

DALJINSKO ZAZNAVANJE TOPLOTNIH ANOMALIJ NA AKTIVNIH OGNJENIKIH

REMOTE SENSING OF THERMAL ANOMALIES ON ACTIVE VOLCANOES

Klemen Zakšek, Matthias Hort

UDK: 528.7:528.9

IZVLEČEK

Daljinsko zaznavanje v termičnem infrardečem spektru je sodobno orodje, ki nam omogoča opazovanje aktivnih ognjenikov. Z njim lahko zaznamo manjše toplotne anomalije, kot so vroči izviri ali fumarole, pa tudi večja telesa, kot so tokovi ali jezera lave. Vse anomalije imajo ne glede na temperaturo običajno manjšo površino od prostorske ločljivosti senzorjev (od 30 do 4000 m), ki so primerni za njihovo opazovanje. Da bi lahko anomalijo kljub temu zaznali in določili njene fizikalne parametre, moramo uporabiti podatke iz več kanalov v ustreznem spektru. Toplotno anomalijo najbolj robustno opišemo s toplotnim tokom. Za razumevanje aktivnosti ognjenika moramo spremljati razvoj časovne vrste toplotnega toka. Ker so satelitski podatki podvrženi vplivom atmosfere, reliefa, itd., je v časovni vrsti vedno prisoten šum. Kot primer smo prikazali zmanjšanje šuma s kalmanovim filtrom, s katerim smo obdelali izbruh Etna jeseni 2002.

KLJUČNE BESEDE

termično daljinsko zaznavanje, ognjenik, toplotni tok, kalmanov filter

Klasifikacija prispevka po COBISS-u: 1.02

ABSTRACT

Thermal remote sensing is a valuable tool for monitoring active volcanoes. One can use it to detect smaller thermal anomalies, such as hot springs or fumaroles. It is successful also by detecting larger anomalies, such as lava flows or lava lakes. All these anomalies usually cover only a small area comparing to the ground sample distance of the sensors that are appropriate for their monitoring. This makes detecting and characterizing the thermal anomaly a difficult task that is solved by using more data from several bands covering the appropriate spectra. The most robust parameter to characterize a thermal anomaly is radiative heat flux. We need to analyse its time series in order to understand the volcano activity. Satellite data are influenced by the atmosphere, terrain, etc. Therefore, the time series always contains some noise. For a case study we applied Kalman filter to minimise the noise in the case study of Etna eruption in autumn 2002.

KEY WORDS

thermal remote sensing, volcano, radiative heat flux, Kalman filter

1 UVOD

Ognjeniški izbruhi so na svetovni ravni pogosti naravni pojavi, ki so v geološki zgodovini močno vplivali na podobo Zemlje in življenja na njej. Večina aktivnih in najbolj nevarnih ognjenikov je v Pacifiškem ognjenem prstanu. Polovica teh je v državah tretjega sveta, ki nimajo dovolj sredstev za natančen nadzor vseh ognjenikov. Ob dejstvu, da se je približno sedemdeset odstotkov večjih

izbruhov zgodilo na ognjenikih, za katere pred letom 1800 ni zapisov o aktivnosti (Simkin in Siebert, 1994), je jasno, da je klasičen nadzor nad njihovo aktivnostjo z geofizikalnimi in geodetskimi meritvami na terenu težak tudi v bolj razvitih državah. Zato je daljinsko zaznavanje dobra alternativa oziroma dopolnilo geološkim, seizmološkim in geodetskim opazovanjem. V vulkanologiji se uporabljajo vsa področja daljinskega zaznavanja.

Začnimo z ultravijoličnim spektrom – ta je primeren za zaznavanje izbruhanih plinov. Ognjenik ob izbruhu izpusti večje količine vodne pare, pepela in plinov, med katerimi prevladuje žveplov dioksid (npr. Rix in sod., 2009). Ta po izbruhu potuje skupaj z ognjeniškim pepelom, ki močno ogroža reaktivna letala. Če zaide letalo v oblak pepela, se lahko hitro zgodi, da odpovejo motorji. Letalske družbe imajo zato lahko velike izgube, saj ob skrbi za varnost potnikov odpovejo mnogo letov ali pa obidejo nevarne oblake in tako podaljšajo polete. Veliko lažje kot pepel zaznamo žveplov dioksid (v ultravijoličnem spektru), ki ga lahko uporabimo kot indikator za ognjeniški pepel.

Pepel lahko sicer zaznamo tudi v vidnem spektru, vendar imajo lahko delci pepela različen polmer in tudi kemične lastnosti, ki se med posameznimi vulkani razlikujejo, zato je uporaba vidnega spektra za zaznavanje pepela nezanesljiva. Kot bolj zanesljiva se je izkazala tako imenovana BTM-metoda (ang. brightness temperature difference; npr. Prata, 1989), s katero se primerja temperaturna razlika dveh kanalov v termičnem spektru (primerni valovni dolžini tu znašata 11 μm in 12 μm). V tem prispevku se ne bomo ukvarjali z zaznavanjem pepela, ampak s toplotnimi anomalijami.

Tudi radarsko daljinsko zaznavanje je pomembno dopolnilo optičnega daljinskega zaznavanja, ko je območje prekrito z oblaki. Radar je namreč aktivni senzor, ki lahko »vidi« tudi skozi oblake. Njegova sposobnost je predvsem opazovanje sprememb reliefa v okolici ognjenika. Pred izbruhom lahko včasih opazimo spremembo, ko se ognjenik »napihne«. Z uporabo tehnik InSAR (ang. Interferometric synthetic aperture radar) in PSI (Persistent Scatterer Interferometry; Oštir in Komac, 2007) lahko določamo, katera območja so najbolj ogrožena (npr. Manconi in sod., 2007).

Nadaljevanje je razdeljeno na tri poglavja. Najprej se bomo osredotočili na daljinsko zaznavanje toplotnih anomalij (poglavje 2). Sledil bo primer analize časovne vrste toplotnega toka z uporabo kalmanovega filtra (izbruh Etna, ki se je pričel 27. 10. 2002; poglavje 3). Na koncu sledi razprava (poglavje 4).

2 DALJINSKO ZAZNAVANJE TOPLOTNIH ANOMALIJ

Daljinsko zaznavanje v termičnem infrardečem spektru je bilo prvič uporabljeno že leta 1965, ko so Gawarecki in sod. (1965) analizirali ognjenika Kilaueo in Mauna Loa na podlagi podatkov Nimbus I. Velik korak v razvoju je pomenilo delo Rotherya in Francisa (1988), ki sta kot prva v vulkanologiji uporabila podatke Landsat TM. Podatki so imeli ločljivost 30 m in 120 m, kar je v vulkanologiji že zelo veliko (večina podatkov ima ločljivost približno 1000 m). Sledil je razvoj novih metod za specifične analize tokov lave (Wright in sod., 2003), jezer lave (Oppenheimer in Francis, 1997) in nizkotemperaturnih anomalij, kot so fumarole (Harris in Stevenson, 1997). V nadaljevanju članka najprej sledi splošen pregled fizikalnih zakonov, na katerih slonijo omenjene

metode, potem pa so podrobneje opisane metode zaznavanja in kvantitativnega opisa toplotnih anomalij.

