

Primljen / Received: 12.2.2013.

Ispravljen / Corrected: 9.7.2013.

Prihvaćen / Accepted: 25.7.2013.

Dostupno online / Available online: 10.9.2013.

# Prostorna dinamika efektivne dnevne evapotranspiracije

Autor:



Dr.sc. **Bojana Horvat**, dipl.ing.grad.  
Hrvatske vode  
Zavod za vodno gospodarstvo  
[bojana.horvat@voda.hr](mailto:bojana.horvat@voda.hr)

Izvorni znanstveni rad

**Bojana Horvat**

## Prostorna dinamika efektivne dnevne evapotranspiracije

Za procjenu efektivne dnevne evapotranspiracije odabran je SEBAL metodološki pristup koji se temelji na jednadžbi površinske energetske bilance, a kao ulazne podatke koristi informacije izvedene iz satelitskog snimka (NOAA AVHRR) te meteorološka mjerenja s odabranih meteoroloških postaja na dan preleta satelita. Ovim je pristupom, osim kvantifikacije efektivne dnevne evapotranspiracije, omogućen i uvid u prostorne značajke svih komponenata energetske bilance te prostornu dinamiku evapotranspiracije.

**Ključne riječi:**

efektivna dnevna evapotranspiracija, SEBAL, površinska energetska bilanca, satelitski snimak, meteorološka mjerenja, prostorna dinamika

Original scientific paper

**Bojana Horvat**

## Spatial dynamics of actual daily evapotranspiration

Estimation of actual daily evapotranspiration was conducted using SEBAL methodology, an approach based on surface energy balance equation that uses information derived from satellite image (NOAA AVHRR) and meteorological measurements from selected gauging stations, measured at the time of the satellite overpass. Apart from quantifying actual daily evapotranspiration, presented approach enables an insight into spatial characteristics of all energy balance components as well as spatial dynamics of evapotranspiration.

**Key words:**

actual daily evapotranspiration, SEBAL, surface energy balance, satellite image, meteorological measurements, spatial dynamics

Wissenschaftlicher Originalbeitrag

**Bojana Horvat**

## Räumliche Dynamik effektiver Tagesevapotranspiration

Um die effektive Tagesevapotranspiration zu beurteilen, ist das auf der Gleichung täglicher Oberflächenenergiebilanz beruhende methodische Vorgehen SEBAL angewandt worden, das Daten aus Satellitenaufnahmen (NOAA AVHRR) und Messungen ausgewählter meteorologischer Stationen am Tag des Satellitenüberflugs als Eingangsparameter verwendet. Mit diesem Vorgehen ist, neben der Quantifikation der effektiven Tagesevapotranspiration, die Erläuterung räumlicher Merkmale aller Komponenten der Energiebilanz, sowie der räumlichen Dynamik der Evapotranspiration, ermöglicht.

**Schlüsselwörter:**

effektive Tagesevapotranspiration, SEBAL, Oberflächenenergiebilanz, Satellitenaufnahmen, meteorologische Messungen, räumliche Dynamik

## 1. Uvod

Tri su temeljna problema s kojima se čovječanstvo susreće u pogledu vodne problematike: previše vode, premalo vode i onečišćena voda [1]. Sva tri problema sve su naglašenija posljednjih godina: hidrološki ekstremi sve su učestaliji, posebno kada je riječ o sušnim razdobljima, a neprimjereno gospodarenje vodama dovelo je do nezadovoljavajuće kvalitete voda. U sušnim razdobljima veliku važnost ima evapotranspiracija (ET) budući da se ovim procesom veliki dio vode vraća atmosferi te tako predstavlja značajne gubitke vode iz promatranog hidrološkog sustava. Kompleksna je i vrlo varijabilna, a podrazumijeva dva složena procesa koja je teško promatrati odvojeno: evaporaciju (isparavanje sa slobodnih vodnih površina, iz golog tla ili vode koja leži na vegetaciji ili predmetima na površini terena) i transpiraciju (fiziološki proces u kojem voda prelazi u plinovito stanje u atmosferu iz vegetacije kroz otvore na vanjskoj strani lišća) [2]. Na ET utječu brojni faktori, a glavni od njih su [3]: *količina vode u tlu* (pri tome treba voditi računa da je dubina tla na kojoj se razmatra količina vode razmjerna zoni korijena), *dostupnost energije* (ET će se odvijati u mjeri proporcionalnoj dostupnoj energiji), *saturacijski deficit* (indeks vlažnosti okarakteriziran razlikom između maksimalnog i stvarnog tlaka vodene pare volumena zraka), *turbulentno kretanje* (obustavom prijenosa vodene pare u atmosferu opadati će gradijent vlažnosti te će se smanjivati stopa ET) te *stomatilna vodljivost* (ključni mehanizam kojim se u obzir uzima uloga vegetacije u procesu ET). Zbog različitih karakteristika pojedinih ekosustava, intezitet se njihovog utjecaja razlikuje od slučaja do slučaja. Upravo zbog toga, evapotranspiracija je najteže određiva komponenta bilance voda, a mjerenja su skupa i vremenski zahtjevna. Da bi se proces uopće mogao odvijati, moraju biti zadovoljena tri osnovna uvjeta [4]:

- kontinuirana opskrba vodom,
- dostupnost energije potrebne za promjenu agregatnog stanja vode,
- postojanje gradijenta vodene pare nužnog za strujanje vodene pare s evaporativne površine u atmosferu.

Različite metode proračuna temelje se na jednom ili više navedenih uvjeta. Nejjednostavnije metode proračuna potencijalne evapotranspiracije za ulazne podatke koriste srednje mjesečne temperature zraka (Blaney i Criddle, 1950.; Thornthwaite, 1948.; Hamon, 1961.) dok nešto složenije metode u proračun uvode i sunčevo zračenje, vlažnost zraka, brzinu vjetra te karakteristike vegetacijskog pokrova (Jensen i Haise, 1963.; Turc, 1954., Penman, 1948.). Brojni su znanstvenici nastavili razvijati Penmanovu metodu uvođenjem novih parametara – aerodinamički otpor i površinski otpor pa su uslijedile brojne modifikacije jednadžbe od kojih je najpoznatija Monteithova modifikacija (1965.), a u širokoj su upotrebi i Makkinkov model (1957.) te Priestly-Taylorova metoda (1972.). Iako su mnogi autori proveli usporedbu postojećih metoda (npr. [5, 6]), ne postoji općenito priznata metoda koja daje najtočniji proračun evapotranspiracije nekog područja.

Za direktna mjerenja stvarne evapotranspiracije koriste se isparitelji s vodene površine, iako takva mjerenja nisu reprezentativna za utjecaj vegetacije na gubitak vlage. U širokoj su upotrebi lizimetri, no mjerenja su dugotrajna i vrlo skupa. Stoga je najčešći pristup primjenom analitičkih i empirijskih jednadžbi koje su se razvile na korelaciji izmjerene evapotranspiracije i izmjerenih klimatoloških parametara koji posredno ili neposredno utječu na ET. Razvojem satelitske tehnologije, posljednjih su se desetljeća razvile metode koje koriste informacije izvedene iz daljinskih istraživanja. Kompleksnost takvih metoda ovisi o balansu empirijskog i fizikalnog i teško ih je jednoznačno klasificirati, a većina ih se temelji na procjeni energetske bilance površine. Osim uvida u kvantitativne odnose komponenata energetske bilance, daljinska istraživanja su omogućila uvid i u njihovu prostornu strukturu pa samim tim i u prostornu varijabilnost ET što je od iznimne važnosti za bilanciranje voda nekog prostora (sliva, administrativnog područja, kontinenta...).

## 2. Prikaz matematičkog modela proračuna evapotranspiracije

Baastiansen et al. [7] formulirali su algoritam površinske energetske bilance za tlo (SEBAL, eng. *Surface Energy Balance Algorithm for Land*) kako bi procijenili efektivnu dnevnu evapotranspiraciju služeći se podacima izvedenim iz daljinskih istraživanja i meteoroloških podataka izmjerenih na meteorološkim postajama. Analiza standardnih i dostupnih satelitskih snimaka koju opisuju u modelu, temelji se na fizikalnim zakonitostima i zahtijeva minimalne pomoćne podatke s postaja što metodu čini posebno pogodnom za područja s oskudnim podacima. Površinski parametri (površinski albedo, vegetacijski indeksi, temperatura površine) određeni su na temelju spektralnog zapisa odabranog senzora u vidljivom, blizu-infracrvenom (IC) i termalnom infracrvenom (TIC) dijelu elektromagnetskog spektra (EMS). Konverzijom tih veličina dobivaju se komponente površinske energetske bilance i, naposljetku, određuju indikatori vlažnosti (npr. evaporativna frakcija).

Sam model temelji se na činjenici da je za isparavanje vode potrebna velika količina energije te je, u tom kontekstu, proces ograničen količinom dostupne energije [8]. Zahvaljujući tom ograničenju, evapotranspiraciju je moguće procijeniti primjenom principa očuvanja energije: količina energije koja dolazi do zemljine površine mora biti jednaka količini energije koja izlazi iz tog sustava u istom vremenskom intervalu. Energetska bilanca površine formulirana je jednadžbom za površinski neto tok zračenja  $R_n$  (eng. *surface net radiation*):

$$R_n = \lambda ET + G_0 + H \quad (1)$$

gdje je  $G_0$  toplinski tok tla, odnosno tok toplinske energije u tlu, kroz tlo i iz tla (eng. *soil heat flux*),  $H$  je toplinski tok između

površine i atmosfere, tzv. tok osjetilne topline, a odnosi se na dio toplinske energije predan atmosferi (*eng. sensible heat flux*), dok je  $\lambda ET$  latentni toplinski tok ili tok toplinske energije potrebne za prijelaz vode iz tekućeg u plinovito stanje (*eng. latent heat flux*). Jednadžba (1) u obzir uzima samo četiri komponente energetske bilance, a preostale su zanemarene jer čine vrlo mali udio dnevnog neto zračenja te su zanemarivo male u usporedbi s navedene četiri komponente.

