

Satelitske karakteristike i grmljavinska aktivnost intenzivnih konvektivnih oluja

Mikuš Jurković, Petra

Doctoral thesis / Disertacija

2017

Degree Grantor / Ustanova koja je dodijelila akademski / stručni stupanj: **University of Zagreb, Faculty of Science / Sveučilište u Zagrebu, Prirodoslovno-matematički fakultet**

Permanent link / Trajna poveznica: <https://urn.nsk.hr/urn:nbn:hr:217:777845>

Rights / Prava: [In copyright](#) / [Zaštićeno autorskim pravom.](#)

Download date / Datum preuzimanja: **2024-04-24**



Repository / Repozitorij:

[Repository of the Faculty of Science - University of Zagreb](#)





Sveučilište u Zagrebu

PRIRODOSLOVNO MATEMATIČKI FAKULTET
GEOFIZIČKI ODSJEK

Petra Mikuš Jurković

**SATELITSKE KARAKTERISTIKE I
GRMLJAVINSKA AKTIVNOST
INTENZIVNIH KONVEKTIVNIH OLUJA**

DOKTORSKI RAD

Zagreb, 2017.



Sveučilište u Zagrebu

PRIRODOSLOVNO MATEMATIČKI FAKULTET
GEOFIZIČKI ODSJEK

Petra Mikuš Jurković

**SATELITSKE KARAKTERISTIKE I
GRMLJAVINSKA AKTIVNOST
INTENZIVNIH KONVEKTIVNIH OLUJA**

DOKTORSKI RAD

Mentori: dr. sc. Nataša Strelec Mahović
dr. sc. Branka Ivančan-Picek

Zagreb, 2017.



University of Zagreb

FACULTY OF SCIENCE
DEPARTMENT OF GEOPHYSICS

Petra Mikuš Jurković

SATELLITE SIGNATURES AND LIGHTNING CHARACTERISTICS OF SEVERE CONVECTIVE STORMS

DOCTORAL THESIS

Supervisors: dr. sc. Nataša Strelec Mahović
dr. sc. Branka Ivančan-Picek

Zagreb, 2017.

Ova doktorska disertacija izrađena je na Državnom hidrometeorološkom zavodu u Zagrebu pod vodstvom dr.sc. Nataše Strelec Mahović i dr.sc. Branke Ivančan-Picek, u sklopu Sveučilišnog poslijediplomskog studija pri Geofizičkom odsjeku Prirodoslovno matematičkog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu.

Mentorica dr.sc. Nataša Strelec Mahović ravnateljica je Državnog hidrometeorološkog zavoda te je izabrana u znanstveno zvanje znanstvenog suradnika.

Mentorica dr.sc. Branka Ivančan-Picek načelnica je Sektora za meteorološka istraživanja i razvoj te je izabrana u znanstveno zvanje višeg znanstvenog suradnika.

Veliko hvala doc. dr. sc. Nataši Strelec Mahović, mojoj mentorici na diplomskom i doktorskom studiju koja je imala najveći utjecaj na moj znanstveni razvoj. Hvala joj na pruženoj prilici, prenesenom znanju, savjetima, podršci i ohrabrenjima.

Hvala mojoj mentorici dr. sc. Branki Ivančan-Picek na pruženoj prilici i slobodi u istraživačkom radu te stručnoj i moralnoj podršci.

Želim zahvaliti članovima povjerenstva za ocjenu doktorskog rada, doc. dr. sc. Maji Telišman Prtenjak, nasl. doc. dr. sc. Kristianu Horvathu i prof. dr. sc. Branku Grisogonu na uloženom trudu, korisnim komentarima i sugestijama koje su ovaj rad učinile kvalitetnijim i potpunijim. Hvala i mojim dragim prijateljicama Karmen i Tanji na korisnim savjetima, ohrabrenjima i podršci koju su mi pružile tijekom mog doktorskog studija.

I za kraj, veliko hvala mojoj obitelji, suprugu Ivanu, roditeljima Sanji i Borisu i bratu Mislavu na strpljenju, razumijevanju te bezuvjetnoj ljubavi i podršci.

SAŽETAK

Intenzivne konvektivne oluje često predstavljaju potencijalnu opasnost za ljudski život i materijalna dobra, dok je vrijeme i mjesto nastanka te intenzitet istih još uvijek teško predvidiv i predstavlja jedan od najvećih izazova u prognozi vremena. Izuzetnu važnost u prognozi konvekcije imaju satelitski podaci i podaci o munjama, a njihovo karakteristično ponašanje prije i tijekom grmljavinskih oluja može uvelike poboljšati prognozu neposrednog razvoja vremena (eng. nowcasting). U ovom radu korišteni su podaci s geostacionarnih satelita druge generacije Meteosat-9 i Meteosat-10 te podaci o munjama iz međunarodnog LINET (od eng. LIghtning NETwork) sustava. Uspoređene su četiri objektivne satelitske metode koje se temelje na kombinaciji satelitskih kanala u infracrvenom dijelu spektra i služe za detekciju premašujućeg vrha (OT, od eng. Overshooting Top) iznad nakovnja kumulonimbusa (Cb), koji je posljedica jake uzlazne struje unutar konvektivne ćelije. Utvrđeno je da najmanji broj pogrešnih detekcija ima nova jednostavna objektivna satelitska metoda, nazvana COMB (od eng. COMBination). Većina pogrešno detektiranih OT-ova koristeći spomenutu metodu nalazila se u području specifičnih termičkih oblika na vrhovima konvektivnih oblaka (hladnog prstena ili hladnog U/V) koji su također karakteristični za intenzivnu konvektivnu aktivnost. U blizini detektiranih OT-ova najčešće dolazi do olujnih udara vjetra koji su često praćeni intenzivnim pljuskom, dok je u značajnom broju slučajeva zabilježen i izražen pad temperature. Analizom grmljavinske aktivnosti nad promatranim područjem utvrđeno je da su grmljavinski najaktivnija pred-alpska područja, a u Hrvatskoj Istra u ljeto i južni Jadran tijekom jesenskih mjeseci. Neposredno prije ili za vrijeme OT-a te prije pojave tuče pri tlu opažen je nagli porast broja ukupnih električnih izboja, izmjerene su najviše amplitude struje i opažen porast srednje visine munja između i unutar oblaka.

Ključne riječi: Konvekcija, grmljavinska aktivnost, premašujući vrh (OT), MSG SEVIRI podaci, tuča, opasne vremenske pojave

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Development and forecasting of convective storms are still one of the biggest challenges in the operational meteorology. Although in global and mesoscale numerical modeling continuous improvement is observed, time and location of development, as well as intensity of convective storms are very difficult to forecast due to their relatively short duration and small spatial dimensions. Thus, using of remote sensing data in the convection forecasting is very important. Characteristics and typical behavior of those data before and during the convective storms could serve as parameters for estimation of storm intensity and their potential for causing severe weather conditions on the ground. Thunderstorms often produce hazardous weather conditions, such as large hail, damaging wind, heavy rainfall, tornadoes (e.g. Bedka, 2011; Setvák et al., 2010; Dworak et al., 2012), strong horizontal and vertical wind shear and frequent lightning (Wiens et al., 2005; Machado et al., 2009; Meyer et al., 2013) posing significant risks for human lives and properties. The updraft area of a severe thunderstorm is frequently manifested by the appearance of the overshooting tops (OTs). The OT is dome-like structure above the cumulonimbus (Cb) anvil, which protrudes through the equilibrium level (in the convective storms very close to the tropopause level). Generally, the largest OTs, with diameters of up to 15 km and lifetimes of several hours, are usually detected within the strongest storms. Thunderstorms with the characteristic thermal features on the top of the convective clouds, such as cold ring or cold U/V are a consequence of very strong convective activity characterized with the OT development (Setvák et al., 2008b). The OT and cold ring features can be indicators of severe thunderstorms that usually produce large hail, severe wind and possibly tornadoes (Iršič Žibert and Žibert, 2013; Mikuš and Strelec Mahović, 2012). Because of significant correlation between the occurrence of an OT and severe weather conditions on the ground (Bedka, 2011; Mikuš and Strelec Mahović, 2012; Dworak et al., 2012), OT detection has become more important in operational nowcasting.

OT are most easily observed in high resolution visible (HRV) images that give an information about the 3D structure of the storm tops, but are limited to daytime hours. The OT detection using HRV satellite image depends on the sun angle, OT heights and shadow lengths, time period of the OT observation, and experience of the forecasters. In color enhanced infrared 10.8 μm (IR10.8) satellite images, OTs are usually represented with a relatively small group of pixels colder than the surrounding pixels of the convective cloud anvil (Bedka et al., 2010). However, recent studies have shown that OTs are not always

represented with a brightness temperature (BT) minimum, especially in storms with specific thermal features at the cloud top, such as cold ring or cold U/V (e.g. Stáštka and Setvák, 2008). In that kind of situations, OT temperature is similar to the temperature of cold ring features, and sometimes could even be situated in the warm area of the cold ring. Because of these visual detection limitations, objective satellite based OT detection methods have been developed that represent helpful nowcasting tools, especially for regions that lack radar coverage. The recognition and detection of OT using objective satellite based methods (Rosenfeld et al., 2008; Bedka et al., 2010; Mikuš and Strelec Mahović, 2012) are strongly dependent on the spatial and temporal resolution of the satellite data, and for those methods that rely on visible satellite imagery possible only during daytime.

OTs are linked to the electrical activity of the storm, since updraft surges coincide with an increase in total flash rate (Wiens et al., 2005). In several studies (Elliot et al., 2012) specific behavior of lightning activity was found during thunderstorms with OT, what can possibly improve the objective detection of the OT. Potential for the lightning production, as well as lightning distribution are different for the different type (single cell, multicell, supercell, mesoscale convective system) of convective storms. Nonetheless, some typical behavior of lightning characteristics could be observed during severe thunderstorms. A rapidly growing flash rate (Williams et al., 1999) and/or significant increase in the number of positive strokes have been related to an increase in the potential for severe weather, yet do not guarantee that severe weather will occur. In strong and severe convective storms cloud to ground (CG) lightning production usually decreases, whereas a significant increase in the number of intra-cloud (IC) flashes is detected (Buechler et al., 2000; Lang et al., 2000; Lang and Rutledge, 2002; Emersic et al., 2011). Furthermore, the total flash rate rapidly increases before severe weather occurrence (Schultz et al., 2009, 2011; Darden et al., 2010; Gatlin and Goodman, 2010). Therefore, total lightning (TL) information is considered to be one of the best early indicators of a strengthening updraft within a thunderstorm (Schultz et al., 2011).

Intensity of a convective storm's updraft and its potential to produce severe weather conditions can be estimated using satellite-retrieved vertical profiles of cloud top temperature vs. cloud particle effective radii ($T-r_e$ profiles) (Lensky and Rosenfeld, 2008; Rosenfeld et al., 2008). Deep convective clouds composed of small particles at the cloud top (r_e 's of 15–20 μm) have stronger updrafts and consequently are associated with greater updraft velocities and very cold supercooled drops ($< -30\text{ }^\circ\text{C}$). Analyzing a large number of severe hailstorms, Rosenfeld et al. (2008) showed that strong to severe updrafts are characterized by delayed growth of r_e to greater heights and lower temperatures.

Data and methods

In this study the characteristics of convective cloud tops were analyzed and objective satellite based OT detection methods tested using Meteosat Second Generation (MSG) Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) data (Schmetz et al., 2002). Tested OT detection methods are calculated from Meteosat 9 15-min data and defined as brightness temperature differences (BTD) between following channels: WV–IRW, which is the difference of BTs in channels 6.2 and 10.8 μm ; CO₂–IRW, which is the BTD of channels 13.4 and 10.8 μm and O₃–IRW, which is the BTD of channels 9.7 and 10.8 μm . Beside mentioned BTD methods, the ability of a new simple method, called COMB has also been tested. COMB method is combination of two BTD methods, WV – IRW and O₃ – IRW, and is composed to avoid significant number of false alarms which are produced using just WV – IRW method.

The ability of each BTD method to detect OTs was tested during July 2009, between 15 and 16 UTC (five SEVIRI scans) using Meteosat 9 HRV images. Locations of the OTs detected by the mentioned BTD methods are compared with subjectively visually observed OTs on HRV images. Color-enhanced IR10.8 satellite images have also been analyzed to determine infrared (IR) BT and specific thermal signatures of convective clouds in cases with OTs. Every mentioned BTD method includes criteria for the 10.8 μm BT and for certain BTD (COMB method for two BTDs). The criteria for IR BT were chosen based on previous investigations by Bedka (2011) and Martin et al. (2008) who used IR10.8 BT ≤ 215 K as a threshold for very cold pixels within convective clouds. Setvák et al. (2007), using 1 km MODIS data, determined a WV 6.2–IRW BTD in the range of 4 to 7 K in the overshootings above the coldest cloud tops. The thresholds for CO₂–IRW and O₃–IRW were adapted from those mentioned by Kwon et al. (2009) and Kwon et al. (2010) for the tropics, based on the empirical results over Europe. Using the COMB method only the O₃–IR BTD values >13 K in the region where the IR10.8 BT is 215 K and WV–IR BTD > 4 K are detected as OT pixels.

For OTs detected from the satellite data by the COMB method spatial, temporal and seasonal analysis over central Europe were performed in order to determine spatial and temporal distribution of intensive convective activity over the analyzed region. Furthermore, the appearances of the OTs were compared with the weather conditions over central Europe (Croatia, Slovenia, Hungary, Austria, Slovakia) recorded by the automatic weather stations. Analysis of the correlation between the appearance of the OTs and the occurrence of the wind gusts, temperature drops, relative humidity increases and precipitation has been performed for

the periods of May-September 2009 and 2010, which is the warm part of the year when the convective activity is the most dominant (e.g., Mikuš et al., 2012; Morel and Sensi, 2002).

When comparing satellite data with the data from the ground stations, the parallax shift of the cloud pixels, whose values are significant for deep convective clouds, has to be taken into account. For calculation of parallax shift the height of cloud top have to be estimated. Because the OTs are considered to have a height similar to the height of the tropopause, the mean tropopause height was derived from the radio-sounding data representative for the studied regions. Parallax correction was then estimated using the tables from <http://convection-wg.org/parallax.php>, taking the mean tropopause height as the OT cloud-top height. To avoid shifting each cloud pixel, the locations of the automatic stations were shifted north-eastwards for the amount of the parallax correction in the given region. Coordinates of each pixel meeting the criteria for the BT and BTD have been compared to the parallax corrected coordinates of the automatic stations. If a parallax corrected location of an automatic station falls within the range of 0.1° (approx. 10 km) from the OT detection, the data of that automatic station are used for the analysis. Because the nominal time of the MSG satellite images is the time when the scan starts at the South Pole and the region of Central Europe is scanned app. 10 min after, it is considered that the data have a time stamp of the nominal satellite time +10 min. For that time stamp, automatic station data in the period ± 15 min were analyzed. Hail occurrences observed at nearly 500 locations over the continental part of Croatia were also compared to the detected OTs within the range of 0.2° from the parallax-corrected hailpad location.

Over the central European domain, an analysis of lightning activity was performed using the lightning data provided by the low-frequency (VLF/LF) international lightning detection network (LINET). Analysis is done on high resolution grid with spatial resolution of 0.1° (app. 10 km), which gives more detailed information about the lightning "hot spots". Spatial and temporal distributions of lightning activity, but also seasonal and monthly variations of lightning density over the studied region have been analyzed. Detailed analysis of lightning activity was done for selected convective episodes when the OTs were detected at the tops of the thunderstorms, and also for the hail-producing storms. The convective cells were tracked during their lifetime and only the lightning activity connected to the tracked cell was analyzed. LINET system covers a wide area from approximately 30°N 10°W to 65°N 35°E and detects the TL, but it also separately detects CG strokes and IC discharges (Betz et al., 2009; Mikuš et al., 2012). LINET IC detections will be termed "IC-strokes" according to the terminology given by Betz et al. (2008). This technical term is used to emphasize the

distinction from IC radio sources detected with very high frequency (VHF) sensors and should not be confused with CG return strokes.

Sensitivity of LINET sensors is very high, enabling detection of strokes with current amplitudes below 5 kA. Statistical average location accuracy is better than 150 m (Betz et al., 2009); however, the sensitivity of the sensors decreases as the distances of the lightning strokes from the LINET sensors increase (Höller et al., 2009). The discrimination between IC and CG lightning strokes is possible by using the three dimensional time-of-arrival (TOA) analysis (Betz et al., 2008). For the reliable determination of the IC strokes height, at least 4 sensors are needed, located within 150–200 km of each other (Betz et al., 2009). In the central part of the network even very weak lightning events can be detected (< 5 kA) and discrimination between CG and IC lightning is more successful than in the surrounding areas, where the sensors detect predominantly stronger events such as CG strokes (Dimitrova et al., 2013; Betz et al., 2009). Over the studied domain lightning is detected by approximately 40 sensor sites.

Lastly, for the hail-producing storms registered by the hailpads, the cloud-top microphysical properties were analyzed using MSG SEVIRI 3.9 μm reflectivity data in form of $T-r_e$ profiles. Based on the properties of the 3.9 μm channel, the vertical evolution of the cloud top particle size can be retrieved using the methodology of Rosenfeld and Lensky (1998). The maximum detectable r_e is 35 mm because the signal saturates at higher values. The methodology of Lensky and Rosenfeld (2008) assumes that the $T-r_e$ relations obtained from a scene of clouds at various stages of their development equals the $T-r_e$ evolution of the top of a single cloud as it grows vertically. The limitation of the method is the availability of the 3.9 μm reflectivity only during the day time.

Results and concluding remarks

From the three tested OT detection methods, the COMB BTM method was found to be the most appropriate BTM method for detecting the OTs over the studied region due to lowest number of false alarms. Eighty percent of the OT pixels detected using the COMB BTM method is associated with visually detected OTs in the HRV images. According to the comparison with HRV images supported by the analysis of cloud-top temperature based on color-enhanced IR10.8 images, all tested BTM methods detected regions of deep convective clouds. In some cases, detected OT pixels occupy an area too large to exclusively represent an OT. Most of the OT pixels referred to as a “false alarm” are located within the cold ring or

cold U/V features observed in color-enhanced IR10.8 images. These thermal features represent very strong and intense convection (Setvák et al., 2010) and are often connected with severe weather conditions, such as large hail, strong winds and heavy rain (e.g. Iršič Žibert et al., 2010). A certain number of the OTs cannot be detected using IR channel-based methods, although they are visible in HRV images. This number includes OTs with an IR10.8 BT > 215 K, i.e., “warm thunderstorms,” which are not very frequent. Additionally, the OT detection is strongly dependent upon the spatial resolution of the satellite instruments. Consequently, some of the OTs can be recognized in the 1 km/pixel HRV imagery, but cannot be detected using BTD methods which are based on IR satellite data with spatial resolution of 3 km/pixel.

An analysis of the weather conditions related to the satellite-based detected OTs showed that the best correspondence is found for precipitation, but it is also significant for strong and gale wind gusts. Additionally, significant temperature drops and relative humidity increases are also frequently observed in the vicinity of detected OTs. A correlation between OTs detected using the COMB method and hail in the continental part of Croatia was found in 38 % of the cases. According to the results presented, in a significant number of cases, extreme weather conditions, such as gale wind gusts or significant 10-min precipitation amounts, are observed in the vicinity of the detected OTs. For that reason, it appears that the detected OT could be a very good indicator that some severe weather conditions could be expected. In such situation, a more detailed analysis and the attention of the forecasters for the particular convective storm with OT are required. Other indicators of severe weather, such as specific thermal features (observed in color-enhanced IR10.8 images), right-moving storms (observed on HRV or IR10.8 images), above anvil plumes (HRV images), which indicate the penetrations of the OT through the tropopause level, and many other indicators (Putsay et al., 2011a), should be analyzed to provide better information on the possibilities for severe weather conditions near the ground.

During the analyzed time period maximum number of lightning strokes is detected in northeastern Italy and western Slovenia, as well as in the pre-alpine region. On the territory of Croatia in the analyzed period, thunderstorm most active region is the Istrian peninsula during the summer months and southern Dalmatia in the autumn. Above the highest areas of the Alps, Apennines and Dinaric Alps lightning activity is rather low, but a weaker lightning activity is also detected over the sea. Over the mentioned regions the observed minimum of lightning activity is partly due to lack of the sensors above these areas.

During spring, lightning activity increases over the continental part of the study area, especially during the month of May. Summer months are most active, as expected, wherein intensive convective thunderstorms usually occur over the land with pronounced maximum in the pre-alpine area, especially in the region of Friuli-Venetia-Giulia. In autumn, intensity of lightning activity increases over the sea and along the coastline as a consequence of stronger temperature contrast between the colder air and warmer sea surface. Lightning activity is very weak and concentrated along the coastline during the winter months.

In average, about 70 % of all detected lightning strokes have negative polarity and approximately 30 % are positive lightning strokes. That is in accordance with the results from the relatively new study by Wapler (2013), while in numerous other studies the amount of positive lightning strokes is significantly lower (Finke and Hauf, 1996; Schulz et al., 2005), probably due to sensitivity of the sensors used. LINET sensors employed in this analysis can detect very weak lightning strokes (current amplitudes < 5 kA), what have a large impact on the results, because lightning strokes with the current amplitudes smaller than 10 kA are most numerous during the lifetime of the convective cells.

The largest number of lightning strokes was detected during the afternoon, with the maximum between 1500 and 1600 UTC, where the largest contribution comes from lightning detected during summer. In spring, maximum of lightning activity is reached earlier, between 1400 and 1500 UTC, while during autumn and winter months lightning activity does not have pronounced diurnal cycle.

An analysis of lightning activity in thunderstorms with OT showed that the spatial distribution of lightning activity generally coincides with the spatial distribution of the detected OT. The temporal distribution showed that within the studied area the largest number of OT with significant lightning activity was detected between 1630 and 1730 UTC, whereas from 0600 to 1000 UTC, both the lightning and OT were rare. In May, most of the intense lightning activity as well as the largest number of OT were detected over the continental part of the study area, whereas in autumn, lightning and convective activity were more pronounced along the coastline and over the sea in association with increased midlatitude cyclonic activity across this area.

In the convective storms with the OT, cold ring or cold U/V features detected using the satellite data, the number of TL strokes significantly increased at the time of the OTs. In order to compare the results with other studies (Montanya et al., 2007, 2009) we have filtered out the CG strokes with peak currents below 10 kA. Consequently, IC strokes dominated during the lifetime of the studied convective storms, leading to the conclusion that these

storms produce a significant number of CG strokes with low peak currents. Because of that, the results are strongly dependent on the detection efficiency and sensitivity of used lightning sensors (Betz et al., 2008).

The temporal analysis of the mean current showed that the largest values appeared at the beginning of a storm's lifecycle, before the severe phase of the storm, but also in their dissipation stage. Previous studies have also found an increase in peak currents before severe weather at the ground (Dimitrova et al., 2013). Moreover, IC lightning strokes at the time of OT occurred well above the tropopause; therefore, they are clearly related to the OT parts of the Cb cloud. Usually, the mean height of IC strokes had largest values at the time of OT detections, which is associated with larger number of IC strokes above the height of the tropopause (Elliot et al., 2012).

For the thunderstorm which produced hail recorded by the hailpads at the hail polygon, the number of TL strokes showed an increase slightly before hail occurrence at the ground. At the time the hailfall started, the number of TL strokes briefly decreased, followed by a sharp increase shortly after. Significant increase in the number of TL was usually not observed in the cases with hailstone diameter lower than 1 cm and hail detected at very small area, with one or two hailpads. OTs were usually observed at the cloud tops of the hailstorms which produced hailstones larger than 2 cm. Also, in these hailstorms a significant number of CG lightning strokes with peak currents below 10 kA were produced. The largest values of mean current for CG+, CG– and IC strokes were detected before the hailfall, while during the hailfall they were rather low compared to the values before and after hail falling. Also, the mean height of IC strokes showed an increase before hail was detected by hailpads and decrease during the hailfall. Additionally, larger hailstones with higher kinetic energy values appeared at the beginning of the hailshower.

Analyzed satellite-based $T-r_e$ vertical profiles indicated that all studied hail-producing storms were storms with moderate to strong (even severe) updraft, indicative for hailstorms. The results clearly show that there is a strong connection between lightning characteristics and updraft strength, which is manifested in the appearance of the OT (in some cases cold ring and cold U/V) on the convective cloud tops, timing of the hailfall and properties of the hail stones and microphysical characteristics of the cloud tops observable in the satellite data.

In conclusion, satellite data show very good results in the analysis of severe storms despite their rather low spatial resolution. The presented results showed that using certain satellite images or objective methods strong vertical updrafts manifested as OTs or cold rings and U/Vs could be detected. Furthermore, the intensity of storm's updraft could be estimated

using the properties of 3.9 μm channel data in form of vertical $T-r_e$ vertical profiles. All mentioned indicators of strong vertical updraft were observed with significant lead times what makes these methods very useful in nowcasting, with an important role, especially in the areas lacking radar coverage. Lightning monitoring and detailed analysis of lightning data, combined with satellite-based methods during severe weather conditions, can improve the nowcasting of extreme convective weather events. Also, the observed lightning characteristics and satellite signatures during the severe convective storms can be used as important parameters in the complex forecasting tool for the objective estimation of potential for severe weather conditions on the ground.

