

# Majalah **LAPAN**

No. 16 TAHUN KE - IV BULAN PEB, MARET, APRIL 1980

---

- EDITORIAL
- KOREKSI ATMOSFIR  
*Oleh: Ir. Nasril Hadjar*
- ASPEK TEKNO-EKONOMI DARI PEMANFAATAN ENERGI ANGIN DI INDONESIA  
*Oleh: Dr. Ir. Harijono Djojodihardjo*
- DASAR ANALISA DATA DENGAN MENGGUNAKAN TEHNIK PENGENALAN POLA  
*Oleh: Ir. Ridwan Nasir*
- TEKANAN, SUHU DAN FREKUENSI BENTURAN PARTIKEL DI LAP ISAN IONOSFIR  
*Oleh: Drs. Kuswadi*
- PERANCANGAN MULA ROKET METEOROLOGI  
*Oleh: Drs. Saulus Silitonga*
- SUATU MODEL TEORITIS DARI KROMOSFIR MATAHARI  
*Oleh: Ir. Wilson Sinambela*
- SUNSPOT DAN FLARE ADAKAH HUBUNGANNYA?  
*Oleh: Maspul Aini*
- PERKEMBANGAN TEKNOLOGI



DITERBITKAN OLEH :

**LEMBAGA PENERBANGAN DAN ANTARIKSA NASIONAL**

JL. PEMUDA PERSIL No. 1

JAKARTA TIMUR

16  
IV  
980

# KOREKSI ATMOSFIR \*)

Ir. Nasril Hadjar \*\*)

## RINGKASAN

Pengaruh atmosfer terhadap suatu produk yang dihasilkan oleh suatu sensor, tergantung terutama pada ketinggian sensor itu ketika diterbangkan. Pengaruh itu akan maksimum diluar atmosfer.

Dalam tulisan ini dikemukakan tentang suatu koreksi atmosfer untuk sebuah radiometer yang dipasang pada satelit (Coastal Zone Color Scanner).

## 1. PENDAHULUAN:

Seberapa jauh pengaruh atmosfer pada pengukuran yang dilakukan secara penginderaan-jauh (remote-sensing) tergantung pada ketinggian sensor. Pengaruh ini akan maksimum kalau pengukuran dilakukan dari luar atmosfer atau dengan satelit.

Radiance total yang dicatat oleh sebuah sensor dengan satelit sebagai wahana dapat dipisah sebagai berikut:

Yang pertama adalah hamburan tunggal maupun berganda cahaya matahari yang menghujam ke dalam atmosfer kemudian masuk ke dalam sensor (gb.-1) Kemudian (gb.-2) foton yang berasal dari hamburan ataupun tidak terhambur dari permukaan disekitar obyek yang sedang diamati. Yang ke-tiga adalah pantulan langsung dari matahari oleh obyek (gb.-3) kemudian pantulan foton yang sebelumnya terhambur tunggal maupun berganda oleh obyek. (gb.-4). Pada pengukuran obyek di laut, maka ada sebagian cahaya matahari yang menghujam ke dalam laut yang kemudian dipantulkan ke dalam atmosfer yang kemudian di-

catat sensor. (gb.-5). Secara keseluruhan maka semua peristiwa ini dikumpulkan dalam gb.-6.

Pada pengukuran terhadap sebuah obyek yang berada di daratan maka proses dalam gb.-5 dapat diabaikan, namun pada pengukuran warna laut, maka proses inilah yang justru diukur. Radiance yang dapat mencapai sensor dari bawah

