

Pemantauan Kekeringan Menggunakan Data Penginderaan Jauh dengan Basis Model SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

Ir. Dewi Kania Sari, M.T.^{1,3}, *Prof. Dr. Ir. Ishak H. Ismullah, DEA*²
*Prof. Dr. Ir. Widyo Nugroho Sulasdi*², *Dr. Ir. Agung Budi Harto, MSc.*²

¹ Mahasiswa Program Doktor Program Studi Teknik Geodesi & Geomatika FITB – ITB

² Staf Pengajar Program Studi Teknik Geodesi & Geomatika FITB – ITB

³ Staf Pengajar Jurusan Teknik Geodesi Institut Teknologi Nasional (Itenas) – Bandung

Korespondensi: <dewiks@itenas.ac.id>

ABSTRAK

*Kekeringan adalah fenomena iklim yang sering melanda Indonesia dan menimbulkan kekurangan air yang signifikan, kerugian ekonomis, dan konsekuensi sosial yang tidak diharapkan. Kekeringan yang melanda daerah-daerah sentra produksi padi akan berdampak serius terhadap keamanan pangan nasional. Pemantauan kekeringan merupakan salah satu upaya untuk menghadapi bencana alam tersebut. Makalah ini memaparkan hasil penelitian mengenai penggunaan data penginderaan jauh untuk memantau kekeringan pada lahan pertanian. Penelitian bertujuan untuk mengkaji aplikasi model SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) untuk mengestimasi nilai fraksi evaporatif yang digunakan sebagai indikator kekeringan pada lahan sawah di wilayah studi. Tujuan lainnya adalah mendeskripsikan variasi spasio-temporal tingkat kekeringan di wilayah studi berdasarkan hasil pantauan menggunakan indikator fraksi evaporatif. Wilayah studi meliputi area sawah di bagian utara Jawa Barat. Adapun data yang digunakan adalah citra MODIS multi-temporal, dalam rentang waktu Mei – September 2004.*

Kata kunci: pemantauan kekeringan, model SEBAL, fraksi evaporatif, sawah, Jawa Barat.

PENDAHULUAN

Meskipun terdapat banyak definisi mengenai kekeringan, namun pada dasarnya kekeringan berasal dari kekurangan curah hujan yang melampaui suatu jangka waktu tertentu. Kekeringan merupakan bencana alam yang paling kompleks dan paling sedikit dipahami di antara bencana-bencana alam lainnya, serta mempengaruhi lebih banyak manusia dibandingkan dengan bencana alam lainnya (Wilhite, 2000). Kekeringan sering melanda Indonesia pada saat musim kemarau tiba dan menimbulkan dampak yang sangat merugikan, khususnya terhadap aktivitas pertanian. Kekeringan yang melanda daerah-daerah sentra produksi padi akan berdampak serius terhadap keamanan pangan nasional. Sebagian tanaman padi mengalami puso karena kekeringan. Untuk itu, suatu sistem peringatan dini sangat diperlukan dalam mitigasi bencana kekeringan.

Kekeringan adalah fenomena yang terjadi perlahan-lahan (Tannehill, 1947 dalam Wilhite & Svodova, 2000). Kemunculan kekeringan secara gradual memungkinkan dilakukan pemantauan dan peringatan dini bencana kekeringan. Kekeringan dapat dipantau dengan dua cara; yang pertama berdasarkan sistem jaringan stasiun pengamat cuaca dan yang kedua dengan menggunakan teknologi penginderaan jauh yang memungkinkan pemantauan secara cepat, objektif, ekonomis, dan dengan cakupan yang luas.

Sistem pemantauan kekeringan yang efektif memerlukan indikator yang sesuai. Indikator kekeringan yang diturunkan dari data citra satelit penginderaan jauh dapat dikelompokkan menjadi dua, yaitu indikator empiris dan indikator fisik. Indeks-indeks empiris telah banyak dikenal dan diaplikasikan, antara lain adalah NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), EVI (*Enhanced Vegetation Index*), NDWI (*Normalized*

Difference Water Index), NDII (*Normalized Difference Infrared Index*), dan NMDI (*Normalized Multi-band Drought Index*) (Wang, 2008). Indeks-indeks kekeringan tersebut dihitung dari nilai reflektansi beberapa kanal (*band*) citra satelit. Sebagai contoh, NDVI dihitung dari reflektansi kanal merah dan kanal inframerah, sedangkan NMDI dihitung dari reflektansi kanal inframerah dan 2 kanal inframerah gelombang pendek (*Short Wave Infra Red/SWIR*). Indikator kekeringan fisik atau disebut juga indikator berbasis proses adalah hasil dari pemodelan transfer energi dan materi antara atmosfer dan permukaan bumi. Salah satu contohnya adalah fraksi evaporatif (Λ). Fraksi evaporatif mengindikasikan seberapa banyak energi yang tersedia yang digunakan untuk evapotranspirasi, yaitu transpirasi dari vegetasi dan evaporasi dari tanah. Sepanjang kelengasan tersedia di dalam tanah maka energi yang tersedia akan digunakan untuk proses evapotranspirasi. Pada kondisi tanah tidak mengandung air, energi untuk evapotranspirasi akan menurun. Penelitian tentang aplikasi fraksi evaporatif sebagai indikator kekeringan telah dilakukan oleh beberapa peneliti di beberapa wilayah, antara lain: di Sicily – Italia menggunakan data NOAA AVHRR (Vogt *et al.*, 1998), di beberapa kota di Jawa Timur menggunakan data Landsat-TM (Khomarudin *et al.*, 2005), di Karawang Jawa Barat menggunakan data Landsat-7 ETM (Witono, 2008), dan di Dataran Tinggi Tibet menggunakan data Landsat-7 ETM (Ma *et al.*, 2007). Masing-masing peneliti menggunakan pendekatan yang berbeda dalam menurunkan nilai fraksi evaporatif.

Penaksiran nilai fraksi evaporatif (Λ) didasarkan pada persamaan neraca energi permukaan tanah seperti dinyatakan pada persamaan (1), dimana R_n adalah densitas fluks radiasi neto, λE adalah densitas fluks panas laten, H adalah densitas fluks panas terasa, dan G_o adalah densitas fluks panas tanah (semua dalam satuan $W m^2$).

$$R_n = \lambda E + H + G_o \quad (1)$$

Fraksi evaporatif (Λ) didefinisikan sebagai berikut:

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{R_n - G_o} = \frac{R_n - G_o - H}{R_n - G_o} \quad (2)$$

Nilai Λ berkisar dari 0 hingga 1. Semakin rendah nilai Λ mengindikasikan semakin tinggi tingkat kekeringan suatu lahan. Pada kondisi tanah tidak mengandung air, semua energi yang tersedia akan diarahkan seluruhnya untuk fluks panas terasa dan nilai Λ akan mendekati 0. Telah diketahui bahwa nilai Λ hampir konstan selama periode siang hari (spt. Shuttleworth *et al.*, 1989). Oleh karena itu nilai Λ yang diperoleh dari perhitungan neraca energi sesaat menggunakan data citra satelit (sesuai waktu lintas satelit) dianggap dapat merepresentasikan nilai Λ pada hari itu.