Keywords: Convection, lightning activity, overshooting top, MSG SEVIRI data, hail characteristics, severe weather

POPIS KRATICA I POJMOVA

AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>	Radiometar vrlo visoke razlučivosti na NOAA polarnim satelitima
BTD	<i>Brightness Temperature Difference</i>	Razlika temperature u određenim satelitskim kanalima
CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>	Konvekcijska raspoloživa potencijalna energija
Cb	<i>Kumulonimbus</i>	Krupni i gusti oblak miješana sastava znatne debljine u obliku planine ili golemih tornjeva
CG	<i>Cloud to Ground</i>	Munje tipa oblak-tlo
COMB	<i>Combination</i>	Objektivna satelitska metoda za detekciju premašujućih vrhova koja je kombinacija O ₃ -IRW metode i WV-IRW metode
CO₂-IRW	<i>Carbon dioxide – Infrared window</i>	Objektivna satelitska metoda za detekciju premašujućih vrhova koja se temelji na razlici temperatura između kanala ugljikova dioksida i infracrvenog kanala 10.8 μm
E	<i>Electric field</i>	Električno polje
ESWD	<i>European Severe Weather Database</i>	Europska baza podataka o opasnim vremenskim prilikama
EUMeTrain		Međunarodni projekt djelomično financiran od strane EUMETSAT-a za razvoj materijala i metoda za trening u području satelitske meteorologije

EUMETSAT	<i>European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites</i>	Europska agencija za iskorištavanje meteoroloških satelita
HRV	<i>High Resolution Visible</i>	Širokopojasni kanal visoke prostorne razlučivosti u vidljivom dijelu spektra
IC	<i>Intra-Cloud</i>	Munje tipa oblak-oblak
IR	<i>Infra-Red</i>	Zračenje u infracrvenom dijelu spektra
LINET	<i>Lightning detection network</i>	Međunarodna mreža senzora za detekciju munja razvijena od strane nowcast GmbH kompanije
LST	<i>Local Sidereal Time</i>	Lokalno vrijeme; u Hrvatskoj je ljeti UTC + 2 h, a zimi UTC + 1 h
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>	Spektroradiometar na Terra i Aqua polarnim satelitima
MSG	<i>Meteosat Second Generation</i>	Metosat satelit druge generacije
NIR	<i>Near Infra-Red</i>	Zračenje u blisko infracrvenom dijelu spektra
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Agency</i>	Američka agencija za oceane i atmosferu
OT	<i>Overshooting Top</i>	Premašujući vrh iznad nakovnja kumulonimbusa
O₃-IRW	<i>Ozone – Infrared window</i>	Objektivna satelitska metoda za detekciju premašujućih vrhova koja se temelji na razlici temperatura između kanala ozona i infracrvenog kanala 10.8 μm
RGB	<i>Red-Green-Blue</i>	Kompozit osnovnih boja: crvene, zelene i plave

RSS	<i>Rapid Scanning Service</i>	Mod rada satelita vremenske rezolucije od 5 min za područje između 15° i 70° sjeverne geografske širine
SEVIRI	<i>Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager</i>	Instrument na MSG satelitima kojim se mjeri zračenje u vidljivom i infracrvenom dijelu spektra
TL	<i>Total lightning</i>	Ukupan broj munja
TOA	<i>Time-Of-Arrival</i>	Trodimenzionalna "analiza vremena dolaska" – metoda koja služi za određivanje tipa munja
T-r_e	<i>Temperature - effective radius</i>	Vertikalni profil efektivnog radijusa čestica u ovisnosti o temperaturi
UTC	<i>Coordinated Universal Time</i>	Univerzalno vrijeme
V	<i>Voltage</i>	Elektrostatički potencijal
VHF	<i>Very High Frequency</i>	Vrlo visoki frekvencijski opseg
VIS	<i>Visible</i>	Zračenje u vidljivom dijelu spektra
VLF	<i>Very Low Frequency</i>	Vrlo niski frekvencijski opseg
WV	<i>Water Vapor</i>	Zračenje u apsorpcijskom kanalu vodene pare
WV-IRW	<i>Water vapor – Infrared window</i>	Objektivna satelitska metoda za detekciju premašujućih vrhova koja se temelji na razlici temperatura između apsorpcijskog kanala vodene pare 6.2 μm i infracrvenog kanala 10.8 μm

SADRŽAJ

SAŽETAK	I
EXTENDED ABSTRACT	II
POPIS KRATICA I POJMOVA	XI
1. MOTIVACIJA I CILJ RADA	1
2. UVOD	3
2.1 KARAKTERISTIKE VRHOVA DUBOKIH KONVEKTIVNIH OBLAKA	4
2.2 ELEKTRIČNA PRAŽNENJA TIJEKOM PROCESA DUBOKE MOKRE KONVEKCIJE	8
2.2.1 ELEKTRIČNA STRUKTURA ZRELOG OLUJNOG OBLAKA	8
2.2.2 RASPODJELA NABOJA I POLARITET MUNJA U KONVEKTIVNIM OBLACIMA	10
2.2.3 GRMLJAVINSKA AKTIVNOST INTENZIVNIH KONVEKTIVNIH OLUJA	12
3. PODACI I METODE	15
3.1 SATELITSKI PODACI I METODOLOGIJA	17
3.1.1 SVOJSTVA SATELITSKIH KANALA I MULTISPEKTRALNA ANALIZA	17
3.1.2 OBJEKTIVNE SATELITSKE METODE ZA DETEKCIJU OT-A	26
3.1.3 MIKROFIZIČKE KARAKTERISTIKE OBLAKA	28
3.2 PODACI O MUNJAMA	34
3.3 AUTOMATSKE I TUČOMJERNE POSTAJE	37
4. REZULTATI	40
4.1 USPOREDBA SATELITSKIH METODA ZA DETEKCIJU OT-A	40
4.1.1 PROSTORNE I VREMENSKE KARAKTERISTIKE DETEKTIRANIH OT-A	45
4.2 ANALIZA VREMENSKIH PRILIKA U BLIZINI OT-A	49
4.2.1 AUTOMATSKE POSTAJE	49
4.2.2 PODACI O TUČI	53
4.3 GRMLJAVINSKA AKTIVNOST INTENZIVNIH KONVEKTIVNIH OLUJA	55
4.3.1 KARAKTERISTIKE GRMLJAVINSKE AKTIVNOSTI NAD ANALIZIRANIM PODRUČJEM	55
4.3.2 ANALIZA GRMLJAVINSKE AKTIVNOSTI KONVEKTIVNIH OBLAKA S OT-OM	64
4.3.2.1 Prostorna, sezonska i vremenska analiza	64
4.3.2.2 Karakteristike električnih pražnjenja	68
4.3.3 USPOREDBA GRMLJAVINSKE AKTIVNOSTI I KARAKTERISTIKA TUČE	73
4.3.3.1. Satelitski određene mikrofizičke karakteristike tučonosnih oblaka	84
5. ZAKLJUČAK	87
6. LITERATURA	92

PRILOG 1	107
ŽIVOTOPIS	108
POPIS RADOVA	109

1. MOTIVACIJA I CILJ RADA

Praćenje razvoja konvektivnih oluja još uvijek predstavlja jedan od najvećih izazova u prognozi vremena. Takve oluje često kao posljedicu imaju intenzivnu oborinu, jake udare vjetra, grmljavinu, krupnu tuču, tornado te turbulenciju u blizini tropopauze, predstavljajući potencijalnu opasnost za ljudski život i materijalna dobra. Iako je u globalnim i mezoskalnim numeričkim prognostičkim modelima vidljiv kontinuirani napredak, vrijeme i mjesto nastanka, kao i intenzitet konvektivnih ćelija teško se prognoziraju zbog svog relativno kratkog trajanja i manjih dimenzija. Upravo iz tog razloga, za prognozu intenziteta grmljavinske oluje od iznimne je važnosti korištenje daljinskih mjerenja, kao što su radarski i satelitski podaci, podaci o električnom pražnjenju (munjama) te radiosondaže.

Meteorološki radari najčešće se koriste za prepoznavanje, praćenje i rano upozoravanje na opasne vremenske prilike uzrokovane konvektivnom aktivnošću. Oni pružaju dva osnovna tipa informacija; o oborini - položaju, vrsti i intenzitetu te strujanju zraka - brzini visinskog vjetra i divergenciji vjetra.

Satelitski podaci, snimljeni u različitim spektralnim područjima (kanalima), daju informaciju o zračenju koje je razmjerno temperaturi, ako se radi o termičkim kanalima ili refleksivnosti kada zračenje promatramo u solarnim kanalima. Temeljem spomenutih satelitskih podataka moguće je odrediti različita svojstva konvektivnih oblaka, kao što su visina oblaka, njihov sastav te mikrofizička svojstva uključujući i veličinu kapljica ili kristalića koji ih tvore. Kanali visoke prostorne razlučivosti (250 m – 1 km) u vidljivom (solarnom) dijelu spektra pružaju informaciju o trodimenzionalnoj (3D) strukturi oblaka. Zbog toga su pogodni za detekciju OT-a, tj. kupola iznad nakovnja Cb-a, težinskih valova i perjanica na vrhovima konvektivnih oblaka, koji su pokazatelji jakosti uzlazne struje i kao takvi pružaju vrlo važnu informaciju u prognozi neposrednog razvoja vremena (eng. nowcasting).

Karakteristike grmljavinske aktivnosti tijekom životnog ciklusa konvektivnih oluja mogu poslužiti kao pokazatelj intenziteta uzlazne struje i potencijala za razvoj opasnih vremenskih uvjeta pri tlu. Podaci o munjama sadrže informacije o tipu munja, polaritetu (pozitivan ili negativan izboj), amplitudi struje pražnjenja te visini pražnjenja munja aktivnih između i unutar oblaka.

Jedan od ciljeva ovog rada je detaljno proučiti karakteristike vrhova konvektivnih oblaka opažene na satelitskim snimkama. Pretpostavka je da se pojedine termičke ili vidljive strukture na vrhovima konvektivnih oblaka mogu dovesti u vezu s ekstremnim vremenskim

prilikama pri tlu. Stoga će se pokušati definirati optimalna metoda za prepoznavanje struktura, ponajprije OT-a na vrhovima konvektivnih oblaka i utvrditi u kojoj su mjeri takve strukture pokazatelj ekstremnih meteoroloških pojava.

Također se pretpostavlja da se u različitim fazama razvoja konvektivnog sustava mogu uočiti različiti stupnjevi intenziteta grmljavinske aktivnosti, kao i različite karakteristike munja, tj. promjene u polaritetu, visini i jakosti struje munja. U radu će se tako nastojati utvrditi koje se karakteristične promjene u grmljavinskoj aktivnosti javljaju tijekom intenzivnih konvektivnih oluja, s posebnim naglaskom na tučonosne oluje. Osim navedenog analizirat će se prostorna i vremenska raspodjela te sezonska obilježja grmljavinske aktivnosti nad područjem Hrvatske i okolnih zemalja.

Očekivani rezultati ovog rada pomoći će boljem razumijevanju procesa razvoja konvektivnih oluja i pojava koje uzrokuju, te posljedično poboljšati prognozu neposrednog razvoja vremena.

2. UVOD

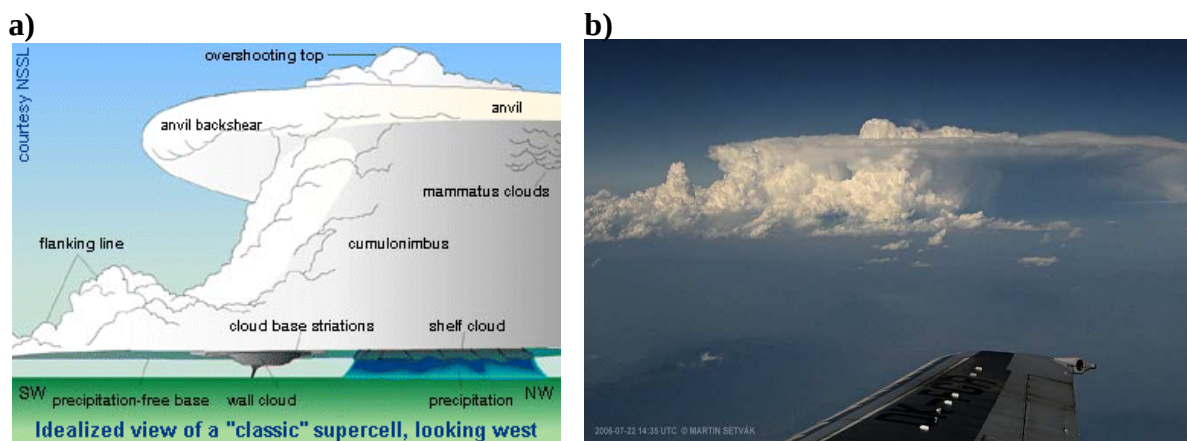
Svaka konvektivna ćelija prolazi tri stadija razvoja (Byers i Braham, 1948): kumulus stadij, zreli stadij i stadij raspada. Prema Cotton i Anthes (1989) u kumulus stadiju prevladavaju uzlazne struje, a karakterizira ga jedan ili više termala koji nastaju kao posljedica konvergencije prizemnog vlažnog zraka. U zreлом stadiju osim uzlazne struje, dolazi do nastanka silazne struje i jake konvektivne oborine. Zbog divergencije uzlazne struje vrlo blizu područja tropapauze, na vrhu konvektivnog oblaka razvija se nakovanj. Također, u zreлом stadiju uzlazna struja može prodrijeti u stabilni sloj donje stratosfere tvoreći OT. Divergentno silazno strujanje u kojem se zrak evaporacijom i topljenjem oborine hladi, formira pri tlu izlazni tok (eng. gust front). Spomenuti tok tjera topao i vlažan zrak uvis te na taj način nastaju novi termali. U stadiju raspada dominiraju silazne struje, iako još uvijek lokalno postoje područja uzlaznih gibanja. Izlazni tok odmiče dalje od konvektivne ćelije i više ne doprinosi stvaranju novih termala te u zadnjem stadiju prevladava uglavnom slaba stratiformna oborina.

Budući da duboki konvektivni procesi vrlo često za posljedicu imaju intenzivne vremenske prilike pri tlu bitno je poznavati njihovu dinamiku, uvjete u kojima nastaju, kao i prostornu i vremensku raspodjelu. Tako su za područje Jadrana, Penzar i sur. (2001) koristeći podatke s glavnih meteoroloških postaja analizirali dane u kojima je zabilježena grmljavina, kao posljedica konvektivne aktivnosti. Utvrđeno je da najviše grmljavinskih dana ima u unutrašnjosti Istre, južnoj Dalmaciji te na području između Zadra i Šibenika. Analizirajući podatke o munjama zabilježene LINET senzorima, Istra se također izdvojila kao najaktivnije konvektivno područje tijekom toplog dijela godine (Mikuš i sur., 2012). Numeričkim simulacijama pokazano je kako vrlo važnu ulogu u nastanku duboke konvekcije u unutrašnjosti Istre ima stvaranje linija konvergencije (Telišman Prtenjak i sur., 2006, 2008; Poljak i sur., 2014). One nastaju udruživanjem smoraca koji potječu s dvije strane poluotoka, tj. sa zapadne i jugoistočne obale. Na području južne Dalmacije, linije konvergencije također imaju jednu od ključnih uloga u razvoju konvekcije koja za posljedicu ima ekstremne količine oborine, ponajprije tijekom jeseni (Ivančan-Picek i sur., 2014). Određenim numeričkim modelima analizirani su različiti tipovi konvekcije iznad područja Hrvatske (Belušić i sur., 2007; Strelec Mahović i sur., 2007). Pokazano je kako korišteni modeli mogu relativno dobro simulirati razvoj promatranih konvektivnih procesa, no vrijeme nastanka, životni vijek, kao i prostorna struktura ne odgovaraju u potpunosti onome što se dogodilo u atmosferi. Zbog toga se u prognozi razvoja konvektivnih ćelija vrlo često koriste satelitski podaci. Tako su npr.

Strelec Mahović i Zeiner (2009) pokazale kako razlika kanala 0.6 i 1.6 μm omogućava prepoznavanje početne faze razvoja konvektivnih oblaka. Međutim, razlika kanala 0.6 i 3.9 μm pokazuje još bolja svojstva u prepoznavanju prvih znakova konvekcije (Strelec Mahović, 2011) te uvelike može pomoći kod detekcije konvekcije u područjima gdje nema radara.

2.1 Karakteristike vrhova dubokih konvektivnih oblaka

Kod intenzivnih konvektivnih procesa često se javlja kupolasta struktura, OT iznad nakovnja Cb-a, kao posljedica jake uzlazne struje koja prodire kroz ravnotežni nivo (nivo neutralnog uzgona) (npr. Glickman, 2000), koji je često u konvektivnim uvjetima vrlo blizu nivoa tropopauze (slika 2.1). Takva struktura usko je povezana s aktivnošću same oluje i intenzitetom uzlazne struje unutar konvektivnog oblaka. Prilikom jake nestabilnosti OT često prodire kroz nivo tropopauze u donju stratosferu te na taj način utječe na transport različitih kemijskih spojeva, osobito vodene pare, iz troposfere u stratosferu. S obzirom na to da vodena para apsorbira emitirano infracrveno (IR) zračenje sa Zemlje, njezina raspodjela u stratosferi ima vrlo važnu ulogu u globalnoj klimi (npr. Liou, 2002). Ukratko, intenzivna konvektivna aktivnost posredno može utjecati na klimu.



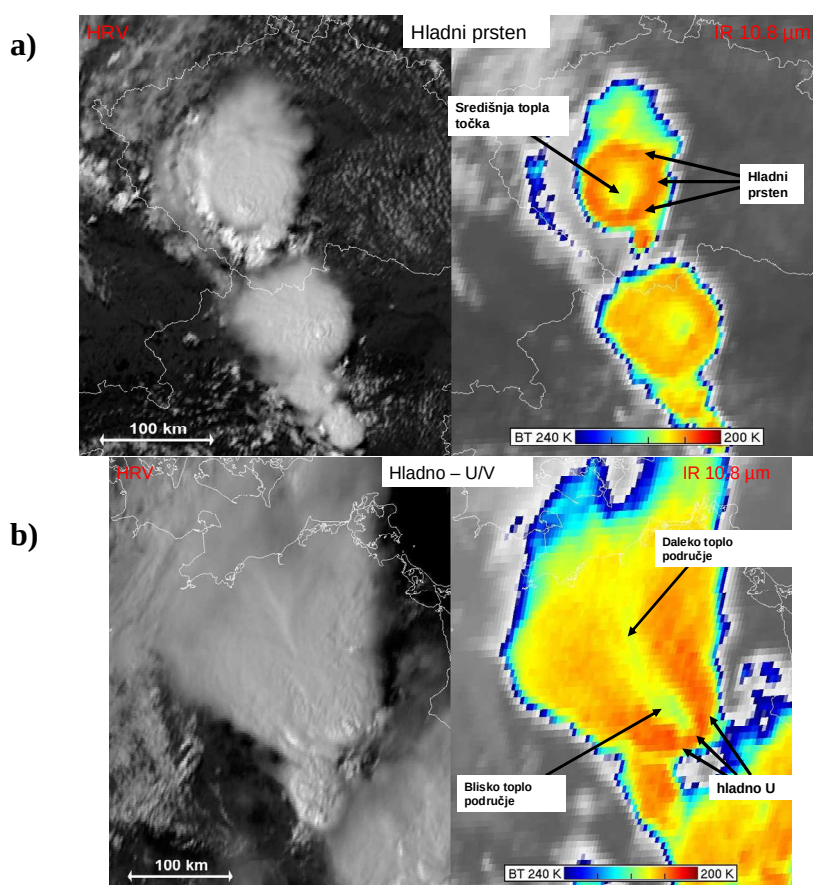
Slika 2.1: a) Shematski prikaz superćelije (izvor: NOAA National Severe Storms Laboratory).

b) Fotografija superćelije na čijem se vrhu jasno vidi OT (izvor: Martin Setvák).

Pomoću satelitskih slika visoke prostorne i vremenske rezolucije otkriveno je da OT može trajati i manje od 5 minuta te da mu je maksimalni promjer oko 15 km (Fujita, 1992; Brunner i sur., 2007).

Numeričkim simulacijama olujnih oblaka sa OT-om (Lane i sur., 2003; Wang, 2007) dokazano je da vrlo jake uzlazne struje unutar konvektivnog oblaka djeluju kao prepreka te na

taj način deformiraju okolno strujanje pri čemu dolazi do razvoja nestabilnosti slične onoj koja nastaje na zavjetrinskoj strani planina. Oscilacijama uzlazne struje oko ravnotežnog nivoa na vrhovima konvektivnih oblaka stvaraju se težinski valovi. Wang (2007) je simulirajući termodinamičku strukturu na vrhovima olujnih konvektivnih oblaka pokazao da iznad kupolaste strukture OT-a dolazi do pucanja valova. Proces pucanja valova je ireverzibilan, ne-adijabatički prijenos mase iz troposfere u stratosferu, pri čemu dolazi do pojave turbulencije (Wang, 2003, 2004; Lane i sur., 2003). Kao posljedica pucanja valova nastaju različite strukture na vrhovima konvektivnih oblaka, kao što su cirusne perjanice iznad OT ili iznad nakovnja Cb-a (Wang, 2007). Pri tome se vlaga iz oblaka može prenijeti u stratosferu. Također je pokazano da do opisanog pucanja valova dolazi zbog stvaranja lokalnog kritičnog nivoa koji nastaje kada lokalna brzina vjetera postane jednaka brzini težinskih valova. U tom slučaju jedini način disipacije valne energije je putem procesa pucanja valova.



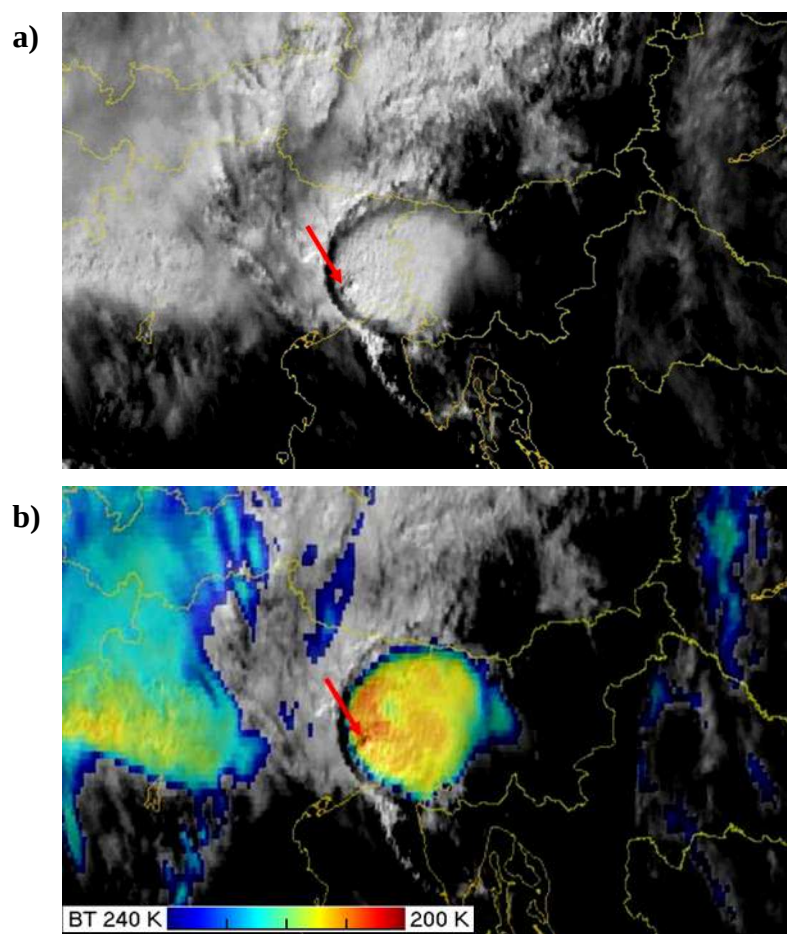
Slika 2.2: **a)** Hladni prsten (Meteosat 8, 25.06.2006., 13:45 UTC, Češka i Austrija) i **b)** hladno U/V (Meteosat 9, 26.05.2007., 15:00 UTC, Njemačka) na satelitskim snimkama visoke prostorne razlučivosti od 1 km (HRV od eng. High Resolution Visible) (lijevo) i na snimkama u kanalu IR10.8 (desno) (prilagođeno iz ppt prezentacije Martina Setváka, 2012).

Osim OT-a, kao posljedica jake konvektivne aktivnosti na vrhovima konvektivnih oblaka mogu nastati termičke strukture (Setvák i sur., 2008b), tzv. hladni prstenovi (eng. cold ring) ili hladno U/V (eng. cold U/V). Takve strukture mogu se prepoznati samo na snimkama u infracrvenom kanalu 10.8 μm (IR10.8), gdje različite boje predstavljaju različite intervale temperature. Obje strukture karakterizirane su toplo/hladnim parom, tj. toplim područjem koje je omeđeno hladnim prstenastim (slika 2.2a) ili U/V oblikom (slika 2.2b).

Mehanizam nastanka ovih struktura još uvijek nije u potpunosti objašnjen, ali se na temelju dosadašnjih istraživanja može zaključiti da vrlo važnu ulogu u nastanku imaju smicanje vjetra u gornjoj troposferi te jačina inverzije u donjoj stratosferi. U slučaju jačeg smicanja vjetra u gornjoj troposferi dolazi do nastanka hladnog U/V, dok je kod hladnog prstena to smicanje slabijeg intenziteta. Brojne studije su pokazale kako konvektivne oluje sa OT-om, hladnim prstenom ili hladnim U/V strukturama na vrhovima konvektivnih oblaka uzrokuju opasne vremenske prilike kao što su vrlo jak i olujan vjetar (Heymsfield i sur., 1991; Dworak i sur., 2012), obilna kiša i pljuskovi (Negri i Adler, 1981), krupna tuča (Reynolds, 1980; Brunner i sur., 2007) i tornado (Brunner i sur., 2007; Kellenbenz i sur., 2007). Turbulencija, kao i snažna grmljavinska aktivnost također se vrlo često javljaju u blizini OT-a (Machado i sur., 2009; Bedka i sur., 2010). Zbog svega navedenog, prepoznavanje i praćenje OT-a i hladnih U/V struktura na vrhovima konvektivnih oblaka uvelike može pomoći u prognozi neposrednog razvoja vremena (eng. nowcasting), osobito u prognozi vjerojatnosti opasnih vremenskih pojava.

Kod Meteosat satelita druge generacije (MSG), OT se najlakše može detektirati na snimkama u kanalu visoke prostorne rezolucije 1 km u vidljivom dijelu spektra (eng. HRV od High Resolution Visible), koje pružaju informaciju o 3D strukturi vrhova konvektivnih oblaka (slika 2.3a). Međutim, osnovni je problem što su podaci u solarnim kanalima dostupni samo tijekom vidljivog dijela dana. Također, detekcija OT-a ovisi o kutu upada sunčeva zračenja, visini OT-a, dužini sjena OT-a na nakovnju Cb-a, dobu dana kao i iskustvu meteorologa. Posljedično, objektivne satelitske metode koje se koriste za detekciju konvektivnih oblaka ili različitih struktura na vrhovima konvektivnih oblaka ne koriste solarne kanale već najčešće kanale u IR dijelu spektra kako bi bile operativne tijekom 24 h. U kanalu IR10.8 relativno malo područje minimalne temperature unutar konvektivnog oblaka može sugerirati postojanje OT-a. Međutim, brojna novija istraživanja su pokazala da OT nije uvijek obilježen minimalnom temperaturom u kanalu IR10.8, ponajprije u slučajevima s hladnim prstenom ili hladnim U/V strukturama na vrhovima konvektivnih oblaka. U takvim situacijama

temperatura OT-a je često vrlo slična temperaturi područja hladnog prstena, a ponekad OT može biti smješten i u takozvanoj središnjoj toploj točki (Stástka i Setvák, 2008).



Slika 2.3: Meteosat 9, 12.09.2012, 08:50 UTC, Slovenija i Italija **a)** Satelitska snimka u vidljivom dijelu spektra prostorne rezolucije 1 km. **b)** "Sandwich" produkt - satelitska snimka u vidljivom dijelu spektra prostorne rezolucije 1 km iznad koje je prikazana poluprozirna IR10.8 snimka. Crvenom strelicom označen je položaj OT-a na obje slike.

Također, u novije vrijeme često se koristi i tzv. "sandwich" produkt koji se sastoji od slike u vidljivom dijelu spektra rezolucije 1 km iznad koje je prikazana poluprozirna slika u kanalu IR10.8, na kojoj su različiti intervali temperature obojeni različitim bojama. Na taj način, dvije najvažnije informacije za detekciju OT, tj. 3D struktura i temperatura oblaka, sadržane su na jednoj slici (slika 2.3b).