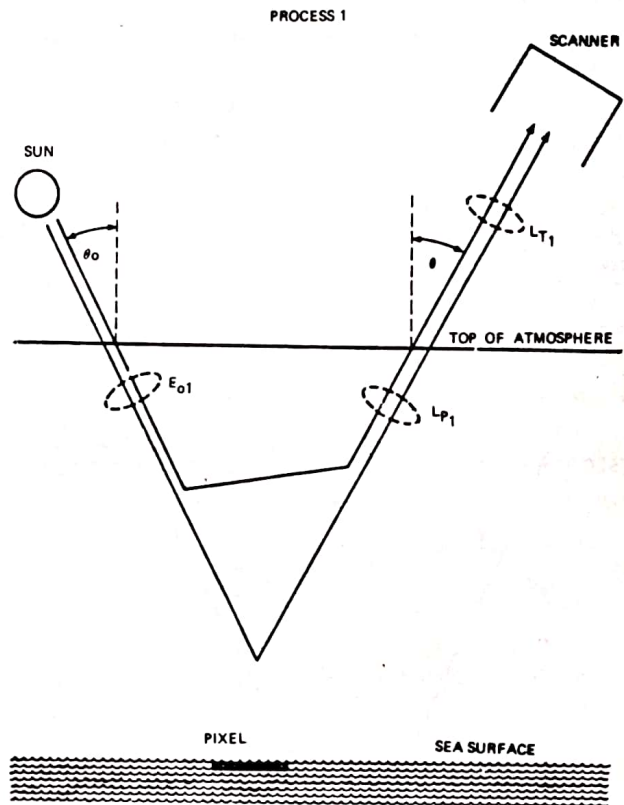


Fig. 1—Single or multiple scattering of solar photons by the atmosphere into the field of view of the sensor (Ref.—1)

\* Majalah LAPAN No. 16 Tahun ke IV

\*\* Staf Proyek TELSA-LAPAN



PROCESS 2

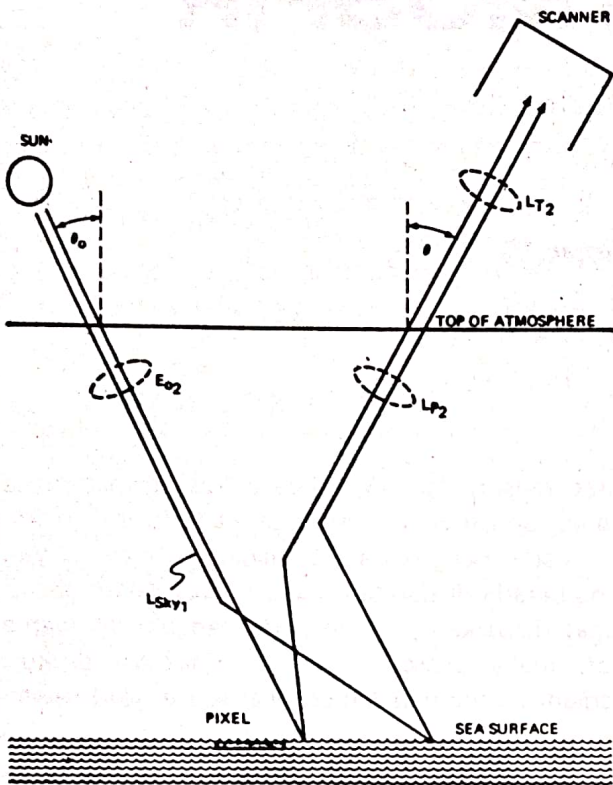


Fig 2-Diffuse reflection of unscattered or scattered photons from the surface and subsequent scattering into the field of view of the sensor (Ref.-1)

PROCESS 3

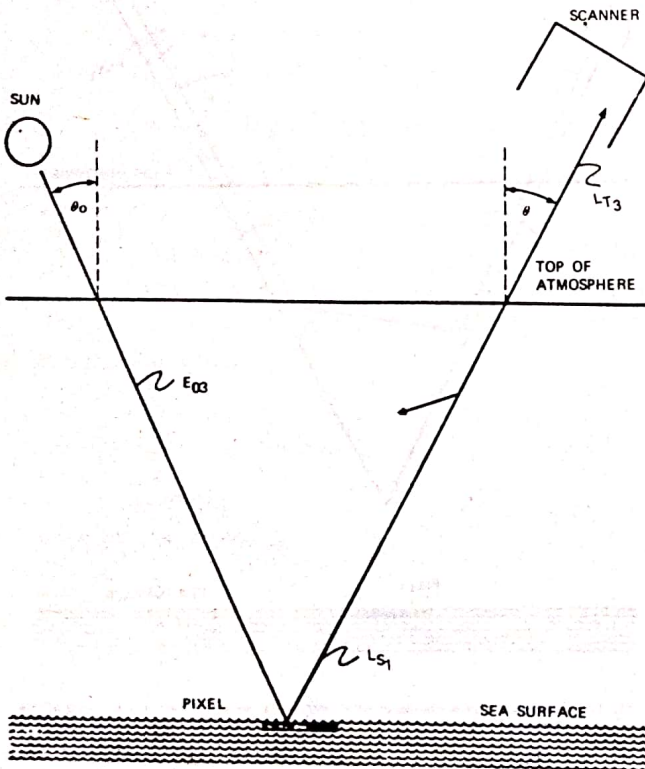


Fig 3-Diffuse reflection of unscattered photons by the pixel under examination and subsequent propagation (with losses) to the sensor (Ref.-1)

