

UNIVERSIDAD DE LA LAGUNA

**Análisis espacio-temporal de la desertificación
usando los sensores NOAA-AVHRR y Landsat -TM**

Autor: Hernández Leal, Pedro Alberto

**Directores: Félix Herrera Cabello
y Manuel Imeldo Arbelo Pérez**

Departamento de Física Fundamental y Experimental, Electrónica y Sistemas

ÍNDICE GENERAL

Capítulo 1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Concepto de teledetección.....	3
1.2 La desertificación.....	4
1.3 Antecedentes y Objetivos	8
1.4 Resumen del trabajo.....	11
 Capítulo 2 SENSORES REMOTOS Y BASES DE DATOS	 17
2.1 Caracterización de los satélites artificiales.....	19
2.1.1 Resolución espacial	19
2.1.2 Resolución espectral.....	21
2.1.3 Resolución radiométrica.....	23
2.1.4 Resolución temporal	24
2.2 Plataformas espaciales.....	25
2.2.1 Programa Landsat	25
2.2.1.1 Instrumentación	26
2.2.1.2 Características orbitales.....	28
2.2.2 Satélites NOAA.....	28
2.2.2.1 Sensor AVHRR	30
2.2.2.2 Sistema TOVS.....	32
2.2.2.3 ARGOS.....	36
2.2.2.4 SEM.....	37
2.3 Bases de datos globales	37
2.3.1 El proyecto <i>Global Land 1-km AVHRR Project</i>	38

2.3.1.1 Calibración radiométrica.....	41
2.3.1.2 Corrección atmosférica.....	42
2.3.1.3 Calculo del NDVI.....	42
2.3.1.4 Corrección Geométrica.....	43
2.3.1.5. Composiciones multitemporales.....	44
2.3.2 NOAA/NASA Pathfinder AVHRR Land (PAL).....	44
2.3.2.1 Calibración radiométrica.....	47
2.3.2.2 Corrección atmosférica.....	47
2.3.2.3 Test de filtrado de nubes.....	48
2.3.2.4. Composiciones multitemporales.....	48
Capítulo 3 INDICES DE VEGETACIÓN Y TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE (LST)	51
3.1 Los índices de vegetación.....	53
3.1.1 Tipos de índices de vegetación.....	54
3.2 La temperatura de la superficie terrestre (LST).....	64
3.2.1 Corrección atmosférica en el infrarrojo-térmico.....	67
3.2.1.1 Ecuación de transferencia radiativa.....	67
3.2.1.2 Absorción atmosférica.....	70
3.2.1.3 Radiancia medida por un satélite.....	72
3.2.1.4 Magnitudes de canal.....	77
3.2.2 Fundamento teórico del split-window.....	87
3.2.2.1 Principio de absorción diferencial.....	88
3.2.2.2 Split-window para la superficie terrestre.....	96
3.2.3 Modelo operativo.....	99
3.2.3.1 Cálculo de los coeficientes del modelo.....	99
3.2.3.2 Base de datos PFMDB y conjunto de radiosondeos.....	101
3.2.3.3 Coeficientes de corrección atmosférica.....	104
3.2.3.4 Término de corrección por emisividad.....	109

3.2.3.5 Determinación de la emisividad por medio de satélites	111
3.2.3.5 Análisis de Sensibilidad del modelo	115
Capítulo 4 ANÁLISIS CON IMÁGENES LANDSAT-TM	121
4.1 Introducción	123
4.2 Antecedentes históricos	125
4.3 Medidas de campo y análisis visual de imágenes de satélite de la zona fronteriza	131
4.3.1 Zona 1: Massif de la Selle (Sur)/Valle del Río Pedernales.....	134
4.3.2 Zona 2: Massif de la Selle (Norte)/Sierra de Bahoruco.....	136
4.3.3 Zona 3: Cul de Sac Depression/Cuenca del Enriquillo.....	137
4.3.4 Zona 4: Montagnes du Trou d'Eau/Sierra de Neiba.....	138
4.3.5 Zona 5: Central Plateau/Valle de San Juan	139
4.3.6 Zona 6: Montagnes du Nord/Cordillera Central.....	141
4.3.7 Zona 7: Plaine du Nord /Valle de Cibao	142
4.3.8 Análisis global de la zona de transición con imágenes TM	144
4.4 Análisis temporal de la dinámica de la cobertura vegetal con imágenes Landsat-TM	145
Capítulo 5 ANÁLISIS CON IMÁGENES NOAA-AVHRR	151
5.1 Uso del sensor AVHRR-NOAA en los estudios de deforestación.....	153
5.2 Análisis con datos AVHRR- PAL-8km	154
5.3 Estudio mediante composiciones multitemporales de imágenes AVHRR-1km.....	162
5.3.1 Evolución anual del NDVI en la zona de transición	165
5.3.2 Aplicación del algoritmo regional. Evolución anual de la temperatura de la superficie terrestre en las zonas test.....	171
5.3.3. Sinergia de la LST y NDVI en estudios de deforestación.....	175

5.3.3.1 Evolución LST vs NDVI en la zona de transición	175
5.4 Intercomparación del análisis con datos AVHRR-1km y el análisis con TM para la zona de transición	207
 Capítulo 6 CONCLUSIONES	 213
 BIBLIOGRAFÍA	 221

Capítulo 1

Introducción

1.1 Concepto de Teledetección

Bajo el nombre de teledetección¹ se engloban, de forma general, todas aquellas técnicas desarrolladas para la adquisición y el análisis de información procedente de un objeto para el que el sistema detector no está en contacto físico con él. Este término no ha quedado bien establecido desde un principio sino que, prácticamente, cada experto en el tema, ha generado su propia definición (Sabins, 1978; Slater, 1980; Lillesand y Kiefer, 1987; Mather, 1987 o Asrar, 1989). En particular, en esta memoria, cuando hablemos de teledetección, nos referiremos al concepto más actual, el cual se entiende como la medición de la radiación electromagnética que, procedente del sistema tierra-atmósfera, es registrada por instrumentos situados a bordo de plataformas espaciales, para su posterior almacenamiento, procesado e interpretación.

La teledetección está estrechamente relacionada con el ser humano, ya que, la mayor parte de la información que obtiene el hombre de su entorno es gracias a diferentes sistemas de percepción remota como el olfato, el oído y de manera muy especial, la vista. Al igual que cualquier sensor a bordo de un satélite, nuestros ojos detectan radiación electromagnética en una región limitada del espectro electromagnético (de 0,4 a 0,7 μm), y la convierte en impulsos eléctricos para, posteriormente, enviarla a un sistema de almacenamiento, nuestro cerebro, que finalmente realiza su interpretación.

Generalmente, los satélites artificiales registran las características del sistema tierra-atmósfera mediante radiómetros que detectan radiación en diferentes longitudes de onda muy concretas del espectro electromagnético. Esta información es, o bien almacenada en el propio satélite hasta alcanzar una estación terrena, momento en el que se emite, o bien, enviada en tiempo real a la superficie terrestre para que sea recibida por cualquier sistema receptor en tierra.

¹ La palabra teledetección deriva de télédétection, traducción francesa del vocablo inglés remote sensing.

Es finalmente, en la estación terrena, donde se almacenará y procesará dicha información.

Debido a la situación privilegiada en la que se encuentran, los satélites artificiales poseen una gran capacidad para observar fenómenos en amplias zonas de la superficie terrestre. Teniendo en cuenta además la notable precisión que han conseguido estos instrumentos, es fácil entender el enorme desarrollo que la teledetección ha experimentado en los últimos años. Así, se ha constituido en uno de los instrumentos fundamentales en campos tan diferentes como agricultura, ecología, oceanografía, meteorología, vulcanología, etc. En particular, en esta memoria nos hemos centrado fundamentalmente en su utilización para el estudio de un fenómeno inducido por el hombre como es la deforestación, que en ciertas zonas del planeta se ha convertido en un problema muy grave, provocando el aumento de las zonas afectadas por desertificación.

1.2 La desertificación.

“La humanidad debe vivir dentro de los límites de la capacidad de carga de la Tierra. No existe otra posibilidad racional a largo plazo. Si no aprovechamos los recursos de la Tierra de manera sostenible y prudente, le estamos arrebatando su futuro a la gente”.

Así comienza el documento “Cuidar la Tierra” elaborado por el Foro Mundial para la Naturaleza, firmado por más de 60 países de los cinco continentes en el año 1991. Muchos han sido los foros a nivel mundial que han tratado de parar el deterioro continuado de los geosistemas. El resultado todavía está por llegar. Existen áreas del planeta, en las que de forma incontrolada se somete al suelo a un proceso de degradación constante (tala forestal), degenerando progresivamente en problemas de desertificación. Esta constituye la principal causa y mecanismo de pérdida global de productividad de la tierra, que

merma y arruina la capacidad de producir alimentos para abastecer a una población creciente, y con ello, contribuye a la expansión de la pobreza y el hambre.

El término desertificación tiene varias interpretaciones y definiciones, si bien habitualmente se utiliza para indicar la disminución de la productividad biológica de las tierras. Es este un fenómeno complejo que resulta de la interacción de factores biológicos, climáticos, geográficos y humanos que llevan al deterioro casi irreversible de la vegetación, el suelo, y en definitiva del medio natural. Las variaciones que se producen en la productividad a nivel biológico, se manifiestan por fluctuaciones a corto plazo o tendencias a largo plazo, que pueden ser reversibles o permanentes.

. Se pueden enumerar, entre otros, los siguientes procesos como posibles causantes de la desertificación, a saber:

- *Salinización*. Es el deterioro de los suelos por el incremento en el nivel de sales solubles, que reducen la capacidad productiva de las tierras.
- *Erosión hídrica*. Es el proceso de remoción del suelo, principalmente la capa arable del mismo, por la acción del agua. Este se acelera cuando el ecosistema es perturbado por actividades humanas tales como la deforestación y/o el cambio de uso del suelo (explotación agrícola, pecuaria, forestal, vías de comunicación, asentamientos humanos, entre otros).
- *Degradación de la cubierta vegetal (deforestación)*. Esta se refiere fundamentalmente a la tala indiscriminada de árboles para su utilización como combustible u otros fines industriales. Habría que

incluir aquí también la pérdida de masa arbórea provocada por los incendios forestales.

- *Encostramiento y compactación del suelo.* Dicho fenómeno se presenta cuando hay escasez de materia orgánica, suelos ricos en limo y arcilla; y una constante utilización de maquinaria agrícola o sobrepastoreo.
- *Reducción de la materia orgánica del suelo.* Proceso causado indirectamente a causa de la pérdida de vegetación, la cual provee de nutrientes orgánicos al suelo.
- *Acumulación de sustancias tóxicas* para las plantas o los animales. Este es otro proceso secundario promovido por el uso excesivo de fertilizantes y métodos químicos de control de plagas, los cuales envenenan el suelo causando la pérdida de la cubierta vegetal.
- *Erosión eólica.* Se define como el desprendimiento y arrastre de las partículas del suelo ocasionados por el viento. Este tipo de erosión en las zonas áridas y semiáridas se debe, principalmente, al sobrepastoreo que destruye o altera la vegetación natural.

La FAO (Food and Agricultural Organization) y la UNEP (United Nations Environment Programme) han realizado en fechas recientes (1997) una evaluación de la desertificación en el mundo. De este estudio se deduce que son más de 100 los países del mundo afectados por las consecuencias de la desertificación, de ellos, unos 80 son países en vías de desarrollo y cerca de 900 millones de personas viven en las zonas afectadas. Es el continente africano el más castigado, afectando la degradación al 18% de las tierras de regadío, el 61% de las de secano y al 74% de las tierras de pastoreo.

Por lo que respecta a la región de América Latina y el Caribe, la situación no es menos preocupante. Con una extensión territorial de 20,18 millones de km², se ha estimado la existencia de un total de 5,27 millones de km² de tierras secas, de las cuales el 70 % presentan vulnerabilidad y grados avanzados de degradación. En general, en estas zonas existe una deficiente integración entre las diferentes actividades agrícolas, los pastizales y los bosques, lo cual favorece el avance de la degradación física y biológica de los ecosistemas, por no contar con un proyecto de acción integral. La población rural en muchos países de la región es mayor del 60%, lo cual indica que dependen principalmente de las actividades ganaderas y forestales y que, en aquellos casos en los que no hay una planificación adecuada de los diversos usos del suelo, se está ante el peligro del avance de la desertificación.

La lucha contra la desertificación debe abordar problemas políticos sociales y tecnológicos y los programas que se elaboren en éste ámbito deben estar integrados en los planes nacionales de desarrollo. El desarrollo rural sostenible, garantías sobre el abastecimiento alimenticio de la población y la agricultura polivalente, seguirán siendo los objetivos clave de todas las estrategias. De lo contrario, un aumento demográfico excesivo puede traducirse a largo plazo en el empobrecimiento de los suelos. Los programas forestales de lucha contra la desertificación, se centran en la mejora de la ordenación y la protección de los bosques y terrenos forestales existentes, en el aumento de la cubierta vegetal fuera de los bosques y en la reducción de la sobreexplotación de los mismos para la obtención de combustible de madera.

1.3 Antecedentes y Objetivos

El estudio de la extensión, causa, consecuencias e indicadores de los procesos de desertificación podría llevarse a cabo, entre otros, por algunos de los siguientes métodos:

- a) Una recopilación de estadísticas aportadas por organizaciones forestales. Estas pueden estar limitadas por discrepancias en la nomenclatura utilizada en diferentes áreas, en la exactitud y fechas de inventario (FAO, 1993);
- b) La observación de mapas nacionales, limitada ésta también por discrepancias en nomenclaturas, escalas y fechas (WCMC, 1991)
- c) Un análisis de una escena de un sensor remoto con alta resolución espacial, estimando porcentajes de cambio en la cubierta vegetal, con imágenes de diferentes fechas (FAO, 1996; Skole y Tucker, 1993)
- d) Análisis de imágenes de baja resolución espacial como las NOAA-AVHRR (Malingreau et al, 1995). Estas presentan la ventaja de su alta cobertura temporal y bajo precio, si bien su escasa resolución limita su validez para estudios a nivel local.

Ya desde los años 70, los primeros satélites artificiales dieron una idea de las posibilidades que su amplia cobertura espacio-temporal podría tener sobre la cuantificación de los procesos de degradación del suelo. Los datos de sensores como el NOAA-AVHRR, si bien poseen una baja resolución espacial (1.1km), como contrapartida, su alta periodicidad le permite mostrarse como una herramienta fundamental en estudios temporales, además de la posibilidad que dan de obtener una cobertura global del planeta. El proyecto TREES (CEC, 1992),

constituyó uno de los primeros esfuerzos, con datos AVHRR (1989-1992) para el análisis del estado de los bosques tropicales.

Si el objetivo es un estudio a escala local, una buena solución puede ser el uso de imágenes de más alta resolución como las de los sensores Landsat-TM y MSS (10-80m. de resolución). El elevado coste de estas escenas, su menor cobertura y la baja periodicidad de las mismas, hace que en muchos casos sólo sean utilizadas para dar cuenta de cambios a largo plazo.

Una solución alternativa, consistiría en la combinación de datos de alta y de baja resolución espacial, aprovechando los aspectos beneficiosos de cada uno de ellos, contribuyendo a una estimación mucho más certera de la evolución de la cubierta vegetal (Mayaux y Lamblin, 1995).

Se han propuesto numerosos algoritmos para la detección de cambios en las superficies vegetadas, basados en el análisis simultáneo de imágenes multitemporales o en el análisis de escenas individuales en las que se ha efectuado una clasificación. Las transformaciones aplicadas a los datos suelen ser: diferenciación de imágenes, cocientes, índices de vegetación, regresiones entre bandas o transformaciones lineales multitemporales. Las técnicas de análisis se basan en clasificaciones supervisadas y no supervisadas, establecimiento de valores umbrales, análisis temporal, etc. (Coppin y Bauer, 1996)

Hasta la fecha, en la mayoría de los estudios de detección de cambio, se ha utilizado imágenes de alta resolución. Son escasos los trabajos en los que se realiza una combinación de información de sensores con diferente resolución espacial. Así, por ejemplo, Nelson et al (1987) estudiaron la relación entre la pérdida de masa forestal, estimada mediante escenas Landsat-MSS y Landsat-TM, y los incendios forestales, analizados mediante imágenes NOAA-AVHRR, para la región de Mato Grosso, en Brasil. Sus resultados sugerían que en un

estudio combinado, las imágenes AVHRR más que como una variable auxiliar, debían ser usadas como herramienta de estratificación del análisis con TM.

Los índices de vegetación y particularmente el NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) han sido ampliamente utilizados como indicadores de la dinámica de cambio en la cobertura vegetal (Justice et al 1985; Townshend y Justice, 1986). Si consideramos que las características del suelo y de su uso no cambian de forma significativa, la comparación de gráficos mensuales e interanuales de NDVI, puede proporcionar información muy valiosa acerca del estado actual de la vegetación. Además, existe una considerable variación año a año de la magnitud del NDVI, y del comienzo y duración de la estación de crecimiento de la vegetación. La gran correlación existente entre NDVI y patrones de lluvia ha sido ampliamente referenciada (Hernández et al., 1996; Nicholson et al, 1990). Además se ha mostrado también que este índice puede ser un indicador directo de la cantidad de vegetación, producción, tipo y estado de la misma a escala regional (Rasmussen, 1997).

Por otra parte, la utilización de los canales térmicos (canal 4 y canal 5) del sensor AVHRR en conjunción con los datos de NDVI es una herramienta relativamente novedosa que permite caracterizar de una forma más completa el estado de la vegetación y sus patrones temporales (Lamblin y Erlich, 1995; Janodet, 1994). En algunos casos se ha utilizado incluso el canal 3 (3,5--3,9 μm .) del AVHRR (el cual es sensible tanto a la radiación reflejada como a la emitida) para localizar el límite entre bosque y no bosque (Tucker et al., 1984).

Ejemplos drásticos de la degradación de los bosques, pueden encontrarse en zonas limítrofes entre países con culturas socioeconómicas, políticas y medio ambientales totalmente diferenciadas. Tal es el caso que nos ocupa, esto es la Isla de la Española, un espacio geográfico compartido por Haití y República Dominicana.

Así pues, durante el desarrollo de esta Memoria, trataremos de clarificar, apoyándonos en la teledetección, la magnitud y las posibles causas naturales o antropogénicas de los altos niveles de deforestación en Haití, que degeneran en procesos de desertificación, en contraposición a una mayor densidad forestal en la República Dominicana. Si bien este último país, no destaca precisamente por un alto proteccionismo de sus reservas naturales, la casi inexistente política de protección medioambiental en Haití, hace que el contraste entre ambos países, sea más que evidente.

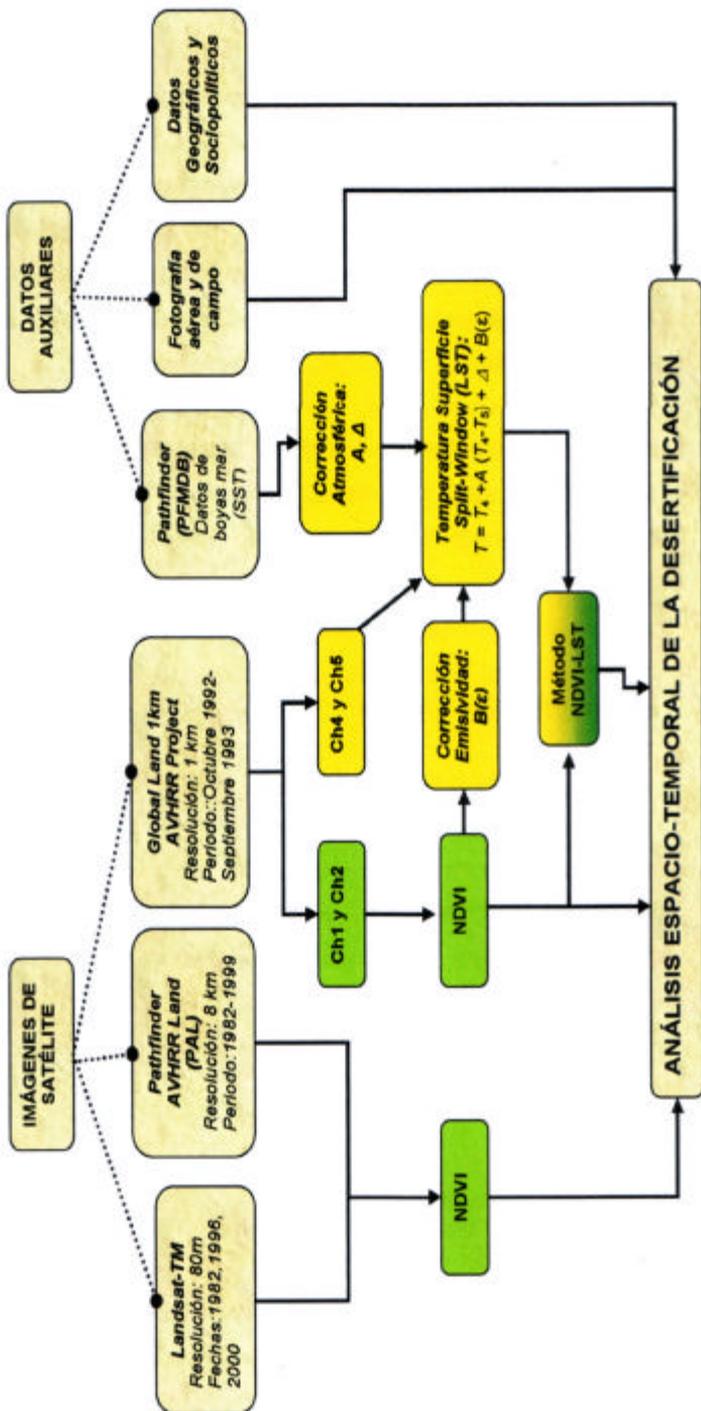
La utilización de datos de diferentes sensores remotos, observaciones de campo y fotografía aérea entre otros, permitirá como veremos, dar una visión mucho más certera y amplia de la extensión y evolución del problema en las últimas décadas.

1.4 Resumen del trabajo

A continuación comentaremos el contenido de cada uno de los capítulos en los que se encuentra dividida la presente Memoria. La disposición de los mismos ha sido elaborada de acuerdo al criterio que se podría seguir en la mayor parte de los trabajos de investigación, estableciendo las diferencias oportunas entre el desarrollo experimental y el teórico, análisis de resultados, y conclusiones. En la figura 1, se muestra un esquema de bloques de los datos, procesado y metodología utilizados en este trabajo con el objeto de analizar los procesos de desertificación.

En el capítulo 2, se exponen las características fundamentales de los satélites artificiales, cuyas imágenes son utilizadas en esta Memoria para el estudio de la dinámica de la cubierta vegetal. Estos son: los satélites NOAA y particularmente su sensor Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), y los satélites Landsat, en especial los canales del sensor Thematic Mapper (TM) y del Enhanced Thematic Mapper (ETM).

Tabla 1. Diagrama de flujo de los datos y metodología utilizados para el estudio realizado sobre procesos de desertificación



Posteriormente, se describen dos bases de datos a nivel global, especialmente diseñadas para estudios de vegetación, generadas durante los proyectos Pathfinder AVHRR Land (PAL) y el Global Land 1-km AVHRR Project. Estas bases de datos contienen composiciones multitemporales de datos AVHRR de 8km y 1km de resolución espacial, respectivamente. La serie temporal disponible en el caso de los datos PAL es de particular importancia, ya que cubre desde 1982 hasta la actualidad, constituyendo una de las fuentes de información más importantes en cuanto a evolución de la vegetación a escala global.

Una de las herramientas más usadas en estudios de dinámica forestal, son los índices de vegetación obtenidos desde satélite. Así, iniciaremos el capítulo 3, definiendo el concepto de índices de vegetación, tipos y aplicaciones fundamentales de los mismos. En particular nos centraremos en la descripción del Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) por ser el utilizado en el presente trabajo.

Como parámetro modulador del intercambio energético entre el sistema tierra-atmósfera, la temperatura del terreno (LST) puede desempeñar un papel importante en el seguimiento del avance de la desertificación. La estimación de la temperatura mediante datos de satélite es el objeto de la segunda parte de este capítulo. Para ello es necesario corregir las temperaturas obtenidas en los canales térmicos por métodos del tipo split-window, de manera que evitemos el efecto perturbador de la atmósfera y de la desviación del comportamiento de cuerpo negro de las superficies naturales. Partiremos, en esta sección, de una descripción del método teórico, al que finalmente realizaremos modificaciones para proponer un algoritmo regional optimizado para la zona del Caribe.

Comenzaremos el capítulo 4, mostrando un ejemplo de utilización de las imágenes de alta resolución Landsat-TM, en el análisis del problema de la deforestación. Más concretamente, el estudio se centra en la Isla de la Española, en la zona fronteriza que separa a la República Dominicana y Haití.

En una primera parte se describe la situación cultural, geográfica y política de ambos países con el objeto de poder analizar la influencia de múltiples factores en la degradación medioambiental. A continuación se describen los resultados de una campaña de campo realizada en colaboración con el Center for Earth and Environmental Science (CEES-Universidad de Purdue, Indiana, EEUU) a lo largo de la zona fronteriza. Estos datos, en conjunción con las imágenes del índice de vegetación (NDVI) de diferentes escenas TM, así como composiciones en falso color, permiten dar una visión clara del contraste vegetativo a lo largo de la zona de transición entre ambos países

El capítulo concluye con un estudio temporal de la evolución del NDVI. Se utilizan para ello escenas de tres fechas diferentes, que permitirán constatar la persistencia o no del contraste antes mencionado y de su evolución temporal, en ambos países por separado y en la zona próxima a la frontera.

La ampliación de la resolución temporal de nuestro análisis es el objetivo del capítulo 5. Comenzaremos el mismo, realizando un análisis temporal de la evolución de la deforestación en Haití y la República Dominicana. Se ha utilizado, en este caso, el índice de vegetación NDVI obtenido de imágenes del sensor AVHRR con resolución de 8 km, extraídas de la base de datos del proyecto Pathfinder AVHRR Land (PAL). La amplitud temporal de esta base, 1982-1999, permite, a pesar de su escasa resolución espacial, dar una visión muy válida de el avance de la deforestación y de la diferenciación entre ambos países.

A continuación, se lleva a cabo un análisis similar al anterior pero con datos AVHRR-1km, para un periodo que va desde Octubre de 1992 a Septiembre de 1993, observando la evolución del NDVI en siete zonas escogidas ex profeso, de forma que coincidan aproximadamente con las siete zonas en las que se dividió la región fronteriza en nuestro análisis de campo previo. A su vez cada región se divide en zona Haitiana y Dominicana con el objeto de resaltar el contraste.

Como fin del capítulo, se propone la aplicación de un método basado en la sinergia de los índices de vegetación y la temperatura de la superficie, para el mismo periodo, obtenida esta última, mediante el algoritmo split-window desarrollado para la zona del Caribe en el capítulo 3. Se realiza un análisis de la evolución en el tiempo de las curvas NDVI-LST, para las zonas test definidas en el entorno de la frontera, comparando con otros métodos de estimación de la dinámica de la vegetación.

Finalmente, el último Capítulo de este trabajo, es el dedicado a presentar las conclusiones más relevantes que se pueden extraer de la labor realizada.

Sensores remotos y bases de datos.

En este capítulo, se exponen las características fundamentales de los satélites artificiales, cuyas imágenes son utilizadas en esta Memoria, en estudios de dinámica de la cubierta vegetal. Estos son: los satélites NOAA y particularmente su sensor Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), y los satélites Landsat, en especial los canales del sensor Thematic Mapper (TM) y del Enhanced Thematic Mapper (ETM).

Posteriormente, se describen dos bases de datos a nivel global, como son el proyecto Pathfinder AVHRR Land (PAL) y el Global Land 1-km AVHRR Project. Especialmente diseñadas para estudios de vegetación, están basadas en composiciones multitemporales de datos AVHRR de 8km y 1km de resolución espacial, respectivamente. La serie temporal disponible en el caso de los datos PAL, es de particular importancia, ya que cubre desde 1982 hasta la actualidad, constituyéndose en una de las fuentes de información más importantes en lo que se refiere a evolución de la vegetación a escala global.

2.1 Caracterización de los satélites artificiales

Los satélites de observación de la tierra, son objetos artificiales situados a una cierta altura, en órbitas heliosíncronas o geoestacionarias. Constituyen las plataformas de observación desde donde se va a realizar la medida de radiación electromagnética procedente del sistema en estudio. Existe en la actualidad una enorme cantidad de estos vehículos circunvalando la Tierra, cada uno con su propia instrumentación, acorde con los objetivos para los que han sido desarrollados. De entre ellos cabe destacar a los Landsat, SPOT, Meteosat y muy especialmente, NOAA por haber sido intensamente empleados por la comunidad científica desde su puesta en órbita. Sus instrumentos, aunque diferentes, pueden ser caracterizados mediante una serie de parámetros comunes, como son la resolución espacial, la resolución espectral, la resolución radiométrica y la resolución temporal, que pasamos a definir a continuación.

2.1.1 Resolución espacial

Mediante este concepto se pretende designar al objeto más pequeño que puede ser distinguido sobre una imagen (Chuvieco, 1990, Townshend, 1980). En teledetección, la medida más comúnmente utilizada es el campo de visión instantáneo (IFOV –Instantaneous Field Of View–) del sensor. Se define como el área de la superficie que, en teoría, es vista por el instrumento desde una altitud dada, en un instante dado de tiempo. Puede ser medido de dos formas distintas, bien como el ángulo que se subtende desde el satélite hasta el suelo, bien como la distancia equivalente en la superficie (XX').

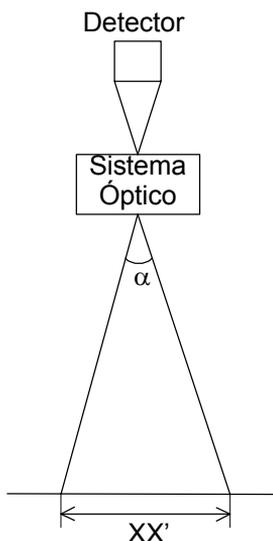


Figura 1. Campo de visión instantáneo.

Dado que ningún satélite posee una órbita perfectamente estable (normalmente su altura, por ejemplo, puede variar en varias decenas de kilómetros), es normal que el campo de visión instantáneo sea diferente del que correspondería a su órbita nominal, haciéndose más pequeño a altitudes más bajas y aumentando con las altas. Es por ello que este parámetro se dé siempre referido a la altura nominal del satélite.

Pese a ser la magnitud más empleada para identificar la resolución espacial de un satélite, no es, quizás, la más útil. Debido a las propiedades de la óptica involucrada en los sensores, un punto fuente altamente reflectante de la superficie, posee una función de distribución de intensidad (PSF –Point Spread Function–) de tipo gaussiano, centrada en dicho punto, pero con unas alas que pueden alcanzar puntos vecinos. Esto hace que dicho punto no sea visto como tal, sino como una región circular difusa. Basándose en esta función PSF, es posible definir un nuevo IFOV para cada instrumento. La presencia de objetos relativamente brillantes u oscuros dentro del IFOV del sensor, aumentará o

disminuirá la amplitud de la función PSF, variando por tanto su resolución. Por esto, determinadas características de alto contraste de la superficie terrestre como ríos o canales, los cuales poseen anchos inferiores al IFOV nominal de los satélites, pueden ser detectados.

Existen otras definiciones de resolución espacial mucho menos empleadas, como el elemento de resolución efectivo o ERE (Effective Resolution Element), basado en medidas de radiancia, o el campo de visión instantáneo efectivo, EIFOV (Effective Instantaneous Field Of View), el cual asume el criterio de Rayleigh para distinguir dos puntos igualmente brillantes en la imagen (Mather, 1987).

Entre las diferentes plataformas empleadas en teledetección, es la fotografía aérea la que posee una mayor resolución espacial, llegando incluso a las décimas de metro. Nótese que una foto aérea puede cubrir en una sola imagen un área de entre 16 y 49 Km². Un pase Landsat, con una resolución de 80 m puede, sin embargo, abarcar un espacio de unos 34.000 Km², mientras que un pase NOAA, con una resolución de 1,1 Km es capaz de cubrir 9.000.000 Km². En el extremo final, se podría situar al satélite Meteosat, que con una resolución máxima de 2,4 Km detecta todo el hemisferio terrestre iluminado por el Sol.

2.1.2 Resolución espectral

El término resolución espectral hace referencia al número y anchura de las bandas espectrales que puede discriminar el sensor a bordo del satélite. Tanto el número de éstas, como su anchura y su posición en el espectro, están estrechamente relacionados con los objetivos planificados para el satélite. En los que poseen diferentes canales, una misma imagen es vista simultáneamente por detectores sensibles a diferentes longitudes de onda. Así, y teniendo en cuenta la particular respuesta espectral que presenta cada objeto, es posible caracterizarlo.

Por esto cuantos más canales posea un satélite, tanto más permitirá discriminar con exactitud lo que se está analizando. A la vez, conviene que esas bandas sean suficientemente estrechas, dado que lo contrario supone registrar un valor promedio, que puede encubrir la diferenciación espectral entre objetos de interés.

Sin embargo, aumentar el número de canales de un sensor no es decisión sencilla dado que conlleva unos costos inherentes, que, en ocasiones, hacen inviable este desarrollo. De una parte, se produce una disminución en la relación señal-ruido a la salida del sensor, entendiendo por señal la información contenida en los datos recibidos en el sensor, y el ruido, la variación no deseada que es añadida al sensor. Este ruido puede ser tanto aleatorio como sistemático, y es provocado por los componentes mecánicos y/o electrónicos del instrumento en operación. Lógicamente, al aumentar el número de canales, será mayor la circuitería electrónica del instrumento, al igual que el número de los diferentes sistemas ópticos que permitan llevar la radiación detectada a los detectores espectrales, por lo que el nivel de ruido se verá notablemente ampliado.

Otro problema añadido consiste en que al aumentar el número de canales, crece considerablemente la información que el satélite debe enviar. Así, es necesaria la presencia a bordo de equipos capaces de procesar y enviar una cantidad de información superior en el mismo periodo de tiempo (entiéndase que se trata exactamente del mismo satélite, con la misma órbita nominal, pero con mayor número de canales). Los costos en dichos instrumentos serán por tanto superiores. De la misma forma, en lo que se refiere al sector terreno, los instrumentos de captación de la información enviada por el satélite, tendrán que tener la suficiente sensibilidad como para poder adquirir los datos y la capacidad de cálculo apropiada para procesarlos. Esto conlleva nuevamente un coste adicional respecto a equipos más sencillos, preparados para un menor número de canales.

Entre los sensores espaciales, la menor resolución espectral corresponde al radar, dado que trabaja normalmente en un sólo canal. En el otro extremo se puede situar al HIRIS (High Resolution Imaging Spectrometer), con 196 canales repartidos entre el VIS y el NIR (Goetz, 1987).

2.1.3 Resolución radiométrica

La resolución radiométrica o sensibilidad radiométrica se refiere al número de niveles digitales empleados para expresar los datos recogidos por el sensor. En general, a mayor número de niveles, mayor es el detalle en la información. Lógicamente, satélites con mayor resolución radiométrica son preferibles frente a los de menor, ya que permitirán una mejor interpretación de la imagen. Sin embargo, nuevamente es necesario tener en cuenta la razón señal-ruido a la hora de aumentar la resolución de un sistema. El tamaño de paso de un nivel digital de radiancia al siguiente, no puede ser menor que el nivel de ruido, o de lo contrario, sería imposible discernir si un cambio en el nivel ha sido debido a un cambio real en la radiancia del objeto, o a un cambio en la magnitud del ruido.

Diferentes autores han estudiado la efectividad de aumentar la resolución radiométrica en diferentes sensores. Así, Tucker (1980) ha investigado la relación entre resolución radiométrica y la capacidad de distinguir diferentes tipos de vegetación. Llegó a la conclusión de que usar una imagen con 256 niveles frente a otra de 64, sólo producía una mejora del 2 ó 3%. Siguiendo a Bernstein et al. (1984) se puede llegar a la conclusión de que empleando técnicas de compresión en los datos del satélite Landsat, es posible comprimir, en promedio, el dato de 8 bits en un formato de 5. Dada la enorme cantidad de datos que puede tener una imagen multispectral (300 millones de puntos para una imagen Landsat) es notablemente importante el estudio detallado de la necesidad real de aumentar la resolución radiométrica de cualquier sensor.

2.1.4 Resolución temporal

Este término se refiere a la periodicidad con la que el sensor adquiere imágenes de la misma porción de la cobertura terrestre. Este ciclo de cobertura viene en función de las características orbitales de la plataforma como pueden ser su altitud, velocidad e inclinación, así como del sensor, principalmente del ángulo de observación y de apertura.

Atendiendo a los objetivos para los que han sido diseñados, los satélites artificiales poseen diferentes cadencias de observación. En general, los de propósito meteorológico, tales como Meteosat o NOAA, deben generar información con una frecuencia alta (cada 30 minutos Meteosat y cada 12 horas NOAA), puesto que se dedican a observar fenómenos dinámicos. En el otro extremo tenemos los satélites de recursos naturales como Landsat y SPOT, los cuales poseen una cadencia de 16 y 26 días respectivamente.

Las cuatro resoluciones antes indicadas, aunque indican aspectos muy distintos, están íntimamente relacionadas entre sí. Así, por ejemplo, a mayor resolución espacial, disminuye generalmente la temporal, y es habitual que se reduzca también la espectral y la radiométrica. Por tanto, a la hora de diseñar un sensor remoto es necesario tener en cuenta cual es la resolución más importante de acorde al problema que se quiere investigar. Si se desean estudiar fenómenos con muy corto tiempo de vida, será necesario aumentar su cobertura temporal, aún a costa de perder otras resoluciones. Por el contrario, si la investigación se centra, por ejemplo, en el tipo de cubierta, será necesario realzar las resoluciones espectral y espacial a expensas de la temporal.

2.2 Plataformas espaciales

Entre las plataformas espaciales más comúnmente empleadas en teledetección podríamos citar: Landsat, SPOT, Meteosat, ERS y NOAA. Los tres primeros junto con los NOAA se caracterizan por tener sensores pasivos, i.e., aquellos que captan la radiación electromagnética reflejada o emitida por el sistema en estudio. Mientras que el ERS emplea sistemas activos, en los que el satélite es la fuente de señal que “ilumina” el sistema tierra-atmósfera para posteriormente captar la radiación reflejada por éste.

Más recientemente, los programas ENVISAT de la ESA (Agencia espacial Europea), IKONOS con una alta participación del sector privado, y TERRA (NASA), se han constituido en la punta de lanza de los satélites de estudios de los recursos naturales terrestres. Su ambicioso e innovador instrumental con gran cantidad de sensores de avanzado diseño y prestaciones, están ya proporcionando datos, que con toda seguridad darán un vuelco al conocimiento que de la superficie terrestre tenemos.

Dado que en esta memoria utilizaremos datos única y exclusivamente de los satélites NOAA y de los Landsat, nos centraremos, en este apartado en la descripción detallada de sus características concretas.

2.2.1 Programa Landsat

El primer satélite Landsat, llamado entonces ERTS-1 (Earth Resources Technology Satellite 1) fue lanzado el 23 de Julio de 1972. Fue el primer satélite en llevar un sensor diseñado específicamente para obtener datos científicos en el área de los recursos terrestres. Esta familia de satélites estadounidenses (llamada Landsat a partir del segundo lanzamiento, en 1975) ha sido uno de los proyectos

más fructíferos desarrollados hasta ahora en teledetección. Se estima que hasta 1980, ha generado datos de una superficie de unos 32.000 millones de Km², y un total de aproximadamente un millón de imágenes (Hilwig, 1984).

Tres son las agencias americanas encargadas del programa Landsat, esto es, NASA como responsable de los lanzamientos, NOAA se encarga del mantenimiento y operación de los satélites durante su periodo vital y el USGS que capta los datos los procesa, almacena y distribuye.

2.2.1.1 Instrumentación

Los tres primeros satélites de la serie Landsat (1, 2 y 3) disponían de dos sensores: el radiómetro multiespectral (MSS) y una cámara de vidicon (RBV), cuyas características se detallan en la tabla 1. Posteriormente, a partir del Landsat-4, se modificaron las características orbitales así como los sensores que incorpora. La cámara RBV fue sustituida por el sensor TM (Thematic Mapper), especialmente diseñado para el cartografiado temático. Este, proporciona datos de mayor resolución espectral, espacial y radiométrica, y ha significado un enorme avance en las aplicaciones de la teledetección.

Por último, el Landsat-7, lanzado el 15 de abril de 1999, incluye una versión mejorada del TM, el ETM (Enhanced Thematic Mapper) que añade una banda pancromática (PAN: 0,5 - 0,9 μm .) con una resolución de 15 m. Este satélite ha abierto una nueva era en el campo de la investigación de la superficie terrestre y marina, dado que la distribución y precio de adquisición de las escenas se ha abaratado considerablemente, facilitando que el acceso a estos productos, esté al alcance de muchos más usuarios.

Tabla 1. Características principales de los instrumentos a bordo del satélite Landsat.

Radiómetro	Satélites con sensor	Resolución radiométrica	Resolución espacial (nadir)	Resolución espectral
RBV		6 bits		3 canales:
Return Beam	LANDSAT -1	(64 niveles)	80 m	1: 0,48-0,57
Vidicon	LANDSAT-2			2: 0,58-0,68
	LANDSAT-3			3: 0,70-0,83
				4 canales:
MSS				1: 0,5-0,6 μm
MultiSpectral	Todos serie	6 bits	80 m	2: 0,6-0,7 μm
Scanner	LANDSAT	(64 niveles)		3: 0,7-0,8 μm
				4: 0,8-1,1 μm
				7 canales:
		8 bits	30 m	1: 0,45-0,52 μm
TM	LANDSAT-4	(256 niv.)	(120 m banda 6)	2: 0,52-0,60 μm
Thematic	LANDSAT-5			3: 0,63-0,69 μm
mapper	LANDSAT-6			4: 0,75-0,90 μm
				5: 1,55-1,75 μm
				6: 10,4-12,5 μm
				7: 2,08-2,35 μm
				8 canales:
				1: 0,45-0,52 μm
ETM				2: 0,52-0,60 μm
Enhanced		8 bits	30 m	3: 0,63-0,69 μm
Thematic	LANDSAT-7	(256 niv.)	(120 m banda 6)	4: 0,75-0,90 μm
mapper				5: 1,55-1,75 μm
				6: 10,4-12,5 μm
				7: 2,08-2,35 μm
			15 m	PAN: 0,50-0,90 μm

2.2.1.2 Características orbitales

Los tres primeros satélites de esta familia poseen una órbita casi polar, circular y heliosíncrona, ligeramente inclinada ($99,1^\circ$ respecto al ecuador). La órbita polar permite una cobertura de la mayoría de la superficie terrestre (desde 82°N a 82°S) a una altitud nominal de 913 Km. Circunvalan la Tierra cada 103 minutos, con lo que realizan 14 órbitas diarias para volver sobre la misma porción de la superficie terrestre cada 18 días y a la misma hora local ecuatorial (aproximadamente a las 9:30). La órbita, al ser circular, asegura que la escala de las imágenes sea relativamente constante, mientras que la heliosincronización permite mantener la misma geometría de iluminación en las imágenes.

A partir del Landsat-4 se incorporaron algunos cambios en las características orbitales. Así, la altura nominal ha quedado establecida en 705 Km con una resolución temporal de 16 días. La inclinación de la órbita es para los nuevos satélites de $98,2^\circ$ respecto del ecuador y la hora local de tránsito en ese punto es a las 9:45. El periodo orbital ha sido también modificado, pasando a ser en la actualidad de 98,9 minutos.

2.2.2 Satélites NOAA

La familia de satélites de órbita polar NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) constituyen uno de los programas más importantes en lo que a seguimiento atmosférico se refiere. El lanzamiento del primer satélite meteorológico de esta familia tuvo lugar el uno de abril de 1960, si bien ha sido con el lanzamiento del TIROS-N (Television InfraRed Operational Satellite), el cual tuvo lugar el trece de Octubre de 1978, cuando se ha establecido el inicio de dicha serie. Desde entonces y hasta la actualidad, siempre ha habido algún satélite NOAA suministrando información.

Aunque todavía hoy al programa se le denomina TIROS, los satélites individuales son conocidos como NOAA-n. En la tabla 2 pueden verse las diferentes fechas de lanzamiento, así como el periodo en el que estos vehículos han sido operativos.

Tabla 2. Fechas de lanzamiento y operatividad de los satélites de la serie NOAA.

Satélite	Fecha de lanzamiento	Operatividad
TIROS-N	13/10/78	19/10/78 - 30/01/80
NOAA-6	27/06/79	27/06/79 - 05/03/83 03/07/84 - 16/11/86
NOAA-B	29/05/80	Falló al posicionarse en órbita
NOAA-7	23/06/81	19/08/81 - 07/06/86
NOAA-8	28/03/83	20/06/83 - 12/06/84 01/07/85 - 31/10/85
NOAA-9	12/12/84	25/02/85 - 07/11/88
NOAA-10	17/09/86	17/11/86 - 16/09/91
NOAA-11	24/09/88	08/11/88 - 11/04/95
NOAA-12	14/05/91	14/05/91 - Actualidad
NOAA-13	09/08/93	09/08/93 - 21/08/93
NOAA-14	30/12/94	11/04/95 - Actualidad
NOAA-15	15/05/98	15/05/98 - Actualidad
NOAA-16	21/09/00	21/09/00- Actualidad

Las características orbitales de estos vehículos espaciales no han cambiado substancialmente, manteniendo todos ellos una órbita heliosíncrona casi polar, a una altura nominal en torno a los 833 Km y un periodo orbital de aproximadamente 102 minutos, lo que da lugar a 14,1 órbitas por día alrededor de la Tierra. La inclinación respecto del ecuador es de 98,7°, siendo la hora local de tránsito a las 7:30 y 19:30 para NOAA-6, -8, -10, -12 y -14, mientras que para el

resto es a las 14:00 y 02:00. Con ello se consigue que, al haber generalmente más de un satélite en órbita simultáneamente, el ciclo completo se reduzca de 12 a 6 horas, aumentando así la resolución temporal en los datos.

El USSC (United States Space Command) suministra, diariamente, información exacta y detallada de los elementos orbitales de todos los satélites NOAA operativos a NESDIS (National Environmental Satellite, Data and Information Service), centro al que cualquier usuario puede solicitar los elementos orbitales o efemérides, como también son llamados.

Los principales sensores a bordo de los satélites operativos actualmente, incluyen el AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) para observación de radiancias y temperaturas globales tanto de día como de noche, y el TOVS (Tiros Operational Vertical Souder), utilizado principalmente para obtener perfiles verticales de temperatura y vapor de agua en la atmósfera terrestre. Otros sistemas instalados a bordo de estos satélites son el sistema de localización y colección de datos ARGOS, que procesa y envía a las estaciones de adquisición diferentes datos recibidos de los transmisores instalados en globos libres o cautivos, boyas oceánicas, animales, etc., distribuidos alrededor del planeta, y el SEM (Space Environment Monitor), que mide el flujo de electrones y protones cerca de la Tierra.

A continuación se presentan las características más importantes de los principales sensores de los satélites NOAA, poniéndose especial hincapié en el AVHRR, por ser el utilizado fundamentalmente en este trabajo.

2.2.2.1 Sensor AVHRR

El radiómetro AVHRR es una mejora del VHRR (Very High Resolution Radiometer) instalado a bordo de la serie de satélites operacionales ITOS. Este

instrumento dispone de un sistema de barrido perpendicular a la dirección de movimiento del satélite. La versión montada en el TIROS-N, NOAA-6, NOAA-8, y NOAA-10 tiene cuatro canales mientras que a bordo de los NOAA-7, NOAA-9, NOAA-11, NOAA-12, NOAA-13 y NOAA-14 el AVHRR posee 5 canales. Los últimos en ser lanzados, el NOAA-15 y el NOAA-16, poseen 6 canales en lugar de 5 dado que el canal 3 ha sido desdoblado en dos.

Estos canales comprenden bandas espectrales de cierta anchura, caracterizadas por una función de respuesta espectral o función filtro f_i (Kidwell, 1995). En la Tabla 3 se muestran los anchos de banda espectral de todos los canales de los satélites de la serie TIROS-N utilizados en este trabajo. Además también se ha añadido una columna que contiene el campo instantáneo de visión, IFOV (Instantaneous Field Of View), en milirradiantes, para cada canal.

Tabla 3. Anchos de banda y campos instantáneos de visión de los canales AVHRR

Canal	NOAA-11, 12 y 14 (μm)	IFOV (mrad)
1	0,58 - 0,68	1,39
2	0,725 - 1,10	1,41
3	3,55 - 3,93	1,51
4	10,3 - 11,3	1,41
5	11,5 - 12,5	1,30

El IFOV de todos los canales es aproximadamente de 1,4 milirradiantes lo que conduce a una resolución espacial en el nadir de 1,1 km para una altura nominal de 833 km. La velocidad de barrido del AVHRR es de 360 líneas por minuto.

El modo normal de transmisión del satélite, de la información recogida por el radiómetro AVHRR, es la transmisión directa y continua en tiempo real hacia la Tierra, conocida con el nombre de HRPT (High Resolution Picture Transmission). Además del modo HRPT, el satélite puede almacenar diez minutos de información en uno de los dos grabadores de los que dispone a bordo. A estos datos grabados a bordo se les denomina LAC (Local Area Coverage) y tienen exactamente el mismo formato y resolución espacial, (1,1 km), que los datos HRPT transmitidos en tiempo real. La selección de la porción del planeta del cual se guardará información en formato LAC que, con posterioridad, será enviada a algunas estaciones en tierra, se lleva a cabo desde NOAA/NESDIS.

Existe un último formato para los datos AVHRR, el GAC (Global Area Coverage). Estos datos contienen información de todas las zonas observadas por el radiómetro durante una órbita (102 minutos), pero con una resolución espacial reducida (4 km), respecto a la de los formatos anteriores. Sólo se graba una de cada tres líneas AVHRR originales y se almacena un valor promediado de cada cuatro muestras (píxeles) saltándose la quinta, reduciendo así el volumen de datos y la resolución de los mismos. Esta información sólo puede ser leída por estaciones CDA (Command and Data Acquisition).

2.2.2.2 Sistema TOVS

El sistema TOVS contiene tres sensores separados e independientes, el HIRS-2 (High Infrared Radiation Sounder), el MSU (Microwave Sounding Unit) y el SSU (Stratospheric Sounding Unit). Un cuarto sensor, el SBUV/2 (Solar Backscattered Ultraviolet System), utilizado para medidas de ozono, fue añadido al sistema a partir del satélite NOAA-9.

El objetivo básico de la puesta en órbita del sistema TOVS a bordo de los satélites NOAA consiste en producir sondeos atmosféricos. Aproximadamente

unos 50.000 sondeos, espaciados entre 80 y 300 km. unos de otros, se generan diariamente con los datos de dos satélites NOAA. Si bien, este número se reduce hasta aproximadamente 10.000 sondeos por día, después de un análisis objetivo aplicando las técnicas de detección de posibles datos ruidosos que conducen a la eliminación de aquellos considerados como malos, redundantes o de dudosa credibilidad.

Por su parte el subsistema HIRS-2 es una adaptación de su predecesor el HIRS-1 y éste, a su vez, una versión mejorada del ITPR (Infrared Temperature Profile Radiometer) de 7 canales, que fue originalmente probado a bordo del satélite NIMBUS-6.

El HIRS-2 mide radiación en 20 canales, uno en el visible y diecinueve en la región infrarroja del espectro, desde longitudes de onda corta (4,3 μm) hasta longitudes de onda larga (15 μm). Un resumen de los parámetros más importantes del instrumento puede verse en la Tabla 4, según Aoki, (1985) y Kidwell, (1995).