U literaturi su opisane različite objektivne metode za detekciju OT-a temeljene na multi-spektralnim satelitskim podacima, pri čemu je jedna od najčešće korištenih razlika temperatura između apsorpcijskog kanala vodene pare ($6.2\ \mu\text{m}$, WV6.2) i kanala IR10.8 (WV – IRW) (Fritz i Laszlo, 1993; Ackerman, 1996; Schmetz i sur., 1997). Međutim, tu metodu

karakterizira veliki postotak pogrešnih detekcija, uglavnom uzrokovanih anomalijama vodene pare što su opisali Setvák i sur. (2008a). Bedka i sur. (2010) predstavili su složeniju metodu za detekciju OT-a nazvanu IRW-tekstura (eng. IRW-texture), koja koristi podatke kanala IR10.8, modelski prognoziranu temperaturu tropopauze te veličinu OT i definirani kriterij za temperaturu OT-a dobiven analizom 450 oluja (Brunner i sur., 2007). Računajući prostorne gradijente temperature dobivaju se klasteri piksela koji su signifikantno hladniji od ostalih piksela na vrhovima konvektivnog oblaka te su, ako zadovoljavaju određene kriterije, definirani kao OT. Usporedbom OT detekcija dobivenih metodom IRW-tekstura s OT strukturama vidljivim na snimkama u vidljivom dijelu spektra utvrđeno je da spomenuta metoda omogućava značajno bolju detekciju OT tijekom 24 h od često korištene WV – IRW metode. Potrebno je spomenuti da u nekim slučajevima područja u vrlo hladnim cirusnim oblacima ili perjanicama iznad nakovnja Cb-a korištenjem opisane metode mogu biti pogrešno detektirana kao OT (Bedka i sur., 2010).

2.2 Električna pražnjenja tijekom procesa duboke mokre konvekcije

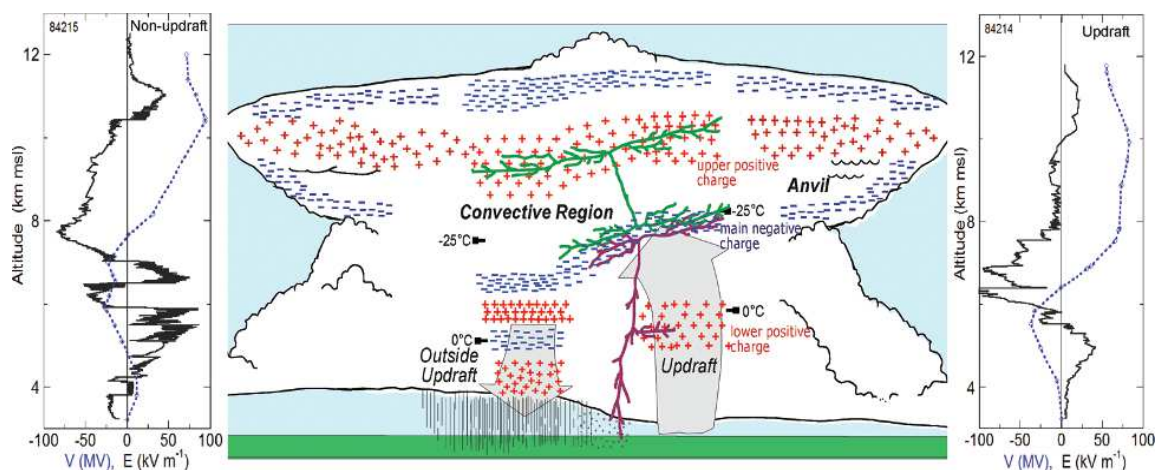
2.2.1 Električna struktura zrelog olujnog oblaka

Intenzivne konvektivne oluje vrlo su često praćene jakom grmljavinskom aktivnošću koja je posljedica električnog naboja unutar olujnog oblaka – Cb-a. Naboj unutar oblaka rezultira stvaranjem električnog polja i elektrostatičkog potencijala. Najraniji modeli raspodjelu naboja unutar olujnog oblaka opisivali su kao vertikalni dipol s negativnim nabojem koncentriranim blizu baze oblaka te pozitivnim nabojem povrh njega (Simpson, 1909; Wilson, 1916). Simpson i Scrase (1937) su na temelju provedenih mjerenja uveli tripolarni model, tj. postojanje područja pozitivnog naboja smještenog ispod glavnog dipola u olujnom oblaku. Takav model koristi se još i danas za vrlo jednostavan opis električne strukture unutar Cb-a.

Analizom modernih radiosondažnih mjerenja vertikalnih profila električnog polja (E) razvijen je konceptualni model električne strukture zrelog konvektivnog oblaka u umjerenim geografskim širinama, posebno za područje uzlazne i silazne struje (slika 2.4).

Područje uzlazne konvektivne struje sastoji se od četiri nabojna područja (Stolzenburg i sur., 1998). Područje relativno slabog pozitivnog naboja nalazi se uz samu bazu oblaka. Iznad baze je tzv. glavni dipol, odnosno područje negativnog i zatim pozitivnog naboja. Uz samu gornju granicu oblaka nalazi se relativno plitko područje negativnog naboja. Izvan područja uzlazne struje najčešće postoji šest područja s nabojem počevši s pozitivnim

nabojem blizu baze oblaka, dok je pri samom vrhu oblaka područje negativnog naboja. Mjerenja vertikalnih profila E pokazala su da se električna struktura u područjima izvan uzlazne struje značajno razlikuje od oluje do oluje uspoređujući s električnom strukturom u područjima uzlazne struje. Međutim, na svim izmjenjenim vertikalnim profilima vidljivo je da je vertikalna dimenzija područja s nabojem značajno manja od horizontalne.



Slika 2.4: Konceptualni model električne strukture unutar zrelog konvektivnog oblaka u umjerenim širinama. Područje pozitivnog naboja označeno je crvenim križićima, a područje negativnog naboja plavim minusima. Prikazani su i reprezentativni vertikalni profili električnog polja (E) i elektrostatičkog potencijala (V) u području uzlazne struje (desno) i području izvan uzlazne struje (lijevo); visine nabojnih područja u prikazanim sondažama ne podudaraju se u potpunosti s pojednostavljenim konceptualnim modelom (Betz i sur., 2008).

Visine i temperature na kojima se nalaze glavna četiri područja s nabojem unutar uzlazne struje značajno se razlikuju ovisno o tipu konvekcije. Stolzenburg i sur. (1998) pokazali su da visina na kojoj je određen naboj ovisi o brzini uzlazne struje, tj. kod većih brzina uzlazne struje središta pojedinih naboja nalaze se na većim visinama. Izvan područja uzlazne struje središta glavnih područja s nabojem nalaze se na manjoj visini i sukladno tome višoj temperaturi. Također, spomenuta područja su plića i imaju veću gustoću naboja od onih u području uzlazne struje.

Na slici 2.4 prikazani su i vertikalni profili E-a i elektrostatičkog potencijala (V) u području uzlazne struje i izvan nje. U području uzlazne struje blizu baze oblaka jakost E je vrlo mala, zatim 1 – 2 km iznad ona dostiže svoju najveću pozitivnu vrijednost. Od 1 do 4 km iznad maksimalne jakosti negativnog E, negativno E prelazi u pozitivno. Pri samom vrhu oblaka jakost E približno je jednaka nuli. Kod vertikalnog profila za područje izvan uzlazne

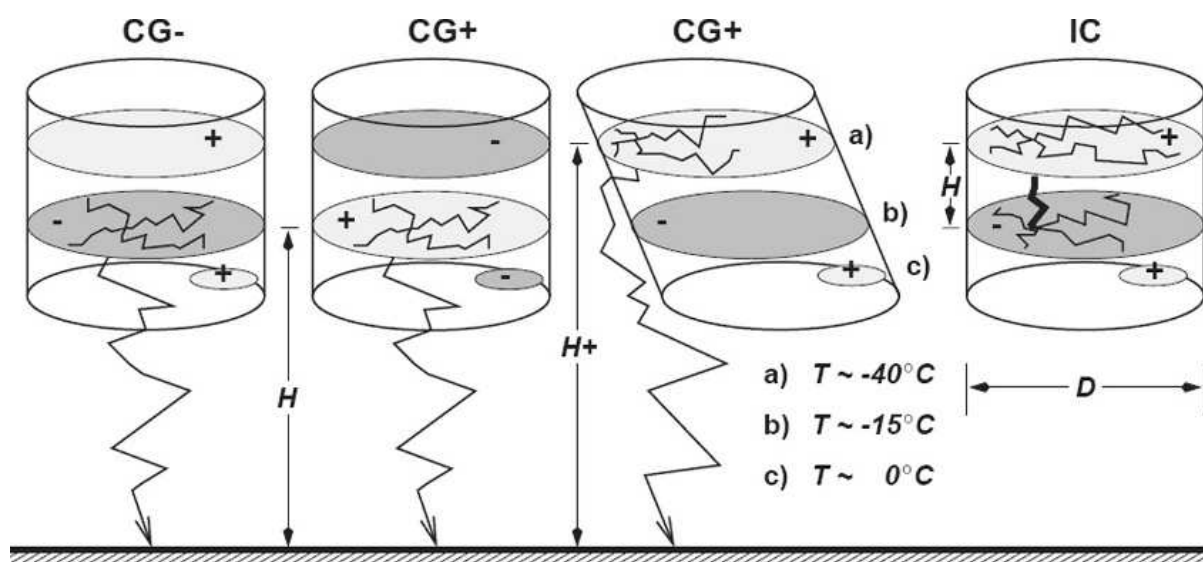
struje (slika 2.4) zapažena su barem dva maksimuma jakosti pozitivnog E prije glavnog negativnog maksimuma. Vertikalni profili V u području uzlazne struje i izvan nje pokazuju slične karakteristike, tj. najveća negativna vrijednost V izmjerena je u srednjim slojevima, a pozitivna u višim slojevima (Marshall i Stolzenburg, 2001). Ipak, uspoređujući dva spomenuta vertikalna profila V, onaj u području izvan uzlazne struje ima složeniju strukturu sa sekundarnim pozitivnim maksimumom u nižim slojevima.

Postoje dva osnovna tipa električnog pražnjenja, prvi obuhvaća munje između dva različita oblaka ili unutar istog oblaka, ali između dva područja s različitim nabojem; takve munje nazvat ćemo munje od oblaka do oblaka (IC, od eng. inter cloud), dok je drugi tip munja onaj od oblaka do tla (CG, od eng. cloud to ground). U početku životnog ciklusa olujnog oblaka uglavnom dolazi do električnih izboja IC (Defer i sur., 2001), koji su najčešće inicirani u području jakog negativnog E koje se nalazi u srednjim slojevima. Nakon početnih IC munja dolazi i do električnih pražnjenja između oblaka i zemlje, koji su većinom negativnog polariteta. Negativne CG munje javljaju se u području pozitivnog E koje se nalazi relativno blizu baze oblaka. Razlog zbog kojeg u početnoj fazi Cb-a prevladavaju IC munje još uvijek nije u potpunosti objašnjen, uglavnom zbog nedostatka adekvatnih mjerenja tijekom rane faze elektrifikacije olujnog oblaka. Jedno od objašnjenja, temeljeno na provedenim sondažnim mjerenjima E i V, je da tijekom rane faze postoji dovoljno jako negativno E u srednjim slojevima potrebno za nastanak IC munja, dok je pozitivno E u nižim slojevima odgovorno za nastanak CG munja još uvijek relativno slabo (Stolzenburg i sur., 2003).

2.2.2 Raspodjela naboja i polaritet munja u konvektivnim oblacima

Raspodjela naboja u konvektivnim oblacima ovisi o veličini i tipu hidrometeora te njihovom međudjelovanju. Mnoge studije pokazale su da su sugradica i kristalići leda najvažnije komponente za elektrifikaciju oblaka i stvaranje električnih izboja (npr. Black i Hallett, 1999). Osnovni proces razdvajanja naboja unutar oblaka je tzv. ne-induktivno nabijanje (od eng. non-inductive charging, NIC), pri čemu dolazi do razdvajanja naboja sudaranjem čestica leda. U početku uzlazna struja konvektivnog oblaka podiže hidrometeore, a kako zrna tuče postaju veća i teža pod utjecajem sile teže počinju padati. Pozitivni ioni vode u ledu mobilniji su od negativnih iona te se premještaju u unutrašnjost dok na površini leda ostaje ukupan negativni naboj. Kako zrna tuče padaju kroz oblak, sudaraju se s kristalićima leda i pritom dobivaju ukupan negativni naboj koji je bio koncentriran na površini kristalića. Na kristalićima leda

tada preostaje samo pozitivan naboj, a kako su oni relativno lagani, uzlazna struja ih uzdiže u više slojeve. Na taj način u oblaku se pojavljuju glavna područja pozitivnog i negativnog naboja. Navedeno razdvajanje naboja je najučestalije, međutim potrebno je napomenuti da veličina i predznak naboja koju čestice leda dobivaju nakon sudara ovisi o temperaturi, relativnoj vlažnosti i sadržaju vode u oblaku. Takahashi (1978) i Jayaratne i sur. (1983) pokazali su da zrna tuče u sudarima na temperaturama nižim od oko $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ dobivaju negativan naboj, dok na višim temperaturama bivaju pozitivno nabijene. Također, visoki udio vode u oblaku i jača uzlazna struja pospješuju pozitivno nabijanje zrna tuče, dok manji sadržaj vode u oblaku i slabija uzlazna struja pogoduju negativnom nabijanju zrna tuče (Carey i Buffalo, 2007). Ako sudarom zrna tuče postanu pozitivno nabijena u oblaku dolazi do stvaranja tzv. obrnutog dipola s područjem pozitivnog naboja u srednjim slojevima iznad kojeg se nalazi područje negativnog naboja.



Slika 2.5: Konceptualni modeli tipova i polariteta munja (CG od eng. cloud-to-ground, IC od eng. intra-cloud), te raspodjele glavnih slojeva naboja s naznačenim tipičnim temperaturama pojedinih slojeva. (Betz i sur., 2008).

Konceptualni model raspodjele glavnih nabojnih slojeva kao i polariteta CG i IC munja prikazan je na slici 2.5 (Hamlin i sur., 2003). Postoje dva dominantna područja naboja unutar olujnog oblaka, jedan u području temperature od -10 do $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ (negativan naboj u standardnom dipolu) i drugi u području gdje je temperatura oko $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ (pozitivan naboj u standardnom dipolu). Osim glavnog dipola postoji i nekoliko manje izraženih područja određenog naboja kao što je prikazano na slici 2.5. Negativne CG munje i IC munje nastaju kod standardne dipolarne strukture olujnog oblaka, pri čemu se glavno područje pozitivnog

naboja nalazi iznad glavnog područja negativnog naboja. Za stvaranje pozitivnih CG munja na slici 2.5 prikazane su dvije razdiobe područja naboja unutar oblaka. Prva od njih (skica druga s lijeva) je tzv. obrnuti dipol (Carey i Buffalo, 2007) kod kojeg se glavno negativno nabijeno područje nalazi iznad glavnog pozitivno nabijenog područja. Druga je tzv. nagnuti dipol (skica druga s desna), poseban slučaj standardnog dipola koji se javlja kod jakog smicanja, pri čemu gornje područje pozitivnog naboja biva pomaknuto tako da se ne nalazi direktno iznad područja glavnog negativnog naboja. U tom slučaju područje negativnog naboja više nije prepreka i dolazi do stvaranja pozitivnih CG munja (Curran i Rust, 1992). Takve pozitivne CG munje imaju puno veće amplitude struje, čak i iznad 100 kA, budući da je njihov izvor na puno većoj visini za razliku od CG munja proizvedenih u oblaku s obrnutim dipolom.

2.2.3 Grmljavinska aktivnost intenzivnih konvektivnih oluja

Nagli porast grmljavinske aktivnosti olujnih oblaka i/ili značajan porast munja pozitivnog polariteta povezani su s porastom potencijala za nastanak opasnih vremenskih prilika pri tlu (Williams i sur., 1999). Potencijal za nastanak munja kao i njihova raspodjela i broj razlikuju se ovisno o tipu konvektivne oluje. Horizontalna i vertikalna dimenzija od oko 10 km kod jednoćelijskih oluja ograničava proizvodnju, ali i horizontalnu putanju munja. Ukupan broj munja, kao i gustoća CG munja (po jedinici vremena i prostora) kod takvih oluja uglavom ne dostiže iznadprosječne vrijednosti. Jednoćelijske oluje karakterizirane su slabim vertikalnim smicanjem vjetra. Posljedično uzlazna struja proteže se vertikalno uvis tijekom životnog ciklusa ćelije. Kod takve strukture silazna struja zraka, tj. istjecanje hladnog stabilnog zraka slabi uzlaznu struju nestabilnog toplog zraka te započinje odumiranje olujnog oblaka (npr. Holton, 2004). Zbog relativno kratkog životnog ciklusa ekstremne vremenske prilike kod jednoćelijskih oluja su vrlo rijetke.

Multićelijske oluje, koje se sastoje od više konvektivnih ćelija u različitim fazama razvoja, vrlo često uzrokuju jake pljuskove pa u nekim slučajevima posljedično i bujične poplave, tuču te olujne i orkanske udare vjetra. Zbog većih horizontalnih dimenzija kod takvih oluja, IC munje mogu se širiti na puno veće udaljenosti u usporedbi s jednoćelijskom olujom. Također, postojanje nekoliko ćelija istovremeno vodi do veće gustoće CG munja. Njihov dulji životni vijek omogućava nastanak i rast zrna tuče, kao i stvaranje silazne struje koja pri tlu može rezultirati jakim vjetrom s olujnim i orkanskim udarima (npr. Betz i sur., 2008).

Superćelijske oluje imaju najveći potencijal za pojavu opasnih vremenskih prilika pri tlu. Osim ostalih uvjeta, za nastanak superćelija potrebna je značajna količina konvektivne raspoložive potencijalne energije (CAPE, od eng. Convective Available Potential Energy) kao i vrlo jako vertikalno smicanje vjetra kako bi se razvila duboka, postojana i rotirajuća uzlazna struja koja se naziva mezociklona. Rotirajuća mezociklonalna oluja može biti raznih dimenzija, od relativno malih, gotovo istih dimenzija kao i jednoćelijska oluja (ponekad se takve oluje nazivaju mini-superćelije), do dimenzija većih od 20 km. Zbog vrlo jakog vertikalnog smicanja u superćelijama uzlazna struja je nagnuta s visinom te na taj način silazna struja u obliku oborine neće uzrokovati raspad superćelije (npr. Church i sur., 1993). Tako se uspostavlja kvazi-stacionarno stanje oluje te ona može trajati dokle god postoje nužni uvjeti za konvekciju u okolini. Upravo zbog dugovječnosti (životni ciklus i do 12 h) broj IC, kao i CG munja može biti ekstreman (Steiger i sur., 2007), te takva grmljavinska aktivnost predstavlja ozbiljnu opasnost za objekte na tlu kao i za zračni promet. Gustoća CG munja često je vrlo velika, a njihovo izvoriste može biti i u višim dijelovima oblaka, primjerice u samom nakovnju. Williams i sur. (1999) proučavajući grmljavinsku aktivnost superćelijskih oluja primijetili su određene karakteristike koje mogu pomoći kod prognoze potencijala za razvoj opasnih vremenskih prilika pri tlu.

Osim osnovnih tipova konvektivnih oluja postoje i tzv. mezoskalni konvektivni sustavi koji su horizontalnih dimenzija većih od 100 km. Takav sustav sastoji se od konvektivnog područja koje često ima karakteristike multićelijske ili superćelijske oluje i stratiformnog područja (npr. Holton, 2004). Grmljavinska aktivnost takvih sustava obično je ekstremna i vrlo često popraćena bujičnim poplavama, velikom tučom ili razarajućim vjetrom.

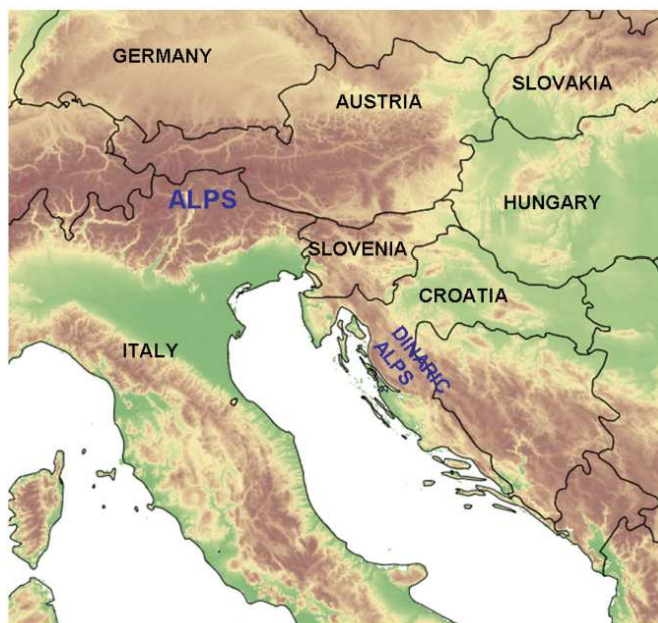
Tijekom intenzivnih grmljavinskih oluja broj CG izboja često se smanjuje, dok značajno raste broj IC izboja (Lang i Rutledge, 2002; Emersic i sur., 2011). Tijekom tučonosnih oluja često se u prostornoj raspodjeli munja mogu opaziti područja s vrlo malim brojem izboja, tzv. grmljavinske rupe (od eng. lightning holes). Takva područja su obično vrlo kratkog trajanja i posljedica su tzv. mokre faze rasta zrna tuče unutar olujnog oblaka koja nije pogodna za jačanje naboja pojedinih hidrometeora, a posljedično i produkciju električnih izboja (Emersic i sur., 2011; Lynn i sur., 2012). Carey i Rutledge (1998) su uspoređujući pojavu CG munja s pojavom tuče pri tlu pokazali da postoje slučajevi gdje CG munje dostižu svoju maksimalnu aktivnost nakon pojave tuče, a Soula i sur. (2004) opazili su vrlo slabu CG grmljavinsku aktivnost tijekom padanja tuče. Također, u prošlim studijama opažene su tučonosne oluje koje tijekom svog zrelog stadija proizvode znatno više pozitivnih CG munja, dok je broj negativnih CG munja vrlo mali (Montanya i sur., 2007, 2009; Dimitrova i sur.,

2013). Nadalje, vrlo često broj munja naglo poraste i postiže maksimum nekoliko minuta prije pojave opasnih vremenskih prilika pri tlu, kao što su velika tuča, olujni i orkanski udari vjetra ili tornado (Schultz i sur., 2009, 2011; Darden i sur., 2010; Gatlin i Goodman, 2010).

3. PODACI I METODE

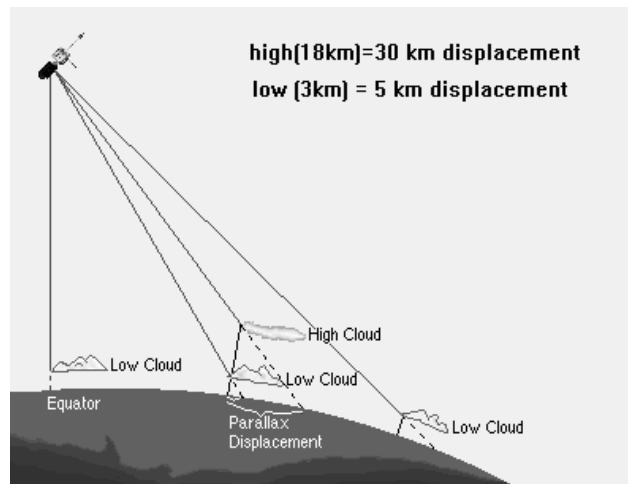
Analize u ovom radu provedene su za područje srednje Europe za vremensko razdoblje od 2008. do 2015. godine (slika 3.1).

U prvom dijelu rada (potpoglavlje 4.1) analizirane su karakteristike vrhova konvektivnih oblaka i testirane objektivne satelitske metode za detekciju OT-a koristeći podatke s MSG satelita, Meteosat-9 i Meteosat-10, izmjerene pomoću SEVIRI (eng. Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) instrumenta. Za detektirane OT-ove provedena je prostorna, sezonska i vremenska analiza za područje srednje Europe (slika 3.1), kako bi se utvrdila prostorna i vremenska razdioba intenzivne konvektivne aktivnosti nad promatranim područjem. U potpoglavlju 4.2, u cilju dokazivanja pretpostavke da je OT povezan s ekstremnim vremenskim pojavama, pojava OT-a detektiranih objektivnom satelitskom metodom uspoređena je s meteorološkim parametrima izmjerenim na automatskim postajama u srednjoj Europi (Hrvatska, Slovenija, Austrija, Mađarska, Slovačka).



Slika 3.1: Topografska karta analiziranog područja.

Kod usporedbe satelitskih podataka s podacima automatskih postaja uzeta je u obzir korekcija paralakse, čiji iznos za visoke konvektivne oblake nije zanemariv. Iznos korekcije paralakse je to veći što je viši vrh oblaka, a također ovisi i o geografskoj širini i duljini na kojima se oblak nalazi (slika 3.2).



Slika 3.2: Shematski prikaz korekcije paralakse ovisno o visini oblaka i o udaljenosti od nadira (izvor: <http://www-das.uwyo.edu/~geerts/cwx/notes/chap02/parallax.html>).

Za potrebe računanja korekcije paralakse bilo je potrebno odrediti visinu tropopauze, koja je približno jednaka visini OT-a. Za određivanje visine tropopauze korišteni su podaci s najbližih radio-sondažnih postaja u srednjoj Europi.

U drugom dijelu rada (potpoglavlje 4.3) analizirana je grmljavinska aktivnost, tj. ukupan broj detektiranih električnih izboja (TL, od eng. total lightning; $TL=IC+CG$) za područje srednje Europe koristeći podatke o munjama iz sustava za lociranje udara munja (eng. Lightning Location System-LLS) koji je dio međunarodnog LINET sustava (Betz i sur., 2009). Kako bi se dobio bolji uvid u grmljavinsku aktivnost nad promatranim područjem napravljena je prostorna, vremenska i sezonska analiza. Prostorna i vremenska razdioba grmljavinske aktivnosti uspoređena je s rezultatima dobivenim analizom OT baze podataka. Za određene situacije analizirane su karakteristike električnih pražnjenja kao što su broj, tip, polaritet i amplituda struje električnih izboja kako bi se utvrdilo karakteristično ponašanje grmljavinske aktivnosti tijekom intenzivnih konvektivnih oluja. U slučajevima tučonosnih konvektivnih oblaka nad područjem poligona tučomjera smještenog u Hrvatskom zagorju provedena je opsežnija analiza satelitskih karakteristika i grmljavinske aktivnosti. Također, analizirane su i karakteristike zrna tuče, kao što je promjer zrna i kinetička energija (Počakal, 2011). Tijekom navedenih situacija analizirana su i mikrofizička svojstva oblaka na temelju vertikalnih profila efektivnog radijusa čestica dobivenih iz satelitskih podataka reflektivnosti u kanalu $3.9\ \mu\text{m}$.

3.1 Satelitski podaci i metodologija

U ovom radu korišteni satelitski podaci dobiveni su pomoću senzora na geostacionarnim MSG satelitima Meteosat-9 i Meteosat-10. Geostacionarna orbita je poseban slučaj geosinhrone orbite, tj. radi se o kružnoj orbiti pri čemu je period orbite satelita jednak periodu rotacije Zemlje. Visina na kojoj mora biti satelit da bi navedeno svojstvo bilo ostvareno definirana je izrazom, što slijedi iz 2. Newtonovog zakona:

$$r = \sqrt[3]{\frac{GM}{\omega^2}}, \quad (3.1)$$

pri čemu je umnožak GM geocentralna gravitacijska konstanta koja iznosi $(398600.4418 \pm 0.0008) \text{ km}^3 \text{ s}^{-2}$. Kružna brzina ω iznosi:

$$\omega \approx \frac{2\pi \text{ rad}}{86164 \text{ s}} \approx 7.2921 \times 10^{-5} \text{ rad / s}, \quad (3.2)$$

gdje je 86164 s orbitalni period koji je za geostacionarnu orbitu jedan sideralni dan. Znajući vrijednosti dviju gore navedenih konstanti iz (3.1) dobivamo da je $r = 42164 \text{ km}$. Od dobivene veličine potrebno je oduzeti radijus Zemlje (jer je r udaljenost od središta Zemlje do visine na kojoj je satelit u geostacionarnoj orbiti) što nam daje visinu od oko 36000 km na kojoj se nalazi satelit u geostacionarnoj orbiti.