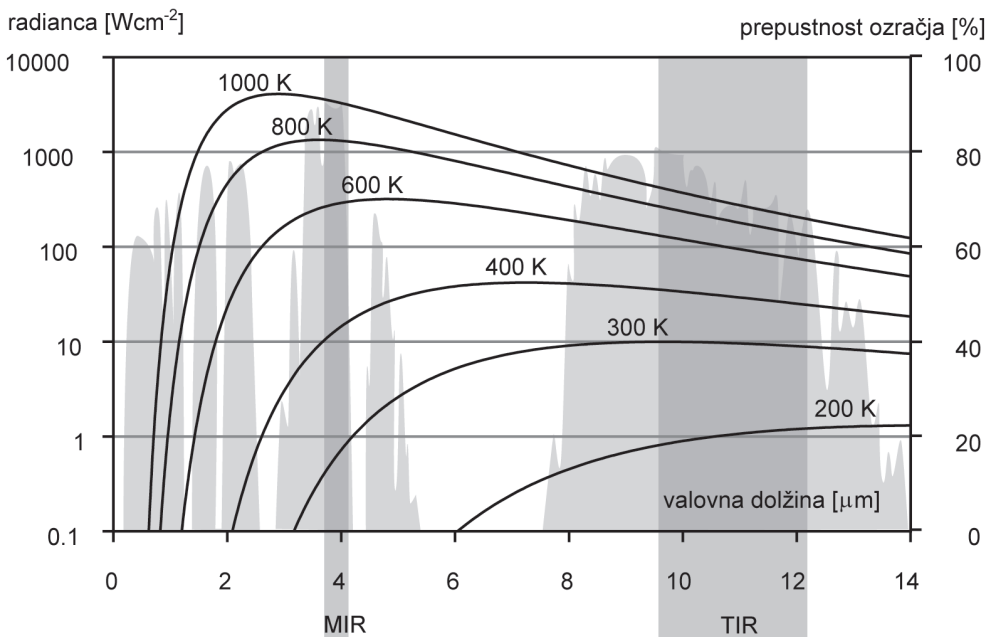
2.1 Fizikalno ozadje

Visokotemperaturne ognjeniške toplotne anomalije (jezera in tokovi lave) imajo tipično temperature med 400 K in 1000 K. To pomeni, da sevajo najmočnejše pri valovnih dolžinah 3–5 μm (v tako imenovanem srednjem delu infrardečega spektra – ang. middle infrared oziroma MIR), kar izhaja iz Wienovega zakona. Ta pravi, da je zmnožek valovne dolžine vrha spektralne gostote sevanja črnega telesa in njegove absolutne temperature enak Wienovi konstanti:

$k = 2,898 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{K}$. Wienov zakon omogoča, da lahko za vsako črno telo z znano temperaturo T ugotovimo, pri kateri valovni dolžini λ_{max} seva najmočnejše:

$$\lambda_{\text{max}} = \frac{k}{T}$$

Iz Wienovega zakona lahko tako ocenimo, da zemeljsko površje s temperaturo 290 K seva najmočnejše pri valovni dolžini 10 μm (ta valovna dolžina je pripada termičnemu delu infrardečega spektra – ang. thermal infrared oziroma TIR). Slika 1 prikazuje, kako močno sevajo črna telesa z znano temperaturo pri različnih valovnih dolžinah.



Slika 1: Planckove krivulje prikazujejo odvisnost med radianco (sevanjem) in absolutno temperaturo v odvisnosti od valovne dolžine. V ozadju je dodana še prepustnost ozračja. Vidimo lahko, da imamo na voljo MIR-atmosfersko okno, najbolj primerno za opazovanje teles s temperaturami okoli 700 K, še širše okno pa je v TIR-spektru, vendar pride pri nekaterih valovnih dolžinah do absorpcije posameznih plinov (npr. SO_2 pri približno 8,7 μm).

Na sliki 1 so Planckove krivulje, izračunane na podlagi Planckovega zakona, ki podaja povezavo med absolutno temperaturo črnega telesa in radianco R_λ tega telesa pri izbrani valovni dolžini. Ker s satelitskimi senzorji merimo radianco, lahko Planckov zakon tudi obrnemo in iz meritev ocenimo temperaturo sevalnega objekta (C_1 in C_2 sta konstanti; $C_1 = 3,74 \cdot 10^{-16} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$; $C_2 = 1,44 \cdot 10^2 \text{ m} \cdot \text{K}$):

$$R_\lambda = \frac{C_1}{\lambda^5 \cdot \left(e^{\frac{C_2}{\lambda T}} - 1 \right)} \Rightarrow T = \frac{C_2}{\lambda \cdot \ln \left(1 + \frac{C_1}{\lambda^5 \cdot R_\lambda} \right)}$$

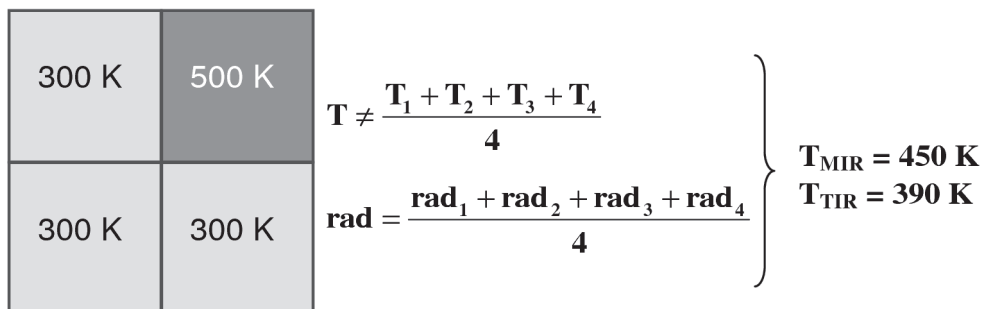
Za termično daljinsko zaznavanje je pomemben še Štefan-Boltzmannov zakon, ki podaja zvezo med gostoto energijskega toka j^* in absolutno temperaturo. V splošnem ima naslednjo obliko:

$$j^* = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4.$$

ε je izsevnost in σ Štefanova konstanta. Ta je odvisna od temperature ter površine telesa in valovne dolžine. Ponavadi predpostavimo, da imamo opravka s črnim (izseva vse, kar absorbira, nič ne odbije; $\varepsilon = 1$) ali s sivim telesom (predvideva se, da je izsevnost neodvisna od valovne dolžine; $0 < \varepsilon < 1$).

2. 2 Odkrivanje toplotnih anomalij

V prejšnjem razdelku (2.1) smo povedali, da je elektromagnetni spekter v območju 3–5 μm (MIR) še posebej občutljiv za visoke temperature (slika 1). To se izkaže predvsem, ko toplotna anomalija le deloma prekriva slikovni element. Če predvidevamo, da ima temperatura ozadja 300 K in da toplotna anomalija s temperaturo 500 K zaseda eno četrtnino slikovnega elementa, potem instrument, ki deluje v MIR-spektru, izmeri temperaturo 450 K. Instrument v TIR-spektru izmeri le temperaturo 390 K (slika 2).



Slika 2: Izmerjena radianca (rad) je linearna kombinacija radianc (rad) znotraj slikovnega elementa. To ne velja za temperaturo, zato z meritvami v različnem delu spektra pridobimo različne temperature.

