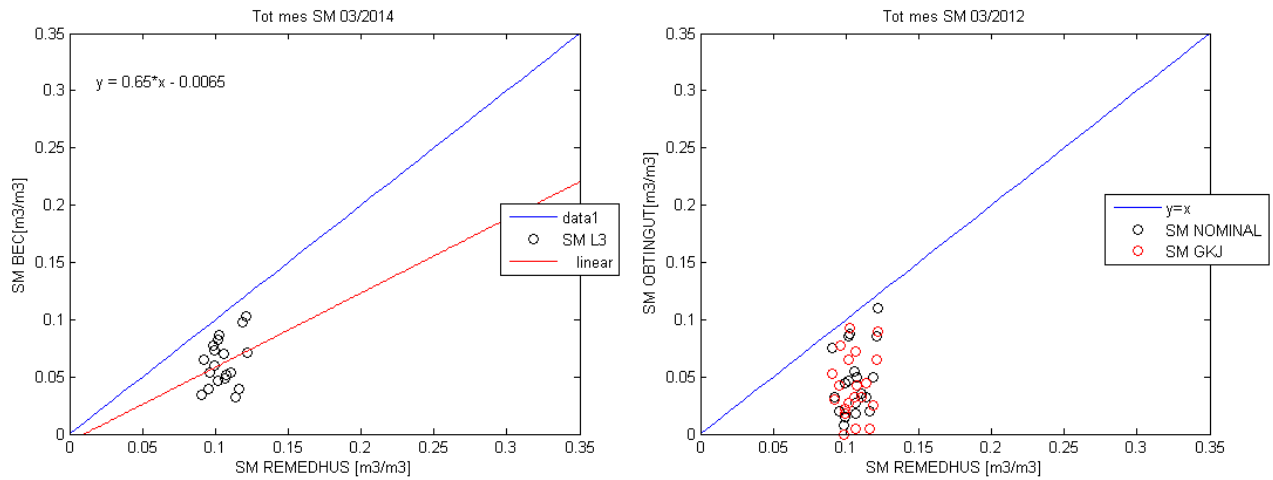


Figura 5.10 Gráficos de dispersión obtenidos entre la comparación de los datos in-situ con los datos de SM L3 (izquierda) y con los datos obtenidos (derecha) sin aplicar GKJ (negros) y aplicando la GKJ (rojos), para el mes de marzo de 2012 con la configuración final.

No se puede apreciar muy bien las diferencias entre el gráfico de la derecha de la figura 5.10 y el gráfico de la izquierda. Para comparar mejor los resultados se calculan los valores de las pruebas estadísticas:

Config. Final 2012	CON GKJ	SIN GKJ	L3
R^2	0.10	0.21	0.30
VALOR-P	0.66	0.36	0.20
RMSE	0.07	0.06	0.04
BIAS	-0.06	-0.05	-0.04

Tabla 5.2 Tabla resumen de las pruebas estadísticas obtenidas para los datos de humedad L3, sin corrección GKJ y con corrección GKJ. Mes de marzo de 2012 con configuración final.

Con los resultados de la tabla 5.2 no se observan grandes diferencias respecto a los resultados de la tabla 5.1. La única diferencia considerable es el aumento de la correlación para los datos sin GKJ.

A continuación se presentan los resultados obtenidos para la configuración inicial y final de los parámetros IGBP durante el mes de marzo de 2014.