3.1.1 Svojstva satelitskih kanala i multispektralna analiza

Meteosat sateliti druge generacije kao instrument za mjerenje zračenja sa Zemlje i iz atmosfere koriste SEVIRI, radiometar koji mjeri u tri kanala u vidljivom (solarnom) dijelu spektra, jednom kanalu u blisko-infracrvenom dijelu spektra te u 8 kanala u IR dijelu spektra (tablica 3.1). Horizontalna rezolucija spektralnih kanala u nadiru je 3 km, osim kod širokopojasnog HRV kanala gdje ona u nadiru iznosi 1 km. Satelitski podaci s Meteosat 10 (MSG-3) satelita nad cijelim Zemljinim diskom snimaju se s vremenskim razmakom od 15 min, dok za područje Europe i sjeverne Afrike Meteosat 9 (MSG-2) snima u tzv. brzom modu (RSS, od eng. Rapid Scan System) i snimke su raspoložive svakih 5 min. Svaki od spektralnih kanala ima određenu primjenu u analizi stanja i sastava atmosfere te motrenju površine tla i vegetacije (tablica 3.1). Kanali u solarnom dijelu spektra mjere reflektirano Sunčevo zračenje pa su podaci dostupni samo tijekom vidljivog dijela dana.

Tablica 3.1: Karakteristike SEVIRI spektralnih kanala, tj. središnja, minimalna i maksimalna valna duljina i osnovno područje primjene pojedinog kanala (prilagođeno iz *MSG Interpretation Guide*).

Broj kanala	Spektralni pojas (μm)	Karakteristike spektralnog pojasa (μm)			Osnovna primjena
		λ_{cen}	λ_{min}	λ_{max}	
1	VIS0.6	0.635	0.56	0.71	Površina, oblaci, polje vjetra
2	VIS0.8	0.81	0.74	0.88	Površina, oblaci, polje vjetra
3	NIR1.6	1.64	1.50	1.78	Površina, faza čestica oblaka
4	IR3.9	3.90	3.48	4.36	Površina, oblaci, polje vjetra
5	WV6.2	6.25	5.35	7.15	Vodena para, visoki oblaci, atmosferska nestabilnost
6	WV7.3	7.35	6.85	7.85	Vodena para, atmosferska nestabilnost
7	IR8.7	8.70	8.30	9.1	Površina, oblaci, atmosferska nestabilnost
8	IR9.7	9.66	9.38	9.94	Ozon
9	IR10.8	10.80	9.80	11.80	Površina, oblaci, polje vjetra, atmosferska nestabilnost
10	IR12.0	12.00	11.00	13.00	Površina, oblaci, atmosferska nestabilnost
11	IR13.4	13.40	12.40	14.40	Visina cirusnih oblaka, atmosferska nestabilnost
12	HRV	širokopojasni (0.4 – 1.1 μm)			Površina, oblaci

Kako bi se dobio podatak o reflektivnosti iz izmjerenih vrijednosti radijance koristi se relacija (Eumetsat, 2012):

$$r_{\lambda_i} = \frac{\pi R_{\lambda_i} d^2(t)}{I_{\lambda_i} \cos(\theta(t, x))},$$

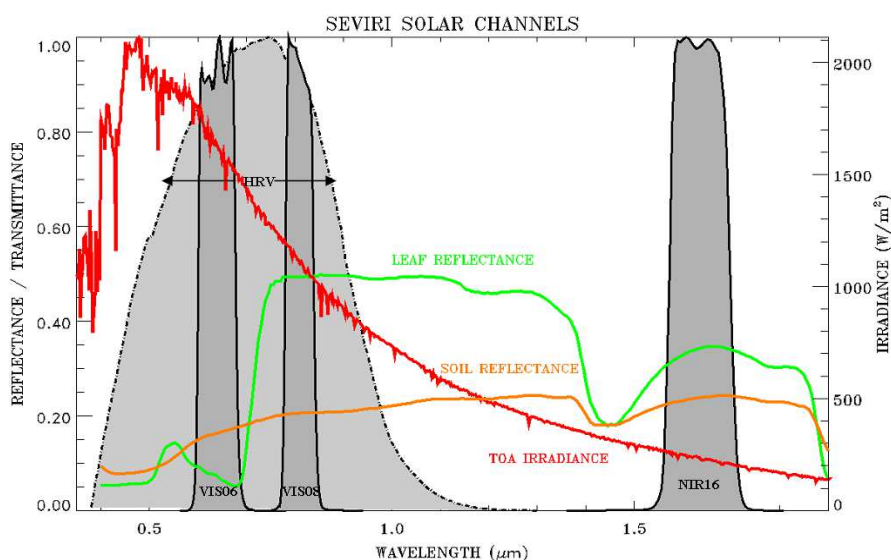
pri čemu je:

- i broj kanala (1=VIS0.6, 2=VIS0.8, 3=NIR1.6, 4=HRV)
- r_{λ_i} anizotropan faktor refleksije (BRF, od eng. Bidirectional Reflectance Faktor) za određen spektralni kanal
- R_{λ_i} izmjerena radijanca u $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot (\text{cm}^{-1})^{-1}$
- $d(t)$ udaljenost Zemlje od Sunca izražena u atmosferskim jedinicama (AJ) u vremenu t
- I_{λ_i} intenzitet Sunčevog zračenja za određenu valnu duljinu spektralnog kanala na jednoj AJ izražen u $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot (\text{cm}^{-1})^{-1}$ (tablica 3.2)
- $\theta(t, x)$ solarni zenitni kut u radijanima u vremenu t na lokaciji x .

Tablica 3.2: Vrijednosti intenziteta Sunčevog zračenja (I_{λ_i}) izražene u $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot (\text{cm}^{-1})^{-1}$ na jednoj Å za pojedinu valnu duljinu spektralnog kanala i za određeni satelit.

Kanal	MSG-1 Meteosat 8	MSG-2 Meteosat 9	MSG-3 Meteosat 10
VIS 0.6	65.2065	65.5148	65.2656
VIS 0.8	73.1869	73.1807	73.1692
NIR 1.6	61.9923	62.0208	61.9416
HRV	79.0113	78.9416	79.0035

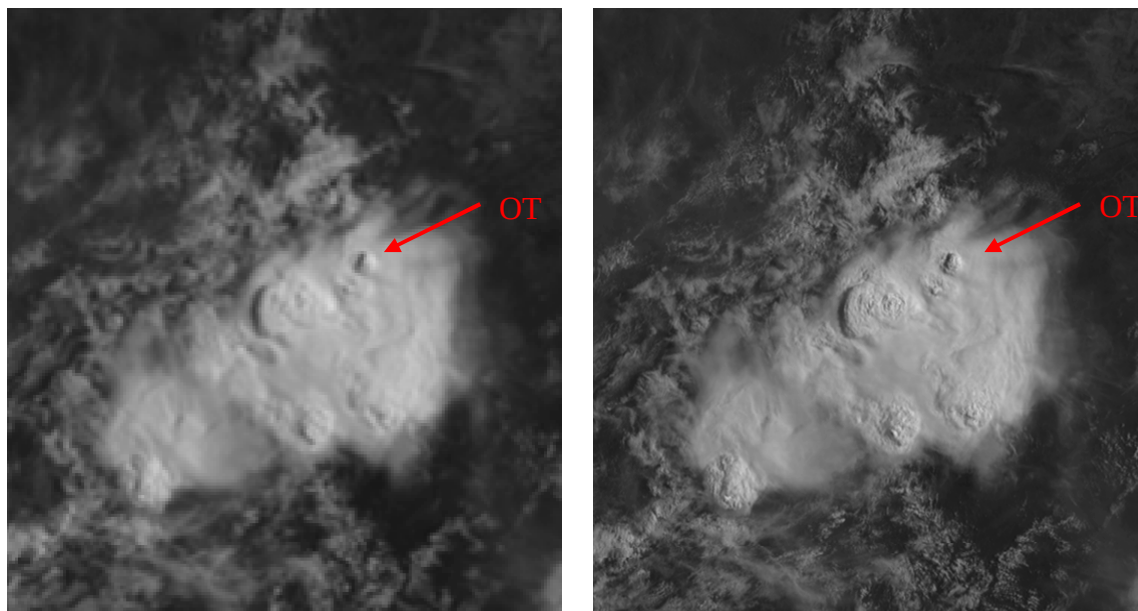
Kanali VIS0.6 i VIS0.8 ponajprije se koriste za praćenje i prepoznavanje oblaka pa tako i konvektivnih ćelija. Zbog jake refleksije od tla i vegetacije u kanalu VIS0.8, taj se kanal vrlo često koristi i za praćenje stanja tla i vegetacije te za izračune raznih indeksa vegetacije (slika 3.3).



Slika 3.3: Područje valnih duljina HRV kanala (svijetlo sivo) i valnih duljina VIS0.6, VIS0.8 i NIR1.6 kanala (tamno sivo), te raspodjela valnih duljina reflektiranog zračenja od tla (narančasta linija) i vegetacije (zelena linija). Solarno zračenje na vrhu atmosfere prikazano je crvenom linijom. Na x osi nalaze se vrijednosti valnih duljina, dok su na y osi reflektirano zračenje (lijevo) i zračenje (desno) (prilagođeno iz *MSG Interpretation Guide*).

Kanal NIR1.6 ne nalazi se u području maksimuma solarnog spektra (slika 3.3), već je pomaknut prema IR dijelu spektra. Najvažnija primjena tog kanala je razlikovanje vodenih i ledenih oblaka jer je reflektirano zračenje s površine leda u tom spektralnom području značajno manje, tj. apsorpcija zračenja u ledenim kristalićima je gotovo dvostruko veća nego

apsorpcija u kapljicama vode (npr. Chylek i sur., 2006). Kanal koji daje najviše informacija o strukturi vrhova konvektivnih oblaka je širokopojasni kanal HRV prostorne razlučivosti 1 km te je zbog tog svojstva i uvelike korišten u ovom radu. Na snimkama u HRV kanalu vidljiva je 3D struktura konvektivnih oblaka pa je taj kanal pogodan za detekciju OT. Često se koristi i za verifikaciju pojedinih objektivnih satelitskih metoda, koje se uglavnom temelje na upotrebi kanala u IR dijelu spektra koji su dostupni tijekom 24 h. Pogodan je i za detekciju i praćenje težinskih valova i perjanica na vrhovima konvektivnih oblaka. Treba napomenuti kako detekcija OT-a koristeći HRV snimke uvelike ovisi o dobu dana, visini OT-a iznad nakovnja Cb-a te sjeni koju on daje na nakovnju Cb-a. Na HRV snimkama OT je najlakše detektirati tijekom jutra i kasnog poslijepodneva kada je kut upada Sunčevih zraka mali, a sjena OT-a na nakovnju konvektivnog oblaka jasno uočljiva (slika 3.4).

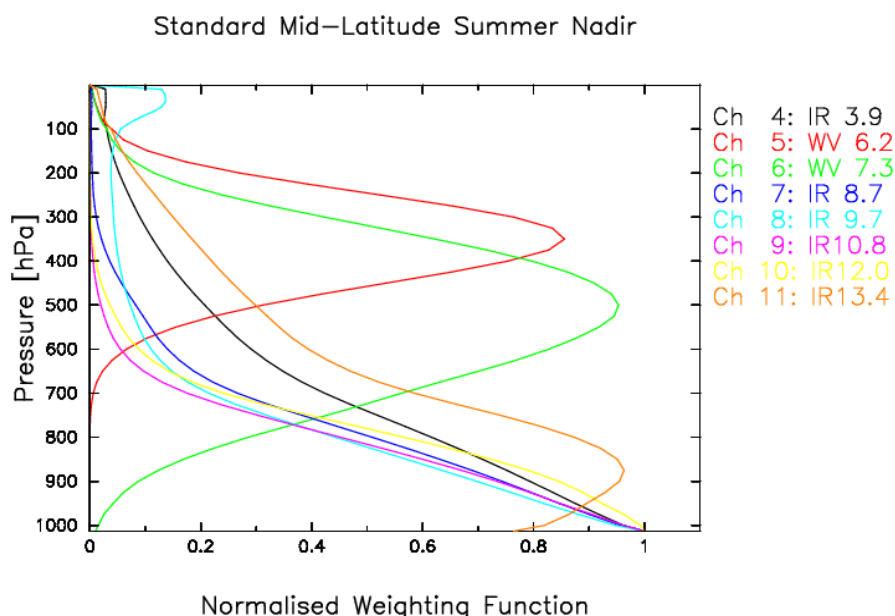


Slika 3.4: Usporedba karakteristika vrhova konvektivnih oblaka na snimci u kanalu VIS0.6 (Meteosat 8, 24.04.2003., 08:00 UTC, Nigerija), koji ima prostornu razlučivost od 3 km u nadiru (lijeva slika) i kanalu HRV prostorne razlučivosti 1 km (desna slika). Na HRV satelitskoj snimci 3D struktura vrhova je jasnija i pokazuje znatno više detalja (crvenom strelicom označen je položaj OT-a) (prilagođeno iz *MSG Interpretation Guide*).

Kanal IR3.9 nalazi se u blisko-infracrvenom dijelu spektra zbog čega danju ima i emitiranu i reflektiranu komponentu. Spomenuti kanal osjetljiv je na agregatno stanje vode u oblaku, ali i na veličinu čestica oblaka (kapljica, kristalića). U području 3.9 μm led apsorbira značajno jače od vode, dok je refleksivnost obrnuto proporcionalna efektivnom polumjeru

čestica u oblaku. Sukladno tome, kanal IR3.9 pokazao se kao najpogodniji za razlikovanje vodenih od ledenih čestica te za procjenu veličine kapljica i kristalića u oblaku, ali pod uvjetom da se koristi samo reflektirana komponenta dok je termička (emitirana) komponenta uklonjena iz ukupnog zračenja (Strelec Mahović, 2011).

Podaci u 8 kanala u IR dijelu spektra dostupni su tijekom 24 h i zbog te karakteristike najčešće se koriste za objektivne satelitske metode za detekciju OT-a. Od 8 kanala dva su u apsorpcijskim vrpama vodene pare (WV7.3 i WV6.2), jedan u apsorpcijskoj vrpici ozona (IR9.7) i jedan u apsorpcijskoj vrpici ugljikovog dioksida (IR13.4). Svaki od kanala ima maksimum zračenja na različitim visinama u troposferi što omogućuje izradu vertikalnih profila atmosfere (slika 3.5). Kanal WV7.3 daje informaciju o temperaturi i vlazi u srednjim slojevima troposfere, tj. u sloju između 400 i 600 hPa (s maksimumom na oko 500 hPa), dok kanal WV6.2 ima najjači signal u gornjoj troposferi na oko 300 hPa (u sloju između 400 i 250 hPa) (slika 3.5). Kanal IR9.7 daje informaciju o ukupnom ozonu, kao i njegovim dnevnim promjenama, ali također omogućava i procjenu nivoa tropopauze, dok se kanal IR13.4 najčešće koristi za procjenu nestabilnosti atmosfere. Od kanala u apsorpcijskim vrpama u ovom radu za objektivnu detekciju OT-a koristit će se kanali WV6.2, IR9.7 i IR13.4.



Slika 3.5: Normalizirana težinska funkcija za SEVIRI infracrvene kanale za točku ispod satelita tijekom ljeta u umjerenim geografskim širinama (Schmetz i sur., 2002).

Kanali 8.7 μm , 10.8 μm i 12.0 μm su kanali u područjima valnih duljina koje su minimalno podložne apsorpciji od strane atmosferskih plinova. Te kanale još nazivamo i

termičkima jer se koriste za određivanje temperature. Maksimalno zračenje svih termičkih IR kanala dolazi s površine Zemlje i iz niskih slojeva troposfere (slika 3.5). Od termičkih IR kanala za prepoznavanje i praćenje konvektivnih oblaka najčešće se koristi kanal IR10.8, koji služi za određivanje temperature površine tla i vrhova oblaka. Kako bi odredili vrijednosti temperature iz zračenja u pojedinom IR kanalu najprije je potrebno podatak o vrijednostima piksela pretvoriti u radijancu koristeći relaciju (Rosenfeld i sur., 2005):

$$R = CAL_{offset} + CAL_{slope} Count , \quad (3.4)$$

gdje je

- R spektralna radijanca izražena u $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot (\text{cm}^{-1})^{-1}$ za određen valni broj (cm^{-1})
- CAL_{offset} konstanta pomaka između vrijednosti piksela i fizikalnog zračenja koja se dobiva iz kalibracije na satelitu ($\text{mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot (\text{cm}^{-1})^{-1}$)
- CAL_{slope} linearni koeficijent kalibracije ($\text{mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot (\text{cm}^{-1})^{-1}$)
- $Count$ binarna vrijednost piksela (raspon vrijednosti od 0 do 1023 jer su snimke 10-bitne).

Tako dobivene vrijednosti radijance ulaze u relaciju koja slijedi iz Planckova zakona i pomoću koje dobivamo vrijednosti temperature za svaki pojedini kanal u IR dijelu spektra:

$$T_b = \left[C_2 \nu_c / \log \left(\frac{C_1 \nu_c^3}{R} + 1 \right) - B \right] / A , \quad (3.5)$$

pri čemu je:

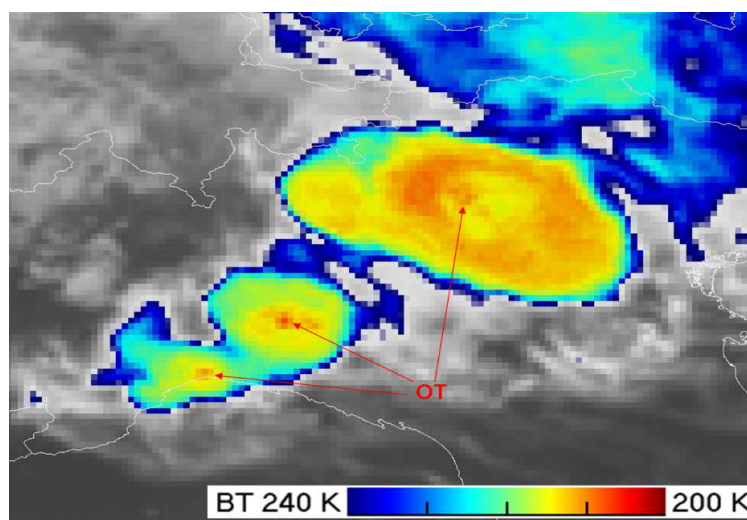
- C_1 konstanta čiji je iznos $1.19104 \cdot 10^{-5} \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot (\text{cm}^{-1})^{-4}$
- C_2 konstanta iznosa $1.43877 \text{ K} \cdot (\text{cm}^{-1})^{-1}$
- ν_c središnji valni broj kanala u cm^{-1}
- A, B koeficijenti koji su različiti za svaki spektralni kanal (tablica 3.3).

Kako bi se omogućila lakša interpretacija raspodjele temperature na vrhovima konvektivnih oblaka, satelitske slike u kanalu IR10.8 naknado se obrađuju tako što se različitim vrijednostima temperature pridodaju prethodno definiranu boje (slika 3.6). Za područje Europe raspon obojanih intervala temperature na vrhovima konvektivnih oblaka optimalno iznosi od 240 do 200 K. Navedeni raspon temperature usvojen je kao standardan za područje Europe na prvom sastanku Eumetsat radne grupe za konvekciju (CWG od eng. Convection Working Group) u Krakowu 2007. godine. Međutim, za neke konvektivne oluje na području Europe ponekad je potrebno dodatno prilagoditi skalu boja, odnosno povećati raspon temperature ovisno o visini tropopauze, jer je u situacijama kad je tropopauza na

manjoj visini, temperatura vrhova konvektivnih oblaka viša. U tropskim i suptropskim područjima potrebno je raspon obojanih vrijednosti temperature spustiti na vrijednosti između 230 i 190 K, pa čak i 220 i 180 K, ovisno o visini tropopauze. Specifični termički oblici na vrhovima konvektivnih oblaka, kao što su hladni prsten i hladno U/V, mogu se detektirati samo na tako obojanim satelitskim snimkama u IR10.8 kanalu (slika 3.6).

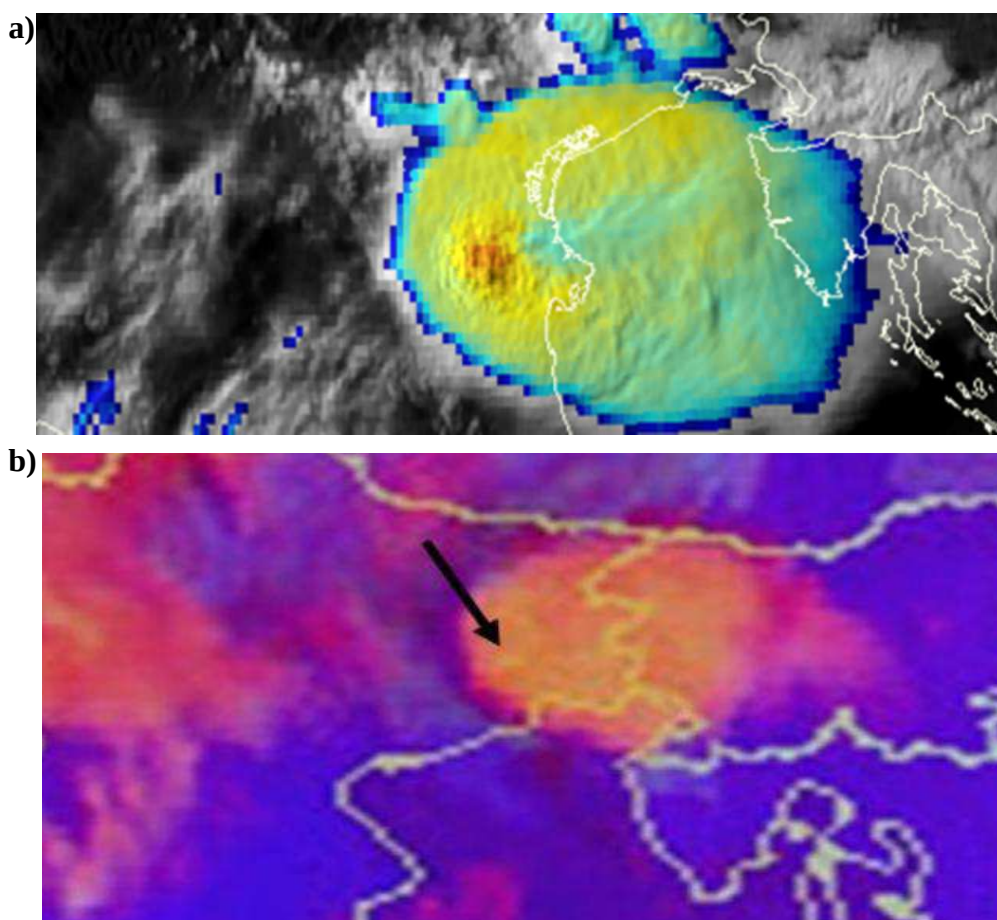
Tablica 3.3: Valni broj spektralnog kanala (ν_c) te vrijednosti koeficijenata A i B za određenu valnu duljinu potrebne za relaciju (3.5) iz koje se dobivaju vrijednosti temperature za pojedini kanal u IR dijelu spektra.

Kanal (μm) (središnja valna duljina)	ν_c (cm^{-1})	A	B
3.9	2569.094	0.9959	3.471
6.2	1598.566	0.9963	2.219
7.3	1362.142	0.9991	0.485
8.7	1149.083	0.9996	0,181
9.7	1034.345	0.9999	0.060
10.8	930.659	0.9983	0.627
12.0	839.661	0.9988	0.397
13.4	752.381	0.9981	0.576



Slika 3.6: Satelitska snimka IR10.8 (Meteosat 9, 28.08.2007, 17:15 UTC, sjeverna Italija) na kojoj različite boje označavaju intervale vrijednosti temperature na vrhovima konvektivnih oblaka. Skala boja prilagođena je za detekciju karakterističnih struktura (OT, hladni prsten, hladni U/V) na vrhovima konvektivnih oblaka na području Europe (prilagođeno iz ppt prezentacije Martina Setvák, 2012).

U novije vrijeme za praćenje struktura na vrhovima konvektivnih oblaka, osobito OT-a, sve više se koristi tzv. "sandwich" produkt koji se sastoji od HRV i IR10.8 satelitske slike. Na taj su način sve najvažnije satelitske karakteristike OT-a sadržane na jednoj slici. Pri tom kanal IR10.8 ukazuje na postajanje lokalnog minimuma temperature, dok kanal HRV daje informaciju o 3D strukturi OT-a i omogućava detektiranje sjene OT-a na nakovnju Cb-a (slika 3.7a).



Slika 3.7: **a)** "Sandwich" produkt (Meteosat 8, 06.07.2010., 17:05 UTC, sjeverni Jadran) koji daje informaciju o 3D strukturi vrhova promatrane konvektivne ćelije te o razdiobi temperature na vrhovima iste. **b)** "Convective storm" RGB produkt (Meteosat 9, 12.09.2012., 08:50 UTC, sjeverna Italija i Slovenija); konvektivna ćelije je narančasto žučkaste boje, a područje OT-a označeno je strelicom.

Kako bi se na najbolji način iskoristila velika količina informacija koju pružaju MSG sateliti, razvijeni su tzv. RGB (od eng. Red Green Blue) produkti (Roesli i sur., 2004;

EUMeTrain, 2009). Kod RGB produkata tri kanala (ili razlike kanala) koja se kombiniraju povezana su u RGB kompozit tako da je po jedan kanal (ili razlika kanala) stavljen u crveni, plavi i zeleni spektar pri čemu intenzitet boje odgovara intenzitetu zračenja u tom kanalu. Zatim se crveni, plavi i zeleni spektar povežu u jednu sliku u kojoj su boje zapravo kombinacija tri osnovne boje i ovise o intenzitetu zračenja u pojedinom kanalu u kompozitu. Na taj su način različita svojstva spektralnih kanala sažeta na jednoj satelitskoj slici koja pruža lakšu i cjelovitiju kvalitativnu analizu. Tako se npr. koristeći multispektralnu analizu satelitskih podataka, tj. različite RGB produkte, može detektirati i analizirati jaka konvektivna uzlazna struja, anomalija potencijalne vrtložnosti, magla, snijeg, atmosferska prašina, oblaci sumpor-dioksida od eruptirajućeg vulkana itd. Jedan od najkorisnijih produkata za promatranje i analiziranje konvektivnih oblaka je tzv. "Convective storm" RGB (slika 3.7b). Često se naziva i "Severe storm" RGB, a slovi i kao najkompleksniji RGB produkt jer sadrži tri razlike kanala. Spomenuti RGB kompozit sastoji se od dva kanala u spektru vodene pare (WV6.2 i WV7.3), dva mikrofizička kanala (NIR1.6 i IR3.9), te kanala u IR dijelu spektra IR10.8 i vidljivog kanala VIS0.6. Razlike kanala kao i raspon vrijednosti za pojedinu boju dane su u tablici 3.4.