Občutljivost MIR za visoke temperature je tako velika, da lahko zaznamo tudi toplotne anomalije, ki zasedajo manj kot desetinko odstotka površine, zajete s slikovnim elementom. Tako je bilo razvitih več metod, ki slonijo na razliki meritev v MIR- in TIR-spektru (npr. Harris in sod., 1995;

Dehn in sod., 2000). Te metode temeljijo na pragu, ki ga mora preseči razlika, da je slikovni element prepoznan kot toplotna anomalija. Ta prag je lahko časovno in krajevno pogojen, zato je bilo razvitih še nekaj metod, ki slonijo na analizi časovnih vrst (npr. Pergola in sod., 2004) in kontekstualnih analizah (npr. Giglio in sod., 1999). Za zelo robustnega se je izkazal normaliziran termični indeks (NTI), ki so ga razvili Wright in sod. (2002) in je uporabljen za operativno opazovanje toplotnih anomalij na globalni ravni – projekt MODVOLC (Wright in sod., 2002). Tudi ta sloni na vnaprej izbranem pragu, ki se prek leta rahlo spreminja, vendar kljub temu pravilno odkrije večino anomalij. Ponoči znaša ta prag na globalni ravni -0,8 (večje vrednosti so anomalije, manjše ne). Definiran je z naslednjo enačbo:

$$NTI = \frac{\text{rad}_{MIR} - \text{rad}_{TIR}}{\text{rad}_{MIR} + \text{rad}_{TIR}}.$$

2. 3 Kvantitativni opis toplotnih anomalij

Potem ko so toplotne anomalije odkrite, nas običajno zanimajo njihovi fizikalni parametri, kot so na primer temperatura, površina in toplotni tok. Standardna metoda za kvantitativni opis toplotnih anomalij je dvokanalna metoda (ang. dual band method; Dozier, 1980). Ta ima podlago v sistemu dveh nelinearnih enačb, ki sta v najbolj osnovni obliki izpeljani za črno telo (p je delež površine, prekrit z anomalijo, R je Planckova funkcija za izbrano valovno dolžino λ in temperaturo – T_A je temperatura anomalije, T_O pa temperatura ozadja):

$$\begin{aligned} \text{rad}_{MIR} &= p \cdot R(\lambda_{MIR}, T_A) + (1 - p) \cdot R(\lambda_{MIR}, T_O) \\ \text{rad}_{TIR} &= p \cdot R(\lambda_{TIR}, T_A) + (1 - p) \cdot R(\lambda_{TIR}, T_O) \end{aligned}$$

V sistemu imamo dve dani količini (merjeni radianci) in tri neznanke (delež površine p , prekrit z anomalijo, in temperaturo ozadja T_O ter anomalije T_A). Sistem lahko rešimo le, če uporabimo dodatno meritev ali pa uvedemo poljubno predpostavko. Običajno predvidevamo, da je temperatura ozadja enaka povprečni temperaturi sosednjih slikovnih elementov, ki niso toplotne anomalije. Mogoče je seveda tudi predpostaviti, da je temperatura lave znana, kar pride v poštev pri visokoločljivostnih podatkih, ko slikovni element prekrije le svežo lavo in že ohlajeno skorjo, ne pa tudi okoliškega površja. V tem primeru iščemo temperaturo skorje. Ker je sistem enačb nelinearen (glej razdelek 2.1 o Planckovem zakonu), rešujemo sistem iterativno (npr. Markwardt, 2009). Poleg predpostavke o eni izmed neznank običajno predpostavimo še, da ima toplotna anomalija konstantno temperaturo po vsej površini, kar seveda ni nujno res, zato je zaželen uporaba visokoločljivostnih podatkov, pri katerih je taka predpostavka bolj verjetna (v vulkanologiji lahko kot visokoločljivostne definiramo podatke, katerih prostorska ločljivost ni slabša od 200 m).

Poleg temperature in površine toplotne anomalije je v vulkanologiji zelo zanimiv podatek toplotni tok j . Tega lahko na podlagi Štefan-Boltzmannovega zakona določimo, ko je znana efektivna temperatura T_{eff} (Pieri in sod., 1990):

$$T_{\text{eff}} = \sqrt[4]{\sum p_i \cdot T_i^4}$$

$$j = P \cdot \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_{\text{eff}}^4$$

P v gornji enačbi pomeni ploščino slikovnega elementa, p_i delež površine slikovnega elementa s temperaturo T_i , ε izsevnost in σ Štefanovo konstanto. Toplotni tok je v daljinskem zaznavanju podlaga za izračun prostorninskega toka lave, vendar je ta količina odvisna od mnogo parametrov, ki jih moramo poznati, zato lahko pride pri njej določitvi tudi do napake velikosti polovice same vrednosti prostorninskega toka. Prostorninski tok lave je sicer parameter, na podlagi katerega lahko na primer določimo, kako daleč bo segel tok lave, vendar je zaradi nezanesljivosti merjenje toplotnega toka pogosto učinkovitejše in robustnejše.

2. 4 Senzorji, primerni za daljinsko zaznavanje toplotnih anomalij

Za satelitsko opazovanje toplotnih anomalij običajno uporabljamo senzorje, namenjene predvsem meteorološkim nalogam, saj operativnih senzorjev, ki omogočajo tak nadzor, ni. Obstaja sicer kar nekaj iniciativ (FIRES, FireSat, FUEGO, FOCUS, BIRD), vendar je bil do sedaj preizkušen le sistem BIRD, preizkusna platforma nemške vesoljske agencije DLR, ki je deloval v letih 2001–2004 (Zhukov in sod., 2005). Ta misija naj bi dobila nadaljevanje leta 2011, ko bo izstreljen satelit TET-1, predvidena pa je še misija BIROS, s katerim bi DLR postavila konstelacijo dveh satelitov, namenjeno opazovanju toplotnih anomalij na globalni ravni.

Kakor pa je bilo že rečeno, so trenutno v uporabi predvsem meteorološki sateliti. Najprej pogledjmo, kaj imamo na izbiro v geostacionarni orbiti, ki omogoča visoko časovno ločljivost (tudi 15 min), saj se njihov položaj glede na Zemljo ne spreminja. Po drugi strani so že tako oddaljeni od Zemlje, da je njihova prostorska ločljivost neprimerna za nekatere aplikacije, saj znaša v najboljšem primeru 3000 m v MIR- in TIR-spekttru. NOAA ima dva geostacionarna satelita GOES East (75° zahodno) in GOES West (135° zahodno) s senzorjem Imager (NOAA, 2010a). S tema satelitoma pokriva NOAA območje obeh Amerik in (vzhodni) Tihi ocean. Enak senzor nosi tudi japonski MTSAT-1R (JMA, 2010), ki pokriva območje Daljnega vzhoda (140° vzhodno). Območje osrednje Azije in Indijskega oceana (57° vzhodno) pokriva EUMETSAT Meteosat-7, ki pa ne nosi senzorja, primerne za opazovanje toplotnih anomalij. Bolj primeren za to je Meteosat-9 (0° vzhodno), ki pokriva Evropo, Afriko in Atlantik. Na krovu ima senzor SEVIRI (EUMETSAT, 2010).

Poleg naštetih geostacionarnih satelitov imamo na voljo tudi satelite v polarni orbiti. Ti imajo mnogo boljšo prostorsko ločljivost kot geostacionarni sateliti (večina okoli 1000 m), vendar je njihova časovna ločljivost neprimerno slabša (na ekvatorju v najboljšem primeru dve podobi na dan, na polih pa na vsakih 90 min). V preteklosti je bil v vulkanologiji uporabljen predvsem AVHRR (NOAA, 2010b) na satelitih NOAA. ESA je na svoj satelit ENVISAT namestila senzor AATSR (ESA, 2010), ki pa ima prav tako kot AVHRR težave ob močnih anomalijah, saj je senzor nastavljen za opazovanje temperatur, ki ne presegajo 350 K, zato so meritve velikokrat zasičene in s tem le pogojno primerne za nadaljnje obdelave. Trenutno najbolj uporaben senzor je MODIS (NASA, 2010a), ki je nameščen na dveh Nasinih satelitih – Terra in Aqua. Njegova prednost