Veličine  $R_n$ ,  $G_o$  i  $H$  se mogu izmjeriti direktno, a  $\lambda ET$  se određuje kao rezidual jednadžbe (1). Međutim, direktna mjerenja su rijetko dostupna, zahtijevaju složenu i skupu opremu i dugotrajna su. Daljinska istraživanja omogućila su indirektno mjerenje navedenih komponenata energetske bilance s vrlo brzim pristupom informacijama potrebnim za proračun te u velikoj mjeri skratila vrijeme potrebno za procjenu ET.

## 2.1. Neto tok zračenja (Rn)

Neto tok zračenja je u funkciji ulaznog i izlaznog zračenja i njegovu je veličinu moguće izmjeriti (neto radiometar). No takva su mjerenja vrlo rijetka i uglavnom nedostupna pa se neto tok zračenja određuje na temelju površinske refleksije, odnosno širokokanalnog površinskog albeda  $\alpha_o$  (*eng. broadband surface albedo*) i temperature površine  $T_o$  te prostorno promjenjivih kutova zenita (kako bi se u obzir uzela prostorna varijabilnost ulaznog kratkovalnog zračenja). Jednadžba za proračun neto toka zračenja prema [9], dana je izrazom (2):

$$R_n = (1 - \lambda_o) \cdot K \downarrow + L \downarrow - L \uparrow \quad [\text{W/m}^2] \quad (2)$$

gdje je  $\alpha_o$  širokokanalni površinski albedo,  $K \downarrow$  silazno kratkovalno sunčevo zračenje,  $L \downarrow$  silazno dugovalno zračenje, a  $L \uparrow$  uzlazno dugovalno zračenje.

Trenutačno silazno kratkovalno  $K \downarrow$  i trenutačno silazno dugovalno zračenje  $L \downarrow$  u funkciji su geometrijskih faktora te meteoroloških veličina izmjerenih na meteorološkim postajama. Shodno tome, njihove su vrijednosti određene u točki, tj. na diskretnim lokacijama meteoroloških postaja.

Silazno kratkovalno zračenje  $K \downarrow$  u funkciji je geometrijskih i atmosferskih faktora: dan u godini, geografska širina, osunčanost te atmosferski konstituenti. SEBAL ga definira u funkciji atmosferske transmisije  $\tau_{sw}$  i trenutačnog kratkovalnog zračenja na vrhu atmosfere  $K \downarrow^{TOA}$  [9] tj.:

$$K \downarrow = \tau_{sw} \cdot K \downarrow^{TOA} \quad [\text{W/m}^2] \quad (3)$$

Atmosferska transmisija izražava propusnost atmosfere, a izračunana je u funkciji nadmorske visine odabranih meteoroloških postaja [9]. Trenutačno kratkovalno zračenje na vrhu atmosfere konstantno je za cijelo analizirano područje i jednako je maksimalnom trenutačnom kratkovalnom zračenju izvan atmosfere (tj. solarnoj konstanti  $SC = 1367 \text{ W/m}^2$ ) korigiranom za ekscentricitet Zemlje (korekcijski faktor ekscentriciteta  $E_d$ ) te solarni zenitni kut  $\theta$  [9], i iznosi  $1039,33 \text{ W/m}^2$ .

Dugovalno silazno zračenje  $L \downarrow$  odnosi se na termalno zračenje koje emitira atmosfera i njeni konstituenti. Proračun se temelji na primjeni Stefan-Boltzmannova zakona: trenutačno silazno dugovalno zračenje je u funkciji Stefan-Boltzmannove konstante  $\sigma$  ( $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$ ), temperature zraka  $T_a$  [K] izmjerene na meteorološkim postajama i atmosferske emisivnosti  $\varepsilon_a$ :

$$L \downarrow = \sigma \cdot \varepsilon_a \cdot T_a^4 \quad [\text{W/m}^2] \quad (4)$$

Za razliku od silaznog zračenja, prostorna varijabilnost trenutačnog uzlaznog dugovalnog zračenje  $L \uparrow$  naglašenija je jer se radi o termalnom zračenju koje emitira zemljina površina. Izračunava se Stefan-Boltzmannovom jednadžbom, u funkciji temperature površine  $T_o$  i širokokanalne emisivnosti površine  $\varepsilon_o$  [9]:

$$L \uparrow = \varepsilon_o \cdot \sigma \cdot T_o^4 \quad [\text{W/m}^2] \quad (5)$$

Veličine o kojima  $L \uparrow$  ovisi teško je izmjeriti na terenu, no njihov se proračun temelji na informacijama izvedenim iz satelitske snimke. Širokokanalna emisivnost površine ovisi o karakteristikama vegetacijskog pokrova izraženim preko vegetacijskog indeksa NDVI (*eng. Normalized Difference Vegetation Index*) prema [10], dana je izrazom (6):

$$\varepsilon_o = 1,0094 + 0,047 \cdot \ln(\text{NDVI}) = 1,0094 + 0,047 \cdot \ln\left(\frac{\text{blizuIC} - \text{crveni}}{\text{blizuIC} + \text{crveni}}\right) \quad (6)$$

Matematičkom formulacijom NDVI-ja omogućena je kvantifikacija zdravlja tj. produktivnosti vegetacije. Vrijednosti su mu u rasponu od  $-1$  do  $1$ : gusta i zdrava vegetacija imat će pozitivne vrijednosti bliske  $1$  dok će se vrijednosti NDVI za vodene površine biti od vrlo niskih pozitivnih prema negativnim vrijednostima. Drugim riječima, ako je više zračenja reflektirano u području blizu-IC valnih duljina nego u području crvenih, vegetacija će na tom području biti gušća i vjerojatno je da se radi o nekom tipu šuma. U slučaju da je razlika između blizu IC i crvenog kanala mala, riječ je o rijetkoj i vrlo često suhoj vegetaciji.

Temperatura površine u mnogim je modelima jedan od rubnih uvjeta energetske bilance. Za razliku od temperature zraka koja se na standardnim meteorološkim postajama mjeri na visini  $1,5 - 2 \text{ m}$  iznad površine terena, temperatura površine se mjeri na samoj površini terena. Procjena te veličine u ovom se pristupu temelji na poznavanju fizikalnih veličina direktno izvedivih iz informacija sadržanih u kanalima korištenog senzora. Postupak se odvija u dva koraka:

Korak 1: proračun temperature na satelitu (*eng. brightness temperature*) za oba TIC kanala:

$$T_i = \frac{C_2 \cdot v_i}{\ln\left(1 + \frac{C_1 \cdot v_i^3}{L_i}\right)} \quad [\text{K}] \quad (7)$$

pri čemu su  $C_1$  i  $C_2$  konstante karakteristične za odabrani senzor,  $v_i$  je središnja valna duljina kanala [c/m], a sijanje  $L_i$  linearna funkcija 10-bitnog zapisa u kanalu [11].

Korak 2: proračun temperature površine metodom odvojenih prozora (eng. *split-window technique*), u ovom slučaju Collovom jednadžbom, prema [12]:

$$T_o = T_4 + [1,29 + 0,28 \cdot (T_4 - T_5)] (T_4 - T_5) + 45 \cdot (1 - \varepsilon_4) - 40 \Delta \varepsilon \quad [K] \quad (8)$$

gdje su  $T_4$  i  $T_5$  temperature na satelitu u kanalima 4 i 5,  $\varepsilon_4$  emisivnost u kanalu 4, a  $\Delta \varepsilon$  razlika emisivnosti kanala 4 i 5.

Da bi se odredio neto tok zračenja promatrane površine, nužno je poznavati njene reflektivne karakteristike. Te su karakteristike opisane širokokanalnim površinskim albedom  $\alpha_o$ , veličinom koja se odnosi na refleksiju kratkovalnog zračenja u rasponu valnih duljina 0,3 – 3  $\mu\text{m}$  [13]:

$$\alpha_o = \frac{\alpha_{TOA} - \alpha_{PR}}{\tau_{sw}^2} \quad (9)$$

gdje je  $\alpha_{TOA}$  planetarni albedo (albedo na vrhu atmosfere), a  $\alpha_{PR}$  prosječni udio ulaznog sunčevog zračenja kroz sve kanale odabranog senzora, a koje je reflektirano prema senzoru prije no što je stiglo do zemljine površine (eng. *path radiance*). Vrijednosti  $\alpha_{PR}$  su u rasponu od 0,025 do 0,4 [7] dok je planetarni albedo (10) suma uskokanalnih refleksija ( $\alpha_i$ ) pomnoženih s odgovarajućim težinskim koeficijentima ( $w_i$ ) koji pak ovise o odabranom senzoru prema [14]:

$$\alpha_{TOA} = \sum_i w_i \cdot \alpha_i \quad (10)$$

## 2.2. Toplinski tok tla ( $G_o$ )

Toplinski tok tla je količina toplinske energije koja prolazi kroz tlo u jedinici vremena. Djelovanjem sunčevog zračenja, koji je osnovni pokretač toplinskog toka tla, zagrijava se površina te nastaje razlika u temperaturi između površine i gornjih slojeva tla. Vođenje topline u tlu analogno je vođenju topline kroz čvrsto tijelo te se može odrediti primjenom Fourierova zakona prema kojemu je prenesena toplina proporcionalna negativnom gradijentu temperature, tj.:

$$G_o = -\lambda_s \cdot \frac{\Delta T_s}{\Delta Z} \quad [W/m^2] \quad (11)$$

gdje je  $\lambda_s$  faktor proporcionalnosti odnosno toplinska vodljivost [ $W/mK$ ], a  $\Delta T_s/\Delta Z$  vertikalni temperaturni gradijent [ $K/m$ ]. Sposobnost tla da provodi toplinu određuje koliko će se brzo mijenjati njegova temperatura tijekom dana ili tijekom sezone [15] dok temperaturni gradijent upravlja toplinskim tokom i ovisi o vegetacijskom pokrovu (mjera zagrijavanja površine određena je prigušenjem svjetla i formiranjem sjena na samoj površini tla).