Tablica 3.4: Razlike kanala i raspon vrijednosti za pojedine spektre u "Convective storm" RGB kompozitu.

Spektar	Razlika kanala	Raspon vrijednosti
crvena	WV6.2 – WV7.3	od -35K do +5K
zeleni	IR3.9 – IR10.8	od -5K do 60K
plava	NIR1.6 – VIS0.6	od -75% do 25%

Koristeći opisani RGB produkt (slika 3.7b) vrlo lako možemo prepoznati konvektivne ćelije te uočiti razliku između dijelova ćelija u kojima se nalaze mali i onih koji su sastavljeni od većih kristalića leda (slika 3.8). Konvektivne ćelije s jakom uzlaznom strujom i visokim potencijalom za opasne vremenske prilike pri tlu na RGB kompozitu Konvektivne oluje (od eng. Convective Storm RGB) žućkaste su boje.

Spomenuta boja dolazi od razlike ukupnog zračenja (reflektirana i termalna komponenta) u kanalu IR3.9 i IR10.8, koja ovisi o veličini čestica kao i o temperaturi vrhova oblaka. Kada su vrijednosti razlike veće od +50K, vrijednosti refleksivnosti u solarnoj komponenti kanala 3.9 μm obično su visoke (> 5–6%). Mali kristalići leda imaju puno veću

refleksivnost u kanalu IR3.9 od većih kristalića leda i upućuju na postojanje vrlo jake uzlazne struje. Kod jakih uzlaznih struja kristalići leda imaju vrlo malo vremena za koalescenciju te su posljedično na vrhovima takvih konvektivnih oblaka značajno manje čestice.

Međutim, potrebno je napomenuti da žućkasta boja može biti i posljedica vrlo niske vrijednosti temperature na vrhovima oblaka (<-60 K), najčešće kao rezultat hladne tropopauze. U takvim slučajevima refleksivnost u kanalu IR3.9 prilično je niska, što upućuje na velike kristaliće leda i ne mora biti povezana s vrlo jakim uzlaznom strujom. Zbog svega navedenog za precizniju interpretaciju navedenog RGB produkta korisno je provjeriti vrijednosti temperature vrhova konvektivnih oblaka na satelitskoj snimci u kanalu IR10.8, gdje boje označavaju vrijednosti temperature.



Slika 3.8: Interpretacija pojedinih boja na "Convective Storm" RGB produktu (prilagođeno iz *MSG Interpretation Guide*).

3.1.2 Objektivne satelitske metode za detekciju OT-a

Zbog potrebe brzog prepoznavanja potencijalno opasnih struktura na vrhovima oblaka u posljednjih 20-ak godina razvijeno je nekoliko metoda za objektivno prepoznavanje OT-a, a u novije vrijeme i metoda za automatsko prepoznavanje termičkih struktura, tj. hladnog prstena i hladnog U/V oblika (Iršić Žibert i Žibert, 2013). Jedna od najčešće korištenih satelitskih metoda za detekciju OT-a temelji se na razlici temperatura između kanala WV6.2 i IR10.8 (WV-IRW). Dosadašnja istraživanja pokazala su postojanje pozitivnih vrijednosti razlike dvaju spomenutih kanala iznad dubokih konvektivnih oblaka (Schmetz i sur., 1997; Setvák i sur., 2007) što je posljedica prisutnosti vodene pare iznad vrhova konvektivnih oblaka. Doprinos od vodene pare koja se nalazi u nižoj stratosferi ne utječe na vrijednost temperature u kanalu IR10.8, tj. temperatura u kanalu WV6.2 posljedica je vodene pare u nižoj stratosferi,

dok temperatura u kanalu IR10.8 predstavlja temperaturu vrhova oblaka. Budući da temperatura u nižoj stratosferi raste s visinom, vrijednosti temperature u kanalu WV6.2 bit će veće od vrijednosti u kanalu IR10.8, rezultirajući pozitivnom vrijednošću razlike WV-IRW. Kako bi razlika WV-IRW poprimila što veće pozitivne vrijednosti i na taj se način detektirao OT, svaki OT trebao bi transportirati određenu količinu vlage u niže slojeve stratosfere gdje bi ona vrlo brzo trebala poprimiti vrijednost temperature okoline koja je značajno toplija od temperature OT-a (Setvák i sur., 2007). Također, pozitivne vrijednosti razlike WV-IRW mogu biti posljedica postojećeg horizontalno uniformnog sloja vlage iznad dubokih konvektivnih oblaka. Schmetz i sur. (2002) pokazali su da je razlika WV-IRW iznad najhladnijih vrhova oblaka u intervalu od 6 do 8 K, dok su Setvák i sur. (2007) analizirajući satelitske podatke prostorne rezolucije od 1 km, dobili raspon WV-IRW razlike između 4 i 7 K. Potrebno je napomenuti da pozitivne vrijednosti WV-IRW razlike mogu biti i posljedica povećanog udjela vlage koja se nalazi u sloju iznad vrhova konvektivnih oblaka i nije povezana sa samom konvektivnom olujom. Također, Setvák i sur. (2007) su pokazali da se pozitivne vrijednosti WV-IRW razlike mogu pojaviti i na vrhovima konvektivnih oblaka koji nisu povezani s OT-om (Bedka, 2011). Spomenuta metoda zbog svega navedenog pokazuje značajan broj pogrešno detektiranih OT-ova, te je u ovom radu ispitana mogućnost korištenja ostalih SEVIRI kanala kako bi se poboljšala objektivna satelitska metoda za detekciju OT-a.

Prema rezultatima iz rada Kwon i sur. (2009), razlika temperatura između kanala IR9.7 i kanala IR10.8 (O_3 -IRW) također pokazuje pozitivne vrijednosti za vrhove konvektivnih oblaka više od 11 km te sukladno tome može biti dobar indikator za otkrivanje konvektivne aktivnosti. Dobar indikator visine vrhova dubokih konvektivnih oblaka je i razlika temperatura između kanala IR13.4 i kanala IR10.8 (CO_2 -IRW) (Nieman i sur., 1993; Kwon i sur., 2010) zbog čega se koristi u mnogim operativnim produktima za procjenu visine oblaka. Apsorpcija u kanalu IR13.4 smanjuje se s visinom, a najmanja je za najviše vrhove oblaka. Posljedično, razlika CO_2 -IRW poprima pozitivne vrijednosti za najviše vrhove dubokih konvektivnih oblaka.

Zbog svega navedenog, u ovom radu u svrhu detektiranja OT-ova testirane su tri razlike temperatura: WV-IRW, O_3 -IRW i CO_2 -IRW. Osim spomenutih objektivnih metoda za detekciju OT-a, testirane su i mogućnosti nove jednostavne metode nazvane COMB metoda. COMB metoda se sastoji od WV-IRW i O_3 -IRW metoda, a uvedena je kako bi se izbjegao značajan broj pogrešno detektiranih OT-ova koristeći samo WV-IRW metodu. Sve objektivne satelitske metode korištene u ovom radu imaju dva kriterija: jedan za vrijednost temperature u

kanalu IR10.8, a drugi za vrijednost određene razlike temperature (BTD, od eng. brightness temperature difference) (tablica 3.5).

Tablica 3.5: Kriteriji za vrijednost temperature u kanalu IR10.8 i vrijednosti određenih razlika temperatura (BTD, od eng. Brightness Temperature Difference) koji se koriste za WV-IRW, CO₂-IRW, O₃-IRW i COMB objektivnu satelitsku metodu za detekciju OT-a.

Razlika temperatura (BTD)	Kriterij	
WV-IRW	IRW $\leq$ 215 K	≥ 4 K
CO ₂ -IRW		≥ 3.5 K
O ₃ -IRW		≥ 13 K
COMB		≥ 4 K & ≥ 13 K

Kriterij za vrijednost temperature IR10.8 definiran je na temelju dosadašnjih istraživanja objavljenih u radovima Bedka (2011) i Martin i sur. (2008) prema kojima je temperatura vrlo hladnih piksela unutar konvektivnih oblaka manja ili jednaka 215 K. Setvák i sur. (2007) koristeći podatke MODIS¹ instrumenta prostorne rezolucije 1 km odredili su da je OT obilježen vrijednostima razlike temperatura WV-IRW u rasponu od 4 do 7 K. Kriteriji za objektivne metode CO₂-IRW i O₃-IRW prilagođeni su koristeći rezultate iz radova Kwon i sur. (2009; 2010) za tropsko područje i koristeći empirijske rezultate za područje srednje Europe.

3.1.3 Mikrofizičke karakteristike oblaka

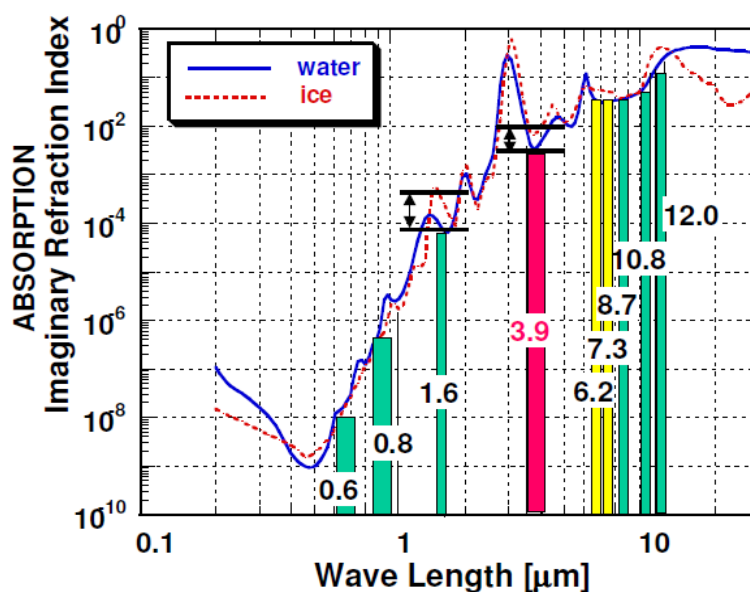
Osim za prepoznavanje OT-a i struktura kao što su hladni prsten i hladni U/V, satelitski podaci korišteni su i za izračun vertikalnih profila efektivnog radijusa čestica² (r_e) pomoću kojeg su analizirana mikrofizička svojstva oblaka s posebnim naglaskom na tučonosne oluje. Rosenfeld i sur. (2008) su koristeći svojstva kanala IR3.9 razvili metodu pomoću koje se može odrediti vertikalna raspodjela veličina čestica oblaka u ovisnosti o temperaturi.

Kanal IR3.9 nalazi se na kraju valnih duljina solarnog spektra, tj. na početku valnih duljina spektra Zemljinog zračenja zbog čega se njegovo zračenje danju sastoji od emitirane i reflektirane komponente. Različita apsorpcija ulaznog Sunčevog zračenja na kapljicama leda

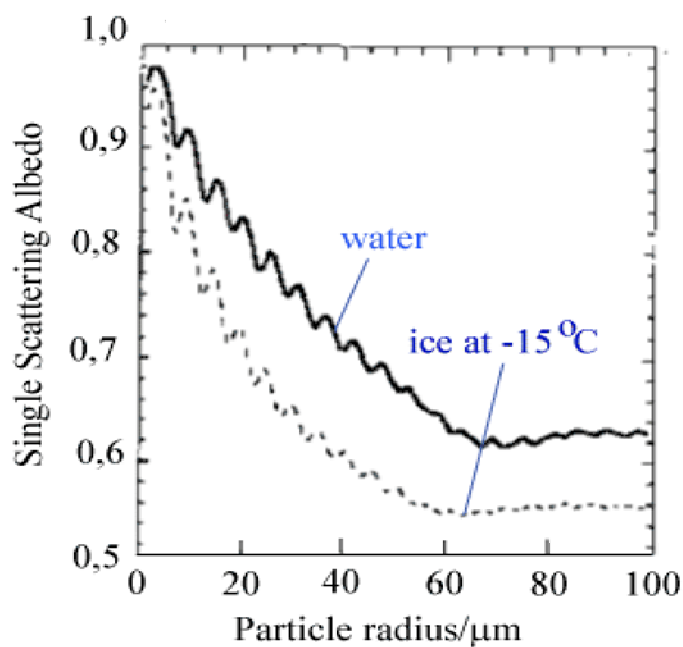
¹ MODIS (od eng. Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) je spektrometar na polarnim satelitima Terra i Aqua (više na: <https://modis.gsfc.nasa.gov/>).

² Efektivni radijus je omjer sume svih površina i sume svih volumena kapljica ili kristalića u danom volumenu oblaka.

u odnosu na kristaliće vode, omogućava da se tijekom dana kanalom IR3.9 mogu prepoznati agregatna stanja vode u oblaku (slika 3.9).



Slika 3.9: Apsorpcija u ovisnosti o valnoj duljini za led (crvena linija) i vodu (plava linija). Strelicama su označene vrijednosti apsorpcije za led i vodu u kanalima NIR1.6 i IR3.9. (preuzeto iz Rosenfeld (2011)³)



Slika 3.10: Refleksivnost u IR3.9 u ovisnosti o efektivnom radijusu čestica za led na -15 °C (isprekidana linija) i vodu (puna linija) (preuzeto s *Eumetrain Training Module: Icing*⁴).

³Prezentacija Rosenfeld (2011) preuzeta s Internet stranice: <http://eumetrain.org/data/2/208/208.pdf>

⁴<http://www.eumetrain.org/data/2/253/index.htm>

Slična svojstva pokazuje i kanal NIR1.6, međutim u tom području zračenje je više kontaminirano zračenjem s površine Zemlje. Ukupno zračenje u kanalu IR3.9 dolazi uglavnom s vrha oblaka jer je apsorpcija leda i vode u tom kanalu gotovo za dva reda veličine veća od one u kanalu NIR1.6 (slika 3.9). Također, zračenje u kanalu IR3.9 osjetljivo je i na veličinu čestica oblaka, odnosno na njihov efektivni radijus. Refleksivnost je obrnuto proporcionalna efektivnom radijusu čestica (npr. Rosenfeld i sur., 2004) pa se refleksija u području 3.9 μm smanjuje s povećanjem veličine čestica oblaka (slika 3.10).

Koristeći navedeno svojstvo Rosenfeld i Lensky (1998) i Rosenfeld i sur. (2008) razvili su metodu za izračunavanje vertikalnih profila efektivnog radijusa čestica oblaka iz reflektirane komponente zračenja u kanalu IR3.9.

Reflektirana komponenta zračenja (Lindsey i sur., 2006; Rosenfeld i sur., 2005) može se izdvojiti iz ukupnog zračenja u kanalu IR3.9 prema relaciji:

$$R_r(3.9\mu\text{m}) = 100(R(3.9\mu\text{m}) - R_{\text{therm}})/(TOARAD_{3.9\mu\text{m}} - R_{\text{therm}}) \quad (3.6)$$

pri čemu je

$R(3.9\mu\text{m})$ ukupno zračenje u kanalu IR3.9 ($\text{mW m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{cm}$)

R_{therm} termička komponenta zračenja u kanalu IR3.9 korigirana zbog apsorpcije od strane CO_2 ($\text{mW m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{cm}$)

$TOARAD$ solarna konstanta na vrhu atmosfere korigirana zbog apsorpcije od strane CO_2 .

Termička komponenta zračenja u kanalu IR3.9 procjenjuje se pomoću relacije:

$$R_{\text{therm}} = R(3.9\mu\text{m}, T_b(10.8\mu\text{m}))R_{3.9_corr} \quad (3.7)$$

Prvo se izračuna temperatura u kanalu IR10.8 koristeći relaciju (3.5), a zatim se dobivena temperatura pretvori opet u zračenje koristeći vrijednosti koeficijenata A i B , te valni broj ν_c za spektralni kanal IR3.9 (tablica 3.3):

$$R_{\text{therm}} = C_1 \nu_c^3 / \{ \exp[C_2 \nu_c / AT_b(10.8\mu\text{m}) + B] - 1 \} \quad (3.8)$$

Faktor korekcije ukupnog zračenja u kanalu IR3.9 koji je posljedica atenuacije emitiranog termičkog zračenja zbog apsorpcije od strane CO_2 procjenjuje se pomoću temperatura u kanalima IR10.8 i IR13.4:

$$R_{3.9_corr} = \frac{[T_b(10.8\mu\text{m}) - 0.25(T_b(10.8\mu\text{m}) - T_b(13.4\mu\text{m}))]^4}{[T_b(10.8\mu\text{m})]^4} \quad (3.9)$$

Solarna konstanta na vrhu atmosfere dana je relacijom:

$$TOARAD_{3.9\mu m} = \frac{4.92}{ESD^2} \cos\theta \exp[-(1 - R_{3.9_corr})] \exp\left[-(1 - R_{3.9_corr}) \frac{\cos\theta}{\cos(SAT)}\right] \quad (3.10)$$

pri čemu je

$\frac{4.92}{ESD^2}$	solarna konstanta u kanalu IR3.9 bez korekcije zbog apsorpcije od strane CO ₂
$ESD(Julijanski_dan) = 1.0 - 0.0167 \cos(2\pi(Julijanski_dan - 3)/365)$	udaljenost Zemlje od Sunca (u astronomskim jedinicama)
$\exp[-(1 - R_{3.9_corr})]$	atenuacija reflektiranog Sunčevog zračenja od oblaka do satelita zbog apsorpcije od strane CO ₂
$\exp\left[-(1 - R_{3.9_corr}) \frac{\cos\theta}{\cos(SAT)}\right]$	atenuacija upadnog Sunčevog zračenja od Sunca do oblaka zbog apsorpcije od strane CO ₂
$\cos(SAT)$	kosinus kuta zenita određenog satelita
$\cos(\theta)$	kosinus kuta upadnog Sunčevog zračenja.

Izračun refleksivnosti u kanalu IR3.9 postaje nedefiniran za vrijednosti kuta upadnog Sunčevog zračenja koje teži prema 90° zbog čega je reflektiranu komponentu poželjno promatrati u doba dana kada je spomenuti kut manji od 70° (Strelec Mahović, 2011).

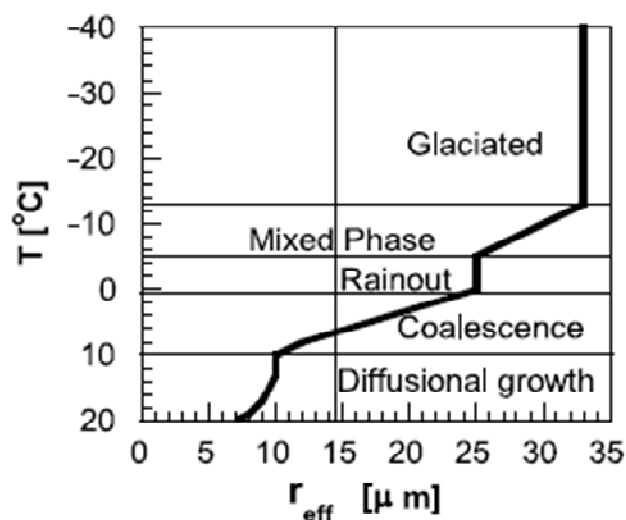
Pored svojstava reflektirane komponente kanala IR3.9 metoda za izračun vertikalnih profila efektivnog radijusa čestica oblaka (Rosenfeld i Lensky, 1998) koristi princip "izmjenjivosti" prostora i vremena. Pretpostavka je ako se na odabranoj domeni u jednom trenutku promatraju oblaci u različitim stupnjevima razvoja da je to isto kao i kad bi se stupnjevi razvoja u jednom oblaku promatrali u vremenu.

Metoda za sada nije operativna jer je potrebno vrlo promišljeno odabrati područje za koje će biti izrađen vertikalni profil efektivnog radijusa čestica. Kako bi princip "izmjenjivosti" bio primjenljiv, odabrano područje mora sadržavati konvektivne oblake u različitim fazama razvoja.

Zbog zasićenja signala u kanalu IR3.9 maksimalni efektivni radijus čestica oblaka koji se može prepoznati ovom metodom iznosi 35 μm. Na temelju dobivenih vertikalnih profila efektivnog radijusa čestica definirano je pet različitih mikrofizičkih zona (slika 3.11) unutar konvektivnog oblaka (Rosenfeld i Lensky, 1998; Rosenfeld i sur., 2008):

- 1) Područje difuznog rasta kapljica obilježeno je vrlo sporim rastom samih čestica iznad baze oblaka
- 2) Područje nastanka kapljica koalescencijom koje je karakterizirano vrlo velikim porastom stope rasta čestica dr_e/dT na vrijednostima temperature višima od temperature smrzavanja
- 3) Oborinsko područje u kojem je veličina čestica u rasponu od 20 do 25 μm . U tom su području čestice oblaka nastale procesom koalescencije u ravnoteži s većim česticama koje padaju iz viših dijelova oblaka pri čemu se njihov radijus postupno smanjuje
- 4) Područje mješovite faze oblaka je područje s velikom stopom rasta čestica zbog procesa koalescencije i procesa nastanka mješovite oborine
- 5) Područje zaleđivanja je područje gotovo konstantnog efektivnog radijusa čestica.

Navedena područja definirana su samo za čestice unutar konvektivnih oblaka. Uobičajeno, čestice u konvektivnim oblacima imaju veće efektivne radijuse od istih u ostalim oblacima.

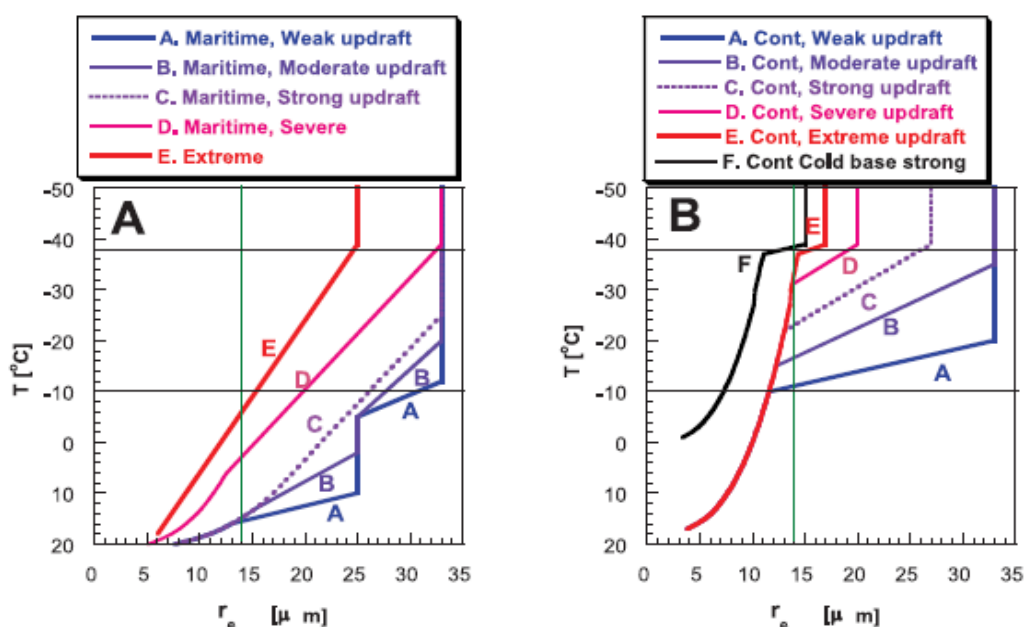


Slika 3.11: Shematski prikaz mikrofizičkih područja unutar konvektivnog oblaka dobiven na temelju vertikalnih profila efektivnog radijusa čestica. Mikrofizička područja mogu se značajno razlikovati za konvektivne oblake iznad mora i one iznad kopna (Rosenfeld i Woodley, 2003; Rosenfeld i sur., 2008).

Na temelju vertikalnih profila moguće je procijeniti jačinu uzlazne struje u promatranom oblaku, te posljedično njegov potencijal za proizvodnju opasnih vremenskih prilika pri tlu (slika 3.12). Profil efektivnog radijusa čestica ovisan je i o koncentraciji aerosola u zraku. Kod veće koncentracije malih aerosola, oluje će biti jačeg intenziteta i imat će veći potencijal za nastanak opasnih vremenskih prilika (Rosenfeld, 2006; Rosenfeld i sur.,

2008). Mikrofizička svojstva u donjim slojevima konvektivnog oblaka pod utjecajem su aerosola, dok su gornji slojevi pod jačim utjecajem same uzlazne struje u oblaku. Konvektivni oblaci u kojima su prisutne jake i vrlo jake uzlazne struje, odnosno oblaci značajnog potencijala za proizvodnju velikih zrna tuče ili tornada, pokazuju karakteristična svojstva vertikalnog profila efektivnog radijusa čestica (linije C, D i E na slici 3.12):

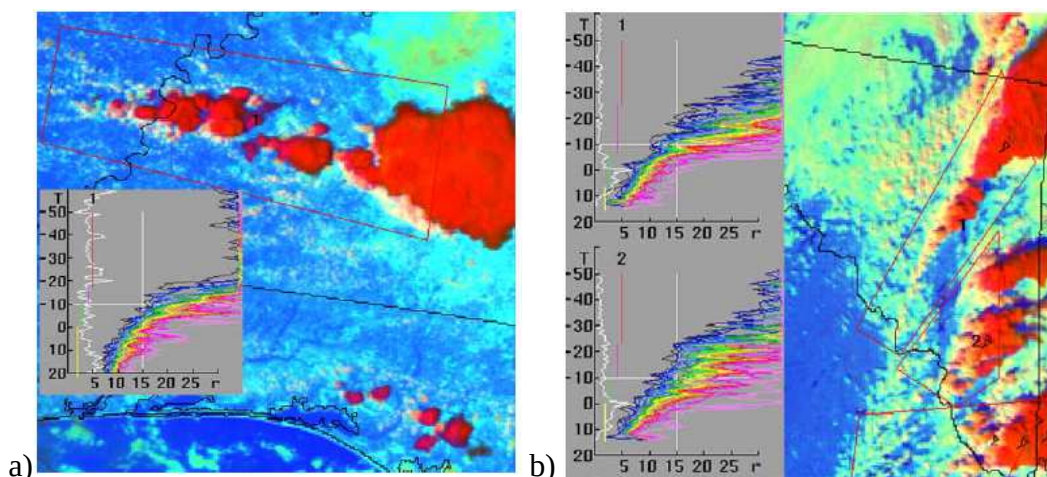
- Temperatura zaleđivanja je niža od one kod uobičajenih konvektivnih oblaka
- Linearna stopa porasta efektivnog radijusa čestica vidljiva je duž većeg temperaturnog intervala
- Efektivni radijus čestica oblaka pri temperaturi zaleđivanja je manji.



Slika 3.12: Shematski prikaz vertikalnih profila efektivnog radijusa čestica za konvektivne oblake iznad mora (A) i kopna (B) u ovisnosti o jačini uzlazne struje u oblaku. Vertikalna zelena linija označava efektivni radijus od 14 μm . Oblaci koji imaju $r_e > 14 \mu\text{m}$ prema Rosenfeldu i Gutmanu (1994) smatraju se oborinskim oblacima. Vertikalna linija na $-38 \text{ }^\circ\text{C}$ označava temperaturu ispod koje se čestice oblaka homogeno smrzavaju. Pretpostavljeno je da je koncentracija aerosola manja iznad mora nego iznad kopna (preuzeto iz Rosenfeld i sur., 2008).