Tabla 4. Parámetros más importantes del instrumento HIRS-2 del sistema TOVS

Tiempo de barrido	6,4 s
Ángulo de barrido desde el nadir	$\pm 49,5^\circ$
Tiempo de cada paso	0,1 s
Ángulo de paso	$1,8^\circ$
Campo de visión óptico (FOV)	$1,25^\circ$
Ifov al nadir	17,4 km
Ifov al final del barrido	54,5 km

Tabla 5. Características de los canales del HIRS-2

Nº canal HIRS	Nº onda central	□ central (mm)	Principales gases absorbentes	Nivel del pico de contribución de energía	Propósito de la observación de radiancia
1	668	15,00	CO ₂	30 mb	Sondeo de Temperatura: Los canales en la banda de las 15 μm dan mucha más sensibilidad para las regiones relativamente más frías de la atmósfera que la que se consigue con los canales en la región de las 4,3 μm. Las radiancias de los canales 5, 6 y 7 también se utilizan para calcular altura y cantidad de nubes
2	679	14,70	CO ₂	60 mb	
3	691	14,50	CO ₂	100 mb	
4	704	14,20	CO ₂	400 mb	
5	716	14,00	CO ₂	600 mb	
6	732	13,70	CO ₂ /H ₂ O	800 mb	
7	748	13,40	CO ₂ /H ₂ O	900 mb	
8	898	11,10	Ventana	Superficie	Temperatura de la superficie/detección de nubes
9	1028	9,70	O ₃	25 mb	Concentración de ozono total
10	1217	8,30	H ₂ O	900 mb	Sondeo de vapor de agua. Facilita la corrección del vapor de agua en los canales ventana y CO ₂ .
11	1364	7,30	H ₂ O	700 mb	
12	1484	6,70	H ₂ O	500 mb	
13	2190	4,57	N ₂ O	1000 mb	Sondeo de temperatura. Los canales de esta banda son los más sensibles a las regiones relativamente más templadas de la atmósfera. Estas radiancias son también menos sensibles a las nubes que las de la región de las 15 μm.
14	2213	4,52	N ₂ O	950 mb	
15	2240	4,46	CO ₂ /N ₂ O	700 mb	
16	2276	4,40	CO ₂ /N ₂ O	400 mb	
17	2361	4,24	CO ₂	5 mb	
18	2512	4,00	Ventana	Superficie	Temperatura de la superficie. Bastante menos sensibles a las nubes y el H ₂ O que la ventana de las 11 μm. Usados junto al canal 8 para detección de nubes y obtención de la temperatura de la superficie bajo condiciones de cielo parcialmente nublado.
19	2671	3,70	Ventana	Superficie	
20	14367	0,70	Ventana	Nube	Detección de nubes. Se usa durante el día con los canales de 4,0 y 11 μm para determinar zonas claras sin nubes.

Las características y el propósito con el que fueron diseñados los diferentes canales del HIRS-2 aparecen reflejados detalladamente en la Tabla 5, tomada de tablas similares presentadas por Smith et al. (1979) y Werbowetzki (1981).

El MSU es el sucesor del SCAMS (Scanning Microwave Spectrometer) montado en el NIMBUS-6, el cual a su vez fue el descendiente del NIMBUS-5 Microwave Spectrometer (NEMS), primer sondeador de temperatura en microondas lanzado al espacio. Se trata de un radiómetro de Dicke de 4 canales que realizan medidas en la región 5,5 mm del oxígeno (50,3 GHz, 53,74 GHz, 54,96 GHz y 57,05 GHz). El rango dinámico del MSU va desde 0 K hasta 350 K, con una temperatura equivalente de ruido de 0,3 K. La resolución espacial al nadir es de 109 km, y el ancho del barrido de 2.347,2 km (Rao et al., 1990; Colwell, 1983).

En lo que respecta al SSU, se trata de un sensor suministrado por el Instituto Meteorológico del Reino Unido y emplea una técnica de absorción selectiva para hacer las medidas en tres canales. Este sistema está basado en el SCR (Selective Chopper Radiometer) del NIMBUS-4 y en el PMR (Pressure Modulation Radiometer) del NIMBUS-6. El principal objetivo de este instrumento es obtener perfiles de temperatura de la estratosfera (25-50 Km). Utiliza la técnica de modulación de presión para medir la radiación emitida por el dióxido de carbono en la parte alta de la atmósfera terrestre. Dispone de una celda del gas dióxido de carbono en la trayectoria óptica que cambia su presión de forma cíclica a una velocidad de 40 veces por segundo. Las características espectrales de cada canal, y por lo tanto de la función de peso que lo caracteriza, vienen determinadas por la presión de la celda durante el periodo de integración. Así pues, usando tres celdas a diferentes presiones (100, 35 y 10 mb), se obtienen tres funciones de peso con picos de máxima sensibilidad a tres alturas diferentes (29, 37 y 45 km), (Rao et al., 1990; Colwell, 1983; Cornillon, 1982).

Por último, el subsistema SBUV/2 (Solar Backscattered UltraViolet) es un sensor diseñado para determinar, a escala global, tanto la concentración total como la distribución vertical de ozono en la atmósfera. Posee un monocromador de doble barrido así como un radiómetro de cobertura nubosa (CCR). En el modo de funcionamiento discreto, el monocromador mide la radiación retrodispersada por la atmósfera en doce bandas de longitudes de onda, desde 252,0 hasta 339,8 nm, con un ancho de 1,1 nm. Para calcular el ozono total se emplean las cuatro bandas de longitudes de onda más largas (312,5, 317,5, 331,2 y 339,8 nm), mientras que para calcular la distribución vertical de este compuesto atmosférico, se emplean las más cortas. Este instrumento además, mide periódicamente el flujo solar, colocando una superficie difusora delante del campo de visión del mismo, de tal forma que la luz solar se refleje hacia el interior del instrumento. Puede medir, en el modo de barrido, irradiancia solar o radiancia atmosférica de forma continua, desde 160 hasta 400 nm en incrementos de 0,148 nm.

El radiómetro de cobertura nubosa opera a 379 nm (lejos de la banda de absorción del ozono) con un ancho de banda de 3 nm. Este sistema, al igual que el anterior, posee un campo de visión (FOV) de 11,3° (Kidwell, 1995).

2.2.2.3 ARGOS

Otro de los instrumentos colocados a bordo de los satélites NOAA consiste en un sistema de localización y captura de datos de plataformas fijas o móviles. Ha sido desarrollado por el Centre National D'Etudes Spatiales (CNES) de Francia, quienes lo han denominado ARGOS. El sistema consta de tres componentes principales: a) Las plataformas terrestres, tanto fijas como móviles, las cuales generan la información que es enviada al satélite. b) El instrumento a bordo, que recoge la información de las plataformas terrestres y la reenvía. c) El centro de procesamiento, el cual adquiere la información enviada por el satélite y

la suministra a los diferentes usuarios. El centro de procesamiento se encuentra en la actualidad en Toulouse, Francia.

2.2.2.4 SEM

El monitor del medio ambiente espacial (SEM) está formado por tres instrumentos: el detector de energía total (TED), el detector de protones y electrones de energía media (MEPED) y el detector de protones y partículas alfa de alta energía (HEPAD). Con ellos es posible medir protones, partículas alfa y densidad de flujo de electrones solares, así como el espectro de energía y la disposición de energía particulada total a la altitud del satélite (Schwalb, 1978).

2.3 Bases de datos globales

Tal y como se ha comentado en el epígrafe anterior, el sensor AVHRR es uno de los más ampliamente utilizados en estudios multitemporales dada su alta cobertura espacio-temporal. En este tipo de estudios, la elaboración de una serie temporal lo suficientemente representativa, lleva asociada un largo proceso de selección, pre-procesamiento y post-procesamiento de las imágenes utilizadas en los mismos. La posibilidad de disponer de datos a escala global a los que este procesamiento y correcciones posteriores, ya han sido aplicadas, constituye una ventaja incuestionable. Tal es el caso de los proyectos Global Land 1-km AVHRR Project y de la base de datos Pathfinder AVHRR Land (PAL), del Proyecto Pathfinder. Ambos se han convertido, en los últimos años, en una importante fuente de información a escala global en lo que a estudios sobre la superficie terrestre se refiere. En particular los datos PAL comprenden una de las series con mayor cobertura temporal (20 años).

La disponibilidad de estos datos para el área objeto de análisis en esta Memoria, esto es la Isla de la Española, ha hecho que se hayan seleccionado estas dos fuentes de información como piedra angular de nuestro desarrollo y posterior aplicación en el estudio de la deforestación de esta isla caribeña.

A continuación pasamos a describir, en líneas generales, las características de cada uno de estos proyectos, así como los datos que proveen, procesamiento aplicado a los mismos, formato de almacenamiento, etc.

2.3.1 El proyecto *Global Land 1-km AVHRR Project*

El proyecto *Global Land 1-km AVHRR Project* (GL1-kmAP) (Eindenshink y Faunden, 1994) es un programa de colaboración a nivel mundial que ha involucrado a múltiples administraciones, entre las que están: la NASA y el United States Geological Survey (USGS), americanos; la Agencia europea del espacio (ESA), el Commonwealth Scientific and Industrial Organisation (CSIRO) de Australia y el Satellite Meteorological Center (SMC) de China.

Representa un esfuerzo de cooperación internacional para adquirir, archivar, procesar y distribuir los datos del sensor AVHRR con una cobertura global de la superficie terrestre. En él se ha utilizado la información adquirida diariamente desde 29 estaciones receptoras repartidas a lo largo de todo el globo (tabla 6), con fecha de comienzo fijada en el 1 de Abril de 1992. Aunque en su fase inicial el proyecto sólo incluyó datos hasta el 13 de Septiembre de 1994 (más de 45.000 imágenes procesadas), con posterioridad el estudio se amplió también a los años 1995 y 1996, concretamente hasta el 30 de Septiembre de 1996. Problemas de financiación posteriores, han hecho que de momento el proyecto haya sido paralizado, al menos en su fase de emisión de los productos finales a

disposición de la comunidad científica, aunque se confía en que su periodo de vigencia pueda ser ampliado.

Tabla 6. Listado de estaciones receptoras HRPT (High Resolution Picture Transmisión) participantes en el proyecto, incluyendo su localización geográfica.

País	Estación receptora	Localización
Alemania	Oberpfaffenhofen	48° 00' N 11° 09' E
Antártida	Casey	66° 17' S 110° 32' E
Antártida	Terranova Bay	74° 25' S 164° 04' E
Arabia Saudí	Dhahran	26° 13' N 50° 00' E
Arabia Saudí	Jeddah	21° 30' N 39° 15' E
Argentina	Buenos Aires	34° 24' S 58° 18' W
Australia	Darwin	12° 23' S 130° 44' E
Australia	Holbart (Tasmania)	42° 48' S 147° 18' E
Australia	Perth	32° 06' S 115° 53' E
Australia	Townsville	19° 18' S 116° 48' E
Brasil	Cachoeira Paulista	22° 45' S 45° 00' W
Canadá	Prince Albert	53° 12' S 105° 55' W
China	Beijing	40° 00' N 115° 00' E
China	Urumqi	45° 00' N 85° 00' E
China	Guanzhou	25° 00' N 115° 00' E
Egipto	Cairo	30° 00' N 31° 14' E
España	Maspalomas (Islas Canarias)	27° 46' N 15° 38' W
Estados Unidos	Baton Rouge (Lousiana)	30° 24' N 91° 10' W
Estados Unidos	Sioux Falls (South Dakota)	43° 44' N 96° 37' W
Estados Unidos	Wallops Islands (Virginia)	37° 52' N 75° 27' W
Filipinas	Manila	14° 23' N 121° 02' E
Francia	La Reunion	20° 52' S 55° 28' E
Italia	Scanzano	37° 54' N 13° 21' E
Japón	Tokio University	36° 00' N 140° 00' E
Kenia	Nairobi	01° 15' S 36° 45' E
Mongolia	Ulaan Baatar	48° 00' N 107° 00' E
Nigeria	Niamey	13° 32' N 02° 05' E
Noruega	Tromsoe	69° 39' N 18° 56' E
Sudáfrica	Hartebeesthoek	25° 53' S 27° 42' E

El conjunto de datos tomados como punto de partida del proyecto, lo constituyen los 5 canales del sensor AVHRR a bordo de los satélites NOAA., generándose imágenes a escala global de cada uno de estos canales. Las correcciones radiométricas, atmosféricas y demás operaciones aplicadas a las escenas originales han sido llevadas a cabo de acuerdo a estándares internacionales según las directrices del Internacional *Geosphere Biosphere Program* (IGBP), NASA, y de un amplio abanico de expertos de todo el mundo que han colaborado en la obtención de un producto final de gran calidad. La disponibilidad de los datos brutos a nivel global es particularmente importante ya que existen áreas del globo en las que no se dispone de estaciones HRPT, con lo que los datos en tiempo diferido, proporcionados por NOAA, son la única posibilidad de obtener información de estas áreas.

Tabla 7. Descripción de las banda incluidas en las composiciones multitemporales de 10 días realizadas en el marco del proyecto *Global Land 1-km.AVHRR Project*.

Banda	Descripción	Nivel digit	Rango Geofísico	Scale	Offset
1	Canal 1: reflectividad (%)	10 bits	0 - 100	10	10
2	Canal 2: reflectividad (%)	10 bits	0 - 100	10	10
3	Canal 3: Temp. Brillo (%)	10 bits	160 - 340	5,602	-886,32
4	Canal 4: Temp. Brillo (%)	10 bits	160 - 340	5,602	-886,32
5	Canal 5: Temp. Brillo (%)	10 bits	160 - 340	5,602	-886,32
6	NDVI	8 bits	[-1, +1]	100	110
7	Ángulo cenital del satélite	8 bits	0-180	1	100
8	Angulo cenital solar	8 bits	0-180	1	10
9	Azimut relativo	8 bits	0-360	1	190
10	Fecha escogida	8 bits	1-365	1	10

Además y como parte fundamental del proyecto, orientada a estudios sobre dinámica de la cobertura vegetal, se han creado productos finales en forma de composiciones multitemporales, de manera que cada imagen compuesta consta de 10 bandas según el esquema señalado en la tabla 7. Dichas composiciones han sido generadas a partir de datos de fechas individuales a las que se aplicó un esquema de procesamiento basado en correcciones radiométricas, geométricas y atmosféricas, a las que siguió el método de composición basado en el máximo valor de NDVI. Como resultado, el usuario final, interesado únicamente en la evaluación de las condiciones de la vegetación, estimación de parámetros biofísicos, determinación de las características de la superficie así como detección de cambios en la misma, etc., se ve liberado de la dura tarea de preprocesado de las imágenes.

Las bandas correspondientes a cada composición son accesibles de forma individual, vía FTP, a través del EROS Data Center, previa selección del periodo y banda requerida. Es importante tener en cuenta que los valores digitales almacenados en ellas, están escalados a un cierto rango, de manera que para recuperar el valor geofísico representativo de ese píxel habría que aplicar, con los valores de offset y scale apropiados para cada magnitud (tabla 1), la siguiente expresión:

$$\text{Valor_geofísico} = (\text{Valor_almacenado} - \text{offset})/\text{scale}$$

A continuación realizamos una breve descripción de los pasos seguidos hasta la obtención del producto final.

2.3.1.1 Calibración radiométrica.

La calibración radiométrica de los canales 1 y 2 del sensor AVHRR resulta ser especialmente complicada, dado que a menudo no se dispone de datos fiables

de calibración previos al lanzamiento, o de calibración en vuelo. La degradación del sensor AVHRR una vez puesto en órbita ha sido ampliamente referenciada (Rao, 1987; Price, 1987; Holben et al., 1990). Así se ha consensuado como método de calibración óptimo el propuesto por Teillet y Holben (1994).

En lo que se refiere a los canales térmicos, esto es, los canales 3, 4 y 5, los coeficientes de calibración son determinados a bordo del satélite, utilizando como referencias un cuerpo negro y el espacio profundo.

Finalmente una vez calibrados, las cuentas digitales se convierten en radiancias almacenadas como un número entero de 10 bits.

2.3.1.2 Corrección atmosférica.

La influencia de la atmósfera, fundamentalmente el vapor de agua, aerosoles, Ozono y dispersión Rayleigh, en los valores medidos en los canales 1 y 2, y por consiguiente en el NDVI, puede ser significativa. Las correcciones para Ozono y dispersión Rayleigh fueron efectuadas según el procedimiento descrito por (Teillet, 1991). Las correcciones debidas al vapor de agua y aerosoles no fueron tenidas en cuenta debido a la gran variabilidad que estos dos parámetros tienen a nivel mundial y a la falta de acuerdo sobre un método válido para datos globales.

2.3.1.3 Calculo del NDVI

El Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) se obtiene, como su propio nombre indica, como la diferencia normalizada de los canales 1 y 2 del sensor AVHRR ($ch2 - ch1 / ch2 + ch1$). Sus valores oscilan en el intervalo -1, +1, donde valores creciente mayores que 0 denotan aumento de la vegetación y

valores negativos son representativos de agua o nieve, y superficies sin vegetación.

El NDVI es almacenado en un byte (8-bits) para minimizar el volumen de datos, si bien un sencillo cálculo a partir de los datos disponibles de los canales 1 y 2, puede permitirnos obtenerlo con 10-bits de precisión. Una descripción más detallada de este índice y sus aplicaciones, se da en el capítulo 3 de esta Memoria.

2.3.1.4 Corrección Geométrica.

La corrección geométrica de una imagen, es particularmente importante cuando se trata de hacer composiciones multitemporales. Como se ha explicado al principio de este capítulo, requiere una precisa elección de puntos de control (p ej: líneas de costa, lagos, ríos, etc.) sobre el terreno, que permita una transformación de los puntos de la imagen a una proyección adecuada de la superficie terrestre.

En este caso se ha elegido como proyección más adecuada para los datos, la proyección *Interrupted Goode Homolosine*, también conocida como proyección homológica o de "trazado uniforme". Se trata de un mapa de proyección pseudo-cilíndrica de igual área, que a la vez es interrumpido para reducir la distorsión en las grandes masas de tierra. En ella se combinan las proyecciones Molweide (latitudes altas) y Sinusoidal (latitudes bajas), de manera que evita las zonas en las que se produce mayor deformación en cada una de ellas por separado. Debido al creciente énfasis en el seguimiento global y a la necesidad de mejorar en el procesado de datos globales, a este tipo de proyección se le ha encontrado una gran utilidad.

2.3.1.5. Composiciones multitemporales

El primer factor a tener en cuenta en una composición multitemporal es el número de días que abarca la misma. Habitualmente, en estudios de vegetación se suelen usar composiciones de 7, 10, 14 ó 30 días. Cuanto mayor es el intervalo temporal, mayor es la probabilidad también de que el valor escogido tenga una mínima contaminación por nubes. Ahora bien, un alargamiento excesivo del periodo de composición puede hacer perder resolución en el análisis de la dinámica de cambio de la cubierta vegetal. Así, como periodo optimo, se escogieron composiciones de 10 días, es decir 3 por mes. Esto permite la realización a posteriori, por parte del usuario final, de composiciones de 30 días, periodo este muy utilizado en estudios agronómicos y sobre características biofísicas del terreno.

El método de composición recomendado es el de máximo valor de NDVI para cada periodo de 10 días. El hecho de retener el valor máximo de NDVI, reduce, como se ha comentado, la contaminación por nubes en los datos, además de seleccionar los píxeles más próximos al nadir (Holben, 1986).

Las restantes bandas del producto final, mostradas en la tabla 7, retienen para cada imagen compuesta los valores asociados a la fecha de máximo NDVI, para los canales 1-5 del sensor AVHRR, así como los datos angulares de la geometría de observación del satélite y la fecha seleccionada.

2.3.2 NOAA/NASA Pathfinder AVHRR Land (PAL).

La base de datos de satélite Pathfinder AVHRR Land (PAL), es la de mayor importancia en el seguimiento de la dinámica de la vegetación a escala continental, global o incluso regional, si bien en este último caso, su escasa resolución espacial (8 km), puede limitar en ocasiones su validez. Comprende

datos desde el año 1982 hasta la actualidad (20 años), permitiendo realizar estudios temporales que de otra manera serían impracticables.

Al igual que en el caso de los datos del proyecto anterior, el proyecto Pathfinder requirió que la comunidad científica internacional llegase a un consenso sobre los estándares a aplicar sobre los mismos. Se trata, en este caso, de datos brutos constituidos por escenas GAC (Global Area Coverage), con una resolución de 8 km. La *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) americana, ha sido la encargada de suministrar las imágenes, mientras que el procesado, control y distribución de los productos obtenidos, a correspondido a la NASA.

Básicamente existen tres tipos de datos PAL:

a) Diarios con cobertura global, conteniendo el NDVI de la superficie terrestre y la información de los distintos canales AVHRR.

b) Composiciones de NDVI de 10 días, con cobertura global a 8km.

c) Composición de 10 días del NDVI (0,5-1° de resolución), únicamente para estudios climáticos.

Estos son accesibles, vía FTP, a través del EROS Data Center (EDC), previa selección de las fechas y bandas que se desea descargar. En la tabla 8 se muestra un listado de las 12 bandas disponibles (más 3 auxiliares), tanto en el formato diario como en el de composición temporal de 10 días, así como el rango de valores geofísicos válidos para esas variables y el nivel de digitalización de las mismas. Las columnas de offset y gain (ganancia), permiten obtener a partir del valor escalado o valor almacenado en los ficheros, el valor geofísico correspondiente a los píxeles de las imágenes. El mismo se obtiene mediante la siguiente expresión:

$$\text{Valor_geofísico} = (\text{valor_escalado} - \text{offset}) * \text{gain}$$

Tabla 8. Información incluida en los productos Pathfinder AVHRR Land (PAL). Las bandas 2 y 3 son valores numéricos que marcan los píxeles de acuerdo a los test de filtrado de nubes y control de calidad respectivamente.

Banda	Descripción	Nivel digit.	Rango Geofísico	Offset	Gain
1	NDVI	8 bit	-1 a +1	128	0.008
2	Flag CLAVR	8 bit	n/a	n/a	n/a
3	Flag QC	8 bit	n/a	n/a	n/a
4	Angulo de barrido (rad)	16 bit	±54°	n/a	n/a
5	Ang solar cenital (rad)	16 bit	0-90°	n/a	n/a
6	Ang relativo azimut (rad)	16 bit	0-360°	n/a	n/a
7	Canal 1: reflectividad	16 bit	0-100%	10	0,02
8	Canal 2: reflectividad	16 bit	0-100%	10	0,02
9	Canal 3: Temp. Brillo	16 bit	160-340 K	-31990	0,05
10	Canal 4: Temp. Brillo	16 bit	160-340 K	-31990	0,05
11	Canal 5: Temp. Brillo	16 bit	160-340 K	-31990	0,05
12	Día del año	16 bit	1-366,23	n/a	n/a
Aux	Latitud	16 bit	-90 a 90°	9010	,01
Aux	Longitud	16 bit	-180 a 180°	18010	0,01
Aux	Elevación	16 bit	-15000-10000	15010	1

Los pasos seguidos en el tratamiento de los datos brutos, para obtener el producto final, son muy similares a los realizados en los análogos del proyecto GL1-kmAP, esto es, calibración radiométrica, corrección atmosférica, corrección geométrica (Proyección Goode Homolosine), cálculo del NDVI según el criterio de máximo NDVI, etc. Bien es cierto que en algunos de estos apartados las

correcciones aplicadas difieren ligeramente de las realizadas en aquel caso, dada la distinta naturaleza de las imágenes. Una consulta mas detallada de los procedimientos desarrollados puede ser realizada en (Smith, 1997; Ziskin, 1995). No obstante, describiremos a continuación de forma somera, los detalles más relevantes de este procesado.

2.3.2.1 Calibración radiométrica

Los canales 1 y 2 se calibran utilizando una corrección dependiente del tiempo, la cual tiene en cuenta la degradación del sensor y la intercalibración entre satélites. Los canales 4 y 5 se calibran utilizando una función no lineal basada en blancos de calibración internos (ITC), variaciones de temperatura del cuerpo negro (baseplate), curvas de respuesta dependientes de los instrumentos, además de ganancias y offsets, que suministra NOAA. El canal 3 por su parte, se calibra usando las ganancias y offsets de los registros de datos GAC.

2.3.2.2 Corrección atmosférica

Los cuatro factores atmosféricos principales que afectan a los canales 1 y 2 del sensor AVHRR, son: el vapor de agua, el ozono, la dispersión molecular (Rayleigh) y los aerosoles. Aunque el efecto corrector de Scattering Rayleigh puede ser determinado con cierta garantía, combinando datos del sensor Nimbus 7-TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) y modelos digitales de elevación del terreno (ETOPO-5), no ocurre lo mismo con los efectos del vapor de agua y de los aerosoles. Debido a la dificultad de encontrar un conjunto de datos auxiliares de H₂O y aerosoles a la hora de paso del satélite y a la falta de experiencia en la aplicación conjunta de estas correcciones a escala global, el grupo de trabajo del proyecto Pathfinder, decidió que los datos finales sólo fuesen corregidos de Scattering Rayleigh y de la absorción del ozono en los canales 1 y

2. No obstante, la técnica de composición temporal permite, en cierta forma eliminar el efecto atmosférico, al tomar para un periodo de 10 días, aquel valor del píxel que contiene el valor más alto de NDVI.

2.3.2.3 Test de filtrado de nubes.

El algoritmo utilizado se denomina Clouds From AVHRR Flags (CLAVR). El filtrado de nubes utiliza los cinco canales AVHRR para conformar varios test, usando umbrales obtenidos de muestras de datos, sobre una variedad de superficies, incluyendo desiertos y campos de hielo. Todas las pruebas se realizan sobre una matriz de píxeles de tamaño 2 x 2. Si todos los píxeles de la matriz pasan todos los test de nubes, cada píxel se marca con un “flag” que indica “libre de nubes”. La matriz se marca como “mezcla”, si de 1 a 3 píxeles no pasa el test de nubes, y los píxeles se consideran “nubosos” si ninguno de los 4 píxeles pasa los test. Algunos de los test se usan, de hecho, para restaurar aquellos píxeles que falsamente son identificados como nubosos, dado que el algoritmo CLAVR resulta ser muy conservativo en la identificación de los píxeles “limpios de nubes”.

2.3.2.4 Composiciones multitemporales

Los datos Pathfinder se encuentran disponibles en composiciones para periodos de 10 días, de manera que cada mes se realizan tres composiciones que abarcan los días 1-10, 11-20, y una última con los restantes días del mes en cuestión. El método de composición consiste en la selección para cada píxel de la imagen final del máximo valor de NDVI para esa localización, durante el periodo de composición. Los valores de mayor NDVI, tienden a representar una menor contaminación por efectos atmosféricos: aerosoles y nubes (Holben, 1986), por lo que en muchos casos a este tipo de composición también se la conoce como “composición libre de nubes”. Sin embargo, se ha demostrado que la simple

composición con el máximo de NDVI como criterio, puede resultar en una inclinación del ángulo de barrido debido a efectos bidireccionales, de forma que los datos con ángulos de barrido mayores de 42° no se utilizan en las composiciones temporales, aunque si son guardados en las imágenes diarias.

Índices de Vegetación y Temperatura de la Superficie

Una de las herramientas más usadas en estudios de dinámica forestal, son los índices de vegetación obtenidos desde satélite. Así, comenzaremos describiendo el concepto de índices de vegetación, tipos y aplicaciones fundamentales de los mismos. En particular nos centraremos en la descripción del Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) por ser el utilizado en el presente trabajo.

Como parámetro modulador del intercambio energético entre el sistema tierra-atmósfera, la temperatura del terreno (LST) puede desempeñar un papel importante en el seguimiento del avance de la desertificación. La estimación de la temperatura mediante datos de satélite es el objeto de la segunda parte de este capítulo. Para ello es necesario corregir las temperaturas obtenidas en los canales térmicos por métodos del tipo split-window, de manera que evitemos el efecto perturbador de la atmósfera y de la desviación del comportamiento de cuerpo negro de las superficies naturales. Realizaremos, por tanto una descripción del método teórico, al que finalmente realizaremos modificaciones, para proponer un algoritmo regional optimizado para la zona del Caribe en la que se encuentra la isla de la Española.

3.1 Los índices de vegetación.

Los índices de vegetación, inicialmente propuestos con objeto de realizar el seguimiento de los recursos agrícolas (Perry et al.,1984), han extendido su rango de aplicación a otras áreas medioambientales (estudios biológicos, geológicos, etc). Se construyen como funciones de las reflectividades a distintas longitudes de onda, de manera que dada la diferente respuesta espectral de las superficies naturales, permiten dar información sobre la vegetación, atenuando la contribución del suelo, la iluminación, la atmósfera, así como la influencia de factores meteorológicos como las nubes y el viento, en los valores medidos por el satélite. Podríamos citar, entre otras ventajas respecto de las bandas espectrales individuales, su mayor correlación con parámetros agronómicos como el índice de superficie foliar (Leaf Area Index ó LAI) y la biomasa, utilización en modelos de predicción de rendimiento de un cultivo (Gilbert y Meliá, 1990), etc.

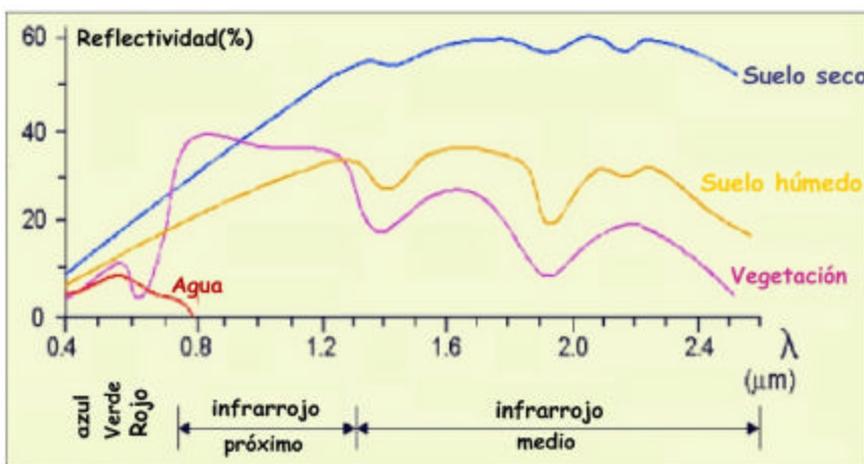


Figura1. Curva de reflectividades de 4 tipos de superficies naturales.

Para entender la definición de los índices de vegetación, es necesario conocer en primer lugar, las características espectrales de la vegetación (Figura 1). En este gráfico, puede observarse como la vegetación presenta una baja reflectividad en el visible (400-700 nm.), dada la alta absorción que tiene lugar en las hojas (clorofila, xantofila, etc.). En el infrarrojo próximo (700-1300 nm.), presenta una alta reflectividad y una baja absorción. Y finalmente en la zona del infrarrojo medio (1300-2500 nm.) volvemos a tener una baja reflectividad aunque superior a la del visible.

Los primeros índices de vegetación fueron propuestos a principios de los años 70, a partir de 4 bandas espectrales del sensor Landsat-MSS (bandas 4, 5, 6 y 7). Posteriormente su uso se extendió a otros sensores como el Landsat-TM y el NOAA-AVHRR, pero en todos los casos la característica común la constituye la utilización de relaciones entre bandas espectrales del visible y del infrarrojo próximo o del infrarrojo medio. Más concretamente, si lo que se desea es mostrar la vegetación en tonos más brillantes, y con un gran contraste respecto del suelo, lo usual es utilizar relaciones entre una banda centrada en el infrarrojo medio, donde la vegetación tiene una alta reflectividad frente a una del visible, preferiblemente centrada en el rojo (650nm), donde podríamos situar el mínimo de reflectividad.

3.1.1 Tipos de índices de vegetación

Kauth y Thomas (1976) definieron, inicialmente para datos MSS, lo que se denomina línea del suelo como una hipotética línea en el espacio de fases, que se ajusta a la variación espectral de los suelos desnudos encontrados en una imagen (figura 2). Esta línea sería algo así como la línea de vegetación cero. Durante largo tiempo se ha considerado que esta línea de suelo abarca un amplio intervalo de tipos de suelo y condiciones bajo las que se encuentran los mismos, y de alguna manera podría ser considerada como una línea universal (Huete et al,

1984). Sin embargo estudios más recientes (Vegindex, 1998), muestran la importancia de tener en cuenta que esta línea puede ser distinta para diferentes zonas y para diferentes fechas de adquisición de la imagen correspondientes a la misma zona, lo cual ha dado lugar a nuevas reformulaciones de los índices de vegetación. De todos modos, podemos hablar de una clasificación de tipos de índices de vegetación en base a este concepto, en:

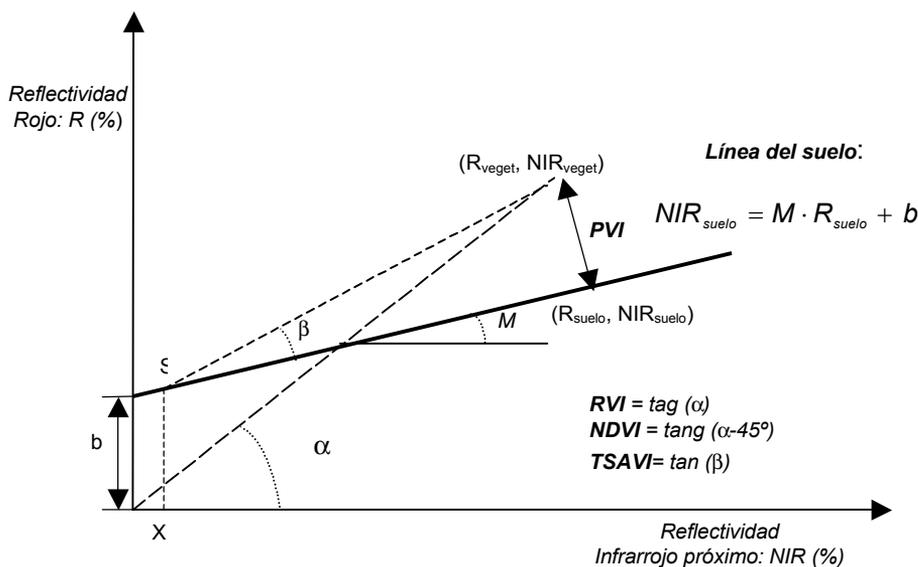


Figura 2. Representación de la línea de suelo en el espacio de fases R-NIR.

- a) Aquellos que consideran que las líneas de vegetación convergen en un único punto. Son los índices de tipo “ratio”, que miden la pendiente de la línea formada entre ese punto de convergencia y el valor en el rojo e infrarrojo próximo, para ese píxel. Entre ellos podríamos citar: SAVI, MSAVI, RVI, NDVI, etc.

- b) Aquellos índices en los que las líneas representativas de cada tipo de vegetación, permanecen paralelas a la línea de suelo. Estos son los llamados índices perpendiculares, en los que lo que se representa es la distancia perpendicular de la línea del suelo a el valor del píxel de la imagen en el espacio de fases bidimensional. Aquí estarían englobados el WdVI, DVI, PVI, etc.

Realizaremos a continuación un breve resumen de los principales índices de vegetación surgidos hasta la fecha, destacando los aspectos distintivos de cada uno de ellos, así como su marco de aplicación.

1) *RVI (Ratio Vegetation Index)*

$$RVI = \frac{nir}{r} \quad (3.1)$$

Fue el primer índice de vegetación en ser diseñado (Jordan, 1969). Se trataba simplemente de un cociente entre los valores de las bandas del infrarrojo próximo y el rojo. De esta manera, los suelos desnudos tendrán valores asociados en torno a 1 y la vegetación densa, valores mayores que 20. Su rango es de cero a infinito, las líneas de isovegetación, así como la línea del suelo convergen en el origen del espacio de fases, teniendo esta última una pendiente igual a la unidad.

2) *NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)*

$$NDVI = \frac{nir - r}{nir + r} \quad (3.2)$$

Inicialmente propuesto por Krigler, et al. (1969), suele ser adscrito a Rouse et al (1974). Es un cociente también de tipo Ratio, que como su

nombre indica, se corresponde con la diferencia normalizada de los valores en el rojo e infrarrojo próximo (canales 1 y 2 respectivamente, para el sensor NOAA-AVHRR). Toma valores entre -1 y +1, de manera que los valores negativos indican superficies sin vegetación, tales como, agua, nieve o nubes, y valores positivos crecientes indican vegetación creciente. Al suelo desnudo le corresponderían valores en el intervalo 0-0,2 mientras que la vegetación estaría en el rango 0,2-0,8. Es este el índice más comúnmente utilizado en aplicaciones agronómicas, dinámica de cambio de la cobertura vegetal, seguimiento de la desertificación, etc. La línea de suelo al igual que en el RVI atraviesa el origen.

3) *PVI (Perpendicular Vegetation Index)*

$$PVI = \frac{nir - M \cdot r - Q}{\sqrt{M^2 + 1}} \quad (3.3)$$

Descrito por Richardson y Wiegand (1977), relaciona la distancia perpendicular desde el punto representativo de un píxel en el espacio de fases hasta la línea del suelo, con la cubierta vegetal. Esto significa que las líneas de iso-vegetación (representativa de vegetación del mismo tipo), serían todas paralelas a la línea del suelo.

4) *DVI (Difference Vegetation Index)*

$$DVI = nir - r \quad (3.4)$$

Es una generalización del *PVI*, enunciado por Richardson y Everitt (1992), aunque ya referenciado por Lillesand y Kiefer (1987), simplemente como *VI* (Vegetation Index). Es por tanto un índice de tipo perpendicular con rango infinito y en el que la línea de suelo tiene una pendiente arbitraria y atraviesa el origen.

5) *IPVI (Infrared Percentage Vegetation Index).*

$$IPVI = \frac{NDVI + 1}{2} \quad (3.5)$$

Crippen (1990) encontró que en la formulación del NDVI la resta que aparecía en el numerador era irrelevante, proponiendo una alternativa como el IPVI en el que desaparecen los valores negativos, estando sus valores entre 0 y 1. En este caso la línea de suelo tiene una pendiente de 1 y pasa a través del origen.

6) *WDVI (Weighted Difference Vegetation Index).*

$$WDVI = nir - M \cdot r \quad (3.6)$$

Enunciado por Clevers (1988) es una versión más simple del PVI, con un rango de variación infinito. El parámetro “M” que aparece en su expresión, es la pendiente de la línea de suelo.

7) *SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index).*

$$SAVI = \frac{nir - r}{nir + r + L} (1 + L) \quad (3.7a)$$

Este índice fue sugerido por Huete (1988). Es una especie de híbrido entre los índices de tipo ratio y los de tipo perpendicular. Huete mostró la evidencia de que las líneas de iso-vegetación no convergían en un mismo punto, introduciendo un factor L, determinado por prueba y error, que varía entre cero e infinito, tomando un valor según la densidad de vegetación. Este índice es probablemente uno de los que cuenta con una base teórica más firme de todos los definidos. Su principal ventaja es

la de minimizar la influencia del suelo. Como contrapartida se puede producir una pérdida en el rango dinámico del índice, de manera que pierde sensibilidad para detectar cambios en la vegetación cuando el porcentaje de cubierta vegetal es bajo.

8) *TSAVI (Transformed Soil Adjusted Vegetation Index)*

$$TSAVI = \frac{B \cdot (nir - B \cdot r - Q)}{r + B \cdot nir - Q \cdot M + X(1 + M^2)} \quad (3.7b)$$

Este índice fue desarrollado por Baret y Guyot (1991). En su expresión, las letras *Q* y *B* representan, respectivamente, la pendiente y la ordenada en el origen de la recta correspondiente a la línea del suelo. *X* es un parámetro a determinar para cada tipo de cultivo, que permite minimizar, aún mas, la influencia del suelo (en promedio $X = 0,08$).

9) *MSAVI (Modified Soil Adjusted Vegetation Index)*

$$MSAVI = \frac{2 \cdot nir + 1 - \sqrt{[(2 \cdot nir + 1)^2 - 8(nir - r)]}}{2} \quad (3.8)$$

Fue desarrollado por Qi et al. (1994), de manera que el factor *L*, correspondiente al ajuste del suelo es variable y depende de la cobertura vegetal. Esta constituye una pequeña limitación puesto que, si bien ese factor de corrección se obtiene en función del *NDVI* y *WDVI*, es precisamente la proporción de cobertura vegetal lo que se pretende determinar con el *MSAVI*. Si principal ventaja estriba en minimizar el efecto del suelo desnudo respecto de lo obtenido con el *SAVI*.

10) *ARVI (Atmospherically resistant vegetation index)*

Propuesto por y Kaufman y Tanré (1992), es un índice que, como su nombre indica, lleva incluida una corrección atmosférica. Se basa en una modificación del *NDVI* en la que se reemplaza el valor de reflectividad en el rojo por una expresión que incluye una banda centrada en el azul. Una sustitución similar en la expresión del *SAVI* da lugar al *SARVI*. La posibilidad de obtener una corrección atmosférica es realmente importante en situaciones con alto contenido de vapor de agua, si bien la complejidad de estas correcciones, hace que este tipo de índices estén todavía en periodo de desarrollo.

11) *GEMI (Global Environmental Monitoring Index)*.

$$GEMI = \frac{[x \cdot (1 - 0,25 \cdot x) - (R - 0,125)]x}{(1 - r)} \quad (3.9)$$

Desarrollado por Pinty y Verstraete (1991), se basa en la minimización del efecto atmosférico, realizando una combinación no lineal de bandas espectrales. Si bien, en algunos casos ha demostrado ser superior a otros índices en cuanto a la corrección atmosférica, su bondad y aplicabilidad real todavía están bajo estudio (Leprieur et al, 1999).

Además de los índices ya comentados, habría que mencionar también los basados en derivadas de espectros continuos, desarrollados para datos de sensores multiespectrales (Elvidge y Chen, 1994). En ellos, se trata de aplicar derivadas sucesivas sobre la curva de reflectividad. El cálculo de la primera derivada, permite por ejemplo, determinar puntos de inflexión tales como el llamado límite rojo (red edge), situado entre 680 y 760 nm, en el que podemos obtener información sobre algún tipo de estrés en la hoja, y su extrapolación al cultivo. Por su parte, la derivada segunda apenas se ve afectada por la

reflectividad del suelo, de manera que aplicada sobre un cultivo, resulta ser un buen índice de vegetación dado que sólo da información relacionada con la misma. El aumento de la resolución espectral permite una mejora sustancial en la adquisición de información de utilidad agronómica a partir de estos índices (Zarco-Tejada, 2000).

En la tabla 1 se muestra, a modo de resumen, las expresiones de los índices de vegetación más referenciados. En total se han descrito del orden de 70 tipos de índices de vegetación diferentes, de los cuales los más importantes son los citados anteriormente. Quizás los más ampliamente utilizados hayan sido el PVI, NDVI y SAVI. En el caso del primero, su respuesta a la dinámica de la vegetación es más precisa que en los restantes, cuando la cobertura vegetal es escasa, además de su relativa facilidad de manejo y de identificación de la línea de suelo. Con respecto al SAVI cabría destacar que para bajo porcentaje de cubierta vegetal (< 15%), es el que mejor permite distinguir la vegetación de la respuesta espectral del suelo, si bien un incorrecto ajuste del factor de corrección L (normalmente $L = 0,5$), limita su validez en ciertas situaciones.

Mención especial requiere el NDVI. Aunque su capacidad de discriminación no es óptima para vegetación muy dispersa, es sin duda el índice que siempre es referenciado cuando se habla de estudios de vegetación. Su simplicidad matemática, y la alta representatividad que sus valores tienen respecto de la cobertura vegetal, han hecho que sea adoptado como estándar en estudios de vegetación. Su correlación con diferentes parámetros tales como patrones de lluvia (Hernández et al, 1996), cantidad de biomasa, temperatura del terreno, evapotranspiración, etc., permiten su utilización entre otras, en la realización de inventarios de cultivos y predicción del rendimiento de una cosecha (Gilbert y Melia, 1990), identificación de diferentes usos del suelo, distinguiendo zonas desérticas de zonas húmedas (Townshend and Justice, 1986), etc.

Tabla1. Índices de vegetación más referenciados en la literatura.

INDICE DE VEGETACIÓN	AUTOR	DEFINICIÓN
RVI	Jordan (1969)	$RVI = \frac{nir}{r}$
NDVI	Rouse et al (1974)	$NDVI = \frac{nir - r}{nir + r}$
PVI	Richardson y Wiegand (1977)	$PVI = \frac{nir - M \cdot r - Q}{\sqrt{M^2 + 1}}$
DVI	Richardson Everit (1992)	$DVI = nir - r$
IPVI	Crippen (1990)	$IPVI = \frac{NDVI + 1}{2}$
WDVI	Clevers (1988)	$WDVI = nir - M \cdot r$
SAVI	Huete (1988)	$SAVI = \frac{nir - r}{nir + r + L} (1 + L)$
TSAVI	Baret y Guyot (1991)	$TSAVI = \frac{B \cdot (nir - B \cdot r - Q)}{r + B \cdot nir - Q \cdot M + X(1 + M^2)}$
MSAVI	Qi et al. (1994)	$MSAVI = \frac{2 \cdot nir + 1 - \sqrt{[(2 \cdot nir + 1)^2 - 8(nir - r)]}}{2}$
GEMI	Pinty y Verstraete (1991)	$GEMI = \frac{[x \cdot (1 - 0,25 \cdot x) - (R - 0,125)]x}{(1 - r)}$

nir : valor de reflectividad en el infrarrojo próximo

r: valor de reflectividad en el rojo

L: Factor de ajuste del suelo ($L=0,5$; Huete, 1998)

M: pendiente de la línea de suelo

Q: ordenada en el origen de la recta del suelo

$$x = \frac{[2(nir^2 - r^2) + 1,5nir + 0,5r]}{(nir + r + 0,5)}$$

La aplicación del NDVI a escala global en múltiples proyectos (VEMAP: Vegetation Ecosystem Modelling Análisis Project (Melillo et al., 1995), GVI: Global Vegetation Index (Gutman et al., 1995), ha permitido dar una visión mucho más clara de problemas tales como la deforestación en zonas próximas a desiertos o en aquellas áreas en las que por causas antropogénicas la densidad de cubierta vegetal ha disminuido considerablemente. Tal es el caso que nos ocupa en esta memoria, en la que desarrollamos un completo análisis de la evolución de la dinámica de la vegetación en una zona tropical, altamente degradada por la acción del hombre.

3.2 La temperatura de la superficie terrestre (LST)

La temperatura de la superficie terrestre (Land Surface Temperature o LST) es una variable medioambiental, cuyo conocimiento resulta vital para poder parametrizar el intercambio de flujos energéticos que tiene lugar entre la superficie de la tierra y la atmósfera y, particularmente, en el estudio de los diferentes procesos químicos, físicos, geológicos y biológicos que tienen lugar en esta interface (Ottlé y Vidal Majar, 1993). Los modelos generales de circulación de la atmósfera, modelos de predicción del tiempo atmosférico, estudios sobre el cambio climático, estimación de la evapotranspiración a escala regional, estrés hídrico en los cultivos, rendimiento de cosechas, etc. son sólo una pequeña muestra de las múltiples posibilidades de aplicación de la LST.

La obtención de mapas de temperatura superficial con una amplia cobertura espacial o más aún a nivel global, sólo es posible mediante el uso de sensores remotos a bordo de plataformas espaciales (Choudhary, 1991). Ya desde principios de los años 60, con la puesta en órbita de los primeros satélites artificiales, la estimación de la temperatura de la superficie terrestre se convirtió en objeto de numerosos estudios, originalmente orientados a la superficie del mar (Sea Surface Temperature o SST) y con posterioridad extendidos al cálculo de la LST. En particular, son los satélites NOAA (inicialmente denominados TIROS) y, concretamente, el sensor Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) los que dada su alta resolución espacio-temporal, han sido más utilizados en este sentido.

La creciente disponibilidad de sensores con bandas situadas en el infrarrojo térmico como el ya mencionado AVHRR (canal 4: 10,5-11,3 μm . y canal 5: 11,5-12,5 μm .), Landsat-TM (canal 6: 10,4-12,5 μm) , y más recientemente los sensores MODIS y ASTER a bordo de la plataforma TERRA, entre otros, han hecho que la LST se haya convertido en un tema especialmente referenciado en

los estudios de teledetección de las dos últimas décadas (Price , 1983; Castagné et al., 1986; Becker, 1987; Label y Stoll, 1991; Kalluri y Dubayah, 1995; Caselles et al., 1997; Kant y Badarinath, 2000)

Entre otros, cabría destacar los dos siguientes, como los factores principales que influyen en una precisa determinación de la temperatura de la superficie:

- *Corrección atmosférica.* Habitualmente los canales o bandas espectrales en los que el sensor mide la radiancia emitida por la superficie terrestre, son escogidos dentro de una ventana atmosférica, dentro de la cual la influencia de los gases atmosféricos, quede minimizada. Aún así el efecto de los mismos y fundamentalmente del vapor de agua, CO₂ y Ozono, por absorción, emisión y dispersión de la radiación, puede ser de gran importancia en el valor finalmente medido a la altura del satélite.
- *La emisividad de la superficie.* La emisividad (ϵ) de una superficie, se define como la relación entre la emitancia $M_{\epsilon}(T)$ de dicha superficie y la emitancia de un cuerpo negro $M_{\square}^{\circ}(T)$ a la misma temperatura T . Es un parámetro físico que depende de la longitud de onda y del tipo de superficie. Posee valores cercanos a la unidad para los océanos, superficies húmedas y superficies que aparecen como oscuras, que pueden atrapar radiación de onda larga; pero puede desviarse apreciablemente de este valor dependiendo de las características del terreno. Por ejemplo, es mucho menor que la unidad (0,85-0,98) para la mayor parte de los suelos secos con bajo contenido en materia orgánica y en minerales, siendo muy próxima a la unidad para superficies vegetadas (0,95-0,99) (Salisbury y D´Aria, 1992). Si ésta es menor que la unidad, la superficie emite menos que el valor máximo posible de flujo, pero refleja también una fracción de la radiación descendente, procedente de la atmósfera, lo cual compensa en parte la menor emisión. Este hecho es

fundamental a la hora de calcular la temperatura de la superficie puesto que un porcentaje de incertidumbre en el conocimiento de la emisividad de un 1% puede llevar a errores en el cálculo de la LST de 0,6K (Rubio et al, 1998).

En el caso de la superficie del mar, el hecho de que su emisividad, sea muy próxima a la unidad, ha facilitado enormemente el desarrollo de algoritmos tanto a escala global como regional, con un considerable éxito en la determinación de la SST (Arbelo et al, 1997). Ahora bien, si la superficie bajo análisis es la superficie terrestre, la situación se complica extremadamente dada la alta variabilidad que la emisividad puede tener, debido fundamentalmente a las características radiativas de los diferentes tipos de suelos y vegetación, a la heterogeneidad en la composición de los píxeles, rugosidad del terreno, dependencias angulares mucho más complejas, etc. A esto habría que añadir el hecho de que la temperatura de la superficie terrestre puede tener fuertes oscilaciones tanto en el espacio como en el tiempo (durante el día puede variar hasta 10°C en unos pocos metros). Por tanto, resultará importante el definir la representatividad que una medida promedio o valor “efectivo”, a la escala de los píxeles registrados por los sensores térmicos, puede tener respecto de la temperatura real del terreno y sus implicaciones en los diferentes modelos de balance de energía.

Se han propuesto numerosas técnicas para la determinación de la LST, basadas en diferentes consideraciones y en su adecuación a condiciones de contorno y localizaciones geográficas concretas, si bien el método más comúnmente utilizado es el de los algoritmos denominados de split-window, del que se pueden encontrar innumerables referencias en la bibliografía (Prata et al., 1995, Pozo Vázquez et al, 1997).

No es el objeto de esta memoria el proponer una técnica novedosa, sino el dar un breve repaso a las ya existentes así como proponer un algoritmo con

coeficientes optimizados para el área del Caribe, con el objeto de ser aplicado en nuestros estudios de deforestación de la Isla de la Española. No obstante, para situarnos en el contexto, realizaremos una breve introducción teórica al concepto de medida de temperatura desde satélites, así como una revisión de las técnicas y algoritmos más relevantes propuestos hasta la fecha.

3.2.1 Corrección atmosférica en el infrarrojo-térmico

3.2.1.1 Ecuación de transferencia radiativa.

La ecuación de transferencia radiativa, inicialmente enunciada por Chandrasekhar (1960), en el entorno de problemas de astrofísica, describe como la radiación electromagnética se transmite en un medio emisor, absorbente y dispersor. (Chandrasekhar, 1969; Kondratyev, 1969; Siegel y Howell, 1981; Schanda, 1986). En nuestro caso, el medio, es la atmósfera terrestre y la radiación considerada estará ceñida al intervalo espectral definido por el infrarrojo térmico.

