

CARACTERIZACION DEL AEROSOL ATMOSFERICO: APLICACION A LAS CORRECCIONES ATMOSFERICAS

V.E. Cachorro Revilla^(*), P. Durán García
Grupo de Optica Atmosférica
Departamento de Física Aplicada I, E.T.S de Ingenierías Agrarias
Avda. de Madrid 57. 34071 Palencia.
Tfno: 979-729048, Fax: 979-729069; email:eupap@cpd.uva.es

A. M. de Frutos Baraja ^(*)
Departamento de Optica y Física Aplicada. Facultad de Ciencias
Prado de la Magdalena s/n. 47071 Valladolid.
Tfno: 983-423270, Fax: 983-423013.

^(*) *Sección de Optica Atmosférica. Centro de Tecnología Láser, CTL*
Parque Tecnológico de Boecillo. 47151 Boecillo. Valladolid
Tfno: 983-548040; Fax: 983-548034
Universidad de Valladolid

RESUMEN.- El objetivo de este trabajo es analizar la influencia que sobre la señal del satélite introduce la atmósfera, comúnmente denominado efecto atmosférico o corrección atmosférica. La modelización del efecto atmosférico se apoya sobre los datos experimentales de medidas del albedo espectral del suelo junto con las medidas de la irradiancia solar espectral directa y global. Los resultados se realizan para una serie de geometrías típicas de observación y posición del sol. Este estudio es aplicable a sensores de alta resolución espectral pero de gran campo angular. Es por ello que la integración de estos resultados es aplicable también a los canales de satélites NOAA, etc. haciendo uso de la aproximación lambertiana ya que los efectos adyacentes pueden despreciarse.

ABSTRACT.- In this paper we analyse the effect of the atmosphere in the satellite signal, which is also named atmospheric effect or atmospheric correction. The modelization of the atmospheric effect is carried out taking into account the experimental measurements of the spectral surface albedo and the solar global and direct spectral irradiances. Results for typical sun-satellite observation geometries are carried out. This study can be applied to high spectral resolution sensors but with large instantaneous field of view IFOV which allows to use the lambertian approximation. The spectral integration of these results can be applied to NOAA's satellite channels, etc, where the adjacency effect can be neglected.

1.- INTRODUCCION

El objetivo de este trabajo es analizar la influencia que sobre la señal del satélite introduce la atmósfera a través de los procesos básicos de interacción entre ella y la radiación (absorción, dispersión y reflexión), es decir el denominado efecto atmosférico, o corrección atmosférica cuando se aplica en el ámbito de la teledetección para el proceso inverso. En este

trabajo haremos un mayor hincapié en el papel de los aerosoles en el proceso de corrección atmosférica, es por ello que previamente debemos llevar a cabo su caracterización, es decir determinar las características o parámetros que intervienen en el efecto atmosférico.

La modelización del efecto atmosférico sigue las formulaciones dadas por (Tanré et al., 1979; Kaufman, 1988; Kaufman and Tanré, 1994) y sobre ella vamos a realizar dos tipos de evaluaciones de la señal del satélite, una que denominamos experimental y que está basada sobre los datos brutos de las transmitancias medidas y otra, la que vamos a denominar teórica o semiteórica, ya que utiliza datos indirectos obtenidos de las medidas experimentales, como son: el espesor óptico de aerosoles (y magnitudes de él derivadas), la cantidad de vapor de agua y el ozono atmosférico. En el primer caso, medidas directas de la irradiancia solar espectral global y en el segundo las derivadas de la medida de la irradiancia directa. Esta forma de actuar nos permite testar la propia modelización de que estamos haciendo uso. Analizaremos pues, para una serie de geometrías típicas tanto de posición del sol como de observación, como varía el albedo medido a nivel de suelo con las dos simulaciones correspondientes a la medida que de él nos daría un sensor de alta resolución espectral y campo angular grande o "pequeña" resolución espacial. A partir de un tamaño de pixel del 1kmx1km podemos suponer superficie lambertiana y despreciar los efectos adyacentes.

La contaminación de la señal del satélite por el efecto atmosférico tiene un lado positivo, si lo que interesa es conocer las propiedades de la atmósfera pero otro lado negativo, si lo que interesa es evaluar y conocer las propiedades de la superficie o suelo.