Algoritma neraca energi berbasis penginderaan jauh mengkonversi nilai radiansi hasil penginderaan jauh satelit menjadi parameter-parameter karakteristik permukaan tanah, seperti albedo permukaan, indeks vegetasi, kekasaran permukaan, emisivitas permukaan, dan temperatur permukaan, untuk mengestimasi fluks panas laten (λE) sebagai residu dari neraca energi permukaan tanah tersebut di atas. Terdapat beberapa algoritma penginderaan jauh untuk memecahkan persamaan neraca energi permukaan tanah, antara lain SEBI (*Surface Energy Balance Index*; Menenti & Choudhury, 1993), SEBS (*Surface Energy Balance System*; Su, 2002), dan SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*; Bastiaanssen *et al.*, 1998). Gowda *et al.* (2007) mendiskusikan secara detail beberapa algoritma neraca energi berbasis penginderaan jauh yang umum digunakan. Sebagian besar model-model tersebut memerlukan data

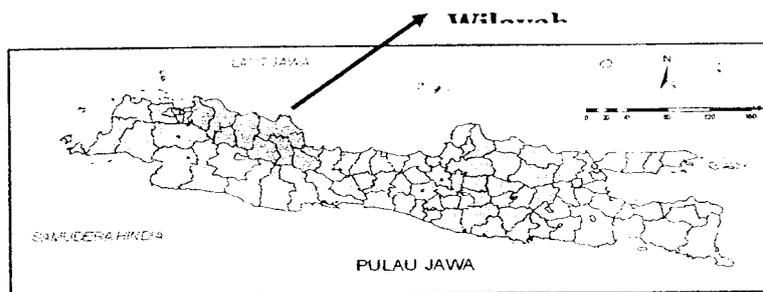
temperatur permukaan yang akurat, yang sulit untuk diperoleh. SEBAL, dikembangkan oleh Bastiaanssen *et al.* (1998) mengatasi masalah tersebut dengan menggunakan dua piksel ekstrem (basah/dingin dan kering/panas) dan secara linear menghubungkan selisih antara temperatur permukaan dan temperatur udara dengan temperatur permukaan (Wang *et al.*, 2009). Fitur tersebut menjadikan SEBAL sebagai pilihan yang populer untuk aplikasi operasional. Algoritma SEBAL telah diuji secara ekstensif di berbagai belahan dunia (Bastiaanssen *et al.*, 2005).

Makalah ini akan memaparkan hasil penelitian mengenai penggunaan fraksi evaporatif sebagai indikator kekeringan agrikultural dengan menggunakan model SEBAL untuk memecahkan persamaan neraca energi permukaan. Tujuan penelitian adalah mengkaji aplikasi algoritma SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) untuk mengestimasi nilai fraksi evaporatif yang akan digunakan sebagai indikator kekeringan agrikultural pada lahan sawah di wilayah studi. Tujuan lainnya adalah mendeskripsikan variasi spasio-temporal kekeringan agrikultural lahan sawah di wilayah studi berdasarkan hasil pantauan menggunakan indikator fraksi evaporatif.

DATA DAN METODOLOGI

Wilayah Studi

Wilayah studi meliputi seluruh lahan sawah yang terletak di bagian utara Provinsi Jawa Barat yang merupakan salah satu sentra produksi padi nasional (Gambar 1). Wilayah tersebut mencakup 9 kabupaten, yakni Bekasi, Karawang, Subang, Purwakarta, Indramayu, Sumedang, Majalengka, Kuningan, dan Cirebon. Luas sawah di wilayah studi lebih kurang 6.567 km².



Gambar 1 Wilayah Studi

Data

Data yang digunakan dalam penelitian ini terdiri dari data citra satelit, data cuaca hasil pengamatan lapangan (stasiun klimatologi), data DEM (*Digital Elevation Model*), dan peta guna lahan. Data citra satelit yang digunakan adalah data deret waktu citra MODIS/Terra level 2 (L2) dan level 3 (L3) (lihat detail pada Tabel 1). MODIS/Terra adalah instrumen kunci yang terdapat pada satelit Terra (EOS AM-1). Satelit Terra MODIS mengamati seluruh permukaan bumi setiap hari, merekam data dalam 36 kanal spektral. Sensor MODIS pada wahana Terra memiliki resolusi spasial yang berkisar dari 250 hingga 1000 meter. Produk-produk citra MODIS L2 dan L3 diunduh dari situs NASA (<http://wist.echo.nasa.gov>) melalui protokol *ftp*. Pemilihan tanggal-tanggal citra MODIS untuk penelitian ini mempertimbangkan kondisi citra bebas awan. Data MODIS L2 dan L3 adalah data yang sudah terkoreksi radiometrik dan geometrik. Meskipun demikian, dalam penelitian ini tetap dilakukan proses rektifikasi untuk memperoleh posisi geometrik citra yang sesuai dengan acuan, yaitu peta rupa bumi Indonesia. Rektifikasi dilakukan dengan teknik *image-to-image* menggunakan acuan citra satelit yang telah memiliki posisi geometrik yang benar (sesuai dengan peta rupa bumi Indonesia).

Tabel 1 Data MODIS yang Digunakan dalam Penelitian

Data MODIS	Deskripsi	Level	Resolusi Spasial	Tanggal Akuisisi Citra
MOD09GA	Reflektansi permukaan, kanal 1-7 (harian)	L2	1000 m	11 Mei 2004 2, 30 Juni 2004
MOD11A1	Suhu Permukaan Daratan & Emisivitas (harian)	L3	1000 m	30 Juli 2004 29 Agustus 2004 9 September 2004
MOD09A1	Reflektansi permukaan, kanal 1-3 (komposit 8 harian)	L3	500 m	8, 24 Mei 2004 25 Juni 2004 27 Juli 2004 28 Agustus 2004 5 September 2004