La resolución de la misma, requiere en la mayoría de los casos de una serie de hipótesis simplificadoras que permitan una aplicación viable. En primer lugar, consideraremos una atmósfera dividida en capas plano-paralelas, es decir, en capas homogéneas tal que la transmisividad y radiancias atmosféricas dentro de cada una de ellas sean independientes de la posición horizontal, o lo que es lo mismo, del ángulo acimutal. Como segunda hipótesis vamos a considerar una atmósfera, libre de aerosoles de manera que sólo se consideran procesos de absorción y emisión, considerándose despreciable la dispersión. A las longitudes de onda bajo estudio, habitualmente se ha considerado que éstos no causan un efecto dispersor importante siempre y cuando la visibilidad sea superior a 5 km (Mc Clatchey et al., 1971). No obstante, en ciertas situaciones y localizaciones geográficas como son las invasiones de episodios de polvo sahariano que tienen lugar en zonas como las islas Canarias, pueden suponer un problema muy

importante desempeñando un papel dominante en la modificación de la ecuación de transferencia radiativa, en forma de dispersión Raileigh o dispersión Mie (Díaz et al, 2000). Finalmente, supondremos una atmósfera en equilibrio termodinámico local, es decir, la temperatura no cambia cuando la radiación se transmite a través de la atmósfera, lo cual permite relacionar entre sí los procesos de absorción y emisión, por medio de la Ley de Kirchhoff (Liou, 1992). Dicha consideración es aceptada para capas atmosféricas situadas por debajo de 50 km de altura.

Considerando, las simplificaciones antes mencionadas, la variación que experimenta la radiancia monocromática R_λ para una longitud de onda λ , ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$), al atravesar un elemento de volumen diferencial de la atmósfera a lo largo de la dirección de propagación, s , viene dada por la ecuación de Schwarzschild, que en forma diferencial se enuncia (Kondratyev, 1969) como:

$$\frac{dR_\lambda}{ds} = r \cdot K_\lambda \cdot [-R_\lambda + B_\lambda(T)] \quad (3.10)$$

donde K_λ es el coeficiente de absorción atmosférica que depende de la temperatura, presión y concentración de los constituyentes, r es la densidad del medio, y $B_\lambda(T)$, ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$), es la función de Planck de radiación del cuerpo negro a la temperatura T que puede escribirse como:

$$B_\lambda(T) = \frac{C_1}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{\exp\left(\frac{C_2}{\lambda T}\right) - 1} \quad (3.11)$$

donde:

$$C_1 = 1,1911 \times 10^8 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-4}$$

$$C_2 = 14388 \text{ K } \mu\text{m}$$

Previo a la integración de la ecuación (3.10) es conveniente definir una nueva magnitud, fundamental en la solución de la ecuación, esto es, la transmisividad de la atmósfera terrestre que viene definida por:

$$t_I(s_1, s_2) = \exp \left[- \int_{s_1}^{s_2} r(s) \cdot k_I(s) \cdot ds \right] \quad (3.12)$$

Así, si integramos la ecuación (3.10) entre los puntos inicial, s_1 , y final, s_2 , de un elemento de volumen atmosférico diferencial, ds , se obtiene, la ecuación de transferencia radiativa en su forma integral, que nos da la radiancia final, $R_\lambda(s_2)$, a partir de la radiancia incidente, $R_I(s_1)$, en función de las propiedades radiativas de la atmósfera,

$$R_I(s_2) = R_I(s_1) \cdot t_I(s_1, s_2) + \int_{s_1}^{s_2} B_I[T(s)] \cdot \frac{t_I(s, s_2)}{s} \cdot ds \quad (3.13)$$

donde el término integral se define como el espesor óptico, $m(s_1, s_2)$, entre los puntos s_1 y s_2 :

$$m(s_1, s_2) = \int_{s_1}^{s_2} r(s) \cdot k_I(s) \cdot ds \quad (3.14)$$

El primer término de la derecha de la ecuación (3.13) hace referencia a la atenuación que sufre la radiación que atraviesa la atmósfera como consecuencia de la absorción que se produce por parte de los diferentes compuestos atmosféricos contenidos en ella. Y el segundo sumando es la contribución de la propia atmósfera a la radiancia final en forma de radiación térmica emitida por las diferentes capas de la misma.

3.2.1.2 Absorción atmosférica

Las regiones del espectro electromagnético donde los constituyentes atmosféricos tienen una transmisión más alta, permitiendo a los sensores situados a bordo de los satélites medir la radiación emergente de la atmósfera procedente de la superficie terrestre, se denominan ventanas atmosféricas.

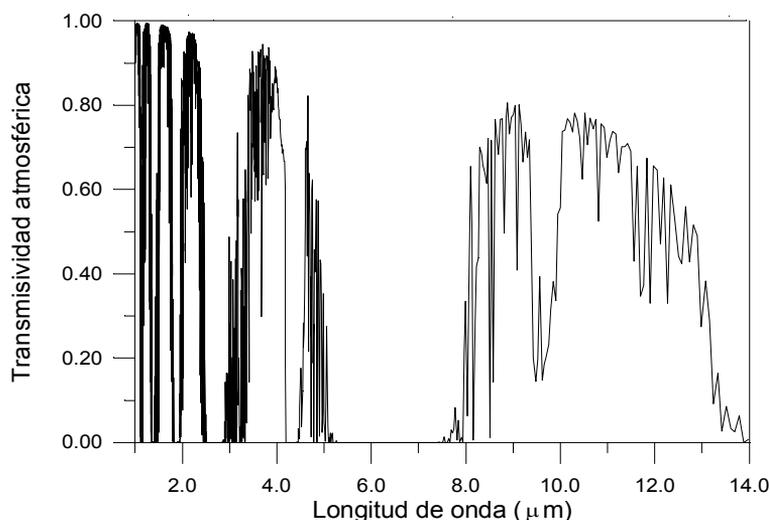


Figura 3. Transmisividad atmosférica para la atmósfera standard de latitudes medias en Verano calculada con el código de transferencia radiativa MODTRAN.

A longitudes de onda pequeñas, la atmósfera es casi opaca mientras que en el visible y algunas partes del infrarrojo-térmico, existen regiones espectrales con una gran transmisividad (Figura 3). Estas ventanas atmosféricas son el resultado de la suma de las propiedades espectrales de todos los componentes atmosféricos.

Las zonas del espectro donde los satélites NOAA miden la temperatura de la superficie terrestre, 3,5-4,1 μm y 10,5-12,5 μm, se caracterizan por ser

ventanas atmosféricas con alta transmisividad, aunque no total, ya que existen algunos compuestos, tales como el vapor de agua, dióxido de carbono y ozono principalmente, que producen una absorción considerable que no podemos obviar como se observa en la Tabla 1, tomada de Saunders y Edwards (1989). Estos autores calcularon las transmisividades de los diferentes compuestos en los canales del AVHRR utilizando el código de transferencia radiativa GENLN2. Otros gases minoritarios como el metano, óxido nitroso y monóxido de carbono

Tabla 2. Transmisividad de los compuestos de la atmósfera U. S. standard para los canales del radiómetro AVHRR-NOAA.

Compuesto	Canal 3 AVHRR	Canal 4 AVHRR	Canal 5 AVHRR
H ₂ O	0,901	0,906	0,844
CO ₂	0,999	0,985	0,996
O ₃	0,999	1,0	1,0
N ₂ O	0,979	1,0	1,0
CH ₄	0,977	1,0	1,0
HNO ₃	1,0	0,999	0,999
N ₂	0,993	1,0	1,0
CF _x Cl _y	1,0	0,994	0,994

también contribuyen a esta absorción, aunque su efecto sólo sea relevante cuando nos encontramos en atmósferas poco húmedas, por ser su contribución del mismo orden de magnitud o superior a los compuestos antes citados.

Los resultados mostrados en la Tabla 2 indican claramente que el vapor de agua es el constituyente atmosférico que mayor influencia tiene sobre la absorción atmosférica en las regiones espectrales estudiadas. Al contrario que los demás compuestos, con una distribución global cuasi-estable en todo el Planeta, el vapor de agua presenta una variabilidad espacial y temporal muy acusada,

especialmente en regiones abiertas a los océanos como La Isla de la Española. Este comportamiento debe ser tenido muy en cuenta a la hora de realizar una buena corrección atmosférica de las imágenes de satélite, introduciendo una parametrización adecuada de este compuesto en los algoritmos que determinen la temperatura de la superficie terrestre, como se verá en un apartado posterior de este capítulo.

La variabilidad espacial del vapor de agua hace referencia tanto al cambio de concentración que se produce horizontalmente en unos pocos kilómetros como a su distribución vertical, encontrándose principalmente en las capas más bajas de la atmósfera, cerca de la superficie. La cantidad de vapor de agua en la troposfera suele ser unos cinco órdenes de magnitud superior al de la estratosfera.

3.2.1.3 Radiancia medida por un satélite

En el apartado 3.2.1.1 de este capítulo estudiamos la atenuación que se produce en la radiancia monocromática que atraviesa un elemento diferencial de volumen atmosférico mediante la ecuación de transferencia radiativa. En el caso de que la radiancia inicial fuese la radiancia emitida por la superficie terrestre y la radiancia final, la medida por el sensor a bordo de un satélite, la ecuación de transferencia radiativa tendría que ser modificada de acuerdo con estas condiciones. Deberíamos conocer perfectamente la estructura vertical de la atmósfera para poder resolver correctamente la ecuación, esto es, el perfil de temperaturas, presiones y constituyentes atmosféricos, además de la emisividad de la porción de superficie de la cual se está midiendo.

Las hipótesis simplificadoras que supusimos al principio del capítulo las mantendremos en este caso particular, añadiendo una condición necesaria para garantizar que la radiancia medida por el sensor remoto provenga sólo de la

superficie y la propia atmósfera, es decir, supondremos una atmósfera totalmente libre de nubes. Cuando hagamos un tratamiento de imágenes infrarrojo-térmicas de satélite para determinar la temperatura de los elementos o píxeles que contienen, previamente deberíamos haber hecho una limpieza total de nubes mediante algoritmos desarrollados a tal efecto. Entre otras cabe destacar las aportaciones en este sentido realizadas por: Saunders y Kriebel, (1988), Thiermann y Ruprecht, (1992), Simpson y Humphrey, (1990), etc.

Sin embargo en esta Memoria, y dada la característica especial de los datos utilizados, esto es composiciones multitemporales, hemos tenido que optar por métodos específicamente desarrollados para los mismos, para la eliminación de datos nubosos como el método HANTS (Roerink et al., 2000). La peculiaridad de los datos registrados en imágenes multitemporales estriba en que, píxeles contiguos pueden representar valores adquiridos en fechas distintas, imposibilitando de esta manera, la aplicación de métodos como el de Saunders y Kriebel (Cihlar et al., 1999)

Con las consideraciones comentadas, la radiancia espectral que alcanza el sensor situado a una altura h para una longitud de onda I , $R_I(h)$, con un ángulo de observación q y por lo tanto, una dirección de propagación de la radiación $ds = dz/\cos q$, donde z es la altura respecto a la superficie terrestre, podemos deducirla a partir de la ecuación de transferencia radiativa (3.13), y se escribe,

$$R_I(h) = R_I(0) \cdot t_I(0, h, q) + \int_0^h B_I[T(z)] \cdot \frac{t_I(z, h, q)}{z} \cdot dz \quad (3.15)$$

donde $R_I(0)$ es la radiancia espectral a nivel de la superficie, $T(z)$ es la temperatura de la atmósfera a altura z y $t_I(z, h, q)$ la transmisividad espectral de la atmósfera entre las alturas z y h en la dirección del ángulo de observación, que según la expresión (3.12), podremos poner como:

$$t_l(z, h, \mathbf{q}) = \exp \left[- \int_z^h \mathbf{r}(z') \cdot \mathbf{x}_l(z') \cdot \frac{dz'}{\cos \mathbf{q}} \right] \quad (3.16)$$

Así pues, la radiancia que llega al satélite es la suma de la radiancia a nivel de la superficie una vez atravesada la atmósfera, (primer sumando), y la radiancia emitida hacia arriba, $R_l^-(\mathbf{q})$, siguiendo la dirección de observación del satélite, por las diferentes capas de la atmósfera (segundo sumando).

Analicemos más detalladamente la radiancia espectral a nivel de la superficie, $R_l(0)$. Normalmente se considera que esta radiancia viene dada como la suma de tres contribuciones diferentes, la radiancia emitida por la superficie, $R_l^e(\mathbf{q})$, que depende de la emisividad y temperatura de la misma, la radiancia emitida por la atmósfera hacia abajo que es reflejada por la superficie, $R_l^r(\mathbf{q})$, y la radiancia solar reflejada por la superficie, $R_l^{sr}(\mathbf{q})$,

$$R_l(0) = R_l^e(\mathbf{q}, \psi) + R_l^r(\mathbf{q}, \varphi) + R_l^{sr}(\mathbf{q}, \varphi) \quad (3.17)$$

donde la radiancia del sol reflejada, $R_l^{sr}(\mathbf{q}, \varphi)$, en el intervalo de longitudes de onda 10,5-12,5 μm , se puede ignorar, ya que es un término mucho más pequeño que la radiancia emitida por la propia superficie. Sin embargo, no ocurre lo mismo cuando nos situamos en la ventana 3,7-4,1 μm , donde la radiación solar si es importante, (Figura 4), y puede enmascarar la verdadera temperatura de la superficie por el efecto del "sunglint" (Takashima y Takayama, 1986).

A su vez, la radiancia emitida por la superficie se puede escribir como

$$R_l^e(\mathbf{q}, \psi) = e_l(\mathbf{q}, \varphi) B_l(T) \quad (3.18)$$

donde $e_l(q)$ es la emisividad espectral de la superficie para los ángulos de observación cenital, q , y acimutal, φ

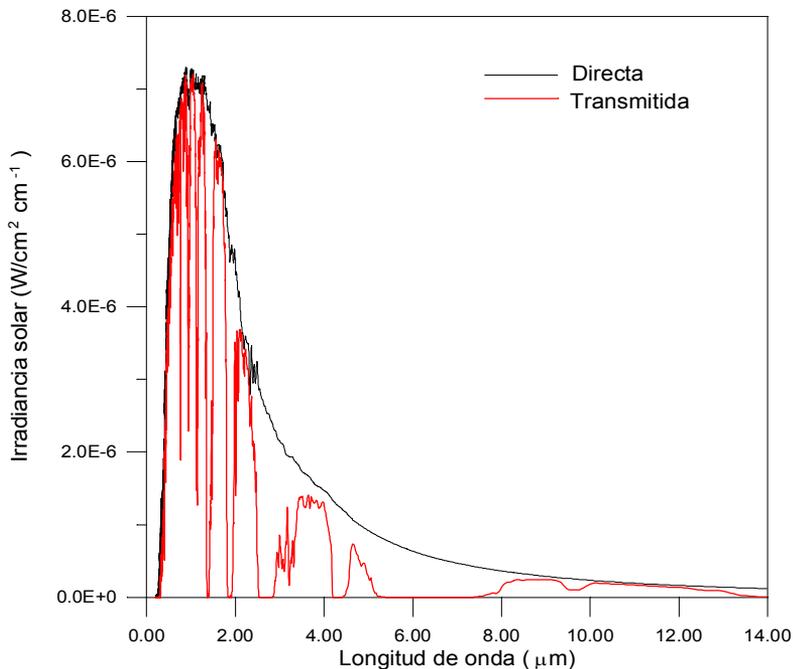


Figura 4. Distribución espectral de la radiación solar extraterrestre (directa) y de la radiación solar que llega a la superficie de la Tierra (transmitida). Cálculos realizados para la atmósfera estandar U.S. 1976 con el modelo LOWTRAN 7.

Si bien se ha supuesto dependencia angular en la emisividad, por simplicidad, y en el caso de superficies llanas y homogéneas, se puede considerar ésta despreciable (caso Lambertiano).

En lo que se refiere a la componente reflejada, ésta vendría definida por la siguiente expresión:

$$R_l^r(q, j) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} r_{bl}(q', j', q, j) \cdot R_l^\downarrow(q') \cdot \cos q' \cdot \sin q' dq' dj' \quad (3.19)$$

en la que $\rho_{b\lambda}(\theta', \phi', \theta, \phi)$ es la reflectividad bidireccional de la superficie, que depende de los ángulos de incidencia (θ', ϕ') y reflexión (θ, ϕ) y $R_{I-}^{-}(\mathbf{q}')$ es la radiancia emitida por la atmósfera hacia abajo, esto es:

$$R_{I-}^{-}(\mathbf{q}) = \int_h^0 B_{\lambda}[T(z)] \cdot \frac{t'_{I-}(z, 0, \mathbf{q})}{z} \cdot dz \quad (3.20)$$

siendo $t'_{I-}(z, 0, \mathbf{q})$ la transmisividad de la atmósfera entre la superficie y la altura z .

Por otra parte, La reflectividad bidireccional y la emisividad de un medio opaco, aparecen relacionadas según la ley de Kirchhoff por la expresión:

$$e_{\lambda}(\mathbf{q}, \mathbf{j}) = 1 - \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} r_{bl}(\mathbf{q}', \mathbf{j}', \mathbf{q}, \mathbf{j}) \cdot \cos q' \cdot \sin q' \cdot dq' \cdot dj' \quad (3.30)$$

Aunque la dependencia angular de la reflectividad es habitualmente mayor que la de la emisividad, podemos considerar la hipótesis de reflexión lambertiana (reflectividad independiente del ángulo)(Becker et al, 1984), de manera que el término de radiancia reflejada quedaría como:

$$R_{I-}^r = \frac{1 - e_{\lambda}}{p} R_{I-}^{\downarrow}(\text{hem}) \quad (3.22)$$

donde el término $R_{I-}^r(\text{hem})$ representa a la radiancia hemisférica, o lo que es lo mismo, la suma de en todas las direcciones del hemisferio superior de la componente vertical de la radiancia atmosférica descendente, y viene expresada por:

$$R_i^\downarrow(hem) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} R_i^\downarrow(q') \cdot \cos q' \cdot \sin q' dq' dj' \quad (3.23)$$

Si la superficie considerada fuese la del mar, la situación sería mucho más simple, pudiéndose considerar reflexión especular (Barton *et al.*, 1989). Esto supone que la radiancia emitida por la atmósfera hacia abajo y reflejada por la superficie se podría representar como:

$$R_i^r(q) = [1 - e_1(q)] R_i^-(q) \quad (3.24)$$

3.2.1.4 Magnitudes de canal.

Desde el principio del apartado 3.1.2 hemos comenzado a hablar de magnitudes espectrales y no monocromáticas, adaptando la ecuación de transferencia radiativa a las medidas que se realizan por los sensores remotos (magnitudes de canal) a bordo de los satélites artificiales. Estos dispositivos realizan mediciones radiométricas en bandas espectrales de cierta anchura caracterizadas por una función de respuesta espectral o función filtro, $f_i(\lambda)$, específica de cada uno de ellos. Esta función da idea de la sensibilidad de los detectores del sensor para cada una de las longitudes de onda comprendidas en el intervalo definido.

En el caso de los canales 4 y 5 de los satélites NOAA ,que serán los utilizados para el desarrollo de los algoritmos de corrección atmosférica estudiados en la presente Memoria, estas funciones filtro son las que se pueden observar en la Figura 5, según los datos tomados de Kidwell, (1995). Las diferencias existentes entre los mismos canales para los distintos satélites NOAA son irrelevantes y por eso no son mostradas.

Así pues, teniendo en cuenta la función filtro de un sensor remoto, la señal medida por el canal i de un sensor en la dirección de observación cenital q , $S_i(q)$, se puede expresar como la convolución de la función respuesta normalizada del canal con la radiancia espectral que alcanza al sensor a bordo del satélite, esto es:

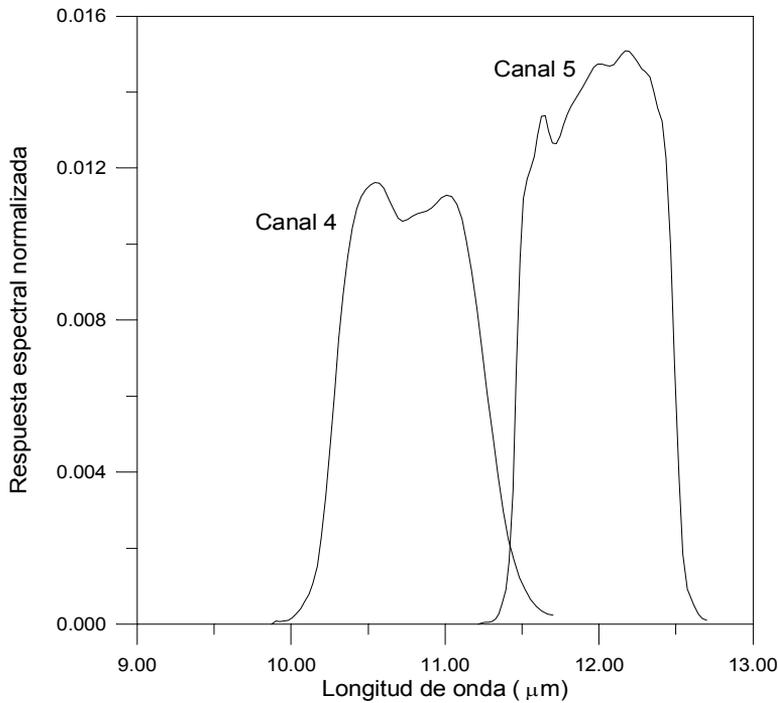


Figura 5. Funciones de respuesta normalizada de los canales 4 y 5 del AVHRR del satélite NOAA-14

$$S_i(q) = \int_0^{\infty} f_i(l) \cdot R_l(h) \cdot dl \quad (3.25)$$

A partir de $S_i(q)$ podríamos encontrar la temperatura radiométrica o temperatura aparente del canal i , T_i , a partir de la relación

$$S_i(\mathbf{q}) = \int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot B_i(T_i) \cdot d\lambda \quad (3.26)$$

Esta última expresión sugiere la posibilidad de transformar el resto de magnitudes espectrales que intervienen en la ecuación de transferencia radiativa dada en (3.15), en las correspondientes magnitudes propias del canal de un sensor remoto, por medio de la función de respuesta espectral normalizada del mismo. Así pues, definimos la función de Planck ponderada para el canal i , $B_i(T)$, como

$$B_i(T) = \int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot B_i(T) \cdot d\lambda \quad (3.27)$$

Análogamente, la transmisividad para el canal i , τ_y , se define a partir del valor de la transmisividad espectral como

$$t_i(z, h, \mathbf{q}) = \frac{\int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot t_i(z, h, \mathbf{q}) \cdot B_i(T) \cdot d\lambda}{\int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot B_i(T) \cdot d\lambda} \quad (3.28)$$

mientras que la emisividad de la superficie viene dada por

$$e_i(\mathbf{q}) = \frac{\int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot e_i(\mathbf{q}) \cdot B_i(T) \cdot d\lambda}{\int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot B_i(T) \cdot d\lambda} \quad (3.29)$$

Las radiancias emitidas hacia arriba y hacia abajo por la propia atmósfera, promediadas para el canal i , son:

$$R_i^{\uparrow}(\mathbf{q}) = \int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot R_i^{\uparrow}(\mathbf{q}) \cdot d\lambda \quad (3.30)$$

$$R_i^{\downarrow}(\mathbf{q}') = \int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot R_i^{\downarrow}(\mathbf{q}') \cdot d\lambda \quad (3.31)$$

Con estas definiciones, ya estamos en condiciones de obtener la ecuación de transferencia radiativa integrada para la función respuesta espectral del canal. Comencemos obteniendo la señal registrada por el sensor remoto, $S_i(\mathbf{q})$, en función de las magnitudes ponderadas de canal. Teniendo en cuenta las expresiones (3.15) y (3.17) podemos escribir:

$$S_i(\mathbf{q}) = \int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot \left[(e_i(\mathbf{q}) \cdot B_i(T) + R_i^{\uparrow}(\mathbf{q}) \cdot t_i(0, h, \mathbf{q}) + R_i^{\downarrow}(\mathbf{q}')) \right] \cdot d\lambda \quad (3.32)$$

Para simplificar la resolución de esta integral es conveniente hacer ciertas aproximaciones en lo que respecta a la emisividad y transmisividad. Según Becker y Li, (1990), la emisividad se puede expresar, con un error inferior a 0,0002 respecto a la definición (3.29), como

$$e_i(\mathbf{q}) = \frac{\int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot e_i(\mathbf{q}) \cdot t_i(\mathbf{q}) \cdot B_i(T) \cdot d\lambda}{\int_0^{\infty} f_i(\lambda) \cdot t_i(\mathbf{q}) \cdot B_i(T) \cdot d\lambda} \quad (3.33)$$

Dado que la variación de la transmisividad espectral con la longitud de onda en la banda que contiene a los canales 4 y 5 del AVHRR, es monótona y continua, la influencia de la variación espectral de $B_i(T)$, así como la dependencia con la temperatura, en la definición de emisividad media en el canal i , e_i , son pequeñas. De forma que, en el intervalo de temperaturas habitual, se utiliza la aproximación

$$e_i \approx \int_0^{\infty} f_i(l) \cdot e_l \cdot dl \quad (3.34)$$

con la que se comete un error en emisividad de 0,0001 (Coll, 1994). En relación a la transmisividad de canal, la variación de ésta con la temperatura a través de la función de Planck es pequeña. Coll (1994) muestra que para el intervalo de temperaturas habitual, la variación de t_i respecto a la temperatura es inferior a 0,005. Así pues, una vez hechas las consideraciones anteriores, la ecuación de transferencia radiativa aplicada a un determinado canal i de un sensor remoto se puede escribir

$$B_i(T_i) = [e_i(q) \cdot B_i(T) + R_i^r(q)] \cdot t_i(q) + R_i^{\uparrow}(q) \quad (3.35)$$

donde hemos expresado $S_i(q)$ como $B_i(T_i)$ de acuerdo con (3.26) y (3.27), y la radiancia reflejada según la expresión (3.28) como

$$R_i^r(q) = \int_0^{2p} \int_0^{p/2} r_{bi}(q', j', q, j) \cdot R_i^{\downarrow}(q') \cdot \cos q' \cdot \sin q' \cdot dq' \cdot dj' \quad (3.36)$$

La ecuación (3.35) relaciona la radiancia medida por el satélite, $B_i(T_i)$, con la radiancia de cuerpo negro correspondiente a la temperatura real de la superficie T , $B_i(T)$, que es la magnitud que se desea determinar. Para obtener este último parámetro necesitamos conocer la distribución vertical de temperatura y vapor de agua de la atmósfera, así como la del resto de gases que contribuyen a la absorción y emisión atmosféricas. También es imprescindible el conocimiento de la emisividad de la superficie de la cual se desea conocer su temperatura. Para el cálculo de la transmisividad espectral y radiancia espectral ascendente y descendente de la atmósfera, supondremos a esta dividida en capas plano-paralelas, de forma que se puedan definir en cada capa valores medios de

temperatura, concentración de gases y coeficientes de absorción (Caselles, 1983) que faciliten la integración numérica extendida a toda la atmósfera de las magnitudes reseñadas. A continuación, realizaríamos una convolución sobre la función filtro propia del sensor remoto que se ha utilizado. Con ello y partiendo de la ecuación (3.35) obtendríamos la función de Planck ponderada del canal i , $B_i(T)$, como:

$$B_i(T) = \frac{B_i(T_i) - R_i^{\uparrow}(\mathbf{q}) - t_i(\mathbf{q}) \cdot R_i^{\uparrow}(\mathbf{q})}{e_i(\mathbf{q}) \cdot t_i(\mathbf{q})} \quad (3.37)$$

y a partir de ésta, mediante la función inversa de Planck se obtendría la temperatura real de la superficie.

Por tanto, la relación entre la temperatura de la superficie y la medida desde satélite, dependerá de numerosos factores. Lógicamente, sería necesario un conocimiento de la transmisividad atmosférica, de la emisividad de la superficie y de las radiancias atmosféricas en la dirección ascendente y la descendente (para el término de reflexión). Veamos pues cómo podrían determinarse estos términos en función de parámetros conocidos.

Las radiancias atmosféricas ascendente y descendente en las direcciones θ y θ' , ponderadas para el canal i , vienen definidas respectivamente por:

$$R_i^{\uparrow}(\mathbf{q}) = \int_h^0 B_i[T(z)] \cdot \frac{\mathcal{I}t_i(z, h, \mathbf{q})}{\mathcal{I}z} \cdot dz \quad (3.38)$$

$$R_i^{\downarrow}(\mathbf{q}') = \int_h^0 B_i[T(z)] \cdot \frac{\mathcal{I}t'_i(z, 0, \mathbf{q}')}{\mathcal{I}z} \cdot dz \quad (3.39)$$

Por tanto para el cálculo de estas magnitudes será necesario conocer la variación vertical de la transmisividad atmosférica, que fundamentalmente dependerá del contenido en vapor de agua.

Para el caso de radiancia ascendente, se puede demostrar que la transmisividad en una capa atmosférica es proporcional al contenido de vapor de agua en la misma. Coll (1994) relaciona la transmisividad y el vapor de agua por la siguiente aproximación:

$$t_i(q, z, h) \approx 1 - \frac{k_i W(z, h)}{(\cos q)^{m_i}} \quad (3.40)$$

donde $w(z, h)$ es el contenido de vapor de agua en una columna vertical de base unidad extendida entre las alturas z y h y k_i es el coeficiente de absorción de vapor de agua para el canal i y m_i es un parámetro adimensional, menor que la unidad, deducido empíricamente.

Si se realiza la integración de la ecuación (3.38), teniendo en cuenta la transmisividad dada por (3.40) y la posibilidad de linealización de la función de Planck mediante desarrollo en serie de Taylor de primer orden (Becker, 1987) (la linealización de la función de Planck puede verse en más detalle en el siguiente epígrafe), la radiancia atmosférica ascendente podría quedar como sigue:

$$R_i^\uparrow(q) \approx B_i(T_{ai}^\uparrow)[1 - t_i(q)] = B_i(T_{ai}^\uparrow) \frac{k_i W}{(\cos q)^{m_i}} \quad (3.41)$$

donde T_{ai}^\uparrow sería:

$$T_{ai}^\uparrow = \frac{\int_0^h T(z) \cdot r(z) \cdot dz}{W} \quad (3.42)$$

y representaría a lo que se denomina “temperatura radiativa efectiva”, para el canal i en sentido ascendente, o lo que es lo mismo a la temperatura media de la atmósfera ponderada por la concentración de vapor de agua, de manera que sería una temperatura próxima a la de los niveles más bajos de la atmósfera.

Por su parte, para el cálculo de la radiancia atmosférica descendente es necesario considerar un comportamiento diferente de la transmisividad $\tau_i(\theta')$, dado que la variación de la transmisividad es más acusada en los niveles más bajos. En este caso habrá que incluir términos de segundo orden en el desarrollo de Taylor de la transmisividad, de manera que esta podría aproximarse por (Sobrino et al, 1991):

$$t'_i(\mathbf{q}, z, 0) \approx 1 - \frac{f_i(W(z,0) - g_i W(z,0)^2)}{(\cos \mathbf{q})^{m_i}} \quad (3.43)$$

donde f_i y g_i son magnitudes definidas positivas, relacionadas con la absorción atmosférica.

Un cálculo similar al realizado para la radiancia ascendente nos llevaría a la siguiente expresión para la descendente:

$$R_i^\downarrow(\mathbf{q}) \approx B_i(T_{ai}^\downarrow)[1 - t_i(\mathbf{q})] = B_i(T_{ai}^\downarrow) \frac{k_i W}{(\cos \mathbf{q})^{m_i}} \quad (3.44)$$

$$T_{ai}^\downarrow = \frac{\int_h^0 T(z)r(z)dz}{W} \quad (3.45)$$

Así pues, en el caso de la superficie terrestre, si consideramos reflexión de tipo lambertiano (independencia del ángulo θ), adaptando las ecuaciones (3.40) y (3.41) a magnitudes de canal y considerando el término de radiancia descendente dado por (3.44), el término de radiancia reflejada sería:

$$R_i^r \approx (1 - e_i) g_i B_i(T_{ai}^\downarrow) [1 - t_i(0^\circ)] \quad (3.46)$$

donde $\gamma_i = 2/(2 - m_i)$, y $\tau_i(0^\circ)$ es la transmisividad de la atmósfera en observación vertical.

Una vez calculadas la radiancia reflejada y la ascendente, la ecuación (3.46) nos daría una relación entre radiancias a través de la función de Planck, de la siguiente forma:

$$B_i(T_i) = [e_i B_i(T) + (1 - e_i) g_i B_i(T_{ai}^\downarrow) [1 - t_i(0^\circ)]] t_i(q) + B_i(T_{ai}^\uparrow) [1 - t_i(q)] \quad (3.47)$$

Si tenemos en cuenta que, en general, $T > T_i > T_{ai}^\downarrow > T_{ai}^\uparrow$, y que estas temperaturas suelen tener valores muy próximos, podremos linealizar la función de Planck alrededor de la temperatura T_i , de manera que la expresión anterior se transforma en una expresión en temperaturas, que se conoce con el nombre de ecuación monocanal de corrección atmosférica y de emisividad, esto es:

$$T = T_i + \frac{1 - e_i}{e_i} [L_i(T_i) - g_i [1 - t_i(0^\circ)]] [T_{ai}^\downarrow + L_i(T_i) - T_i] + \frac{1 - t_i(q)}{e_i t_i(q)} (T_i - T_{ai}^\uparrow) \quad (3.48)$$

en la que $L_i(T_i)$ es un parámetro con dimensiones de temperatura, definido por:

$$L_i(T) = \frac{B_i(T)}{\left(\frac{\partial B_i(T)}{\partial T} \right)_T} \quad (3.49)$$

La ecuación (3.48) es la denominada ecuación monocanal de corrección atmosférica y de emisividad, que permite determinar la temperatura de la superficie terrestre (T), conocida la temperatura en un canal y una serie de

parámetros atmosféricos, además de la emisividad del terreno. En ella, el segundo sumando del segundo miembro, representa la corrección de emisividad propiamente dicha, mientras que el tercer sumando representa el efecto de la emisión y absorción atmosférica.

La estimación de la temperatura T requiere de un modelo de cálculo de transmisividad atmosférica para su resolución. Varios han sido los autores y equipos de investigación científica dedicados a la dura tarea de desarrollar un código de transferencia radiativa que permita reproducir con fiabilidad el paso de la radiación a través de un medio tan complejo como la atmósfera. Las diferencias existentes entre los diferentes modelos propuestos se refieren principalmente a los coeficientes de absorción utilizados y al método de cálculo de la intensidad de bandas de absorción, que determina la diferente resolución espectral con la que realizan los cálculos. Un modelo simple, que considera a la atmósfera constituida solamente por vapor de agua, puede encontrarse en Arbelo *et al.* (1992a). Sin embargo, esta simplificación no siempre es válida, teniendo que recurrir a modelos más completos y realistas. Entre ellos, cabe citar a los más conocidos: LOWTRAN 7 (Kneizys *et al.*, 1988), Modelo de Línea por Línea (Llewellyn-Jones *et al.*, 1984), GENLN2 (Edwards, 1987 y 1988) y el Modelo de Bandas (Barton, 1983 y 1985). Todos ellos generan resultados similares como se puede encontrar en un estudio comparativo hecho por Barton *et al.* (1989).

En la mayor parte de los cálculos que requieren de un modelo de estas características realizados en este trabajo, hemos usado el modelo de transmisividad-radiancia atmosférica MODTRAN-5 (Berk *et al.*, 1989), que es uno de los más completos y utilizados que existen. El programa dispone de seis modelos de atmósferas estándar y permite la posibilidad de introducir radiosondeos meteorológicos propios como datos de entrada, determinando la variación de la temperatura dentro de cada capa de forma lineal y exponencial en el caso del contenido de vapor de agua. Este código de transferencia radiativa puede tener en cuenta el efecto de los aerosoles a través de los diferentes

modelos que contiene y también permite modificar la geometría de observación y definir diferentes superficies caracterizadas por su temperatura y emisividad.

3.2.2 Fundamento teórico del split-window

El método de corrección monocanal, si bien nos permite obtener la corrección atmosférica con una buena precisión, presenta un grave inconveniente, difícilmente resoluble. Necesita del conocimiento de la distribución vertical de temperatura y gases atmosféricos, principalmente del vapor de agua, del área objeto de estudio, además de otros parámetros como la emisividad. Esta distribución, en principio sólo estaría disponible, si se dispone de una estación de lanzamiento de radiosondas próxima, lo que la mayoría de las veces es imposible, sobre todo si se trata de una zona oceánica. Esta deficiencia puede seguir siendo insubsanable, si aun disponiendo de radiosondeos, la diferencia en tiempo entre estos y la hora de paso del satélite es superior a unas cuantas horas dada la alta variabilidad espacial y temporal que presenta el vapor de agua.

Desde principios de los años 70 se ha desarrollado una serie de técnicas de corrección atmosférica que evitan la utilización de datos de radiosondeos o cualquier otro tipo de información ajena a la proveniente de los satélites. Estas técnicas fueron propuestas por Anding y Kauth (1970), McMillin (1971) y Prabhakara *et al.* (1972). La esencia de sus metodologías radica en la proporcionalidad existente entre la atenuación que sufre la radiancia como consecuencia de la absorción atmosférica y la diferencia entre radiancias medidas simultáneamente a dos longitudes de onda diferente, cada una de ellas sujetas a cantidades distintas de absorción atmosférica, pero ambas dentro de una misma ventana, lo que se conoce normalmente con el nombre de principio de absorción diferencial (McMillin, 1975). Esta diferente absorción puede ser también obtenida mediante medidas a una misma longitud de onda pero con dos ángulos de observación distintos (Saunders, 1967).

En el siguiente apartado describiremos detalladamente en que consiste el principio de absorción diferencial, que es el fundamento teórico de la técnica de corrección atmosférica utilizada en este trabajo y conocida como “split-window”. Básicamente esta técnica consiste en la utilización de dos canales situados dentro de la misma ventana atmosférica (10,5-12,5 μm) para poder estimar a partir de las radiancias medidas, la verdadera temperatura de la superficie.

3.2.2.1 Principio de absorción diferencial

Hagamos previamente un repaso histórico por los trabajos de los primeros autores que estudiaron el problema de la corrección atmosférica haciendo uso únicamente de las medidas de los satélites.

Saunders (1967) estaba realizando medidas de la temperatura superficial del mar con un radiómetro a bordo de un avión, cuando observó que duplicando el camino de absorción recorrido por la radiación proveniente de la superficie, mediante observaciones a 0° y 60° , también se duplicaba el efecto de la atmósfera. Así pues, tomando dos medidas del mismo punto, una a 0° y la otra a 60° , era capaz de determinar el efecto atmosférico y corregir las medidas. En la práctica actual el efecto total solamente es aproximadamente proporcional a la longitud de la trayectoria atmosférica. Saunders encontró que para atmósferas secas la diferencia entre 55° y 0° daba la mejor estimación a la atenuación sufrida por la atmósfera, mientras que para atmósferas húmedas, 60° ofrecía mejores resultados.

Anding y Kauth (1970) propusieron un método basado en las diferencias de absorción atmosférica en dos longitudes de onda. Si fuésemos capaces de encontrar dos longitudes de onda tales que la absorción en una de ellas fuera ligeramente superior a la de la otra, entonces existiría una relación lineal entre la temperatura de la superficie y las radiancias en esas dos longitudes de onda.

Siguiendo este razonamiento, Anding y Kauth (1970) elaboraron unas gráficas de forma que para algunos pares de longitudes de onda, los puntos para un valor determinado de temperatura superficial de mar, formaban una línea recta independiente de las condiciones atmosféricas. Así construyeron rectas de ajustes por mínimos cuadrados, para el intervalo de valores esperado de temperaturas superficiales del mar. Estas gráficas eran utilizadas posteriormente para interpolar las medidas realizadas y obtener de esta manera la verdadera temperatura superficial del mar.

McMillin (1971) partió de la ecuación de transferencia radiativa y obtuvo una relación entre la radiancia de la superficie y las radiancias medidas a dos longitudes de onda diferentes, demostrando de esta manera los fundamentos físicos de los resultados obtenidos previamente por Anding y Kauth (1970).

Prabhakara *et al.* (1972) usaron un método diferente para tratar la dependencia de la función de Planck con la longitud de onda. Ellos utilizaron datos del sensor IRIS (Infrared Interferometer Spectrometer) a bordo del satélite NIMBUS 4 para obtener sus medidas, por lo que sus resultados eran independientes de cualquier modelo de absorción usado para simular las medidas. Nótese que el gran inconveniente de las medidas simuladas en aquellos años, era que dependían del modelo de absorción utilizado. Al no existir demasiado acuerdo entre los diferentes autores, los resultados podían diferir considerablemente, aun en el caso de que sólo se utilizaran para seleccionar longitudes de onda con diferente absorción total (Anding y Kauth (1970), Maul y Sidran (1972), Anding y Kauth (1972)).

Con los trabajos descritos anteriormente estaban sentadas las bases que condujeron a McMillin en 1975 a la formulación del principio de absorción diferencial. En su artículo mostraba que el fundamento físico en que basaron sus trabajos los autores anteriores era el mismo, independientemente si usaban un método con dos longitudes de onda diferentes o dos ángulos diferentes.

El método de absorción diferencial fue en principio desarrollado para la superficie del mar y según Masuda *et al.* (1988), la emisividad del mismo, puede considerarse constante y próxima a la unidad para longitudes de onda correspondientes a las ventanas atmosféricas en el infrarrojo-térmico. Por tanto supondremos inicialmente despreciable el efecto de la emisividad, introduciendo los cambios oportunos en el caso de las superficies terrestres.

El principio de absorción diferencial establece que la atenuación sufrida por la radiancia emitida por la superficie del mar, R , al atravesar la atmósfera es proporcional a la diferencia de radiancias medidas para un mismo punto de la superficie, a dos longitudes de onda o dos ángulos de visión diferentes, R_i y R_j :

$$R - R_i = g[R_i - R_j] \quad (3.50)$$

donde g es el coeficiente de proporcionalidad que depende de las transmisividades atmosféricas en las condiciones i y j (McMillin, 1975; McMillin y Crosby, 1984). Aunque a continuación derivaremos la expresión (3.50), esta ha sido presentada previamente para enfatizar la simplicidad del resultado final, que nos permite corregir la radiancia de la superficie del efecto atmosférico disponiendo únicamente de medidas desde satélite.

Siguiendo a McMillin (1971, 1975) vamos a demostrar el principio de absorción diferencial. Supongamos que la superficie es un cuerpo negro, y que la medida se realiza en canales con anchos de banda espectral suficientemente estrechos para considerar a los mismos caracterizados por una longitud de onda central I . La radiancia registrada por un sensor puede expresarse por medio de la ecuación de transferencia radiativa siguiente:

$$R(I) = B_I(T) \cdot t_I(q) + R_I^\uparrow(q) \quad (3.51)$$

donde $R_i^{\uparrow}(\mathbf{q})$, es la radiancia emitida por la atmósfera hacia arriba y viene dada por la expresión

$$R_i^{\uparrow}(\mathbf{q}) = \int_0^h B_i[T(z)] \cdot \frac{\int t_i(z, h, \mathbf{q})}{\int z} \cdot dz \quad (3.52)$$

La resolución de esta integral no es trivial y debemos hacer algunas consideraciones previas. Como vemos, la radiancia atmosférica ascendente depende de la temperatura de la atmósfera a través de la función de Planck. En principio, esta dependencia puede ser complicada, sin embargo, en la región espectral considerada y a intervalos de temperatura pequeños podemos hacer algunas simplificaciones. La aproximación que haremos ha sido sugerida por McMillin y Crosby (1984), y consiste en la linealización de la función de Planck, esto es, el desarrollo en series de Taylor de primer orden de $B_i(T(z))$ alrededor de una temperatura de referencia. Esta es una buena aproximación para el cálculo de la radiancia ascendente, ya que la mayor contribución a esta proviene de las capas más bajas de la atmósfera, donde se encuentra concentrada la mayor cantidad de vapor de agua. Esto conduce a suponer que no habrá demasiadas diferencias entre las temperaturas, $T(z)$, involucradas en el calculo de la radiancia ascendente. Sea T_r , una temperatura de referencia con un valor parecido al de las capas bajas de atmósfera, el desarrollo de Taylor de primer orden de la función de Planck viene dado por

$$B_i[T(z)] \approx B_i(T_r) + \left(\frac{\int B_i(T)}{\int T} \right)_{T_r} \cdot (T(z) - T_r) \quad (3.53)$$

Volvamos ahora a la expresión (3.52) y fijémonos en el segundo término del producto, integrando. Si consideramos que en la región del infrarrojo-térmico donde trabajamos, la absorción atmosférica se debe casi por completo al vapor de agua y despreciamos el efecto del resto de gases atmosféricos, la transmisividad, $t_i(z, h, \mathbf{q})$, se puede expresar como

$$t_1(z, h, q) = \exp(-K_1 \cdot W(z, h) \cdot (\sec q)^n) \quad (3.54)$$

tal que $W(z, h)$ es el contenido total de vapor de agua de una columna vertical de base unidad extendida entre las alturas z y h :

$$W(z, h) = \int_z^h r(z') \cdot dz' \quad (3.55)$$

K_1 es el coeficiente de absorción medio de la atmósfera, y n es un parámetro que depende de la longitud de onda y condiciones atmosféricas. Según esto, para una ventana atmosférica con absorción débil, (3.54) se puede aproximar por

$$t_1(z, h, q) \approx (1 - K_1 \cdot W(z, h) \cdot (\sec q)^n) \quad (3.56)$$

A partir de (3.55) y (3.56) obtenemos que la derivada de la transmisividad respecto de la altura es

$$\frac{\partial t_1(z, h, q)}{\partial z} = \frac{\partial t_1(z, h, q)}{\partial W(z, h)} \cdot \frac{\partial W(z, h)}{\partial z} = K_1 \cdot r(z) \cdot (\sec q)^n \quad (3.57)$$

De forma que, sustituyendo (3.53) y (3.57) en (3.52), y resolviendo la integral, la radiancia atmosférica ascendente en la dirección de q se puede aproximar por la siguiente expresión,

$$R_1^\uparrow(q) \approx B_1(T_a^\uparrow) \cdot K_1 \cdot W \cdot (\sec q)^n = B_1(T_a^\uparrow) \cdot (1 - t_1(q)) \quad (3.58)$$

donde T_a^\uparrow es la temperatura radiativa efectiva de la atmósfera en la dirección ascendente, que viene definida por

$$T_a^\uparrow = \frac{\int_0^h T(z) \cdot r(z) \cdot dz}{W} \quad (3.59)$$

y W (gcm^{-2}) la cantidad total de vapor de agua en la atmósfera. T_a^\uparrow es la temperatura a la que se puede considerar que está emitiendo la atmósfera en su conjunto, teniendo en cuenta que la emisividad de la atmósfera es $(1 - t_l(q))$.

Introduciendo (3.58) en (3.51), la ecuación de transferencia radiativa que rige la radiancia medida por un sensor remoto (3.51) podremos expresarla más sencillamente mediante

$$R(I) = B_l(T) \cdot t_l(q) + B_l(T_a^\uparrow) \cdot (1 - t_l(q)) \quad (3.60)$$

Siguiendo a McMillin (1975), si se usan medidas a diferentes longitudes de onda, se debe obtener la dependencia de la radiancia y la función de Planck con la longitud de onda. Para dos longitudes de onda en la ventana 10-13 μm esto se puede lograr haciendo un desarrollo en serie de Taylor de la función de Planck en la longitud de onda para obtener

$$B_l(T) \approx B_{l_r}(T) + \frac{\partial B_l(T)}{\partial I} \cdot (I - I_r) \quad (3.61)$$

donde I_r es una longitud de onda de referencia. De la misma manera se puede desarrollar la radiancia y $B_l(T_a^\uparrow)$. Para medidas realizadas dentro de la ventana atmosférica considerada, los valores de las temperaturas dadas por $R(I)$, T y la temperatura media de la atmósfera son próximos entre si. Además, la dependencia de $\frac{\partial B_l(T)}{\partial I}$ con la temperatura es pequeña, de forma que si I y I_r están suficientemente próximas entre si, es posible despreciar la dependencia de $\frac{\partial B_l(T)}{\partial I}$ con la temperatura obteniendo

$$R_i(I_r) \approx B_{I_r}(T) \cdot t_{I_r}(\mathbf{q}) + B_{I_r}(T_a^\wedge) \cdot (1 - t_{I_r}(\mathbf{q})) \quad (3.62)$$

donde $R_i(I_r)$ es la radiancia medida a la longitud de onda I_i que tiene la misma temperatura aparente que la radiancia medida a I_r . Para obtener la corrección atmosférica, es necesario disponer de dos medidas con diferentes cantidades de absorción e iguales valores de temperatura media atmosférica. Considerando dos longitudes de onda próximas entre sí, I_1 y I_2 , y cercanas a I_r , si hacemos I_r igual a I_1 , podremos escribir, a partir de (3.62), las dos ecuaciones

$$R_1(I_1) \approx B_{I_1}(T) \cdot t_{I_1}(\mathbf{q}) + B_{I_1}(T_a^\wedge) \cdot (1 - t_{I_1}(\mathbf{q})) \quad (3.63a)$$

$$R_2(I_1) \approx B_{I_1}(T) \cdot t_{I_2}(\mathbf{q}) + B_{I_1}(T_a^\wedge) \cdot (1 - t_{I_2}(\mathbf{q})) \quad (3.63b)$$

Si los procesos de absorción en las dos longitudes de onda consideradas son similares, T_a^\wedge será independiente de las mismas y la podremos eliminar de las expresiones (3.63a) y (3.63b) para obtener

$$B_{I_1}(T) \approx R_1(I_1) + \frac{1 - t_{I_1}(\mathbf{q})}{t_{I_1}(\mathbf{q}) - t_{I_2}(\mathbf{q})} \cdot [R_1(I_1) - R_2(I_1)] \quad (3.64)$$

que como vemos es la misma expresión que presentamos cuando enunciamos el principio de absorción diferencial, (3.41), con $g = [1 - t_{I_1}(\mathbf{q})] / [t_{I_1}(\mathbf{q}) - t_{I_2}(\mathbf{q})]$.

La expresión (3.64) relaciona las radiancias medidas por un satélite a dos longitudes de onda diferentes con la radiancia emitida por la superficie con una temperatura T . Para convertir estas radiancias en temperaturas y obtener de esta forma la versión básica de un algoritmo de tipo split-window, es necesario tener en cuenta la linealización de la función de Planck respecto a la temperatura, que

será válida, como hemos comentado anteriormente, para intervalos pequeños de temperatura, esto es, 10 o 15 K. Esta suposición es adecuada para todas las temperaturas involucradas en la ecuación de transferencia radiativa de partida, es decir, la verdadera temperatura de la superficie, T , las temperaturas aparentes registradas a cada longitud de onda, T_i ($i = 1, 2$) y la temperatura media atmosférica, T_a^\uparrow . Con esta simplificación podemos escribir la ecuación split-window, a partir de (3.64), como

$$T = T_1 + g \cdot (T_1 - T_2) \quad (3.65)$$

La ecuación (3.65) podemos re-escribirla como

$$T - T_1 = g \cdot (T_1 - T_2) \quad (3.66)$$

Si denominamos a la diferencia ($T_1 - T_2$) como ΔT , la ecuación (3.66) puede verse como un término simple de un desarrollo más general (McMillin y Crosby, 1984) dado por

$$T - T_1 = a_0 + a_1 \cdot \Delta T + a_2 \cdot \Delta T^2 + a_3 \cdot \Delta T^3 + \dots \quad (3.67)$$

Hasta ahora solamente hemos considerado dos medidas simultáneas para obtener la temperatura de la superficie desde satélite. Resulta evidente pensar que si dispusiésemos de muchas más, el efecto atmosférico podría ser corregido mejor aún. Así pues, si tenemos n medidas simultáneas tomadas desde satélite, podremos escribir (Deschamps y Phulpin, 1980)

$$T = a_0 + \sum_{i=1}^n a_i \cdot T_i \quad (3.68)$$

donde se ha expresado la temperatura de la superficie, T , como una combinación lineal de n temperaturas aparentes tomadas desde satélite, T_i . Los coeficientes a_i están relacionados con la transmisividad de la atmósfera en los canales utilizados.