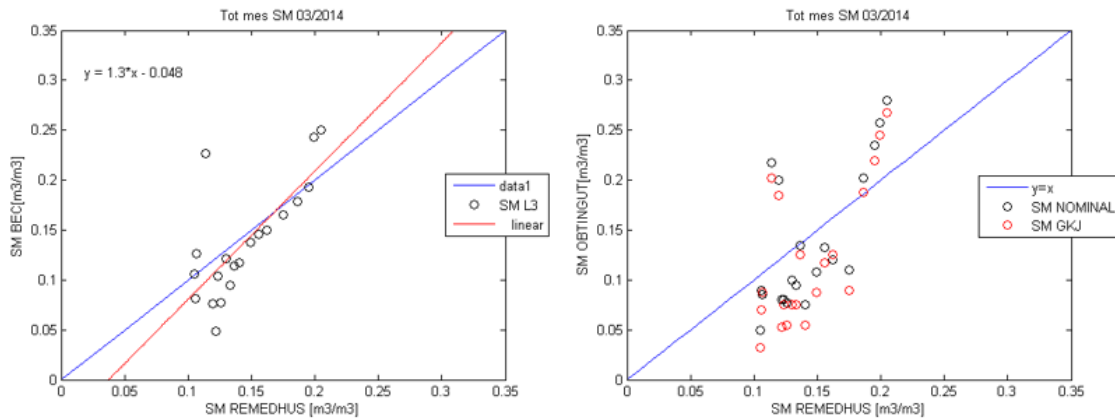


Figura 5.11 Gráficos de dispersión obtenidos entre la comparación de los datos in-situ con los datos de SM L3 (izquierda) y con los datos obtenidos (derecha) sin aplicar GKJ (negros) y aplicando la GKJ (rojos), para el mes de marzo de 2014 con la configuración inicial.

En la gráfica de la izquierda de la figura 5.11 se puede observar que las medidas de humedad L3 son muy parecidas a las medidas de REMEDHUS. En la gráfica de la derecha se observa que los valores de las medidas no son tan parecidas a las de REMEDHUS.

En la tabla 5.3 se muestran los cálculos de las pruebas estadísticas obtenidos para el mes de marzo de 2014 con la configuración inicial de los parámetros IGBP:

Config. Inicial 2014	CON GKJ	SIN GKJ	L3
R^2	0.69	0.69	0.73
VALOR-P	7.54 e-3	6.59 e-3	2.37 e-3
RMSE	0.06	0.05	0.04
BIAS	-0.02	-0.08	-0.01

Tabla 5.3 Tabla resumen de las pruebas estadísticas obtenidas para los datos de humedad L3, sin corrección GKJ y con corrección GKJ. Mes de marzo de 2014 con configuración inicial.

Como se observa en la tabla 5.3, los valores de las correlaciones empiezan a ser aceptables. Además, el valor-p calculado es inferior a 0.04 por lo que podemos considerar que los datos son significativos.

También se aprecia que el valor más alto de correlación sigue siendo obtenido por los datos L3, lo que es lógico teniendo en cuenta que el procesado realizado para obtener este tipo de datos es mejor que en los otros.

En la figura 5.12 se muestran los gráficos de dispersión obtenidos para el mes de marzo de 2014 y con la configuración final de los parámetros IGBP:

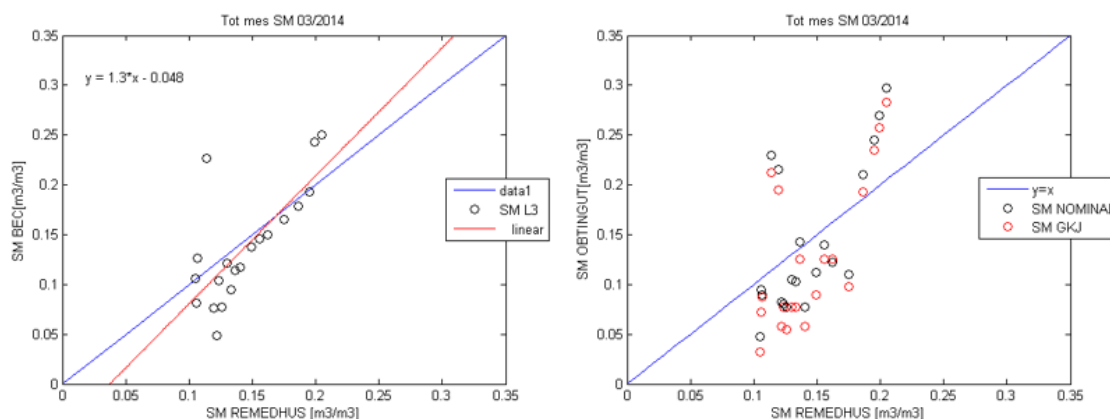


Figura 5.12 Gráficos de dispersión obtenidos entre la comparación de los datos in-situ con los datos de SM L3 (izquierda) y con los datos obtenidos (derecha) sin aplicar GKJ (negros) y aplicando la GKJ (rojos), para el mes de marzo de 2014 con la configuración final.