Duboki konvektivni oblaci koji su u nižim slojevima sastavljeni od malih čestica te imaju hladnu bazu, imaju i veći potencijal za proizvodnju velikih zrna tuče (Rosenfeld i sur., 2008). Razlog tome je što takvi oblaci proizvode vrlo malo tople kiše, pa većina kondenzata postaje pothlađena voda s relativno malom koncentracijom oborinskih embrija što je pogodno za stvaranje zrna sugradice i tuče. Što je veća brzina uzlazne struje u sloju s pothlađenom

vodom, zrna tuče će imati veći radijus jer je sloj oblaka s pothlađenom vodom dublji, a područje zamrzavanja na većim visinama (slika 3.13). U takvim slučajevima visina na kojoj efektivni radijus čestica dostiže vrijednost od $14\text{ }\mu\text{m}^5$ veća je u odnosu na standardne konvektivne oblake (slika 3.13).



Slika 3.13: Primjer vertikalnog profila efektivnog radijusa čestica (x os) u ovisnosti o temperaturi (y os) za **a)** standardni konvektivni oblak i za **b)** konvektivnu oluju koja je proizvela veliku tuču. Vertikalne profili različitih boja predstavljaju određene percentile; od 5 % (prvi slijeva) do 100 % (prva zdesna) za svakih 5 %, gdje je medijan prikazan svijetlo zelenom bojom. a) Efektivni radijus čestica u bazi oblaka je $8\text{ }\mu\text{m}$, temperatura na kojoj čestice dostižu radijus od $14\text{ }\mu\text{m}$ je $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, a temperatura zaleđivanja je $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$. b) Efektivni radijus čestica u bazi oblaka je $5\text{ }\mu\text{m}$, temperatura na kojoj čestice dostižu radijus od $14\text{ }\mu\text{m}$ je $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$, a temperatura zaleđivanja je $-27\text{ }^{\circ}\text{C}$. Korišteni su NOAA-AVHRR⁶ satelitski podaci, a pozadinska satelitska snimka je tzv. "Day microphysical" RGB⁷ produkt. (prilagođeno iz Rosenfeld i sur., 2008).

3.2 Podaci o munjama

Analiza grmljavinske aktivnosti provedena je koristeći podatke o munjama dobivene iz međunarodnog LINET sustava. LINET sustav pokriva područje gotovo cijele Europe od oko 10° zapadne do oko 35° istočne geografske dužine te od oko 30° do oko 65° sjeverne geografske širine (Betz i sur., 2008; Betz i sur., 2009). Radna grupa sa Sveučilišta u Münchenu započela je razvoj spomenutog sustava 1994. godine s osnovnim ciljem poboljšanja efikasnosti detektiranja munja male amplitude struje ($<10\text{ kA}$) kako bi se

⁵ Efektivni radijus čestica $r_e > 14\text{ }\mu\text{m}$ ukazuje na postojanje oborinskih oblaka, tj. početak oborine.

⁶ Više o NOAA-AVHRR senzoru na Internet stranici: https://www.ngdc.noaa.gov/ecosys/cdroms/AVHRR97_d1/avhrr.htm

⁷ Više o "Day microphysical" RGB produktu na Internet stranici:

http://www.eumetsat.int/website/home/Data/Training/TrainingLibrary/DAT_2090883.html

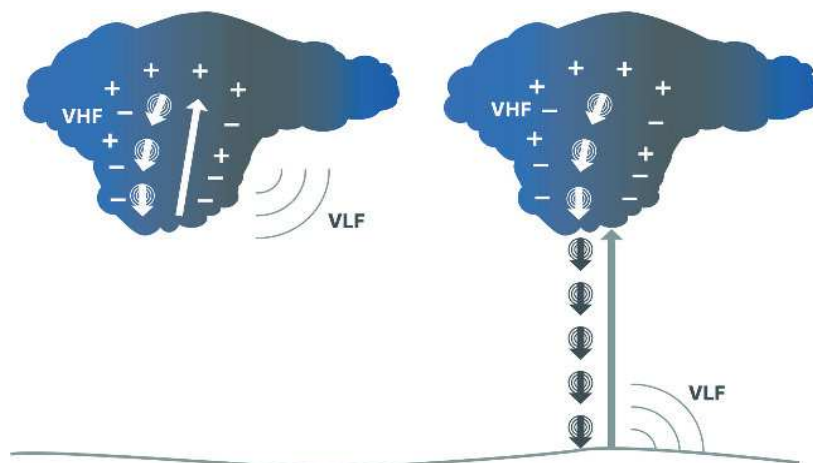
omogućilo rano prepoznavanje potencijalno opasnih grmljavinskih oluja. LINET sustav omogućava detekciju atmosferskog pražnjenja CG i IC, a ostali raspoloživi podaci su:

- datum i vrijeme pojave munja
- zemljopisna dužina i širina na kojoj je munja detektirana
- amplituda struje munja
- tip munja
- visina za IC munje
- polaritet munja
- 2D pogreška u određivanju lokacije munja.

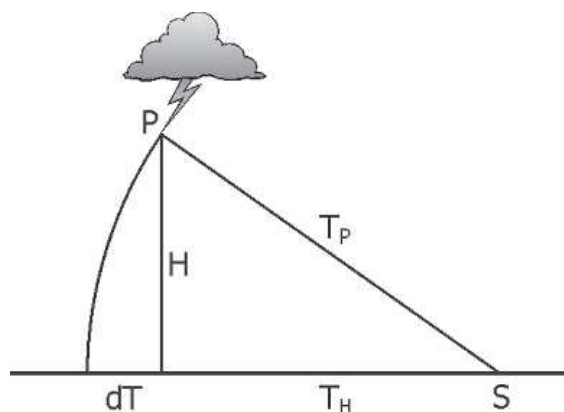
U Hrvatskoj je postavljeno šest senzora LINET sustava i to u Zagrebu, Rijeci, Splitu, Zadru, Dubrovniku te na otoku Korčuli. Osim navedenih senzora smještenih unutar granica Hrvatske, za detekciju munja na području Hrvatske koriste se i senzori postavljeni u susjednim zemljama: Italiji, Bosni i Hercegovini, Srbiji, Austriji i Mađarskoj. To je i razlog da atmosferska pražnjenja na području Hrvatske u prosjeku registrira nešto više od 20 senzora. Na području srednje Europe za koje je analizirana grmljavinska aktivnost postavljeno je oko 40 LINET senzora.

Ovaj sustav za detekciju elektromagnetskog signala pri atmosferskom pražnjenju koristi vrlo niski i niski (VLF/LF) frekvencijski opseg koji je u prošlosti bio isključivo korišten za detekciju CG munja (slika 3.14), dok su se IC pražnjenja detektirala koristeći senzore vrlo visokog (VHF) frekvencijskog opsega (npr. Thomas i sur., 2004). LINET VLF senzori za razdvajanje CG munja od IC munja koriste činjenicu da VLF elektromagnetsko zračenje IC munja dolazi do senzora s određene visine iznad površine, dok je kod CG munja izvor VLF zračenje vrlo blizu površine zemlje (slika 3.15).

Koristeći 3D "analizu vremena dolaska" (eng. time-of-arrival, TOA) moguće je odvojiti IC munje od CG munja i odrediti njihovu visinu (Betz i sur., 2004, 2007). Za zadovoljavajuće rezultate spomenute analize potrebno je odrediti lokaciju udara munja u 2D polju s vrlo velikom točnošću, tj. s pogreškom vrlo često manjom i od 300 m. Za pouzdano razdvajanje munja po tipovima, IC ili CG, kao i za određivanje visine IC munja koristeći TOA metodu potrebno je detektirati elektromagnetsko zračenje s barem četiri senzora koji su međusobno udaljeni do 200 km.



Slika 3.14: Shematski prikaz VHF i VLF elektromagnetskog zračenja povezanog s CG i IC atmosferskim pražnjenjem (preuzeto iz Betz i sur., 2008).



Slika 3.15: Princip prepoznavanja IC munja koristeći VLF/LF senzore. Elektromagnetsko zračenje od IC i CG munja s određene lokacije u dvodimenzionalnom polju dolazi do senzora u različitom vremenskom intervalu, tj. signal od IC munja putuje malo duže: $dT = T_P - T_H$, pri čemu je P središte VLF zračenja, S lokacija senzora i H visina s koje dolazi VLF zračenje kod IC munja (preuzeto iz Betz i sur., 2008).

Srednja pogreška lokacije munja u LINET sustavu manja je od 150 m, u središtu mreže i manja od 100 m (Betz i sur., 2009), dok je udaljenost između senzora u prosjeku između 100 i 200 km što je zadovoljavajuće za TOA metodu. Osim vrlo velike točnosti, LINET senzori imaju i visoku osjetljivost i mogu detektirati munje čije su amplitude manje od 5 kA. Osjetljivost senzora pada s povećanjem udaljenosti između izvora VLF zračenja i senzora, pa je ona značajno manja na granicama mreže i iznad mora gdje je broj senzora manji (Höller i sur., 2009; Dimitrova i sur., 2013).

3.3 Automatske i tučomjerne postaje

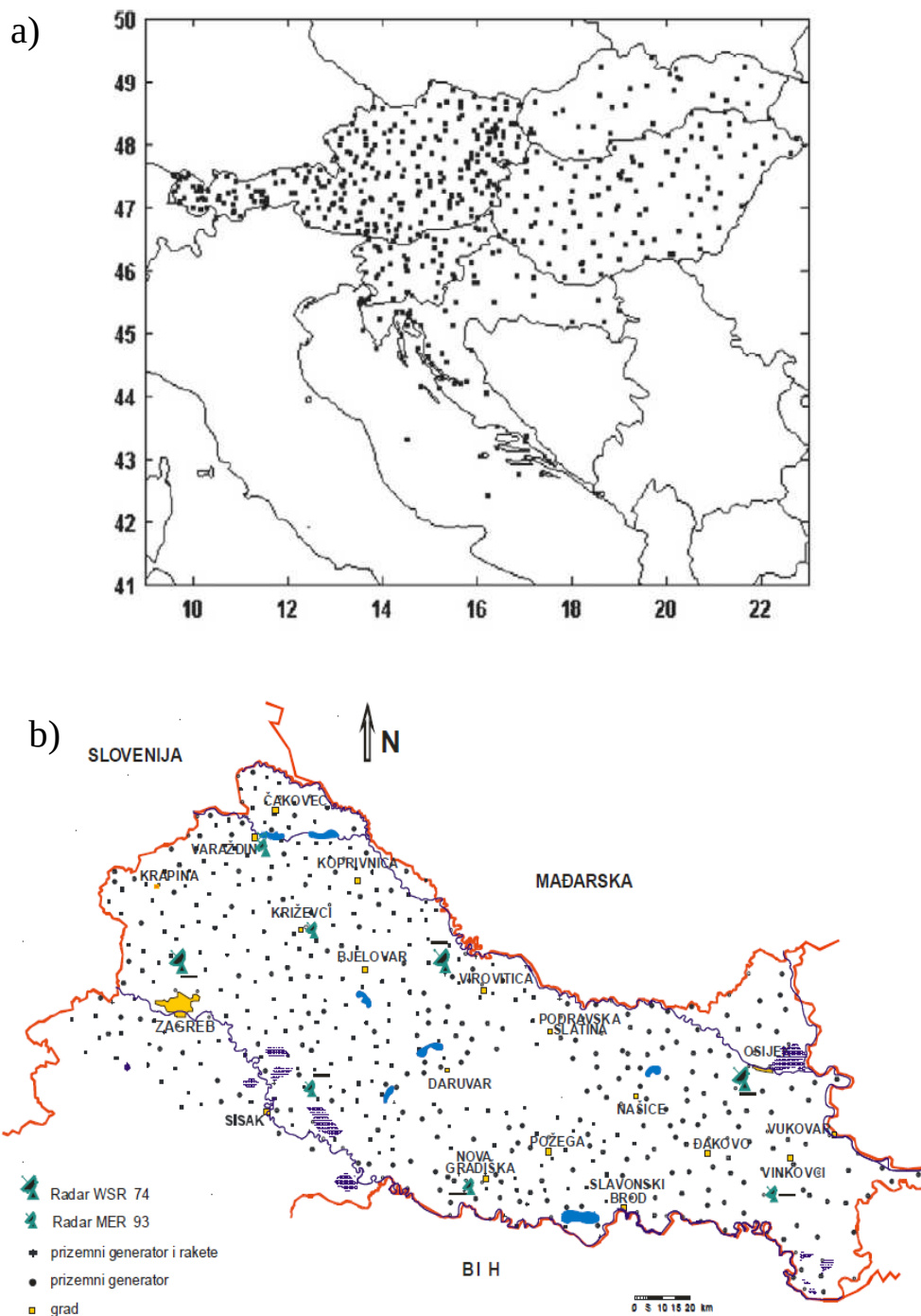
Meteorološki parametri izmjereni na automatskim postajama u srednjoj Europi (slika 3.16a) analizirani su u određenom vremenskom periodu oko termina detekcije OT-a u svrhu određivanja veze između pojave OT-a, kao posljedice jake uzlazne struje unutar Cb-a, i opasnih vremenskih pojava na tlu. Analiza je provedena za podatke o brzini udara vjetra, temperaturi, relativnoj vlažnosti i količini oborine za razdoblje od svibnja do rujna 2009. i 2010. godine, tj. u toplom dijelu godine kada konvektivna aktivnost dostiže svoj vrhunac (Mikuš i sur., 2012; Morel i Sensi, 2002). Svi navedeni podaci prošli su kontrolu kvalitete podataka pripadnih meteoroloških službi što daje garanciju njihove kvalitete. Tako je npr. dozvoljena pogreška izmjerene brzine vjetra u intervalu od ± 0.1 do ± 0.5 m/s, dok je pogreška količine oborine 1 – 2%.

Kod usporedbe satelitskih podataka s podacima automatskih postaja potrebno je uzeti u obzir iznos paralakse koji je značajan za visoke konvektivne oblake. Visina tropopauze dobivena iz radiosondažnih mjerenja uzeta je kao aproksimacija za visinu OT-a, dok je iznos korekcije paralakse za pojedinu visinu OT-a procijenjen na temelju vrijednosti izračunatih od strane EUMETSAT CWG radne grupe⁸. Položaj postaja pomaknut je sjeveroistočno za vrijednost korekcije paralakse kako bi se izbjeglo pomicanje svakog piksela na satelitskoj snimci, što je računski vrlo zahtjevno. Vremenske prilike pri tlu u blizini detektiranih OT-ova analizirane su pomoću podatka s automatskih postaja koje se nalaze u radijusu od 0.1° (~ 10 km) od OT piksela. Podaci su analizirani za vremenski period od ± 15 min od vremena detekcije određenog OT-a, tj. od nominalnog vremena satelitskih podataka na temelju kojih je detektiran OT na koje je dodano još 10 minuta⁹.

Osim navedenih meteoroloških parametara, analizirana je i veza između OT-a i pojave tuče koja je zabilježena na tučomjernim postajama. Analiza je provedena za kontinentalni dio Hrvatske gdje je postavljeno oko 500 tučomjera (slika 3.16b). Vrijeme pojave tuče i veličina zrna tuče procijenjena je od stane motritelja na pojedinoj tučomjernoj postaji u trenutku podanja tuče. Nakon prestanka padanja tuče oštećena ploča zamijenjuje se novom. Analiza povezanosti pojave tuče i OT-a određenih pomoću satelitskih podataka provedena je na isti način kao i u slučaju podataka s automatskih postaja, osim što su analizirane sve one tučomjerene postaje koje se nalaze u radijusu od 0.2° od detektiranog OT-a.

⁸ Tablica s vrijednostima paralakse za različite visine oblaka u ovisnosti o geografskoj širini i dužini preuzeta s Internet stranice: <http://convection-wg.org/parallax.php>

⁹ Nominalno vrijeme MSG satelitskih podataka označava vrijeme početka snimanja satelita na Južnom polu, dok je područje srednje Europe snimljeno oko 10 min. kasnije. Posljedično, točno vrijeme detekcije određenog OT-a iznad analiziranog područja je: nominalno vrijeme + 10 min.



Slika 3.16: a) Karta analiziranog područja s označenim lokacijama automatskih postaja (crni kvadratići). b) Karta lokacija tučomjera u kontinentalnom dijelu Hrvatske (crne točke), te položajima radara (preuzeto iz Počakal, 2012).

Na području Hrvatskog Zagorja postavljen je poligon tučomjera, koji se sastoji od 150 tučomjera na površini od oko 600 km², pri čemu je udaljenost između tučomjera oko 2 km (Počakal, 2012). U razdoblju između svibnja i rujna od 2008. do 2012. godine za tučonosne konvektivne oblake zabilježene nad područjem poligona provedena je opsežnija analiza

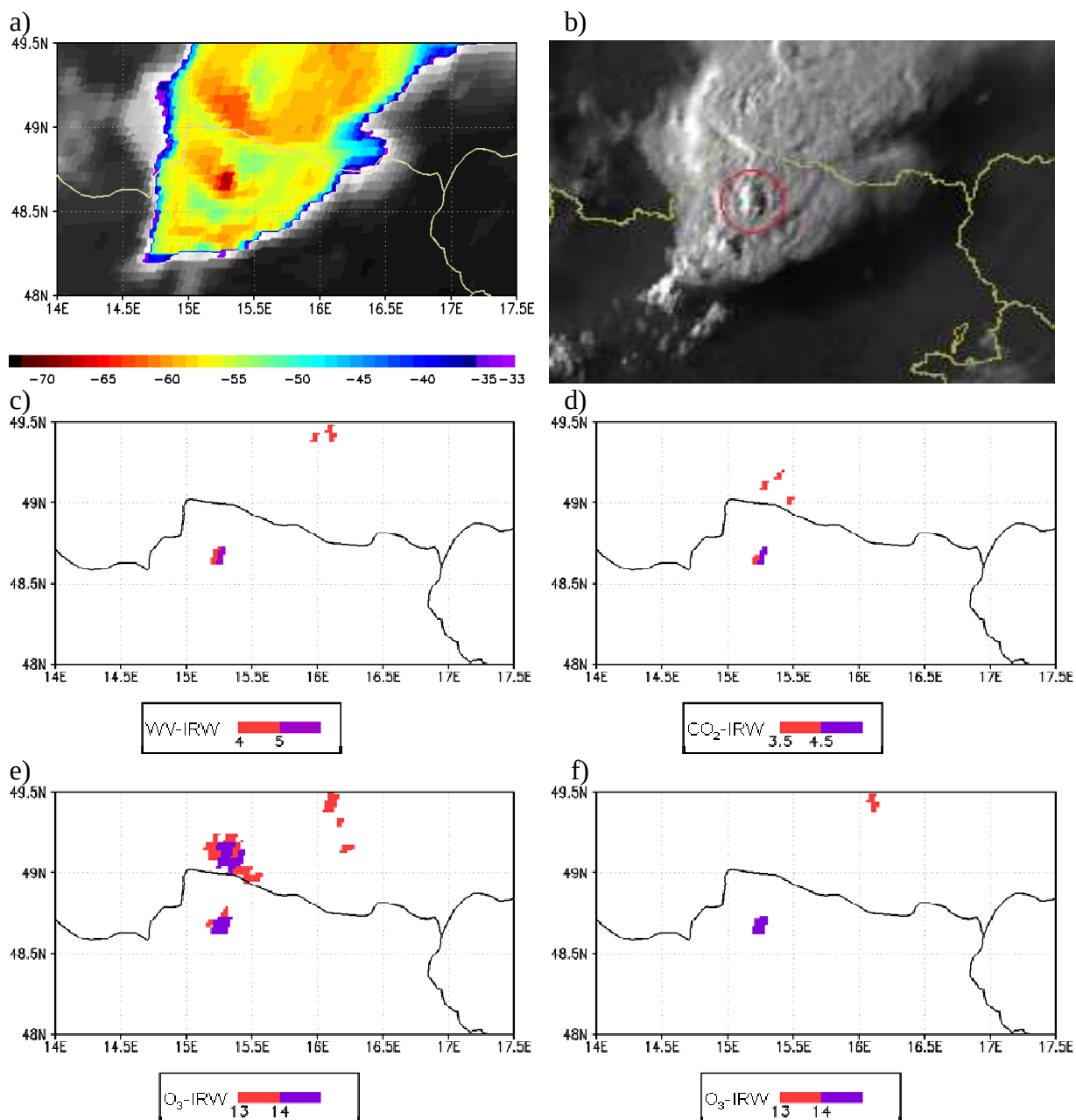
satelitskih karakteristika i grmljavinske aktivnosti, kao i analiza karakteristika zrna tuče, tj. promjera zrna i kinetičke energije (više o metodama kojima se određuju karakteristike zrna tuče nad poligonom u Počakalu (2012)). Nad područjem poligona podatke o tuči sakuplja uglavnom lokalno stanovništvo na čijem je imanju postavljen tučomjer i to na način kao što se radi na lansirnim postajama. Tako je omogućeno prikupljanje podataka o točnom vremenu padanja tuče što je na ostalim poligonima u svijetu još uvijek jedan od glavnih izazova i problema. Ljudi koji se brinu o tučomjerima prošli su obuku o načinu popunjavanja obrazaca o vrsti i vremenu meteoroloških pojava, kao i postupku zamjene tučomjernih ploča nakon svake epizode tuče (Počakal, 2012).

4. REZULTATI

4.1 Usporedba satelitskih metoda za detekciju OT-a

Testirane su četiri objektivne satelitske metode za detekciju OT-a, opisane u poglavlju 3.1.2. Temperature potrebne za objektivnu detekciju izračunate su koristeći Meteosat 9 15-minutne satelitske podatke za period od svibnja do rujna 2009. i 2010. godine. Detektirani OT-ovi uspoređeni su s Meteosat 9 satelitskim snimkama u vidljivom dijelu spektra visoke prostorne razlučivosti od 1 km kako bi se utvrdila točnost pojedine objektivne metode, kao i mogućnost prepoznavanja intenzivne konvekcije i postojanje OT-a. Potrebno je napomenuti kako je usporedba napravljena subjektivno, analizom HRV satelitske snimke. Pomoću HRV satelitskih snimaka OT je najlakše detektirati tijekom ranog jutra i kasnog poslijepodneva kada je kut upada sunčevog zračenja manji, a sjena OT na nakovnju Cb-a jasno vidljiva. Zbog toga su za usporedbu korišteni svi OT-ovi koji su opaženi tijekom srpnja 2009. godine između 15 i 16 UTC (5 SEVIRI satelitskih snimki). Za navedeno razdoblje analizirane su i IR10.8 satelitske snimke na kojima boje označavaju pojedine intervale temperature kako bi se utvrdilo postojanje određenih termičkih struktura na vrhovima konvektivnih oblaka (hladno U/V ili hladni prsten) koje predstavljaju visok potencijal za razvoj opasnih vremenskih prilika pri tlu (Setvák i sur., 2010, Iršić Žibert i sur., 2010).

Detekcija OT-a korištenjem objektivnih satelitskih metoda prikazana je na primjeru konvektivne oluje 23.07.2009. godine. Područje duboke i intenzivne konvekcije, prikazano u nijansama crvene i narančaste boje na Meteosat 9 IR10.8 satelitskoj snimci (slika 4.1a), smješteno je iznad sjeverne Austrije i dijela južne Češke. Temperatura najhladnijeg piksela u kanalu IR10.8 iznosi 205 K (tamno crveno na slici 4.1a), što znači da je kriterij za IR10.8 temperaturu zadovoljen. Područja detektiranih OT-ova dobivena pomoću različitih kriterija za razlike temperatura prikazana su na slici 4.1 c-f. Općenito, pikseli određeni pomoću svih analiziranih metoda nalaze se u području vrhova dubokih konvektivnih oblaka vidljivom na IR10.8 (slika 4.1a) i HRV satelitskim snimkama (slika 4.1b). Razlike temperatura WV-IRW (slika 4.1c) veće od 4 K kao i CO₂-IRW (slika 4.1d) veće od 3.5 K nalaze se u području intenzivne konvektivne aktivnosti. Pojedini pikseli, npr. oni iznad južnog dijela Češke, nisu vezani uz OT-e već se nalaze u području hladnog prstena opaženog na IR10.8 satelitskoj snimci.



Slika 4.1: 23.07.2009, 16:45 UTC: a) Meteosat 9 IR10.8 satelitska snimka gdje boje označavaju određene vrijednosti temperature. Skala boja je u rasponu od -33 °C (ljubičasta) do -72 °C (tamno crvena). b) Meteosat 9 HRV satelitska snimka gdje je zaokružen jasno vidljiv OT. Lokacije objektivno detektiranih OT-ova na temelju kriterija za vrijednost IR10.8 temperature i vrijednosti određene razlike temperatura koristeći objektivne satelitske metode c) WV-IRW, d) CO₂-IRW, e) O₃-IRW i f) COMB.

Razlozi pogrešnih OT detekcija u području nakovnja Cb-a prilikom korištenja razlike temperatura WV-IRW razmatrani su u radu Putsay i sur. (2011b), gdje su dana i dva moguća uzroka. Prvi uzrok je hladna cirusna perjanica koja je nastala kao posljedica loma uzgonskih

valova u blizini OT-a i proteže se iznad nakovnja Cb-a. Kao drugi razlog navode se efekti raspršenja koji su povezani s mikrofizičkim obilježjem vrhova određenih konvektivnih oblaka. Analizirajući dvogodišnje podatke u ovom radu uočeno je da WV-IRW, za razliku od ostalih metoda, prepoznaje značajan broj piksela koji se ne podudaraju s područjem OT-a vidljivim na HRV satelitskoj snimci.

Osim anomalije vidljive u razlici temperatura WV-IRW, uočeno je da i preostale tri metode u značajnom broju slučajeva detektiraju preveliko područje. To se osobito odnosi na O₃-IRW metodu (slika 4.1e). Pikseli dobiveni O₃-IRW metodom u kojima je razlika temperatura veća od 13 K pokazuju veliko raspršenje osobito tijekom svibnja i lipnja što upućuje na sezonsku ovisnost. Koncentracija stratosferskog ozona u zraku iznad umjerenih širina sezonski je osjetljiva, pri čemu se najviše koncentracije ozona mjere u proljeće, dok su u jesen one u prosjeku najniže. Tako se npr. na slici 4.1e vrijednosti razlike temperatura veće od 14 K nalaze u području intenzivne konvekcije i upućuju na postojanje OT-a koji je i detektiran na HRV satelitskoj snimci. Analizirani rezultati upućuju na potrebu prilagodbe kriterija za razliku temperatura O₃-IRW ovisno o sezoni, ali također i geografskom području na kojem se spomenuta metoda primjenjuje. Budući O₃-IRW metoda prepoznaje puno veće područje oko opaženog OT-a, nije samostalno uspoređivana sa strukturama na HRV satelitskim snimkama.

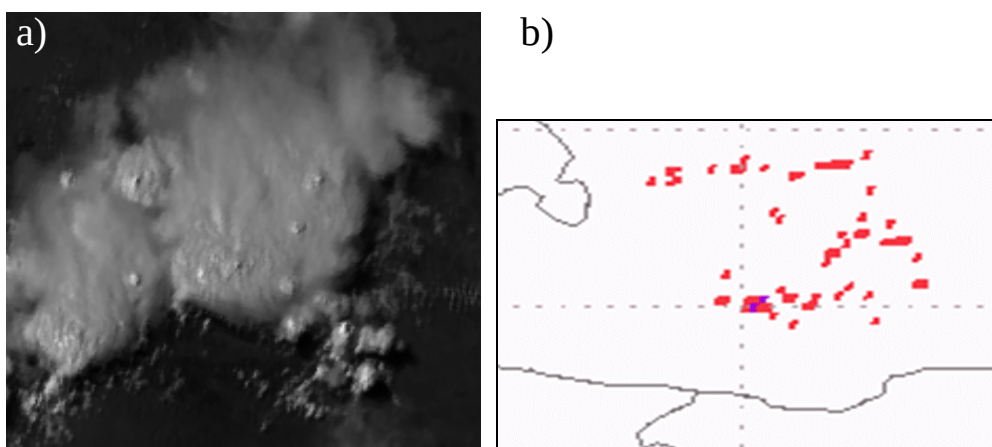
Tablica 4.1: Udio detektiranih OT koristeći WV-IRW, CO₂-IRW i COMB objektivnu satelitsku metodu koji se podudaraju s OT-ovima detektiranim na HRV satelitskim snimkama za period između 15 i 16 UTC tijekom srpnja 2009. godine.