Toplinski tok tla nije moguće kartirati direktno iz satelitskih snimki, no postoje metode koje uključuju mjerenje

temperature tla te jednu ili više termalnih karakteristika tla (toplinska vodljivost ili toplinski kapacitet) i količine vode. Međutim, tako određena veličina toplinskog toka tla ne može zadovoljavajuće opisati njenu prostornu i vremensku komponentu, u prvom redu zbog izrazito dinamičkih termalnih karakteristika površine te zbog složenih odnosa godišnjih, sezonskih i dnevnih režima sunčevog zračenja. Baastiansen [16] je, polazeći od činjenice da toplinski tok tla predstavlja određeni udio u neto toku zračenja, razvio algoritam procjene omjera  $G_o/R_n$  i zasniva se na poznavanju temperature površine  $T_o$  [K], širokokanalnog površinskog albeda  $\alpha_o$  te karakteristika vegetacijskog pokrova u formi vegetacijskog indeksa NDVI (eng. *Normalized Difference Vegetation Index*):

$$\frac{G_o}{R_n} = \left( \frac{T_o - 273}{\alpha_o} \right) \cdot [0,0032 \cdot (1,1 \cdot \alpha_o) + 0,0062 \cdot (1,1 \cdot \alpha_o)^2] \cdot (1 - 0,978 \cdot NDVI^4) \quad (12)$$

## 2.3. Tok osjetilne topline (H)

Toplinski tok između površine i atmosfere odnosno tok osjetilne topline je mjera gubitka energije iz tla procesima konvekcije i difuzije, a nastaje uslijed razlike temperature površine i temperature prizemnog sloja atmosfere. Proračun se temelji na teoriji prijenosa topline i količine gibanja između površine tla i prizemnog sloja atmosfere pa je, prema tome,  $H$  proporcionalan razlici između temperature površine i temperature zraka ( $T_o - T_a$ ), a obrnuto proporcionalan aerodinamičkom otporu prijenosu topline  $r_{ah}$  [7]:

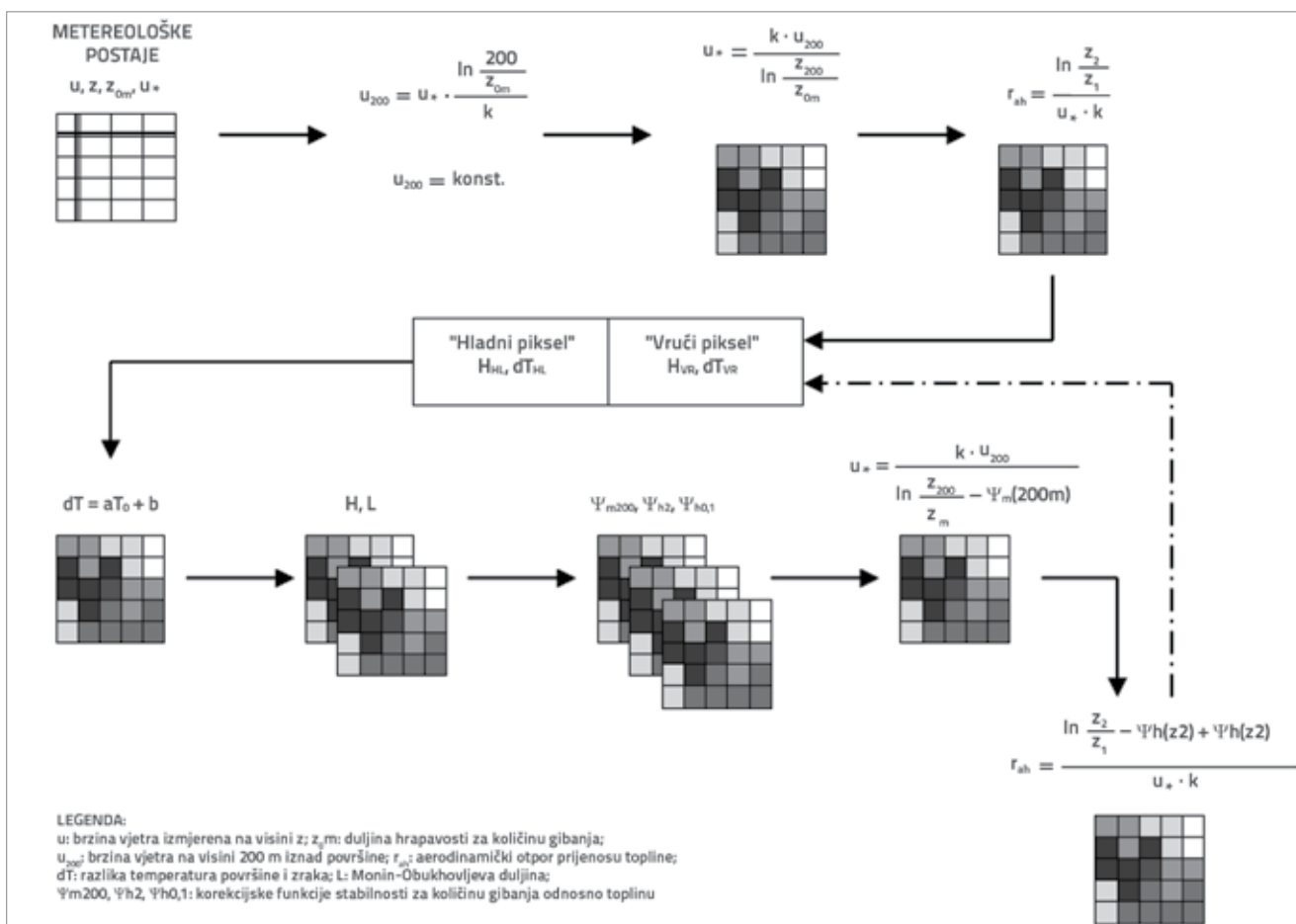
$$H = \rho_a \cdot c_p \cdot \frac{T_o - T_a}{r_{ah}} \quad [W/m^2] \quad (13)$$

gdje je  $\rho_a$  gustoća zraka [ $kg/m^3$ ],  $c_p$  specifična toplina zraka [ $1004 J/kgK$ ] dok je  $r_{ah}$  aerodinamički otpor prijenosu topline [s/m]. Proračun trećeg elementa energetske bilance, toka osjetilne topline  $H$ , najsloženiji je dio proračuna evapotranspiracije, ponajprije zbog nemogućnosti direktnog mjerenja veličina o kojima ovisi  $r_{ah}$ , te nedostatka podataka o tim veličinama. Stoga je aerodinamički otpor prijenosu topline određen iteracijskim postupkom, shematski prikazanim na slici 1.

Na temelju brzina vjetra  $u$  izmjerenih na visini  $z$  iznad tla na meteorološkim postajama na dan preleta satelita, određena je duljina hrapavosti za količinu gibanja u funkciji visine vegetacije i visine pomaka aktivne površine [17]:

$$z_{om} = \gamma \cdot (h_o - d) \quad (14)$$

gdje je  $\gamma = 0,2$ ,  $h_o$  je visina vegetacije, a  $d$  visina pomaka aktivne površine, odnosno srednji nivo na kojem se impuls apsorbira zbog postojanja vegetacije. Raupach [18] dovodi u vezu  $d$  s vegetacijskim pokrovom definirajući ga u funkciji indeksa lisne površine  $LAI$ . S poznatom duljinom hrapavosti za količinu gibanja može se, uz pretpostavku neutralnih atmosferskih uvjeta, izračunati brzina trenja na meteorološkim postajama, na visini  $z = 2$  m iznad površine:


 Slika 1. Shematski prikaz proračuna osjetilne topline  $H$ 

$$u_* = \frac{k \cdot u}{\ln \frac{z}{z_{0m}}} \quad (15)$$

Visina zaslona strujanja (*eng. blending height*) jest visina na kojoj je utjecaj hrapavosti površine zanemariv. Kao takva, usvojena je visina od 200 m iznad tla (površinska hrapavost je dio visine vegetacije koji utječe na posmično naprezanje između biljke i atmosfere te određuje površinski tok te stvarnu i potencijalnu evapotranspiraciju). Brzina vjetra se na toj visini određuje u ovisnosti o brzini trenja i duljini hrapavosti za količinu gibanja te je pretpostavljena konstantnom za cijelo analizirano područje:

$$u_{200} = u_* \cdot \frac{\ln \frac{200}{z_{0m}}}{k} \quad (16)$$

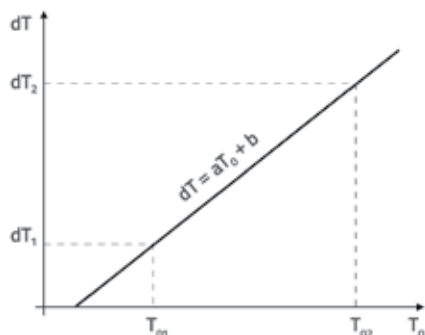
Početne vrijednosti aerodinamičkog otpora prijenosu topline u svakoj točki promatrane površine, određuju se za uvjete neutralne stabilnosti [8, 19, 20]:

$$r_{ah} = \frac{\ln \frac{z_2}{z_1}}{u_* \cdot k} \quad (17)$$

gdje je  $z_1$  visina iznad  $d$  vegetacije ( $z_1 \approx 0,1$  m),  $z_2$  visina ispod visine površinskog graničnog sloja ( $z_2 \approx 2$  m),  $u_*$  je brzina trenja [m/s], a  $k$  von Karmanova konstanta (0,41).