Nuestro interés en este trabajo es mostrar como afectan o contribuyen estos efectos de absorción y "scattering" analizando el rango espectral que abarca desde el visible hasta el cercano infrarrojo, es decir de 400 nm a 1000 nm. Nuestro estudio se centra en un estudio detallado de las características espectrales de la radiación. La integración de estos efectos sobre un determinado canal de un determinado sensor (ej: los canales 1 y 2 del sensor AVHRR de la serie de satélites NOAA) será un ejercicio puramente formal.

Queremos especificar que en este trabajo no estamos interesados en realizar un algoritmo operacional de corrección atmosférico, lo cual supone una segunda fase, sino que nuestro estudio se centra en evaluar espectralmente el efecto atmosférico a fin de analizar el comportamiento de la modelización, es decir observar las diferencias que aparecen al utilizar las funciones de transmisión teóricas y las experimentales, así como a observar minuciosamente la variación que sufre el albedo del suelo al ser observado desde medidas de satélite para diferentes geometrías. Este estudio está ligado a su vez a un estudio paralelo y más general que estamos realizando sobre la modelización de la transferencia radiativa en la atmósfera correspondiente a la radiación solar espectral (Cachorro 1991, Cachorro et al., 1994).

La simulación del efecto atmosférico que aquí realizamos está pues basada en medidas de la irradiancia solar espectral directa y global así como de la reflectancia de la superficie a nivel de suelo. Estos datos experimentales nos proporcionan de manera directa (uso de las transmitancias medidas) o indirecta los "input" habituales a introducir en la modelización de la corrección atmosférica. Los tres "input" o parámetros necesarios son: el espesor óptico de aerosoles, el contenido total de vapor de agua en la atmósfera y el contenido de ozono. Estos datos se obtienen del análisis de la irradiancia solar espectral directa (Cachorro et al., 1985; 1986; 1989; Cachorro and De Frutos 1994; Duran et al., 1995).

En este estudio queremos reflejar fundamentalmente el papel de los aerosoles en el efecto atmosférico ya que el análisis de la absorción del ozono y vapor de agua a través de las medidas de irradiancia solar directa ya han sido realizados por nosotros en otros trabajos arriba referenciados.

El espesor óptico de aerosoles es no sólo importante por su variabilidad espacio-temporal,

el cual es crítico en el tema de las correcciones atmosféricas, sino porque él nos proporciona prácticamente toda la información, tanto directa como indirecta a introducir en la modelización, es decir a través de él construimos el modelo de aerosoles. Los valores del espesor óptico nos permiten determinar la función de distribución de tamaños de aerosoles (Cachorro et al, 1993; Cachorro and De Frutos, 1994) y con ello poder calcular los parámetros radiativos de los mismos, necesarios en la modelización, a saber: el simple scattering albedo, la función de fase y el parámetro de asimetría. La dispersión molecular no presenta ningún problema teórico, pues está bien definida y es un término constante.

La información suministrada por el espectro de la irradiancia directa es sumamente importante al darnos no solo el espesor óptico de aerosoles sino la transmitancia de absorción que usaremos en la simulación teórica, pero la información que nos aporta el espectro de irradiancia global no es para menos, por cuanto nos da el valor de la transmitancia total $T(\theta_s)$ de la atmósfera que es el que usaremos en la predicción experimental de la reflectancia medida por el satélite.

Como veremos más adelante, la primera información es importante para la evaluación de la llamada radiancia atmosférica; la segunda lo es para el término de la formulación (expresión (1)) que contiene precisamente el valor del albedo del suelo. La modelización, tal como la utilizamos no precisa de los perfiles de temperatura, presión, humedad, etc, típica de un modelo atmosférico de multicapas sino que es suficiente hacer un modelo de capa única, sin que por ello se este haciendo ninguna aproximación en la formulación de la modelización (Tanré et al., 1992).

2.- MEDIDAS EXPERIMENTALES

Las simulaciones de la señal de satélite que vamos a realizar están basadas sobre datos experimentales puntuales que hemos realizado en diversas experiencias de campo. En ellas se mide de forma consecutiva 4 tipos de espectros: La irradiancia espectral directa, la irradiancia espectral global incidente sobre el plano horizontal y la irradiancia global reflejada por la superficie horizontal, seguida nuevamente de la global, para así asegurarnos de que el espectro que da el coeficiente de reflexión esta correctamente medido. Este proceso semiautomático conlleva un tiempo del orden 8 minutos.

Las medidas son llevadas a cabo con un espectroradiómetro LICOR-1800 en el rango 400-1000 nm con una resolución espectral de 6 nm. Para la medida de la irradiancia directa se hace uso de un colimador de 3 grados de IFOV y para la global de un sensor con respuesta coseno de 180 grados de campo angular.