Di samping data citra satelit, aplikasi model SEBAL memerlukan data cuaca hasil pengamatan lapangan yaitu kecepatan angin. Dalam penelitian ini data kecepatan angin yang digunakan adalah dari Stasiun Sukamandi, Subang. Data lain yang diperlukan adalah data DEM. Dalam penelitian ini data DEM diturunkan dari data SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) yang diunduh dari situs the International Centre for Tropical Agriculture (CIAT) (<http://srtm.csi.cgiar.org>). DEM SRTM tersebut mempunyai resolusi spasial 90m x 90m, sehingga untuk keperluan penelitian ini data tersebut diolah terlebih dahulu melalui proses resampling, agar sesuai dengan resolusi citra MODIS yang digunakan yaitu 1000 m x 1000 m. Untuk membatasi daerah kajian hanya pada lahan sawah, maka pada citra MODIS dilakukan proses masking untuk menutup piksel-piksel non-sawah dengan menggunakan data sawah yang terdapat pada peta guna lahan

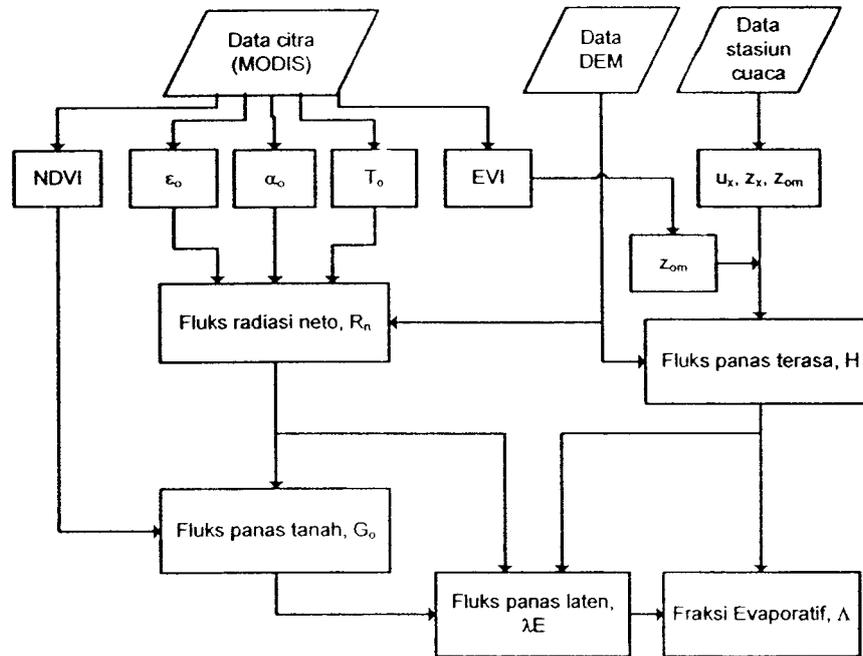
Metodologi

Konsep umum metodologi penentuan fraksi evaporatif diperlihatkan pada Gambar 2. Metodologi tersebut terbagi menjadi 3 tahap. Tahap pertama adalah menentukan parameter-parameter permukaan. Tahap kedua adalah menurunkan fluks-fluks panas permukaan (fluks radiasi neto, fluks panas tanah, fluks panas terasa, dan fluks panas laten) dengan mengikuti model SEBAL. Adapun tahap ketiga adalah menaksir fraksi evaporatif dengan persamaan (2) menggunakan nilai-nilai fluks panas permukaan yang diturunkan pada tahap kedua.

Parameter Permukaan

Parameter-parameter permukaan yang diperlukan untuk pemrosesan SEBAL meliputi NDVI & EVI, emisivitas permukaan, albedo permukaan, dan suhu permukaan (T_o). Albedo permukaan diturunkan dari nilai reflektansi permukaan harian yang terdapat dalam data MOD09GA menggunakan model albedo permukaan kanal-lebar (*broadband surface albedo*) dari Liang (2000). Suhu permukaan daratan (SPD) dan emisivitas permukaan diperoleh secara langsung dari data MOD11A1 yang merupakan data L3. Indeks vegetasi NDVI & EVI dihitung dari nilai reflektansi permukaan komposit 8 harian yang terdapat dalam data MOD09A1 menggunakan model dari Heute *et al.* (2002). Pemilihan tanggal data MOD09A1 disesuaikan dengan tanggal data MOD09GA/MOD11A1 yang merupakan data harian. Misalnya, pemrosesan model SEBAL untuk citra tanggal 11 Mei 2004 akan menggunakan data NDVI yang diturunkan dari data MOD09A1 tanggal 8 Mei 2004, karena data tanggal 8 Mei tersebut

merupakan data komposit 8 harian yang mencakup tanggal 8 sampai 15 Mei 2004. Seluruh proses hitungan dilakukan dalam basis raster (*pixel-by-pixel*).



Gambar 2. Diagram Prosedur Parameterisasi untuk Fraksi Evaporatif (Δ)

Penaksiran Fluks Panas Permukaan Berbasis Model SEBAL

Langkah-langkah penurunan komponen-komponen neraca energi permukaan dengan berbasis model SEBAL dijelaskan berikut ini.

(i) Radiasi Neto

Fluks radiasi neto (R_n) dapat diturunkan dari (Tasumi *et al.*, 2000):

$$R_n = (1 - \alpha_o) R_{Sin} + (R_{Lin} - R_{Lout}) - (1 - \epsilon_o) R_{Lin} \quad (3)$$

dimana R_{Sin} adalah radiasi gelombang pendek datang ($W m^{-2}$), R_{Lin} adalah radiasi gelombang panjang datang ($W m^{-2}$), R_{Lout} adalah radiasi gelombang panjang pergi ($W m^{-2}$), α_o adalah albedo permukaan, dan ϵ_o adalah emisivitas permukaan. Dengan asumsi kondisi bebas-awan, R_{Sin} dapat diprediksi sebagai (Tasumi *et al.*, 2000):

$$R_{Sin} = G_{sc} \cos(\theta) d_r \tau_{sw} \quad (4)$$

dimana G_{sc} adalah konstanta matahari ($= 1367 W m^{-2}$), θ adalah sudut zenit matahari, d_r adalah inversi jarak relatif Bumi-Matahari, dan τ_{sw} adalah transmitansi satu-arah. R_{Lin} dapat dihitung menggunakan pers.(5) untuk kondisi bebas-awan (Bastiaanssen *et al.*, 1998):

$$R_{Lin} = 1,08 (-Ln \tau_{sw})^{0,265} \sigma T_{o_ref}^4 \quad (5)$$

dimana σ adalah konstanta Stefan-Boltzman ($= 5,67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$) dan T_{o_ref} adalah suhu permukaan (K) pada sebuah titik (piksel) rujukan, pada umumnya dipilih dari piksel yang terairi dengan baik, sehingga suhu permukaan sama dengan suhu udara. Adapun R_{Lout} dihitung dengan persamaan (Tasumi *et al.*, 2000):

$$R_{Lout} = \epsilon_o \sigma T_o^4 \quad (6)$$

dengan T_o adalah suhu permukaan (K).