Senzor	Primerni kanali			Podatki o orbiti in nosilnem satelitu	Širina snemanja [km], čas ponovitve
	ID	Valovna dolžina [μm]	Ločljivost v nadirju [m]		
AVHRR	3B	3,550–3,930	1100	Polarna orbita (h = 824–889 km); MetOP prečka ekvator ob 9:30, NOAA 18 ob 13:40	3000
	4	10,30–11,30			1 dan
	5	11,50–12,50			
MODIS	21	3,929–3,989	1000	Polarna orbita (h = 703–705 km); Terra 10:30 Aqua 13:30	2330
	22	3,929–3,989			1 dan
	31	10,780–			
	32	11,770–			
AATSR	5	3,550–3,930	1000	Polarna orbita (h = 780–800 km); Envisat 10:00	512
	6	10,40–11,30			3 dni
	7	11,50–12,50			
ASTER	5	2,145–2,185	30	Polarna orbita (h = 703–705 km); Terra 10:30	60
	6	2,185–2,225			16 dni
	7	2,235–2,285			
	8	2,295–2,365	90		
	9	2,360–2,430			
	13	10,25–10,95			
TM / ETM +	6	10,400–12,500	120 / 60	Pol.orb. (h = 705 km); Landsat 5 9:45 Landsat 7 10:15	185
	7	2,080–2,350	30		16 dni
SEVIRI	5	3,480–4,360	3100	Geostacionarna orbita Meteosat-9 (0°)	vidna polobla
	11	11,000–			15 min
	12	12,400–14,400			
Imager	2	3,800–4,000	4000	Geostacionarna orbita GOES E (-75°) GOES W (-135°) MTSAT-1R (140°)	vidna polobla
	4	10,200–11,200			15–30 min
	5	11,500–12,500			

Preglednica 1: Osnovne lastnosti senzorjev, ki so primerni za opazovanje toplotnih anomalij. Za vsak senzor smo navedli najprimernejše kanale, njihovo ločljivost in osnovne podatke o orbiti satelita, na katerem so – višino orbite (h) pri polarnih oziroma geografsko višino pri geostacionarnih satelitih, lokalni čas prečkanja ekvatorja (pri polarnih, sončno sinhronih orbitah), širino snemalnega pasu in čas med dvema zajemoma podatkov.

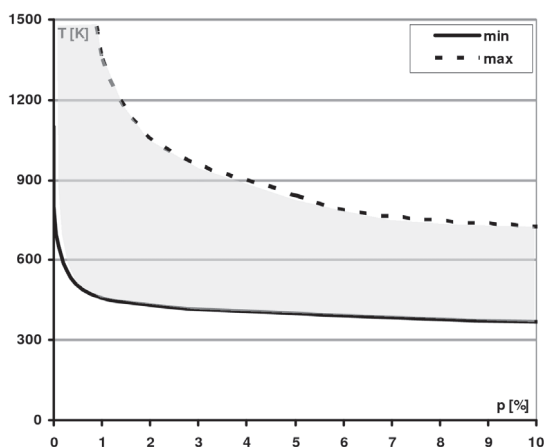
pred vsemi do sedaj naštetimi senzorji je večje število kanalov. Tako ima tudi v MIR-spektrom kar šest kanalov, vendar sta le dva od teh primerna za opazovanje toplotnih anomalij (pa še ta dva ne istočasno, saj merita radiance istih valovnih dolžin, vendar z različnimi nastavitvami – eden

omogoča točnejše meritve do 350 K, drugi ima več šuma, a do zasičenja signala pride šele pri 500 K). Na satelitu Terra se poleg MODISA nahaja tudi ASTER (NASA, 2010b), ki sicer nima nobenega kanala v MIR-spektru, vendar ima kar pet kanalov v tako imenovanem kratkovalovnem infrardečem spektru (ang. short wave infrared – SWIR) in še dva primerna kanala v TIR-spektru. Prednost tega senzorja je predvsem njegova odlična prostorska ločljivost – 30 m v SWIR-spektru in 90 m v TIR-spektru. Seveda je časovna ločljivost zato slabša, saj do ponovitve preleta ne pride prej kot v 16 dneh. Tudi sateliti Landast nosijo podobne senzorje, kot je ASTER. TM in ETM+ (NASA, 2010c) imata oba SWIR-kanal z ločljivostjo 30 m, pri TIR se ETM+ še posebej izkaže, saj je njegova ločljivost 60 m, pri TM pa 120 m. Tudi čas ponovitve je tak kot pri ASTERju, vendar senzorja omogočata le 8-bitno vzorčenje, poleg tega pa hitro dosežeta prag nasičenja signala. Osnovne lastnosti operativnih senzorjev so navedene v preglednici 1.

2. 5 Omejitve in tehnične rešitve daljinskega zaznavanja toplotnih anomalij

Kot je bilo že omenjeno v prejšnjem razdelku, primarna naloga večine naštetih senzorjev ni opazovanje toplotnih anomalij, ampak običajnega površja, oceanov in ozračja. Zato imajo ti senzorji po večini dokaj slabo ločljivost (okoli 1000 m), kar onemogoča zaznavo manjših toplotnih anomalij. MODIS lahko tako v optimalnih pogojih prepozna objekt s temperaturo 650 K ob temperaturi ozadja 300 K kot toplotno anomalijo, če njegova površina prekriva vsaj desetinko odstotka slikovnega elementa – torej mora biti velika vsaj 30×30 m. Če temperatura objekta znaša »le« 500 K, potem pri enaki velikosti MODIS (NTI algoritem) objekta ne bo prepoznal kot toplotno anomalijo. Pri majhnih anomalijah nas torej razmeroma slaba ločljivost senzorjev omejuje z nizkim razmerjem med signalom in šumom (slika 3).

Po drugi strani nas omejuje tudi premočan signal, saj so senzorji po večini nastavljeni za merjenje temperatur na intervalu 220–330 K. Če pa pride do velike anomalije, ko na primer pokriva

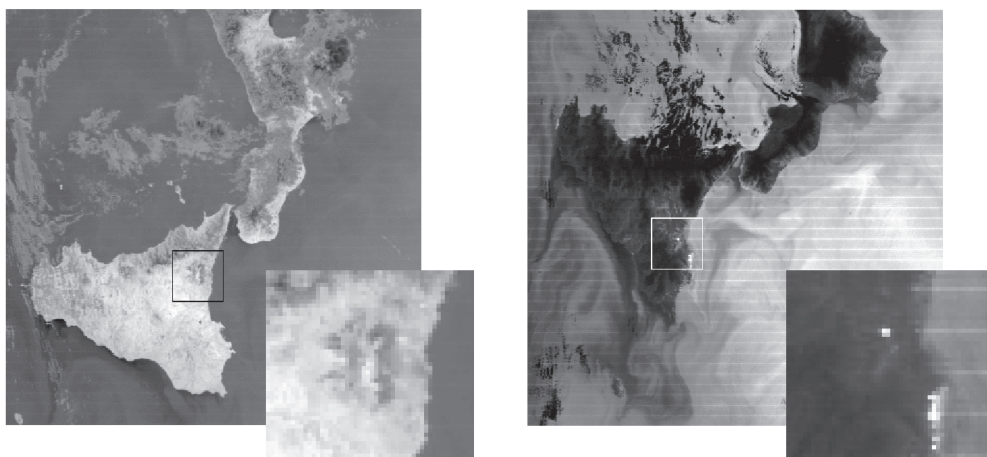


Slika 3: Sivo območje med polno in črtkano črto pomeni razpon temperaturnih vrednosti (glede na delež p , ki ga pokriva toplotna anomalija), pri katerih je mogoče opazovanje toplotnih anomalij. To je na eni strani omejeno z razmerjem med signalom in šumom (polna črta – min) in z zasičenostjo signala (črtkana – max). Pri na primer 2 % mora imeti toplotna anomalija vsaj približno 450 K, da jo MODIS zazna, ne sme pa preseči 1100 K, da jo lahko še fizikalno ovrednotimo.

toplotna anomalija s 750 K desetino slikovnega elementa, potem pride do nasičenosti senzorja (MODISov kanal 21 je nasičen pri 500 K), saj MIR-kanal (teoretično) izmeri temperaturo 510 K (slika 3). To pomeni, da lahko iz takih podatkov določimo kvečjemu najmanjšo možno površino oziroma najmanjšo možno temperaturo toplotne anomalije – anomalije ne moremo ustrezno fizikalno ovrednotiti. Še slabše se obnesejo drugi senzorji, ki dosežejo nasičenost v MIR-kanalu že pri približno 320–350 K. Pri zasičenosti igra vlogo tudi velikost slikovnega elementa – senzorji na geostacionarnih satelitih redko zaznajo tako velik signal, da pride do nasičenosti, po drugi strani pa toplotna anomalija pri visokoločljivostnih senzorzih, kot je na primer ETM+, pogosto v celoti prekrije slikovni element in zasiči signal. Zaradi težav s prešibkim ali premočnim signalom je najboljše hkrati uporabiti več različnih senzorjev.