3.- FORMULACION TEORICA

Si consideramos los procesos de absorción y "scattering" como independientes llegamos a la bien conocida expresión para la reflectancia normalizada (Tanré et al., 1992) medida por el satélite ρ_{sat} .

$$\rho_{sat}(\theta_s, \phi_s, \theta_v) = t_{abs}(\theta_s, \theta_s) \rho_{atm}(\theta_s, \phi_s) + t_{abs}(\theta_s, \theta_s) \frac{\rho T_d^1(\theta_s) T_d^1(\theta_v)}{(1 - \rho S)} \quad (1)$$

donde ρ_{atm} es la reflectancia atmosférica, es decir el efecto que introduce la atmósfera sin que la radiación alcance la superficie o suelo. El segundo termino es el que contabiliza ya la reflexión con el suelo a través del coeficiente de reflexión o albedo del suelo ρ . T_d es la transmitancia debida a la dispersión de aerosoles y moléculas y t_{abs} es transmitancia total de absorción (ozono, oxígeno y vapor de agua en nuestro caso). El termino $1/(1-\rho S)$ da cuenta

de las múltiples reflexiones entre la superficie y la atmósfera, denominado efecto "trapping". S es el albedo esférico de la atmósfera. Todos estos términos pueden evaluarse teóricamente conociendo la cantidad de ozono y vapor de agua en la atmósfera y el espesor óptico. Parámetros que pueden derivarse indirectamente de la irradiancia solar directa medida. Esta evaluación es la que denominamos teórica y sigue los pasos de la formulación descrita en el código 5S (Tanré et al., 1988) pero con una sola capa.

La segunda simulación, que denominamos experimental, se realiza partiendo de la expresión anterior pero en ella se evalúa directamente las transmitancia total de la atmósfera deducida directamente de la medida de la irradiancia solar global.

Tenemos que el producto de esas dos transmitancias T.t, es la transmitancia total atmosférica, que debería coincidir con la medida experimentalmente de la irradiancia global horizontal. Sin embargo en la formulación teórica la deducción de esa transmitancia total, bien ascendente o descendente, corresponde a suponer la condición de contorno de albedo de la superficie igual a cero (de ahí que se introduzca a mayores el termino $1/(1-\rho S)$).

Si tenemos en cuenta que irradiancia global medida F_{exp} contiene ya el termino "trapping", ese segundo termino lo evaluaremos exclusivamente con la transmitancia global experimental, pues

$$\frac{F_{exp}^l(\theta_s)}{\mu_s E_o} = T_{exp}^l(\theta_s) = T_d^l(\theta_s) t_{abs}^l(\theta_s) \quad (2)$$

(donde E_o la irradiancia espectral fuera de la atmósfera y $\mu_s = \cos \theta_s$ el parámetro que nos da la posición del sol).

Como el albedo del suelo $\rho = \rho_{exp}$ es medido por nosotros, tenemos

$$\rho_{sat}(\theta_v, \phi_v) = t_{abs}(\theta_s, \theta_v) \rho_{atm}(\theta_v, \phi_v) + \rho_{exp} T_{exp}^l(\theta_s) (T_{exp}^l(\theta_v) (1 - \rho_{exp} S)) \quad (3)$$

Pero como se observa de esta última expresión, esta es rigurosamente válida únicamente para $\theta_v = \theta_s$, luego para otras observaciones, la transmitancia ascendente se evalúa de forma semiteórica. Por otro lado el albedo de la atmósfera S también se evalúa teóricamente, aunque su influencia podría despreciarse lo hemos mantenido ya que lo evaluamos utilizando el espesor óptico de la atmósfera.

A pesar de todo el esfuerzo realizado para que nuestras simulaciones estén basados en datos experimentales al máximo posible, tenemos que el primer término, es decir la reflectancia intrínseca o atmosférica ρ_{atm} solo la podemos evaluar de forma indirecta, es decir tenemos que basarnos en las expresiones teóricas de la reflectancia de la atmósfera deducidas de la solución de la ecuación de transferencia radiativa e introducir en ellas el espesor óptico de la atmósfera y los parámetros que caracterizan las propiedades radiativas de los aerosoles. Para este término hemos seguido pues la formulación del 5S y la hemos incorporado a las dos simulaciones, la teórica y experimental de nuestro trabajo. A pesar de que hemos diferenciado dos tipos de simulaciones, vemos finalmente que en la que hemos denominado "experimental" también se realizan evaluaciones indirectas, pues la formulación nos impide introducir de forma explícita las transmitancias medidas. Es por ello que como ya hemos mencionado, se requiere un estudio paralelo a éste a fin de evaluar las expresiones teóricas de las transmitancias de la atmósfera que estamos utilizando y las medidas directamente para las irradiancias directas, globales y difusas.