(ii) *Fluks Panas Tanah (G_o)*

Fluks panas tanah (G_o) dihitung secara semi-empiris dari nilai R_n dan $NDVI$ (Tasumi *et al.*, 2000):

$$G_o = 0,30 (1 - 0,98 NDVI^4) R_n \quad (7)$$

(iii) *Fluks Panas Terasa (H)*

Fluks panas terasa (H) dihitung menggunakan pengamatan kecepatan angin, taksiran kekasaran permukaan, dan selisih temperatur permukaan-udara (dT) yang diperoleh melalui proses kalibrasi internal antara piksel kering/panas ($\lambda E \approx 0$) dan piksel basah/dingin ($H \approx 0$), mengikuti langkah-langkah Bastiaanssen *et al.* (1998). Suatu piksel panas tidak mengandung air tanah pada permukaan piksel tersebut (mis., tanah kering, kosong), sedangkan piksel dingin mempunyai air tanah yang cukup untuk mempertahankan evapotranspirasi (ET) pada nilai rujukan (mis., tanaman yang terairi dengan baik). H pada umumnya diprediksi menggunakan persamaan berikut (Tasumi *et al.*, 2000):

$$H = \frac{\rho \times c_p \times dT}{r_{ah}} \quad (8)$$

dimana ρ adalah kerapatan udara (kg m^{-3}), yang merupakan fungsi dari tekanan atmosfer, c_p adalah panas spesifik udara ($= 1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), r_{ah} adalah resistensi aerodinamis terhadap transpor panas (s m^{-1}), dan dT adalah selisih temperatur antara dua ketinggian di atas permukaan tanah, z_1 dan z_2 . r_{ah} dalam pers.(8) dihitung sebagai:

$$r_{ah} = \frac{\ln(z_2 / z_1)}{k \times u^*} \quad (9)$$

dimana u^* adalah kecepatan friksi (m s^{-1}), dan k adalah konstanta von Karman ($=0,41$). Ketinggian z_1 ditentukan sama dengan 0,01 m dan z_2 sama dengan 2,0 m. Nilai r_{ah} dihitung menggunakan pers. (9) berdasarkan kedua nilai ketinggian tersebut. Untuk menentukan nilai u^* pada pers. (9), SEBAL memerlukan paling sedikit sebuah pengamatan kecepatan angin pada tanggal yang sama dengan tanggal perekaman citra satelit. Pengamatan kecepatan angin ini digunakan untuk memprediksi kecepatan friksi untuk permukaan ukuran, dan selanjutnya digunakan untuk memprediksi kecepatan angin level tinggi di atas permukaan Bumi (200 m). Kecepatan angin level tinggi ini diterapkan untuk semua piksel pada citra satelit.

Profil angin di atas suatu permukaan yang stabil memperlihatkan hubungan berikut:

$$u^* = \frac{u_x \times k}{\ln(z_x / z_{om})} \quad (10)$$

dimana u_x adalah kecepatan angin di x (m s^{-1}), z_x adalah ketinggian dalam m dimana kecepatan angin u_x diamati, dan z_{om} adalah panjang kekasaran permukaan untuk transpor momentum dalam m. u^* dihitung dari pers. (10), sedangkan u_x , z_x dan z_{om} diperoleh dari stasiun meteorologi. Dalam pers. (10), z_{om} diestimasi secara empiris dari tinggi vegetasi rata-rata (H_{veg}) di sekitar stasiun meteorologi menggunakan persamaan berikut:

$$z_{om} = 0,123 H_{veg} \quad (11)$$

Jika u^* telah ditentukan, selanjutnya kecepatan angin pada ketinggian 200 m ditentukan dengan menggunakan pers. (10). Dalam proses ini, 200 meter dipilih sebagai ketinggian dimana kecepatan angin tidak lagi dipengaruhi oleh kekasaran permukaan. Dengan menggunakan u_{200} hasil hitungan, SEBAL menggunakan pers. (10) sekali lagi untuk

menghitung u^* untuk setiap piksel. Jika u^* pada setiap piksel telah dihitung, maka r_{ah} dapat dihitung untuk setiap piksel menggunakan pers. (9) untuk ketinggian z_1 dan z_2 yang telah ditentukan. Untuk mengestimasi nilai z_{om} untuk setiap piksel lainnya, Tasumi *et al.* (2000) menggunakan model empiris (hasil regresi) antara z_{om} dengan *NDVI*. Dalam penelitian ini, persamaan regresi diturunkan dari z_{om} dengan *EVI*. z_{om} diestimasi dari tinggi vegetasi, dimana tinggi vegetasi, dalam hal ini padi sawah, diestimasi dari umur padi. Adapun umur padi diestimasi dari *EVI* berdasarkan model penduga umur padi dari Domiri *et al.* (2005).

Untuk menghitung H pada setiap piksel dengan menggunakan pers. (8) diperlukan nilai dT pada setiap piksel. Berdasarkan Bastiaanssen *et al.* (1998), dT ditentukan dengan mengasumsikan hubungan linear antara dT dengan T_o :

$$dT = a \cdot T_o + b \quad (12)$$

dimana konstanta a dan b ditentukan dengan menggunakan nilai T_o dan dT pada piksel panas dan piksel dingin yang telah dipilih pada citra yang diolah. Hasil perhitungan H yang diperoleh masih merupakan taksiran awal. Oleh karena itu SEBAL mengulangi perhitungan H secara iteratif untuk memberikan koreksi terhadap nilai taksiran r_{ah} sebagai akibat efek ketakstabilan (*buoyancy effects*) di dalam atmosfer yang lebih rendah yang disebabkan oleh pemanasan permukaan. Metode Monin-Obukhov diterapkan untuk mengestimasi nilai r_{ah} yang diperbarui. Parameter stabilitas atau panjang Monin-Obukhov dihitung dari:

$$L = -\frac{\rho \times c_p \times u^*{}^3 \times T_o}{k \times g \times H} \quad (13)$$

dimana g adalah percepatan gravitasi ($= 9,8 \text{ m s}^{-2}$). Nilai r_{ah} terkoreksi stabilitas dihitung sebagai:

$$r_{ah} = \frac{\ln(z_2/z_1) - \psi_{h(z_2)}}{u^* \times k} \quad (14)$$

Pada pers. (14), nilai u^* yang diperbarui dihitung pada setiap proses iterasi untuk setiap piksel sebagai:

$$u^* = \frac{u_{200} \times k}{\ln(200/z_{om}) - \psi_{m(200m)}} \quad (15)$$

dimana u_{200} adalah kecepatan angin pada ketinggian 200 m, ψ_m adalah faktor koreksi stabilitas untuk transpor momentum atmosferik. Adapun faktor koreksi stabilitas untuk transfer panas atmosferik ψ_h dihitung untuk nilai L negatif (yaitu untuk kondisi tak stabil) sebagai:

$$\psi_{h(z_2)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(z_2)}^2}{2} \right) \quad (16)$$

dimana $x_{(z_2)}$ adalah suatu parameter (x) berdasarkan tinggi z_2 . Nilai untuk x didefinisikan dalam pers. (20). Untuk nilai-nilai L tak negatif (yakni untuk kondisi stabil) persamaannya adalah:

$$\psi_{h(z_2)} = -5(z_2/L) \quad (17)$$

Faktor koreksi stabilitas untuk transpor momentum atmosferik ψ_m didefinisikan untuk L negatif sebagai:

$$\psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \arctan(x_{(200m)}) + 0,5\pi \quad (18)$$

dimana x didefinisikan dalam pers. (20). Untuk kondisi stabil ($L > 0$), persamaannya adalah:

$$\psi_{m(200m)} = -5(z_2 / L) \quad (19)$$

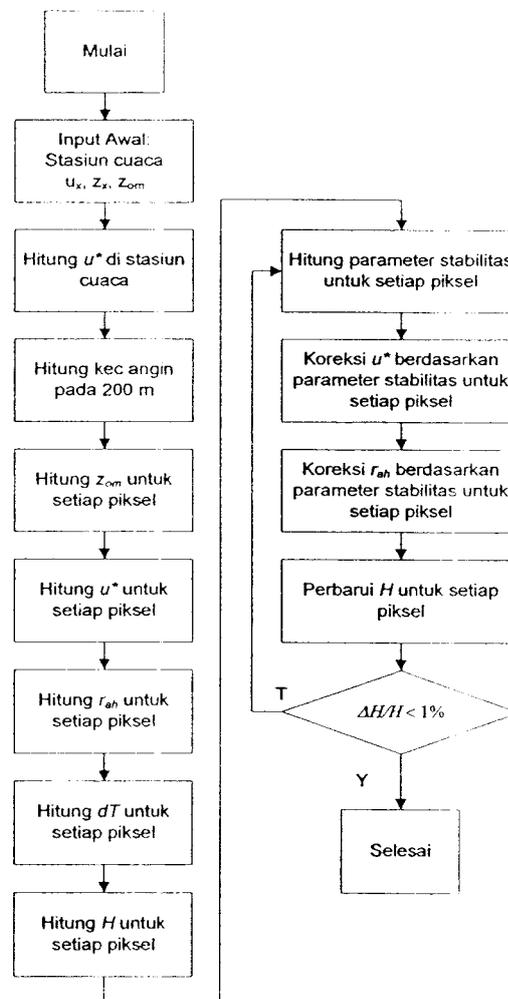
dimana 200 menyatakan ketinggian elevasi dimana u_{200} dihitung. Parameter x yang digunakan dalam pers. (16) dan (18) dihitung untuk $L < 0$ sebagai:

$$x_{(tinggi)} = \left(1 - 16 \frac{(tinggi)}{L}\right)^{0.25} \quad (20)$$

dimana $(tinggi)$ adalah ketinggian z_2 atau 200 m dan L adalah parameter panjang Monin-Obukhov yang diberikan oleh pers. (13). Untuk $L > 0$, $x_{(tinggi)} = 1$. Koreksi stabilitas adalah proses iteratif yang dilakukan hingga nilai H konvergen (yaitu, dalam 1%). Gambar 3 memperlihatkan diagram alir proses koreksi tersebut.

Penaksiran Fraksi Evaporatif

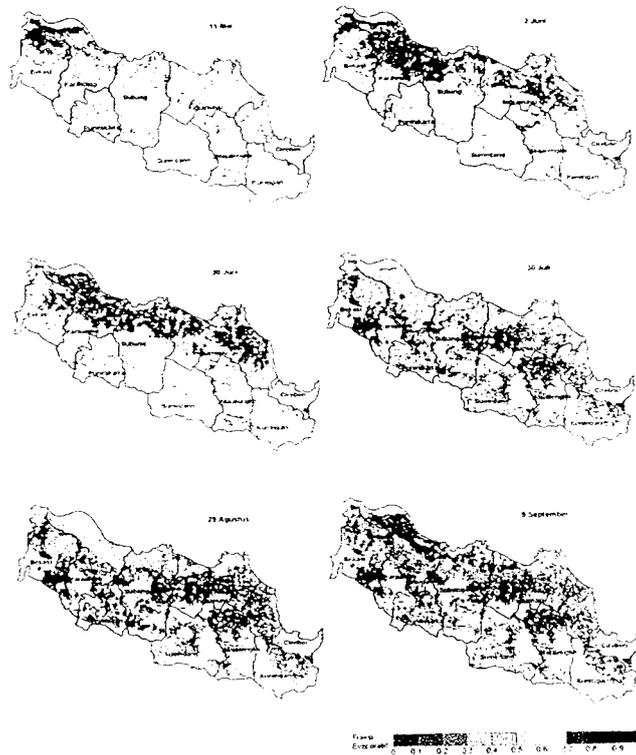
Nilai fraksi evaporatif pada setiap piksel diestimasi dengan menggunakan pers. (2) berdasarkan nilai-nilai fluks panas permukaan yang telah dihitung berdasarkan model SEBAL di atas.



Gambar 3 Diagram Alir Koreksi Atmosferik untuk Fluks Panas Terasa (H)

HASIL DAN PEMBAHASAN

Hasil penaksiran fraksi evaporatif pada lahan sawah di wilayah utara Provinsi Jawa Barat untuk beberapa tanggal yang dipilih dalam tahun 2004 diperlihatkan pada Gambar 4. Gambar tersebut memperlihatkan distribusi spasio-temporal fraksi evaporatif di wilayah studi dari bulan Mei hingga bulan September 2004. Nilai fraksi evaporatif berkisar dari 0 hingga 1. Warna-warna hijau muda hingga hijau tua menyatakan nilai fraksi evaporatif yang tinggi, sedangkan warna coklat muda hingga coklat tua menyatakan nilai fraksi evaporatif yang rendah. Warna hijau tua mengindikasikan area dengan suplai air yang mencukupi, dimana evapotranspirasi hanya dibatasi oleh energi yang tersedia. Adapun warna coklat tua mengindikasikan kurangnya kelengasan tanah, atau dengan perkataan lain terjadi kekeringan pada lahan tersebut. Witono (2008) menggunakan rentang nilai fraksi evaporatif 0 hingga 0,4 untuk menentukan lahan yang terindikasi mengalami kekeringan. Statistik fluks radiasi neto dan fraksi evaporatif hasil estimasi SEBAL disajikan pada Tabel 2. Adapun Gambar 5 menyajikan distribusi frekuensi nilai fraksi evaporatif untuk keenam tanggal citra.