Da bi se odredila razlika u temperaturama površine i zraka za cijelo analizirano područje  $dT = T_o - T_a$  potrebno je definirati funkciju  $dT = f(T_o)$ . Postupak započinje s dva rubna uvjeta: poznavanje osjetilne topline u ekstremno vlažnoj (tzv. "hladni" piksel) i ekstremno suhoj točki područja (tzv. "vrući" piksel). Za "hladni" piksel se najčešće odabire piksel koji predstavlja vodenu površinu u kojoj je  $H \approx 0$  odnosno sva dostupna energija se utroši na isparavanje pa je  $R_n - G_o = \lambda ET$ . Nije li moguće odabrati vodenu površinu, odabire se dobro navodnjena točka prekrivena gustom vegetacijom, s površinskim albedom u rasponu 0,22 – 0,24 te visokim  $NDVI$ -jem i niskom temperaturom površine. Ako je  $H \approx 0$ , prema jednadžbi (13), razlika između temperature površine i temperature zraka jednaka je nuli tj.  $dT_{HL} = T_{oHL} - T_{aHL} = 0$ . Za razliku od "hladnog" piksela, "vrući" piksel je točka u kojoj je  $\lambda ET \approx 0$  pa je  $H = R_n - G_o$ . Temperatura površine je maksimalna, a  $NDVI$  i albedo poprimaju vrlo niske vrijednosti. Vrijednosti  $R_n$ ,  $G_o$  i  $r_{ah}$  u tom su pikselu već poznate iz prethodnih koraka (jednadžbe (2), (12) i (17)) pa se razlika temperature površine i temperature zraka izračunava inverznom jednadžbom (13). Dobivene

vrijednosti razlike temperatura omogućuju definiranje linearne funkcije  $dT$  (slika 2.) koja se može primijeniti na cijelo analizirano područje te tako odrediti razlike temperatura u svakom pikselu.



Slika 2. Razlika temperatura između površine i zraka

Jednadžbom (13) određena je osjetilna toplina te Monin-Obukhovljeva duljina koja predstavlja omjer između mehanički i termički generirane turbulencije [21]:

$$L = -\frac{\rho \cdot c_p \cdot u_*^3 \cdot T_0}{k \cdot g \cdot H} \quad (18)$$

gdje je  $\rho$  gustoća zraka [ $\text{kg/m}^3$ ],  $c_p$  je specifična toplina zraka ( $1004 \text{ J/kgK}$ ),  $u_*$  brzina trenja [ $\text{m/s}$ ],  $T_0$  temperatura površine [ $\text{K}$ ],  $g$  je gravitacijsko ubrzanje [ $9,81 \text{ m/s}^2$ ], a  $H$  tok osjetilne topline [ $\text{W/m}^2$ ]. U nestabilnim uvjetima, kada je  $L < 0$ , granični sloj se približava stanju slobodne konvekcije u kojem dominiraju uzgonski konvektivni procesi dok je u stabilnim uvjetima ( $L > 0$ ) vertikalno gibanje turbulentnih vrtloga jako ograničeno stratifikacijom pa je veličina turbulentnih vrtloga potpuno ograničena stabilnošću, a ne udaljenošću od podloge [21]. Za neutralne uvjete, veličina Monin-Obukhovljeve duljine jednaka je nuli ( $L=0$ ).

#### 2.4. Latentni toplinski tok ( $\lambda ET$ )

Tok latentne topline je mjera gubitka topline s površine uslijed procesa evapotranspiracije. Njegova je vrijednost dobivena kao rezidual površinske energetske bilance, tj. primjenom jednadžbe (1). Treba napomenuti da je ovdje riječ o trenutnoj vrijednosti, tj. vrijednosti latentnog toplinskog toka u trenutku preleta satelita. Shodno tome, trenutna  $ET$  dobivena je dijeljenjem latentnog toplinskog toka s latentnom toplinom isparavanja  $\lambda$ .

#### 2.5. Efektivna dnevna evapotranspiracija ( $ET_{24h}$ )

Za izračun efektivne dnevne evapotranspiracije potrebno je poznavati varijaciju te veličine tijekom dana, a ta je varijacija vrlo slična varijaciji drugih komponenata energetske bilance [9]. Poznavanjem trenutnog isparavanja i varijacije jedne od komponenti površinske

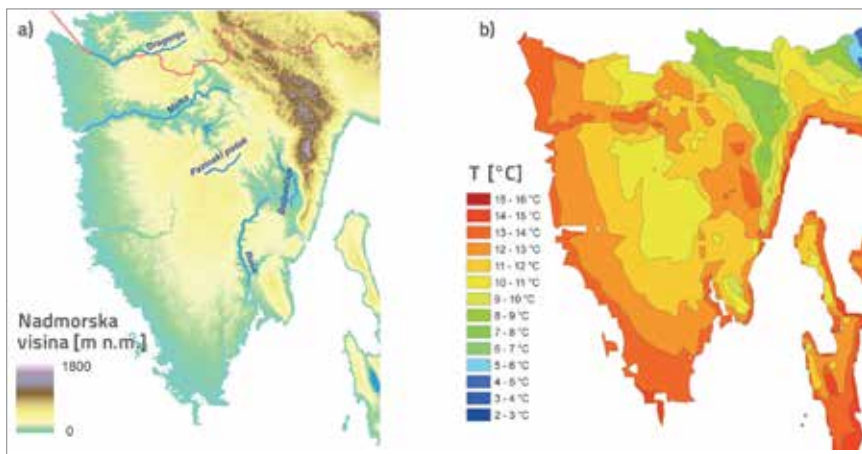
energetske bilance bilo bi moguće odrediti dnevnu varijaciju isparavanja uz pretpostavku da relativna podjela energetske toka među glavnim komponentama ostaje ista. Ako je ta pretpostavka valjana, evaporativna frakcija  $\Lambda$ , tj. omjer latentne  $\lambda ET$  i dostupne energije  $R_n - G_0$  jest konstantan tijekom dana [22, 23, 24] i vrijedi jednakost  $\Lambda_{\text{TRENTAČNO}} = \Lambda_{24h} = \Lambda$ . Tada je efektivna dnevna evapotranspiracija  $ET_{24h}$  u funkciji dnevnog neto zračenja  $R_{n24h}$  i evaporativne frakcije  $\Lambda$  [7]:

$$ET_{24h} = \frac{8,64 \cdot 10^7 \cdot \Lambda_{\text{TRENTAČNO}} \cdot R_{n24h}}{\lambda \cdot \rho_w} = \frac{\Lambda \cdot R_{n24h}}{28,588} \quad (19)$$

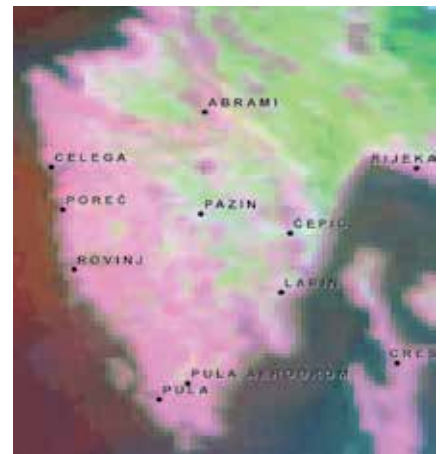
Veličina  $\rho_w$  je gustoća vode ( $\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$ ). Latentna toplina isparavanja  $\lambda$  izražava energiju potrebnu za promjenu jedinične mase vode iz tekućeg u plinovito stanje pod konstantnim tlakom i pri konstantnoj temperaturi. Ovisi o temperaturi pa će se i njena vrijednost mijenjati s promjenom temperature: na višim će temperaturama biti potrebno manje energije za promjenu agregatnog stanja vode nego na nižim. Međutim, kako je varijacija  $\lambda$  vrlo mala, može se usvojiti pretpostavka konstantne vrijednosti od  $2,47 \text{ MJ/kg}$  [8] što odgovara latentnoj toplini isparavanja na temperaturi zraka od  $20^\circ\text{C}$ .

### 3. Područje istraživanja

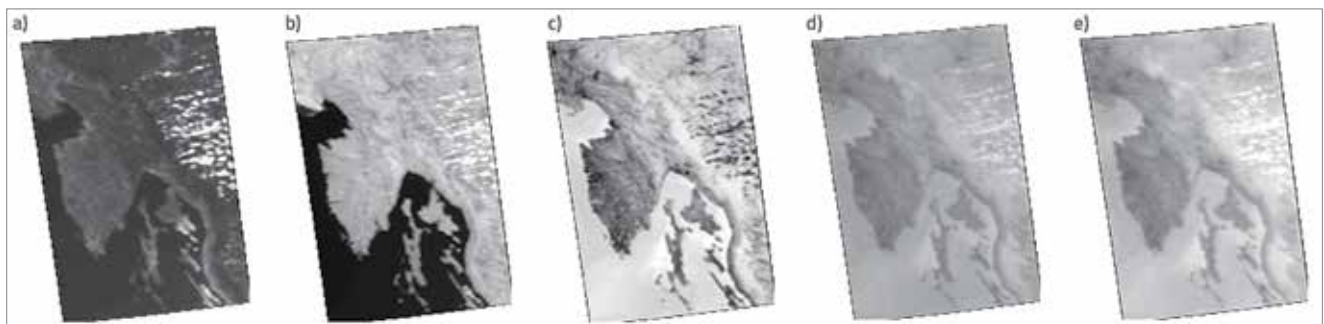
Procjena efektivne dnevne evapotranspiracije provedena je za područje hrvatskog dijela istarskog poluotoka (slika 3.a). S površinom od približno  $3.160 \text{ km}^2$ , najveći je jadranski poluotok, a granica mu se proteže od uvale Milje (Italija) do uvale Preluka u Kvarnerskom zaljevu. Iako se radi o relativno malom području, istarski je poluotok izrazito heterogen. Zapadni i južni dio Istre reljefno je ujednačeniji, a prema sjeveru i sjeveroistoku je razvedeniji, s najvišom nadmorskom visinom  $1.402 \text{ m}$ . Hidrološki je vrlo nehomogen što je prije svega posljedica njegove vrlo složene hidrogeološke građe. Na manjem dijelu poluotoka razvijena je površinska hidrografska mreža dok je za preostali dio područja karakteristična naglašena krška podzemna hidrografija, a izlazi iz tog podzemnog sustava su brojni krški izvori [25]. Za obalni je pojas karakteristična sredozemna klima s vrućim i suhim ljetnim mjesecima te prohladnom i vlažnom zimom. S porastom udaljenosti od obale i porastom nadmorskih visina mijenjaju se i klimatske karakteristike te poprimaju odlike umjereno kontinentalne klime: ljeta postaju topla i vlažna, a zime oštre. U priobalnom području srednje višegodišnje temperature premašuju  $15^\circ\text{C}$  i opadaju prema unutrašnjosti do  $6-7^\circ\text{C}$  na području Učke i Čićarije [26]. U zapadnom i južnom dijelu poluotoka, gdje su nadmorske visine niže, a reljef slabije razvijen, temperature zraka su u prosjeku znatno više od ostatka Istre, a vertikalni gradijent slabije izražen (slika 3.b).