3.2.2.2 Split-window para la superficie terrestre.

Aplicando un procedimiento similar al descrito para el mar, al caso terrestre, se puede obtener una ecuación de split-window en la que el efecto de la emisividad sea tenido en cuenta. Siguiendo a Becker (1987), si los canales utilizados en la ecuación son los canales 4 y 5 del sensor AVHRR, es habitual el expresar el efecto de la emisividad en términos de la diferencia espectral de la emisividades, $\Delta\varepsilon = \varepsilon_4 - \varepsilon_5$, y de la emisividad media en dichos canales, $(\varepsilon_4 + \varepsilon_5)/2$.

El punto de partida de los algoritmos de split-window para la superficie terrestre, es siempre la ecuación monocanal (3.48), si bien, el planteamiento de diferentes hipótesis simplificadoras, incluso en pasos previos a la misma, conduce a la multitud de algoritmos surgidos hasta la fecha (tabla 3).

En particular, centraremos nuestro razonamiento en el algoritmo propuesto por Coll et al (1993), por su particular característica de separación del efecto atmosférico y de emisividad. Esto permitirá, como veremos a continuación, desarrollar algoritmos regionales para la superficie del mar, válidos para la superficie terrestre, siempre y cuando se estime la contribución de la emisividad en este último caso. Este razonamiento, servirá de base para el modelo propuesto por nosotros para el área del Caribe.

Los algoritmos descritos en la tabla 3, son sólo una pequeña muestra de los muchos existentes en la literatura. Su rango de aplicabilidad es aceptable, bajo ciertas condiciones de contorno. Ahora bien en aquellas zonas en las que el contenido de vapor de agua es muy elevado ($W > 4 \text{ g/cm}^2$), como es el caso de la zona tropical objeto de nuestro estudio, la mayor parte de ellos son ineficientes o inexactos en el cálculo de la LST. Será por tanto necesario, desarrollar un algoritmo regional con coeficientes optimizados que tenga en cuenta las características especiales de una atmósfera tropical.

Tabla 3. Algunos algoritmos relevantes para la obtención de la LST.

Algoritmo (LST) (kelvin)	Autores
$LST = T_4 + (1,4 + 0,32(T_4 - T_5))(T_4 - T_5) + 0,83 + (57 - 5W)(1 - e) - (161 - 30W)\Delta e$	Sobrinó y Rassouni (2000)
$LST = 3,45 \frac{T_4 - T_5}{e_4} - 2,45 \frac{T_5 - T_0}{e_5} + 40 \frac{1 - e_4}{e_4} + T_0$	Prat y Plata (1991)
$LST = [T_4 + 3,33(T_4 - T_5)] \frac{5,5 - e_4}{e_5} + 0,75 \cdot T_5 \cdot \Delta e$	Price (1984)
$LST = T_4 + 1,8(T_4 - T_5 + 48(1 - e)) - 75 \cdot \Delta e$	Ulivieri et al (1992)
$LST = T_4 + 2,78 \cdot (T_4 - T_5) + 50 \cdot e_{bl} - 300 \cdot e_{sv}$	Vidal (1991)
$LST = T_4 + 2,13 \cdot (T_4 - T_5) + 0,18 + 50 \cdot (1 - e_4) - 200 \cdot \Delta e$	Coll et al, 1997
$LST = T_4 + 1,06(T_4 - T_5) + 0,46[(T_4 - T_5)]^2 + 53(1 - e_4) - 53(e_4 - e_5)$	Sobrinó et al (1993)

3.2.3 Modelo operativo para el cálculo de la LST

Partiremos de la ecuación monocanal (3.47), en término de radiancias, aplicada a los canales 4 y 5 del sensor AVHRR. Si denotamos por T_i^* , la temperatura aparente que se corresponde con la radiancia a nivel de superficie, es decir la temperatura corregida del efecto atmosférico, pero que aún incluye el efecto de la emisividad, podríamos reducir los dos primeros sumandos de (3.47) a $B_i(T_i^*)$, es decir:

$$B_i(T_i^*) = e_i B_i(T) + (1 - e_i) g_i [1 - t_i(0^\circ)] B_i(T_{ai}^\downarrow) \quad (3.69)$$

de manera que la atenuación atmosférica vendría dada por:

$$B_i(T_i) = B_i(T_i^*) t_i(\mathbf{q}) + B_i(T_{ai}^\uparrow) [1 - t_i(\mathbf{q})] \quad (3.70)$$

Si lo que deseamos es aplicar esta ecuación en términos de temperaturas basta con aplicar un procedimiento similar al seguido en la ecuación monocanal, es decir linealización de la función de Planck, realizando un desarrollo de primer orden en torno a T_i , para el que obtendríamos:

$$T_i^* - T_i = \frac{1 - t_i(\mathbf{q})}{t_i(\mathbf{q})} (T_i - T_{ai}^\uparrow) \quad (3.71)$$

que determina la corrección atmosférica para la temperatura T_i . Por su parte, de la ecuación (3.69), linealizando la función de Planck en torno a T_i^* , resultaría (Coll et al, 1994):

$$T - T_i^* = \frac{1 - e_i}{e_i} \left[\frac{T_i^*}{n_i} + g_i \left(\left(\frac{n_i - 1}{n_i} \right) T_i^* - T_{ai}^\downarrow \right) [1 - t_i(0^\circ)] \right] \quad (3.72)$$

El objetivo que se persigue con este desarrollo, es separar el efecto de la emisividad del efecto atmosférico, de manera que ambos puedan ser estimados por separado. Así de las ecuaciones (3.71) y (3.72), aplicadas a los canales 4 y 5 del AVHRR, obtendríamos:

$$T = T_4 + A (T_4 - T_5) + D + B(\varepsilon) \quad (3.73)$$

donde A y Δ aglutinan el efecto de la corrección atmosférica y $B(\varepsilon)$ el de la corrección debida a la emisividad, expresados como sigue:

$$A = \frac{1 - t_4(q)}{t_4 - t_5} \quad (3.74)$$

$$\Delta = -[1 - t_5(q)] A (T_{a4}^\uparrow - T_{a5}^\uparrow) \quad (3.75)$$

$$B(e) = \frac{1 - e_4}{e_4} b_4 + A t_5(q) \left[\frac{1 - e_4}{e_4} b_4 - \frac{1 - e_5}{e_5} b_5 \right] \quad (3.76a)$$

La expresión teórica del coeficiente Δ fue deducida por primera vez por Maul (1983), mientras que el A coincide con el dado por McMillin (1975), denominado g en la expresión (3.66). El coeficiente b_i vendría dado por:

$$b_i = \frac{T_i^*}{n_i} + g_i \left(\frac{n_i - 1}{n_i} (T_i^* - T_{ai}^\downarrow) \right) [1 - t_i(0^\circ)] \quad (3.76b)$$

Al quedar separados el efecto de la emisividad y el atmosférico, se pueden desarrollar algoritmos para la superficie terrestre, a partir de algoritmos desarrollados para el mar, sin más que estimar el valor del coeficiente $B(\square)$ para el caso terrestre. La variabilidad atmosférica mostrada por estos coeficientes nos alerta sobre el uso de algoritmos lineales, con coeficientes constantes, en áreas de condiciones climáticas particulares. Llewellyn-Jones *et al.* (1984) encontraron desviaciones de 0,4 K en la SST, cuando aplicaban un algoritmo global a un conjunto de datos de Latitudes Medias. Así, no es recomendable el uso de algoritmos lineales globales en estudios regionales, ya que cabe esperar una cierta degradación de los resultados

3.2.3.1 Cálculo de los coeficientes del modelo

En el modelo teórico propuesto para la determinación de la temperatura de la superficie terrestre (Ecuación 3.73) (Coll *et al.*, 1994a), hemos mostrado la

separación del efecto atmosférico, a través de los coeficientes A y Δ , del efecto de la emisividad, a través de $B(\epsilon)$. A continuación vamos a describir el procedimiento seguido para la estimación de estos coeficientes, particularizados para la región objeto de estudio de la presente memoria, la Isla de La Española.

Dada la escasez de medidas in situ de la temperatura del suelo y vegetación coincidentes con medidas de satélite a nivel mundial y en especial, la falta por completo de las mismas, para la zona que nos ocupa, utilizaremos, para la estimación de los coeficientes con dependencia atmosférica (A y Δ), medidas de la temperatura superficial del mar (SST) coincidentes con información de satélite. Esto es posible como consecuencia de que el efecto de la emisividad de la superficie del mar, $B(\epsilon)$, puede considerarse despreciable, debido a sus características homogéneas y al comportamiento muy próximo al de un cuerpo negro (Coll y Caselles, 1994). En definitiva, se trata de obtener un algoritmo para estimar la SST, de manera que sus coeficientes sean los mismos que se utilizarán para corregir el efecto atmosférico en el algoritmo para la LST. Los coeficientes A y Δ así determinados, incluirán toda la variabilidad atmosférica propia de la zona, siempre y cuando la base de datos utilizada reúna una importante serie temporal que contenga las verdaderas condiciones de la estructura y composición de la atmósfera y las características del sensor espacial.

Así mismo, para el cálculo del coeficiente $B(\epsilon)$, que depende de las emisividades a las longitudes de onda de los canales 4 y 5 del AVHRR, del tipo de atmósfera y en menor medida de la temperatura de la superficie a través de los diferentes parámetros ya definidos, utilizaremos el método de simulación. Las simulaciones se realizarán con el código de transferencia radiativa MODTRAN 2 (Berk et al., 1989) en conjunción con perfiles de presión, temperatura y humedad atmosférica obtenidos en Santo Domingo (República Dominicana).

3.2.3.2 Base de datos PFMDB y conjunto de radiosondeos

La base de datos disponible ha sido PFMDB (Pathfinder Matchups Database) (Kilpatrick et al., 2001), la más amplia en la actualidad, y resultado de la compilación de información plurianual y para varios satélites, de la SST tomada "in situ" por boyas fijas y/o a la deriva, y medidas AVHRR coincidentes en el tiempo dentro de ± 30 minutos y en el espacio en $\pm 0,1\sigma$ (~ 10 km) de latitud y longitud.

El estudio ha sido restringido a los datos correspondientes al periodo que va desde enero de 1995 a diciembre de 1999, que se corresponde con información simultánea del satélite NOAA-14. La región oceánica elegida comprende el mar Caribe y la porción del océano Atlántico que baña la costa norte de las Antillas mayores y menores, con características tanto atmosféricas como oceánicas similares al entorno próximo de la isla de La Española. El número de datos brutos originales disponibles para esta zona, delimitada por $9,45^\circ$ y $30,09^\circ$ de latitud norte y $61,12^\circ$ y $96,7^\circ$ longitud oeste (excepto la región del Pacífico Oriental), es de 13.533 "matchups".

A pesar de los rigurosos controles a que han sido sometidos estos datos por parte del personal del Proyecto NOAA/NASA Pathfinder SST y de las agencias meteorológicas y oceanográficas de los países que suministran esta información, en un análisis previo de los mismos, hemos detectado algunos de dudosa calidad que, en su mayoría, pueden ser atribuidos a fallos de calibración de boyas, contaminación de nubes, errores de digitalización del radiómetro, estructuras atmosféricas inusuales o aerosoles atmosféricos. Para llevar a cabo su eliminación les hemos aplicado los tests propuestos por Kilpatrick et al. (2001) que involucran homogeneidad espacial, umbrales para las temperaturas de brillo absolutas y diferencias entre los canales del sensor AVHRR.

Por último, dada la diferente naturaleza de las medidas realizadas *in situ*, tomadas aproximadamente a 1 metro de profundidad (“bulk SST”) con respecto a las de satélite, que se refieren a la capa más superficial del mar (“skin SST”), de apenas unos micrómetros de espesor, hemos considerado solamente los datos correspondientes a medidas nocturnas. Con esta limitación, intentamos evitar en lo posible, las diferencias significativas que surgen entre ambas temperaturas debidas especialmente a la transferencia de energía en el sistema océano-atmósfera: calentamiento superficial diurno y procesos de evaporación (Robinson et al., 1984; Schluessel et al., 1990).

Con las consideraciones anteriores, nuestro conjunto de datos se reduce finalmente hasta 4.145 “matchups”. Las figuras 6 y 7 representan las series temporales de las temperaturas del mar “*in situ*” para este conjunto de datos, y el contenido total en vapor de agua incluido en la base de datos PFMDB, obtenido a partir del sensor de microondas SSM/I mediante el procedimiento descrito por Wentz (1997). En ellas podemos observar que las SST oscilan en promedio entre los 20 °C y 30 °C (figura 6), con un mínimo y máximo absolutos de 10.6 °C y 31.9 °C respectivamente.

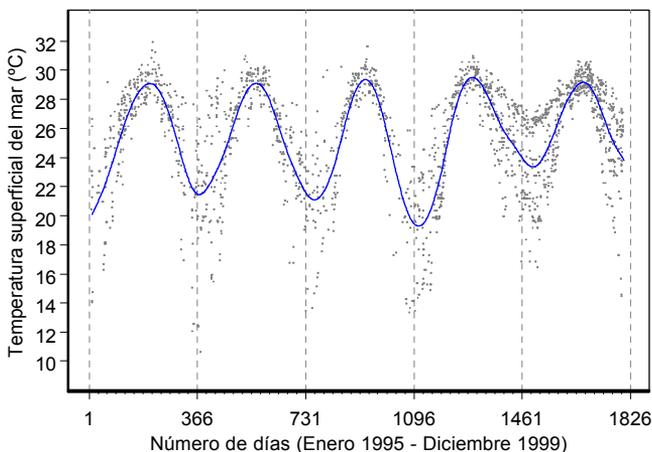


Figura 6. Temperatura del mar medida *in situ* por boyas coincidentes con medidas del NOAA-AVHRR para el Mar Caribe y Océano Atlántico en torno a la Isla de La Española.

Asimismo, la variabilidad atmosférica de la muestra elegida queda patente en el gráfico del vapor de agua (figura 7), donde podemos observar claramente la gran carga de humedad de la zona con valores promedios a lo largo de todos los años entre 2 y 5 g/cm².

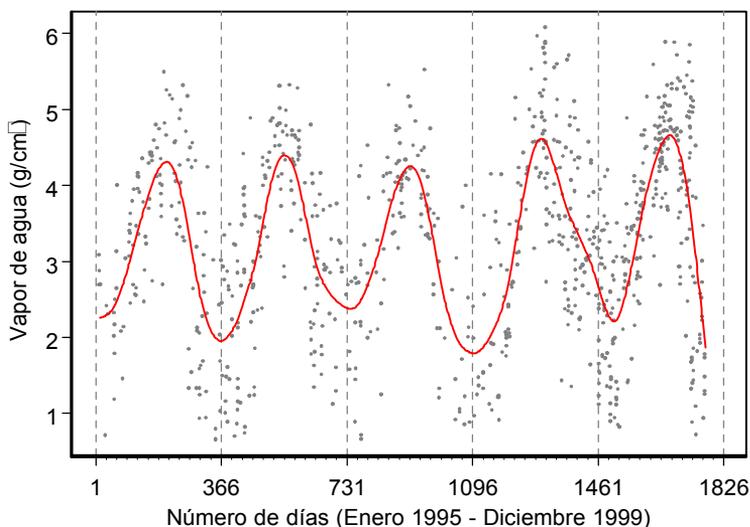


Figura 7. Vapor de agua atmosférico obtenido a partir del sensor de microondas SSM/I. Medidas incluidas en la base de datos PFMDB para el Mar Caribe y Océano Atlántico entorno a la Isla de La Española.

Respecto al conjunto de radiosondeos utilizados para la estimación del coeficiente que incluye el efecto de la emisividad, $B(\epsilon)$, estos han sido recolectados por la única estación de la red meteorológica mundial situada en la Isla de La Española, concretamente en Santo Domingo. Esta ciudad está situada en la vertiente sur de la isla, junto al mar Caribe. La estación tiene unas coordenadas geográficas de 18,47° de latitud norte y 69,88° longitud oeste y está localizada a una altura de 14 metros sobre el nivel del mar.

Los perfiles han sido obtenidos a partir del servicio disponible por la NOAA a través de la página Web <http://raob.fsl.noaa.gov>. Inicialmente se descargaron todos los radiosondeos de los años 1998 y 1999, sin embargo, los únicos que podíamos incluir en las simulaciones debían estar libres de nubes. Para ello se llevo a cabo una intensa y laboriosa selección mediante la visualización simultánea de las imágenes de los canales visible, infrarrojo próximo e infrarrojo térmicos del AVHRR disponibles para la zona y coincidentes con los lanzamientos. El conjunto final quedó constituido por un total de 50 días distribuidos a lo largo de los tres años y todos los meses. Obviamente, podemos estar excluyendo en esta selección, algunas condiciones extremas, sin embargo, la variabilidad atmosférica encontrada, parece garantizar una elección correcta.

El vapor de agua total de la columna atmosférica estimado a partir de estos perfiles, varía entre 1,51 y 5,48 g/cm², con un valor medio de 3,52 g/cm². El 50% de los días contiene una oscilación comprendida dentro un estrecho margen de valores entre 2,4 y 4,3 g/cm². Estos datos vienen a corroborar los resultados encontrados previamente cuando las estimaciones del vapor de agua se obtenían a partir del sensor SSM/I incluido en la base de datos PFMDB.

3.2.3.3 Coeficientes de corrección atmosférica

Para garantizar un cálculo y validación correctas de A y Δ , hemos dividido aleatoriamente el conjunto de 4.145 “matchups” de la PFMDB, en dos subconjuntos totalmente separados: un conjunto de entrenamiento, con el cual se estimarán los coeficientes, y un conjunto de validación, que se usará para estudiar el comportamiento del algoritmo para la superficie del mar, y por ende, la componente atmosférica del algoritmo para la superficie terrestre. Ambos

conjuntos tendrán un número casi idéntico de datos, 2072 el de entrenamiento y 2073 el de validación. En la figura 8 se muestra la distribución geográfica de los “matchups” para el conjunto de validación. La distribución espacial para el de entrenamiento es muy similar y por lo tanto no es necesaria mostrarla.

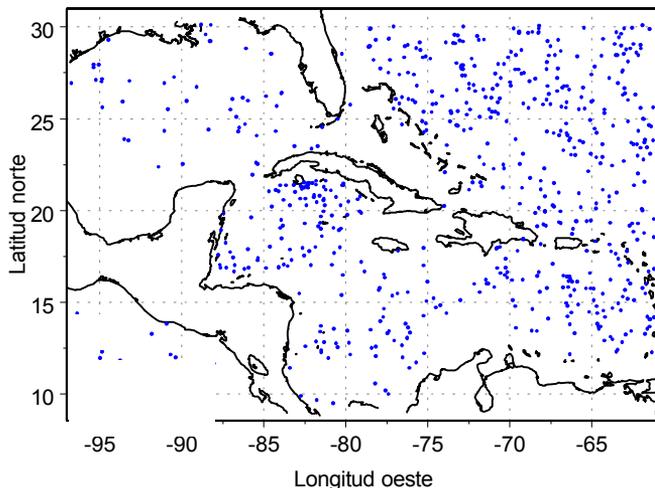


Figura 8. Distribución espacial de las medidas de la temperatura del mar *in situ* para el conjunto de validación. Número total = 2073.

El algoritmo desarrollado se ha obtenido por regresión lineal simple de $(SST - T_4)$ frente a $(T_4 - T_5)$ para datos exclusivamente del conjunto de entrenamiento, y su ecuación es:

$$SST = T_4 + 2,5429 (T_4 - T_5) - 0,8864 \tag{3.77}$$

donde el coeficiente A se corresponde con 2,5429 y Δ con -0,8864.

Resulta interesante analizar con detalle la ecuación obtenida y los errores cometidos en su aplicación. Para ello estimaremos los residuos, definidos como la

diferencia entre la SST in situ y la SST estimada desde satélite con los datos del conjunto de validación. Como este conjunto es independiente del usado para la estimación del modelo, nos da una visión clara y real del comportamiento del algoritmo.

Los residuos se encuentran en un intervalo de - 3,02 y + 3,48 °C, con un valor medio ligeramente negativo (-0,007 °C) como se puede observar en el histograma de la figura 9, indicando una inapreciable sobre-estimación de la SST. La desviación estándar es 0,64 °C, que mejora ligeramente los valores típicos de otros algoritmos globales aplicados a regiones tropicales (McClain et al., 1985; Walton et al., 1998). No en vano, el algoritmo desarrollado supone una regionalización de los coeficientes y por lo tanto una optimización del mismo para condiciones de alto contenido en humedad atmosférica.

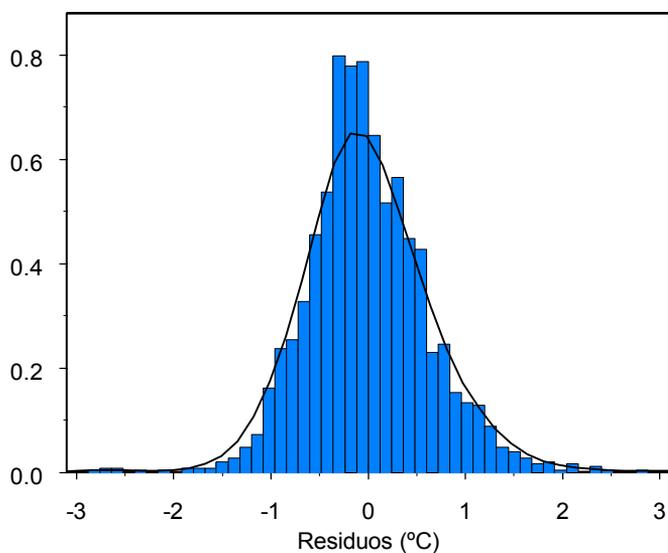


Figura 9. Histograma de los residuos obtenidos al aplicar el algoritmo $SST = T_4 + 2,5429 (T_4 - T_5) - 0,8864$ al conjunto de validación.

Para analizar el comportamiento del algoritmo en función de las condiciones atmosféricas y superficiales, hemos representado los residuos en función de diversos parámetros: SST *in situ* (figura 10), diferencia entre temperaturas de brillo de los canales 4 y 5 del AVHRR (figura 11) y vapor de agua del SSM/I (figura 12). Estos gráficos nos dan igualmente una idea del número de datos disponibles en función de las mismas variables.

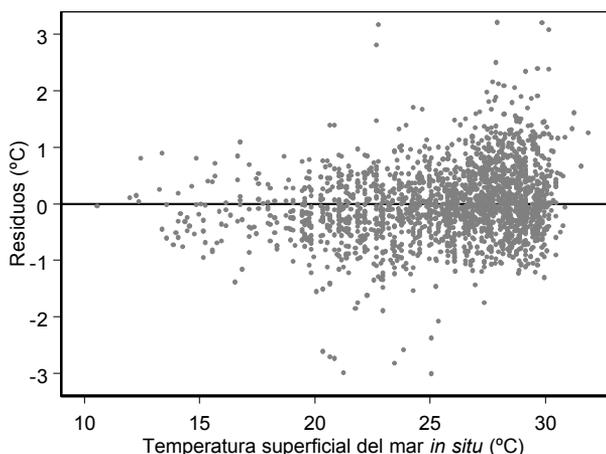


Figura 10. Residuos en función de la temperatura del mar medida por boyas.

El comportamiento de los residuos frente a la SST *in situ* es bastante uniforme (figura 10), no presentando una dependencia aparente conforme la temperatura varia. En cambio, la dispersión de los residuos, si aumenta cuando aumenta la temperatura del mar medida por las boyas.

La diferencia ($T_4 - T_5$) es una medida indirecta del contenido en vapor de agua que existe entre el sensor y la superficie medida. Los residuos en función de esta variable (figura 11) no muestran tendencia alguna que significar.

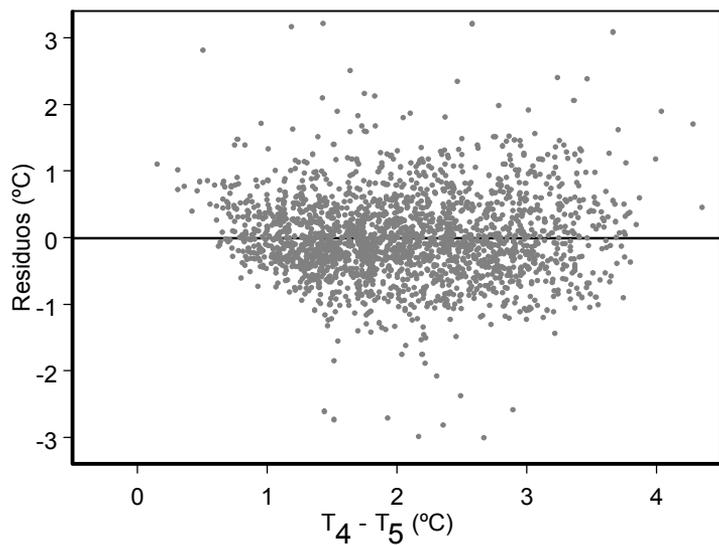


Figura 11. Residuos en función de la diferencia entre las temperaturas de brillo de los canales 4 y 5 del NOAA-AVHRR.

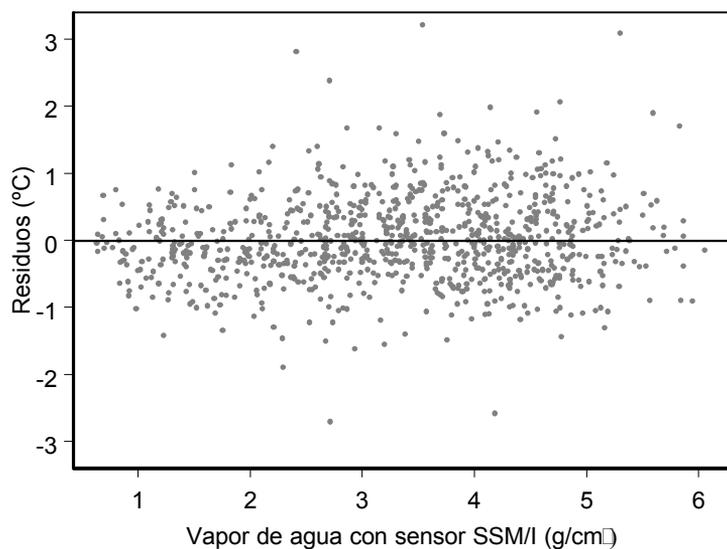


Figura 12. Residuos en función del vapor de agua atmosférico obtenido con el sensor SSM/I.

Igualmente hemos representado la cantidad de vapor de agua atmosférico obtenida mediante las medidas de un sensor totalmente independiente del AVHRR, el SSM/I, frente a los residuos (figura 12). Observamos, como en los casos anteriores, que los residuos se comportan de forma independiente de este parámetro, es decir, no existe una tendencia sesgada del algoritmo en función de la humedad atmosférica.

El análisis realizado nos permite indicar que el algoritmo propuesto para la estimación de la temperatura superficial del mar, y por lo tanto para corregir del efecto atmosférico las medidas de la temperatura de la superficie terrestre desde satélite, presenta un comportamiento adecuado independientemente de la época del año o condición atmosférica presente en la región.

3.2.3.4 Término de corrección por emisividad.

Re-escribamos el coeficiente $B(\varepsilon)$ en términos de la emisividad media para los canales 4 y 5, $\varepsilon = (\varepsilon_4 + \varepsilon_5)/2$, y de la diferencia espectral, $\Delta\varepsilon = (\varepsilon_4 - \varepsilon_5)$. Esta expresión nos permitirá observar y analizar de forma más simple la dependencia atmosférica de dicho coeficiente. Para ello tenemos que hacer la suposición de que la emisividad de las superficies naturales es próxima a la unidad en la región espectral de los canales 4 y 5 del AVHRR, es decir, entre 10,5 y 12,5 μm . Con ello podemos obtener a partir de la ecuación (3.73) que:

$$B(\varepsilon) = \alpha (1 - \varepsilon) - \beta \Delta\varepsilon \quad (3.78)$$

donde $\alpha = (b_4 - b_5) A \tau_5(\theta) + b_4$, y $b_4 = A \tau_5(\theta) b_5 + \alpha/2$. Para que nuestro algoritmo sea operativo necesitamos conocer los valores de los coeficientes α y β , que como podemos observar, dependen en gran medida de la humedad atmosférica a través de la transmisividad del canal 5, del coeficiente A y los coeficientes b_i .

Realizaremos la estimación de los coeficientes α y β , mediante la simulación de medidas de satélite para las condiciones atmosféricas típicas de la región definidas por el conjunto de 50 radiosondeos, donde el vapor de agua total varía entre 1,51 y 5,48 g/cm². Para llevar a cabo las simulaciones hemos considerado dos tipos de superficies bien diferenciadas, una cubierta por vegetación densa, para la que podríamos considerar $\varepsilon_4 = 0,985$ y $\varepsilon_5 = 0,985$ y otra superficie con suelo desnudo con $\varepsilon_4 = 0,95$ y $\varepsilon_5 = 0,97$. La temperatura de la superficie se ha supuesto como la del nivel más bajo del perfil atmosférico y -5 , $+5$ y $+10$ K esta temperatura. Se han tenido en cuenta tres ángulos de observación 0 , 30 y 50° . Así mismo, se ha añadido el efecto de los gases fijos atmosféricos CO₂, Ozono, CO, N₂O, NO₂, NO, NH₃, O₂, SO₂ y Metano, de los perfiles de la atmósfera tropical estándar incluidos en el MODTRAN 2 (Berck et al., 1989).

Con los datos de simulación obtenemos un valor del coeficiente $\alpha = 35 \pm 7$ K, con un máximo de 49,9 K y un mínimo de 20,1 K. Igualmente, encontramos $\beta = 57 \pm 21$ K, con un intervalo de variación entre 15,3 K y 99,7 K (figura 13).

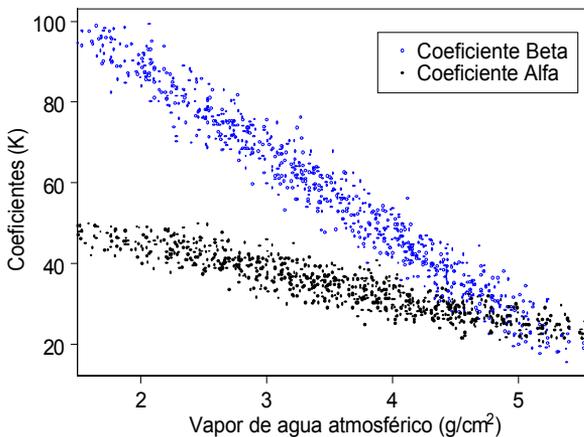


Figura 13. Coeficientes α y β del término de corrección de emisividad en función del contenido en vapor de agua estimado con los radiosondeos disponibles para Santo Domingo (República Dominicana).

Para las superficies naturales consideradas, siempre nos encontraremos con que la diferencia entre emisividades, $\Delta\epsilon$, es negativa o nula, así pues el efecto del segundo sumando de la expresión de $B(\epsilon)$ tiende a disminuir o desaparecer con la humedad atmosférica y por lo tanto, como sugieren diferentes autores (Ulivieri et al., 1992; Sobrino et al., 1993), podríamos elegir unos valores constantes de α y β .

El algoritmo finalmente propuesto resulta de sustituir en el modelo teórico de la ecuación (3.73), los valores de los coeficientes A , Δ y $B(\epsilon)$ previamente calculados y cuya expresión quedará finalmente como:

$$LST = T_4 + 2,5429 (T_4 - T_5) - 0,8864 + 35 (1 - e) - 57 \Delta e \quad (3.79)$$

3.2.3.5 Determinación de la emisividad mediante medidas de satélite.

El conocimiento exacto de la emisividad de las diferentes superficies naturales, es de vital importancia en la determinación de la temperatura de la superficie terrestre. Su medida es a menudo complicada, dada la doble contribución existente: la emisión propia del medio y la reflexión en él de la radiancia proveniente de los alrededores.

Para facilitarla, se trata de separar ambas contribuciones para quedarse sólo con la de la superficie bajo análisis. Existen básicamente dos métodos: el de reflectividades (Becker et al, 1981), y el método de la caja (Buetner y kern, 1965; Rubio et al, 1997). La base de datos más amplia en cuanto a medidas de emisividad se refiere puede ser consultada en Salisbury (1992)

Ahora bien, cuando hablamos de emisividad a escala de un píxel AVHRR hay que ser especialmente cauto. Por un lado, dentro de un píxel podemos

encontrarnos con tipos distintos de superficies (heterogeneidad), con respuestas diferentes en emisividad, de manera que lo que mediría el sensor sería una emisividad “efectiva”. Por otro lado, las medidas de campo de emisividad, normalmente se realizan con radiómetros que operan en la banda 8-14 μm ., de manera que este valor puede diferir, de forma notable, de las emisividades en bandas mas estrechas como las de los canales 4 y 5 del AVHRR (Hernández-Leal et al, 2000). Así pues, para obtener valores de emisividad, apropiados a la escala del píxel AVHRR, existen varios procedimientos, entre los que cabe citar, como más relevantes:

1) Método 1: Van de Griend y Owe (1993)

En este caso se propone una expresión para la emisividad en función del NDVI, obtenido a partir de los canales 1 y 2 del AVHRR, esto es:

$$\varepsilon = a + b \text{Log} (\text{NDVI}) \quad (3.80)$$

donde a y b son coeficientes que únicamente han sido determinados para la banda 8-14 μm . y además dependen de los tipos de superficies. Eso hace que sea una relación no excesivamente útil, en algoritmos en los que es necesario conocer las emisividades del canal 4 y 5 explícitamente.

2) Método 2: Valor y Caselles (1996)

Se basa en expresar la emisividad como una función de las emisividades del suelo desnudo (ε_s) y de vegetación (ε_v), pesadas estas últimas por la fracción de cubierta vegetal. Este último factor se calcula a partir del NDVI de vegetación (NDVI_v) y el de una muestra de suelo desnudo (NDVI_s). Además se añade un término debido a los efectos de cavidad ($d\varepsilon$). Así, obtienen la emisividad como:

$$e = \frac{e_v - e_s}{NDVI_v - NDVI_s} NDVI + \frac{e_s(NDVI_v + di) - e_v(NDVI_s + di)}{NDVI_v - NDVI_s} \quad (3.81)$$

3) Metodo 3: TISI (Becker y Li, 1993).

Se utilizan escenas nocturnas y diurnas del canal 3 del AVHRR, en combinación con las bandas térmicas, para estimar las emisividades en cada uno de los tres canales (3, 4 y 5). Tiene el inconveniente de necesitar datos nocturnos (no disponibles para nuestras bases de datos) y diurnos del canal 3, además de que la metodología requiere la medida de radiancias *in situ*.

4) Método 4: Sobrino et al (1990)

Este es el procedimiento, que por su sencillez y aplicabilidad, hemos utilizado sobre los datos del Global Land 1-km AVHRR Project. Consiste, básicamente, en dividir los tipos de superficies naturales en tres clases, dependiendo el rango de valores de NDVI que se encuentran en ellas. Para cada tipo de superficie se usará una expresión diferente que nos proporcionará los valores de ε y $\Delta\varepsilon$, en función de datos de satélite y de algunas medidas de campo. De esta manera, se considerarían los siguientes tipos de superficies:

4.a) *Píxeles completamente vegetados (NDVI > 0,5).*

La superficie se considera completamente vegetada para valores de NDVI mayores que 0,5, de manera que $P_v=1$, $C_i=0,005$ y :

$$e_{4v} = e_{5v} = 0,985 + C_i \quad (3.82)$$

$$\Delta e = 0 \quad (3.83)$$

4.b) Píxeles parcialmente cubiertos de vegetación ($0,2 < NDVI < 0,5$).

En este caso se aplica una expresión teórica (Sobrino et al, 1990), que da la emisividad de una superficie (ϵ_i) para los canales 4 y 5 ($i = 4,5$), en función de las emisividades de suelo desnudo (ϵ_{is}) y de vegetación (ϵ_{iv}), proporción de vegetación (P_v) y el término C_i , que es un factor de forma dependiente de las características internas de la superficie y tiene en cuenta los efectos de cavidad ($C_i=0$ para superficies planas y homogéneas), es decir:

$$e_i = e_{iv}P_v + e_{is}(1 - P_v) + C_i \quad (3.84)$$

Esta ecuación puede ser aplicada a nuestros datos, dado el escaso margen de variación de la emisividad en el intervalo 10,5-12,5 μm .(de 0,94 para suelo desnudo a 0,99 para suelo lleno de vegetación). Así, se tomaron valores de $C_4 = 0,017-0,012P_v$ y $C_5 = 0,021-0,016P_v$. Estos son los valores promedios obtenidos para cuatro superficies vegetadas típicas de la Isla de la Española: bosques de *Pinus occidentalis* (pinos), *Roystonea Hispaniola* (Palmeras), cultivos agrícolas de bajura y *Sacharum officinarum* (plantaciones de caña de azúcar). Aplicando el modelo geométrico introducido por Sobrino et al (1990) y considerando $\epsilon_{4s}=0,945$, $\epsilon_{5s}=0,957$, para suelo desnudo (suelo calcáreo o de roca caliza) y $\epsilon_{4v}=\epsilon_{5v}=0,987$ (*Pinus Occidentalis*) (Rubio et al., 1997). De esta manera se obtendría:

$$e = 0,971 + 0,018P_v \quad (3.85)$$

$$\Delta e = 0,006 (1 - P_v) \quad (3.86)$$

donde P_v puede obtenerse en función del NDVI, de acuerdo con Carlson y Ripley (1997) como:

$$P_v = \left(\frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \right)^2 \quad (3.87)$$

expresión en la que $NDVI_{\min}$ y $NDVI_{\max}$, representan, respectivamente, valor de NDVI para suelo desnudo y completamente vegetado.

4.c) *Píxeles de suelo desnudo* ($0 < NDVI < 0,2$).

La superficie se considera formada por suelo desnudo ($P_v=0$, $C_i=0$), para valores de NDVI entre 0 y 0,2. La emisividad se obtiene, en este caso como:

$$e = 0,980 - 0,042 r_1 \quad (3.88)$$

$$\Delta e = -0,003 - 0,029 r_1 \quad (3.89)$$

donde ε_1 representa la reflectividad en el canal 1 del sensor AVHRR (Salisbury, 1992).

3.2.3.6. Análisis de Sensibilidad del modelo.

La estimación de la temperatura del terreno mediante el método propuesto, supone aplicar diferentes expresiones para el cálculo del término corrector de emisividad, $B(\varepsilon)$, en función del intervalo de NDVI en el que el píxel en cuestión se halle incluido, tal y como se ha comentado en el epígrafe anterior. Básicamente la idea consiste en que más que un sólo algoritmo, lo que hemos definido son tres algoritmos LST, cada uno de ellos aplicable para un determinado

porcentaje de cubierta vegetal en el terreno. Por consiguiente un análisis de sensibilidad del algoritmo respecto a las diferentes fuentes de error que puedan afectarle, debe incluir un estudio pormenorizado para cada uno de los tres casos descritos.

Así, podríamos dividir el error asociado al cálculo de la LST en dos factores claramente diferenciados:

i) Error en el término de corrección atmosférica (σ_{Atmos}).

Dado que el algoritmo ha sido validado para la parte atmosférica (estimación de la SST), con medidas in situ de boyas de la base de datos PFMDB, podemos dar como error en este término el obtenido de esta validación, o error empírico, que recordemos era de 0,64 k.

ii) Error asociado al término corrector de emisividad ($\sigma_{B(\epsilon)}$).

Para determinar este error, tendríamos que aplicar propagación de errores en la expresión de $B(\epsilon)$ (3.78), sobre las magnitudes directamente medibles que nos llevan a la obtención de dicho término. Por un lado se tendrían los errores asociados a la obtención de los parámetros α y β , estimados empíricamente ($\sigma_{\alpha} = \pm 7$; $\sigma_{\beta} = \pm 21$). Por su parte, como se ha visto en el apartado anterior, los parámetros ϵ y $\Delta\epsilon$ que aparecen en dicha expresión, pueden ser obtenidos de una forma sencilla mediante la aplicación de diferentes ecuaciones, válidas cada una de ellas para un determinado rango de valores de NDVI. Estas dependen en último término del NDVI y por consiguiente de las reflectividades en los canales 1 y 2 del sensor AVHRR (ρ_1 y ρ_2 , respectivamente), con lo que habrá que tener en cuenta el error de digitalización de los datos brutos de dichos canales.

Así pues el error total del algoritmo podría expresarse como:

$$\sigma(LST) = \sigma_{Atmos} + s B(\epsilon) = 0,64 + \sigma B(\epsilon) \quad (3.90)$$

Veamos a continuación cual sería la sensibilidad de nuestro algoritmo determinando el rango de variación de $\sigma B(\epsilon)$ para cada uno de los tres casos citados:

Caso A) *Vegetación densa* (NDVI >0,5). En este caso la emisividad del terreno se puede asimilar a 0,99, siendo la diferencia espectral de emisividades nula. Por tanto, podríamos expresar el error en $B(\epsilon)$ como:

$$\sigma B(\epsilon) = 0,01 \sigma\alpha = 0,07 \text{ k} \quad (3.91)$$

De manera que en este caso el error total del algoritmo vendría dado básicamente por el error en la parte atmosférica, con un valor:

$$\sigma(LST) = 0,71 \text{ k} \quad (3.92)$$

Caso B) *Suelo parcialmente vegetado* (0,2 < NDVI < 0,5).

En este margen de valores de NDVI, la aplicación de propagación de errores con los valores conocidos de ϵ y $\Delta\epsilon$ (ecuaciones 3.76 y 3.77), nos llevaría a la siguiente expresión:

$$\begin{aligned} dB(\epsilon) = & 0,029 da + 0,018 a P_v \left[\frac{d(a)}{a} + \frac{d(P_v)}{P_v} \right] + \\ & + 0,006 db + 0,006 b P_v \left[\frac{d(b)}{b} + \frac{d(P_v)}{P_v} \right] \end{aligned} \quad (3.92)$$

Donde suponiendo que el error de digitalización en los canales 1 y 2 es el mismo ($\sigma_{\rho_1} = \sigma_{\rho_2} = 0,14$), se obtendría para el término de error en la fracción de vegetación o factor P_v , la siguiente expresión:

$$d(P_v) = 2P_v(d(NDVI) + d(NDVI_{\min}) + d(NDVI_{\max}) + d(NDVI_{\min})) \quad (3.93)$$

con

$$d(NDVI) = 2 \frac{dr_1}{r_1 + r_2} \quad (3.94)$$

Particularizando la ecuación 3.94 para los casos de NDVI actual, $NDVI_{\min}$ (suelo desnudo) y $NDVI_{\max}$ (suelo completamente vegetado), e introduciendo dichos términos en 3.93, obtendríamos el error en la estimación de la proporción de vegetación o parámetro P_v en función del error de digitalización del canal 1, esto es, dr_1 y las reflectividades propiamente dichas. Así, conocido $d(P_v)$, podríamos determinar el término $\sigma B(\varepsilon)$ para los valores extremos de NDVI dentro del intervalo considerado, 0,2-0,5 o lo que es lo mismo para los valores de reflectividades ρ_1 y ρ_2 asociados a dichos extremos. Así se tendría para el error en

$B(\varepsilon)$ y el error total los valores extremos dados en la tabla 4.

Tabla 4. Estimación del error en la LST para suelos parcialmente vegetados

NDVI	$\rho_1(\%)$	$\rho_2(\%)$	$\sigma_{Atmos}(k)$	$\sigma B(\varepsilon)(k)$	$\sigma(LST)(k)$
0,2	22,3	33,4	0,64	0,25	0,89
0,5	11,6	35,0	0,64	1,6	2,24

Podemos concluir por tanto, que el error en el término corrector de emisividad es tanto más grande cuanto menores son los valores de NDVI. Así, la

importancia de una buena estimación de los factores ε y $\Delta\varepsilon$ aumenta a medida que nos movemos hacia superficies con una menor densidad de vegetación. El error en el término de emisividad estaría en el intervalo 0,25-1,6 k, superando en el peor de los casos al error que se obtenía en la parte atmosférica. No obstante un error total en el intervalo 0,89-2,24 k, continúa siendo francamente aceptable cuando hablamos de la estimación de la temperatura superficial del terreno (Caselles et al., 1997), dada su alta variabilidad espacial.

Caso C) Suelo desnudo (NDVI < 0,2).

Para obtener $\sigma B(\varepsilon)$ en este caso se procede de forma análoga, sin más que tener en cuenta las aproximaciones para ε y $\Delta\varepsilon$ dadas por las ecuaciones 3.88 y 3.89 respectivamente. Aplicando nuevamente propagación de errores, se obtendría la siguiente expresión:

$$dB(\varepsilon) = 0,02 da + 0,042 a r_1 \left[\frac{d(a)}{a} + \frac{d(r_1)}{r_1} \right] + \\ + 0,003 db + 0,029 br_1 \left[\frac{d(b)}{b} + \frac{d(r_1)}{r_1} \right] \quad (3.95)$$

En la ecuación 3.95 se observa como el error en el término de emisividad variará en función de los valores de reflectividad del canal 1, de manera que cuanto mayores sean los mismos (menor proporción de vegetación) mayor será el factor de corrección a aplicar. Para un valor típico de suelo prácticamente desnudo (NDVI = 0,05), el valor de $\sigma B(\varepsilon) = 4,5$ k, dando perfecta cuenta, en este caso, de la importancia de este factor en el error total del algoritmo.

Análisis con imágenes Landsat-TM

Mostraremos, en primer lugar, un ejemplo de utilización de las imágenes de alta resolución Landsat-TM, en el análisis del problema de la deforestación. Más concretamente, el estudio se centra en la Isla de la Española, en la zona fronteriza que separa a la República Dominicana y Haití.

En una primera parte se describe la situación cultural, geográfica y política de ambos países con el objeto de poder analizar la influencia de múltiples factores en la degradación medioambiental que sufre este territorio. Posteriormente se describe los resultados de una campaña de campo realizada en colaboración con el Center for Earth and Environmental Science (CEES-Universidad de Purdue, Indiana, EEUU) a lo largo de la zona fronteriza. Estos datos en conjunción con las imágenes del índice de vegetación (NDVI) de diferentes escenas TM, así como composiciones en falso color, permiten dar una visión clara del contraste vegetativo a lo largo de la zona de transición entre ambos países. El capítulo concluye con un estudio temporal de la evolución del NDVI, utilizando para ello escenas de tres fechas diferentes, que permitirá constatar la persistencia o no del contraste antes mencionado y de su evolución temporal en ambos países por separado y en la zona próxima a la frontera.

4.1 Introducción.

En las últimas décadas, el uso de la información proveniente de sensores remotos, ha dado un impulso definitivo a la cuantificación en el espacio y en el tiempo de la magnitud del problema de la deforestación. Particularmente, las regiones fronterizas entre dos países, con culturas en protección medioambiental claramente diferenciadas, pero sometidas a los mismos condicionantes climáticos, suelen ser zonas idóneas para el estudio mediante la teledetección, de cómo factores antropogénicos pueden inducir grandes contrastes en la cobertura vegetal.

Las condiciones en el medio ambiente natural, tales como suelos, características geológicas, clima, tipo de vegetación natural, etc.; son a menudo las mismas, en las zonas limítrofes a ambos lados de una frontera política, de manera que los contrastes en el uso del terreno y en la cubierta vegetal, probablemente sean debidos a diferencias en la política económica y en la cultura de la utilización del suelo.

Las imágenes de los sensores a bordo de los satélites han permitido realizar numerosos estudios de este tipo de contraste en la cubierta vegetal y uso del suelo en diferentes localizaciones del globo. Así por ejemplo, Sheffield (1981) muestra imágenes de satélite de zonas borde entre Estados Unidos y México, Canadá y Estados Unidos e Israel y Egipto.

Otro ejemplo de contraste, objeto del estudio realizado en esta memoria, se puede encontrar en las fronteras entre Haití y la República Dominicana, que comparten la isla caribeña de la Española. El primero de estos países ocupa aproximadamente la tercera parte de la isla en el lado Oeste y el segundo el resto (Figura 1).

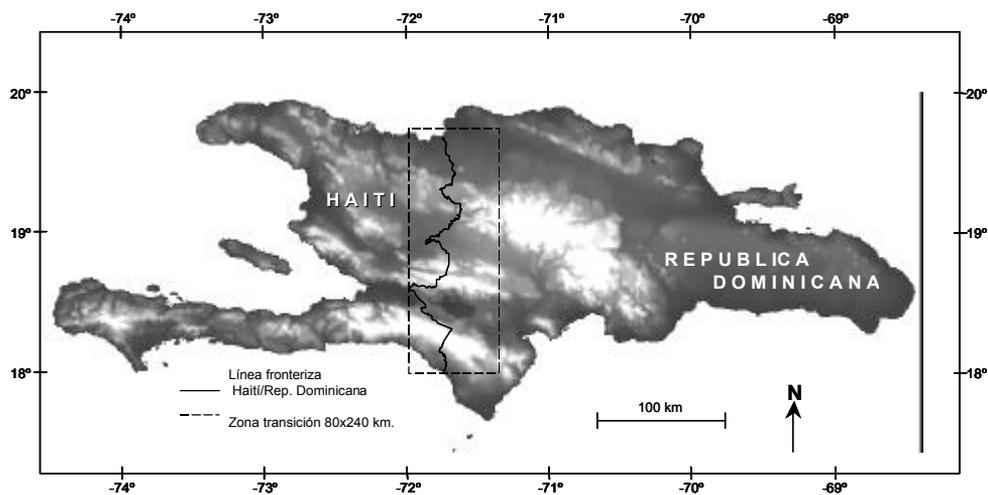


Figura 1. Imagen digital de elevación del terreno de la Isla de la Española. Los tonos oscuros denotan zonas bajas y los claros elevaciones montañosas. Frontera Internacional de 80 km. trazada en negro.

Si bien la teledetección, como demostramos en esta memoria, puede servir como herramienta básica en este tipo de análisis, no lo es menos en este caso, un conocimiento previo de las características socio-geopolíticas del área a analizar. Con el objeto de situarnos en ese aspecto, realizamos un análisis previo de los antecedentes históricos y referencias al problema de la deforestación en la isla de la Española.

4.2 Antecedentes históricos

Una fotografía aérea aparecida en el año 1987 en la revista National Geographic (figura 2), reflejaba claramente los contrastes encontrados a lo largo del área fronteriza, dibujando los bosques densamente poblados del lado dominicano, en agudo contraste con la dispersión de vegetación y erosión del terreno de Haití (Cobb, 1987).



Figura 2. Fotografía aérea de la zona fronteriza. National Geographic, 1987.

Esta fotografía ha servido en numerosas ocasiones como referencia de un caso de degradación medioambiental (de Blij and Mueller, 1996). Sin embargo, esta foto aérea plantea diversas cuestiones:

En primer lugar, ¿es este contraste en la cubierta del terreno representativo de condiciones a lo largo de toda la frontera Haití/República Dominicana, o es un ejemplo extremo? La naturaleza de esta transición podría en principio cambiar con las variaciones en las condiciones medioambientales y culturales. Así por ejemplo, la región fronteriza atraviesa tres montañas que se extienden entre el mar Caribe (Sur) y el Océano Atlántico (Norte), incluyendo una amplia variedad de estructuras geológicas, topográficas y geomórficas. Asociadas con estas variaciones están los cambios climáticos, tipos de suelos y de vegetación natural. Tales diferencias sugieren que los contrastes en la cubierta vegetal y en el uso del terreno pueden variar en tipo e intensidad a lo largo de la frontera.

En segundo lugar, ¿cómo ha cambiado a lo largo del tiempo el uso del terreno y la cubierta vegetal en esta región? Cabría esperar que este contraste tenga orígenes muy antiguos, dado el reconocimiento que a lo largo de la historia se hace de la pobreza rural de Haití. Existen referencias que denotan la degradación medioambiental y deforestación, que datan de la época colonial francesa (Lindskog, 1898). En concreto, para la región fronteriza, Lewis y Coffey (1985) sugieren que gran parte del borde haitiano se ha visto afectado por la deforestación sólo en las últimas décadas. Sin embargo, citas históricas relativas a la zona fronteriza, indican significativos contrastes en la cubierta y uso del terreno desde al menos mediados del siglo XX (Holdrige, 1947; Crist, 1952; Greene, 1966). La pregunta es, ¿será este contraste entre ambos países más extremo en el futuro o bien será menor debido a que los bosques del lado dominicano tienden también a desaparecer?. En promedio, la deforestación anual en Haití aumentó a un ritmo de 8 km^2 por año en el periodo de 1990 a 1995, mientras que para el mismo periodo en la República Dominicana, se habla de un

aumento de 26,4 km² por año. Sin embargo, esto representa un descenso promedio anual del total de masa forestal, del 1,6% en este último país frente al 4,7% en Haití (World Resources Institute, 1998).