Gambar 4 Distribusi Spasio-temporal Fraksi Evaporatif

Tabel 2 Statistik Fluks Radiasi Neto & Fraksi Evaporatif

No	Tanggal	Radiasi Neto (Wm^{-2})		Fraksi Evaporatif (-)	
		Rata-rata	Simp. Baku	Rata-rata	Simp. Baku
1	11-5-2004	670,9	43,9	0,57	0,13
2	2-6-2004	573,4	56,7	0,65	0,13
3	30-6-2004	584,2	47,1	0,64	0,14
4	30-7-2004	629,2	46,7	0,31	0,24
5	29-8-2004	661,5	49,4	0,21	0,21
6	9-9-2004	668,6	52,5	0,36	0,29

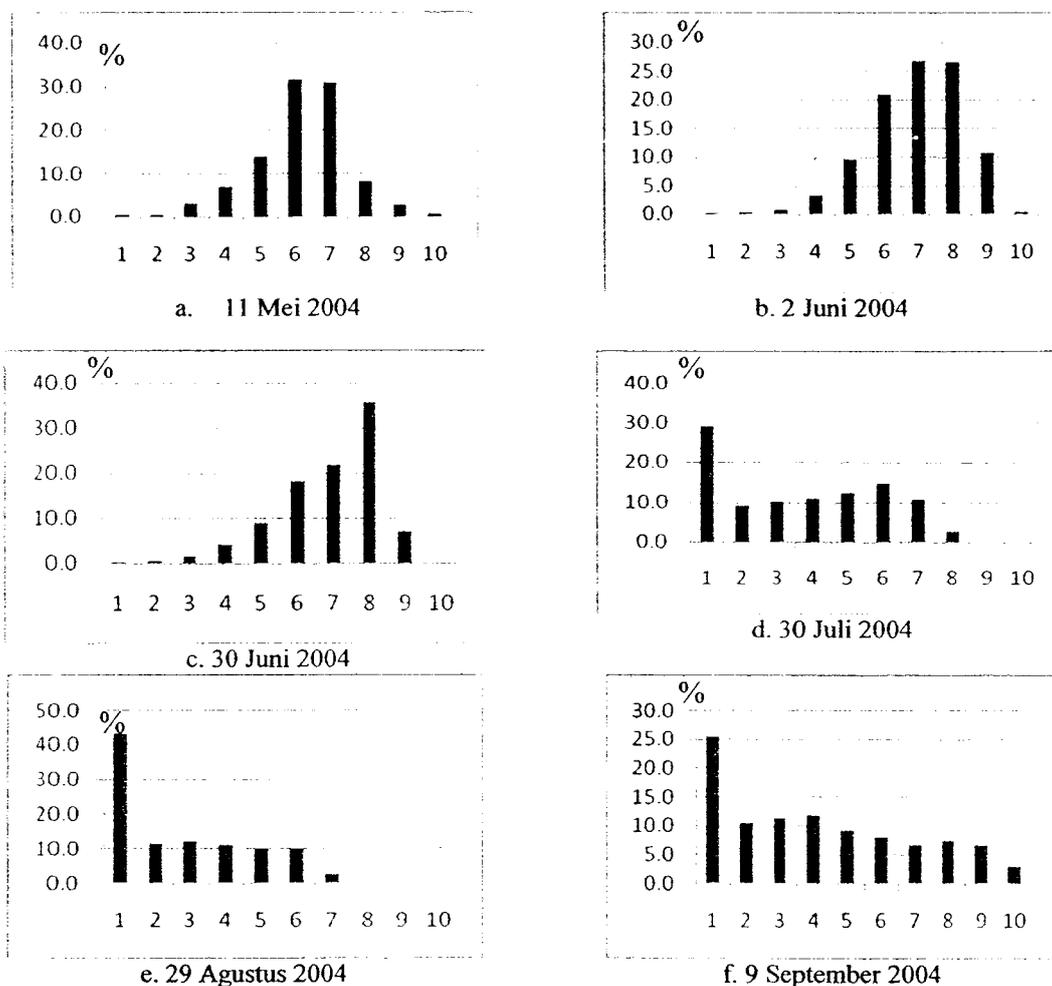
Gambar 4 memperlihatkan bahwa pada bulan Mei hingga akhir Juni 2004, pada umumnya kondisi kelengasan tanah cukup tinggi, yang ditunjukkan oleh warna hijau muda hingga hijau tua. Pada bulan Juni, hampir seluruh area di sepanjang pantura memiliki nilai fraksi evaporatif yang tinggi (warna hijau tua). Hanya ada beberapa lokasi yang dengan area yang tidak begitu besar yang memperlihatkan nilai fraksi evaporatif yang rendah (dalam warna oranye hingga coklat). Pada tanggal 11 Mei daerah yang terindikasi kekeringan (nilai fraksi evaporatif $<0,4$) hanya sekitar 11%, pada tanggal 2 Juni sekitar 5%, dan pada tanggal 30 Juni sekitar 7% (Gambar 5a, 5b, dan 5c). Nilai rata-rata fraksi evaporatif pada citra tanggal 11 Mei, 2 Juni, dan 30 Juni berkisar 0,57 hingga 0,64 dengan kisaran simpangan baru 0,13 hingga 0,14.

Pada akhir bulan Juli, kondisi mulai berubah. Wilayah sepanjang pantura yang semula berwarna hijau tua berangsur menjadi warna coklat muda, dan wilayah bagian selatan yang semula berwarna hijau muda berubah menjadi coklat tua. Kondisi ini berlangsung hingga akhir Agustus. Hal ini menunjukkan bahwa hampir seluruh area di wilayah studi terindikasi mengalami kekeringan, dimana nilai rata-rata fraksi evaporatif berkisar dari 0,21 hingga 0,31. Luas wilayah yang terindikasi kekeringan pada tanggal 30 Juli dan 29 Agustus berturut-turut adalah 59% dan 78% (Gambar 5d dan 5e). Pada dekade pertama bulan September, wilayah pantura (sepanjang Bekasi, Karawang, Subang, dan Indramayu) memperlihatkan kenaikan nilai fraksi evaporatif dan warnanya menjadi hijau tua kembali. Hal ini mempengaruhi nilai rata-rata fraksi evaporatif menjadi sekitar 0,36 dengan simpangan baku $\pm 0,29$. Adapun wilayah bagian selatan belum menunjukkan perubahan, masih memperlihatkan dominasi warna coklat tua. Luas wilayah yang terindikasi kekeringan sekitar 59% (Gambar 5f).