4.- CARACTERIZACION DE LAS PROPIEDADES RADIATIVAS DEL AEROSOL ATMOSFERICO

El espesor óptico de aerosoles $\tau_a(\lambda)$ en el visible es obtenido de la medida de la irradiancia

solar espectral directa (Durán et al., 1995; Cachorro et al., 1995). Sobre este espesor óptico aplicando la teoría de Mie se determina la función de distribución de tamaños $\eta(r)$ de los aerosoles mediante un proceso de semi-inversión usando un método de mínimos cuadrados no lineal (Cachorro and De Frutos, 1994) basado en la expresión

$$\tau_a(\lambda) = \int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 Q_e(n, x) \eta_c(r) dr \quad (4)$$

donde $Q_e(n, x)$ es el factor de eficiencia de extinción de Mie que depende del índice de refracción de las partículas $n = n_R - n_i$ (se supone un valor típico de aerosol continental) y del llamado parámetro de tamaño $x = 2\pi r/\lambda$; r_1, r_2 son los límites de la función de distribución de tamaños de las partículas $\eta(r)$. Suponemos que la función $\eta(r)$ sigue una distribución lognormal caracterizada por su radio geométrico r_g y la desviación standard σ . En el proceso de inversión de la integral anterior necesitamos determinar 3 parámetros, los dos anteriores más el número de partículas en la vertical. Obsérvese que el modelos de aerosoles que construimos es un modelo de aerosoles "efectivo" que nos reproduce a nivel de suelo y a nivel del satélite las características radiativas del aerosol atmosférico "real". Para esa función $\eta(r)$ calcularemos para cada longitud de onda el parámetro de asimetría w_o , su función de fase de simple "scattering" $P(\theta_{sca})$ y su parámetro de asimetría g . θ_{sca} es el ángulo de dispersión que se calcula a través de los ángulos de posición relativa del sol y satélite. $w_o = \beta_c/\beta_d$ es el cociente entre el coeficiente de extinción y de dispersión de los aerosoles. La función de fase viene dada por la expresión

$$P(\lambda, \theta_{sca}) = \frac{1}{\beta_d} \int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 Q_d(n, x) p(x, \theta_{sca}) \eta_c(r) dr \quad (5)$$

donde $p(x, \theta_{sca})$ es la función de fase para una partícula de radio r y longitud de onda λ que se calcula a través de la teoría de "scattering" de Mie (Cachorro and Salcedo, 1991). Una expresión muy similar se utiliza para la evaluación del parámetro de asimetría g .

5.- RESULTADOS

El procedimiento desarrollado es válido para cualquier geometría de posición del sol y satélite. Como en este trabajo no nos proponemos de momento realizar un algoritmo operativo, no vamos a entrar en discusión sobre la validez temporal y espacial de un estudio de este tipo, que por otro lado esta bien definido en el ámbito puntual en el que nos movemos. En la figura 1 podemos observar, para una geometría dada sol-satélite, como se modifica la señal medida a nivel de suelo del albedo de una superficie vegetal de cebada por el efecto de la atmósfera mediante las señales de satélite simuladas que hemos llamado teórica y experimental (representadas por la reflectancia normalizada) en el rango de longitudes de onda de 400 a 1000 nm. Podemos también observar que ambas predicciones no difieren mucho, lo cual pone de manifiesto la buena modelización de las transmitancias atmosféricas mediante esta formulación.