Slika 3. a) Analizirano područje; b) prostorna raspodjela srednje višedogodišnje temperature zraka za razdoblje 1961.-1990. [26]



Slika 5. Odabrane meteorološke postaje na analiziranom području



Slika 4. NOAA AVHRR snimka snimljena 5. kolovoza 1998.: a) kanal 1 (0,58 – 0,68 μm); b) kanal 2 (0,725 – 1,10 μm); c) kanal 3 (3,55 – 3,93 μm); d) kanal 4 (10,30 – 11,30 μm); e) kanal 5 (11,50 – 12,50 μm)

#### 4. Podaci i podloge

Za proračun dnevne evapotranspiracije upotrijebljena je NOAA (eng. *National Oceanic and Atmospheric Administration*) AVHRR (eng. *Advanced Very High Resolution Radiometer*) satelitska snimka snimljena 5. kolovoza 1998. u 13:55 sati (slika 4.). Sastoji se od 5 kanala i svaki od njih pokriva određeni spektralni interval u EMS-u.

Osim snimke prikupljeni su i relevantni meteorološki podaci izmjereni na dan preleta satelita na 11 odabranih meteoroloških postaja: temp. zraka, rel. vlažnost zraka, insolacija i brzina vjetera (slika 5.).

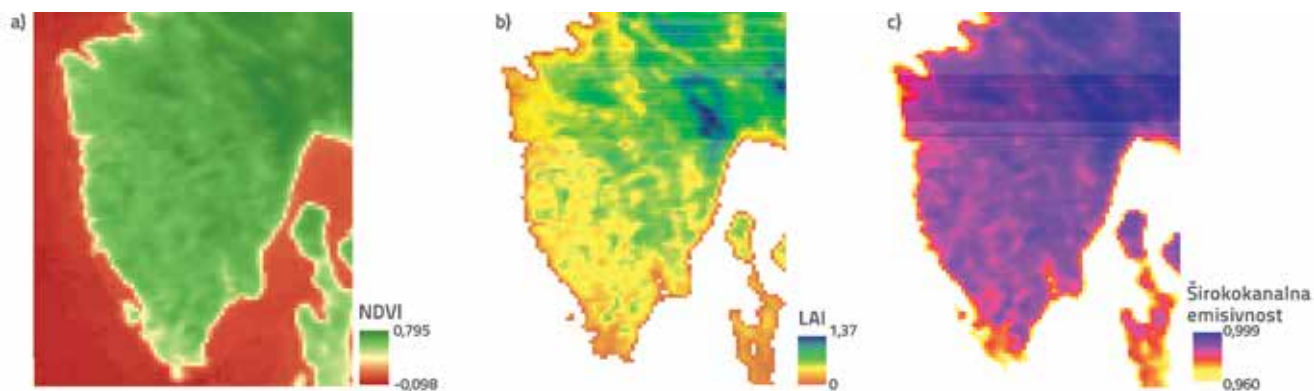
#### 5. Rezultati i diskusija

Primjenom jednadžbi (3) i (4) izračunane su vrijednosti  $K_{\downarrow}$  i  $L_{\downarrow}$  za sve odabrane meteorološke postaje (tablica 1).

Tablica 1. Trenutačno silazno kratkovalno  $K_{\downarrow}$  i dugovalno  $L_{\downarrow}$  zračenje

Postaja	$\tau_{sw}$	$\epsilon_a$	$K_{\downarrow}$ [W/m <sup>2</sup> ]	$L_{\downarrow}$ [W/m <sup>2</sup> ]
Abrami	0,752	0,759	781,26	354,81
Celega	0,750	0,760	779,91	350,31
Cres	0,750	0,760	779,60	350,35
Čepić	0,751	0,760	780,12	350,28
Labin	0,755	0,758	784,90	344,05
Pazin	0,756	0,758	785,54	343,04
Poreč	0,750	0,760	779,81	353,13
Pula	0,751	0,760	780,39	353,05
Pula aerodrom	0,751	0,759	780,80	348,32
Rijeka	0,752	0,759	781,99	346,30
Rovinj	0,750	0,760	779,91	351,71

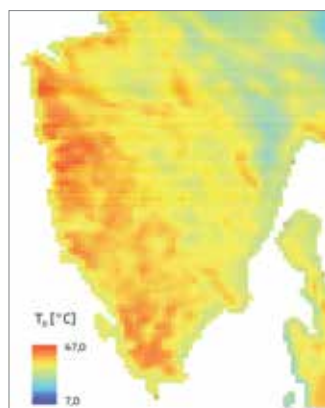
$\tau_{sw}$ : jednosmjerna transmisija atmosfere ( $\tau_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z$ );  $\epsilon_a$ : atmosferska emisivnost ( $\epsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln \tau_{sw})^{0,09}$ )



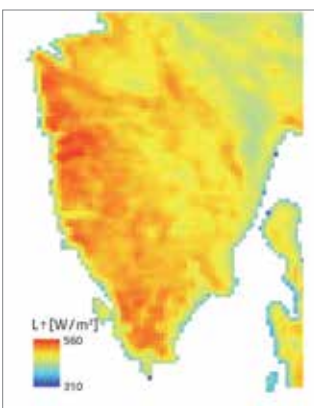
Slika 6. a) Vegetacijski indeks NDVI; b) indeks lisne površine LAI; c) širokokanalna emisivnost

Prostorne varijacije trenutačnog kratkovalnog i dugovalnog silaznog zračenja vrlo su male nad analiziranim područjem ( $K_{\downarrow} = 779,60 - 785,54 \text{ W/m}^2$ ;  $L_{\downarrow} = 343,04 - 353,13 \text{ W/m}^2$ ) pa je valjana pretpostavka da su oba zračenja konstantna i jednaka njihovoj srednjoj vrijednosti ( $K_{\downarrow} = 781,29 \text{ W/m}^2$ , tj.  $L_{\downarrow} = 349,58 \text{ W/m}^2$ ). Vegetacijski indeks NDVI viši je u sjevernom i sjeveroistočnom dijelu Istre (slika 6.a) što upućuje na prisutnost guste i zdrave vegetacije, tj. šumske vegetacije, dok se njegova vrijednost smanjuje prema zapadnoj i južnoj obali za koje je karakteristična suha i rijetka vegetacija. Širokokanalna emisivnost (slika 6.c) rast će s porastom vrijednosti NDVI-ja pa su tako više vrijednosti karakteristične za unutrašnjost poluotoka, posebno na njegovom sjeveru i sjeveroistoku. Temperatura površine (slika 7.) u funkciji je termalnih karakteristika površine koje su, između ostalog, uvjetovane i vegetacijskim pokrovom. Više temperature karakteristične su za područja bez vegetacije ili s vrlo oskudnom i suhom vegetacijom kakvu nalazimo u priobalnom području poluotoka, tj. područja s niskim vrijednostima NDVI-ja i LAI-ja (slika 6.a i slika 6.b) dok su niže temperature površine procijenjene za sjeveroistočni dio Istre prekriven gustom šumskom vegetacijom. Šumski pokrov sa svojim korijenjem ima pristup podzemnim vodama čak i tijekom vrućih i sušnijih razdoblja pa se i tada intenzivno odvija proces transpiracije na koji se

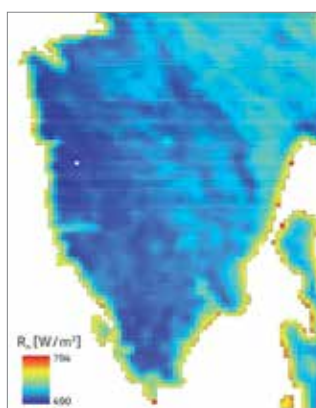
troše velike količine dostupne energije, a tek se manji iskoristi za zagrijavanje površine te je temperatura površine niža. Primjenom jednadžbe (5), maksimalne vrijednosti trenutačnog uzlaznog dugovalnog zračenja  $L_{\uparrow}$  dobivene su u priobalju zapadne Istre (slika 8.) gdje su i temperature najviše te na južnom dijelu poluotoka. Snižavanjem temperature površine snižavat će se i  $L_{\uparrow}$ . Jednadžbom (2) na svakom je pikselu određen trenutačni neto tok zračenja analizirane površine (slika 9.). S poznatim trenutačnim neto tokom zračenja, jednadžbom (12) je definiran udio toplinskog toka tla u neto toku zračenja, odnosno prostorna raspodjela  $G_o$  (slika 10.). Vrijednosti  $G_o$  su najviše u priobalnom području i posebno se to odnosi na zapadnu i južnu obalu Istre. Udio vegetacijskog pokriva tu je najmanji što pogoduje povećanju količine toplinske energije koja prolazi kroz tlo. Gušća i zdravija vegetacija (više vrijednosti NDVI-ja) doprinosi prigušenju svjetla na samoj površini tla pa tako umanjuje toplinski tok tla. Ovisno o veličini  $L$  izračunana je brzina trenja korigirana korekcijskim funkcijama stabilnosti [27] i naposljetku sam aerodinamički otpor prijenosu topline (slika 1.). Nakon 11 iteracija vrijednosti  $H$  i  $r_{ah}$  su se ustabilile te je dobivena konačna prostorna raspodjela osjetilne topline (slika 11.).