PROCESS 4

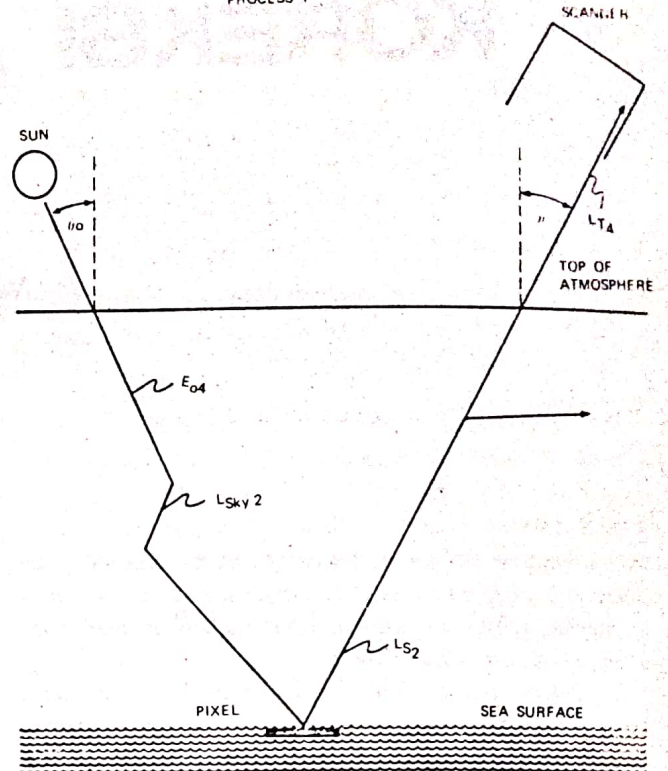


Fig 4-Diffuse reflection of single and multiple scattered solar photons (sky Light) by the pixel under examination and subsequent propagation (with losses) to the sensor (Ref.-1)

PROCESS 5

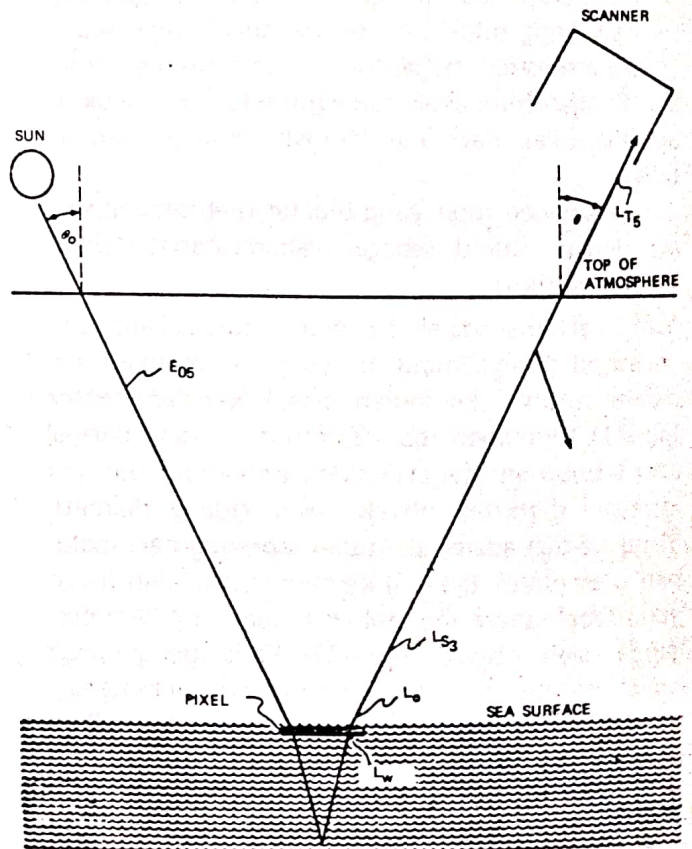


Fig 5-Diffuse reflectance of single and multiple scattered or unscattered solar photons (which have penetrated the sea surface) by water and suspended particulates and subsequent propagation (with losses) to the sensor (Ref.-1)