Por encima de todo, ¿qué factores han contribuido más a esta diferenciación en las cubiertas vegetales y usos del suelo?. ¿Es un factor determinante la alta densidad de población y pobreza en el lado de Haití, como a menudo ha sido referenciado? (Kurlansky, 1995), o ¿tienen una influencia decisiva la historia política, los cultivos utilizados y la actitud de los gobiernos hacia la conservación del medio ambiente?. Ciertamente es que las imágenes de satélite pueden proveer un buen medio para reconstruir tendencias recientes en la dinámica espacio-temporal de la cubierta vegetal de la región fronteriza, pero ¿muestran estas tendencias alguna relación con otras variables en el medio físico y cultural?.

Dada la importancia del contraste en la vegetación entre ambos países, estas cuestiones han sido a menudo planteadas en la literatura. Habitualmente, muchos de los estudios sobre el uso del suelo y tipo de cubierta en la Española, se han confinado a cada país por separado, de manera que no se ha prestado especial atención al estudio de la zona de transición (Wood, 1963; Organisation of American States, 1967; Hartshorne et al., 1981; Robart, 1984). Sin embargo, pueden encontrarse dos excepciones en los trabajos de Crist (1952) y Palmer (1976). Crist examinó las variaciones en el uso del suelo en el Culc de Sac Plain/Enriquillo Basin, mientras Palmer estudió las diferencias en las extensiones agrícolas en el Central Plateau de Haití/Valle de San Juan. No obstante, ambos estudios están confinados a porciones relativamente cortas de la frontera y se centran fundamentalmente en los patrones de usos del suelo en zonas agrícolas.

La utilización de imágenes Landsat para diferenciar el uso del suelo y la cubierta vegetal tanto en la República Dominicana como en Haití, se ha visto habitualmente limitada a uno u otro país. Lafortune et al. (1979) identificaron doce

tipos de cubierta/uso del suelo en el Cul de Sac Plain en Haití, usando interpretación visual de datos del sensor Multispectral Scanner (MSS) a bordo del satélite Landsat-2. Laba et al. (1997) distinguieron cinco tipos de uso/cubierta de suelo en la zona del Río Yuna en la República Dominicana utilizando una combinación de imágenes de los sensores MSS y Thematic Mapper (TM) del mismo satélite. Mapas recientes de la República Dominicana obtenidos mediante datos Landsat por el Departamento de Inventario de REcursos NATurales de la República Dominicana (DIRENA, 1994; 1996), no proveen información acerca de las condiciones a lo largo de la frontera internacional, y datos similares del lado Haitiano tampoco están disponibles. Sin embargo, aunque los datos acerca de la utilización del suelo y cubierta vegetal son escasos o inexistentes, los estudios comentados sugieren que las imágenes de satélite pueden proveer una fuente importante de información para su análisis.

Por otro lado, las diferencias en las instituciones socioeconómicas y patrones en los usos del suelo, entre Haití y la República Dominicana, datan de los primeros tiempos de la colonización Europea de las Américas. La colonia española de la Española (Santo Domingo) se estableció en la porción este de la isla en 1493 tras el segundo viaje de Colón en la exploración del Caribe. Tras un breve periodo de prosperidad ligado a la explotación de minas de oro, la colonia fue relegada a un segundo plano debido al descubrimiento de recursos naturales más abundantes en la zona de América Central y Sudamérica. La población en Santo Domingo decayó y los ranchos de ganado en grandes latifundios, siguiendo la tradición española, se convirtieron en el uso dominante del suelo y en la actividad económica por excelencia (Palmer, 1976).

En contraste, la colonia francesa, en la parte Oeste de la isla (Saint Domingue) fue fundada en el siglo XVII y estaba caracterizada por una próspera economía de plantaciones trabajadas por esclavos africanos. Las diferencias entre las dos colonias aumentaron durante la revolución en Haití (1791-1804), que eliminó gran parte de la población blanca de la porción Oeste de la isla,

umentando las diferencias en la composición racial de las dos naciones emergentes. La reforma de la tierra que siguió a la Revolución en Haití, condujo a una partición de los terrenos agrícolas en pequeños minifundios, mientras que en el lado español persistían los latifundios (Wood, 1963; Palmer, 1976).

Tabla 1. Estadísticas de población y usos del suelo para Haití y la República Dominicana

	HAITI	R. DOMINICANA
Area total (km ²)	27.560	48.380
POBLACIÓN		
Población (Julio 1999) ¹	6.884.264	8.129.734
Densidad de población (hab/km ²) ¹	250	168
Población rural (% del total) ²	67	27
Promedio anual de crecimiento de la población ²	2,1	1,8
Grupos étnicos: Porcentaje de raza negra (% del total) ¹	95	11
Porcentaje de mulatos y blancos (% del total) ¹	5	89
AGRICULTURA Y MEDIOAMBIENTE		
Terrenos cultivados (% de superficie total) ³	33	37,6
Cultivos de regadío (% de las superf. cultivada, 1992-1994) ³	9	14
Maquinaria agrícola en uso (promedio anual, 1992-1994) ³	230	2350
Uso anual de fertilizantes (kg/ha de cultivo, 1992-1994) ³	6	51
Rendimiento promedio de cereales (kg/ha, 1992-1994) ³	929	4.034
Extensión de bosques naturales (miles de ha., 1995) ³	13	1.575
Promedio anual de descenso de cubierta forestal (% , 1990-95) ³	-5,20	-1,6
Areas protegidas (% del total de superficie) ³	0,4	31,5

¹ World Bank (1999). Indicadores de desarrollo mundial

² CIA (1999). Indicadores desarrollo global

³ World Resources Institute (1998)

Las diferencias históricas entre Haití y la República Dominicana han sido alimentadas por cuestiones políticas, económicas y culturales, que están más allá del punto de mira de nuestro estudio. No obstante, muchos aspectos de la

dicotomía actual son evidentes. Por ejemplo, mientras la población de ambas naciones es comparable en términos de números absolutos, variables demográficas tales como tasa de nacimiento, porcentaje de población blanca y porcentaje de población viviendo en áreas rurales, son mayores en Haití (tabla 1).

La densidad de población en Haití no es mayor en términos absolutos pero sí en términos de densidad por unidad de tierra cultivable. En 1996 se estimó para Haití unas 885 personas/km² de tierra cultivable, frente a las 221 personas/km² en la República Dominicana (World Resources Institute, 1998).

Aunque ambos países son pobres, la pobreza es aún más severa en Haití, que a menudo ha sido descrita como “la nación más pobre del hemisferio Oeste” (Cobb, 1984, p.650; Catanese, 1991, p.3). En 1999, la renta per cápita en Haití se estimó en 330 dólares, comparada con los 1670 dólares de la renta dominicana (World Bank, 1999). La gran severidad de la pobreza haitiana también queda reflejada en los pésimos recursos educacionales y sanitarios, así como en la baja expectativa de vida, alta mortalidad infantil y una gran cantidad de población sin acceso a agua de una red pública.

El contraste entre ambas naciones también se acentúa en el uso del suelo y las estadísticas agrícolas. Zimmerman (1986) estimó que el tamaño promedio de las plantaciones en Haití era de 0,5 hectáreas, mientras que Haggerty (1989), hablaba de un tamaño medio de 6,9 hectáreas en la República Dominicana. Tanto las granjas como las infraestructuras agrícolas son más avanzadas en el lado dominicano, en términos de la aplicación de fertilizantes, uso de maquinaria, porcentaje de tierra con redes de riego, etc. (tabla1). La presión ejercida por el hombre para limpiar zonas de bosque, con el objeto de dedicarlas a cultivos agrícolas y para obtener madera para combustible, materiales de construcción, y otros usos, ha conducido a la casi completa eliminación de los bosques haitianos. Así, la cubierta forestal en Haití en 1995 se estimaba en 21.000 hectáreas (aproximadamente el 0,8% de su superficie), comparada con los 1,6 millones de

hectáreas (32,7%) en la República Dominicana (World Resources Institute, 1998). Esta tala a gran escala de los bosques haitianos ha contribuido a una alta erosión del suelo, haciendo caer en picado la productividad agrícola del país. (Kurlansky, 1995).

Otra estadística que da una clara visión de la deforestación de los bosques de Haití es que aproximadamente el 80% del total de la energía del país está basada en combustibles tradicionales (madera y carbón), comparado con el 12% en la República Dominicana (World Bank, 1999). A pesar de las menores reservas forestales, Haití produjo un promedio de 6 millones de metros cúbicos anuales de combustible procedente de madera y carbón en el periodo de 1993-95, comparado con los 0.9 millones de metros cúbicos de la República Dominicana (World Resources Institute, 1998). Si bien es verdad que la tala forestal también ocurre en la República Dominicana, un alto porcentaje de sus recursos naturales se han visto beneficiados de algún tipo de protección en forma de parques naturales y zonas de reserva de la biosfera. La extensión de estas áreas protegidas en la República Dominicana se estima en 1,5 millones de ha. (31,5% de su superficie) comparado con las 10.000 ha (0,4%) en Haití (World Resources Institute, 1998).

4.3 Medidas de campo y análisis visual de imágenes de satélite de la zona fronteriza.

Este estudio se realizó en colaboración con el Center for Earth and Environmental Science (CEES) de la Universidad de Purdue en Indianápolis (EEUU). En el mismo se utilizan datos de campañas de campo realizadas en los veranos del periodo 1998-2000, en conjunción con la información de diferentes sensores remotos. La intención última es dar una visión global del problema y tratar de responder a los interrogantes planteados en el epígrafe anterior.

Estas experiencias de campo realizadas durante el periodo antes señalado, viajando a lo largo de la frontera en el sentido Sur-Norte, pretendían, en una primera fase, obtener una visión in situ de las características de la vegetación, estructura, especies dominantes, y otros parámetros medioambientales. Además, se realizaron fotografías de la zona, de las que se tiene un ejemplo en la figura 3 y georeferenciación de los datos mediante instrumentos GPS (Global Positioning System). Este reconocimiento inicial, sirvió de gran ayuda en el posterior análisis e interpretación de los datos aportados por las imágenes de satélite.



Figura 3. Fotografía de una zona montañosa en Haití (Cordillera Central) próxima a la frontera, en la que se observa la alta deforestación.

Además, estas medidas de campo, se vieron complementados por imágenes de satélite que, en un ordenador portátil y mediante técnicas de visualización geográfica permitieron crear una base de datos para ser introducida en un Sistema de Información Geográfico (SIG). Se usaron tres imágenes

Landsat-5 TM de la zona fronteriza, siendo georeferenciadas al sistema de coordenadas UTM (Universal Transverse Mercator). Las imágenes TM incluían dos escenas contiguas correspondientes al 9 de Agosto de 1992 y una escena del 15 de Julio de 1986. También se usaron datos de un modelo digital del terreno de 30 m. (GTOPO30), proporcionados por el USGS (1997) (United States Geological Survey), con el objeto de desarrollar una perspectiva en tres dimensiones de la región en estudio. Datos tales como fronteras políticas, redes de carreteras, ríos y la localización de los mayores asentamientos de población, fueron superpuestos para facilitar la interpretación visual.

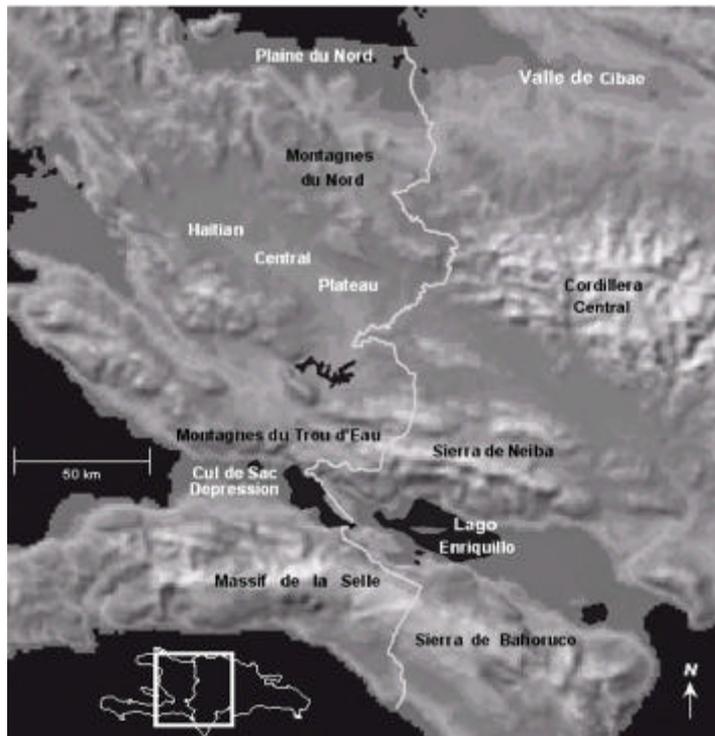


Figura 4. Imagen en relieve de la parte central de la Española, mostrando las principales características físico-geográficas. La línea en blanco marca la zona fronteriza

Adicionalmente, hemos realizado diferentes composiciones en falso color de las imágenes TM usando combinaciones de tres bandas espectrales. Entre ellas, se utilizaron imágenes de índices de vegetación, más concretamente del NDVI (Normalized difference Vegetation Index), índice este muy sensible, como se ha comentado en el capítulo 3, a los estudios sobre dinámica de la vegetación, dada su alta correlación con factores biofísicos, densidad de biomasa, actividad fotosintética, porcentaje de cubierta vegetal, etc. (Jensen, 1983).

A continuación se muestran los resultados de este análisis de campo e interpretación visual de las imágenes, que servirá como elemento clave de referencia en los estudios sobre dinámica temporal de la cobertura vegetal, que se realizan en apartados posteriores de esta memoria. Este análisis se realiza en sentido Sur-Norte, sobre cada una de las siete secciones en que se ha dividido la región de transición, en las que se destacan las más importantes características físicas y accidentes geográficos del área objeto de estudio (Figura 4).

4.3.1 Zona 1: Massif de la Selle(Sur)/Valle del Río Pedernales

La figura 5 muestra una vista en perspectiva de la zona sur de la frontera en el Valle del Río Pedernales. La imagen se creó superponiendo una composición en falso color (TM 453 RGB) sobre el modelo digital de elevación del terreno, destacando en rojo la frontera internacional. El flanco sur de la sierra de Bahrucó se alza en el fondo de la imagen. Las elevaciones más bajas del frente de la imagen destacan por la escasez, y en algunos casos, casi ausencia de vegetación. El subsuelo en las zonas más bajas es predominantemente piedra caliza que cuando alcanza la superficie da lugar a formaciones rugosas o dentadas conocidas como “diente de perro”. La aridez y la ausencia de un subsuelo adecuado, impiden la existencia de cultivos en las zonas bajas del “Massif de la Selle” (Haití), donde la vegetación natural predominante está constituida por matorrales. Excluyendo la zona de la desembocadura del río

Pedernales donde la agricultura es el uso dominante del terreno a ambos lados de la frontera, el enorme contraste vegetativo es evidente tal y como se observa en la figura 5. La escasez de vegetación en el lado de Haití es denotada por los tonos rosáceos en la imagen, que indican vegetación dispersa o rocas y suelo árido. La deforestación se extiende en dirección Norte hasta el pie de las montañas del

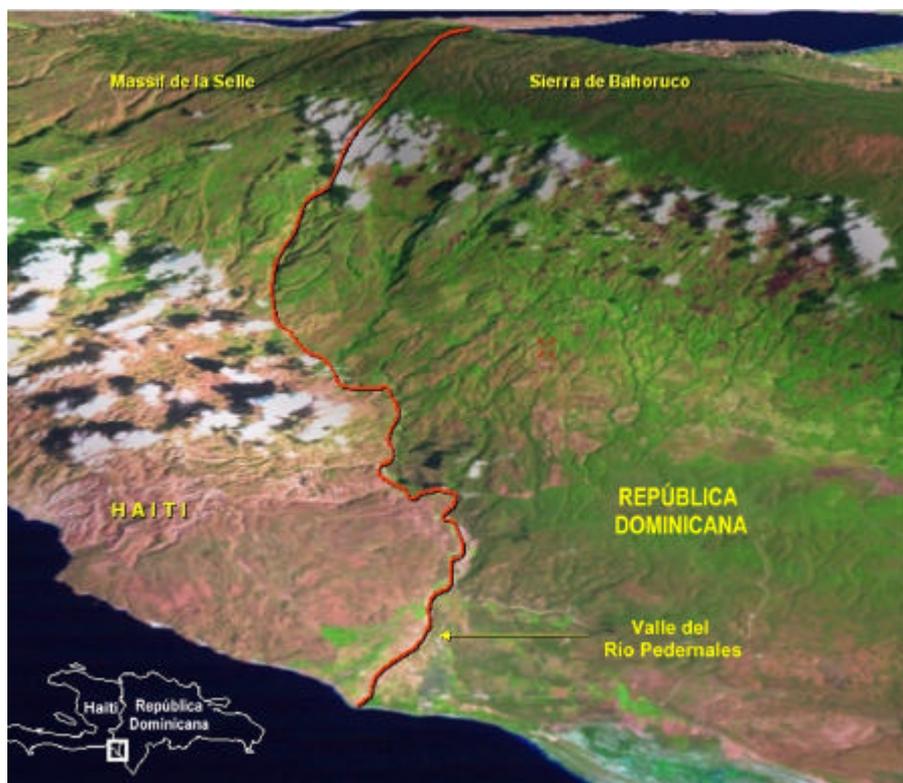


Figura 5. Vista en perspectiva de la zona sur de la frontera. Imagen TM (RGB 543) del 9/08/92 sobre un modelo digital de elevación GTOPO 30. Frontera marcada con línea roja.

“Massif de la Selle” en Haití, mientras que la vegetación aparece prácticamente intacta en el lado dominicano. Esta falta de vegetación en la zona haitiana, puede ser debida a múltiples factores, incluyendo, como ya se ha comentado con anterioridad, la utilización de madera como combustible y como material de

construcción, al pastoreo de ganado, etc. La extensión de la superficie agrícola en el lado de Haití es también menor, probablemente debido a las falta de sistemas adecuados de regadío, indispensables para la productividad agrícola en esta parte semiárida de la isla.

4.3.2 Zona 2: Massif de la Selle (Norte)/Sierra de Bahoruco

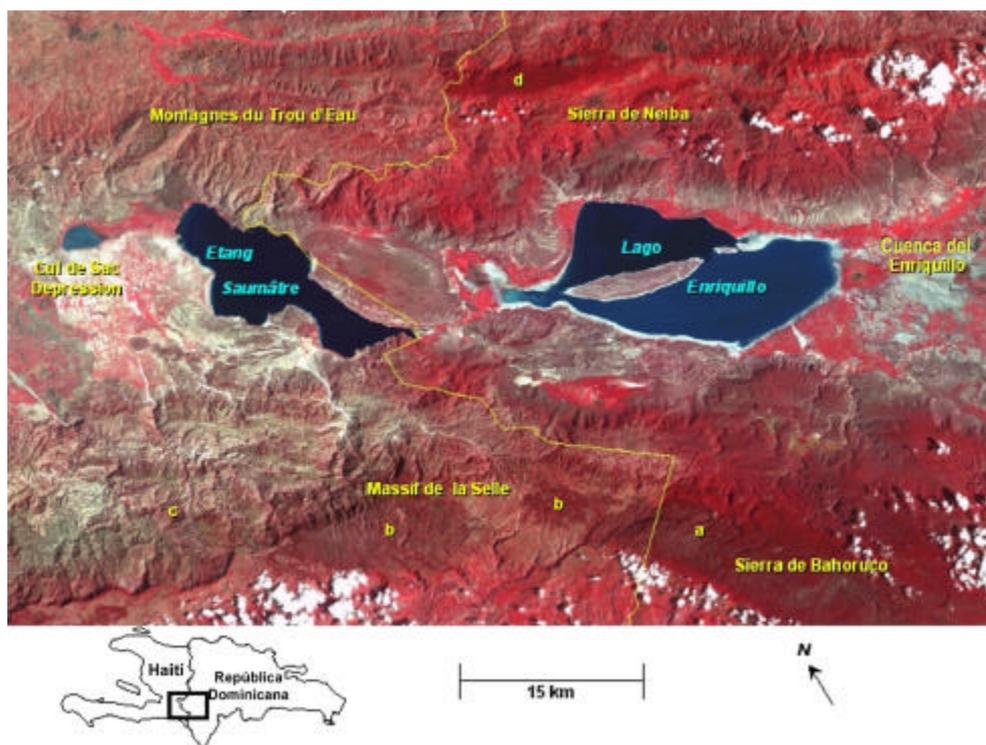


Figura 6. LANDSAT TM (RGB 432) del 9/08/92 de la zona Sur-central de la zona de transición. Frontera señalada con línea amarilla. La "a" indica zona con predominio de bosques de *Pinus Occidentalis* en R. Dominicana, la "b" idem pero en Haití, la "c" zona de vegetación dispersa en Haití y "d" indica zona de bosques dominicanos que se interrumpen en la zona fronteriza.

La zona 2 se corresponde con la parte inferior de la imagen de la figura 6. Ésta representa una composición en falso color (TM 432-RGB) de la zona Central-Sur de la región fronteriza. Dicha imagen se corresponde con un área mayor (aprox. 3.500 km²) que la de la figura 5 e incluye las secciones 2, 3 y 4 en que se ha dividido nuestro análisis.

Las elevaciones en estas montañas superan los 2.500 m., siendo las más altas encontradas a lo largo de toda la frontera. Los tonos de rojo más intensos que se extienden de noroeste a sudeste en el lado dominicano, representan extensiones de bosques de pinos autóctonos (*Pinus occidentalis*), sobre toda la cordillera (“a” en figura 6). Los pinos, que ocupan las cumbres más altas de las montañas van dejando su lugar a árboles de hoja ancha que predominan en las zonas más bajas (tonos más claros en la zona “a”).

Aunque la deforestación es más visible en el lado de Haití, existen aún ciertas formaciones de bosques de pinos en las zonas más altas (“b” en figura 6), de manera que el contraste en la vegetación no es tan fuerte como en el valle de los Pedernales. Si avanzamos en nuestro análisis visual hacia el flanco Norte del Massif de la Selle (“c” en figura 6), se evidencia una mayor fragmentación de la masa forestal e incluso ausencia de la misma en algunos casos. La preservación de esas pequeñas áreas con pinos en el lado de Haití puede ser atribuida a la existencia de los Parques Nacionales del “Forest des Pins” y “La Visité” (Pierre-Louis, 1989). Asimismo, el Parque Nacional de la Sierra de Bahoruco provoca un cierto grado de protección para los bosques del lado dominicano.

4.3.3 Zona 3: Cul de Sac Depression/Cuenca del Enriquillo.

Esta zona se encuentra encuadrada en la parte central de la imagen de la figura 6. Es una zona de depresión tectónica que se extiende desde la Bahía de Puerto Príncipe en Haití, hasta la Bahía de Neiba en la República Dominicana.

Gran parte de este valle se encuentra a muy baja altura, en algunos casos llega a estar a 45 metros por debajo del nivel del mar. La falta de precipitación y la salinidad de los suelos hace que el desarrollo de la agricultura presente grandes dificultades en las regiones en torno a los lagos Enriquillo y Etang de Saumatre. El agua de ambos lagos presenta una salinidad dos veces superior a la del agua de mar debido a la falta de agua de escorrentía y a la rápida evaporación favorecida por el clima seco y cálido de la zona. La escasa agricultura de la zona se abastece del agua de algunos embalses artificiales y de los escasos manantiales que se sitúan en las bases de las montañas. Las mayores extensiones agrícolas están situadas en el lado dominicano de este valle, y se reflejan en la figura 6 por los tonos rojos brillantes que rodean al lago Enriquillo.

4.3.4 Zona 4: Montagnes du Trou d'Eau/Sierra de Neiba

El contraste en la cubierta de suelo resulta también evidente en el escarpado terreno de Montagnes du Trou d'Eau/Sierra de Neiba. Las elevaciones montañosas son menores que en la zona 2, alcanzando como máximo los 1.600 m en la zona de transición. Se aprecia claramente, como la tendencia este-oeste de bosques en el lado dominicano, termina de forma abrupta al llegar a la frontera ("d" en figura 6). Estos bosques se distinguen en la imagen en falso color, por los tonos de rojo más intensos, similares a los de los pinares antes destacados. Estos están constituidos fundamentalmente por especies de hoja ancha perenne, si bien en lo alto de las cordilleras existen aún pequeñas concentraciones de pinos. Los tonos rojo oscuros de esta zona podrían ser causados por un aumento de la absorción de radiación por la humedad existente en los bosques más altos. Aunque el contraste más elevado entre ambos lados de la frontera se corresponde con las zonas más altas de este área, un análisis más concienzudo de la imagen de la figura 6, revela una mayor densidad de cubierta vegetal en el lado dominicano a lo largo de toda la zona fronteriza de este sector.

4.3.5 Zona 5: Central Plateau/Valle de San Juan

La zona del Central Plateau/Valle de San Juan es una región de tierras bajas con cultivos altamente diseminados, convirtiéndose en terrenos más abruptos según nos movemos de Este a Oeste.

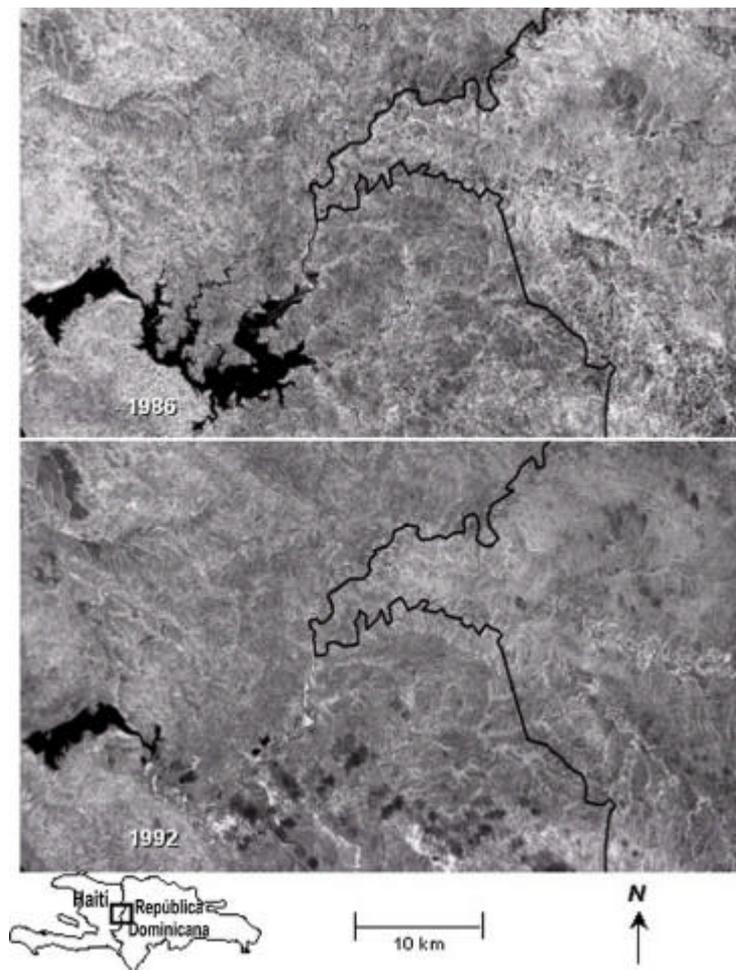


Figura 7. Imágenes de NDVI de la parte central de la frontera Haití/R. Dominicana. (7a) obtenida de una imagen TM del 15/07/86. (7b) obtenida de una imagen TM del 9/08/92. Frontera señalada en negro

Palmer (1976) dejó constancia, en su estudio sobre los contrastes en la zona de transición, de que el Valle de San Juan es una importante zona comercial basada en la agricultura de regadío y ranchos de ganado que contrastan fuertemente con las pequeñas plantaciones del lado de Haití. Sin embargo, la mayor parte de la agricultura del Valle de San Juan se encuentra asentada al este de la frontera, por lo que los contrastes en la misma no son tan extremos. Donde realmente es más aparente es en los casos en que una cuña de vegetación del lado dominicano se introduce en el lado haitiano caracterizado por suelos desnudos.

Este contraste en la vegetación queda patente en la figura 7a, que representa esta zona de la frontera internacional usando una imagen de NDVI obtenida de una escena Landsat-TM del año 1986. Los valores más altos de NDVI, que indican una mayor densidad de cubierta vegetal, están representados en tonos claros y los tonos más oscuros representan valores bajos. Este diferenciación en los valores a ambos lados de la frontera, queda también patente en la imagen de NDVI de la misma zona, correspondiente al año 1992 (figura 7b).

De la comparación entre las figuras 7a y 7b, hay un hecho significativo que no puede quedar fuera de nuestro análisis. La mancha oscura de la zona sudoeste de la imagen, se corresponde con el lago Peligre de Haití, una reserva hidrológica formada en la desembocadura del río Artibonite. Como puede observarse, seis años más tarde como muestra la imagen de 1992 (figura 7b), la reserva se ha reducido a menos de la mitad de su tamaño original. Este dramático decrecimiento, podría ser atribuido a múltiples factores, incluyendo la sedimentación, descenso en las precipitaciones o a las pobres condiciones del embalse en sí. No obstante, en una de las experiencias de campo realizadas en el verano de 1999, observamos que el nivel de agua había recuperado valores próximos a los del año 1986, debido en gran parte a la precipitación aportada por el paso del Huracán George en Septiembre de 1998.

4.3.6 Zona 6: Montagnes du Nord/Cordillera Central

La frontera internacional al norte del Valle de San Juan atraviesa la cordillera Central, conocida como Montagnes du Nord en el lado de Haití (figura 8). Si bien el pico más alto de la isla (Pico Duarte) situado a unos 3500 m de altitud, está localizado en la cordillera Central; en las proximidades de la frontera, las elevaciones montañosas no superan los 1000 m. La topografía de esta región es muy abrupta con profundos valles y pendientes.

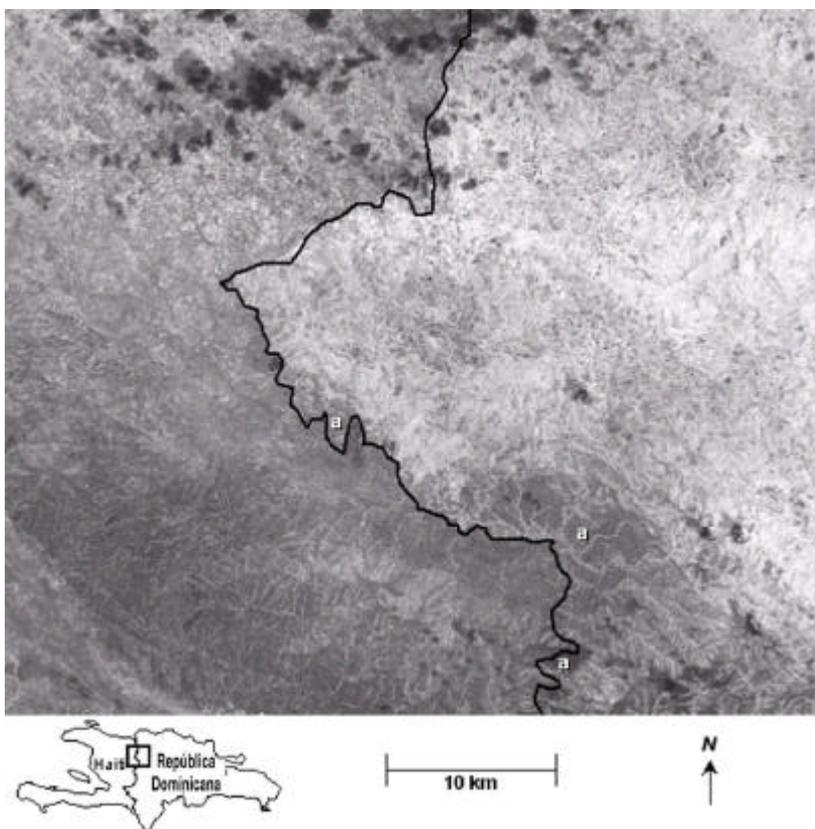


Figura 8. Imagen de NDVI de la zona fronteriza Montagnes du Nord/Cordillera Central obtenida de una escena Landsat-TM del 9/08/92. La frontera internacional se muestra en negro.

Esta área de la zona de transición tiene una especial significación ya que en ella se divide la cuenca del río Artibonite, que surge al valle más importante en Haití, desde el punto de vista agrícola, y a su principal planta hidroeléctrica. La “Autopista Internacional”, una carretera de tierra, construida en 1929 como consecuencia de un tratado entre las dos naciones, constituye gran parte del trazado de la línea fronteriza en esta zona.

En esta zona hay un enorme contraste entre la gran densidad de vegetación del lado dominicano frente a la casi inexistencia de árboles en Haití. Este hecho resulta evidente en la imagen de NDVI de la figura 8. Esta es precisamente la zona mostrada en la foto del National Geographic (Cobb, 1987), donde se muestra el dramático contraste entre ambos lados de la frontera. Sin embargo la situación es más compleja de lo que parece. Como se observa en la figura 8, la desaparición de bosques parece haber avanzado hacia el lado dominicano de la frontera en ciertas localizaciones (“a” en la figura 5). De momento desconocemos si esta tala forestal se debe a incursiones desde Haití o a los propios dominicanos.

4.3.7 Zona 7: Plaine du Nord /Valle de Cibao.

La última región analizada, situada en la vertiente Atlántica de la isla, rodea a la zona de frontera que atraviesa el Plaine du Nord/Valle de Cibao. En la figura 9 se muestra una imagen de NDVI de la misma, obtenida de una escena Landsat-TM del 9 Agosto de 1992. Esta región aluvial de tierras bajas está dominada por el uso agrícola del suelo con pequeñas muestras de vegetación natural a ambos lados de la zona de transición. Una excepción son las extensiones de manglares que se sitúan muy cerca de la costa y que aparecen en tonos claros (NDVI alto), en la porción noroeste de la imagen.

La frontera internacional es claramente visible en este caso, por interpretación visual de la imagen NDVI, dado el alto contraste entre los extensos campos de cultivo dominicanos y los pequeños cultivos de barbecho del lado Haitiano.

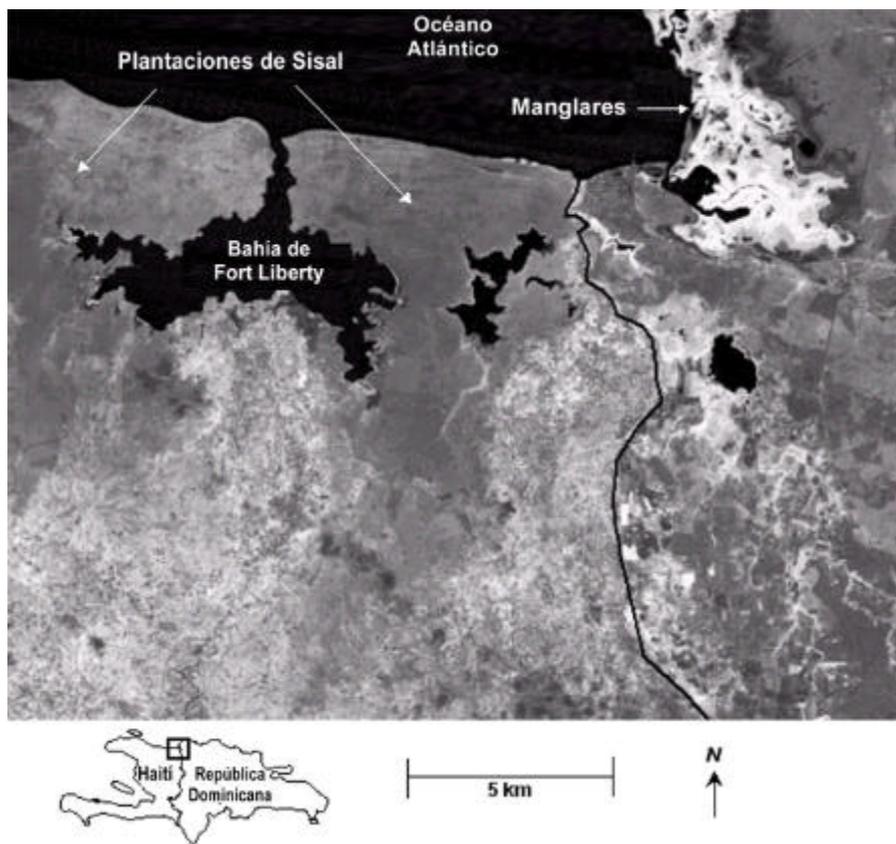


Figura 9: Imagen de NDVI de la zona de transición próxima al Océano Atlántico obtenida de una escena TM del 9/8/1992. Frontera internacional en negro.

Otro hecho a destacar en el lado de Haití son las zonas costeras atlánticas, denotadas en tonos oscuros, que flanquean la bahía de Fort Liberty. Estas tierras se corresponden con plantaciones de sisal que fueron abandonadas en el momento en que la demanda de ésta y otras fibras naturales bajó, dado que

fueron reemplazadas por fibras sintéticas como el nylon a mediados del siglo XX. En estas zonas predominan los suelos áridos, hierbas y matorrales dispersos.

4.3.8 Análisis global de la zona de transición con imágenes TM

El reconocimiento visual del terreno y la interpretación de las imágenes de satélite ha revelado que los contrastes en el uso del suelo y tipo de cubierta entre Haití y la República Dominicana, varían tanto en tipo como en intensidad a lo largo de la frontera internacional compartida. El patrón global, parece en parte, estar asociado a la elevación del terreno. Los contrastes en la cobertura vegetal son más extremos en las zonas más elevadas de las tres cordilleras que atraviesan la frontera (figuras 5, 6 y 8) La causa más probable de esta gran diferenciación en las zonas altas parece estar en una mayor densidad de población rural en el lado de Haití, una gran dispersión de las zonas de cultivo y una importante dependencia de la madera como combustible. Todo ello ha propiciado una mayor presión sobre los recursos forestales de Haití, con las consecuencias ya conocidas. Dado que los bosques montañosos del lado dominicano están relativamente intactos, es por lo que son las áreas montañosas de la frontera las que exhiben un contraste más elevado.

Por su parte los gradientes en las zonas de valle y costeras parecen ser fruto únicamente de diferencias en los sistemas agrícolas preponderantes en ambos países. Esto es, cultivos más extensivos, mejores infraestructuras agrícolas y gran tamaño de las plantaciones en la República Dominicana. Estas diferencias son especialmente apreciables en el valle del río Pedernales (figura 3) y en el Culc de Sac Plain/ Cuenda del río Enriquillo (figura 4)

Existe una larga historia de movimientos de la frontera por enfrentamientos políticos, que datan desde la época colonial. Si bien la actual frontera fue definida en los años 40, no aparece definida sobre el terreno en

muchas zonas de difícil acceso, de manera que el movimiento de habitantes a uno y otro lado no está controlado a lo largo de toda su extensión. De este modo las causas de los contrastes observados pueden ser múltiples y variar a lo largo de la frontera, en intensidad, espacio y tiempo.

4.4 Análisis temporal de la dinámica de la cobertura vegetal con imágenes Landsat-TM

El análisis de la dinámica de la cobertura vegetal resultaría óptimo si se dispusiese de imágenes con una alta resolución temporal y espacial. Ahora bien, la limitación ya conocida para la simultaneidad de ambos condicionantes, nos obliga a sacrificar uno en aras del otro. Lógicamente en un análisis temporal el factor que debe primar es el de la resolución temporal de los datos, algo de lo que precisamente adolecen las imágenes Landsat (una imagen de la misma zona cada 16 días). Sin embargo su alta resolución espacial dota de gran significación a los valores aportados por cada imagen individual. Por consiguiente, hemos decidido realizar este análisis temporal utilizando como indicador de la dinámica de cambio el Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) obtenido de escenas Landsat-TM. Hemos de ser conscientes de que este análisis además también está limitado por la cobertura espacial de dichas imágenes que dejan fuera del análisis gran parte de la superficie de ambos países. Por tanto, si bien se trata de un análisis cuantitativo, hay que ser especialmente cauto a la hora de establecer conclusiones categóricas y más bien tomarlas como orientativas.

Las imágenes de satélite usadas en el presente estudio fueron obtenidas de los sensores TM y TM+ a bordo de los satélites Landsat-5 y Landsat-7. Se han seleccionado tres escenas parciales con cobertura sobre la frontera de unos 80 km y correspondientes a las fechas: 15 de Julio de 1986 (TM), 9 de Agosto de

1992 (TM), y 6 de Enero de 2000 (TM+). Los valores de reflectividad en los canales rojo e infrarrojo próximo, se obtuvieron mediante un procedimiento de corrección atmosférica propuesto por Chavez et al (1996). Las imágenes fueron georeferenciadas al sistema de coordenadas UTM y se les aplicó una corrección geométrica usando una interpolación bilineal como algoritmo de re-muestreo, con un error cuadrático medio igual o inferior a 0.5 pixels

La imagen de la (figura 10) sirve como muestra del enorme contraste en valores de NDVI, entre las zonas a ambos lados de la frontera. El mismo podría ser claramente atribuible a las diferencias en cobertura forestal, evidenciada por los tonos claros (valores altos de NDVI), en la zona dominicana.

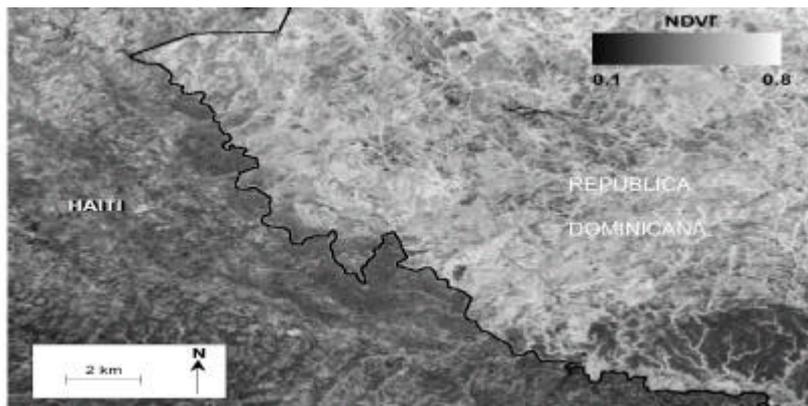


Figura 10. Imagen de NDVI (TM) del 9 de Agosto de 1992 de una porción de la zona fronteriza.

En la tabla 2 se representan los valores de desviación estándar de NDVI para las tres imágenes Landsat disponibles, correspondientes a tres zonas test: la franja de transición entre ambos países o zona fronteriza (ZF), el lado correspondiente a Haití (ZH) y la zona Dominicana (ZD). Se observan valores persistentemente más elevados para la media y la desviación estándar del NDVI en el lado dominicano. La tendencia en los valores promedio de NDVI se resume en la figura 11.

Observamos, por tanto, unos valores más altos de NDVI en la República Dominicana y más bajos en Haití, si bien la magnitud de esta diferencia varía para cada una de las fechas analizadas. Una de las posibles causas de estas variaciones podrían ser las diferencias en la humedad, si bien esta hipótesis no puede ser constatada, al no disponer de datos de precipitación para la zona

Tabla 2. Valores promedio (\bar{x}) y desviación estándar (σ) del NDVI correspondiente a las tres imágenes TM.

	1986		1992		2000	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
ZF	0.388	0.160	0.274	0.134	0.328	0.141
ZH	0.359	0.121	0.227	0.098	0.286	0.113
ZD	0.399	0.171	0.292	0.142	0.344	0.147

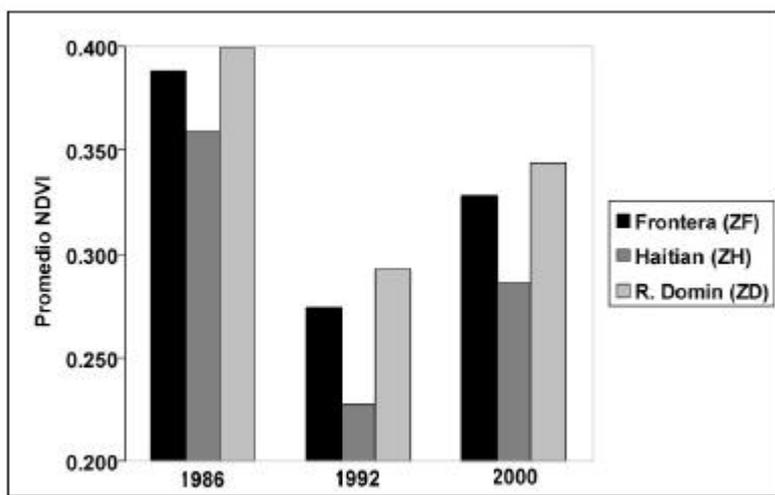


Figura 11. Valores promedio de NDVI para las tres fechas analizadas con imágenes TM.

La diferenciación de imágenes fue utilizada para estimar los cambios en los valores del NDVI. Concretamente, realizamos la sustracción de la imagen más antigua de la más reciente (2000-1992, 2000-1986, 1992-1986). El valor medio y la desviación estándar para cada intervalo y zona test, se resumen en la tabla 3.

Los cálculos realizados denotan tendencias espacio-temporales, especialmente en la cubierta vegetal de la ZF. Independientemente de la dirección del cambio (aumento o disminución del valor medio), el promedio de las diferencias de NDVI fue siempre mayor en la ZH, lo cual indica un cambio más acusado en la biomasa en esta zona. Esto nos sugiere, por contraposición, que los valores bajos de la ZD probablemente sean debidos a una mayor cubierta forestal. Es decir, los bosques del lado ZD se convierten en un núcleo relativamente estable de biomasa, menos sujeto a fluctuaciones en el NDVI.

La desviación estándar (σ) de los valores diferenciales de NDVI ofrece otro análisis complementario. En las tres comparaciones cronológicas establecidas, es la ZD la que ofrece unos valores más altos para σ , indicando con ello una gran heterogeneidad en los cambios en la biomasa. Una de las explicaciones a este hecho es la relativa estabilidad de los valores diferenciales de NDVI asociados con las zonas boscosas de la ZD, en contraste con otras formas de vegetación más susceptibles a los cambios, como son las de la ZH.

Tabla 3. Valor medio y Desviación estándar de los valores de NDVI obtenidos por diferenciación

	2000-1986		2000-1992		1992-1986	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
ZF	-0.06	0.123	0.054	0.099	-.0.11	0.125
ZH	-0.07	0.103	0.060	0.082	-0.13	0.108
ZD	-0.05	0.129	0.053	0.104	-0.10	0.130

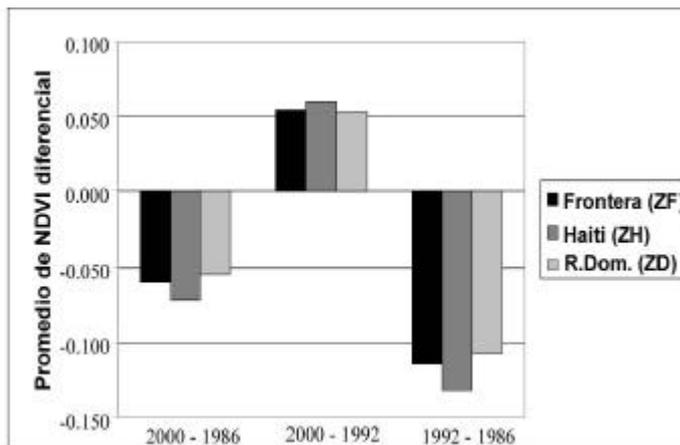


Figura 12. Valores promedio de las diferencias de NDVI para las tres fechas con imágenes TM.

Por último, hemos analizado la correlación entre el NDVI, altitud y pendiente (obtenidos estos últimos del modelo digital del terreno), para las tres fechas. El objetivo es determinar si existe alguna relación entre los patrones de densidad de vegetación en la zona estudiada y las características topográficas de la misma. Los coeficientes de correlación se muestran en las tablas 4a y 4b. En ellas se observa una mayor correlación entre la altitud y el NDVI en el lado dominicano para las tres fechas.

Tabla 4. Coeficiente de correlación de Pearson Product-Moment entre el NDVI obtenido para las tres fechas de imágenes Landsat, altitud y pendiente.

4a. Zona Haití

	NDVI 2000	NDVI 1992	NDVI 1986	Altitud	Pendiente
NDVI 2000	1,00				
NDVI 1992	0,71	1,00			
NDVI 1986	0,61	0,53	1,00		
Altitud	0,19	0,30	0,08	1,00	
Pendiente	0,20	0,17	0,15	0,46	1,00

4b. Zona República Dominicana

	NDVI 2000	NDVI 1992	NDVI 1986	Altitud	Pendiente
NDVI 2000	1,00				
NDVI 1992	0,74	1,00			
NDVI 1986	0,68	0,53	1,00		
Altitud	0,35	0,40	0,36	1,00	
Pendiente	0,27	0,32	0,41	0,53	1,00

Un análisis empírico de las imágenes de NDVI indica que la mayor parte de los píxeles asociados con valores altos de NDVI están asociados a zonas boscosas, los valores intermedios lo están a zonas fundamentalmente agrícolas (dependiendo del estado de crecimiento del cultivo y, en las zonas más secas, del acceso a regadío), mientras que los índices más bajos corresponden a zonas de vegetación dispersa o suelos desnudos. De este modo, aunque correlación no es sinónimo de causalidad, podríamos aventurarnos a decir que la fuerte relación entre NDVI y altitud el lado dominicano de la frontera puede ser debida a la gran extensión de bosques en las cumbres de las zonas montañosas. La correlación más baja entre ambas magnitudes en el lado de Haití, podría ser indicativa del hecho de que los bosques en las zonas montañosas del lado de Haití han sido bien total o parcialmente talados para dedicarlos a otros usos como por ejemplo el agrícola.

Asimismo los coeficientes de correlación de las tablas 4a-b también indican que hay una fuerte relación entre NDVI y la pendiente en el lado dominicano. Esta apreciación resulta consistente con el reconocimiento visual realizado en la campaña de campo en la que se observaba que las zonas de mayor pendiente del lado de Haití aparecían mucho más deforestadas que zonas de similar pendiente en el lado Dominicano (Ver figura 3). Esto parece particularmente comprensible dada la alta densidad de población rural y la escasez de tierra cultivable, denotando una vez más la gran presión que se ejerce sobre los recursos naturales de Haití.

Análisis con imágenes NOAA-AVHRR

Comenzaremos este capítulo realizando un análisis temporal de la evolución de la deforestación en Haití y la República Dominicana. Se ha utilizado, en este caso, el índice de vegetación NDVI obtenido de imágenes del sensor AVHRR con resolución de 8 km, extraídas de la base de datos del proyecto Pathfinder AVHRR Land (PAL). La amplitud temporal de esta base, 1982-1999, permite, a pesar de su escasa resolución espacial, dar una visión muy válida de el avance de la deforestación y de la diferenciación entre ambos países.

A continuación, se lleva a cabo un análisis similar al anterior pero con datos AVHRR-1km, observando la evolución temporal para un periodo que va desde Octubre de 1992 a Septiembre de 1993. Se estudia la evolución del NDVI en siete zonas escogidas ex profeso, de forma que éstas coincidan aproximadamente con las siete zonas en las que se dividió la región fronteriza en nuestro análisis de campo previo. A su vez cada región se divide en zona Haitiana y Dominicana con el objeto de resaltar el contraste.

Finalmente, hemos usado de forma combinada el NDVI y los datos de temperatura del terreno corregida (LST) para el mismo periodo, obtenidos estos últimos, mediante el algoritmo split-window desarrollado para la zona del Caribe en el capítulo 3. Se ha demostrado la utilidad de ambos parámetros en la cuantificación del problema de la deforestación.

5.1 Uso del sensor NOAA-AVHRR en estudios de deforestación.

Son numerosas las referencias (Coppin y Bauer, 1996; Sobrino y Raissouni, 2000; Lamblin y Strahler, 1994), en las que se habla de las aplicaciones de los diferentes canales del sensor AVHRR en los estudios sobre desertificación. El parámetro más comúnmente utilizado para ello es el índice de vegetación, en particular el conocido como NDVI, obtenido a partir de los canales 1 y 2 del mismo sensor. Algunos autores, han utilizado también el canal 3 (3,5 - 3,9 μm) y el canal 4 (Tucker et al, 1984, Malingreau et al, 1989), ambos sensibles a la radiación emitida y a la reflejada, pudiendo ser usados para determinar la frontera de un bosque, por ejemplo.