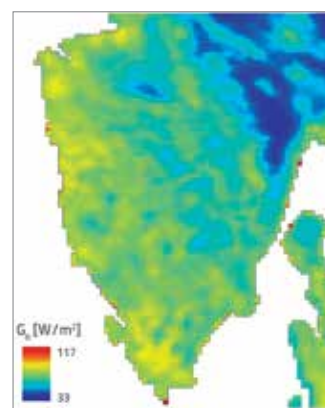
Slika 7. Temperatura površine (5.8.1998.)



Slika 8. Trenutačno uzlazno dugovalno zračenje (5.8.1998.)

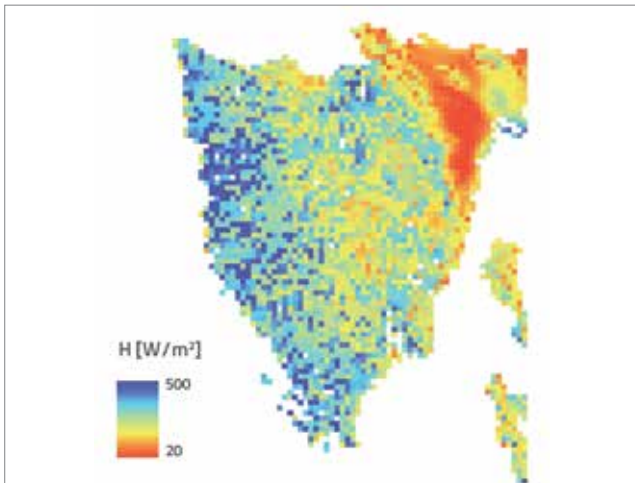


Slika 9. Trenutačni neto tok zračenja (5.8.1998.)

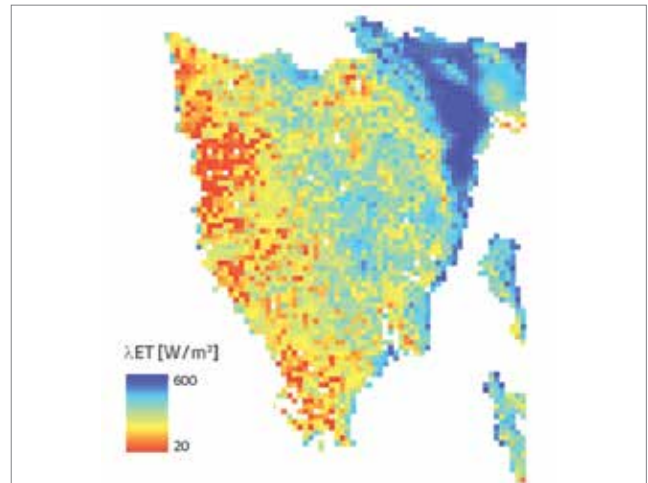


Slika 10. Trenutačni neto tok topline tla (5.8.1998.)



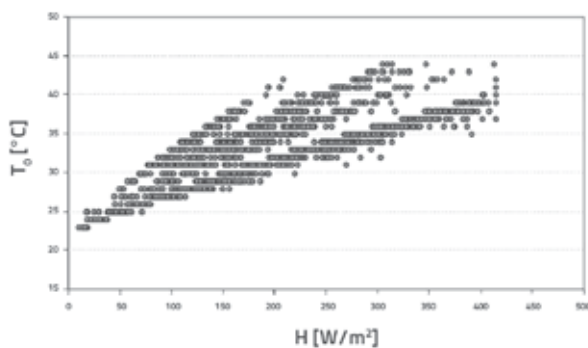


Slika 11. Trenutačni tok osjetilne topline (5.8.1998.)



Slika 13. Trenutačni tok latentne topline (5.8.1998.)

Najniže vrijednosti toka osjetilne topline procijenjene su za sjeveroistok poluotoka gdje su temperature površine najniže pa je i gubitak energije iz tla u tim dijelovima najmanji (slika 12.). Porastom temperature površine rast će i osjetilna toplina pa su vrlo visoke vrijednosti  $H$  (iznad  $400 \text{ W/m}^2$ ) zabilježene na nekoliko lokacija zapadne i južne Istre. Gubitak topline na tim je lokacijama vrlo velik, a visoke vrijednosti poklapaju se s visokim vrijednostima toplinskog toka tla (slika 10.). Na tim je lokacijama veliki utrošak energije na zagrijavanje tla i veliki je prijenos topline s površine u atmosferu. Očito je da je dostupna energija na tim dijelovima uglavnom utrošena na zagrijavanje površine pa se može očekivati da će manje energije biti na raspolaganju za promjenu agregatnog stanja vode, tj. za proces evapotranspiracije.

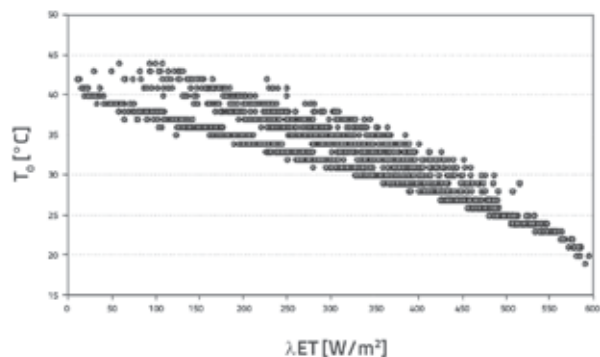


Slika 12. Odnos osjetilne topline i temperature površine

Zbog složenosti procesa prijenosa topline s površine u atmosferu i niza faktora o kojima ta veličina ovisi, u području viših temperatura površine dolazi do većeg rasipanja vrijednosti osjetilne topline (slika 12.).

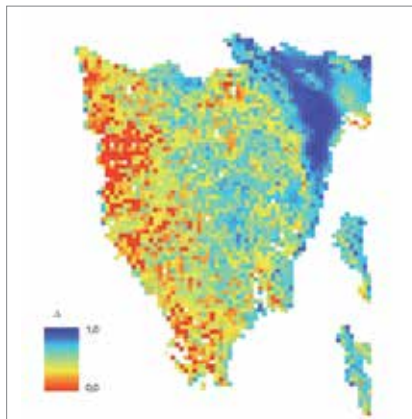
Tok latentne topline se odnosi na energiju utrošenu na proces ET. S poznatim komponentama energetske bilance i njihovom prostornom raspodjelom,  $\lambda ET$  je određen kao rezidual jednadžbe (1) (slika 13.). Energija utrošena na isparavanje niža je u južnom i zapadnom dijelu poluotoka, tj. u područjima

s višim temperaturama površine, dok su najveće vrijednosti izračunane za sjeveroistočni dio Istre. Naime, na višim će temperaturama biti potrebno manje energije za promjenu agregatnog stanja vode nego na nižim temperaturama (slika 14.). Područje Učke i Čičarije prekriveno je gušćom i zdravijom vegetacijom te je okarakterizirano nižim temperaturama. Stoga će i proces isparavanja iziskivati veće količine energije.

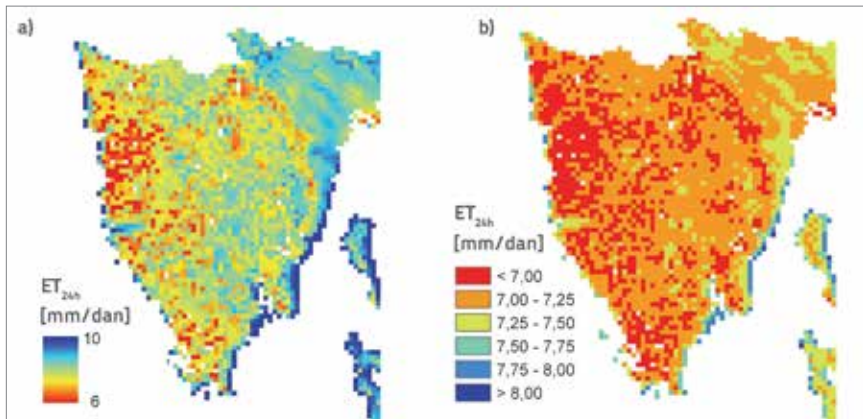


Slika 14. Odnos toka latentne topline i temperature površine

Udio energije dostupne za različite procese u prirodi, posebno kada je riječ o evapotranspiraciji, velikim je dijelom diktiran količinom vode u sustavu: vlažna će područja trošiti više dostupne energije za transpiraciju (veće vrijednosti toka latentne topline  $\lambda ET$ ) dok će suha područja veće količine dostupne energije trošiti na zagrijavanje površine (veće vrijednosti toka osjetilne topline  $H$ ). Stoga je evaporativna frakcija kao omjer latentne i dostupne energije u sustavu dobar indikator hidrološkog stanja sustava (slika 15.). Na sjeveroistoku poluotoka vrijednosti evaporativne frakcije su vrlo visoke što upućuje na veću količinu vode u sustavu. Također sugeriraju da se veći udio dostupne energije utroši na proces ET (mjestimice i više od 80 %) dok se u zapadnom i južnom dijelu poluotoka dostupna energija uglavnom utroši na zagrijavanje površine (niže vrijednosti evaporativne frakcije). Poznavanjem dnevnog neto zračenja i evaporativne frakcije,



Slika 15. Evaporativna frakcija (5.8.1998.)



Slika 16. Efektivna dnevna evapotranspiracija (5.8.1998.): a) prikaz na kontinuiranoj vrijednosnoj domeni; b) klasificirana u vrijednosne razrede

prema jednadžbi (19) procijenjena je i efektivna dnevna ET (slika 16.).