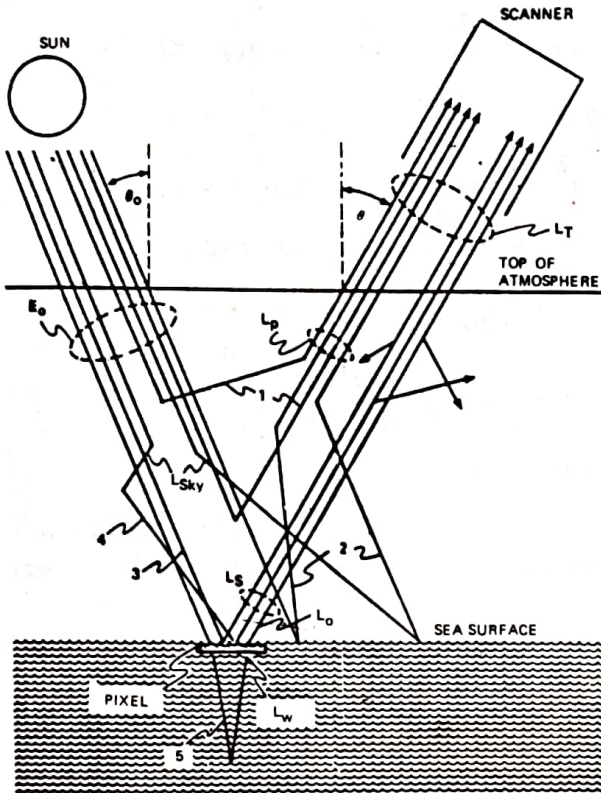


Fig. 6—Processes 1–5 contributing to radiance at the sensor (Ref. –1)

permukaan laut (subsurface) hanya berkisar diantara 10%–20% saja atau malah kurang dari itu.

**Keterangan:**

- $E_0$  = extraterrestrial solar irradiance
- $L_p$  = path radiance
- $L_r$  = radiansi pantulan dekat di atas permukaan-laut
- $L_w$  = radiansi upwelling dekat dibawah-laut
- $n$  = indeks bias air
- $L_o$  = radiance yang naik dekat di atas permukaan-laut
- $L_s = L_o + L_r$

**2. Latarbelakang Fisika**

Semua cahaya yang masuk ke dalam sensor pada mulanya berasal dari luar atmosfer (extra-terrestrial solar irradiance,  $E_0$ ). Melalui berbagai proses seperti yang dilukiskan pada gb. 6, maka jumlah total radiansi yang masuk dan dicatat oleh sensor adalah sebagai berikut:

$$L_T = L_s + L_p \quad 1)$$

dengan memperhitungkan kerugian karena hambatan atmosfer, maka dapat ditulis sebagai berikut:

$$L_T = L_s \cdot T + L_p \quad 2)$$

dimana,

- $L_T$  = radiansi yang terukur oleh sensor
- $T$  = transmitansi

Warna laut ditentukan oleh perbandingan cahaya yang jatuh pada permukaan air dan cahaya yang meninggalkan permukaan itu. Peristiwa yang paling penting sebenarnya adalah proses yang terjadi disekitar permukaan air yakni sedikit di atasnya dan sedikit di bawahnya. Dari gambar dapat dilihat bahwa radiansi yang membawa informasi tentang warna laut adalah  $L_s$ .

$$L_s = L_o + L_r \quad 3)$$

Rumus 3) sangat tergantung pada permukaan target daratan atau lautan/air. Dalam hal daratan, maka tidak ada  $L_o$  – dan  $L_r$  adalah radiansi yang dibutuhkan. Dalam hal lautan atau air, dimana proses dibawah permukaan yang dibutuhkan, maka  $L_o$  menjadi penting.

Harga  $L_o$  adalah:

$$L_o = \frac{1 - \rho(\theta) \cdot L_w}{n^2} \quad 4)$$

dimana,

$\rho(\theta)$  = koefisien pantulan permukaan laut

maka radiansi total yang terukur oleh sensor dapat ditulis sebagai berikut:

$$L_T = [ L_r + \frac{1 - \rho(\theta) \cdot L_w}{n^2} ] \cdot T + L_p \quad 5)$$

Persamaan 5) dapat diterapkan di darat ataupun laut.

Path radiance,  $L_p$ , adalah berkas yang tidak pernah berhubungan dengan target namun masuk dan tercatat oleh sensor. Berkas ini tidak berguna, harus dihilangkan dalam imageri. Dalam proses seperti dilukiskan dalam gambar–3. – hal ini disebut 'sun glint' dan juga downwelling sky



radiance,  $L_{sky}$ , kesemuanya ini adalah gangguan yang harus dihilangkan pada koreksi atmosfer.