Una comparación entre este tipo de simulaciones basadas en medidas experimentales y medidas reales llevadas a cabo con un el sensor, tipo AVIRIS por ejemplo, permitirían testar de forma definitiva la modelización del efecto atmosférico o realizar un proceso de calibración del sensor. En este primer ejemplo que mostramos el ángulo cenital del sol es ya

bastante bajo, simulaciones realizadas para ángulos menores y para observaciones en el nadir,

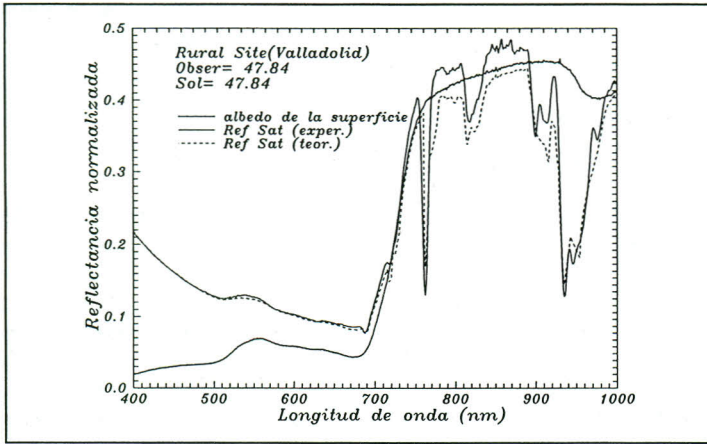


Figura 1.- Albedo de la superficie vegetal medido a nivel del suelo junto con la señal simulada "experimental" y "teórica" para una geometría dada de posición sol-satélite.

muestran una mejor concordancia entre la simulación teórica y experimental, como se muestra en la figura 2. El albedo corresponde a un suelo desnudo. En estos dos ejemplos, sol y satélite se han situado en el mismo plano.

A fin de evaluar la diferente influencia de la absorción, el "scattering" y el albedo del suelo en el efecto atmosférico en función de la longitud de onda conviene observar los dos términos de la expresión (1).

Para ello la figura 3 (relativa a la figura 1) es más ilustrativa, ya que en ella hemos separado la contribución de los dos términos a la reflectancia normalizada. Como podemos ver la influencia del "scattering" de los aerosoles y moléculas marca de forma definitiva la contribución del término de la reflectancia intrínseca a la señal del satélite en la zona de corta longitud de onda y se hace menos pronunciado a medida que esta aumenta. La influencia del vapor de agua se manifiesta claramente en el cercano infrarrojo, debido al segundo término de la formulación, donde la influencia de los aerosoles es relativamente menor.

intrínseca a la señal del satélite en la zona de corta longitud de onda y se hace menos pronunciado a medida que esta aumenta. La influencia del vapor de agua se manifiesta claramente en el cercano infrarrojo, debido al segundo término de la formulación, donde la influencia de los aerosoles es relativamente menor. La evaluación de este segundo término mediante la simulación "experimental" permite predecir la señal de satélite de forma directa sin más que introducir de forma adecuada la irradiancia global medida a nivel de suelo. Podemos también ver que en este segundo término es el albedo del suelo el que le define, modulado a su vez por la absorción específica del vapor de agua y el oxígeno.

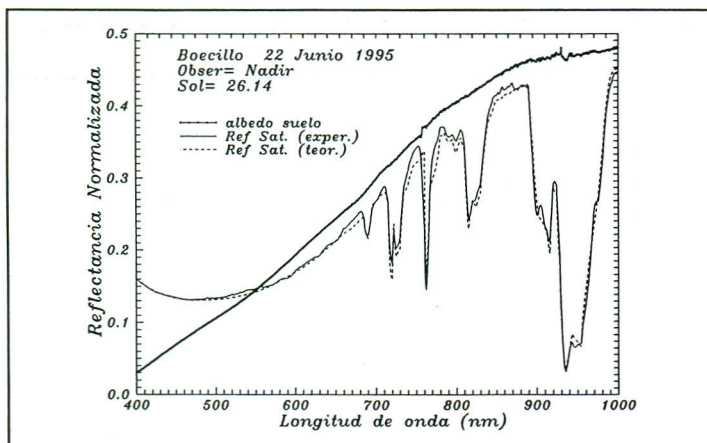


Figura 2.- Idem a figura 1 para un albedo de suelo desnudo y otra geometría sol-observación.

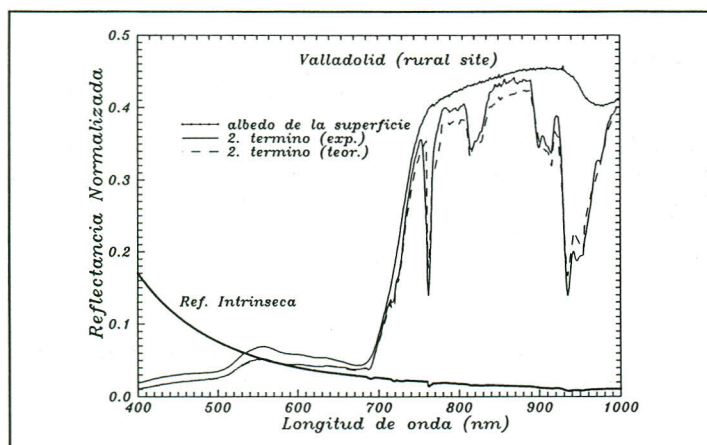


Figura 3.- Termino de la reflectancia intrínseca de la atmósfera y del segundo termino de la expresión (1), tanto "experimental" como "teórico" que lleva explícito el albedo del suelo.