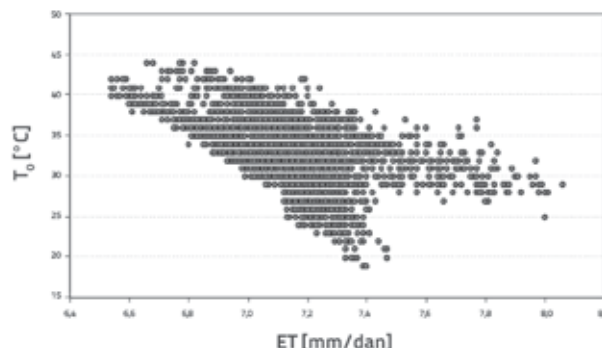
Najniže vrijednosti efektivne dnevne ET dobivene su za sušnije dijelove analiziranog područja gdje je i dostupnost vode manja nego u preostalom dijelu poluotoka. Na zapadnom i južnom području Istre dnevni gubici vode evapotranspiracijom uglavnom su u rasponu 6,5 do 7 mm, a u unutrašnjosti i na sjeveru te dijelu sjeveroistočnog područja i istočne obale gubici variraju u rasponu 7 do 7,25 mm. Najviše su vrijednosti u rasponu 7,25 do 7,5 mm u zoni viših nadmorskih visina. Vrlo visoke vrijednosti evapotranspiracije (u odnosu na okolne piksele) zabilježene u uskom obalnom pojasu (> 8 mm/dan), posebno na istočnoj obali, ishod su primjene satelitske snimke vrlo krupne prostorne rezolucije. Naime, prostornom rezolucijom od 1 km nije moguće precizno razgraničiti more od kopna pa većina obalnih piksela sadrže u sebi "miješanu" informaciju o karakteristikama površine što je rezultiralo nerealno visokim vrijednostima ET za tu lokaciju.

ET ovisi o čitavom nizu faktora, a jedan od najutjecajnijih je temperatura površine (slika 17.). Viša površinska temperatura upućuje na manju količinu vlage u tlu, a time i na manju ET. Smanjenjem dostupnosti vlage u površinskom sloju tla (na dubini korijena), doći će do zatvaranja puči (stomata) pa tako i do smanjenja transpiracije, tlo će se brže zagrijavati i veći će dio dostupne energije u sustavu biti utrošen na zagrijavanje površine.

Na analiziranom području provode se mjerenja isparavanja i to na samo dvije postaje: Abrami i Pazin, upotrebom isparitelja klase A. Usporedba izračunane efektivne dnevne evapotranspiracije s izmjerenim vrijednostima isparavanja prikazana je u tablici 2.

Tablica 2. Efektivna dnevna evapotranspiracija i izmjereno isparavanje na meteorološkim postajama (5.8.1998.)

Postaja	z [m n.m.]	ET <sub>24h</sub> [mm/dan]	E [mm/dan]	ΔET [%]
Abrami	85	7,03	5,2	26,0
Pazin	291	6,98	5,6	19,8



Slika 17. Odnos efektivne dnevne evapotranspiracije i temperature površine

Isparitelji s vodne površine daju vrijednost gubitaka uslijed isparavanja sa slobodne vodne površine i takva mjerenja nisu reprezentativna za utjecaj vegetacije na gubitak vlage. Tako određeno isparavanje daje uvid u učinak zajedničkog utjecaja zračenja, temperature, vlažnosti zraka i brzine vjetera na procese evaporacije [8], a primjenom empirijskih koeficijenata kojima se u obzir uzima i učinak transpiracije može se tako određeno isparavanje dovesti u vezu s referentnom ET. Razlike između tako određene referentne i efektivne ET su očekivane u prvom redu zbog različitih reflektivnih karakteristika vode i vegetacije. Međutim, tako velike razlike su značajne (1,83 mm odnosno 26 % za Abrame i 1,38 mm odnosno 19,8 % za Pazin).

U inženjerskoj praksi najčešće su u upotrebi metode određivanja referentne evapotranspiracije. Referentna evapotranspiracija ET<sub>r</sub> je količina vode izgubljena evapotranspiracijom s referentne površine (travnata površina određenih karakteristika), a definira atmosfersku potražnju vode neovisno o vrsti usjeva, njegovu

Tablica 3. Efektivna dnevna i referentna evapotranspiracija na meteorološkim postajama (5.8.1998.)

Postaja	z [m n.m.]	NDVI	ET <sub>24h</sub> [mm/dan]	ET <sub>R</sub> [mm/dan]	ΔET [%]
Abrami	85	0,66	7,03	6,09	-13,4
Celega	20	0,31	-	6,96	-
Cres	5	0,49	7,36	8,15	9,6
Čepić	30	0,64	7,21	8,02	10,1
Labin	260	0,64	7,05	4,71	-33,3
Pazin	291	0,63	6,98	5,21	-25,3
Poreč	15	0,24	-	4,76	-
Pula	43	0,43	-	9,24	-
Pula aerodrom	63	0,58	7,17	7,93	9,6
Rijeka	120	0,49	-	7,51	-
Rovinj	20	0,57	7,30	6,41	-12,2

z: nadmorska visina; ET<sub>24h</sub>: efektivna dnevna evapotranspiracija; ET<sub>R</sub>: referentna evapotranspiracija; ΔET: razlika efektivne i referentne evapotranspiracije

stupnju razvoja i načinu obrade tla. U nedostatku mjerenja efektivne dnevne evapotranspiracije na terenu, na lokacijama meteoroloških postaja izračunana je referentna dnevna evapotranspiracija, prema FAO-56 Penman-Monteith metodi [8]:

$$ET_R = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T + 273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \text{ [mm/dan]} \quad (20)$$

gdje je  $R_n$  neto tok zračenja [MJ/m<sup>2</sup>dan],  $G$  toplinski tok tla [MJ/m<sup>2</sup>dan],  $\gamma$  je psihrometrijska konstanta [kPa/°C], a  $T$  temperatura zraka [°C]. Veličine  $e_s$  i  $e_a$  su maksimalan i stvaran tlak vodene pare [kPa],  $u_2$  je brzina vjetrova na visini 2 m iznad površine [m/s] dok je  $\Delta$  nagib krivulje tlaka vodene pare [kPa/°C]. Proračun referentne evapotranspiracije po metodi FAO-56 Penman-Monteith također se bazira na energetske bilanci te je za svaku postaju očitana efektivna dnevna ET, a očitane su vrijednosti uspoređene s referentnom ET (tablica 3). Razlike između referentne i efektivne dnevne ET su značajne. Najveća je razlika zabilježena na postajama Labin (33,3 %) i Pazin (25,3 %) koje su locirane na višim nadmorskim visinama i u područjima razvedenijeg reljefa. Najmanje su razlike na postajama Cres i Pula - aerodrom (9,6 %) te na postaji Čepić (10,1 %), sve tri u području slabije razvijenog reljefa. Za četiri postaje u priobalnom pojasu (Celega, Poreč, Pula, Rijeka) nije se efektivna evapotranspiracija mogla očitati jer je, zbog premale prostorne rezolucije, nekoliko piksela u samom obalnom pojasu "ispalo" iz analize.

## 6. Zaključak

Rad daje uvid u, na ovim prostorima, novi metodološki pristup procjeni evapotranspiracije, ne samo u kontekstu kvantifikacije već i u kontekstu prostornih karakteristika te komponente bilance voda. Kao analizirano područje odabrana je Istra, hidrološki i klimatološki izrazito heterogeno područje s izraženim

krškim karakteristikama koje dodatno otežavaju bilanciranje voda na tom prostoru. Cilj je bio procijeniti evapotranspiraciju te njenu prostornu raspodjelu, s minimalnim ulaznim podacima, ali uzimajući u obzir brojne faktore koji utječu na odvijanje tog procesa i na taj način dobiti uvid u količine voda koje se u određenoj vremenskoj jedinici izgube procesima evaporacije i transpiracije. Dobiveni rezultati uspoređeni su s isparavanjem izmjerenim na dvije meteorološke postaje te referentnom evapotranspiracijom izračunanom prema metodi FAO-56 Penman-Monteith za 11 odabranih meteoroloških postaja s dostupnim relevantnim mjerenjima. Razlike su značajne: najveće su u hladnijim područjima na višim nadmorskim visinama prekrivenim gustom vegetacijom gdje je veliki udio dostupne energije utrošen na evapotranspiraciju, dok su u priobalnim područjima okarakteriziranim višim temperaturama i oskudnom vegetacijom te razlike manje.

Prikazani pristup procjeni efektivne dnevne evapotranspiracije temelji se na nizu pretpostavki koje su nužne da bi se proračun mogao provesti. Tako su veličine trenutačnog silaznog kratkovalnog i dugovalnog zračenja pretpostavljene konstantnima na cijelom analiziranom području. Zagrijavanje same površine odnosno temperatura površine koja je ujedno i jedan od najutjecajnijih čimbenika u odvijanju procesa evapotranspiracije, u funkciji je sunčevog zračenja te reflektivnih i termalnih karakteristika površine. Silazno zračenje, i kratkovalno i dugovalno, ovisi ponajviše o transmisiji atmosfere, budući da atmosferski konstituenti utječu na zračenje na njegovom prolasku kroz atmosferu. Zbog relativno male veličine analiziranog područja, iako je riječ o izrazito heterogenom području, pretpostavka o ujednačenosti atmosferskih uvjeta je opravdana, što dokazuju i rezultati proračuna silaznog kratkovalnog i dugovalnog zračenja po postajama.

Područje vrijednosti osjetilne i latentne topline definirano je kroz dva rubna uvjeta, definirana "vrućim" i "hladnim" pikselom. "Vrući" piksel određen je na vrlo suhom terenu u kojem se

može pretpostaviti da je latentna toplina jednaka nuli, a odabir "hladnog" piksela se bazira na minimalnom temperaturnom gradijentu između površine i zraka. Na vlažnim se terenima vodena para oslobađa u mjeri koliko to zahtijeva atmosfera, a vertikalni temperaturni gradijent sveden je na minimum. Time je umanjena i veličina osjetilne topline pa kada je riječ o vrlo vlažnom terenu tj. "hladnom" pikselu, opravdana je pretpostavka da je osjetilna toplina jednaka nuli. Razlika u temperaturama površine i zraka u ovom se pristupu ne temelji na mjerenjima tih dviju veličina već je izračunana inverznom jednadžbom za procjenu osjetilne topline na graničnim pikselima. Na taj je način uvedena dodatna nesigurnost, kao i pretpostavka linearnog odnosa između temperatura zraka i površine čime je zanemaren utjecaj vegetacije na promjenu temperature po visini. Međutim, metoda, za razliku od većine do sad primjenjivanih metoda, u obzir uzima velik broj faktora koji utječu na proces evapotranspiracije u prirodi.