### 3. Koreksi Atmosfir

Pada pokoknya ada dua macam upwelling-radiance yang terukur oleh sensor. Yang pertama adalah foton yang tidak menembus atau tidak sampai kepada target tapi keburu dikembalikan ke atas sehingga masuk sensor, ini merupakan gangguan. Yang kedua adalah foton yang benar-benar mencapai target dan menembusnya (air) kemudian dikembalikan ke atas sambil membawa informasi mengenai target itu. Yang diukur oleh sensor adalah kedua upwelling itu.

Untuk memisahkan kedua macam radiansi itu adalah sukar. Gordon, pada tahun 1978 melakukan koreksi atmosfer dengan cara tak langsung dengan menggunakan radiansi upwelling infra-merah-dekat (near infrared) Metode Gordon untuk koreksi atmosfer dari satelit akan dikemukakan di bawah ini.

Radiansi total yang dicatat adalah sebagai berikut:

$$L_T^\lambda = L_R^\lambda + L_A^\lambda + t L_W^\lambda \quad 6)$$

dimana,

$L_T^\lambda$  = radiansi yang diukur sensor pada panjang gelombang  $\lambda$

$L_R^\lambda$  = sumbangan (contribution) pada  $L_T^\lambda$  oleh hamburan Rayleigh pada  $\lambda$

$L_A^\lambda$  = sumbangan pada  $L_T^\lambda$  oleh hamburan aerosol pada  $\lambda$

$L_W^\lambda$  = radiansi upwelling sedikit dibawah permukaan air pada  $\lambda$

Tujuan koreksi atmosfer adalah menghitung  $L_W^\lambda$  dengan cara mengukur  $L_T^\lambda$

Dalam metode Gordon  $L_p$  dicari langsung dari imageri. Dia mengatakan bahwa untuk kanal inframerah dekat  $700 < \lambda < 800$  nm, tidak ada upwelling radiansi dari permukaan air. Jadi signal yang tercatat pada spektral itu hanya berasal dari hamburan atmosfer saja.

Untuk band inframerah-dekat, setelah dinormalisasikan dapat ditulis sebagai berikut:

$$I_T^{\lambda_0} = I_R^{\lambda_0} + I_A^{\lambda_0} \quad 7)$$

dan untuk gelombang lainnya adalah:

$$I_T^\lambda = I_R^\lambda + I_A^\lambda + t^\lambda I_W^\lambda \quad 8)$$

dimana,

$$I_x^\lambda = L_x^\lambda / E_0, \quad x = T, A, R, \text{ atau}$$

W. radiansi ternormalisasi pada  $\lambda$

$$I_x^\lambda = T_{03}(\mu_0) T_{03}(\mu) \omega_x \tau_x \rho_x^\lambda / (4 \pi \mu) \quad 9)$$

sudut hambur,

$\cos v \pm' = \pm \mu \mu_0 (1 - \mu^2) (1 - \mu_0^2)^{1/2} \cos(\phi - \phi_0)$   
transmitansi melalui permukaan air + atmosfer adalah,

$$t^\lambda = \frac{(1 - \rho(\mu))}{m^2} T_R^\lambda(\mu) T_A^\lambda(\mu) T_A^\lambda(\mu) T_{03}^\lambda(\mu). \quad 10)$$

Dalam pendekatan hamburan tunggal, radiansi aerosol adalah berbanding langsung dengan  $\tau_A \cdot P_A(\theta)$  dan menurut Gordon, kalau phase function aerosol tidak tergantung pada panjang gelombang [ $P_A^{\lambda_1}(\theta) = P_A^{\lambda_2}(\theta)$ ], maka dapat dilihat dari persamaan 9) bahwa:

$$I_A^{\lambda_2} = \beta(\lambda_1, \lambda_2) \epsilon(\lambda_1, \lambda_2) I_A^{\lambda_1} \quad 11)$$

dimana,

$$\epsilon(\lambda_1, \lambda_2) = \frac{\tau_A^{\lambda_2}}{\tau_A^{\lambda_1}}$$

dan

$$\beta(\lambda_1, \lambda_2) = \frac{\omega_A^{\lambda_2}}{\omega_A^{\lambda_1}} \frac{T_{03}^{\lambda_2}(\mu) \cdot T_{03}^{\lambda_2}(\mu_0)}{T_{03}^{\lambda_1}(\mu) \cdot T_{03}^{\lambda_1}(\mu_0)}$$