Na opazovanje toplotnih anomalij vpliva tudi točkovna razsevna funkcija (ang. point spread function – PSF), s katero se opisuje odziv slikovnega elementa pri zajemu točkovnega objekta. Ob zajemu se namreč lahko zgodi, da ima točkovni objekt vpliv tudi na sosednje slikovne elemente in ne le na tistega, v katerem leži. To se zgodi pri toplotnih anomalijah, ko imamo opravka z močnim signalom. Pomembno je tudi, kje je ta točkovni objekt glede na slikovni element. Verjetnost, da ga bosta zaznala vsaj dva slikovna elementa, je veliko večja, če je ta objekt daleč stran od središča slikovnega elementa, ki prekrije ta objekt. Ta vpliv lahko odpravimo z upoštevanjem PSF, ki je značilnost senzorja. Veliko bolj preprosta rešitev je fizikalno ovrednotenje celotne toplotne anomalije, in ne posameznega slikovnega elementa (Zhukov in sod., 2005). Tako določimo toplotni tok za celotno anomalijo. Slabost te rešitve je, da izgubimo detajle na lokalni ravni, ki so pomembni, ko toplotna anomalija prekriva veliko območje (na primer dolg tok lave).

Ista rešitev zmanjša tudi vpliv napake georeferenciranja posameznih kanalov. Pri multispektralnih senzorzih namreč lahko (ko ne uporabimo istega objektiva za vse kanale) nastopi majhna napaka, ko se slikovni elementi iz različnih kanalov ne prekrivajo popolnoma. Tako pride do zamika



Slika 4: Primerjava med podatki podnevi in ponoči v MIR-spektru (kanal 21) podatkov MODIS (oktober 2002) na območju Sicilije – vidimo lahko, da termalna anomalija na Etni podnevi (levo) ne pride do izraza zaradi vpliva sonca, na nočni podobi pa je anomalija vidna (v beli barvi, poleg aktivne Etne ima povečano temperaturo tudi mesto Catania, na povečavi spodaj desno, in Sredozemsko morje).

med meritvami v MIR- in TIR-spektru. Ta napaka je odvisna od uporabljenega senzorja, vendar zamik ni večji od četrtnine velikosti slikovnega elementa (Allam, 1986). Kot že rečeno, ta vpliv močno zmanjšamo, če ovrednotimo anomalijo kot celoto, in ne posamezne slikovne elemente.

Zelo pomembna omejitev pri opazovanju toplotnih anomalij je prisotnost sončne svetlobe. Spekter sončne svetlobe sega namreč nekako do valovne dolžine 5 μm , kar pomeni, da sega tudi v MIR-spekter, v katerem je lastno sevanje toplotnih anomalij najmočnejše. Ponoči satelitski senzor zazna le lastno sevanje zemeljskega površja, podnevi pa še odbito sončno svetlobo v tem spektru (slika 4). Zato je treba prilagoditi algoritme, s katerimi prepoznamo anomalije. Poleg tega moramo odšteti radianco odbite sončne svetlobe (ocenimo jo na podlagi modelov, ki za delovanje potrebujejo natančen profil nekaterih meteoroloških parametrov v ozračju (npr. Lombardo in sod., 2008), da bi pridobili radianco, s katero lahko nato fizikalno ovrednotimo toplotno anomalijo).

3 ANALIZA ČASOVNE VRSTE TOPLOTNEGA TOKA

Kot primer uporabe daljinskega zaznavanja aktivnih ognjenikov v nadaljevanju prikazujemo izbruh Etne oktobra 2010. Za ta izbruh smo imeli na voljo satelitske podobe treh satelitov. Iz razpoložljivih podatkov smo določili toplotni tok toplotnih anomalij in analizirali časovno vrsto. Ognjeniško aktivnost smo opisali kot kinematični sistem. Pri kinematičnem sistemu ne poznamo vseh vplivov nanj, merimo pa lahko le posledice aktivnosti – kot na primer toplotne anomalije, opisane s toplotnim tokom. Kinematični sistem sloni na modelu gibanja. Tak model je le matematični približek, v katerem nastopajo tudi nepredvidene motnje. Ker tudi satelitske meritve niso brez napak (v daljinskem zaznavanju vplivajo na rezultate na primer razmere v ozračju, zenitni kot satelita itd.), je smiselno združiti model z meritvami in s tem pridobiti točnejše rezultate. To je običajno tudi edini način za določitev a posteriori ocene natančnosti satelitskih meritev, kajti nadštevilnih meritev (terenskih ali satelitskih) običajno ni. Primeren način za združevanje meritev z modelom je kalmanov filter.

3. 1 Osnove kalmanovega filtra

Kalmanov filter je optimalni rekurzivni linearni algoritem za obdelavo podatkov, ki ga je s sodelavci razvil Rudolf Emil Kalman (Kalman, 1960; Kalman in Bucy, 1961). Filter se je zelo hitro »prijel« v elektrotehniko, navigaciji in tudi v geodeziji. Objavljenih je bilo že več del, v katerih so predstavljene tako izpeljava filtra z različnih vidikov kot tudi možnosti njegove uporabe (npr. Brown in Hwang, 1996; Bar-Shalom, Li in Kirubarajan, 2001). Tudi v Geodetskem vestniku je bilo objavljenih že nekaj člankov na to temo, izpostavili pa bi le pregledni članek avtorjev Bogatin in Kogoj (2006). V prispevku je opisana uporaba kalmanovega filtra pri merjenju trirazsežnih koordinat v kinematičnem sistemu. Tudi v našem članku je bil uporabljen kinematični sistem, zato bomo v nadaljevanju le povzeli najpomembnejša dejstva, ki so sicer bolj detajlno navedena v omenjenem preglednem članku.