Berkaitan dengan area yang terindikasi kekeringan, hasil-hasil di atas sesuai dengan hasil penelitian Witono (2008) dan Parwati (2008). Hasil penelitian Witono (2008) di wilayah Karawang, menggunakan fraksi evaporatif, memperlihatkan bahwa pada akhir Juli 2004 sebagian wilayah Karawang bagian selatan terindikasi kekeringan. Hasil penelitian Parwati (2008), menggunakan indeks VCI (*Vegetation Condition Index*), VHI (*Vegetation Health Index*), TCI (*Temperature Condition Index*), dan SPI (*Standardize Precipitation Index*) di wilayah Indramayu, memperlihatkan bahwa bulan Juli 2004 merupakan puncak kekeringan dimana hasil tersebut sesuai dengan informasi dari Departemen Pertanian. Menurut Parwati (2008), bulan Juli 2004 dikategorikan berpotensi mengalami *moderate drought* berdasarkan nilai VHI 20-30%, sedangkan berdasarkan indeks SPI, bulan Agustus-September 2004 dikategorikan berpotensi mengalami *severe drought* ($-2,0 < SPI < -1,5$).

Nilai radiasi neto selama rentang waktu Mei – September 2004 tidak menunjukkan fluktuasi nilai yang signifikan. Rata-rata radiasi neto berkisar dari 573 hingga 671 Wm^{-2} . Hal ini menunjukkan bahwa variasi spasio-temporal fraksi evaporatif di wilayah studi dipengaruhi oleh ketersediaan air di dalam tanah. Wilayah yang teridentifikasi kekeringan berdasarkan indikator fraksi evaporatif masih perlu dianalisis lebih lanjut untuk mengetahui apakah wilayah tersebut betul-betul mengalami kekeringan mengingat bahwa wilayah studi meliputi lahan sawah. Sebagaimana diketahui sawah memiliki karakteristik unik berkaitan dengan pola tanamnya, yakni pada awal musim tanam lahan sawah akan didominasi oleh air (inundasi), selanjutnya padi akan memasuki fase vegetatif dan generatif dimana lahan sawah akan berangsur didominasi oleh tutupan tanaman padi dengan tingkat kehijauan vegetasi yang tinggi. Setelah padi dipanen maka lahan sawah akan memasuki fase bera, dimana sawah dibiarkan mengering. Artinya, lahan dengan nilai fraksi evaporatif yang rendah

diklasifikasikan sebagai lahan yang terindikasi kekeringan, namun hal ini tidak selalu berarti bahwa tanaman padi mengalami kekeringan karena bisa jadi lahan sawah tersebut sedang dalam fase bera. Oleh karena itu, pemahaman terhadap hasil identifikasi kekeringan berdasarkan fraksi evaporatif ini pada lahan sawah perlu disertai dengan pengetahuan mengenai karakteristik fenologi (fase-fase pertumbuhan) padi sawah.



Ket. batas kelas nilai fraksi evaporatif (Λ):
 1=0-0,1 ; 2=0,1-0,2 ; 3=0,2-0,3 ; 4=0,3-0,4 ; 5=0,4-0,5 ;
 6=0,5-0,6 ; 7=0,6-0,7 ; 8=0,7-0,8 ; 9=0,8-0,9 ; 10 = 0,9-1

Gambar 5 Distribusi Frekuensi Fraksi Evaporatif

Hasil deteksi kekeringan menggunakan fraksi evaporatif yang dihitung dengan model SEBAL konsisten dengan hasil deteksi kekeringan menggunakan indeks-indeks lainnya, spt. VHI dan SPI yang dilakukan oleh Parwati (2008). Hal ini menunjukkan bahwa model SEBAL merupakan salah satu model penginderaan jauh yang dapat diterapkan untuk pemantauan kekeringan pada skala regional. Model SEBAL memiliki kelebihan karena nilai fraksi evaporatif yang dihasilkan selanjutnya dapat digunakan untuk mengestimasi evapotranspirasi aktual (Sari *et al.*, 2009; Bastiaanssen *et al.*, 1998; 2005). Evapotranspirasi merupakan salah satu komponen neraca air dan energi pada skala regional yang banyak diperlukan oleh para pengelola sumber daya air, perencana, dan peneliti. Dengan demikian, aplikasi model SEBAL tidak hanya terbatas untuk

memantau kekeringan. Meskipun demikian, implementasi model SEBAL memerlukan proses iterasi dalam mengestimasi fluks panas teras (dalam penelitian ini berkisar 8-10 iterasi). Proses ini masih dilakukan secara manual sehingga memerlukan waktu relatif banyak untuk menyelesaikannya. Di samping itu, terdapat unsur subjektivitas dalam memilih piksel panas dan piksel dingin, sehingga hasil hitungan SEBAL bisa berbeda antara satu dengan yang lainnya tergantung pada kemampuan operator yang mengolah SEBAL. Kendala lain yang dihadapi adalah aplikasi SEBAL dibatasi oleh ketersediaan citra satelit yang bebas awan. Meskipun citra MODIS memiliki resolusi temporal harian namun citra yang bebas awan tidak tersedia setiap hari, terutama di wilayah tropis lembap seperti Indonesia.

PENUTUP

Model SEBAL telah diterapkan untuk memantau kekeringan pada lahan sawah di wilayah Jawa Barat bagian utara selama periode waktu Mei hingga September 2004. Pendekatan yang dilakukan menghasilkan satu seri peta citra yang memperlihatkan distribusi spasio-temporal tingkat kekeringan di wilayah studi. Hasil pemantauan menunjukkan bahwa secara umum pada awal Mei hingga akhir Juni 2004 tidak terjadi kekeringan yang meluas. Hanya terdapat sekitar 5 hingga 11% area yang berpotensi mengalami kekeringan yang tersebar di beberapa kabupaten. Kekeringan meningkat dan meluas mulai dari akhir Juli hingga awal September 2004 terutama di bagian selatan wilayah studi. Pada awal September 2004 sebagian wilayah pantura, sepanjang Bekasi, Karawang, Subang, dan Indramayu, mulai menunjukkan indikasi kenaikan kelengasan tanah yang ditunjukkan oleh nilai fraksi evaporatif yang tinggi. Konsistensi hasil deteksi kekeringan memakai model SEBAL dengan hasil-hasil penelitian lain menunjukkan bahwa model SEBAL merupakan salah satu model penginderaan jauh yang dapat diterapkan untuk pemantauan kekeringan pada skala regional. Masih diperlukan studi lebih lanjut untuk memvalidasi dan menguji hasil-hasil pemantauan kekeringan menggunakan model SEBAL.