Dengan mengingat persamaan 11), maka persamaan 8) dapat ditulis sebagai berikut,

$$t^\lambda I_W^\lambda = I_T^\lambda - \beta(\lambda_0, \lambda) (\lambda_0, \lambda) [I_T^{\lambda_0} - I_R^{\lambda_0}]$$

atau,

$$t^\lambda L_W^\lambda = L_T^\lambda - L_R^\lambda - S(\lambda_0, \lambda) \frac{\omega_A^\lambda}{\omega_A^{\lambda_0}} \epsilon(\lambda_0, \lambda) [L_T^{\lambda_0} - L_R^{\lambda_0}] \quad 12)$$

dimana,

$$S(\lambda_0, \lambda) = \frac{T_{03}^{\lambda}(\mu) T_{03}^{\lambda}(\mu_0)}{T_{03}^{\lambda_0}(\mu) T_{03}^{\lambda_0}(\mu_0)}$$

$$\delta(\lambda_0, \lambda) = (\omega_A^{\lambda} / \omega_A^{\lambda_0}) \epsilon(\lambda_0, \lambda)$$

$L_T^{\lambda}$  dan  $L_T^{\lambda_0}$  diukur oleh sensor.

$L_R^{\lambda}$  dan  $L_R^{\lambda_0}$  didapat dengan menghitung

$I_R^{\lambda}$  dan  $I_R^{\lambda_0}$

$S(\lambda_0, \lambda)$  dihitung dengan radiansi matahari (solar) dan konsentrasi  $o_3$ .

$\delta(\lambda_0, \lambda)$  diukur di permukaan laut dengan radiometer atau langsung dari imagery.

Dalam penentuan  $\delta(\lambda_0, \lambda)$  langsung dari imagery adalah sebagai berikut. Dicari pixel-pixel yang disebut "air-jernih" (clear water). Dalam hal ini adalah pixel yang berasal dari daerah yang mengandung klorofil yang sangat rendah ( $\leq 0.1 \text{ mg/m}^3$ ). Dari  $L_T^{\lambda_0} - L_R^{\lambda_0} = L_A^{\lambda_0}$  maka tebal optis (optical thickness) aerosol dapat dihitung. Kemudian dari  $\tau_A^{\lambda} = \epsilon(\lambda, \lambda_0)_A$  transmitansi  $t^{\lambda}$  dihitung dari persamaan 10), sesudah itu dari  $L_W^{\lambda}$  radiansi pada sensor  $t^{\lambda} L_W^{\lambda}$  dicari. Kemudian  $L_A^{\lambda} = L_T^{\lambda} - L_R^{\lambda} - L_W^{\lambda}$  terbentuk, dari mana  $\delta(\lambda, \lambda_0)$  dapat dicari.

#### 4. Penutup

Metode Gordon tidak menggunakan model atmosfer, hanya memerlukan satu parameter  $\delta(\lambda_0, \lambda)$  yang dapat diukur di permukaan laut atau langsung dari imagery. Namun dalam hal pengukuran langsung dari imagery, tidak selalu ditemukan keadaan dimana  $L_W^{\lambda} \cong 0$ ; untuk mengatasi hal ini dapat "diciptakan" pixel-pixel gelap dengan cara ekstrapolasi.

Koreksi atmosfer pada sensor dalam ketinggian pesawat terbang yang relatif jauh lebih dekat ke permukaan laut, dapat dilakukan dengan cara mengekstrapolasi radiansi yang terukur pada beberapa ketinggian dengan menganggap keadaan atmosfer yang homogen.

Melihat pada pengabaian atau pengendalian yang dilakukan dalam koreksi atmosfer maka penelitian yang mendalam dalam hal software maupun hardware masih sangat diperlukan.

#### REFERENSI

1. B.M. Sorensen, "Atmospheric Correction of Satellite Observation of Sea Water Colour", ISPRA, Italy, 1978.
2. J.L. Mueller, "The Influence of Phytoplankton on Ocean Color Spectra", Oregon State University, 1974.
3. H.H. Kim; C.R. Mc Clain; L.R. Blaine; W.D. Hart; L.P. Atkinson; and J.A. Yoder "Ocean Chlorophyll Studies from a U-2 Aircraft Platform", Goddard Space Flight Center, 1979.
4. B.M. Sorensen, "The North Sea Ocean Color Scanner Experiment—1977—Final Report", 1979. Ispra, Italy.