Kalmanov filter vključuje vse razpoložljive podatke (model, njegove napake, napake merske opreme, začetne vrednosti) za določitev optimalnega stanja sistema. Predvidevamo, da je sistem

opisan z linearnim modelom z belim in Gaussovim šumom, tudi šum opazovanj je bel in Gaussov (Bogatina in Kogoj, 2006; Bogatina in sod., 2008). Filter opisuje sistem, opisan s procesno enačbo in enačbo meritev, kjer so x stanje sistema oziroma vektor neznank, A prehodna matrika sistema, w vektor sistemskega šuma, z vektor meritev, H matrika opazovanj in v vektor šuma opazovanj. Indeksi k in $k+1$ se nanašajo na trenutek opazovanj t_k in t_{k+1} :

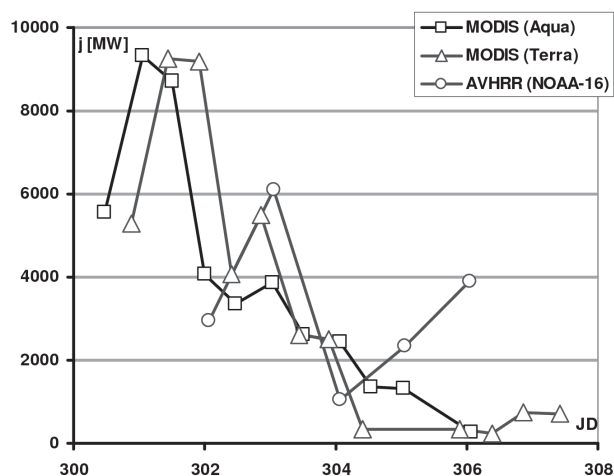
$$x_{k+1} = A \cdot x_k + w_k$$

$$z_k = H \cdot x_k + v_k$$

Osnova kalmanovega filtra je prenos funkcije gostote verjetnosti sistema po času do trenutka novih meritev. V enorazsežnem primeru se točka na primer giblje z enakomerno hitrostjo in pri tem s časom spreminja svojo koordinato. Koordinata, ki jo napoveduje model, vsebuje procesno napako, ki narašča s časom. V trenutku, ko so na razpolago meritve, filter združi napoved iz modela z meritvami (Bogatina in Kogoj, 2006). Po združitvi dobimo novo stanje sistema (koordinato) in kovariančno matriko sistema. Ta postopek se potem ponavlja - trenutno stanje sistema je izhodišče za napoved novega stanja sistema. Ko so na voljo nove meritve, z njimi popravimo napovedano stanje. Za delovanje torej potrebujemo le shranjeno zadnje ocenjeno stanje sistema in nove meritve.

3. 2 Izbruh Etna v oktobru 2002

Etna je eden izmed najbolj aktivnih vulkanov na Zemlji. Gre za stratovulkan s strmimi pobočji, katerega izbruhi so običajno eksplozivni, včasih pa se lava le izliva. V zadnjih desetih letih je Etna izbruhnila že petkrat, nazadnje leta 2008. Izbruh leta 2002 je sprožila serija potresov dne 27. oktobra. Iz zraka je bilo mogoče opaziti dva toka lave, ki pa nista ogrozila človeških življenj. Poškodovala sta daljnovode in infrastrukturo na smučišču. Posledica izbruha je bilo tudi zaprtje lokalnih letališč, saj je Etna posula okolico (s polmerom 15 km) s petcentimetrsko plastjo pepela,



Slika 5: Časovne vrste toplotnega toka za tri različne senzorje – na abscisni osi so naneseni zaporedni dnevi v letu, toplotni tok je podan v megavatih in je dosegel najvišjo vrednost v drugem dnevu izbruha z dobrimi devetimi gigavati.

ta je dosegel celo Libijo (Smithsonian Institution, 2010).

Ognjeniško aktivnost so zaznali tudi različni sateliti. Tako so na sliki 5 prikazane časovne vrste toplotnega toka za prvih osem dni izbruha. Prikazani so podatki, pridobljeni s senzorjem MODIS na krovu satelitov Terra in Aqua ter s senzorjem AVHRR na satelitu NOAA-16. Toplotni tok smo ocenili iz gostote energijskega toka (razdelek 2.1) in površine toplotne anomalije (uporabili smo NTI z mejno vrednostjo -0,91 za AVHRR, -0,87 za MODIS ponoči in -0,60 za MODIS podnevi; izsevnost smo nastavili na 0,96; Lombardo in sod., 2008). AVHRR smo uporabili le za nočni čas, kajti ovrednotenje z njim zaznanih toplotnih anomalij podnevi ni mogoče, ker namesto MIR-kanala (AVHRR-kanal 3B) podnevi deluje SWIR-kanal (AVHRR-kanal 3A). Vidimo lahko, da AVHRR v začetku izbruha ni zaznal anomalij. Dne 2. novembra (malo po polnoči; zaporedni dan v letu 306) pa je mogoče opaziti grobo napako: v uradnih poročilih ni navedb o povečani aktivnosti, vendar pa toplotni tok, ocenjen z AVHRRjem, kaže nasprotno.

3. 3 Hkratna uporaba podob MODIS in AVHRR za opazovanje aktivnosti Etne

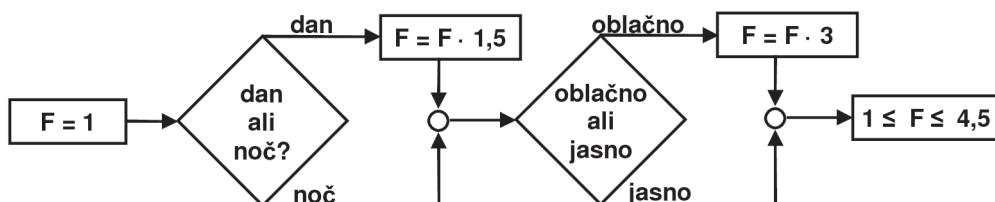
Da bi iz treh časovnih vrst dobili le eno optimalno oceno ognjeniške aktivnosti, smo se odločili uporabiti kalmanov filter. Tako smo zmanjšali šum v rezultatih. Ker je ognjeniška aktivnost težko predvidljiva, do sedaj še ni bilo razvitega modela, s katerim bi opisali, kako se toplotni tok spreminja s časom. Če se lava razlije na površje, potem se ohlaja približno premosorazmerno s kvadratnim koren timer. Običajno ne vemo, ali se je ognjeniški rezervoar lave že izpraznil (potem lahko uporabimo omenjen model ohlajanja) ali še ne (potem doteka nova in nova lava, katere količine ne poznamo). Zato smo se odločili uporabiti enorazsežen kinematični model. V nadaljevanju smo preizkusili modela, ki predvidevata ali konstantno hitrost (Bar-Shalom, Li in Kirubarajan, 2001) ali konstantni pospešek, a med njima ni bilo večje razlike, zato smo uporabili preprostejši model s konstantno hitrostjo.

V okviru nastavitve filtra je treba oceniti tudi apriori natančnost opazovanj, kovariančno matriko procesne napake, začetno stanje sistema (začetni približek vektor neznank) ter pripadajočo kovariančno matriko.

Kot podlago za apriori natančnost opazovanj smo vzeli vrednost najšibkejših anomalij, kot so jih ocenili Zhukov in sod. (2006) v svoji primerjavi med meritvami s senzorjema BIRD in MODIS. Ta za MODIS v idealni razmerah znaša približno 15 MW. Vendar je dejanska natančnost meritve odvisna od mnogo (od senzorja neodvisnih) vplivov. Majhna napaka v izmerjeni radianci ima namreč velike posledice v rezultatih. Poleg tega vplivajo na meritve tudi oblačnost (obлак lahko prekrije anomalijo), zenitni kot satelita (ob velikem kotu je vpliv atmosfere večji, prostorska ločljivost se zmanjša) in tudi sama velikost anomalije.

Idealno ocenjen standardni odklon $\sigma_0 = 15$ MW velja le za meritve v nadirju, saj je posredno odvisen tudi od velikosti slikovnega elementa na zemeljskem površju. Zato standardni odklon popravimo za velikost slikovnega elementa A . Poleg tega moramo upoštevati, koliko slikovnih elementov je bilo prepoznanih kot toplotna anomalija, kajti skupna vrednost toplotnega toka je vsota vseh tokov iz vseh celic. Zato popravimo apriori standardni odklon σ še za koren števila

slikovnih elementov n , prepoznanih kot toplotna anomalija. Dodatno smo empirično določili še faktor F , ki izraža vpliv dneva in noči (podnevi je natančnost slabša, ker na meritve v MIR-spektru vpliva tudi sonce) ter oblačnosti; na sliki 6 je prikazan postopek njene določitve.