Más recientemente, se ha optado por intentar aprovechar las características más favorables de cada intervalo espectral. Janodet (1994) realizó un mapa de vegetación en África, basándose en la evolución espacio-temporal del índice GVI, la temperatura del terreno, y el cociente entre ambas variables. Nemani y Running (1996), utilizaron datos multitemporales de NDVI y LST para realizar mapas de monitorización de la biomasa en el continente americano. Por su parte Lamblin y Erlich (1995) demostraron, de forma empírica, la ventaja de utilizar una combinación de estas últimas variables, en lugar de considerarlas separadamente en los estudios de vegetación.

Aunque la relación entre ambas variables denota habitualmente una correlación negativa (Hope et al., 1986), ésta puede venir marcada por diferentes factores. Es evidente que si se pudiese parametrizar, vendría dada en términos de balance de energías de las diferentes partes del sistema, esto es: vegetación, atmósfera y suelo. Sin embargo, y dada la complejidad de los sistemas naturales, resulta, de momento, realmente complicado dar una expresión matemática que relacione de forma exacta estas variables, y con ella, la dinámica vegetal. Hasta

la fecha la mayor parte de los trabajos en este sentido, parten de un razonamiento totalmente empírico y obtienen conclusiones de tipo cualitativo.

En esta memoria propondremos un análisis combinado de este tipo, con diferentes alternativas de representación de ambas variables, que por separado, o en un espacio tridimensional, pueden ayudar a la estimación de cambios en la cubierta forestal.

5.2 Análisis con datos AVHRR- PAL-8km.

Las imágenes AVHRR utilizadas fueron obtenidas de la base de datos Pathfinder AVHRR Land (PAL), que forma parte del programa Pathfinder, llevado a cabo por NOAA-NASA. Esta base incluye imágenes multitemporales a escala continental y global de los canales 1, 2, 3, 4, 5 del sensor AVHRR y de NDVI. Las escenas PAL están disponibles como datos diarios, como composiciones multitemporales de 10 días o mensuales, todas ellas con una resolución de 8 Km. Una descripción más detallada, puede ser consultada en el capítulo 2.

Si bien estas imágenes poseen una escasa resolución espacial para estudios a escala regional, ofrecen la gran ventaja de su fácil accesibilidad y de ser productos finales, evitando por consiguiente, el engorroso trabajo de procesado de la enorme cantidad de imágenes que una serie temporal mínima requeriría. Además, no existe en este momento otra fuente de información similar con tan alta cobertura temporal.

Se ha utilizado un total de 204 composiciones mensuales de NDVI correspondientes a los años 1982-1993 y 1995-1999 (un total de 17 años). A pesar de la existencia de datos para los años 1981, 1994 y 2000, estos fueron eliminados del análisis, por la ausencia de continuidad para algunos meses.

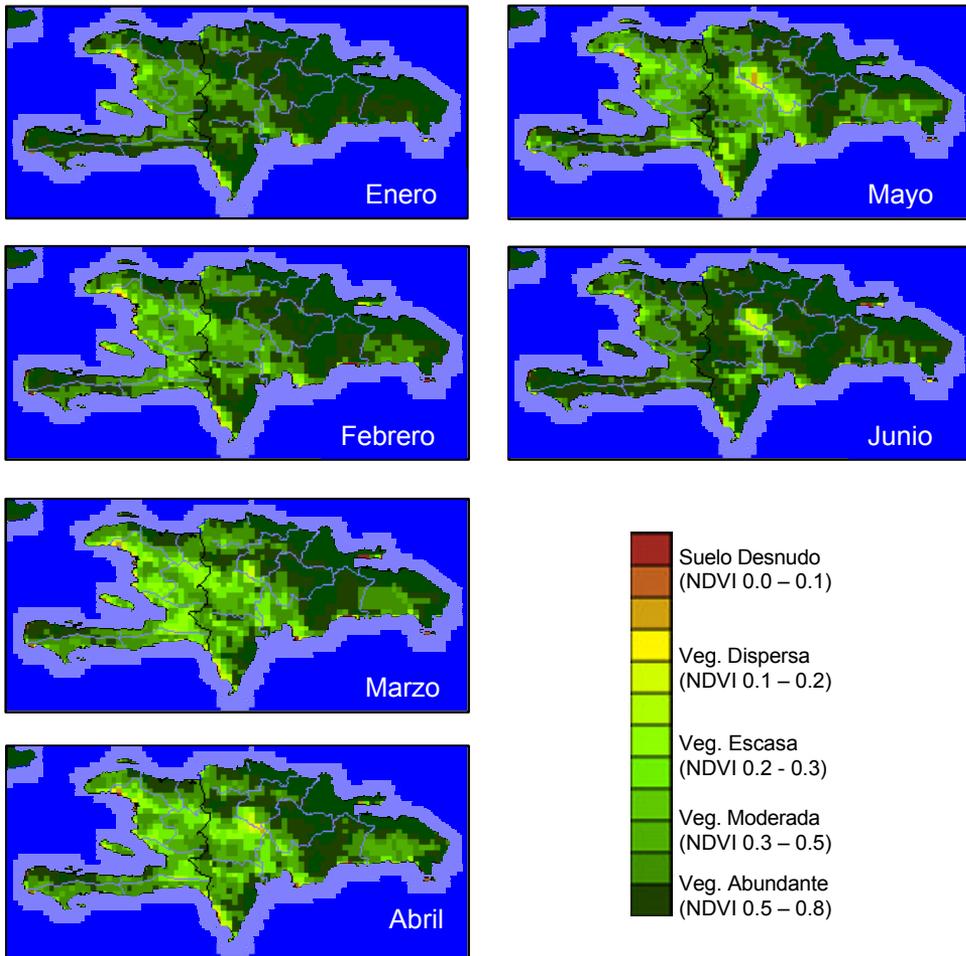


Figura 1. Promedios mensuales de NDVI obtenidos de las imágenes PAL-8km, sobre el periodo 1982-1999 (Enero a Junio). Se observa predominancia de píxeles con tonalidades claras (bajo NDVI) en los meses de Marzo y Abril. Es en estos meses donde se registra el final de la temporada seca o de lluvias escasas en esta zona del Caribe. La paleta de colores asociada al NDVI, utiliza 12 colores para valores de NDVI en el intervalo 0 - 0,8. El mismo se subdivide en 5 sub-intervalos que van desde el correspondiente a vegetación abundante, al asociado a suelo desnudo

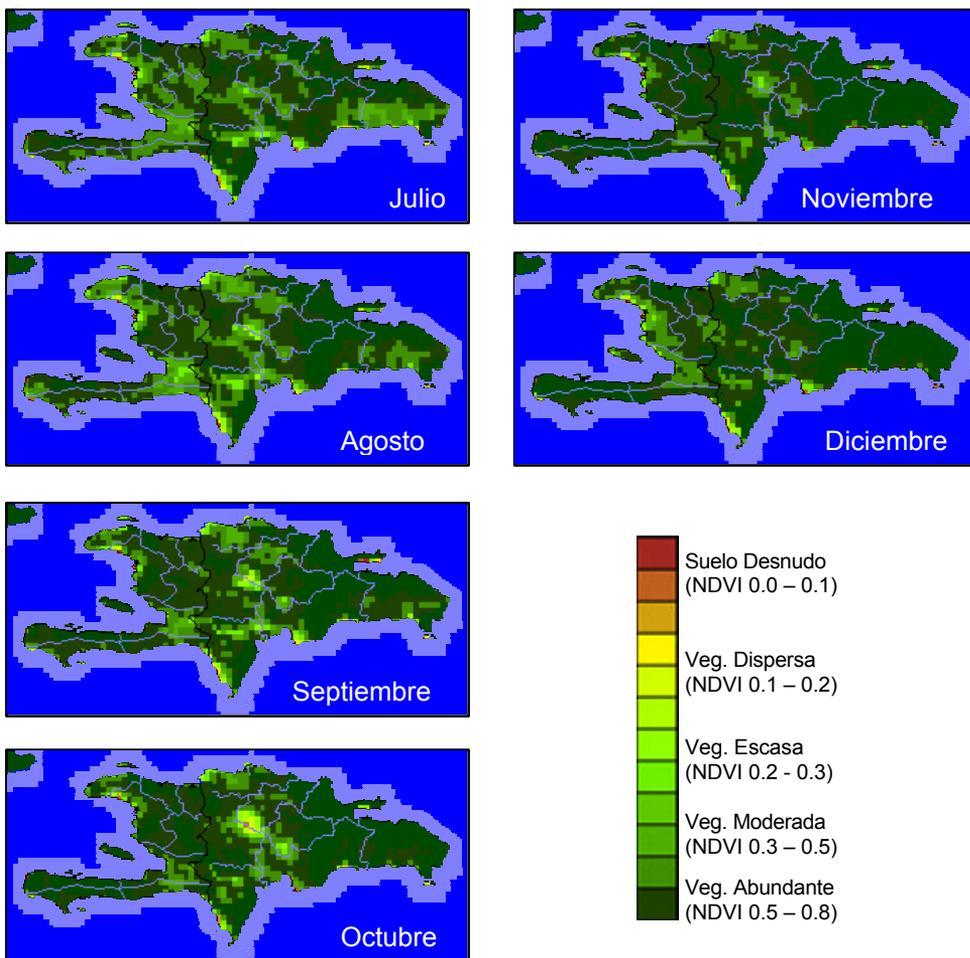


Figura 2. Promedios mensuales de NDVI obtenidos de las imágenes PAL-8km, sobre el periodo 1982-1999 (Julio a Diciembre). En los meses de Noviembre y Diciembre se concentra la mayor cantidad de puntos con un alto índice de vegetación, coincidiendo aproximadamente con el fin del periodo anual de lluvias para esta región.

En las figuras 1 y 2 se muestran 12 imágenes PAL-8km, en las que se representa el promedio de NDVI para cada uno de los doce meses del año, sobre el intervalo de 17 años considerado. Se ha dividido en 5 sub-intervalos el rango total de variación del NDVI, de menor a mayor densidad de vegetación. A simple vista y a pesar de la baja resolución de los datos, se observa claramente una mayor concentración de datos en verde oscuro en el lado Dominicano frente a los tonos más claros del lado de Haití, siendo dicha diferencia más evidente en los meses en los que se tienen máximos de NDVI.

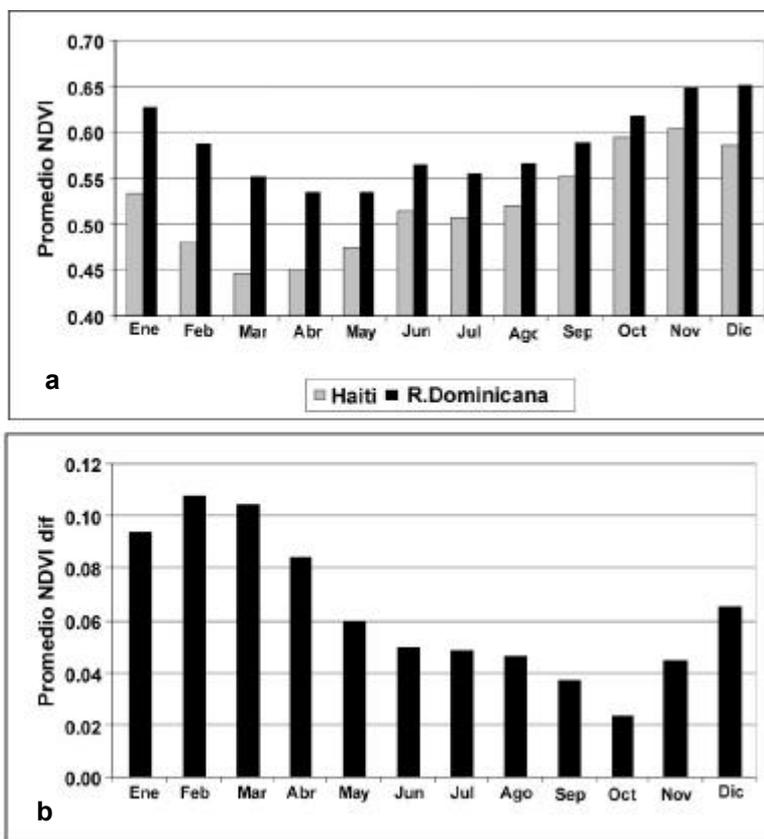


Figura 3. (a): Valores medios mensuales de NDVI para Haití y la R. Dominicana con datos PAL-8km de 1982-1989. (b): Diferencia entre valores medios mensuales de NDVI de ambos países.

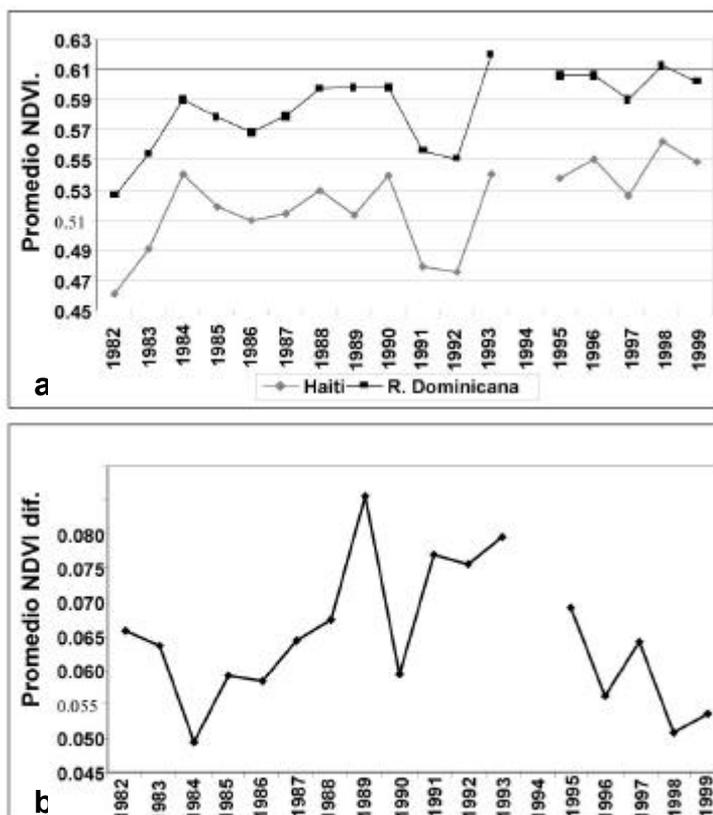


Figura 4. (a): Promedios de NDVI anuales para Haití y R. Dominicana con datos PAL.
 (b): Desviaciones de los promedios anuales

El estudio con las imágenes PAL, nos permite evaluar la variación estacional del NDVI y tener una idea mucho más clara de su comportamiento en el tiempo. Esto es particularmente interesante, ya que un análisis como el realizado en el capítulo anterior con las imágenes TM, podría dar lugar a conclusiones erróneas sobre las diferencias observadas en la cubierta vegetal.

Los valores medios mensuales de NDVI son persistentemente más altos en la República Dominicana, tal y como se observa en la figura 3a. En lo que se refiere a la evolución anual de este índice diremos que tiene un comportamiento similar en ambos países, con un máximo anual alrededor de Noviembre/Diciembre y un decrecimiento continuo, hasta alcanzar un mínimo en torno a Marzo, para Haití y en torno a Abril, para la R. Dominicana.

Por su parte, un análisis de la figura 3b, permite concluir que existe una tendencia clara en la diferencia de las medias mensuales con un máximo en Febrero y un mínimo en Octubre. Este comportamiento sugiere, como era previsible, que la época del año en que se realiza el estudio del contraste vegetativo entre ambos países, tiene una influencia importante en la magnitud de las diferencias observadas. Esto debe ser tenido en cuenta, por ejemplo, en el caso de análisis temporales como el realizado en esta memoria con imágenes Landsat-TM, en las que la época de registro de las mismas puede resultar determinante a la hora de establecer conclusiones.

El análisis de la evolución temporal en los valores promedio de NDVI para los 17 años de datos PAL considerados, indica que aunque el patrón global de valores medios anuales (figura 4) más altos en la zona Dominicana, es consistente, la magnitud de estas diferencias de un año al siguiente muestra grandes variaciones. Se observa además un mínimo en el año 1984 y un máximo en 1990, con variaciones apreciables de un año al siguiente. También resulta destacable el hecho de que en los últimos años del periodo bajo análisis, se haya producido una disminución en las diferencias de los valores medios anuales de NDVI.

Si bien el estudio con PAL no nos permite un análisis a pequeña escala de la localización y respuesta temporal de la cubierta vegetal, si que nos aproxima en términos globales a la evolución anual en los valores del índice de vegetación y por tanto, a la posibilidad de establecer correlaciones con otras variables

geofísicas (precipitación, cambios en la biomasa, etc.) que, además del factor humano, pueden ser decisivas en el avance de la desertificación. No obstante, este análisis debe ser tomado con cautela sobre todo en lo que se refiere a la distribución espacial, dada la limitación antes mencionada.

5.3 Estudio mediante composiciones multitemporales de imágenes AVHRR-1km.

Durante los últimos años, algunos autores han demostrado la utilidad de la sinergia de los índices de vegetación y la LST en los estudios de deforestación. Sus trabajos se han centrado fundamentalmente en el análisis de los bosques tropicales (Iverson et al, 1989; Nemani y Running, 1989; Pacvinen et al, 1992; Walker et al, 1992). Es evidente que, si se desea tener información de la distribución espacial de la cobertura vegetal y no sólo de su evolución en el tiempo, es indispensable hacer uso de imágenes con una mayor resolución espacial que la aportada por los datos PAL.

Así, en esta sección hemos realizado un estudio utilizando imágenes AVHRR-1km del periodo Octubre 1992-Septiembre 1993. Estos datos, disponibles a escala global forman parte del proyecto Global Land 1km AVHRR Project (Eidenshink y Faundeen, 1994), que recientemente han sido puestos a disposición de la comunidad científica internacional, abarcando un periodo que va desde 1992 a 1996. Nuestro estudio se ha ceñido a la Isla de la Española y al periodo previamente mencionado, dado que es el único intervalo temporal en el que se tiene un año completo de datos. Los mismos son accesibles vía ftp, previa selección de la fecha, localización geográfica y bandas. Estos se encuentran disponibles en forma de composiciones de 10 días basadas en el método de máximo valor de NDVI para esa década (Holben, 1986). Además de la imagen de NDVI para cada década también existen nueve bandas más que retienen los

valores asociados a la fecha de máximo NDVI, para los canales 1, 2, 3, 4, y 5 del sensor AVHRR así como las características de la geometría de la observación. Los detalles del proyecto y del tratamiento realizado a las imágenes originales hasta obtener el producto final, se han descrito con mayor amplitud en el capítulo 2.

El método de composición basado en el máximo valor de NDVI, provee cierto grado de limpieza de nubes en los valores obtenidos en la imagen. Sin embargo, dada las características de la zona a estudiar, una zona tropical en la que la persistencia de la cobertura nubosa en algunas épocas del año es notable, se ha hecho necesario definir algún método adicional de limpieza que garantice de alguna forma la validez de las estadísticas realizadas.

Como primer paso podría pensarse en aumentar el número de días involucrados en la composición multitemporal. Habitualmente, en estudios de vegetación, suelen utilizarse composiciones de 7, 10, 14 ó 30 días. Una composición superior a un mes aumentaría la probabilidad de obtener datos "limpios". Ahora bien en algunas zonas del planeta, y sobre todo durante las épocas de crecimiento y senescencia de la vegetación, en las que se producen grandes variaciones en el NDVI, un periodo superior a un mes, nos haría perder resolución en el análisis de la dinámica de la cubierta vegetal.

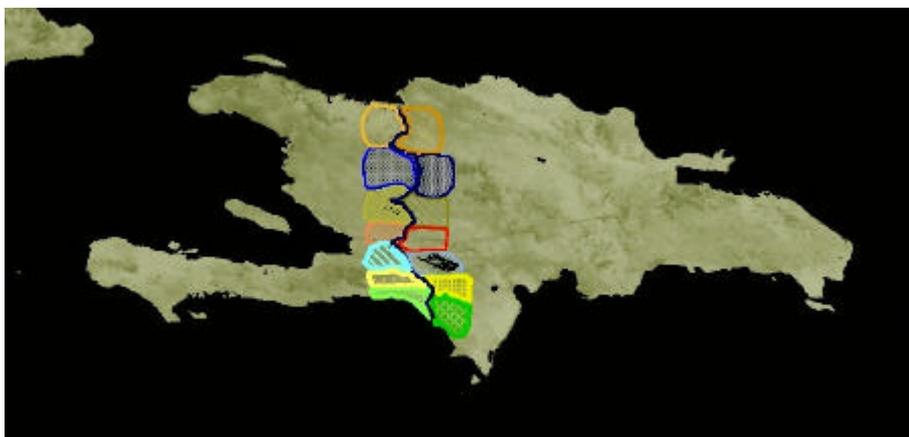
Aún así, la composición mensual no garantiza la absoluta eliminación de nubes, por lo que se hace necesario introducir métodos de identificación de datos contaminados, sobre imágenes compuestas. Uno de los procedimientos más referenciados para eliminación de píxeles nubosos, es el propuesto por Saunders y Kriebel (1988), basado en la determinación de valores umbrales de los canales térmicos, análisis de uniformidad espacial y variabilidad espectral. Sin embargo su utilización se ve limitada a imágenes con datos correspondientes a una misma fecha. Esto imposibilita su uso en imágenes compuestas, en las que píxeles contiguos pueden corresponder a fechas diferentes y por tanto no se les podría

aplicar, por ejemplo, un test de uniformidad espacial. Es por lo que resulta necesario definir técnicas específicas sobre imágenes multitemporales. Algunos autores han descrito métodos de “Cloud screening”, directamente aplicables a imágenes compuestas (Cihlar, 1996; Cihlar et al, 1999; Gutman et al, 1994), si bien en nuestro estudio hemos decidido aplicar la técnica propuesta por Roenink et al (2000), conocida como HANTS (Harmonic Analysis of time series). En ella, utilizando el análisis de Fourier sobre una serie temporal, no sólo se puede identificar los datos nubosos, sino que los reemplaza por datos válidos.

Por tanto, en nuestro caso, para observar la dinámica de la cubierta vegetal partiendo de las imágenes originales correspondientes a décadas (3 por mes), hemos realizado composiciones mensuales de NDVI, a las que posteriormente se les ha aplicado la técnica HANTS de eliminación de nubes. Con el objeto de establecer análisis comparativos LST-NDVI, también se han obtenido imágenes mensuales de temperatura de brillo de los canales 4 y 5, en las que se almacena los valores de T4 y T5 asociados al día del mes de máximo NDVI. Estas imágenes térmicas son posteriormente utilizadas como datos de entrada del algoritmo Split-Window expresamente desarrollado para la zona del Caribe, con la finalidad de obtener con la mayor precisión posible el valor de la Temperatura del terreno (LST).

El análisis previo de campo apoyado con imágenes TM, mostrado en el capítulo 4, se había enmarcado en siete regiones en el entorno de la frontera, escogidas en base a las escenas TM disponibles y a las características diferenciales de cada zona. Es por lo que para establecer una analogía bis a bis con el análisis allí realizado, se han determinado los valores medios de NDVI y LST y su evolución en el periodo descrito, no sólo para el conjunto de la Isla y los países por separado, sino que se ha dividido la zona fronteriza en siete zonas, prácticamente coincidentes con las descritas en el capítulo anterior, dividiendo a su vez cada zona en la sub-zona haitiana y la dominicana. En la figura 5 se especifica la disposición de las 14 regiones fronterizas en las que se ha

enmarcado parte de nuestro análisis. La correspondencia con las zonas definidas en el capítulo 4, se muestra a continuación.



	HAITI	REPÚBLICA DOMINICANA
Zona 1	Z1H: Massif de la Selle (Sur)	Z1D: Valle del Río Pedernales
Zona 2	Z2H: Massif de la Selle (Norte)	Z2D: Sierra de Bahoruco
Zona 3	Z3H: Cul de Sac Depression	Z3D: Cuenca del Enriquillo.
Zona 4	Z4H: Montagnes du Trou d'Eau	Z4D: Sierra de Neiba
Zona 5	Z5H: Central Plateau	Z4D: Valle de San Juan
Zona 6	Z6H: Montagnes du Nord	Z6D: Cordillera Central
Zona 7	Z7H: Plaine du Nord	Z7D: Valle de Cibao

Figura 5. Localización geográfica de las regiones sobre las que se realizan los cálculos estadísticos y correspondencia con las zonas previamente analizadas en el capítulo 4.

5.3.1 Evolución anual del NDVI en la zona de transición

En esta sección estudiaremos la evolución mensual del NDVI, en el periodo ya reseñado, estableciendo un análisis pormenorizado en cada una de las 14 regiones definidas en torno a la frontera entre la República Dominicana y Haití.

En la tabla 1 se muestran los valores obtenidos para el promedio mensual de NDVI en cada una de las zonas analizadas.

Tabla 1. Valores medios mensuales de NDVI (Octubre1992-Septiembre-1993) en cada una de las regiones en las que se ha dividido la zona de transición.

	Z1H	Z1D	Z2H	Z2D	Z3H	Z3D	Z4H	Z4D	Z5H	Z5D	Z6H	Z6H	Z7H	Z7D
Oct	0.18	0.55	0.47	0.67	0.30	0.37	0.49	0.62	0.46	0.52	0.25	0.50	0.56	0.45
Nov	0.21	0.59	0.50	0.72	0.33	0.39	0.52	0.65	0.47	0.54	0.26	0.57	0.57	0.48
Dic	0.24	0.64	0.51	0.71	0.35	0.41	0.53	0.67	0.48	0.58	0.27	0.64	0.60	0.51
Ene	0.23	0.60	0.49	0.68	0.36	0.42	0.51	0.64	0.47	0.55	0.27	0.69	0.57	0.46
Feb	0.25	0.56	0.46	0.64	0.33	0.38	0.49	0.62	0.44	0.53	0.24	0.61	0.53	0.41
Mar	0.22	0.51	0.43	0.61	0.31	0.36	0.44	0.58	0.41	0.49	0.23	0.56	0.49	0.34
Abr	0.18	0.47	0.42	0.56	0.28	0.35	0.42	0.52	0.39	0.42	0.19	0.53	0.47	0.36
May	0.16	0.44	0.35	0.53	0.27	0.31	0.41	0.48	0.36	0.43	0.17	0.49	0.49	0.38
Jun	0.19	0.43	0.37	0.54	0.26	0.32	0.42	0.50	0.37	0.41	0.18	0.44	0.48	0.36
Jul	0.18	0.46	0.41	0.59	0.28	0.34	0.44	0.53	0.39	0.45	0.18	0.42	0.47	0.39
Aug	0.17	0.45	0.44	0.64	0.29	0.32	0.47	0.58	0.39	0.47	0.22	0.43	0.50	0.40
Sep	0.16	0.49	0.45	0.63	0.30	0.36	0.49	0.62	0.43	0.48	0.23	0.45	0.49	0.41

A continuación se muestran una serie de gráficos (figuras 6, 7, 8 y 9), que representan la variación del promedio mensual de NDVI en cada una de las zonas y el valor diferencial de los promedios asociados a las subzonas haitiana y dominicana.

En todas las regiones se observa un contraste en los valores de NDVI a uno y otro lado de la frontera, si bien la intensidad del mismo varía en función de la zona escogida. En particular, es para las zonas 1 y 6 para las que se observa una mayor diferencia en los valores de NDVI.

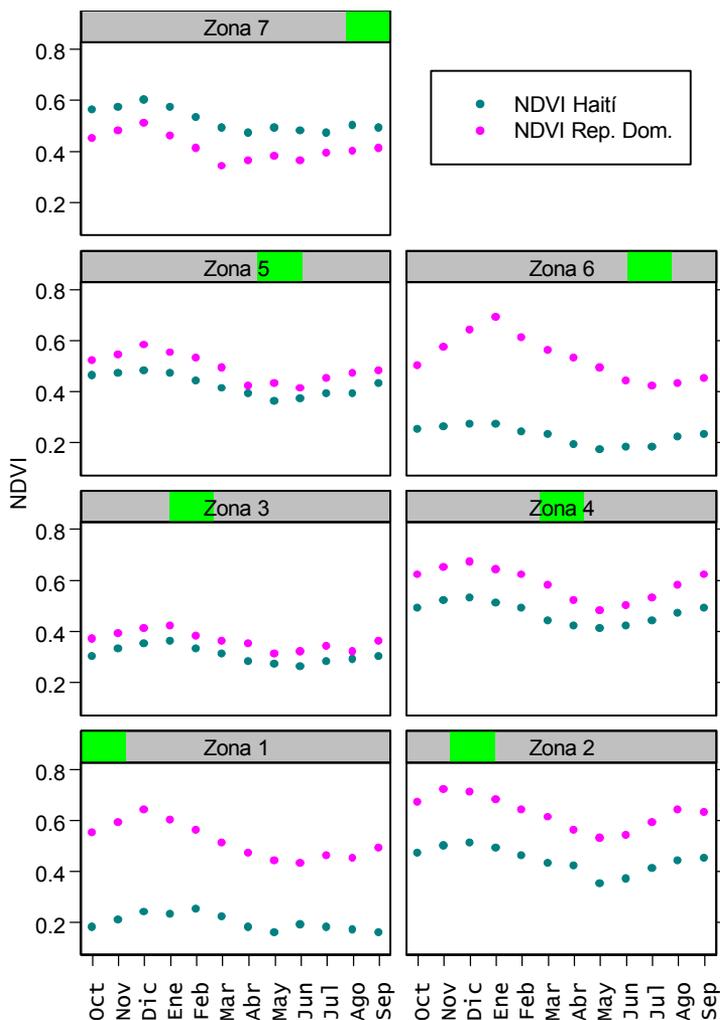


Figura 6. Evolución mensual del NDVI (Octubre 1992-Septiembre 1993), en las 14 regiones fronterizas objeto de estudio

El valor diferencial oscila entre 0,4 y 0, 2 aproximadamente, alcanzando un valor máximo en los meses de Noviembre-Diciembre-Enero, durante los cuales se obtienen los valores máximos de NDVI a ambos lados de la frontera. Esta gran oscilación en el valor diferencial puede ser explicada por el hecho de que es en

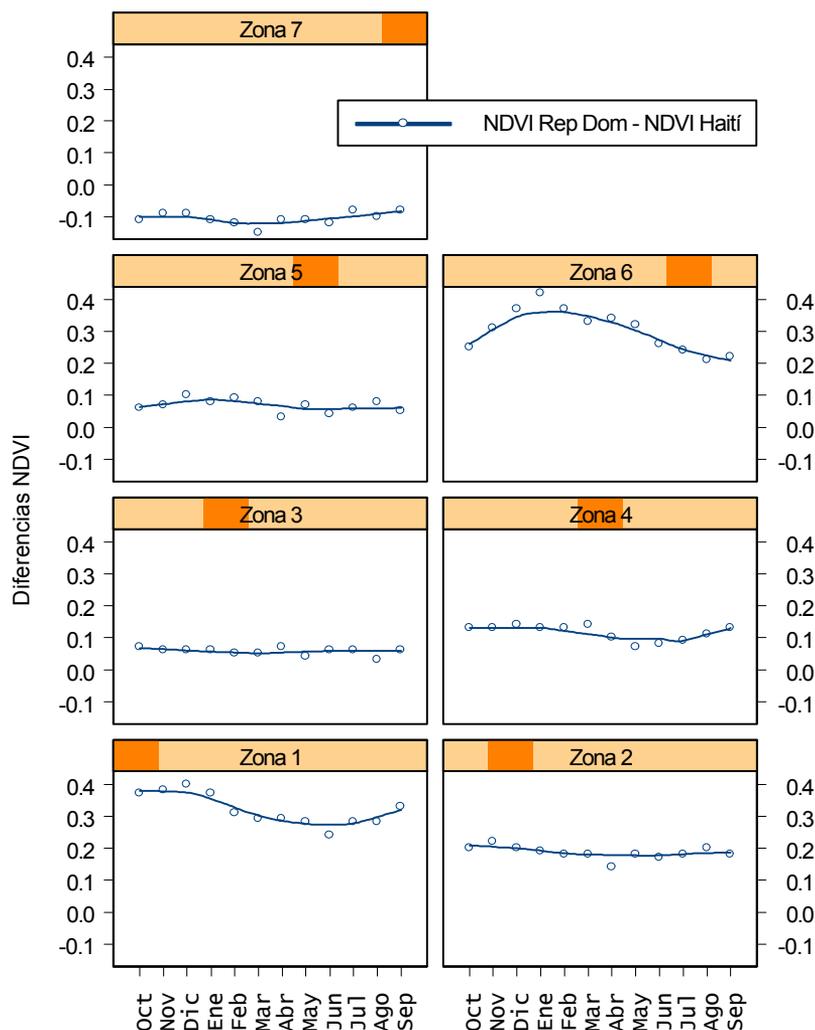


Figura 7. Representación de la evolución temporal (Octubre 1992-Septiembre 1993) de los valores diferenciales de promedios de NDVI en las subzona haitiana y dominicana de cada una de las 7 zonas en torno a la frontera.

estas zonas donde se produce un mayor contraste vegetativo a uno y otro lado de la frontera, dándose valores relativamente bajos en el NDVI de la subzona de Haití. Los valores bajos (0,1-0,2) deben corresponderse con zonas de predominio

de suelos desnudos o vegetación dispersa que lógicamente se ven poco afectadas por factores estacionales, mostrando un valor casi constante a lo largo del ciclo anual.

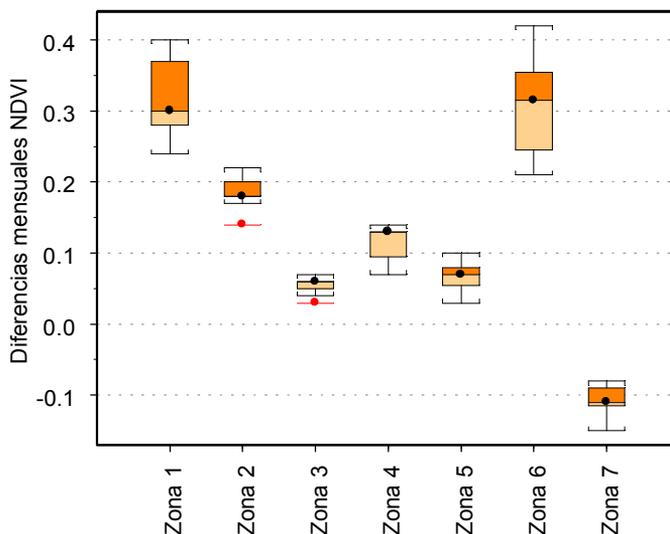


Figura 8. Gráfico de boxplot de la evolución temporal (Octubre 1992-Septiembre 1993) de los valores diferenciales de promedios de NDVI en las subzona haitiana y dominicana de cada una de las 7 zonas en torno a la frontera. El punto negro dentro de la caja indica el valor de la mediana. Los colores inferior y superior de cada caja representan el 1º y 3º cuartil, respectivamente. Los paréntesis externos comprenden 1.5 veces el rango de valores de la caja. Los valores fuera de este rango se representan mediante los puntos en rojo.

Por su parte, en las zonas 2 y 4 se advierte un comportamiento similar en la evolución del NDVI y de sus valores diferenciales, con un contraste más acentuado en la zona 2. Con respecto a las zonas 3 y 5, es en ellas donde se produce un mayor acercamiento del NDVI a lo largo de todo el año, con valores diferenciales mucho más bajos (0,15), aunque todavía positivos, es decir, escasamente superiores en el lado dominicano. El único caso discordante lo encontramos en la zona 7, la situada más al Norte, colindante con el Océano

Atlántico. En ella es la subzona haitiana la que supera a la dominicana en aproximadamente 0,1, apareciendo representado este caso con un valor diferencial negativo. Sin embargo, dado que los valores de NDVI a ambos lados son relativamente altos (0,4-0,6) la variación anual de los mismos sigue una curva muy parecida, de manera que el valor diferencial se mantiene relativamente constante a lo largo de todo el año.

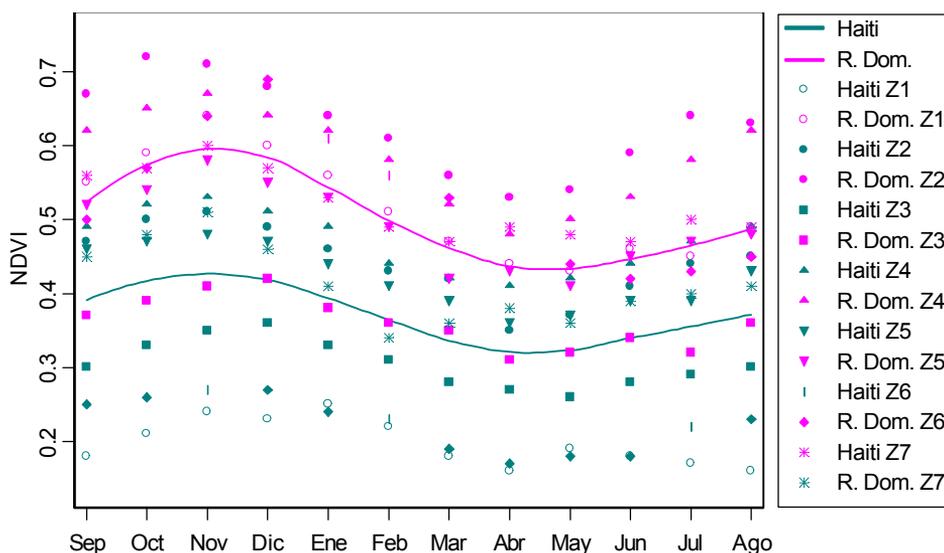


Figura 9. Curvas de ajuste Loess de los promedios mensuales de NDVI a un lado y otro de la zona fronteriza.

Si representamos simultáneamente todos los valores medios obtenidos en las 14 regiones (Figura 9), junto con las curvas de ajuste Loess para los puntos a un lado y otro de la frontera, se observa como la diferencia entre el lado de Haití y el Dominicano es en promedio de aproximadamente 0,1 siendo aún un poco mayor en los meses de invierno, en los que alcanza un valor aproximado de 0,15.

Lógicamente una persistencia de valores más altos en la zona Dominicana, indica una mayor cobertura forestal. Por tanto resulta lógico que se produzca un mayor intervalo de variación de valores promedio de NDVI a lo largo del año, en las zonas más vegetadas (en promedio hasta 0,15); frente a otras como las haitianas, en las que la oscilación temporal de dicho valor es en promedio inferior a 0,05.

5.3.2 Aplicación del algoritmo regional. Evolución anual de la temperatura de la superficie terrestre en las zonas test.

La obtención de la temperatura de la superficie terrestre (LST) mediante datos de los sensores de satélite, ha contribuido en las últimas décadas a un conocimiento más amplio de los factores implicados en numerosos procesos medioambientales: modelos circulación atmosférica, estudios sobre el cambio climático, aplicaciones en agricultura, estudios sobre desertificación, etc.

Como se ha descrito en el capítulo 3, uno de los sensores más utilizados a tal efecto, dada su amplia cobertura espacio-temporal, es el AVHRR a bordo de los satélites NOAA, más concretamente, los canales térmicos (canal 4 y canal 5). En aquel capítulo, se ha tratado con detalle la forma más habitualmente utilizada para la obtención de la LST, esto es, los algoritmos tipo Split-Window. Estos se basan en la utilización de las medidas en dos canales térmicos adyacentes, que comparten la misma ventana atmosférica, y en la estimación de dos correcciones en la medida de la temperatura. Por un lado, la corrección atmosférica, que tiene en cuenta la contribución (absorción y emisión de radiación) de los constituyentes atmosféricos (fundamentalmente vapor de agua y Ozono), a la radiancia medida por el satélite. Y por otro, la corrección por emisividad, que tiene en cuenta el alejamiento de la superficie terrestre respecto del comportamiento de un cuerpo negro (emisividad =1).

Una correcta estimación de ambos efectos, requiere en muchos casos de la utilización de algoritmos regionales, con coeficientes adaptados a la zona en estudio. Así, dado que la Isla de Española está situada en una zona tropical, caracterizada por una atmósfera con altos contenidos de vapor de agua y a la escasa adecuación de los algoritmos globales propuestos hasta la fecha para condiciones de este tipo, se ha estimado la necesidad de desarrollar un algoritmo adaptado a la zona test, con coeficientes optimizados. El proceso de obtención del mismo, así como una explicación detallada del por qué de su utilización, es discutido en el capítulo 3 de esta memoria. Recordemos que su expresión, en términos de las temperaturas de brillo del canal 4 y 5 del sensor AVHRR y de los valores de ϵ y $\Delta\epsilon$ era:

$$LST = T_4 + 2.5429 (T_4 - T_5) - 0.8864 + 35 (1 - \epsilon) - 57 \Delta\epsilon$$

Previo a la aplicación del algoritmo LST desarrollado por nuestro grupo, se obtuvieron un total de 12 composiciones mensuales (Octubre 1992-Septiembre 1993) de temperaturas de brillo del canal 4 y 5 (T_4 y T_5). Estas composiciones mensuales se basaban en retener, para cada píxel, el valor de temperatura asociado al día de máximo NDVI para ese mes. Finalmente se procedió a la aplicación del algoritmo regional para LST, determinando los valores promedio de temperatura del terreno para cada una de las 14 zonas test definidas en el entorno de la frontera, y para la república Dominicana y Haití por separado. Un resumen de los valores de LST ($^{\circ}\text{C}$) mensuales, obtenidos en dichas regiones se puede observar en la tabla 2.

La representación gráfica de los resultados de la tabla anterior, se muestra en la figura 10. En ella se representan los promedios mensuales de temperatura para cada región, así como un ajuste mediante Loess, para los datos del lado haitiano (en rojo) y dominicano (en azul). Se observa un comportamiento análogo en la evolución temporal de la temperatura a ambos lados de la frontera,

con unos valores mínimos en torno a Diciembre-Enero y máximos en los meses de verano (Julio–Agosto), siguiendo la evolución propia de una zona con la situación geográfica de esta Isla. Cabe destacar también el hecho de que para un mismo mes del año se observa una dispersión de valores de temperatura a ambos lados de la frontera, en un intervalo de unos 10-12 grados, lo cual da idea de la variabilidad de la temperatura del terreno, que podría estar asociada no sólo a los diferentes tipos de cubiertas vegetales (diferente emisividad) sino también a otros factores como clima en la localización geográfica en cuestión, altitud, contenido en humedad del terreno, etc.

Tabla 2. Valores medios mensuales de LST (°C) (Octubre1992-Septiembre-1993), en cada una de las regiones en las que se ha dividido la zona de transición.

	Z1H	Z1D	Z2H	Z2D	Z3H	Z3D	Z4H	Z4D	Z5H	Z5D	Z6H	Z6H	Z7H	Z7D
Oct	307.4 4	305.1 6	303.5 2	304.3 5	306.0 4	305.4 3	301.5 5	303.2 2	304.6 6	305.1 4	300.5 6	301.3 2	300.1 0	302.1 4
Nov	303.2 8	301.4 5	301.1 6	300.8 7	303.2 4	304.3 4	301.7 6	302.3 4	301.5 6	302.3 3	295.3 9	296.2 2	299.4 5	300.2 9
Dic	298.7 3	299.1 2	291.7 3	292.3 3	301.0 2	299.1 2	296.1 9	298.3 1	302.0 3	301.2 9	291.2 8	290.6 2	294.1 3	296.0 2
Ene	302.1 6	301.3 4	291.3 1	293.5 8	299.9 5	301.2 1	295.3 2	296.6 7	297.4 6	298.5 2	292.3 7	291.9 2	292.3 9	295.9 3
Feb	295.3 2	296.7 8	294.2 3	295.3 3	302.7 3	303.3 2	296.9 0	295.2 2	299.3 4	300.1 2	295.2 7	294.4 2	293.1 8	297.9 4
Mar	302.8 2	300.3 4	296.8 9	294.2 4	303.2 4	302.1 2	299.0 2	301.3 2	302.3 2	303.2 9	294.9 6	297.3 2	295.9 2	299.1 2
Abr	301.1 8	301.6 7	297.9 2	299.1 8	304.5 8	305.2 9	300.2 8	302.2 1	303.2 9	305.2 5	295.4 4	296.1 2	295.1 6	300.2 8
May	305.6 7	303.1 9	301.2 1	303.2 7	306.7 8	307.5 4	306.0 4	305.7 6	305.9 3	306.6 4	300.3 4	301.6 5	300.0 4	302.5 2
Jun	307.1 2	306.4 3	302.0 4	304.5 8	308.9 3	308.2 6	304.2 9	304.0 2	306.0 2	307.4 3	303.2 9	305.4 3	303.8 7	304.2 1
Jul	310.3 4	311.6 6	305.6 5	306.9 9	309.2 4	310.8 7	311.9 8	308.2 3	309.5 6	310.2 9	306.2 8	307.2 7	307.2 9	309.1 9
Aug	314.3 2	311.3 2	310.2 3	311.8 2	312.9 4	313.0 4	308.4 5	311.3 2	315.0 1	314.1 5	307.0 1	308.9 5	306.2 1	310.2 9
Sep	309.2 3	307.4 2	306.1 2	308.7 5	310.4 5	308.6 4	304.2 3	306.6 1	308.2 4	309.3 2	302.2 9	304.4 2	303.6 5	306.4 1

Sin embargo, resulta evidente el desplazamiento hacia valores superiores de temperatura de los puntos correspondientes al lado de Haití, dando lugar a una curva de ajuste (en rojo), que en promedio supera a la de La República Dominicana en aproximadamente 1°C. Sólo en los meses de invierno se aprecia

una mayor proximidad entre las curvas. Un análisis conjunto con los datos de NDVI como el realizado en el siguiente epígrafe, nos puede aproximar a una explicación sobre este comportamiento.

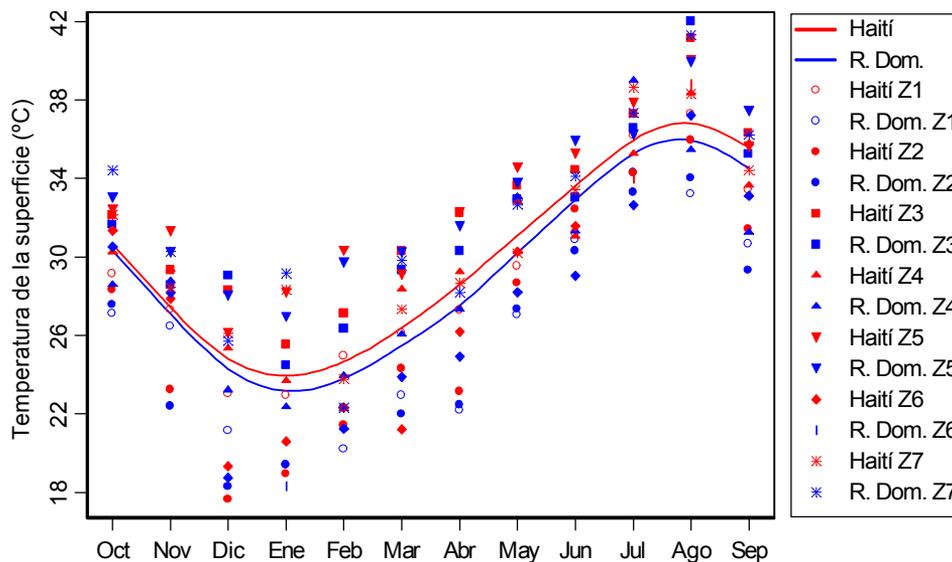


Figura 10. Valores promedio mensuales de temperatura de la superficie (periodo Octubre 1992-Septiembre 1993) en las 14 regiones fronterizas definidas. Curvas de ajuste mediante Loess.

5.3.3. Sinergia de la LST y NDVI en estudios de deforestación

En esta sección analizaremos la relación existente entre la temperatura superficial del terreno y el índice de vegetación NDVI, así como su utilidad en los estudios de dinámica de la cobertura vegetal. Se presentan diferentes gráficos tendentes a clarificar la relación entre ambos parámetros, particularizando nuestro análisis de las curvas de evolución LST-NDVI, para cada una de las 7 zonas test definidas en nuestro estudio.

5.3.3.1 Evolución LST vs. NDVI en las zonas de transición

Seguidamente se presenta la galería de imágenes obtenidas para los promedios mensuales de NDVI y temperatura del terreno estimada mediante nuestro algoritmo Split-Window, para el periodo que va desde Octubre de 1992 a Septiembre de 1993.

Se han confrontado mes a mes las imágenes de LST y NDVI, observándose a simple vista, grosso modo, la evolución a lo largo de ese año de ambas variables. A pesar de tratarse de composiciones mensuales y de haber aplicado el método HANT de recuperación de valores asociados a píxeles nubosos, en algunos meses, como por ejemplo el mes de Mayo, la existencia de defectos adicionales en las imágenes y/o persistencia de gran cantidad de valores asociados a nubes, hizo que dichos píxeles fuesen finalmente desechados del análisis estadístico. Así, estos píxeles aparecen identificados como datos en color negro (el mismo que se utiliza para las zonas de mar), en las imágenes de temperatura. Sin embargo, en las imágenes multitemporales de NDVI dichos píxeles han sido representados con datos válidos asociados según el método HANTS, aunque no hayan sido usados para las estadísticas.

La división de la zona de transición en siete zonas geográficas, permite realizar un análisis distintivo de los diferentes registros de NDVI y LST asociados a cada una de ellas. Las curvas de NDVI frente a LST pueden observarse en la figura 29. El ajuste mediante una recta de los valores obtenidos, muestra como prácticamente en casi todas las zonas, la pendiente sería aproximadamente igual tanto para el lado haitiano, como para el dominicano, excepción hecha de la zona 6 donde el alto contraste en valores de NDVI produce una gran separación entre las mismas y un comportamiento frente a la LST ligeramente diferente. Lo que sí resulta evidente es una relación de aumento de la temperatura a medida que disminuyen los valores de NDVI.

Sobrino y Rassounni (2000) definen el método del área del trapecio (MAT), como un método basado en la representación en un espacio bidimensional de la LST y NDVI. En su estudio, analizan la evolución de los puntos LST-NDVI para diferentes clases dentro de la imagen, definidas en base a su intervalo de variación en NDVI sobre una imagen promedio anual de NDVI de la zona bajo estudio. Si se uniesen los puntos representativos de los meses de máximo NDVI, mínimo NDVI, máxima LST y mínima LST, formaríamos un trapecio cuya área daría idea de la cobertura vegetal de la zona sobre la que se ha calculado el promedio de NDVI y LST. Si esto es así, en el caso de disponer de valores promedio mensuales para esas clases, correspondientes a varios años, podríamos de alguna manera inferir, en base a criterios meramente geométricos, como evoluciona la vegetación en las mismas.