Proračun efektivne evapotranspiracije, poznavajući neto zračenje, toplinski tok tla te osjetilnu toplinu, temelji se na pretpostavci da je dnevna varijabilnost evaporativne frakcije zanemariva, što ne mora uvijek biti točno. Evaporativna frakcija obrnuto je proporcionalna dostupnoj energiji ( $R_n - G_o$ ) pa i najmanje promjene u neto toku zračenja mogu uzrokovati znatne varijacije dnevne krivulje evaporativne frakcije, a to je posebno izraženo u području nižih vrijednosti ( $R_n - G_o$ ) koje su karakteristične za jutarnje i večernje sate, pogotovo ako je prisutna naoblaka. Tijekom vedrog dana promjene u evaporativnoj frakciji nisu značajne pa je pretpostavka konstante vrijednosti realna, no ako je dan s naoblakom, situacija je drugačija. Naoblaka će smanjiti neto tok zračenja, a time i dostupnu energiju. Razlika ( $R_n - G_o$ ) mora biti jednaka sumi latentne i osjetilne topline, ovisno o temperaturi, vlažnosti zraka, brzini vjetera i razlici u temperaturama između površine i zraka. Smanjenje temperature površine utjecat će na smanjenje osjetilne topline više nego na smanjenje latentne topline što će dovesti do povećanja evaporativne frakcije. Općenito, prisutnost naoblake uzrokovat će znatnije dnevne promjene zagrijavanja površine i dostupne energije što će za posljedicu imati i značajniju promjenu evaporativne frakcije tijekom dana.

Usporedba prostorne varijacije temperature površine i efektivne dnevne ET pokazuje da se prostorna varijabilnost dobivene efektivne dnevne ET može smatrati realnom za analizirano područje. Kako je i očekivano, ET je manja u područjima s višom temperaturom površine, a raste s povećanjem nadmorske visine odnosno smanjenjem površinske temperature. Iako su dobivene vrijednosti efektivne dnevne ET znatno više od izmjenjenog isparavanja na postajama Abrami i Pazin, u obzir se treba uzeti činjenica da je mjerenje isparavanja pomoću isparitelja često nereprezentativno za vegetacijom prekrivene površine. Razloge precijenjenim vrijednostima efektivne dnevne evapotranspiracije u odnosu na izmjereno isparavanje te izračunanu referentnu evapotranspiraciju mogu se naći u prethodno opisanim usvojenim pretpostavkama, posebno u načinu na koji je proveden proračun osjetilne topline. S druge strane, referentna evapotranspiracija ne uzima u obzir vegetacijski pokrov i reflektivne i termalne karakteristike površine već se njen proračun temelji samo na klimatološkim parametrima. U nastavku istraživanja svakako bi veću pažnju trebalo posvetiti odabiru podloga u kontekstu prostorne rezolucije satelitske snimke u odnosu na veličinu analiziranog područja te kalibraciji modela pomoću izmjerenih vrijednosti efektivne dnevne evapotranspiracije na terenu. Nadalje, analiza većeg broja snimaka za različita razdoblja omogućila bi uvid u dinamiku evapotranspiracije tijekom duljih razdoblja što bi u velikoj mjeri pridonijelo boljoj procjeni točnosti predloženog metodološkog pristupa i njegovoj primjenjivosti na analiziranom području. Prikazani pristup određivanju efektivne dnevne ET omogućuje procjenu ET i na područjima u kojima su mjerenja vrlo oskudna, kao što je slučaj s istarskim poluotokom.

## Zahvala

Autor zahvaljuje Državnom hidrometeorološkom zavodu iz Zagreba na pomoći u prikupljanju podataka bez kojih provedeno istraživanje i publikacija ovog rada ne bi bili mogući.

## LITERATURA

- [1] Kundzewicz, Z.W.: Water problems of central and eastern Europe – a region in transition. *Hydrological Sciences Journal*, 46(6), pp. 883-896, 2001.
- [2] Bonacci, O.: *Ekohidrologija*, Građevinsko-arhitektonski fakultet Sveučilišta u Splitu, Institut građevinarstva Hrvatske, Zagreb, 2003.
- [3] Hipps, L. & Kustas, W.: Patterns and Organisation in Evapotranspiration (Chapter), *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observation and Modeling*, eds. R. Grayson & G. Blöschl, Cambridge University Press, United Kingdom, pp. 105-122, 2000.
- [4] Feddes, R.S. & Lenselink, K. J.: Evapotranspiration (Chapter), *Drainage Principles and Applications*, ed. H. P. Ritzema, International Institute for Land Reclamation and Improvement Wageningen, The Netherlands, pp. 145-173, 1994.
- [5] Jensen, M.E., Burman, R.D., Allen, R.G.: *Evaporation and irrigation water requirements*. ASCE Manual, 70, New York, USA, 1990.
- [6] Vörösmarty, C.J., Federer, C.A., Schloss, A.L.: Potential evapotranspiration functions compared on US watersheds: Possible implications for global-scale water balance and terrestrial ecosystem modeling. *Journal of Hydrology*, 207, pp. 147-169, 1998.

- [7] Baastiansen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R.A., Holtslag, A. A. M.: A remote sensing surface balance algorithm for land (SEBAL), *Journal of Hydrology*, 212-213, 1998.
- [8] Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M.: *Crop Evapotranspiration (Guidelines for Computing Crop Water Requirements)*, FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56, Rome, Italy, 1998.
- [9] Parodi, G. N.: AVHRR Hydrological Analysis System. Algorithms and theory – version 1.3, International Institute for Geo-information Science & Earth Observation (ITC), Enschede, The Netherlands, 2002.
- [10] van de Griend, A. A. & Owe, M.: On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces, *International Journal of Remote Sensing*, 14(6), pp. 1119-1131, 1993.
- [11] Kidwell, K. B.: NOAA Polar Orbiter Data User's Guide, U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Suitland, USA, 1998.
- [12] Jang, J. D.: Evaluation of thermal-water stress of forest in southern Quebec from satellite images, PhD thesis, Department of Geomatics Sciences, Laboratoire de géomatique agricole at appliquée (GAAP), Centre de Recherche en Géomatique (CRG), Université Laval, Québec, Canada, 2004.
- [13] Chen, T.S. & Ohring, G.: On the relationship between clear-sky planetary and surface albedos: a parametrization for simple energy balance climate models, *Advances in Space Research*, 6(5), pp. 141-144, 1985.
- [14] Rao, C. R. N. & Chen, J.: Revised post-launch calibration of channels 1 and 2 of the Advanced Very High Resolution Radiometer on board the NOAA-14 spacecraft, NOAA/SIS, 1999. <http://noaasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/aboutn14vis.html>
- [15] Sauer, T. J. & Horton, R.: Soil heat Flux, *Micrometeorology in Agricultural Systems*, eds. J. L. Hartfield, J. M. Baker, American Society of Agronomy, Inc., Crop Science Society of America, Inc., Soil Science Society of America, Inc., Madison, Wisconsin, USA, pp. 131-154, 2005.
- [16] Baastiansen, W. G. M.: Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates, Doctoral thesis, Landbouwniversiteit, Wageningen, The Netherlands, 1995.
- [17] Garrat, J.R.: *The Atmospheric Boundary Layer*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 31, 1994.
- [18] Raupach, M.R.: Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane displacement as functions of canopy height and area index, *Boundary Layer Meteorology*, 71, pp. 211-216, 1994.
- [19] Oberg, J. W. & Melesse, A. M.: Evapotranspiration dynamics at an ecohydrological restoration site: an energy balance and remote sensing approach, *Journal of the American Water Resources Association*, 42(3), pp. 545-807, 2006.
- [20] Monteith, J. L. & Unsworth, M.H.: *Principles of Environmental Physics* (2nd edition), Butterworth-Heinemann Woburn, Massachusetts, 1993.
- [21] Likso, T.: Procjena temperature zraka na 5 cm iznad tla na opsevatoriju Zagreb-Maksimir, magistarski rad, Prirodoslovno-matematički fakultet Sveučilišta u Zagrebu, 2005.
- [22] Crago, R. & Brutsaert, W.: Daytime evaporation and the self-preservation of the evaporative fraction and the Bowen ratio, *Journal of Hydrology*, 178(1-4), pp. 241-255, 1996.
- [23] Nichols, W. E. & Cuenca, R. H.: Evaluation of the evaporative fraction for parameterization of the surface energy balance. *Water Resources Survey*, 29(11), pp. 3681-3690, 1993.
- [24] Shuttleworth, W. J., Gurney, R. J., Hsu, A. Y., Ormsby, J. P.: FIFE: The variation in energy partition at surface flux sites, IAHS Publications, 186, pp. 67-74, 1989.
- [25] Rubinić, J.: Vodni resursi i značajke kopnenih voda Istre u sušnim razdobljima – hidrološka studija, knjiga 1 (nepublicirano), Građevinski fakultet Sveučilišta u Rijeci, Rijeka, 2005.
- [26] Gajić-Čapka, M., Patarčić, M., Perčec Tadić, M., Srnc, L., Zaninović, K.: Meteorološka podloga za Vodnogospodarsku osnovu Hrvatske, Državni hidrometeorološki zavod, Zagreb, 2002.
- [27] Horvat, B.: Analiza prostorne strukture komponenti bilance voda na području hrvatskog dijela Istre, doktorska disertacija, Fakultet građevinarstva, arhitekture i geodezije Sveučilišta u Splitu, 2012.