Para apreciar mejor las diferencias se han calculado los resultados de las pruebas estadísticas en la tabla 5.4:

Config. Inicial 2014	CON GKJ	SIN GKJ	L3
R^2	0.69	0.68	0.73
VALOR-P	6.85 e-3	9.29 e-3	2.37 e-3
RMSE	0.06	0.05	0.04
BIAS	-0.02	-0.002	-0.01

Tabla 5.4 Tabla resumen de las pruebas estadísticas obtenidas para los datos de humedad L3, sin corrección GKJ y con corrección GKJ. Mes de marzo de 2014 con configuración final.

En la tabla 5.4 se observa que el valor de correlación es prácticamente el mismo para los datos obtenidos sin GKJ y los datos obtenidos con GKJ. El error es ligeramente superior en los datos con GKJ. El valor-p es menor que 0.04 por lo que podemos considerar que la correlación es significativa.

CAPÍTULO 6

6. CONCLUSIONES Y LÍNEAS FUTURAS

6.1 Conclusiones

Para la realización de este proyecto se ha programado el algoritmo de recuperación de humedad SCA, que nos ha permitido ver el impacto de la corrección GKJ en tierra.

Se ha trabajado con los datos de temperatura de brillo que nos ha proporcionado el BEC: datos L1C (oficiales de la ESA), datos obtenidos al aplicar el MTS con y sin corrección GKJ y también se han utilizado los datos de humedad BEC-L3.

Una vez realizado el estudio, se ha llegado a las siguientes conclusiones:

- A nivel de temperatura de brillo, los datos obtenidos en la cadena interna del SMOS-BEC utilizando el Miras Testing Software aplicando la corrección GKJ tienen en promedio un valor ligeramente más elevado en tierra, entre 2 y 3 K, que los mismos datos sin aplicar la corrección GKJ.
- Para independizar del posible efecto de la temperatura del suelo en la zona costera, se ha comprobado, que la emisividad de los datos con la corrección GKJ es algo mayor que en los datos en los que no se ha aplicado tanto en zona de costa como zona continental.
- En la comparación con datos in-situ no se aprecian diferencias importantes entre los datos con corrección GKJ y los datos sin corrección GKJ ni en la correlación ni en el error cuadrático medio.
- Se destaca la importancia de ajustar los valores de los parámetros auxiliares en el algoritmo de recuperación de humedad. También se destaca que el producto L3 donde se utilizan todos los ángulos de observación de SMOS es claramente mucho más preciso que si sólo utilizamos uno como en este estudio.
- Nuestros resultados indican que la aplicación de la corrección GKJ en los datos SMOS sobre la Península Ibérica no tiene un efecto notable ni en los píxeles cercanos a la costa ni en los del interior. Este análisis no resulta concluyente. Se debería hacer un estudio más exhaustivo con series temporales más largas y en otras zonas del planeta.

6.2 Líneas futuras

Se propone como posibles líneas futuras:

- Estudiar el efecto en una zona continental más extensa y alejada de la costa.
- Cuantificar la calidad de las estimaciones de humedad en función de la distancia a la costa para valorar el efecto de la contaminación mar-tierra (sea-land contamination). Para ello sería necesario realizar una campaña experimental con medidas tanto en puntos alejados como en puntos cercanos de la costa.

7. BIBLIOGRAFÍA

[**Camps, 2005**] Camps, A.; Vall-Llossera, M.; Duffo, N.; Torres, F.; Corbella, I.; “Performance of sea surface salinity and soil moisture retrieval algorithms with different auxiliary datasets in 2-D L-band aperture synthesis interferometric radiometers”. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol 43, pp. 1189-1200, Mayo 2005.

[**Camps, 2012**] Camps, A.; Font, J.; Corbella, I.; Vall-Llossera, M.; Portabella, M.; Ballabrera-Poy, J.; González, V.; Piles, M.; Aguasca, A.; Acevo, R.; Bosch, X.; Duffo, N.; Fernández, P.; “Review of the CALIMAS Team Contributions to European Space Agency’s Soil Moisture and Ocean Salinity Mission Calibration and Validation”. *Remote Sensing*, Vol. 4, pp. 1272-1309, Mayo 2012.