Objektivne satelitske metode	OT (%)	Pogrešna detekcija (%)	Pogrešna detekcija unutar hladnog prstena ili hladnog U/V (%)
WV-IRW	62	38	20
CO ₂ -IRW	72	28	14
COMB	80	20	16

COMB metoda sastoji se od WV-IRW i O₃-IRW metode (slika 4.1f), a uvedena je kako bi se izbjegle pogrešne detekcije WV-IRW metode nastale ponajprije zbog anomalija vodene pare iznad vrhova konvektivnih oblaka, kao i prevelika područja detektiranih piksela koristeći O₃-IRW metodu koja su posljedica sezonskih promjena koncentracije stratosferskog

ozona. Na slici 4.1f jasno je vidljivo kako je kombinacijom kriterija dvije navedene metode prepoznato područje intenzivne konvektivne aktivnosti koje se podudara s lokacijom OT na HRV satelitskoj snimci. U prikazanom primjeru i WV-IRW metoda ima razmjerno dobre rezultate te ne pokazuje puno pogrešnih detekcija u području nakovnja Cb-a. Kod COMB metode nekoliko se pogrešno detektiranih OT-ova (crveno na slici 4.1f) nalazi u području hladnog prstena, tj. u području vrlo intenzivne konvektivne aktivnosti koja predstavlja veliki potencijal za razvoj opasnih vremenskih prilika pri tlu (Setvák i sur., 2010). Zaključno, iako svi detektirani pikseli ne predstavljaju nužno OT, ukazuju na mjesta intenzivne konvektivne aktivnosti, a time i potencijalnog nevremena pri tlu.

Pikseli koji zadovoljavaju kriterije WV-IRW metode odgovaraju OT-u vidljivom na HRV satelitskoj snimci u 62 % slučajeva (tablica 4.1). Pogrešne detekcije vrlo se često nalaze u područjima specifičnih termičkih struktura, kao što su hladno U/V i hladan prsten (tablica 4.1) koji također ukazuju na intenzivnu konvektivnu aktivnost. Maksimalne vrijednosti razlike temperatura WV-IRW mogu biti pomaknute od položaja OT zbog advekcije vodene pare iznad vrhova konvektivnih oblaka (Setvák i sur., 2007). Posljedično, pogrešne detekcije OT-a javljaju se iznad nakovnja, tj. vrlo često u području perjanica (slika 4.2) koje su uzrokovane pucanjem uzgonskih valova u blizini OT-a (Wang, 2003).



Slika 4.2: **a)** Meteosat 9 (26.05.2009, 15:00 UTC, Austrija) HRV satelitska snimka i **b)** WV-IRW objektivna satelitska metoda za detekciju OT-a (crveni pikseli predstavljaju detektirano područje OT-a). Vidljive su pogrešne detekcije iznad nakovnja Cb-a u području hladnih cirusnih perjanica.

Navedene karakteristike slažu se s istraživanjem provedenim od strane Setváka i Rabina (2005) gdje je utvrđeno da vrijednosti razlike temperatura WV-IRW iznad konvektivnih oblaka uvelike ovise o prostornoj i vremenskoj raspodjeli vodene pare. Pri tom pozitivne vrijednosti nisu uvijek posljedica djelovanja same oluje i mogu se nalaziti relativno

daleko od mjesta OT-a. U mnogim slučajevima tijekom promatranog razdoblja WV-IRW metodom detektirano je područje koje je bilo preveliko da bi odgovaralo isključivo OT-u, a usporedba s HRV satelitskim snimkama ukazala je na postojanje velikog broja pogrešnih detekcija iznad nakovnja Cb-a (slika 4.2).

OT pikseli dobiveni pomoću CO₂-IRW metodu u 72 % slučajeva povezani su s OT-om vidljivim na HRV satelitskim snimkama (tablica 4.1). Ova metoda ima bolji postotak detekcije od WV-IRW metode, no i dalje je vidljiv značajan broj pogrešnih detekcija iznad nakovnja Cb-a. Pogrešno detektirani pikseli također se vrlo često nalaze u području hladnog prstena ili hladnog U/V. U nekim slučajevima detektirani pikseli zauzimaju preveliko područje da bi predstavljali isključivo OT-ove koji su vidljivi na HRV satelitskim snimkama.

COMB metoda, koja je kombinacija WV-IRW i O₃-IRW satelitskih metoda ima najmanji broj pogrešno određenih OT-a, tj. 80 % detektiranih piksela povezano je s OT-om vidljivim na HRV satelitskoj snimci (tablica 4.1). U 16 % slučajeva pogrešno detektirani pikseli nalaze se unutar specifičnih termičkih struktura, dok je preostalih 4 % unutar područja duboke konvekcije, ali ne u područjima karakterističnih struktura na vrhovima konvektivnih oblaka.

Iz navedene analize može se zaključiti da sve testirane objektivne metode pokazuju dobre rezultate u prepoznavanju OT-a, a značajan broj pogrešno detektiranih piksela nalazi se unutar hladnog prstena ili hladnog U/V koji također ukazuju na intenzivnu konvektivnu aktivnost. Stástka i Setvák (2008) pokazali su da kod konvektivnih oluja sa specifičnim termičkim strukturama temperatura OT-a može biti vrlo slična temperaturi hladnog prstena ili U/V, što posljedično uzrokuje značajan broj pogrešnih detekcija. Najveću vjerojatnost detekcija, kao i najmanji broj pogrešnih detekcija na temelju provedene analize ima COMB metoda.

Bilo bi vrlo korisno provesti objektivnu validaciju metoda za detekciju OT-a izračunavanjem određenih pokazatelja uspješnosti, no za takvu statističku analizu potrebno je imati skup podataka koji predstavlja sve točno prepoznate OT-ove (eng. "ground truth"). Poteškoće kod prikupljanja takvih podataka su mnogobrojne. Tako je npr. subjektivna vizualna detekcija OT-a korištenjem HRV satelitske snimke moguća samo tijekom dana. Pri tome značajno ovisi o kutu upada sunčevih zraka, vremenu opažanja, visini OT-a, duljini sjene OT-a na nakovnju Cb-a, ali i o iskustvu meteorologa u analizi satelitskih snimki. S druge strane, objektivne metode koje koriste HRV satelitske podatke mogu detektirati OT na temelju refleksivnosti vrhova oblaka ili prepoznavanja sjene koja je posljedica OT-a. Međutim oba pristupa imaju pogrešne detekcije jer nije moguće odrediti fiksne kriterije za

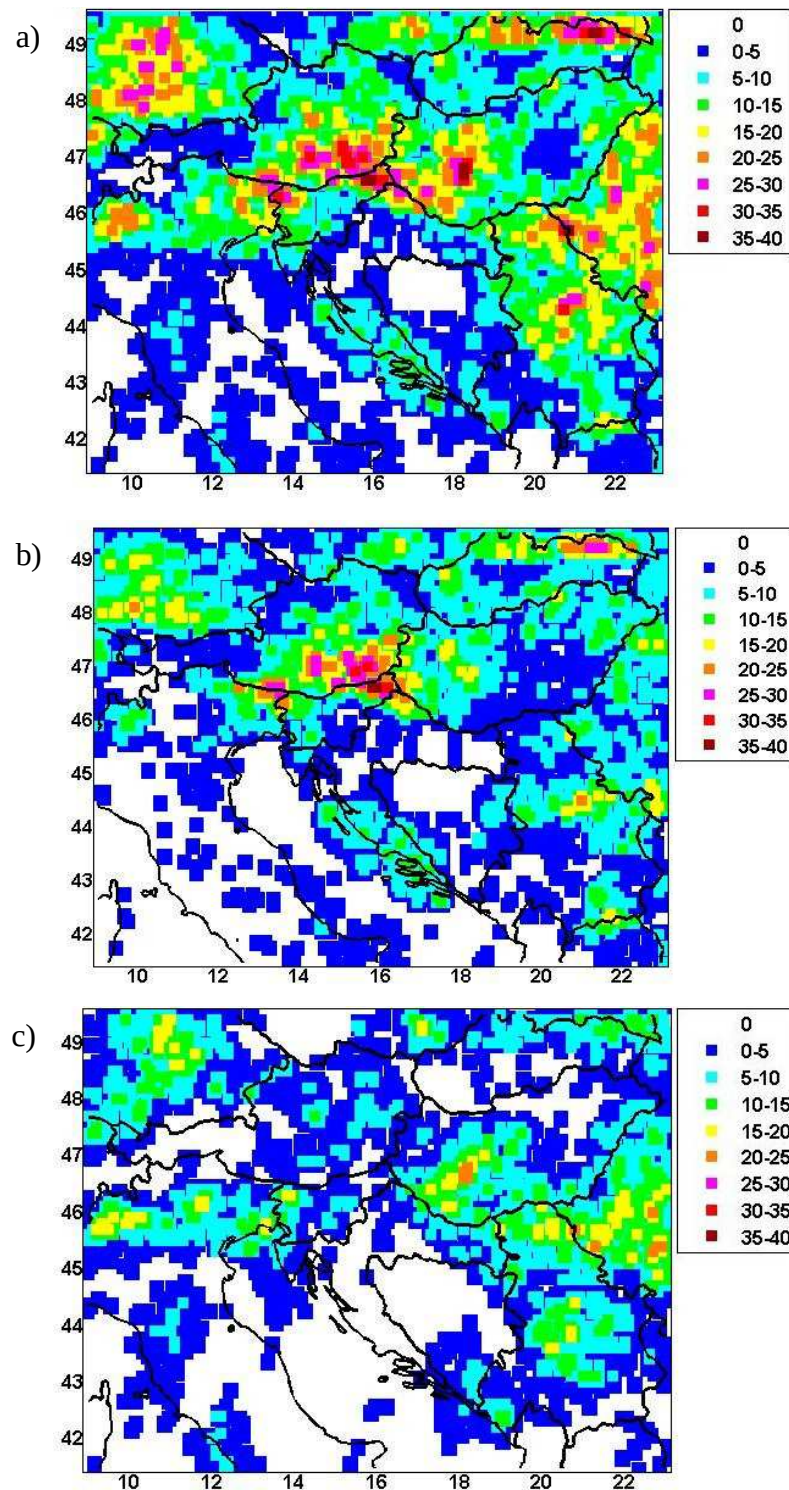
spomenute parametre. Također, postoji određen broj OT-a koje je nemoguće detektirati bilo kojom metodom koja koristi kanale u IR dijelu spektra. Prvi razlog je korišteni kriterij za temperaturu u IR10.8 kanalu, pri čemu svi OT-ovi koji imaju temperaturu višu od 215 K ne zadovoljavaju uvjete za detekciju. Opasna nevremena s relativno toplim OT-ovima, toplijim od 215 K nisu česta, ali su zabilježena. Osim toga, OT detekcija uvelike ovisi o prostornoj rezoluciji korištenih satelitskih podataka. Posljedično, određeni OT-ovi detektirani korištenjem HRV satelitskih podataka koji imaju prostornu rezoluciju od 1 km ne mogu se detektirati koristeći objektivne metode temeljene na podacima u IR dijelu spektra prostorne rezolucije od 3 km.

4.1.1 Prostorne i vremenske karakteristike detektiranih OT-a

Usporedba četiri objektivne satelitske metode s premašujućim vrhovima oblaka vidljivim na HRV satelitskim snimkama pokazala je da COMB metoda ima najveću mogućnost detekcije OT-a. Zbog toga je napravljena baza OT-ova detektiranih COMB metodom kako bi se analizirala prostorna i vremenska razdioba OT-ova, kao i vremenske prilike u njihovoj neposrednoj blizini. Svi pikseli unutar područja od $0.15^\circ \times 0.15^\circ$ (oko $15 \times 15 \text{ km}^2$) koji zadovoljavaju kriterije za OT koristeći COMB metodu definirani su kao jedan detektirani OT. Navedeno područje od $15 \times 15 \text{ km}^2$ definirano je uzimajući u obzir da je maksimalni radijus OT-a oko 15 km (Brunner i sur., 2007), kao i moguću pogrešku COMB metode koja često prikazuje preveliko područje kao OT. Od svibnja do listopada 2009. i 2010. godine na analiziranom području zabilježeno je 16150 OT-ova (tablica 4.2), što je približno 53 OT-a po danu.

Tablica 4.2: Broj OT-a detektiranih COMB metodom od svibnja do rujna 2009. i 2010. godine.

Mjesec	Broj OT-a
Svibanj	6339
Lipanj	7252
Srpanj	1712
Kolovoz	660
Rujan	187
Ukupno	16150



Slika 4.3: Broj OT-a izračunat korištenjem COMB satelitske metode na prostornoj mreži rezolucije 0.2° x 0.2° za razdoblje od svibnja do rujna 2009. i 2010. godine. a) Svi detektirani OT-ovi, b) broj detektiranih OT-ova od 09:00 do 21:00 LST (UTC + 2) i c) broj detektiranih OT-ova od 21:00 do 09:00 LST (UTC + 2).

Na slici 4.3 prikazan je broj detekcija OT-a koristeći COMB satelitsku metodu, izračunat na prostornoj mreži rezolucije $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ (oko $20 \times 20 \text{ km}^2$) za razdoblje od svibnja do rujna 2009. i 2010. godine. Najveći broj OT-ova na analiziranom području zabilježen je na istočnijim padinama Alpa, tj. u jugoistočnoj Austriji i Njemačkoj, te u sjevernoj Italiji (slika 4.3a).

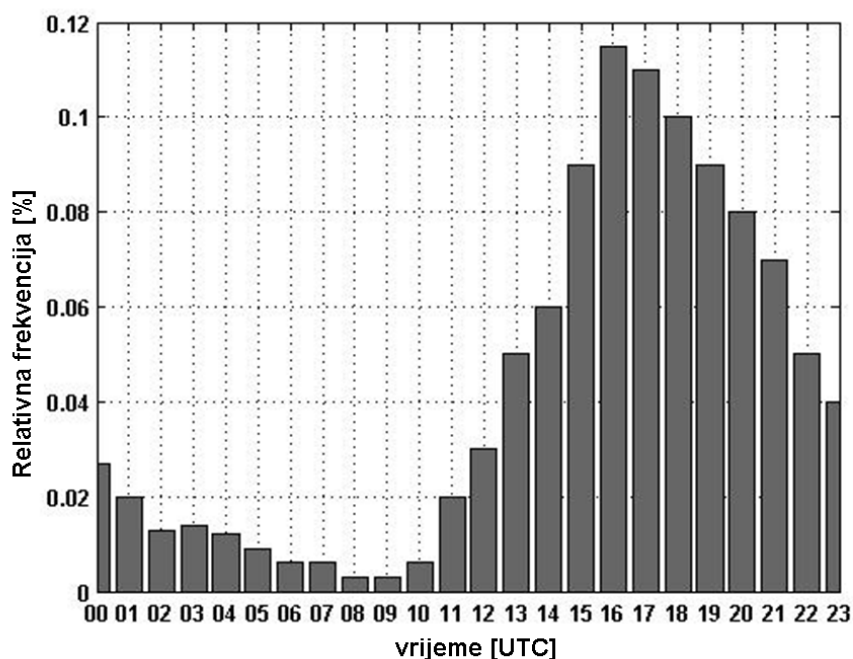
Značajan broj OT-ova vidljiv je i u zapadnoj Mađarskoj i na padinama Dinarida. Brojne ranije studije, kao što su Manzato (2007), Morel i Sensi (2002) i Mikuš i sur. (2012) pokazale su da su navedene regije pogodne za razvoj duboke konvekcije, kao i da su jedne od konvektivno najaktivnijih u tom dijelu Europe. Iznad mora, OT-ovi se najčešće javljaju blizu obale što se slaže i s pojavom grmljavinske aktivnosti koja je puno češća duž obalnog područja nego iznad mora (Mikuš i sur., 2012, Seity i sur., 2001). Prostorna raspodjela OT-ova dobivenih COMB metodom dobro se slaže s OT-ima detektiranim IRW metodom opisanom u radu Bedka (2011), za šest toplih sezona, od 2004. do 2009. (vidi Bedka (2011), slika 9.).

Značajno veći broj OT-ova opažen je tijekom dana, od 09:00 LST do 21:00 LST (slika 4.3b), nego tijekom noćnih sati, od 21:00 LST do 09:00 LST (slika 4.3c). Dnevni OT-ovi najvećim se brojem pojavljuju na padinama planina, a velik broj noćnih zabilježen je u sjevernoj Italiji, te zapadnoj Sloveniji i Mađarskoj, što se slaže s rezultatima objavljenima u Bedka (2011). Termički uvjetovane mezoskalne cirkulacije, kao što je obalna cirkulacija ili cirkulacija obronka doprinose razvoju duboke mokre konvekcije (npr. Cotton i Anthes, 1989). Tako na padinama Alpa veliki doprinos razvoju konvekcije ima jako temičko anabatičko strujanje. Također, kao posljedica kompleksne orografije, ovisno o režimu strujanja koje prevladava, dolazi do stvaranja linija konvergencije koje dodatno pojačavaju vertikalna gibanja (npr. Rotunno i Ferretti, 2001; Buzzi i Foschini, 2000). Osim navedenog, na području sjeverne Italije međudjelovanjem smorca i cirkulacije uvjetovane orografijom također se razvijaju zone konvergencije u kojima raste potencijal za razvoj konvekcije (npr. Buzzi i Foschini, 2000).

Analizirajući bazu podataka vidljivo je da se učestalost pojave OT-a zamjetno razlikuje iz mjeseca u mjesec (tablica 4.2). Najveći broj OT-a zabilježen je u lipnju, dok je u srpnju i kolovozu njihov broj značajno manji (Prilog 1, slika 1). Tijekom rujna, detektirano je najmanje OT-ova na analiziranom području (Prilog 1, slika 1). Razlog tome je što konvektivna aktivnost iznad europskog kopna značajno opada tijekom rujnu zbog hlađenja površine, tj. povećanja kuta upada Sunčeva zračenja (npr. Morel i Sensi, 2002), dok je iznad Sredozemlja ista u porastu (npr. Tudori i Ramis, 1997; Carretero i Riosalido, 1996). Mjesečna

raspodjela OT-a za područje Europe i zapadne Afrike pokazuje sličan sezonski hod s maksimumom u svibnju i lipnju iznad europskog kopna, a u rujnu iznad Sredozemnog mora (Bedka, 2011).

Dnevni hod broja OT-a (slika 4.4) pokazuje da se najveći broj OT-ova javlja tijekom poslijepodneva i ranih večernjih sati. Navedeno doba dana obilježeno je i maksimumom grmljavinske aktivnosti na različitim područjima unutar Europe. Mikuš i sur. (2012) proveli su analizu za Hrvatsku, Höller i sur. (2009) za Njemačku, Manzato (2007) za obalno područje Italije, te Pineda i sur. (2007) i Rivas Soriano i sur. (2001) za zapadno Sredozemlje. Najveći broj OT-ova iznad promatranog područja detektiran je u razdoblju između 14:00 i 21:00 UTC (slika 4.4), s izraženim maksimumom oko 16:00 UTC (18:00 LST), što je malo kasnije u usporedbi s analizom provedenom za područje Europe i zapadne Afrike (Bedka, 2011). Između 06:00 i 10:00 UTC konvektivna aktivnost praćena pojavom OT na promatranom području je vrlo rijetka.

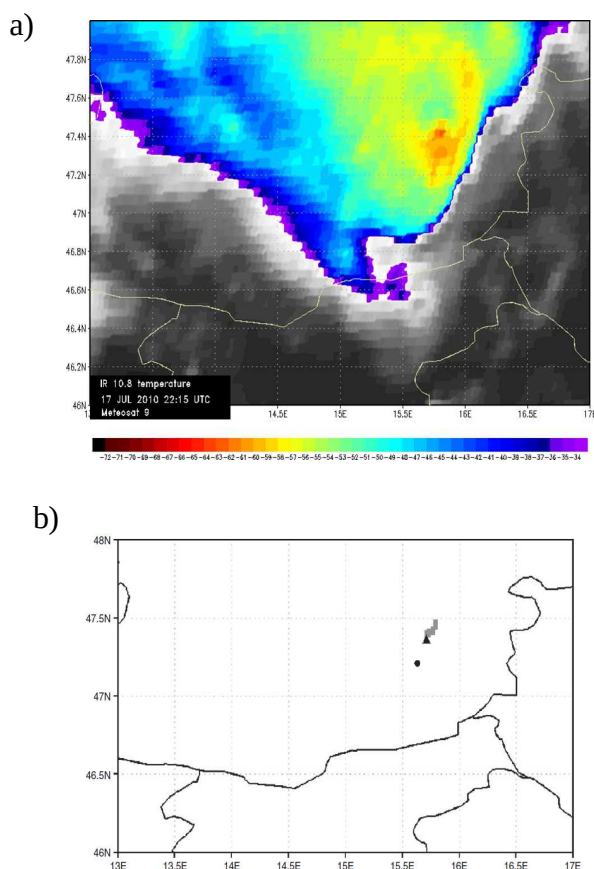


Slika 4.4: Vremenska raspodjela OT-ova detektiranih COMB objektivnom satelitskom metodom. Broj OT-ova u hh UTC je suma svih OT-ova detektiranih u intervalu od hh UTC do hh:45 UTC (podaci iz četiri SEVIRI snimke).

4.2 Analiza vremenskih prilika u blizini OT-a

4.2.1 Automatske postaje

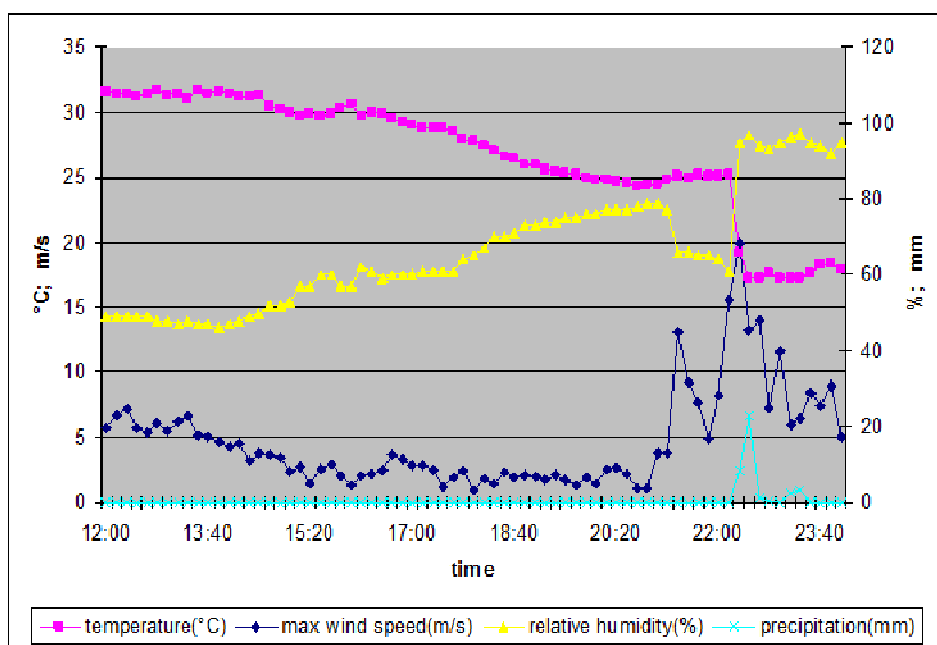
Jedan od glavnih ciljeva ovog istraživanja je analiza vremenskih uvjeta u blizini OT-ova detektiranih pomoću satelitskih podataka. Analiza je provedena za središnji dio Europe koristeći podatke s automatskih postaja. Bedka (2011) je naglasio kako je pitanje koliko često možemo očekivati neke od opasnih vremenskih prilika u blizini OT-a još uvijek otvoreno. Njegova analiza temeljena je na lokacijama opasnih vremenskih prilika zabilježenih u ESWD (od eng. European Severe Weather Database) bazi podataka u čijoj su blizini tada traženi OT-ovi na satelitskim snimkama. Na taj način dobivena je povezanost opasnih vremenskih prilika i OT-a, ali nisu utvrđeni vremenski uvjeti povezani s OT-om, kao ni učestalost ekstremnih vremenskih prilika u njihovoj blizini.



Slika 4.5: 17.07.2010., 22:15 UTC: a) Meteosat 9 IR10.8 satelitska snimka gdje boje označavaju određene vrijednosti temperature. Skala boja je u rasponu od -33 °C (ljubičasta) do -72 °C (tamno crvena). b) Lokacija objektivno detektiranog OT-a koristeći COMB metodu (sivi pikseli). Položaj automatske postaje Weiz, Austrija u blizini detektiranog OT-a (točka) i položaj postaje pomaknut prema sjeveroistoku za vrijednost korekcije paralakse (trokutić).

U ovom radu analiza je temeljena na lokacijama detektiranih OT-ova, tj. uzeti su svi OT-ovi detektirani u blizini automatskih meteoroloških postaja te je zatim pomoću podataka odgovarajućih postaja provedena analiza vremenskih uvjeta u vrijeme detektiranih OT-ova. Mjesto i vrijeme detektiranih OT-ova uspoređeno je s pojavom udara vjetra, pada temperature, povećanjem relativne vlažnosti i količinom oborine izmjerenim na automatskim postajama na području središnje Europe.

Primjer vremenskih uvjeta u blizini detektiranog OT-a prikazan je na slici 4.5 za konvektivnu oluju dana 17.07.2010. godine, za koju je OT opažen u blizini automatske postaje Weiz u Austriji. Na satelitskoj snimci IR10.8 u 22:15 UTC (slika 4.5a) vidljivi su vrhovi konvektivnih oblaka vrlo niske temperature s minimumom od oko -65°C . Opisana konvektivna oluja imala je i hladan prsten na vrhovima konvektivnih oblaka, što je također jedan od znakova intenzivne konvektivne aktivnosti. Pikseli minimalne temperature odgovaraju lokaciji OT-a dobivenog COMB metodom (slika 4.5b). Sivom bojom označeni su pikseli koji zadovoljavaju kriterije za OT u COMB metodi; crna točka označava položaj automatske postaje, a crni trokutić položaj postaje pomaknut prema sjeveroistoku za vrijednost korekcije paralakse.



Slika 4.6: Desetminutni podaci maksimalne brzine vjetra (tamno plavo), temperature (ružičasto), relativne vlažnosti (žuto) i oborine (svijetlo plavo) izmjereni na automatskoj postaji Weiz, Austrija 17.07.2010. u periodu od 12:00 do 24:00 UTC. OT je detektiran u 22:15 UTC koristeći COMB objektivnu satelitsku metodu.