Si tratásemos de aplicar el método del área del trapecio a las zonas por nosotros definidas, nos podemos encontrar con que la definición de éstas como regiones geográficas y no como clases espectrales con un determinado comportamiento en NDVI, puede dar lugar a que no podamos establecer conclusiones definitivas respecto de este tipo de representación. Ahora bien, en algunas de ellas la homogeneidad espectral (en rango de valores de NDVI) de sus

píxeles si que puede aproximarnos a razonamientos como los hechos para una imagen clasificada en base a la imagen promedio anual del MAT

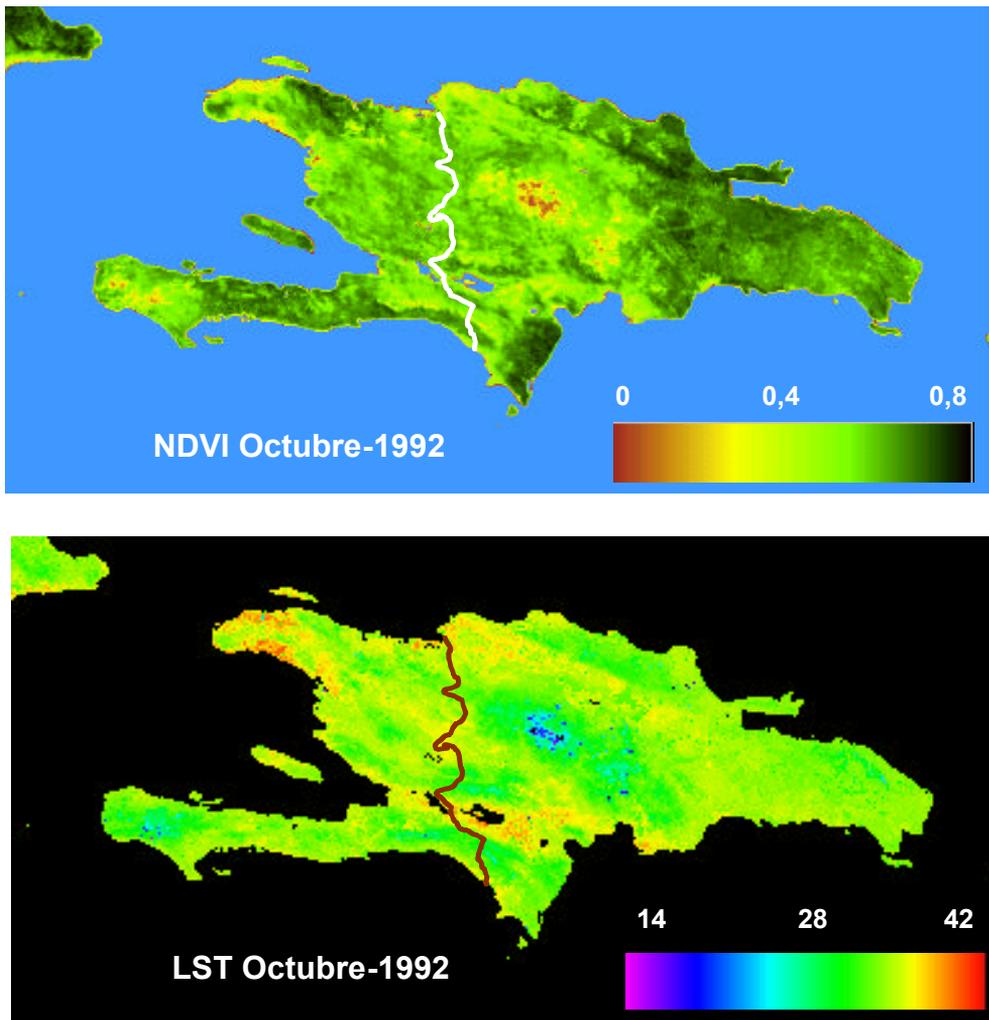


Figura 15. Composiciones multitemporales de imágenes AVHRR de la isla de la Española correspondientes al mes de Octubre de 1992 (a): NDVI. Cada píxel retiene el valor máximo mensual de NDVI en esa localización (b): Temperatura de la superficie terrestre (LST): Obtenido mediante algoritmo de Hernández-Leal y Arbelo, tomando los valores de T4 y T5 relacionados con el día de máximo NDVI.

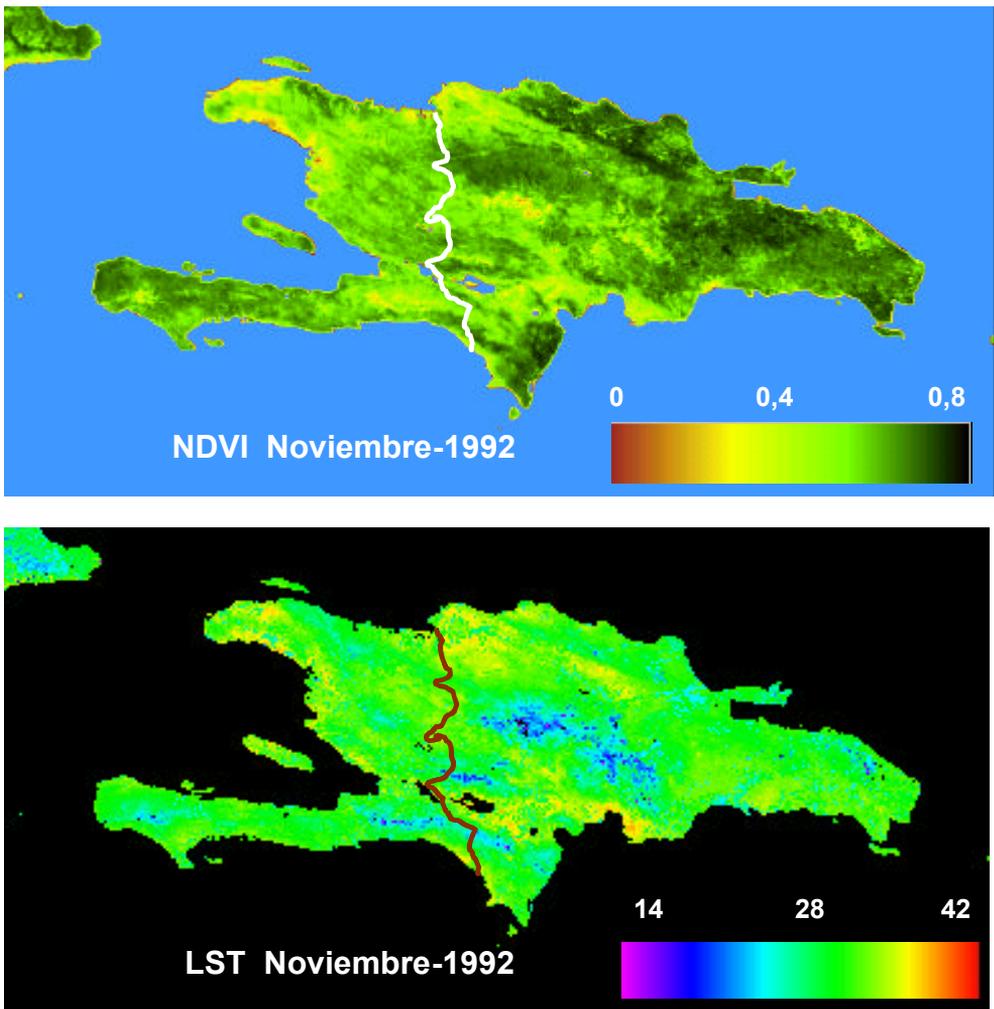


Figura 16. Composiciones multitemporales de imágenes AVHRR de la isla de la Española correspondientes al mes de Noviembre de 1992 (a): NDVI. Cada píxel retiene el valor máximo mensual de NDVI en esa localización (b): Temperatura de la superficie terrestre (LST): Obtenida mediante algoritmo de Hernández-Leal y Arbelo, tomando los valores de T4 y T5 relacionados con el día de máximo NDVI.

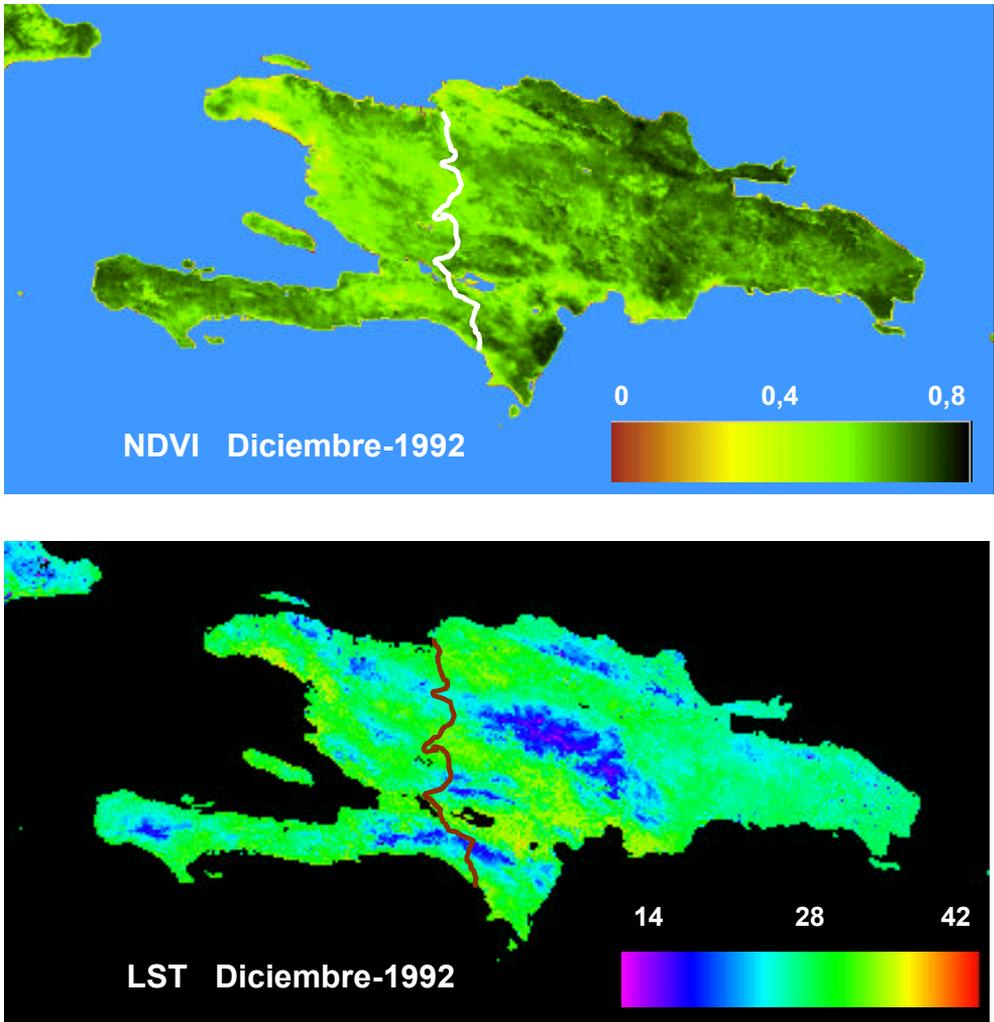


Figura 17. Composiciones multitemporales de imágenes AVHRR de la isla de la Española correspondientes al mes de Diciembre de 1992 (a): NDVI. Cada píxel retiene el valor máximo mensual de NDVI en esa localización (b): Temperatura de la superficie terrestre (LST): Obtenida mediante algoritmo de Hernández-Leal y Arbelo, tomando los valores de T4 y T5 relacionados con el día de máximo NDVI.

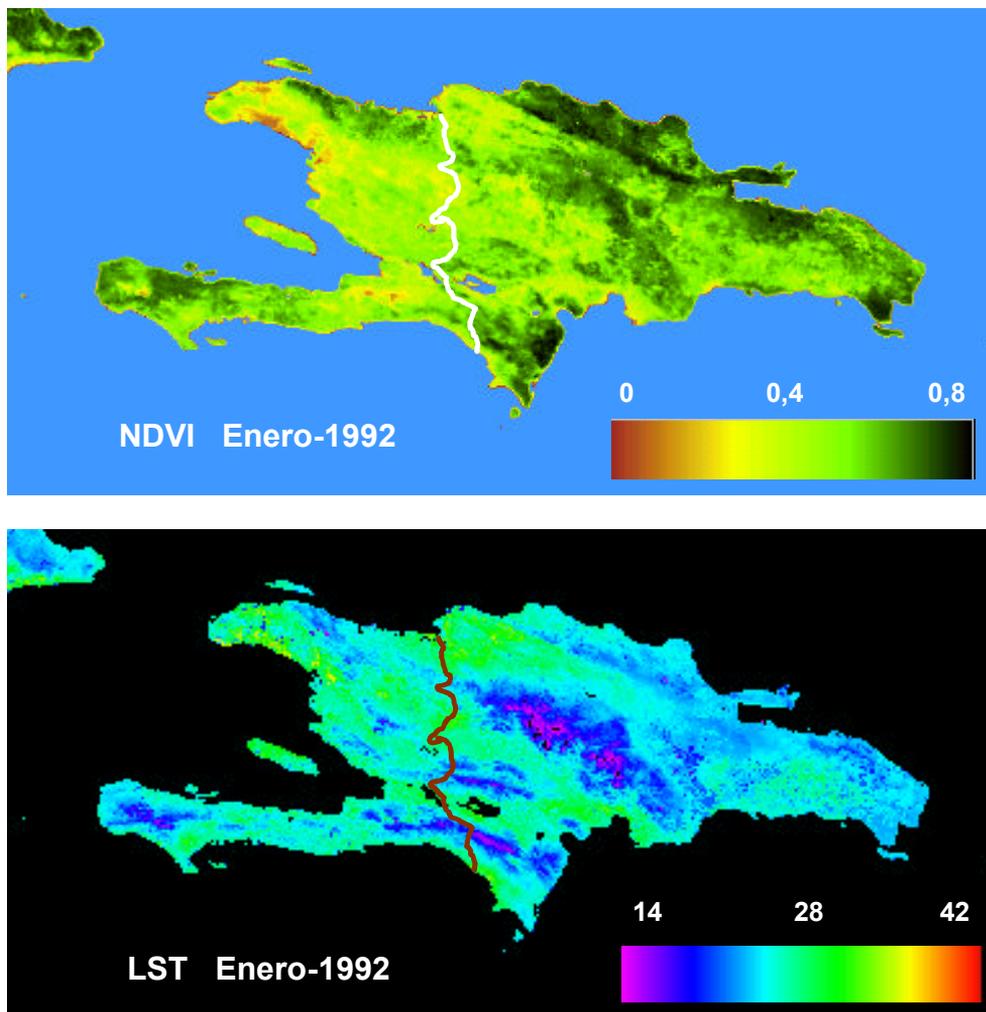


Figura 18. Composiciones multitemporales de imágenes AVHRR de la isla de la Española correspondientes al mes de Enero de 1993 (a): NDVI. Cada píxel retiene el valor máximo mensual de NDVI en esa localización (b): Temperatura de la superficie terrestre (LST): Obtenida mediante algoritmo de Hernández-Leal y Arbelo, tomando los valores de T4 y T5 relacionados con el día de máximo NDVI. Se observan mínimos de temperatura en torno a 16°Cs en las zonas montañosas de la cordillera Central y el Massif de la Selle. Los colores asociados a los píxeles en el entorno de la frontera permiten constatar cierta correlación entre LST y NDVI, constituyéndose en imágenes casi espejadas con temperaturas bajas para NDVI alto y altas cuando el NDVI es más bajo.

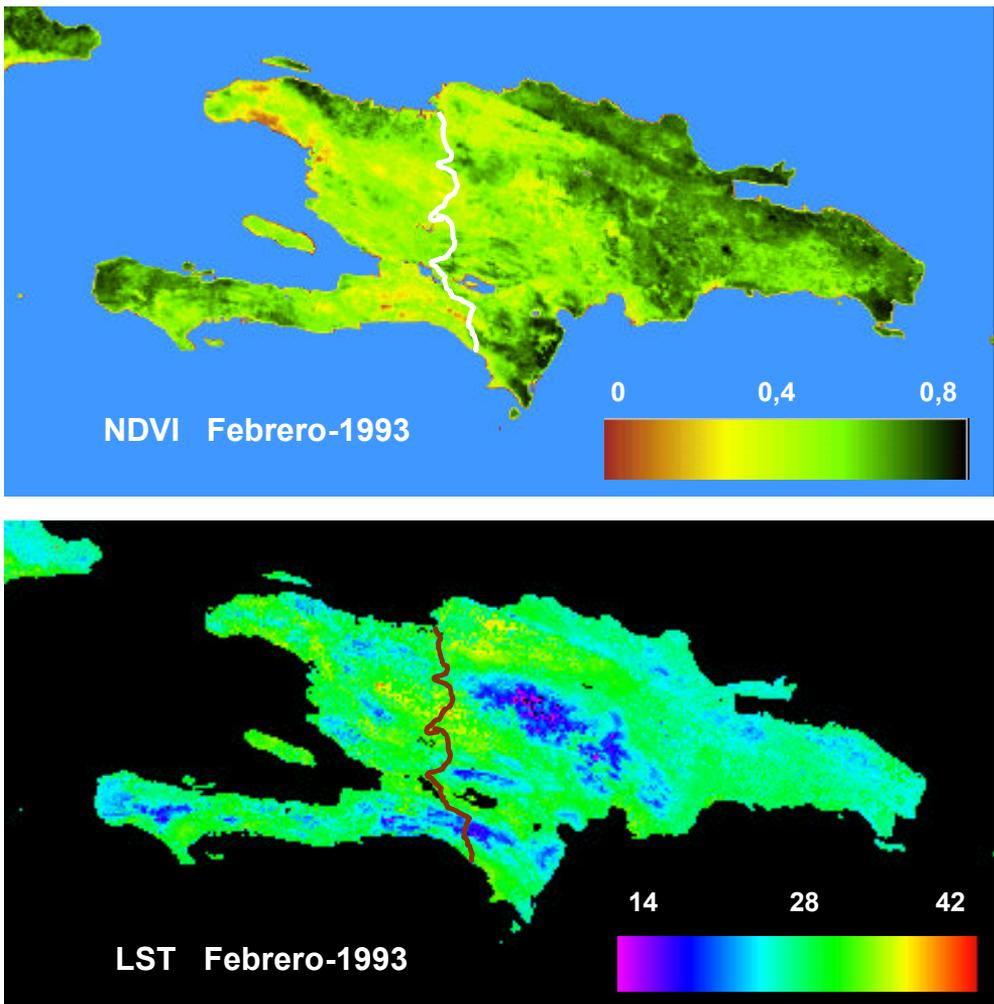


Figura 19. Composiciones multitemporales de imágenes AVHRR de la isla de la Española correspondientes al mes de Febrero de 1993 (a): NDVI. Cada píxel retiene el valor máximo mensual de NDVI en esa localización (b): Temperatura de la superficie terrestre (LST): Obtenida mediante algoritmo de Hernández-Leal y Arbelo, tomando los valores de T4 y T5 relacionados con el día de máximo NDVI.

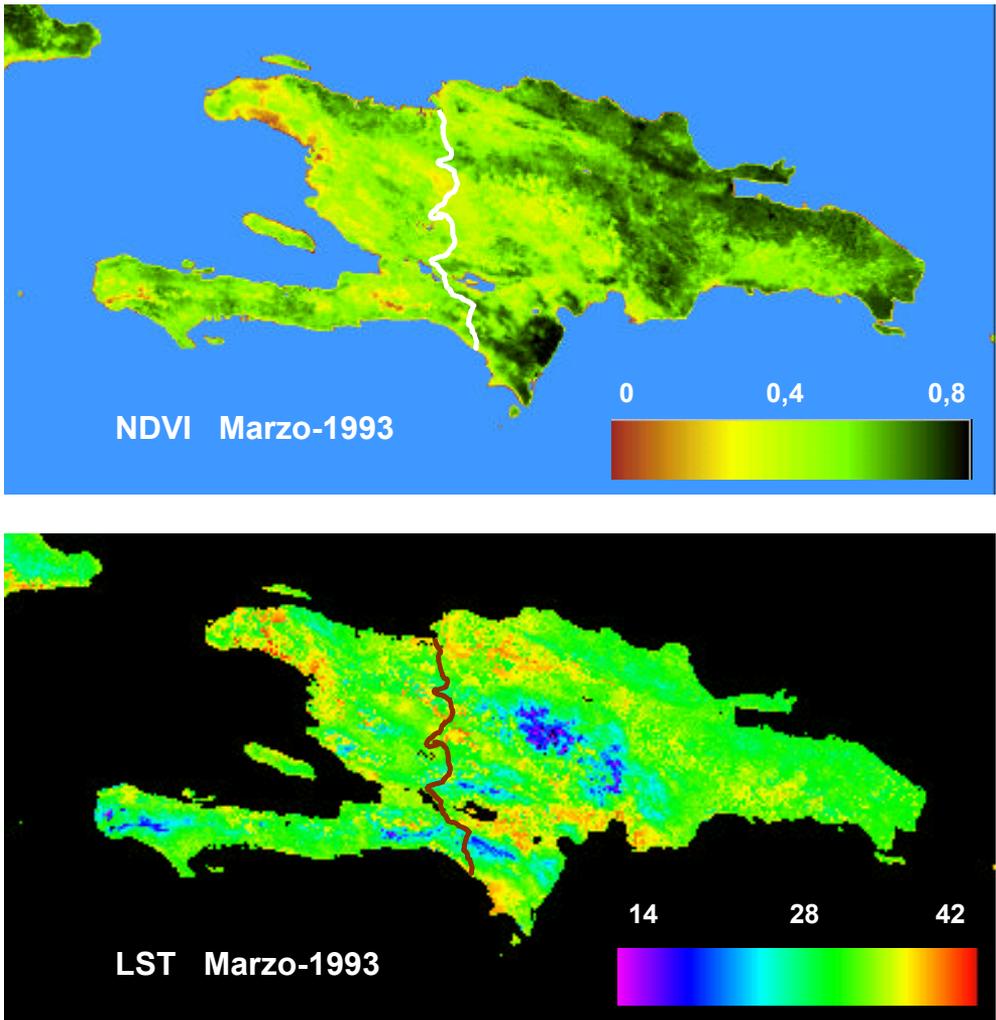


Figura 20. Composiciones multitemporales de imágenes AVHRR de la isla de la Española correspondientes al mes de Marzo de 1993 (a): NDVI. Cada píxel retiene el valor máximo mensual de NDVI en esa localización (b): Temperatura de la superficie terrestre (LST): Obtenida mediante algoritmo de Hernández-Leal y Arbelo, tomando los valores de T4 y T5 relacionados con el día de máximo NDVI.

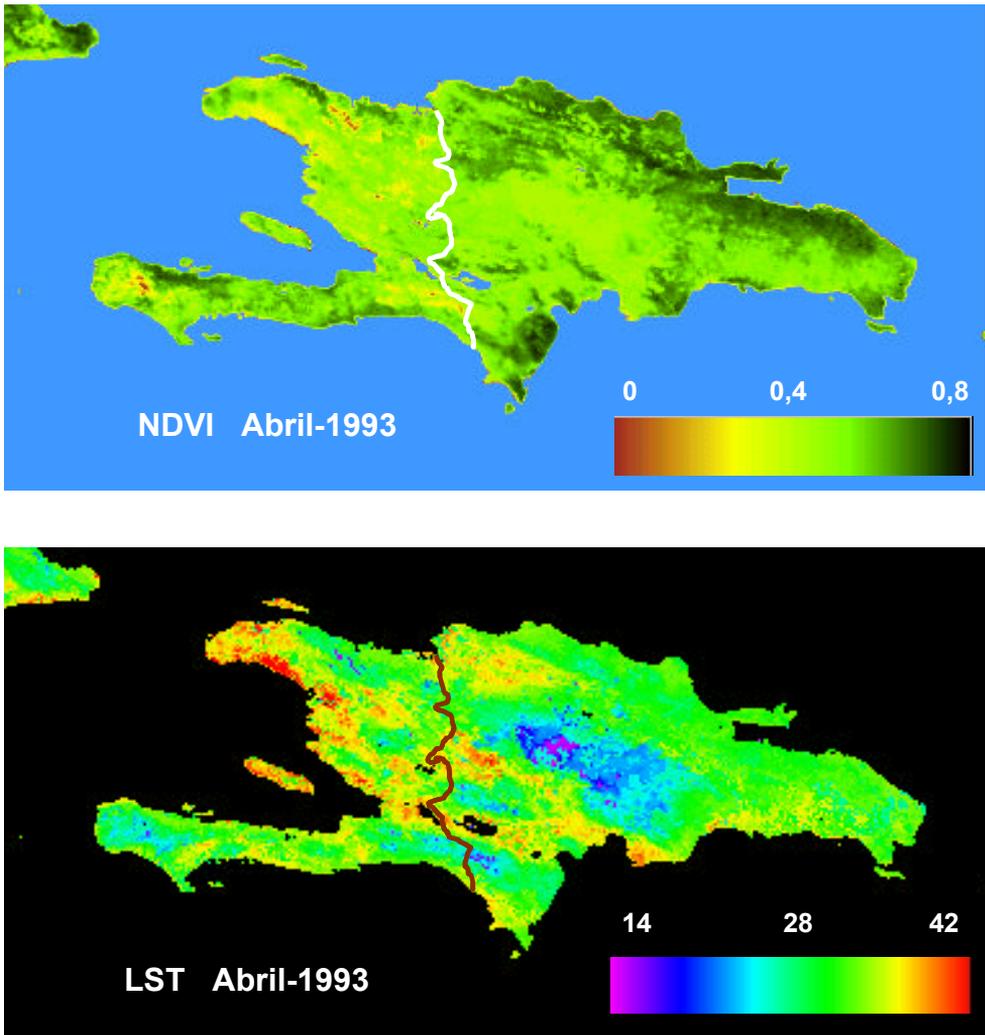


Figura 21. Composiciones multitemporales de imágenes AVHRR de la isla de la Española correspondientes al mes de Abril de 1993 (a): NDVI. Cada píxel retiene el valor máximo mensual de NDVI en esa localización (b): Temperatura de la superficie terrestre (LST): Obtenida mediante algoritmo de Hernández-Leal y Arbelo, tomando los valores de T4 y T5 relacionados con el día de máximo NDVI.

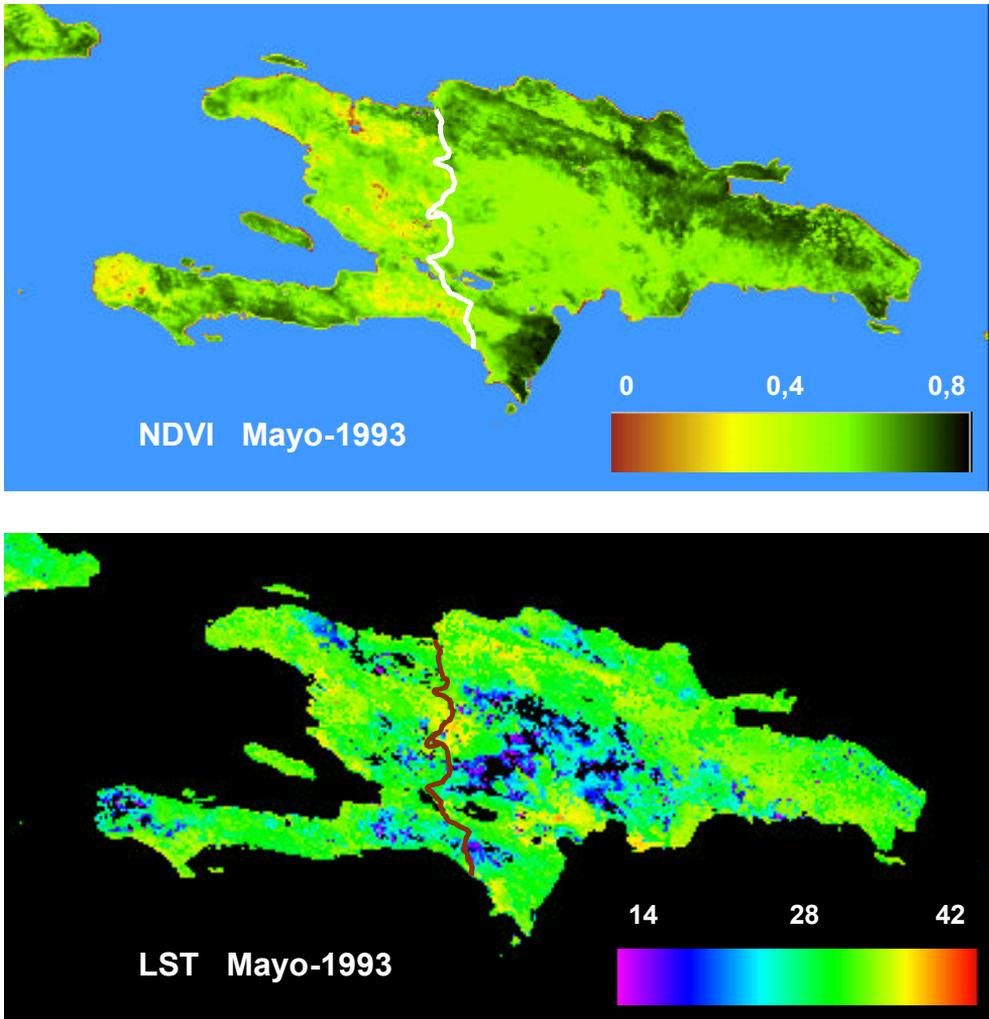


Figura 22. Composiciones multitemporales de imágenes AVHRR de la isla de la Española correspondientes al mes de Mayo de 1993 (a): NDVI. Cada píxel retiene el valor máximo mensual de NDVI en esa localización (b): Temperatura de la superficie terrestre (LST): Obtenida mediante algoritmo de Hernández-Leal y Arbelo, tomando los valores de T4 y T5 relacionados con el día de máximo NDVI.

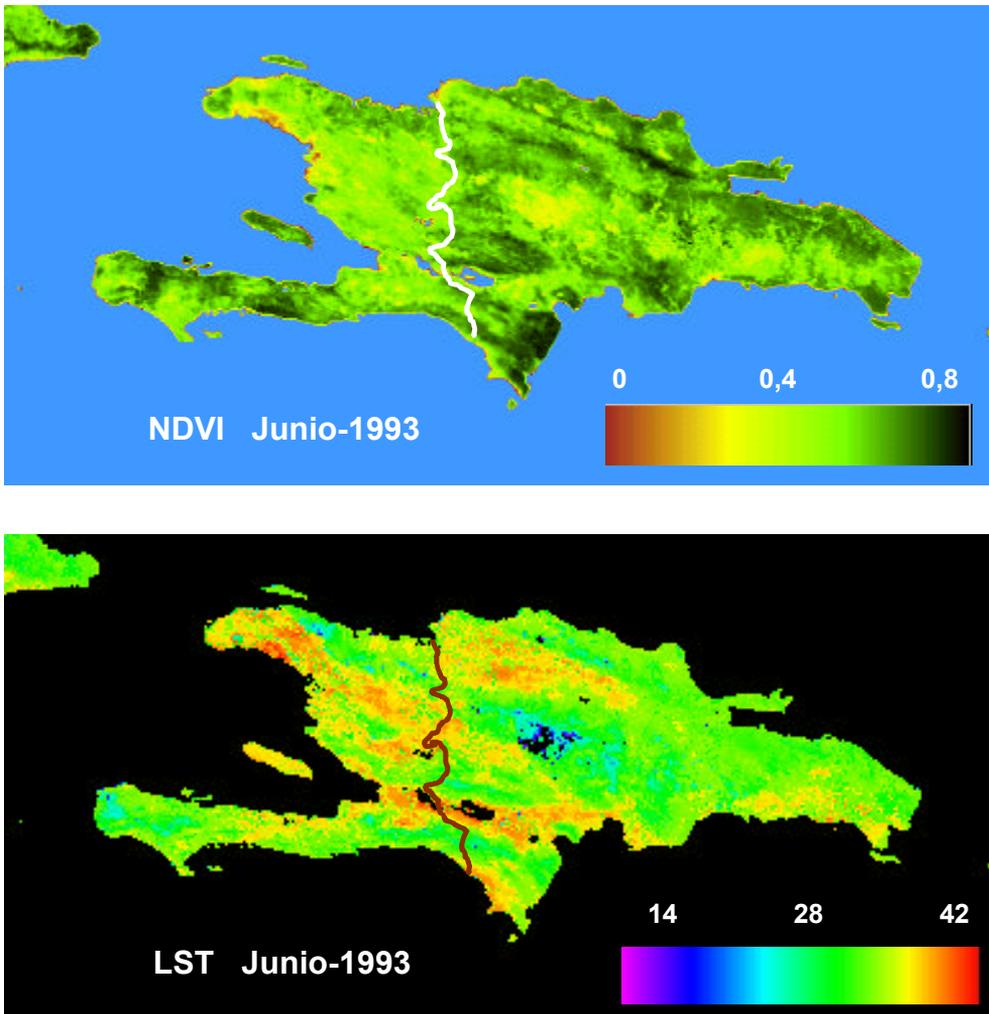


Figura 23. Composiciones multitemporales de imágenes AVHRR de la isla de la Española correspondientes al mes de Junio de 1993 (a): NDVI. Cada píxel retiene el valor máximo mensual de NDVI en esa localización (b): Temperatura de la superficie terrestre (LST): Obtenida mediante algoritmo de Hernández-Leal y Arbelo, tomando los valores de T4 y T5 relacionados con el día de máximo NDVI.

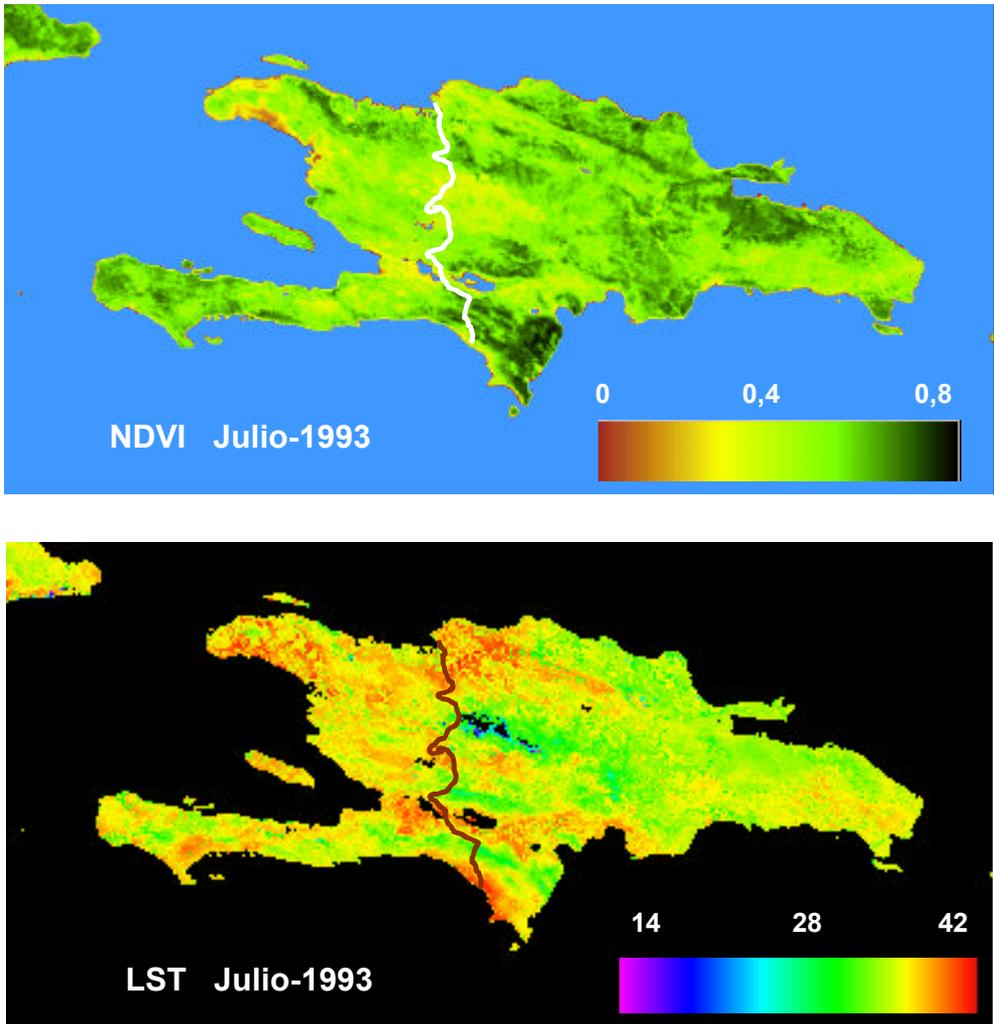


Figura 24. Composiciones multitemporales de imágenes AVHRR de la isla de la Española correspondientes al mes de Julio de 1993 (a): NDVI. Cada píxel retiene el valor máximo mensual de NDVI en esa localización (b): Temperatura de la superficie terrestre (LST): Obtenida mediante algoritmo de Hernández-Leal y Arbelo, tomando los valores de T4 y T5 relacionados con el día de máximo NDVI.

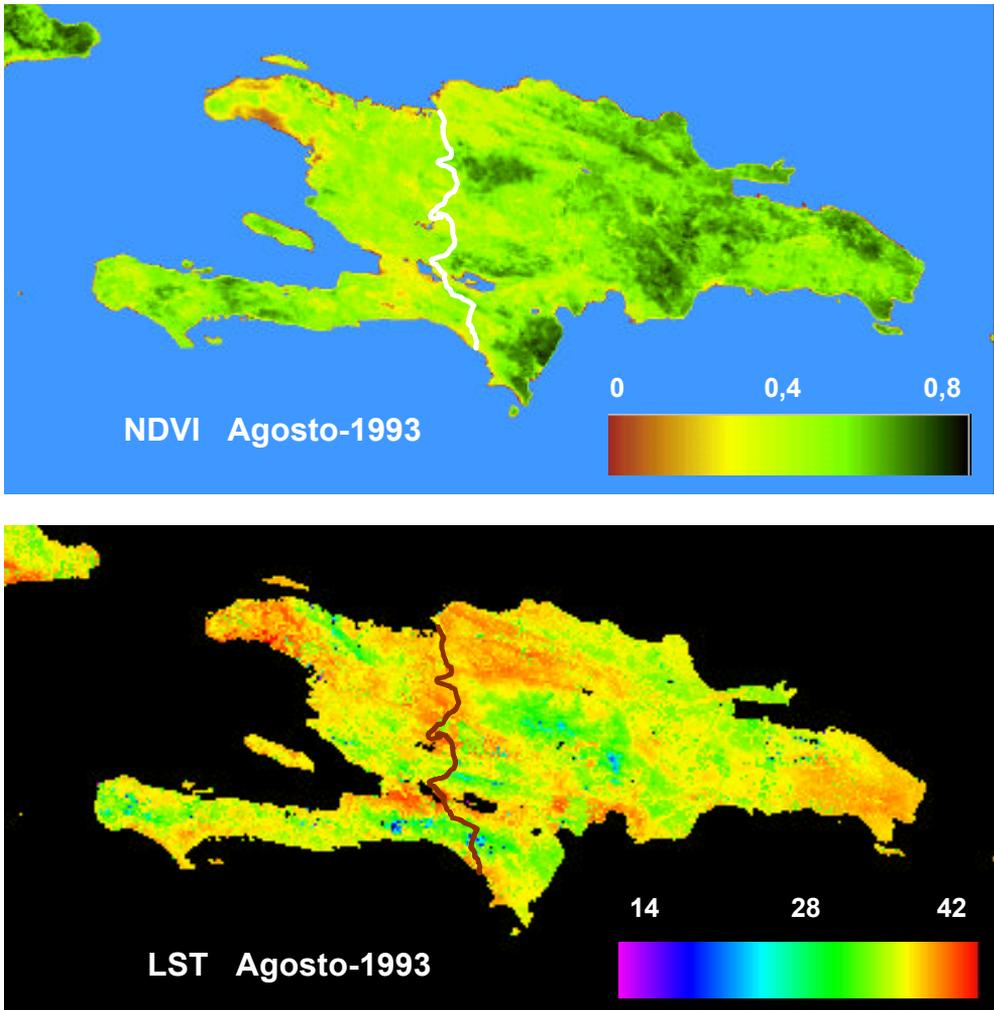
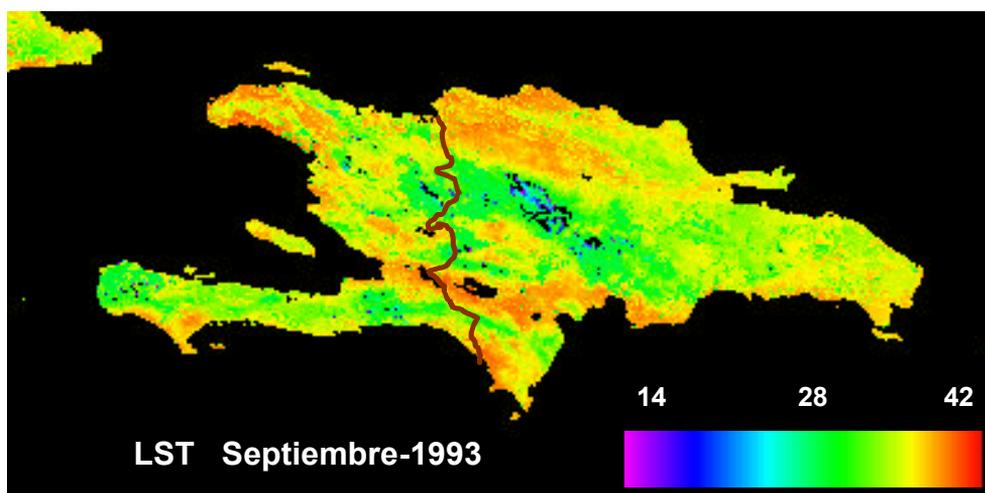
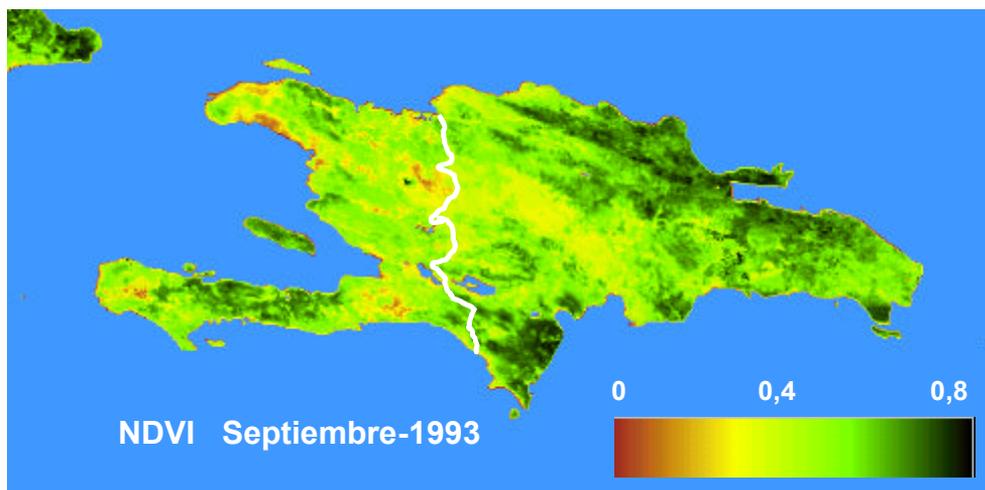


Figura 25. Composiciones multitemporales de imágenes AVHRR de la isla de la Española correspondientes al mes de Agosto de 1993 (a): NDVI. Cada píxel retiene el valor máximo mensual de NDVI en esa localización (b): Temperatura de la superficie terrestre (LST): Obtenida mediante algoritmo de Hernández-Leal y Arbelo, tomando los valores de T4 y T5 relacionados con el día de máximo NDVI.



Un ejemplo claro lo podríamos tener en la zona 1 en la que se distingue una mayor dispersión de los puntos en torno a la recta en el lado dominicano, frente a los del lado de Haití.

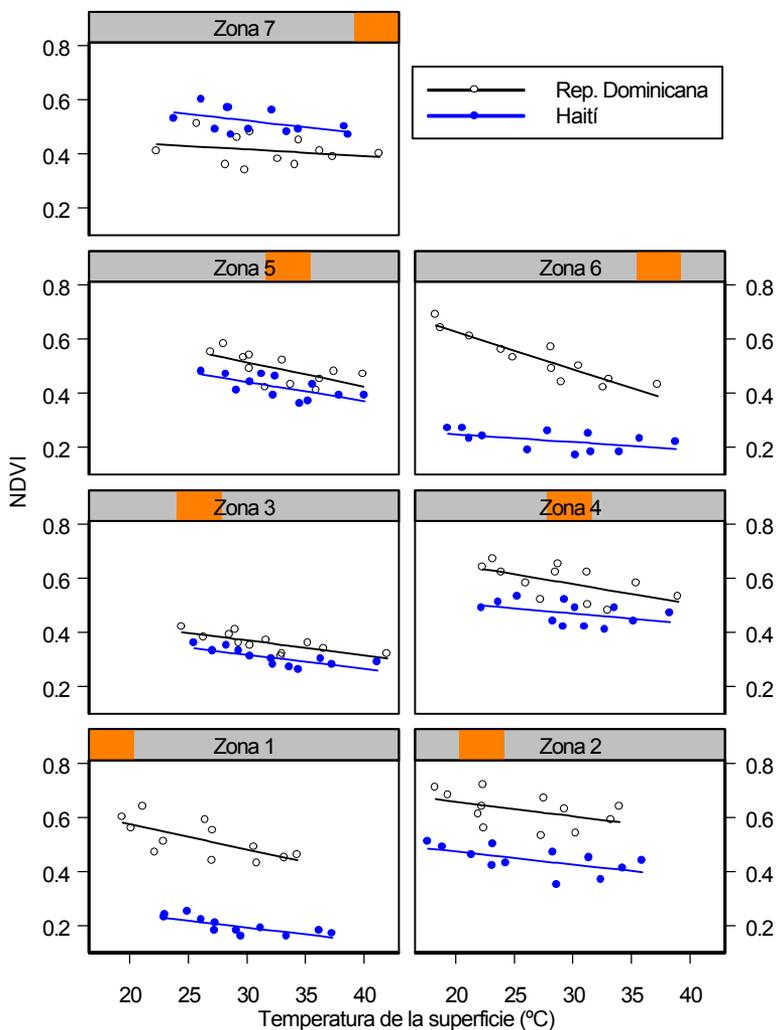


Figura 29. Representación de los valores promedio mensuales (Octubre 1992-Septiembre 1993) de NDVI frente a los promedios de LST en cada una de las zonas definidas sobre la región de transición.

Lógicamente si trazásemos las aristas del mencionado trapecio, tendríamos un área apreciablemente mayor en el lado dominicano. Esta comparación también puede realizarse en el resto de las zonas, si bien las inhomogeneidades en cuanto a la respuesta en NDVI de los píxeles dentro de ellas, así como otros factores ambientales que se comentan en la siguiente sección, influyentes tanto en el NDVI como en la LST, pueden restar cierta validez a la aplicación del MAT. A pesar de estas limitaciones, una representación de este tipo continúa siendo útil desde el punto de vista de la evolución de la cubierta vegetal. Algo que también es de destacar es que para valores más bajos en el NDVI se observa un desplazamiento de los valores correspondientes de temperatura hacia intervalos superiores, particularmente apreciables en las zonas 1, 6 y 7.

Del estudio por separado de la evolución durante ese año de los puntos NDVI-LST para las subzonas 1-7 del lado haitiano y los correspondientes al lado dominicano, podemos obtener una visión más global del contraste en la zona de transición.

Un análisis estacional de lo mostrado en la figura 30, nos permite decir que por ejemplo, en los meses de Septiembre, Octubre y Noviembre, las temperaturas en promedio oscilan desde los 31°C hasta los 21°C, observándose valores más bajos de temperatura (tonos azulados) a medida que aumentan los valores de NDVI. En cambio, en el lado de Haití, si bien los colores asociados a las temperaturas parecen ser diferentes, si que se constata un comportamiento similar al dominicano, para NDVI en el intervalo 0,3-0,6. Hay que destacar en este punto que los intervalos de variación de NDVI son apreciablemente diferentes de un país al otro (Haití: 0,18-0,60; R Dominicana: 0,3-0,74), por lo que se debe tener especial cuidado al comparar los valores de temperatura de ambos países.

En el caso de los meses de invierno (Diciembre, Enero, Febrero), se observan mínimos de temperatura para valores de NDVI en torno a 0,3 y a 0,5

En el caso de los meses de invierno (Diciembre, Enero, Febrero), se observan mínimos de temperatura para valores de NDVI en torno a 0,3 y a 0,5

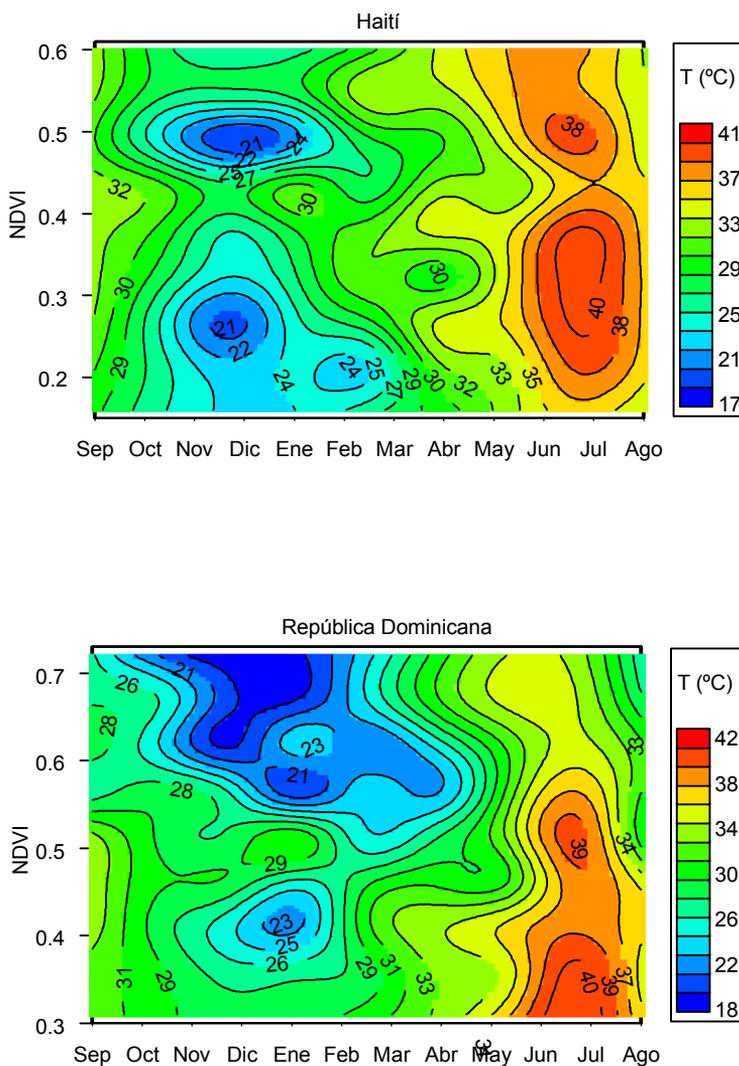


Figura 30. Evolución de los promedios mensuales de temperatura y NDVI en el periodo Octubre 1992- Septiembre 1993. (a) Datos de las subzonas haitianas. (b) Datos de las subzonas dominicanas.

para la zona de Haití, mientras que en la República Dominicana el perfil de temperaturas es similar. No obstante, al tener valores más altos de NDVI, la zona de temperaturas bajas se extiende mucho más en la parte superior del gráfico.

Durante los meses de Marzo, Abril y Mayo se aprecia igualmente, como los valores de temperatura disminuyen a medida que aumenta el NDVI, sobre todo en el lado dominicano. En cambio, en el lado de Haití, el comportamiento encontrado es ligeramente anómalo, con intervalos de NDVI en los que a mayor NDVI se obtiene un valor mayor de temperatura, si bien los gradientes de temperaturas son apreciablemente inferiores a los de los meses anteriores.

En lo que respecta al periodo estival (Junio, Julio, Agosto) volvemos a un comportamiento “típico” en la evolución de la temperatura respecto del NDVI, obteniéndose una mayor concentración de datos en torno a las temperaturas más elevadas en el lado de Haití.

Del análisis de la figura 30, podríamos inferir así mismo, que si representásemos el gráfico de la República Dominicana (Figura 30b) sólo para el intervalo de valores de NDVI presentes en Haití (0,18-0,6), el perfil de temperaturas que se obtendría, sería muy similar al obtenido para este último país (Figura 30a).

Una muestra más de la evolución de ambas variables puede observarse en la figura 31, donde se han representado gráficamente las curvas de ajuste Loess tanto de temperatura como de NDVI. La evolución similar a ambos lados de la frontera queda patente, con máximos en torno a los meses de Julio-Agosto y un mínimo en Enero, mientras que para el NDVI el máximo estaría en torno a Diciembre y el mínimo en Abril-Mayo. La diferenciación es clara en el lado dominicano con un intervalo mayor de variación anual del NDVI.