[**Choudhury, 1979**] Choudhury, B.; Chang, A.; Newton, R.; “Effect of surface roughness on the microwave emission from soils”. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, Vol. 84, Núm. C9, pp. 5699-5706, Septiembre 1979.

[**Corbella, 2015**] Corbella, I.; Durán, I.; Wu, L.; Torres, F.; Duffo, N.; Khazâal, A.; Martín-Neira, M.; “Impact of Correlator Efficiency Errors on SMOS Land-Sea Contamination”. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, Vol. 12, pp. 1813-1817, Septiembre 2015.

[<http://aemet.es>] Agencia Estatal de Meteorología, web: <http://aemet.es>

[<http://cp34-bec.cmima.csic.es/>] Barcelona Expert Center on Radiometric Calibration and Ocean Salinity, web: <http://cp34-bec.cmima.csic.es/>

[<http://edo.jrc.ec.europa.eu/>] European Drought Observatory, web: <http://edo.jrc.ec.europa.eu/>

[<http://www.esa.int/>] European Space Agency, web: <http://www.esa.int/>

[[http://esamultimedia.esa.int/docs/SMOS/SMOS\(Spanish\)_28.9.pdf](http://esamultimedia.esa.int/docs/SMOS/SMOS(Spanish)_28.9.pdf)] European Space Agency, web: [http://esamultimedia.esa.int/docs/SMOS/SMOS\(Spanish\)_28.9.pdf](http://esamultimedia.esa.int/docs/SMOS/SMOS(Spanish)_28.9.pdf)

[<http://neo.sci.gsfc.nasa.gov/>] Nasa Earth Observations, web: <http://neo.sci.gsfc.nasa.gov/>

[<https://smap-archive.jpl.nasa.gov/science/dataproducts/ATBD/>] Nasa Earth Observations, web: <https://smap-archive.jpl.nasa.gov/science/dataproducts/ATBD/>

[**Mironov, 2009**] Mironov, V.; Kosolapova, L.; Fomin, S.; “Physically and Mineralogically Based Spectroscopic Dielectric Model for Moist Soils”. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 47, pp. 2059-2070, Julio 2009.

[**Mo, 1982**] Mo, T., Choudhury, B. and Schmugge, T. “A model for microwave emission from vegetation-covered fields”. Journal of Geophysical Research-Oceans, Vol. 87, Núm. C13, pp. 11229-11237, Diciembre 1982.

[**Newton, 1980**] Newton, R.; Rouse, J.; “Microwave Radiometer Measurements of Soil Moisture Content”. IEEE Transactions on Antennas and Propagation, Vol. 28, pp. 680-686, Septiembre 1980.

[**Piles, 2010**] Piles, M.; “Multiscale soil moisture retrievals from microwave remote sensing observations”. Tesis Doctoral, ETSETB. Julio 2010.

[**Piles, 2011**] Piles, M.; Camps, A.; Vall-Llossera, M.; Corbella, I.; Panciera, R.; Rüdiger, C.; Kerr, Y.; Walker, J.; “Downscaling SMOS-Derived Soil Moisture Using MODIS Visible/Infrared Data”. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 49, pp. 3156-3166, Septiembre 2011.

[**Sánchez, 2012a**] Sánchez, N.; Martínez-Fernández, J.; Scaini, A.; Pérez-Gutiérrez, C.; “Validation of the First SMOS L2 Soil Moisture Data in REMEDHUS Network (Spain)”. Geoscience and Remote Sensing, Vol. 50, Núm. 5, pp. 1602-1611, Marzo 2012.

[**Ulaby, 1981**] Ulaby, F.T.; Moore, R.K.; Fung, A.K.; “Microwave Remote Sensing Active and Passive Vol. I Fundamentals and Radiometry”; Norwood, MA: Artech House, 1981.

[**Wang and Choudhury, 1981**] Wang, J.; Choudhury, B.; “Remote sensing of soil moisture content, over bare field at 1.4 GHz frequency”. Journal of Geophysical Research-Oceans, Vol. 86, Núm. C6, pp. 5277-5282, Junio 1981.

[**Wigneron, 2001**] Wigneron, J.; Laguerre, L.; Kerr, Y.; “A simple parameterization of the L-band microwave emission from rough agricultural soils”. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 39, pp. 1696-1707, 2.2.4, 3.2, 4.2, 6.3.2, Agosto 2001.