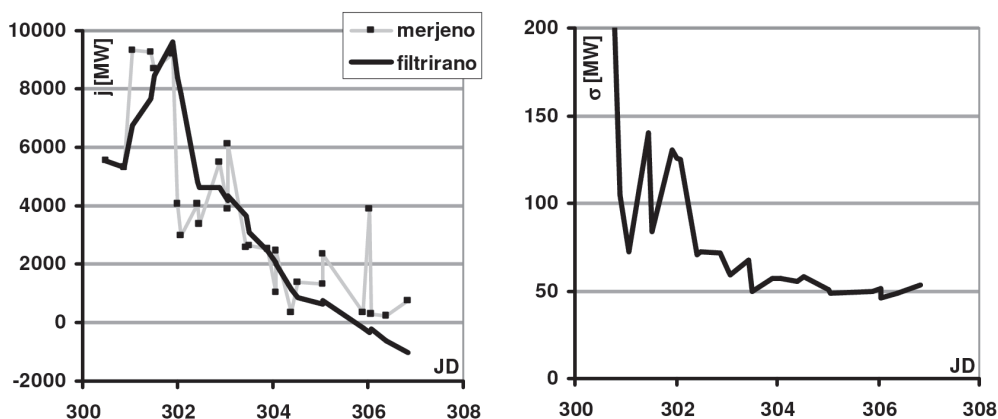


Slika 6: Diagram določitve parametra F – gre za empirično določen parameter, s katerim upoštevamo vplive dneva in noči (ocenjujemo, da je natančnost dnevnih opazovanj za 50 % slabša kot ponoči). Poleg tega ocenjujemo, da oblačnost poslabša opazovanja za 200 % (običajno sploh ne zaznamo toplotnih anomalij pod oblaki).

$$\sigma = A \cdot \sqrt{n} \cdot F \cdot \sigma_0$$

Začetno stanje sistema in pripadajočo kovarinačno matriko smo ocenili na podlagi prvega opazovanja v časovni vrsti. Začetni vrednosti toplotnega toka smo pripisali izmerjeno vrednost, začetni spremembi toplotnega toka po času pa 0 W/dan. Pripadajoči kovariančni matriki smo na diagonalo nastavili vrednosti apriori ocene natančnosti opazovanj. Opredeliti je bilo treba še procesno matriko, kjer smo kot skalar q (Bogatin in Kogoj, 2006) uporabili vrednost 100.

Na sliki 7 so prikazani rezultati. Filter razmeroma uspešno sledi opazovani aktivnosti prve štiri dni, ko je Etna še bruhala (slika 7 zgoraj). Po 31. oktobru (zaporedni dan v letu 304) pa se pojavijo odstopanja med filtriranimi in merjenimi vrednostmi. Dne 2. novembra se toplotni tok spusti celo pod ničlo, kar je seveda nemogoče, zato bi morali tu filter znova inicializirati. Zadnja opazovanja imajo majhno natančnost, saj je bilo območje prekrito z oblaki. Sled kovariančne



Slika 7: Primerjava opazovanj s filtriranimi vrednostmi (levo) – standardni odklon ocenjenega toplotnega toka (desno). Standardni odklon se po začetnih oscilacijah spusti na približno 50 MW, kar je bolje od pričakovane vrednosti.

matrike sistema (na sliki ni prikazana) in standardni odklon toplotnega toka (slika 7 spodaj) dokaj hitro konvergirata – standardni odklon se po začetnih oscilacijah ustali pri približno 50 MW. Do te vrednosti pridemo tudi pri večini drugih nastavitev filtra.

4 RAZPRAVA

Tehnike vrednotenja anomalij so stare že skoraj trideset let, vendar se to področje še vedno razvija. V bližnji prihodnosti lahko pričakujemo prve satelite, namenjene izključno opazovanju toplotnih anomalij (poleg ognjenikov še požari), zamenjali se bodo tudi meteorološki sateliti (MODIS, SEVIRI). Pričakujemo lahko večjo natančnost meritev, mogoče kakšen nov kanal, uporaben za vrednotenje toplotnih anomalij, predvsem pa boljše prostorsko ločljivost, ki bo med drugim omogočala nekatere dodatne metode predobdelave podatkov, kot sta topografska normalizacija in ortorektifikacija.

V članku smo kot primer pokazali časovno vrsto toplotnega toka toplotne anomalije po izbruhu Etne oktobra 2002. Ta primer je pokazal, da lahko podatki vsebujejo veliko šuma, kar omejuje predvsem sistem za zgodnje opozarjanje pred ognjeniški izbruhi. Nemško ministrstvo za znanost financira projekt »Exupéry – a mobile volcano fast response system« (Hort in sod., 2010), v okviru katerega nadzorujemo toplotne anomalije z opisanimi metodami. Šum v podatkih pomeni, da je še veliko možnosti tako na področju strojne opreme kot tudi na področju obdelave podatkov, kjer je trenutno največ možnosti za razvoj prav na področju filtriranja šuma.

Za filtriranje šuma smo uporabili kalmanov filter. Bogatin in Kogoj (2006) v pregledu kalmanovega filtra poudarjata, da je za njegovo uspešno uporabo pomembno poznavanje merske opreme. Mi dodajamo, da je poznavanje filtriranega sistema prav tako pomembno za uspešno delo. Ker nam ni poznan noben model ognjeniške aktivnosti na podlagi meritev v termičnem spektru, smo uporabili kinematični model. Poleg same izbire primernega modela je težavna tudi nastavitve začetnih vrednosti kovariančne matrike sistema. Če pri inicializaciji vnesemo premajhen šum v filter, bo zaupanje v model previsoko, rezultati bodo preveč filtrirani, kar lahko vodi v divergenco rezultatov. Po drugi strani pomeni prevelik šum večje zaupanje v opazovanja, ki pa niso nujno natančna. Naš prispevek se glede tega razlikuje od članka Bogatin in Kogoj (2006), saj pri nas ni šlo za laboratorijsko delo, temveč se pogoji in s tem natančnost opazovanj med podobami močno razlikujejo.

V primeru Etne smo bili pri filtriranju le delno uspešni, zato moramo v prihodnosti preskusiti njegovo delovanje tudi na drugih ognjenikih, uporabiti druge modele in kontrolirati rezultate še z neodvisnimi opazovanji (na primer terenske meritve ali satelitske meritve večje natančnosti). Možna je tudi uporaba druge tehnike filtriranja, na primer filtra na podlagi valčkov (ang. wavelets). Ena pomembnejših nalog bo tudi preizkus izbranega filtra na časovnih vrstah iz podatkov, pridobljenih z geostacionarnimi sateliti, saj je časovni korak tu mnogo manjši in predvsem bolj enakomeren. V članku smo namreč delali z opazovanji, ki so si sledila na vsake pol ure ali pa na 12 ur. Predpostavka, da se parametri kinematičnega modela v tako dolgem času ne spremenijo, pa na aktivnem ognjeniku ni vedno prava.