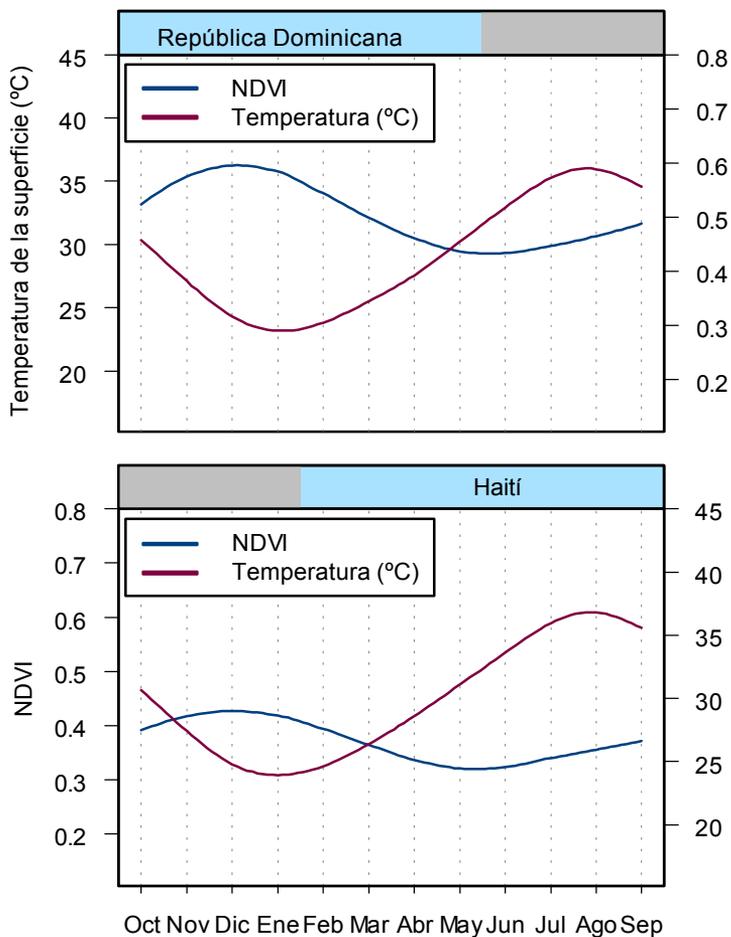


Figura 31. Curvas de ajuste mediante Loess de la evolución anual del NDVI y LST. (a): zona fronteriza de la República dominicana. (b) zona fronteriza Haití.

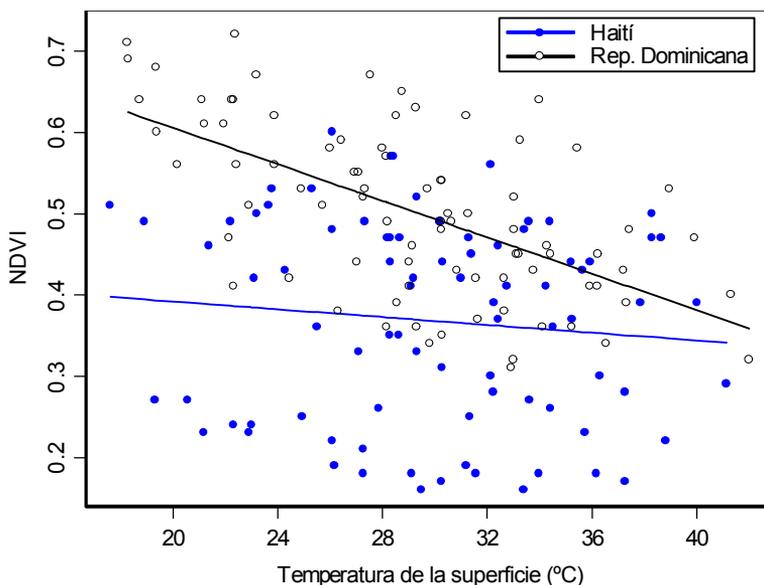


Figura 32. Representación de los promedios mensuales NDVI-LST para la zona fronteriza haitiana y dominicana.

Si lo que deseamos es dar una idea del contraste global en la zona de transición, una prueba de ello se tiene en figura 32, en la que se representan todos los valores a un lado y otro de la frontera. Las rectas de ajuste obtenidas, cubren intervalos de variación en temperaturas muy similares con un desplazamiento hacia valores mayores en NDVI de las correspondientes a la República Dominicana y una pendiente apreciablemente mayor para las asociadas a zonas de este último país. Este hecho de obtener intervalos similares en LST y considerablemente distintos en el NDVI permite corroborar una persistencia a lo largo de todo el año bajo análisis de una mayor degradación de los bosques en el lado Haitiano respecto del dominicano.

5.4 Intercomparación del análisis con imágenes AVHRR-1km y el análisis con TM para la zona de transición.

Para finalizar este capítulo, a modo de resumen, realizaremos un análisis comparativo de los aspectos observados en las imágenes AVHRR-1km, y las Landsat-TM del capítulo precedente, para dar una visión más certera de la clara diferenciación en la cubierta vegetal de la zona fronteriza.

En nuestro análisis con imágenes AVHRR-1km, hemos observado como las zonas 1 y 6, son aquellas en las que se produce un mayor contraste vegetativo, tanto desde el punto de vista del índice de vegetación, como de su representación combinada con la LST. Este hecho coincide plenamente con lo observado en nuestras experiencias de campo y con las imágenes Landsat-TM. Recordemos que la zona 1 era la situada más al sur de la zona de transición, correspondiendo geográficamente con la zona sur del Massif de la Selle (Haití) y el Valle del Río Pedernales (R. Dominicana). Tal y como habíamos descrito en el capítulo 4 esta era una de las zonas en las que visualmente y por interpretación de las composiciones Landsat-TM, se observaba un mayor contraste, con suelos de piedra caliza y matorrales dispersos en la zona de Haití frente a zonas agrícolas y de grandes extensiones forestales en el lado dominicano. Por su parte, para la zona 6 (Mongtanes du Nord/Cordillera Central), la frontera internacional quedaba prácticamente delimitada por los valores más altos de NDVI en el lado dominicano.

Es de destacar también, que la evolución de la temperatura (Figura 29) en ambas zonas es aproximadamente similar, si bien en la zona 6 se alcanzan promedios de temperatura ligeramente inferiores (18°C en Z6H en los meses de invierno, frente a los 23°C en laZ1H). Por consiguiente, a pesar de movernos en rangos de valores de NDVI muy próximos es de suponer que la situación geográfica, en este caso una zona de costa con clima tropical, frente a una zona

de interior, puede hacer que la evolución de la LST en las mismas difiera apreciablemente particularmente en los meses más fríos, en los que la temperatura ambiental en las zonas de interior puede decaer ligeramente, respecto de las zonas de costa y producir pequeñas bajadas en la temperatura del terreno.

Por su parte, para las zonas 2 y 4, habíamos observado una evolución muy parecida para el NDVI de las mismas, con la ya reseñada diferenciación entre los valores de Haití y de la República Dominicana. Sin embargo el desplazamiento hacia la derecha de los puntos NDVI-LST (Figura 29), denota un intervalo de variación de la LST desplazado hacia temperaturas más bajas en la zona 2. Este hecho, en principio, podría estar relacionado con la orografía del terreno, dado que a pesar de ser ambas, regiones montañosas, las elevaciones del *Massif de la Selle* y la Sierra de Bahoruco (zona 2), son mucho más importantes (hasta los 2500 m.) que las encontradas en las *Montagnes de Trou d'Éau*/Sierra de Neiba (zona 2), en las que no se superan los 1600 m.

Las regiones en las que se observó un menor contraste entre los valores de NDVI asociados a las subzonas haitiana y dominicana (Figura 6) son la zona 3 (Culc de Sac Depresión/Cuenca del Enriquillo) y la zona 5 (Central Plateau/Valle de San Juan), en las que los valores promedio siguen siendo ligeramente superiores en el lado dominicano, si bien la diferencia respecto de Haití es muy pequeña ($\sim 0,05$). Se trata en ambos casos de tierras bajas, situadas en el interior de la isla con escasa diferenciación a un lado y otro de la frontera. Coincide nuestro análisis con el realizado con las imágenes Landsat-TM en relación a la existencia de menor vegetación en la zona 3, en las proximidades del lago Enriquillo, donde la alta salinidad de los suelos no favorece los cultivos agrícolas ni una alta concentración de vegetación natural.

Mención aparte merece la zona más al Norte o zona 7 (Plaine du Nord/Valle de Cibao). Es esta la única en la que el lado Haitiano parece superar

en NDVI al lado dominicano (figura 6). En este caso la frontera internacional también quedaba claramente delimitada por el contraste en valores de NDVI en las proximidades de la misma. Si bien estos son mayores en el lado dominicano, no es menos cierto que en áreas un poco más alejadas de la frontera, que también han sido englobadas dentro de la zona 7, ya en la imagen TM se advertían valores de NDVI más altos en el lado de Haití (plantaciones de manglares) El hecho observado en la figura 6, así como la existencia de valores de temperatura promedio mensual, siempre superiores en el lado Dominicano (tabla 2), viene a corroborar el comportamiento diferencial de esta zona respecto de las restantes definidas a lo largo de la frontera.

Habría que tener en cuenta además, que en zonas del planeta donde la desertificación es inducida por causas naturales (avance de los desiertos), condiciones meteorológicas adversas, largos periodos de sequías, etc.), la relación entre un aumento de las temperaturas y una bajada de los valores de NDVI puede ser mucho más directa. En nuestro caso, la Isla de la Española es una zona tropical muy húmeda, por lo que no podemos de ninguna manera hablar del factor sequía como inductor de la pérdida de masa forestal, aunque una pérdida de masa forestal si que puede ocasionar una disminución del régimen de lluvias en una zona localizada. Es aquí el factor humano, como ya hemos destacado previamente el que directamente controla el avance de la deforestación y por tanto la relación LST vs. NDVI se muestra ligeramente diferente de la respuesta que se obtiene en los lugares afectados por sequías severas. Como ejemplo de estos últimos podríamos citar los trabajos de Oyen et al, 1994 y Adyasuren y Bayarjargal, 1995, sobre el desierto del Gobi en Mongolia; o sobre la zona del Sahel en África (Sobrino et al, 2000). Dicho de otra forma, en el caso natural, es evidente que un aumento de temperaturas, acompañado de escasas precipitaciones, favorece una disminución del NDVI. Pero cuando las causas de la deforestación son antropogénicas, la bajada en NDVI no tiene por qué estar asociada directamente a altas temperaturas y escasez de recursos hídricos. En este caso un descenso en la densidad de masa arbórea llevará

asociado un cambio apreciable en la emisividad del suelo y por consiguiente en su respuesta térmica. En este caso, puede que la relación entre y temperatura y NDVI no sea tan determinante como en el caso de las zonas próximas a desiertos.

Si bien el NDVI influye de manera notable en la evolución de la LST, es importante reseñar que, en las zonas bajas o próximas a la costa, la variación en LST sufre un ciclo anual propio de regiones con intervalos de temperaturas no extremas, como cabría esperar para un clima tropical. Es en estas zonas donde se observa una mayor correlación negativa del NDVI frente a la LST. Ahora bien, en las zonas altas, existen otros factores moduladores de esta relación, que pueden influir de manera considerable. Entre ellos podemos enumerar los siguientes:

- Humedad. El contenido en humedad del terreno hace variar su albedo. Así en zonas tropicales con frecuentes lluvias, al día siguiente de una lluvia copiosa, pueden cambiar apreciablemente los valores de emisividad del terreno y por tanto los valores de temperatura del mismo. Además en las zonas altas, la influencia del régimen de vientos alisios, puede ocasionar mayor contenido de humedad, particularmente en las laderas orientadas al Oeste, donde una fuerte evaporación favorecería el enfriamiento de la superficie.
- Topografía del terreno. La altitud puede ser también un factor que contribuye a las bajadas de temperatura. La temperatura del aire, normalmente disminuye con la altura, excepción hecha de las inversiones térmicas. Si bien no debemos confundir la temperatura del aire con la de la superficie terrestre, no es menos cierto, que ambas variables forman parte de la ecuación de difusión del calor, de manera que por fenómenos de convección, la temperatura del aire puede afectar a la inercia térmica de la superficie, y por consiguiente dar lugar a temperaturas más bajas en las zonas de mayor altitud.

- Ángulo de iluminación solar. El ángulo de iluminación solar a la hora de paso del satélite también debe ser tenido en cuenta en los valores de LST. En zonas homogéneas y llanas, con una iluminación uniforme, los valores de LST obtenidos desde satélite, suelen ser más representativos de la temperatura real del terreno, que los correspondientes a superficies heterogéneas y rugosas. En este último caso, la parametrización del efecto de la rugosidad es realmente complicada. Por tanto, los valores obtenidos en zonas montañosas deben ser tomados con cierta precaución. Además, podrían observarse elevados gradientes de temperatura de la cara este a la oeste de las cordilleras montañosas, en las que el calentamiento de la superficie comienza después de mediodía, a diferencia de las primeras, en la que la temperatura va en aumento desde los primeros rayos de sol. Este hecho queda patente de forma clara, en las imágenes de promedios mensuales de LST (figuras 12-24), en las que, en muchos casos aparecen dibujadas de forma clara las caras Oeste de las cadenas montañosas (Cordillera central y del Massif de la Selle, fundamentalmente), con valores más bajos de temperatura asociados a ellas.

Por tanto la influencia de estos factores, podría limitar en cierta medida una comparación entre regiones en las que se utilice la LST y NDVI como indicadores de la dinámica de cambio. No obstante, si dispusiésemos de una serie temporal mayor, cubriendo exactamente las mismas zonas geográficas, se podría obtener información, tanto cualitativa como cuantitativamente, de la magnitud de los cambios en la dinámica de la vegetación en esas zonas concretas. Es éste un objetivo que pretendemos cubrir a corto plazo, ampliando nuestro estudio al conjunto total de datos del proyecto Global Land 1-km AVHRR Project, disponibles para la isla de la Española.

Capítulo 6

Conclusiones

1. El análisis de la deforestación realizado con imágenes de alta resolución, Landsat-TM, nos ha permitido remarcar la dimensión del problema de la degradación del suelo, en la zona haitiana próxima a la frontera entre Haití y la República Dominicana. Las medidas de campo efectuadas, junto con la interpretación visual de las imágenes de NDVI y composiciones en falso color, que destacan las principales características de suelos y vegetación, ha permitido constatar la magnitud del contraste entre ambos países a lo largo de toda la zona de transición. Así mismo, el estudio temporal realizado con tres escenas TM pertenecientes a fechas suficientemente espaciadas en el tiempo (1986, 1992 y 2000), demuestra a través de los promedios de NDVI, diferenciación de imágenes de NDVI, etc., como las zonas del lado dominicano constituyen un núcleo más estable de biomasa, menos sujeto a fluctuaciones en los valores de NDVI, independiente del cambio en los valores de esta magnitud (aumento o disminución temporal del valor medio).

2. El estudio realizado con imágenes del proyecto Pathfinder-PAL-8km cubre un periodo de 17 años (1982-1999), demostrando su gran utilidad en la estimación de cambios en la vegetación y en la identificación de patrones de evolución de la misma, en la isla de la Española. Así, hemos observado un comportamiento similar en ambos países, en lo que a la evolución anual del NDVI se refiere, con un máximo anual en torno a Noviembre/Diciembre y un decrecimiento continuo, hasta alcanzar un mínimo en torno a Marzo, en el caso de Haití y en torno a Abril para la Republica Dominicana. Un análisis de las diferencias de las medias mensuales a lo largo de los 17 años, permite concluir que existe una tendencia clara en sus valores, con un máximo en torno a Febrero y un mínimo en Octubre. Este comportamiento, sugiere que la época del año en que se realiza el estudio del contraste vegetativo entre ambos países, tiene una influencia importante en la magnitud de las diferencias observadas. Esto debe ser tenido en cuenta, por ejemplo, en el caso de análisis temporales, como el realizado en esta memoria con imágenes Landsat-TM, en los que la época de

registro de las mismas puede resultar determinante a la hora de establecer conclusiones.

3. Se ha desarrollado un algoritmo de split window regional, para la zona del caribe en el entorno de la isla de la Española, particularizado para la superficie del mar. Para su obtención se usaron datos de boyas fijas y/o a la deriva de la base de datos PFMDB (Pathfinder Matchups Database). Hemos restringido nuestro estudio, al periodo 1995-1999. Además sólo se han utilizado datos nocturnos, para evitarla posible diferencia en el valor de la temperatura de la superficie del mar y al que toman las boyas (1m por debajo de la superficie). Se han usado un total de 4145 matchups y datos de vapor de agua del sensor SSM/I a bordo de los satélites NOAA. El algoritmo desarrollado se ha obtenido por regresión lineal simple de $(SST - T_4)$ frente a $(T_4 - T_5)$ para datos exclusivamente del conjunto de entrenamiento, y su ecuación es:

$$SST = T_4 + 2.5429 (T_4 - T_5) - 0.8864$$

Con una desviación estándar de 0,64 °C que mejora ligeramente los valores típicos de algoritmos globales, cuando son aplicados a regiones tropicales. El análisis realizado nos permite indicar, que el algoritmo propuesto para la estimación de la temperatura superficial del mar, y por lo tanto para corregir del efecto atmosférico las medidas de la temperatura de la superficie terrestre desde satélite, presenta un comportamiento adecuado independientemente de la época del año o condición atmosférica presente en la región.

4. Para el cálculo de la temperatura de la superficie terrestre (LST), empleada aquí como parámetro modulador de la desertificación, hemos particularizado el algoritmo desarrollado para el mar, al caso terrestre. Para ello utilizamos un procedimiento que consiste en separar el efecto atmosférico del de la emisividad en la ecuación de split-window original, de manera que puede usarse el algoritmo desarrollado para el mar, añadiendo un término corrector del efecto

de la emisividad. Este término, $B(\epsilon)$, se obtiene por simulación de medidas de satélite para dos superficies de emisividades conocidas (Hernandez-Leal et al., 1998), de manera que el algoritmo optimizado, obtenido para la LST, en esta zona del Caribe, venia dado por la ecuación (3.60).

$$LST = T_4 + 2.5429 (T_4 - T_5) - 0.8864 + 35 (1 - \epsilon) - 57 \Delta\epsilon$$

5. La información de la base de datos del proyecto Global Land 1km-AVHRR Project constituye una herramienta especialmente útil en la estimación de la dinámica de la cubierta forestal. Haciendo uso de estos datos hemos introducido una técnica completamente novedosa, que implica los canales térmicos e índices de vegetación obtenidos del sensor AVHRR, permitiendo cuantificar en el espacio tridimensional (LST-NDVI-tiempo) la magnitud del cambio en la cobertura vegetal. Se ha analizado algunos de los métodos que combinan la LST y NDVI en estudios desertificación, llegándose a la conclusión de que estos modelos, como el método del área del trapecio (MAT), puede dar buenos resultados en situaciones en los que es la sequía la que controla el avance de la desertificación. En nuestro caso el origen humano de la deforestación en Haití, puede restar validez a estos métodos. Si bien, se ha encontrado una correlación negativa entre NDVI y LST, esta dependencia puede variar apreciablemente en función de factores como la altitud (como moderador de la temperatura), el contenido en humedad, elevado en ciertas cordilleras por el efecto de los Alisios, la orografía del terreno, etc. No obstante nuestro modelo ha demostrado responder aceptablemente en la mayoría de las situaciones, contribuyendo a un mejor entendimiento de la dinámica espacio-temporal de la vegetación en esta Isla.

6. El uso de información de distintos sensores remotos, con resoluciones espaciales y temporales diferentes, la sinergia de la temperatura e índices de vegetación de las superficies en estudio, además de medidas de campo en zonas escogidas expofeso, nos ha permitido dar una visión global del grave problema de deforestación existente en la isla de la Española, en particular en la porción Oeste, correspondiente a Haití. Los patrones de NDVI analizados, a cualquier escala, denotan un especial contraste entre Haití y la República Dominicana. Especialmente, la parte de nuestro estudio correspondiente a la zona de transición, a ambos lados de la frontera, habla de forma clara del origen antropogénico del contraste vegetativo. La cuantificación del mismo en zonas fronterizas, geográficamente muy próximas y con tipos de suelos y vegetación que no deben diferir apreciablemente, permiten asociar el factor humano a esta dicotomía existente en todos los gráficos de nuestro análisis. Problemas como el sobrepastoreo del ganado, excesivo uso de la madera como combustible, y más aún, una clara diferencia cultural y socioeconómica son, entre otros, los que hacen de Haití un país con una riqueza forestal en vías de extinción.

BIBLIOGRAFÍA

- Anding, D. y Kauth, R., 1970. Estimation of sea surface temperature from space, *Remote Sensing of Environment*, 1: 217-220.
- Anding, D. y Kauth, R., 1972. Reply to the comment by G. A. Maul and M. Sidran, *Remote Sensing of Environment*, 2: 171-173.
- Aoki, T., 1985. A method for matching the HIRS/2 and AVHRR pictures of TIROS-N satellites, en *The Technical Proceedings of the Second International TOVS Study Conference*. Igls, Austria, 18-22 Febrero de 1985. pp. 349-368
- Arbelo, M., Bayó, O. y Herrera, F. 1992a, Modelo para la corrección atmosférica en el infrarrojo térmico. Simulación de medidas de satélite. *Rev. Acad. Canar. Cienc.* IV, (Nums. 1-2), 139-147.
- Arbelo, M., Hernández, P. A. y Herrera, F., 1995, Optimized algorithm for determination of sea surface temperature from satellites in Canary Islands. *Second ESTOC Workshop*, IEO, Santa Cruz de Tenerife, 8-10 Octubre de 1995.
- Arbelo M., Hernández-Leal, P. A, Herrera, F., 1997, Satellite-derived sea surface temperatures of the Atlantic Ocean around the Canary Islands. *Future Trends in Remote Sensing*, Ed. Preben Gudmansen, Balkema, Rotterdam, pp 369 – 371.
- Arbelo, M., Hernández-Leal, P. A., Díaz, J. P., Expósito F. J., Herrera F., 2000, Efficiency of a global algorithm for retrieving SST from satellites data in a subtropical region. *Advances in Space Research*. 25, 5: 1041-1044.
- Arbelo, M., Podestá, G., Hernández-Leal P. A., 2001, Nueva técnica para estimar la temperatura superficial del mar con el NOAA/AVHRR. *X Reunión de la Asociación Española de Teledetección, Lleida, Septiembre : 69-74.*
- Ariz, A. Delgado de Molina, Santana, J. C., Arbelo, M., Hernández-Leal, P. A. y Herrera, F., 1998, Relación entre las capturas de patudo *Thunnus Obessus* (Lowe 1839), la temperatura superficial y diversos fenómenos mesoescalares, mediante el uso de teledetección infrarroja en el área de las Islas Canarias. *Collective Volume of Scientific Papers, Int. Com. Con. Atlan. Tun. (ICCAT)*, L (1): 393-403
- Asrar, G., 1989, Introduction, en *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*. Asrar (ed.) Wiley Interscience, New York, EE.UU
- Baret, F., y Guyot, G., 1991, Potentials and limitations of vegetation indices for LAI and APAR assessment. *Remote Sensing of Environment*, 35: 161-173.

- Barton, I. J., 1983, Dual channel satellite measurements of sea surface temperature, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 109:365-378
- Barton, I. J., 1985, Transmission model and ground truth investigation of satellite derived sea surface temperatures, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24:508-516.
- Barton, I. J., 1989, Digitization effects in AVHRR and MCSST data, *Remote Sensing of Environment*, 20: 87-89.
- Becker, F., 1981, Angular reflectivity and emissivity of natural media in the thermal infrared bands. *Proc. 1st Int Colloq. On Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing*. Les Colloques INRA, 5:57-72.
- Becker, F., 1984, Measurements of land surface temperature and emissivity from space: methods results and related problems. *Proc. 6th Symposium "Physical Measurement and Signatures in Remotes sensing"*, Val d'Isère (Francia), 17-21 de Enero de 1994.
- Becker, F., 1987, The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. *International Journal of Remote Sensing*, 8: 1509-1522.
- Berk, A. et al., 1989, MODTRAN: A moderate Resolution model for LOWTRAN 7, GL-TR-89-0122.
- Blij, H.J., and P.O. Muller. 1996. *Geography: Realms, Regions, and Concepts*. 8th ed. New York: John Wiley and Sons.
- Buettner, K. J. K., y Kern, C. D. , 1965, The determination of infrared emissivities of terrestrial surfaces. *Journal of Geophysical Research*, 70, 1329-1337.
- Caselles, V., 1983, *Estudio de las medidas radiométricas realizadas desde satélites artificiales. Aplicación a la agrometeorología*. Tesis Doctoral. Universidad de Valencia.
- Caselles, V, Sobrino, J. A. y Coll, C, 1992. A physical model for interpreting the land surface temperatura obtained by remote sensors over incomplete canopies. *Remote Sensing of Environment*, 39: 203-211.
- Caselles, V., Coll, C. y Valor, E., 1997, Land surface emissivity and temperature determination in the whole HAPEX-Sahel area from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 18: 1009-1027.

- Castagné, N., Le Borgne, P., Le Vourch, J., y Orly, J. P., 1986m, Operacional measurement of Sea Surface Temperatura at CMS Lannion from NOAA-7 AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 7: 953-984.
- Catanese, A.V. 1991. Rural poverty and environmental degradation in Haiti. *Indiana Center on Global Change and World Peace Occasional Paper #5, Series on Environment and Development*. Bloomington, Indiana: Indiana Center on Global Change and World Peace. pp. 1-40.
- Chandrasekhar, S., 1969, *Radiative Transfer*. Ed. Dover, New York.
- Chavez, P.S., Jr., 1996. Image-Based Atmospheric Corrections Revisited and Improved. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62(9): 1025-1036.
- Cherchali, S., O. Amram, and G. Flouzat. 2000. Retrieval of temporal profiles of reflectances from simulated and real NOAA-AVHRR data over heterogeneous landscapes. *International Journal of Remote Sensing*
- Choudhary, B. J., 1991, Multispectral satellite data in the context of land surface heat balance. *Reviews of Geophysics*, 29, 217-236.
- Chuvieco, E, 1990, *Fundamentos de Teledetección Espacial*. Ediciones RIALP, Madrid, España.
- CIA (Central Intelligence Agency). 1999. *The World Factbook*. Washington DC: Central Intelligence Agency.
- Cihlar, J., 1996, Identification of contaminated pixels in AVHRR composite images for studies of Land Biosphere. *Remote Sensing of Environment*, 56: 149-163.
- Cihlar, J., Latifovic, R., Chen, J. y Li, Z., 1999, Testing near-real time detection of contaminated pixels in AVHRR composites. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 25: 160-170.
- Clevers, J. G. P., 1988, The derivation of a simplified reflectance model for the estimation of Leaf area index. *Remote Sensing of environment*, 35: 53-70.
- Cobb, C.E., Jr. 1987. Haiti: Against All Odds. *National Geographic*, 172:645-71.
- Colwell, R. N., 1983, *Manual of Remote Sensing*. Segunda Edición, Vol. 1, American Society of Photogrammetry, Falls Church, Virginia, EE.UU.
- Coll, C., 1994, *Un modelo operativo para la determinación de la temperatura de la superficie terrestre desde satélites*. Tesis Doctoral. Universidad de Valencia.

- Coll, C. y Caselles, V., 1994 Analysis of the atmospheric and emissivity influence on the split-window equation for sea surface temperature, *International Journal of Remote Sensing*, 15: 1915-1932.
- Coll, C., Caselles, V. y Valor, E., 1993, Atmospheric correction and determination of sea surface temperature in midlatitudes from NOAA-AVHRR data, *Atmospheric Research*, 30: 233-250
- Coll, C., Caselles, V., Sobrino, J. A. y Valor, E., 1994, On the atmospheric dependence of the split-window equation for land surface temperature, *International Journal of Remote Sensing*, 15: 105-122.
- Coppin, P.R. y Bauer, M. E., 1996, Digital change detection in forest ecosystems with remote sensing imagery. *Remote Sensing Reviews*, 13: 207-234.
- Cornillon, P.A., 1982, *A Guide to Environmental Satellite Data*. University of Rhode Island, Marine Technical Report 79, EE.UU.
- Crippen, R. E. , 1990, Calculating the vegetation index faster. *Remote Sensing of Environment*, 34: 71-73.
- Crist, R.E. 1952. Cultural Dichotomy in the Island of Hispaniola. *Economic Geography*, 28:105-121.
- Deschamps, P. Y. y Phulpin, T., 1980, Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12 μm , *Boundary-Layer Meteorology*, 18: 131-143.
- DIRENA (Departamento de Inventario de Recursos Naturales, Republica Dominicana). 1984. *Cobertura de la Tierra* (1:500,000), Santo Domingo: DIRENA.
- Díaz J. P., Expósito, F. J., Hernández-Leal P. A., Arbelo, M. Radiative transfer modeling in the UV-VIS region with the presence of Saharan mineral desert aerosols. *Advances in Space Research*, 26, 6: 1009-1012
- Edwards, D. P., 1987, GENLN2: The new Oxford line-by-line atmospheric transmission/radiance model, *Memo. 87.2*, Dep. of Atmos., Oceanic, and Planet. Phys., Universidad de Oxford.
- Edwards, D. P., 1988, Atmospheric transmittance and radiance calculations using line-by-line computer methods, *Proc. Soc. Photo. Instrum. Engr.*, 928: 94-117.
- Eindenshink, J. C. y Faundeen, J. L., 1994, The 1-km AVHRR global land data set: first stages in implementation. *International Journal of Remote Sensing*, 15: 3443-3462.

- Elvidge, C. D., y Chen, Z., 1995, Comparison of Broadband and narrow-band red versus near infrared vegetation indices. *Remote Sensing of Environment*, 14: 265-274.
- Expósito, F. J., Díaz, J. P., Hernández-Leal P. A., Arbelo M., Herrera, F., Torres C., Carreño, V., 2000, Aerosol phase function modeling in Saharan dust invasions using the ratio AVHRR-NOAA ch1/ch2. *Advances in Space Research*, 26, 6: 1013-1016
- Fung, T. and W. Siu. 2000. Environmental quality and its changes, an analysis using NDVI. *International Journal of Remote Sensing*, 21(5):1011-1024.
- Gilabert, M. A., y Meliá, J., 1990, Usefulness of temporal analysis and the normalized difference in the study of rice by means of Landsat-5 TM images: Establishment of relationships for yield prediction purpose. *Geocarto International*, 4: 27-32.
- Goetz, A. F. H., 1987. *HIRIS. A High Resolution Imaging Spectrometer: Science opportunities for the 1990's*. NASA EOS, Instrument Panel Report. Washington. EE.UU.
- Greene, G. 1966. *The Comedians*. New York: Viking Press.
- Green., K. D. Kempka, and L. Lackey. 1994. Using remote sensing to detect and monitor land-cover and land-use change. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 60, no. 3, p331-337.
- Gutman, G., Ignatov, A. M., Olson, S., 1994, Towards better quality of AVHRR composite images over land: Reduction of cloud contamination. *Remote Sensing of Environment*, 50: 134-148.
- Gutman, G., y Ignatov, A. M., 1995, Global land monitoring from AVHRR: Potential and limitations. *International Journal of Remote Sensing*, 16: 2301-2309
- Haggerty, R.A., (ed.). 1991. *Dominican Republic and Haiti: Country Studies*. 2nd ed. Federal Research Division, Library of Congress, Washington DC: U.S. Government Printing Office.
- Hartshorne, G., et al. 1981. *The Dominican Republic Country Environmental Profile: A Field Study*. McLean, VA: JRB Associates. U.S. AID Contract No. AID/SOD/PDC-C-0247.

- Hernández, P. A., Arbelo, M., Expósito, F. J. y Herrera, F., 1996, Pluviometry and vegetation monitoring in the Canary Islands zone using the NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Lincoln, Nebraska (USA), 27-31 de Mayo de 1996. (ISBN 0-7803-3068-4, softbound edition).
- Hernández P.A., Arbelo M., y Herrera, F., 1998 Satellite remote sensing of land surface temperature for the Canary Islands region. *EARSel Symposium "Future Trends in Remote Sensing"* Ed: Askne. Balkema, Rotterdam, 113-116.
- Hernández-Leal, P. A., Arbelo, M., Expósito, F. J., Díaz, J. P., Herrera, F., 2000, A technique to estimate the emissivity of a volcanic area at wavelenths of AVHRR TIR channels, *Advances in Space Research*, 26,7: 1085-1088.
- Hernandez-leal, P. A.; Wilson J, Arbelo, M., 2001, Integración de información de diferentes sensores remotos en el estudio de la dinámica de la vegetación en la isla de la Española. *X Reunión de la Asociación Española de Teledetección, Lleida, Septiembre : 45-51*.
- Hernandez-leal, P. A., Arbelo, M., Wilson, J., 2002, Analysis of vegetation patterns in the Hispaniola Island using AVHRR data. *Advances in Space Research*, (en revision).
- Hilwig, F. W., 1984, Visual interpretation of multitemporal Landsat data for inventories of natural resources. *ITC Journal*, 2, 297-327.
- Holben, B.N., 1986, Characteristics of maximun-value composite images from temporal AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 7:1417-1434.
- Holben, B. N., Kaufman, Y. J., and Kendall, J. D., 1990, NOAA-11 AVHRR visible and near-IR inflight calibration. *International Journal of Remote Sensing*, 11: 1511-1519
- Holdridge, L.R. 1947. *The Pine Forest and Adjacent Mountain Vegetation of Haiti Considered from the Standpoint of a New Climatic Classification of Plant Formations*. Ph.D. Dissertation, University of Michigan.
- Hope, A. S., Petzold, D. E., Goward, S. N., y Ragan, R. M., 1986, Simulated relationships between spectral reflectance, thermal emissions and evapotranspiration of a soybean canopy. *Water Resources Bulletin*, 22: 1011-1019
- Huete, A. R., Jackson, R. D., y Post, D. F., 1984, Spectral response of a plant canopy with different soil backgrounds. *Remote Sensing of Environment*, 17: 37-53.

- Huete, A. R., 1988, A Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, 25: 663-666.
- Iverson, L. R., Cook, E. A. y Graham R. L., 1989, A technique for extrapolating and validating forest cover across large regions calibrating AVHRR data with TM data. *International Journal of Remote Sensing*, 10: 1805-1812.
- James, M.E., and Kalluri, S., 1993. The Pathfinder AVHRR land data set: An improved coarse resolution data set for terrestrial monitoring. *International Journal of Remote Sensing*, 15(17):3347-3364.
- Janodet, E., 1994, Cartographie fonctionnelle des écosystèmes tropicaux africains à partir de l'évolution temporelle de leurs réponses radiométriques. These Doctorat. Université de Paris XIOrsay, Paris.
- Jordan, C. F., 1969, Derivation of Leaf Area Index from quality of light on the forest floor. *Ecology*, 50: 663-666.
- Justice, C. O., Townshend, J. R., Holben, B. N., y Tucker, C. J., 1985, Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 6: 1271-1318.
- Kalluri, S. N. V. y Dubayah, R. O., 1995, Comparison of atmospheric correction models for thermal bands of the Advanced Very High Resolution Radiometer. *Journal of Geophysical Research*, 100: 25.411-25.418.
- Kant, Y., y Badarinath, K. V. S., 2000, Studies on land surface temperature over heterogeneous areas using AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 21, 8: 1749-1756.
- Kaufman, Y. J., Tanré, D., 1992, Atmospherically resistant vegetation index (ARVI) for EOS-MODIS, in *Proceedings IEEE Int. Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 92)*, New York, pp:261-270.
- Kauth, R. J. y Thomas, G. S., 1976, The tasseled cap: A graphic description of the spectral-temporal development of agricultural crops as seen by Landsat. *Proceedings of the symposium on Machine Processing of Remotely Sensed Data*, West Lafayette, Indiana, pp 41-51.
- Kidwell, K. B., 1995, NOAA Polar orbiter data user guide. NOAA NESDIS, National Climatic Data Center, Satellite Data Service Division, Washington D. C.
- Kilpatrick, K., G.P. Podestá, y R. H. Evans, 2001, Overview of the NOAA/NASA advanced very high resolution radiometer Pathfinder algorithm for sea surface

- temperature and associated matchup database. *Journal of Geophysical Research* 106: 9179–9197.
- Kneizys, F. X., Shettle, E. P., Abreu, L. W., Anderson, G. P., Chetwynd, J. H., Gallery, W. O., Selby, J. E. A. y Clough, S. A., 1988, Users Guide to Lowtran 7. Technical Report AFGL-TR-88-0177, Optical/Infrared Technology Division, U. S. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force Base, Massachusetts.
- Kondratyev, K. Y., 1969, *Radiation in the atmosphere*. Academic Press, New York
- Kriegler, F. J., Malila, W. A., Nalepka, R. F. y Richardson, W., 1969, Preprocessing transformations and their effects on multispectral recognition. *Proceedings of the Sixth International Symposium on Remote Sensing of Environment*, University of Michigan, An Arbor, MI, pp. 97-131.
- Kurlansky, M., 1995, On Haitian soil. *Audubon*, 97(1):50-65.
- Laba, M., S.D. Smith, and S.D. DeGloria. 1997. Landsat-based land cover mapping in the lower Yuna River Watershed in the Dominican Republic. *International Journal of Remote Sensing*, 18(14):3011-3025.
- Labeled, J. y Stoll, M. P., 1991, Spatial variability of land surface emissivity in thermal infrared band: spectral signature and effective surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, 38: 1-17.
- Lafortune, R., F. Seme, and T. Laurin. 1979. Landsat applications to land use mapping of the Cul de Sac Plain of Haiti. *Proceedings of the 13th International Symposium on Remote Sensing of Environment*. Ann Arbor, Michigan: Environmental Research Institute of Michigan. pp. 1465-1477.
- Lamblin, E. F., y Strahler, A. H., 1994, Change-vector analysis : a tool to detect and categorize land-cover change processes using high temporal resolution satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 48. 231-244.
- Lamblin, E. F. y Erlich, D. 1995, Combining vegetation indices and surface temperature for land cover mapping at broad scales. *International Journal of Remote Sensing*, 16,: 573-579.
- Leprieur, C., Y.H. Kerr, S. Mastorchio and J.C. Meunier. 2000. Monitoring vegetation cover across semi-arid regions: comparison of remote observations from various scales. *International Journal of Remote Sensing*, 21(2):281-300.
- Lewis, L.A., y W.J. Coffey, 1985. The continuing deforestation of Haiti. *Ambio*, 14:158-60.

- Llewellyn-Jones, D.T., Minnett, P.J., Saunders, R.W. y Zavody, A.M., 1984, Satellite multichannel infrared measurements of sea surface temperature of the N.E. Atlantic Ocean using AVHRR/2. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 110: 613-631
- Lindskog, D.P., 1998, From Saint Domingue to Haiti: some consequences of European colonisation on the physical environment of Hispaniola. *Caribbean Geography*, 9(2):72-86.
- Lillesand, T. M., y Kiefer, R. W., 1987, *Remote Sensing and Image interpretation*. 2nd edition, John Wiley and Sons, New York, Chicester, Brisbane, Toronto Singapore, pp: 721.
- Liou, K. N., 1992, *Radiation and cloud processes in the atmosphere*. Oxford University Press
- Malingreau, J. P., Achard, F. Souza, D., Stibig, H. Estreguil, C. y Eva, H., 1995, AVHRR for tropical forest monitoring the lessons of the TREES project. *Remote Sensing Reviews*, 12, 29-40.
- Masuda, K., Takashima, T. y Takajama, Y., 1988, Emissivity of pure and sea waters for the model sea surface in the infrared window regions. *Remote Sensing of Environment*, 24: 313-329
- Mather, P. M., 1987. *Computer Processing of Remotely-Sensed Images*. John Wiley & Sons. New York, EE.UU.
- Maul, G. A., 1983, Zenith angle effects in multichannels infrared sea surface sensing. *Remote Sensing of Environment*, 13: 439-451.
- Maul, G. A. y Sidran, M., 1972, Comments on "Estimation of sea surface temperature from space" by D. Anding and R. Kauth. *Remote Sensing of Environment*, 2: 165-169.
- Mayaux, P. y Lamblin, E. F., 1995, Estimation of tropical forest area from coarse spatial resolution data: A two-step correction function for proportional errors due to spatial aggregation. *Remote Sensing of Environment*, 53, 1-15
- McClain, E. P., Pichel, W. G. y Walton, C. C. 1985, Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 90(C6): 11587-11601.
- McClain, E. P., 1989, Global sea surface temperatures and cloud clearing for aerosol optical depth estimates. *International Journal of Remote Sensing*, 10: 763-769.

- McClatchey, R. A., Fenn, R. W., Selby, J. E. A., Garing, J. S. y Volz, F. W., 1971, Optical properties of the atmosphere, Environmental Research Papers No. 354, Air Force Cambridge Research Laboratories, L. G. Hanscom Fiel, Bedford, Massachusetts, USA.
- McMillin, L. M., 1971, *A method of determining surface temperatures from measurements of spectral radiance at two wavelengths*. Ph.D. dissertation, Iowa State University, Iowa city, USA.
- McMillin, L. M., 1975, Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. *Journal of Geophysical Research*, 36: 5113-5117.
- McMillin, L. M. y Crosby, D. S., 1984, Theory and validation of multiple window sea surface temperature technique. *Journal of Geophysical Research*, 89(C3): 3655-3661.
- Melillo et al, 1995, Vegetation/Ecosystem Modeling and Analysis Project (VEMAP): Comparing biogeography and biogeochemistry models in a continental-scale study of terrestrial ecosystem responses to climate change and CO₂ doubling. *Global Biogeochemical Cycles* 9(4): 407-437.
- Nemani, R. R. y Running, S. W., 1989, Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal-IR AVHRR data. *Journal of Applied Meteorology*. 28: 276-284.
- Ottlé, C. y Vidal-Majar, D., 1993, Estimation of land surface temperature with NOAA-9 data. *Remote Sensing of Environment*, 40, 27-41.
- Palmer, E.C. 1976. *Land use and landscape change along the Dominican-Haitian borderlands*. Ph.D. Dissertation, University of Florida.
- Pacvinen, R., Pitkanen, J. y Witt, R., 1992, Mapping closes tropical forest cover in West Africa using NOAA/AVHRR-LAC data. *Silva Carelica*, 21: 28-51
- Paryski, P., C.A. Woods, and F. Sergile. 1989. Conservation strategies and the preservation of biological diversity in Haiti. In *Biogeography of the West Indies: Past, Present, and Future*. Gainesville, Florida: Sandhill Crane Press, pp. 855-878.
- Perry, C. R. y Lutenschlager, L. F., 1984, Functional equivalence of spectral indices, *Remote Sensing of Environment*, 14: 169-182.
- Pierre-Louis, P. 1989. *Forest policy and deforestation in Haiti: The case of the Foret des Pins (1915-1985)*. Master Thesis, Cornell University.

- Pinty, B. y Verstraete, M. M., 1991, GEMI: a non-linear index to monitor global vegetation from satellites. *Vegetation*, 101: 15-20.
- Pozo-Vázquez, D., Olmo Reyes, F. J. y Alados Arboledas, L., A comparative study of algorithms for estimating land surface temperature from AVHRR data. *Remote Sensing of Environment*, 62: 215-222 (1997)
- Prabhakara, C., Conrath, B. J. y Kunde, V. G., 1972, Estimation of sea surface temperatures from remote measurements in the 11-13 μm window region. *X Doc. 651-72-358*, NASA/GSFC, Greenbelt, Md, USA.
- Prabhakara, C., Dalu, G., Lo, R. C. y Nath, R., 1979, Remote sensing of seasonal distribution of precipitable water over the oceans and inference of boundary layer structure. *Monthly Weather Review*, 107: 1388-1401.
- Prata, A. J., Caselles V., Coll, C., Otlé, C. y Sobrino, J. A., 1995, Thermal Remote Sensing of land surface temperatura from satellites: current status and future prospects. *Remote Sensing Reviews*, 12: 175-224.
- Price, John C., 1987, Calibration of satellite radiometers and the comparison of vegetation indices: *Remote Sensing of the Environment*, 21, 15-27.
- Price, J. C., 1983, Estimation surface temperature from satellite thermal infrared data. A simple formulation for the atmospheric effect. *Remote Sensing of Environment*, 1: 353-361.
- Qi, J., Chehbouni, A., Huete, A. R., y Kerr, Y, 1994, modified Soil Adjusted Vegetation Index (MSAVI). *Remote Sensing of Environment*, 48: 119-126.
- Rao, Nagaraja C. R., 1987, Pre-launch calibration of channels 1 and 2 of Advanced Very High Resolution Radiometer: NOAA Technical Report
- RAO, P.K., HOLMES, S.J., ANDERSON, R.K., WINSTON, J.S. and LEHR, P.E., 1990. *Weather Satellites: Systems, Data and Environmental Applications*. American Meteorological Society. Boston. EE.UU.
- Rasmussen, M.S., 1997, Operational yield forecast using AVHRR NDVI data: reduction of environmental and inner-annual variability. *International Journal of Remote Sensing*, 18: 1059-1077.
- Richardson, A.J. y Wiegand, C.L., 1977, Distinguishing vegetation from soil background information. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 43: 1541-1552.

- Richardson, A.J. y Everitt, J.H., 1992, Using spectra vegetation indices to estimate rangeland productivity, *Geocarto International*, 1: 63-69.
- Robart, G. 1984. *Végétation de la République de Haïti. 2e memoire. Haïti: région tropicale dégradée en voie d'aménagement*. Unpublished Thesis, Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Robinson, Y. S., Wells, N. C. y Charnock, H., 1984, The sea surface thermal boundary layer and its relevance to the measurement of sea surface temperature by airborne and spaceborne radiometer. *International Journal of Remote Sensing*, 5: 19-45.
- Roerink, G.J., Menenti, M., y Verhoef, W., 2000, Reconstructing cloudfree NDVI composites using Fourier analysis of time series. *International Journal of Remote Sensing*, 21(9): 1911-1917.
- Rouse, J.W., Haas, R.H., Chell, J.A., Deering, D.W., y Harlan, J.C., 1974, Monitoring the vernal advancement and retrogradation (greenwave effect) of natural vegetation,. *NASA/GSFC type III Final Report*, Greenbelt, MD, pp: 371.
- Rubio, E., Caselles, V., y Bádenas, C., 1997, Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8-14 μm wave band: Analysis of two field Methods, *Remote Sensing of Environment*, 59: 490-521.
- Sabins, F.F., Jr., 1978, *Remote Sensing Principles and Interpretation*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, EE.UU.
- Salisbury J.W. y D'Aria, D.M., 1992, Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm . atmospheric window. *Remote Sensing of Environment*, 42: 83-106.
- Sambrook, R.A., B.W. Pigozzi, and R.N. Thomas. 1999. Population pressure, deforestation and land degradation: A case study from the Dominican Republic. *The Professional Geographer*, 51(1): 25-39
- Saunders, P. M., 1967, Aerial measurements of sea surface temperature in the infrared. *Journal of Geophysical Research*, 72(16): 4109-4117.
- Saunders, P. M., 1973, The skin temperature of the ocean: a review. *Memoires Societe Royale des Sciences de Liege*, 6a(6): 93-98.
- Saunders, P. M. y Kriebel, K. T., 1988, An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 9: 123-150.
- Saunders, P. M. y Edwards, D. P., 1989, Atmospheric transmittance for the AVHRR channels. *Applied Optics*, 28: 4154-4160.

- Schanda, E., 1986, *Physical Fundamentals of Remote Sensing*. Springer-Verlag, Berlin.
- Schluessel, P., Emery, W. J., Grassl, H. y Mammen, T., 1990, On the bulk-skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 95(C8): 13341-13356.
- Schwalb, A., 1978 *The Tiros-N/NOAA A-G Satellite Series*. NOAA Technical Memorandum NESS 95, Washington, D.C., EE.UU.
- Sheffield, C. 1981. *Earthwatch: A Survey of the World from Space*. New York: Macmillan.
- Siegel, R. y Howell, J.R., 1981, *Thermal Radiation Heat Transfer*. McGraw-Hill, New York.
- Simpson, J.J. y Humphrey, C., 1990, An automated cloud screening algorithm for daytime advanced AVHRR imagery. *Journal of Geophysical Research*, 95(C8): 13459-13481.
- Skole, D. y Tucker, C.J., 1993, Tropical deforestation and habitat fragmentation in the Amazon: satellite data from 1978 to 1988. *Science*, 260, 1905-1910.
- Slater, P.N., 1980. *Remote Sensing, Optics and Optical Systems*. Addison Wesley, Reading, Reino Unido
- Smith, P.M. et al., 1997, The NOAA/NASA Pathfinder AVHRR 8-km land data set, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 63(1):12-32
- Smith, W.L., Woolf, H. M., Hayden, C. M. y Schreiner, A. J., 1979. The TIROS-N Operational Vertical Sounder. *Bulletin American Meteorological Society*, 58, 1177-1187.
- Sobrino, J. A., Coll, C. y Caselles, V., 1991, Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5. *Remote Sensing of Environment*, 38: 19-34.
- Sobrino, J. A., Li, Z.-L. y Stoll, M. P., 1993, Impact of the atmospheric transmittance and total water vapor content in the algorithms for estimating satellite sea surface temperatures. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 31: 946-952.
- Sobrino, J.A. y Raissouni, N., 2000, Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: application to Morocco. *International Journal of Remote Sensing*, 21: 353-366.

- Takashima, T. y Takayama, Y., 1986, Sea surface temperature measurement from space allowing for the effect of the stratospheric aerosols. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 37: 193-204.
- Thiermann, V. y Ruprecht, E., 1992, A method for the detection of clouds using AVHRR infrared observations. *International Journal of Remote Sensing*, 13: 1829-1841
- Teillet, P. M., 1991, Radiometric and atmospheric correction procedures for AVHRR preprocessing in the solar reflective channels. Proceedings of the Fifth International Colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing, Courchevel, France, 1991, 511-516
- Teillet, P. M, and Holben, B. N., 1993, Towards operational radiometric calibration of NOAA AVHRR imagery in the visible and infrared channels: Canadian Journal of Remote Sensing, 20 (1) 1-10.
- Townshend, J. R. G., y Justice, C. O., 1986, Analysis of the dynamics of African vegetation using the NDVI. *International Journal of Remote Sensing*, 7 (11): 1435-1445.
- Townshend, J. R. G., 1980. *The Spatial Resolving Power of Earth Resources Satellites: a Review*. NASA Technical Memorandum 82020. Goddard Spaceflight Center, Greenbelt, Maryland, EE.UU.
- Tucker. C. J., 1980. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetations. *Remote Sensing of Environment*, 10, 127-150.
- Tucker, C. J. Holben, B.N., y Goff, T. E., 1985, African land-cover classification using satellite data. *Science*, 227: 369-375.
- Uliveiri, C., Castronuovo, M. M., Francioni, R., y Cardillo, A., 1992, A split window algorithm for estimating land surface temperatures from satellites. *Advances in Space Research*, 14, 3: 59-65.
- USGS (United States Geological Survey). 1997. *GTOPO30 Documentation*, Sioux Falls, South Dakota: U.S. Geological Survey, EROS Data Center
- Vegindex, 1998; Vegetation Indices*,
<http://gps.caltech.edu/~arid/analysis/vegindex.html>
- Walker, R.E. Stoms, D. M., Estes, J. E. y Cayocca, K. D., 1992, relationship between biological diversity and multitemporal vegetation index in California. Proceedings of the American Society for Photogrammetric Engineering and

- Remote Sensing, and the American Congress of Surveying and Mapping, Washington, March, pp: 562-571.
- Walton, C. C., 1988, Nonlinear multichannel algorithms for estimating sea surface temperature with AVHRR satellite data. *Journal of Applied Meteorology*, 27: 115-124.
- Wentz F. J. 1997, A well-calibrated ocean algorithm for SSM/I, *Journal of Geophysical Research.*, 102(C4): 8703-8718.
- Werbowetzki, A, 1981, *Atmospheric Sounding User's Guide*. NOAA Technical Report, NESS 83, EE.UU.
- Wood, H.A. 1963. *Northern Haiti: Land, Land use, and Settlement*. Toronto: University of Toronto Press.
- World Bank. 1999. *World Development Indicators 1999*. Washington, DC: The World Bank.
- World Resources Institute. 1998. *World Resources 1998-99*. New York: Oxford University Press.
- Zarco-Tejada, P.J., Miller, J. R., Mohammed G. H., Noland. T. L., y Sampson P. H., 2000, Chlorophyll Fluorescence effects on vegetation apparent reflectance: II. Laboratory and hyperspectral airborne experiments. *Remote Sensing of Environment*, 74(3), 596-608
- Zimmerman, T. 1986. Agroforestry a last hope for conservation in Haiti? *Agroforestry Systems*, 4(1):255-268.
- Ziskin, Daniel (1995) Pathfinder AVHRR Data Set Guide, http://daac.gsfc.nasa.gov/DATASET_DOCS/avhrr_dataset.html