5.- REFERENCIAS

- Cachorro, V.E., De Frutos, A.M., and Casanova, J.L. 1985. Comparison between various models of solar spectral irradiance and experimental data. *Appl. Opt.* **26**: 3069-3076.
- Cachorro, V.E., De Frutos, A.M., and Casanova, J.L. 1986. Determination of total vertical water vapor in the atmosphere. *Atmos. Res.* **20**: 67-74.
- Cachorro, V.E., González, M.J., De Frutos, A.M., and Casanova, J.L. 1989. Fitting Ångström formula to spectrally resolved aerosol optical thickness, *Atmos. Environ.* **23**: 265-270.

- Cachorro, V.E. and Salcedo, L.L. 1991. New improvements for Mie scattering calculations. *J. of Electromag. Waves and Appl.* **15**: 913-926.
- Cachorro, V.E. 1991. Determination of diffuse and global solar spectral irradiances on horizontal surfaces. *Atti della Fondazione Giorgio Ronchi. Anno XLVI, N. 1* 89-105.
- Cachorro V.E., de Frutos, A.M., and González, M.J. 1993. Analysis of the relationships between Junge size distribution and Ångström α turbidity parameters from spectral measurements of atmospheric aerosol extinction. *Atmos. Environ.* **27A**: 1585-1591.
- Cachorro, V.E. and De Frutos, A.M. 1994. Retrieval of the atmospheric aerosol characteristics from visible extinction data at Valladolid (Spain). *Atmos. Environ.* **28**: 963-971.
- Cachorro, V.E., Utrillas, P., Martínez-Lozano, J.A. and de Frutos, A.M. 1994. Measurements and modelled data of solar spectral global, direct and diffuse radiation at Valencia (Spain). *In Passive Infrared Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere II*. D.K. Lynch (Eds). Proc. SPIE **2309**: 306-317.
- Cachorro, V.E., Duran, P., de Frutos, A.M. Utrillas, M.P. and Martínez-Lozano, J.A. 1995. Ozono content determination and aerosol characteristics from spectral radiation measurements in Valladolid (Spain). *In European Symposium on Satellite Remote Sensing II*, Paris. Proc. SPIE **2582**, Atmospheric Sensing Modelling II.
- Durán, P., Cachorro V.E. y De Frutos, A.M. 1995. Determinación del contenido de ozono en la vertical usando la banda de Chappuis en la región del espectro visible. *En VI Reunión Científica de la Asociación Española de Teledetección*. Valladolid.
- Kaufman, Y.J. 1988. Atmospheric effect on spectral signatures-Measurements and corrections. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sensing.* **26**: 441-450.
- Kaufman, Y.J. and Tanré, D. 1994. Direct and indirect methods for correcting the aerosol effect on remote sensing. In Physical measurements and signatures in remote sensing. Val d'Isère. France
- Martínez-Lozano, J.A., Utrillas, M.P., Tena, F. and Cachorro, V.E. 1995. Comparison of two methods for inferring total columnar ozone amount and aerosol optical depth. *In European Symposium on Satellite Remote Sensing II*. Paris. Proc. SPIE **2582**, Atmospheric Sensing Modelling II.
- Tanré, D., Herman, M., Deschamps, P.Y. and de Lefre, A. (1979). Atmospheric modeling for space measurements including, bidirectional properties. *Appl. Opt.* **18**: 3587-3594.
- Tanré, D., Deroo, C., Duhaut, P., Morcrette, J.J., Perbos, J. and Deschamps P.Y. 1986. Simulation of the Satellite Signal in the Solar spectrum, User's Guide, Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA). Université des Sciences et Techniques de Lille. France.
- Tanré, D., Holben, B.N. and Kaufman, Y.J. 1992. Atmospheric correction algorithm for NOAA-AVHRR Products: Theory and Application. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sensing.* **30**: 231-248.