Literatura in viri:

- Allam, R. J. (1986). Technical note: On a slight mis-registration of AVHRR - channels 3 and 4. *International Journal of Remote Sensing*, 7(7), 887–894.
- Bar-Shalom, Y., Li, X. R., Kirubarajan, T. (2001). *Estimation with Applications to Tracking and Navigation 1st ed.*, Wiley-Interscience.
- Bogatin, S., Kogoj, D. (2006). Uporaba kalmanovega filtra v terestrični geodeziji. *Geodetski vestnik*, 50(2), 211–223.
- Bogatin, S., Foppe, K., Wasmeier, P., Wunderlich, T. A., Schäfer, T., Kogoj, D. (2008). Evaluation of linear Kalman filter processing geodetic kinematic measurements. *Measurement*, 41(5), 561–578.
- Brown, R. G., Hwang, P. Y. C. (1996). *Introduction to Random Signals and Applied Kalman Filtering: with MATLAB Exercises and Solutions*, 3rd ed. John Wiley & Sons.
- Dehn, J., Dean, K., Engle, K. (2000). Thermal monitoring of North Pacific volcanoes from space. *Geology*, 28(8), 755–758.
- Dozier, J. (1981). A method for satellite identification of surface temperature fields of subpixel resolution. *Remote Sensing of Environment*, 11, 221–229.
- ESA, 2010. AATSR. Pridobljeno 20. 3. 2010 s spletne strani: <http://envisat.esa.int/earth/www/object/index.cfm?fobjectid=3773>
- EUMETSAT, 2010. The SEVIRI instrument. Pridobljeno 20. 3. 2010 s spletne strani: http://www.eumetsat.int/groups/ops/documents/document/pdf_ten_msg_seviri_instrument.pdf
- Gawarecki, S. J., Lyon, R. J. P., Nordberg, W. (1965). Infrared spectral returns and imagery of the Earth from space and their application to geological problems: scientific experiments for manned orbital flight. *American Astronautical Society, Science and Technology Series*, 4, 13–133.
- Giglio, L., Kendall, J. D., Justice, C. O. (1999). Evaluation of global fire detection algorithms using simulated AVHRR – infrared data. *International Journal of Remote Sensing*, 20(10), 1947–1985.
- Harris, A., Swabey, S., Higgins, J. (1995). Automated thresholding of active lavas using AVHRR – data. *International Journal of Remote Sensing*, 16(18), 3681–3686.
- Harris, A. J., Stevenson, D. S. (1997). Thermal observations of degassing open conduits and fumaroles at Stromboli and Vulcano using remotely sensed data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76(3–4), 175–198.
- Hort in sod., 2010. Exupéry – a mobile volcano fast response system. Pridobljeno 20. 3. 2010 s spletne strani: <http://www.exupery-vfrs.de/>
- JMA, 2010. Meteorological Satellite MTSAT series. Pridobljeno 20. 3. 2010 s spletne strani: <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/satellite/>
- Kalman, R. E. (1960). A new approach to linear filtering and prediction problems. *Journal of Basic Engineering*, 82(1), 35–45.
- Kalman, R. E., Bucy, R. S. (1961). New Results in Linear Filtering and Prediction Theory. *Transactions of the ASME, Series D, Journal of Basic Engineering*, 83, 95–107.
- Lombardo, V., Harris, A. J. L., Calvari, S., Buongiorno1, M. F. (2008). Spatial variations in lava flow field thermal structure and effusion rate derived from very high spatial resolution hyperspectral (MIVIS) data. *Journal of Geophysical Research*, 114, B02208.
- Markwardt, C. B. (2009). Non-linear Least Squares Fitting in IDL with MPFIT. ADASS XVIII conference, Quebec, Canada, 251–254.
- Manconi, A., Walter, T. R., Amelung, F. (2007). Effects of mechanical layering on volcano deformation. *Geophysical Journal International*, 170(2), 952–958.
- NASA, 2010a. MODIS Web. Pridobljeno 20. 3. 2010 s spletne strani: <http://modis.gsfc.nasa.gov/>
- NASA, 2010b. ASTER. Pridobljeno 20. 3. 2010 s spletne strani: <http://asterweb.jpl.nasa.gov/>
- NASA, 2010c. The Landsat Program. Pridobljeno 20. 3. 2010 s spletne strani: <http://landsat.gsfc.nasa.gov/>
- NOAA, 2010a. GOES Imager Instrument. Pridobljeno 20. 3. 2010 s spletne strani: <http://noaasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/imager.html>

NOAA, 2010b. *Advanced Very High Resolution Radiometer - AVHRR*. Pridobljeno 20. 3. 2010 s spletne strani: <http://noaasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/avhrr.html>

Oppenheimer, C., Francis, P. (1997). *Remote sensing of heat, lava and fumarole emissions from Erta 'Ale volcano, Ethiopia*. *International Journal of Remote Sensing*, 18(8), 1661–1692.

Oštir, K., Komac, M. (2007). *PSInSAR and DInSAR methodology comparison and their applicability in the field of surface deformations – a case of NW Slovenia*. *Geologija*, 50(1), 77–96.

Pergola, N., Marchese, F., Tramutoli, V. (2004). *Automated detection of thermal features of active volcanoes by means of infrared AVHRR records*. *Remote Sensing of Environment*, 93(3), 311–327.

Pieri, D. C., Glaze, L. S., Abrams, M. J. (1990). *Thermal radiance observations of an active lava flow during the June 1984 eruption of Mount Etna*. *Geology*, 18(10), 1018–1022.

Prata, A. J., 1989. *Observations of volcanic ash clouds in the 10-12 micron window using AVHRR/2 data*. *International Journal of Remote Sensing* 10(4–5), 751–761.

Rix, M., Valks, P., Hao, N., Geffen, J., Clerbaux, C., Clarisse, L., Coheur, P.-F., Loyola, D. G., Erbertseder, T., Zimmer, W., Emmadi, S. (2009). *Satellite monitoring of volcanic sulfur dioxide emissions for early warning of volcanic hazards*. *IEEE, Fostering Applications of Earth Observations of the Atmosphere Special Issue*, 2(3), 196–206.

Rothery, D. A., Francis, P. W., Wood, C. A., 1988. *Volcano Monitoring Using Short Wavelength Infrared Data from Satellites*. *J. Geophys. Res.*, 93(B7), 7993–8008.

Simkin, T., Siebert, L. (1994). *Volcanoes of the World: A Regional Directory, Gazetteer, and Chronology of Volcanism During the Last 10,000 Years 2nd ed.*, Geoscience Press.

Smithsonian Institution, 2010. Pridobljeno 20. 3. 2010 s spletne strani: <http://www.volcano.si.edu/>

Wright, R., Flynn, L., Harris, A. (2001). *Evolution of lava flow-fields at Mount Etna, 27-28 October 1999, observed by Landsat 7 ETM+*. *Bulletin of Volcanology*, 63(1), 1–7.

Wright, R., Flynn, L., Garbeil, H., Harris, A., Pilger, E. (2002). *Automated volcanic eruption detection using MODIS*. *Remote Sensing of Environment*, 82, 135–155.

Zhukov, B., Briess, K., Lorenz, E., Oertel, D., Skrbek, W. (2005). *Detection and analysis of high-temperature events in the BIRD mission*. *Acta Astronautica*, 56(1-2), 65–71.

Zhukov, B., Lorenz, E., Oertel, D., Wooster, M., Roberts, G. (2006). *Spaceborne detection and characterization of fires during the bi-spectral infrared detection (BIRD) experimental small satellite mission (2001–2004)*. *Remote Sensing of Environment*, 100(1), 29–51.

Prispelo v objavo: 7. april 2010

Sprejeto: 18. november 2010

dr. Klemen Zakšek, univ. dipl. inž. geod.

Univerza v Hamburgu - Inštitut za geofiziko, Bundesstr. 55, D-20146 Hamburg
e-pošta: klemen.zaksek@zmaw.de

prof. dr. Matthias Hort, univ. dipl. fizik

Univerza v Hamburgu - Inštitut za geofiziko, Bundesstr. 55, D-20146 Hamburg
e-pošta: matthias.hort@zmaw.de