DAFTAR PUSTAKA

- Bastiaanssen, W. G. M., M. Menenti, R. A. Feddes, dan A. A. Holtslang. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. *J. Hydrol.* 212-213: 198-212.
- Bastiaanssen, W.G.M., E.J.M. Noordman, H. Pelgrum, G. David, B. Thoreson, dan R.G. Allen. 2005. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. *ASCE J. irrig. Drain. Eng.* 131(1): 85-93.
- Campbell, G.S. dan J.M. Norman. 1998. *An Introduction to Environmental Biophysics*. 2nd ed. New York, N.Y.: Springer Verlag.
- Domiri, D.D., N.L. Adhyani, dan S. Nugraheni, 2005. Model Pertumbuhan Tanaman Padi Menggunakan Data MODIS untuk Pendugaan Umur Padi Sawah. Prosiding PIT MAPIN XIV, Surabaya, 14 – 15 September 2005.
- Gowda, P.H., J.L. Chavez, P.D. Colaizzi, S.R. Evett, T.A. Howell, dan J.A. Tol. 2007. Remote Sensing Based Energy Balance Algorithms for Mapping ET: Current Status and Future Challenges. *Transactions of the ASABE*, Vol.50(5): 1639-1644.
- Huete, A., K. Didan, T. Miura, E.P. Rodriguez, X. Gao, dan L.G. Ferreira. 2002. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote Sensing of Environment* 83 (2002) 195–213.

R A L A T

DAFTAR PUSTAKA makalah berjudul "Pemantauan Kekeringan Menggunakan Data Penginderaan Jauh dengan Basis Model SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) yang termuat pada hal. C-122, tertulis hanya sampai dengan pustaka ke-6. Seharusnya pustaka berjumlah 20 buah. DAFTAR PUSTAKA yang benar adalah sebagai berikut.

DAFTAR PUSTAKA

- Bastiaanssen, W. G. M., M. Menenti, R. A. Feddes, dan A. A. Holtslang. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. *J. Hydrol.* 212-213: 198-212.
- Bastiaanssen, W.G.M., E.J.M. Noordman, H. Pelgrum, G. David, B. Thoreson, dan R.G. Allen. 2005. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. *ASCE J. irrig. Drain. Eng.* 131(1): 85-93.
- Campbell, G.S. dan J.M. Norman. 1998. *An Introduction to Environmental Biophysics*. 2nd ed. New York, N.Y.: Springer Verlag.
- Domiri, D.D., N.L. Adhyani, dan S. Nugraheni, 2005. Model Pertumbuhan Tanaman Padi Menggunakan Data MODIS untuk Pendugaan Umur Padi Sawah. Prosiding PIT MAPIN XIV. Surabaya, 14 – 15 September 2005.
- Gowda, P.H., J.L. Chavez, P.D. Colaizzi, S.R. Evett, T.A. Howell, dan J.A. Tolk. 2007. Remote Sensing Based Energy Balance Algorithms for Mapping ET: Current Status and Future Challenges. *Transactions of the ASABE*, Vol.50(5): 1639-1644.
- Huete, A., K. Didan, T. Miura, E.P. Rodriguez, X. Gao, dan L.G. Ferreira. 2002. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote Sensing of Environment* 83 (2002) 195–213.
- Khomarudin, M.R., A. Bey, dan I. Risdiyanto. 2005. Identifikasi Neraca Energi di Beberapa Penggunaan Lahan untuk Deteksi Daerah Potensi Kekeringan di Surabaya, Gresik, dan Sidoarjo. Prosiding Pertemuan Ilmiah Tahunan MAPIN XIV, 14 – 15 September, Surabaya.
- Liang, S. 2000. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms. *Remote Sensing of Environment* 76 (2000): 213-238.
- Ma, Y., M. Song, H. Ishikawa, K. Yang, T. Koike, L. Jia, M. Meneti, dan Z. Su. 2007. Estimation of the Regional Evaporative Fraction over the Tibetan Plateau Area by Using Landsat-7 ETM Data and the Field Observations. *Journal of the Meteorological Society of Japan* Vol 85A, pp. 295-309.
- Menenti, M. dan B.J. Choudhury. 1993. Parameterization of land surface evapotranspiration using a location dependent potential evapotranspiration and surface temperature range. In Proc. Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales, 561-568. Bolle *et al.* eds. *IAHS Publication* 212. International Association of Hydrological Sciences.
- Parwati, S. 2008. The agricultural drought monitoring in Indramayu District – West Java using remote-sensing-based indices. Presented at ASTW 8th, Manila, July 3rd 2008.
- Sari, D.K., I.H. Ismullah, W.N. Sulasdi, dan A.B. Harto. 2009. Monitoring Regional Evapotranspiration Using SEBAL Approach and MODIS Time-Series Data in

- Wang, J., T.W. Sammis, V.P. Gutschick, M. Gebremichael, D.R. Miller. 2009. Sensitivity Analysis of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL). *Transactions of the ASABE* Vol 52(3): 801-811.
- Wang, L. 2008. Remote Sensing Techniques for Soil Moisture and Agricultural Drought Monitoring. Disertasi. George Mason University Fairfax, VA.
- Wilhite, D. A., 2000. Drought as a natural hazard: concepts and definitions. In *Drought: A Global Assessment* (Vol. I), ed. Donald A. Wilhite, ch.1, 3-18, New York: Routledge.
- Wilhite, D.A. dan Svodova, M.D. 2000. Drought Early Warning System in the Context of Drought Preparedness and Mitigation. dalam *Early Warning Systems for Drought Preparedness and Drought Management*. Proceedings of an Expert Group Meeting of the World Meteorological Organization (WMO) (Eds. Wilhite, D.A., Sivakumar, M.V.K. dan Wood, D. A.), September 5-7, 2000. Lisbon, Portugal.
- Witono, A. 2008. Integrating Remote Sensing Data and Energy Balance Modeling for Detection of Drought (Case Study of Karawang District, West Java). Presented at The United Nations/Austria/European Space Agency Symposium on Space Tools and Solutions for Monitoring the Atmosphere and Land Cover. Graz, Austria, 9-12 September 2008.
- Witono, A. 2009. Rice Producing Regions in West Java – Indonesia. Proceedings of the 2009 International Conference, Singapore, 18-20 Agustus 2009.
- Witono, A. 2009. Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat flux. *Journal of Earth Systems Sci.* 6(1): 85-99.
- Witono, A., E.G. Allen, dan W.G.M. Bastiaanssen. 2000. The Theoretical Basis of SEBAL. Appendix A in Application of the SEBAL Methodology for Estimating Consumptive Use of Water and Streamflow Depletion in the Bear River Basin of Idaho through Remote Sensing. Final Report, EOSDIS Project. Wltham, Mass.: Raytheon Systems Company.
- Witono, A., J.V., A.A. Viau, I. Beaudin, S. Niemyer, dan F. Somma. 1998. Drought Monitoring from Space Using Empirical Indices and Physical Indicators. Proceedings of International Symposium on 'Satellite-Based Observation: A Tool for the Study of the Mediterranean Basin'. Tunis-Tunissia, 23-27 November 1998.