U trenutku pojave OT-a na vrhovima konvektivne oluje, automatska postaja zabilježila je olujne udare vjetra i jaki pljusak (slika 4.6). U 22:20 UTC zabilježen je maksimalan udar vjetra brzine 20 m/s. Oborina je počela 10 min kasnije te je u samo 10 min palo 22.5 mm kiše. Ovaj događaj praćen je i naglim padom temperature zraka, tako da je u samo 10 min zabilježen pad od oko 10 °C, a vrijednost relativne vlažnosti u 10 min porasla je sa 60 % na gotovo 100 %.

Na isti način uspoređeni su svi OT-i koji su detektirani u blizini neke automatske postaje te se pokazalo da je u vremenskom intervalu od ± 15 min od trenutka pojave OT-a u najvećem broju slučajeva na automatskim postajama zabilježena oborina (u 80 % slučajeva), te udari vjetra veći od 5 ms^{-1} (u 70 % slučajeva). Pad temperature (veći od 2°C u 10 min) i porast relativne vlažnosti u blizini OT-a zabilježeni su u 64 %, odnosno 57 % slučajeva (tablica 4.3).

Tablica 4.3: Broj OT-a detektiran COMB objektivnom satelitskom metodom u radijusu od 0.1° od lokacija automatskih postaja te broj OT-ova u čijoj su blizini izmjereni udari vjetra, oborina, porast relativne vlažnosti i pad temperature.

Meteorološki elementi	Broj OT-a detektiran u blizini automatskih postaja	OT-a povezan s promjenama u met. elementima	
		broj	(%)
Udari vjetra	1352	951	70
Oborina	1165	936	80
Relativna vlažnost	1352	776	57
Temperatura	1380	880	64

U blizini OT-a olujni udari vjetra mogu biti posljedica silaznog strujanja zraka koji ima veliki impuls, tj. jake silazne struje uzrokovane topljenjem malih zrna tuče (npr. Dotzek i Friedrich, 2009; Bedka, 2011). Kako bi dobili bolji uvid u intenzitet udara vjetra izmjerenih u blizini detektiranih OT-ova, definirane su tri kategorije brzine udara vjetra: umjerena (od 5 do 10.8 m/s), jaka (od 10.8 do 17.2 m/s) i olujna (>17.2 m/s). Od 70 % udara vjetra koji su povezani s OT-om, najveći udio je jakog intenziteta (tablica 4.4). Opažen je i značajan broj olujnih udara vjetra pri čemu su neki od njih prelazili i brzinu od 30 m/s.

Općenito, oborinski događaji povezani su s udarima vjetra iz razloga što oborina iz konvektivne ćelije gotovo uvijek za posljedicu ima silazno strujanje zraka (npr. Cotton i Anthes, 1989). Procesi stvaranja oborine kao i negativan uzgon koji je posljedica hlađenja

povezanog s evaporacijom hidrometeora, pogoduju nastanku konvektivnih udara vjetra koji mogu biti olujne i orkanske jakosti (Doswell, 1993). Tako je i u ovoj analizi pronađena vrlo dobra korelacija između izmjerenih udara vjetra i pojave OT-ova, te je u takvim slučajevima vrlo često zabilježena i oborina. Tablica 4.5 pokazuje 10-minutne količine oborine u blizini detektiranih OT-ova koje su podijeljene u tri kategorije ovisno o izmjerenoj količini. U 8 % slučajeva na automatskoj stanici zabilježeno je više od 10 mm oborine u 10 min, dok je u 17 % količina oborine bila u intervalu između 5 i 10 mm.

Tablica 4.4: Udio izmjerenih udara vjetra ovisno o intenzitetu u blizini detektiranih OT-ova.

	5-10.8 m/s	10.8-17.2 m/s	>17.2 m/s	Ukupno
Apsolutna frekvencija	281	428	252	951
Relativna frekvencija (%)	30	45	25	

Tablica 4.5: Udio izmjerenih 10-minutnih količina oborine u blizini detektiranih OT-ova.

	0.1-5 mm	5-10 mm	>10 mm	Ukupno
Apsolutna frekvencija	704	162	70	936
Relativna frekvencija (%)	75	17	8	

Tablica 4.6: Vrijednosti pada temperature izmjerene na automatskim postajama u periodu od ± 15 min od trenutka detekcije OT-a.

	2-4 °C	4-6 °C	6-8 °C	>8 °C	Ukupno
Apsolutna frekvencija	263	276	212	129	880
Relativna frekvencija (%)	30	31	24	15	

Oborina je vrlo često povezana i s osjetnim padom temperature što je jasno vidljivo i u ovoj analizi, gdje je u 64 % slučajeva zabilježen pad temperature oko trenutka detekcije OT-a (tablica 4.6). Pad temperature za više od 4 °C zabilježen je u više od 70 % slučajeva, dok je također u značajnom broju slučajeva (16 %, tablica 4.6) zabilježen pad za više od 8 °C.

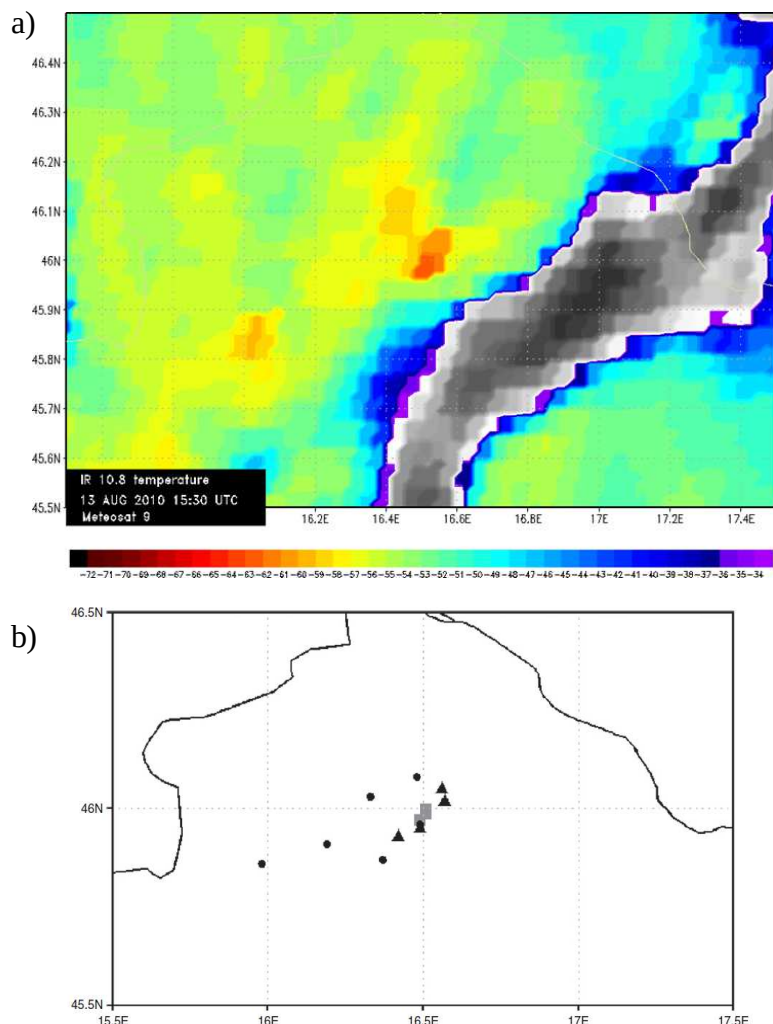
4.2.2 Podaci o tuči

Tuča nastaje unutar vrlo jakih grmljavinskih oluja koje imaju intenzivnu uzlaznu struju i veliki udio oborive vode (npr. Knight i Knight, 2001; Williams, 2001), pri čemu je značajan udio oblaka na temperaturi nižoj od 0°C. Budući je OT na vrhovima konvektivnih oblaka posljedica vrlo jake uzlazne struje, pretpostavljeno je da oluje s detektiranim OT-om imaju veliki potencijal za razvoj tuče većih promjera zrna. Analizirajući topli dio godine 2009. i 2010. u radijusu od 0.2° od OT-a tuča je opažena u 38 % slučajeva. Taj postotak je nešto manji u usporedbi s rezultatima opisanim u radu Bedka (2011), gdje je za područje Europe i sjeverne Afrike povezanost OT-a i krupne tuče (promjera većeg od 2 cm) iznosila 58 % (vidi njegovu tablicu 2). Jedan od mogućih razloga "slabije" povezanosti tuče i OT su vrlo strogi kriteriji za vremensko razdoblje i analizirano područje postavljeni u ovom radu, a koji moraju biti zadovoljeni da bi pojava tuče bila povezana s detektiranim OT-om, u usporedbi sa znatno blažim kriterijima u radu Bedka (2011). U ovom radu je uspoređivano područje u radijusu od 0.2° unutar 30 min od detekcije OT dok je Bedka (2011) u svom radu promatrao puno veće područje oko OT-a, radijusa 75 km i to tijekom 1 h. Stopa srastanja pothlađenih kapljica vode u zrna tuče unutar konvektivnog oblaka ovisi, između ostalog, o relativnim brzinama između kapljica vode i zrna tuče. Stoga će veća zrna nastati na određenoj udaljenosti od područja najintenzivnije uzlazne struje gdje zbog manjih brzina imaju više vremena za rast. Ovo može biti jedan od razloga "slabije" povezanosti detektiranih OT-ova i pojave tuče direktno ispod ili u blizini detektiranog vrha. U nekim od analiziranih slučajeva tuča je opažena na više tučomjerenih postaja koje su se nalazile u blizini OT-a (slika 4.7), pri čemu se u statističkoj analizi takav događaj računao kao jedan slučaj u kojem je u blizini određenog OT-a opažena tuča.

Primjer konvektivne oluje s detektiranim OT-om na vrhovima oblaka koja je za posljedicu imala tuču zabilježenu na tučomjerenim postajama prikazan je na slici 4.7. Konvektivna oluja razvila se na području sjeverozapadne Hrvatske kad je na IR10.8 satelitskoj snimci vidljiv minimum temperature u iznosu od oko -63°C (slika 4.7a). Koristeći COMB objektivnu satelitsku metodu u 15:30 UTC detektiran je OT (slika 4.7b) koji je također obilježen i temperaturnim minimum na IR10.8 satelitskoj snimci (slika 4.7a).

Svi pikseli koji su zadovoljili kriterije za detekciju OT-a, kao i područja tučomjernih postaja na kojima je zabilježena tuča u vremenskom intervalu između 15:00 i 16:00 UTC prikazani su na slici 4.7b. Tučomjerne postaje na kojima je zabilježena tuča promjera većeg od 3 cm prikazane su trokutićima, a one na kojima je zabilježena tuča promjera manjeg od 3

cm točkama. U radijusu od 0.2° od opaženog OT-a zabilježena su zrna tuče većeg promjera, dok su zrna tuče manjeg promjera opažena na nekoliko tučomjernih postaja koje su bile na udaljenosti većoj od 0.2° od detektiranog OT-a.



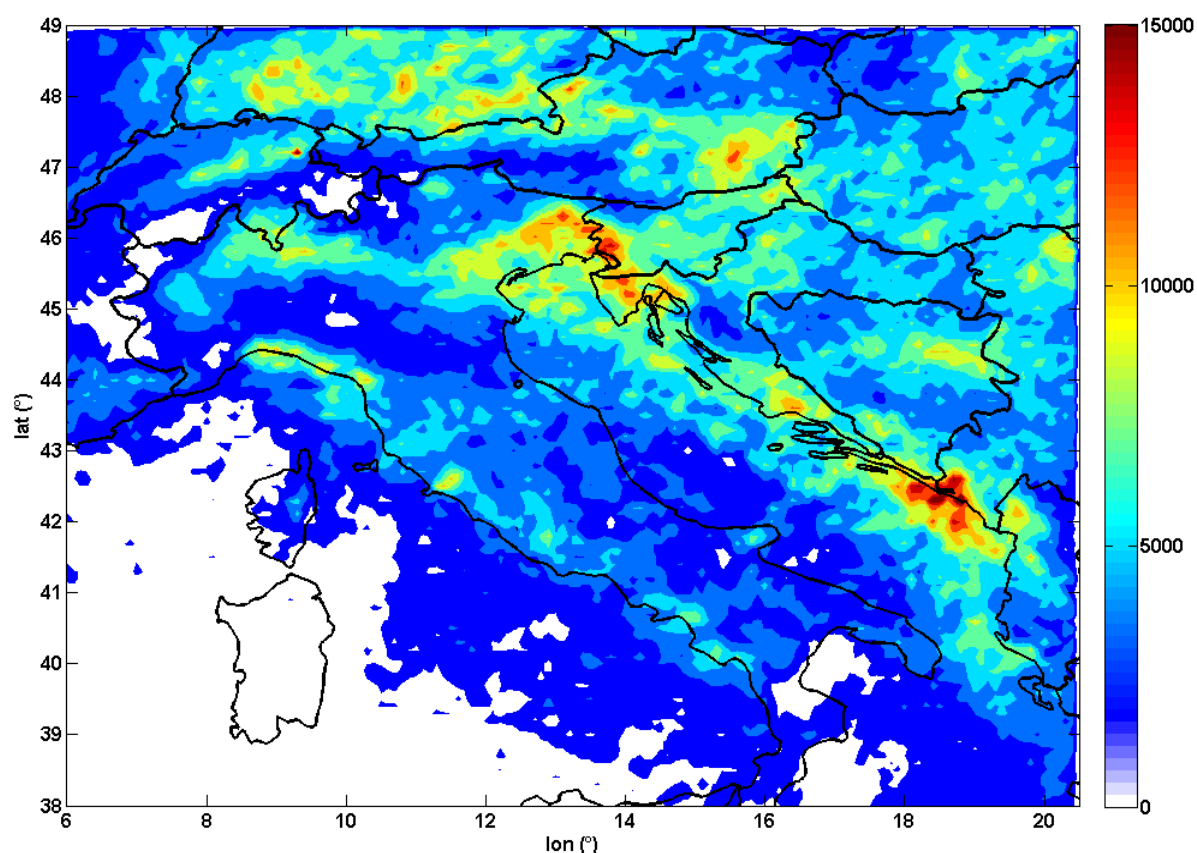
Slika 4.7: 13. kolovoza 2010, 15:30 UTC (sjeverna Hrvatska): **a)** Meteosat 9 IR10.8 satelitska snimka gdje boje označavaju određene vrijednosti temperature. Skala boja je u rasponu od -33°C (ljubičasta) do -72°C (tamno crvena). **b)** Lokacija objektivno detektiranog OT-a koristeći COMB metodu (sivi pikseli). Lokacije tučomjera na kojima je opažena tuča (točke i trokutići). Trokutići predstavljaju tuču čiji je promjer veći od 3 cm, a točke tuču promjera manjeg od 3 cm.

Tijekom analiziranog perioda značajan broj OT-ova bio je povezan s intenzivnim vremenskim pojavama pri tlu, kao što su olujni udari vjetera ili kratkotrajna intenzivna oborina. Sukladno tome, OT detektiran COMB objektivnom satelitskom metodom može pomoći u prognozi neposrednog razvoja konvekcije kao jedan od parametar koji ukazuju na povećan potencijal za razvoj ekstremnih vremenskih prilika.

4.3 Grmljavinska aktivnost intenzivnih konvektivnih oluja

4.3.1 Karakteristike grmljavinske aktivnosti nad analiziranim područjem

Prostorne i vremenske karakteristike grmljavinske aktivnosti za područje Hrvatske i susjednih zemalja analizirane su u vremenskom periodu od 2008. do 2014. pomoću podataka o munjama dobivenih LINET senzorima. Analiza je provedena na visokoj horizontalnoj rezoluciji od 0.1° (oko 10 km) što omogućuje bolji uvid u lokalne efekte kao npr. utjecaj orografije na nastanak grmljavinskih oluja, te na taj način i bolju procjenu rizika kao i poboljšanje prognoze neposrednog razvoja vremena.



Slika 4.8: Prostorna raspodjela TL-a izračunata na mreži rezolucije $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ za vremenski period od 2008. do 2014. godine.

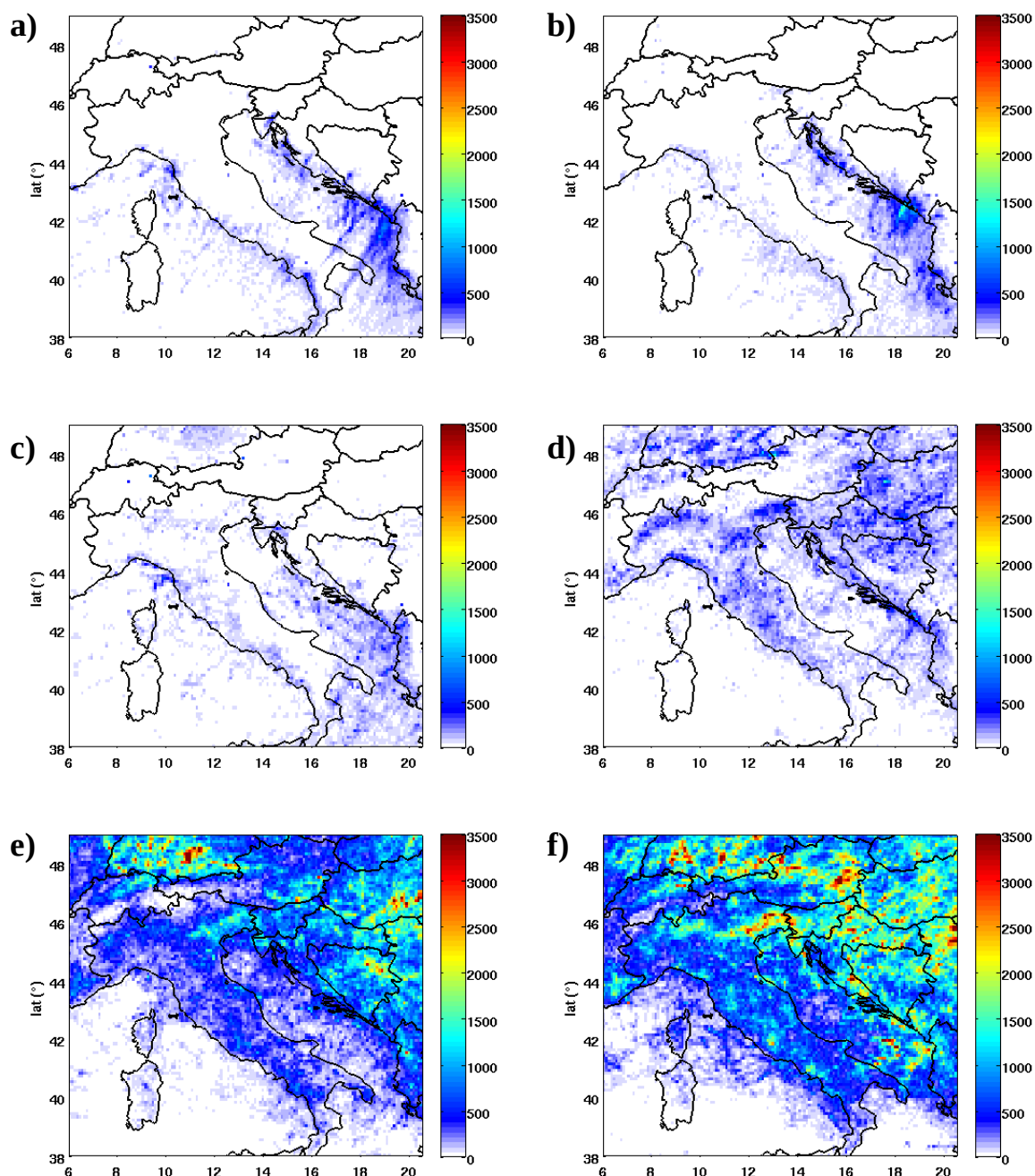
Provedena analiza prostorne raspodjele TL-a (slika 4.8) jasno pokazuje područja s najviše grmljavinske aktivnosti, odnosno područja s najvećim potencijalom za razvoj intenzivnih grmljavinskih oluja. Maksimum grmljavinske aktivnosti u promatranom 7-godišnjem razdoblju zabilježen u sjeveroistočnoj Italiji i zapadnoj Sloveniji (sjeverno od Tršćanskog zaljeva) gdje je zabilježeno više od 15000 izboja na $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. To je potvrđeno i

u radu Feudale i sur. (2013) analizom 17-godišnjih podatka o CG munjama. Pokazali su da je područje regije Friuli Venezia Giulia jedno od grmljavinski najaktivnijih u Europi. Osim sjeveroistočne Italije intenzivna grmljavinska aktivnost zabilježena je i na području Istre. Mikuš i sur. (2012) pokazali su da navedena regija unutar Hrvatske ima i najveći broj dana s konvektivnom aktivnošću, te sukladno dosadašnjim rezultatima i najveći potencijal za razvoj intenzivnih grmljavinskih oluja. Obalno područje južnog Jadrana također je jedno od područja s intenzivnom grmljavinskom aktivnošću čiji je maksimum zabilježen tijekom jesenskih mjeseci (Prilog 1, slika 2), što je posljedica velikih gradijenata temperature između kopna i mora, kao i značajnog orografskog forsiranja konvekcije (npr. Ivančan-Picek i sur., 2014).

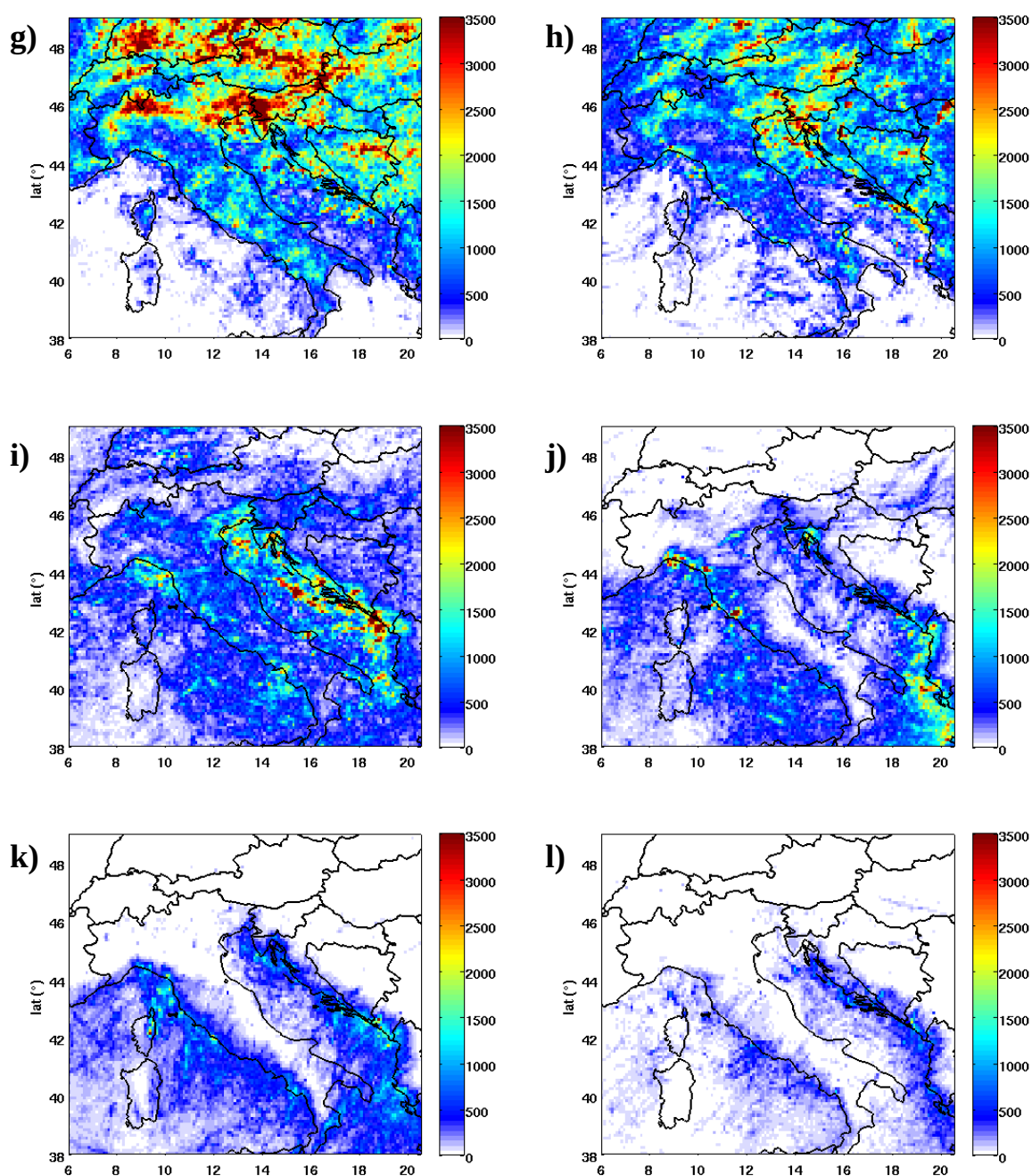
Tijekom jesenskih mjeseci more je još uvijek relativno toplo, te se advekcijom toplog i vlažnog zraka iznad relativno hladnog kopna povećava potencijal za razvoj konvekcije. Značajan broj grmljavinskih izboja zabilježen je i u jugoistočnoj Austriji i južnoj Njemačkoj, što se slaže s analizom provedenom za područje Njemačke u Wapler (2013). Iznad najviših vrhova Alpa, Apenina, kao i Dinarskog gorja čestina grmljavinskih izboja je vidljivo manja (slika 4.8). Schulz i sur. (2005), te Anderson i Klugmann (2013) također su pokazali da je grmljavinska aktivnost iznad najviših vrhova planina manjeg intenziteta. Prema Schultzu i sur. (2005) najviša područja Alpa relativno su suha područja, te područja često prekrivena snijegom i ledom koji imaju visok albedo zbog čega se smanjuje utjecaj sunčevog zagrijavanja površine. Uz relativno malu nestabilnost i manjak vlage, navedena područja imaju vrlo mali potencijal za razvoj grmljavinskih oluja.

Smanjena grmljavinska aktivnost na području središnje i južne Italije, kao i Sardinije i Korzike posljedica je i manjeg broja senzora iznad tog područja. Grmljavinska aktivnost je smanjena i iznad morskih površina, gdje su maksimumi smješteni uz samu obalu. Međutim, potrebno je napomenuti kako je jasno izražen minimum iznad Sredozemnog mora također jednim dijelom posljedica smanjenog broja senzora nad tim područjem. Osim toga, u prijašnjim studijama pokazano je kako je broj munja tijekom konvektivne aktivnosti više nego dvostruko (Christian i sur., 2003; Seity i sur., 2001), pa čak i do 10 puta manji (Williams i sur., 1992; Ávila i sur., 2010) nad morem uspoređujući s aktivnošću nad kopnom. Zipser i Lutz (1994) prepostavili su da je jedno od objašnjenja za takvu razdiobu grmljavinske aktivnosti povezano s opaženim manjim vrijednostima vertikalnih brzina unutar olujnih oblaka iznad mora. Ostali parametri koji mogu utjecati na manji broj opaženih munja iznad mora su razlike u termodinamičkim uvjetima, osobito u vrijednostima CAPE-a i potencijalne temperature mokrog termometra (Williams i sur., 1992) te razlike u količini jezgara kondenzacije (eng. cloud condensation nuclei, CCN) i ledenih jezgara u oblaku (Rosenfeld i

Lensky, 1998). Analizirajući mikrofizička područja unutar maritimnih konvektivnih oblaka Rosenfeld i Lensky (1998) su uočili da spomenuti oblaci imaju plitko područje mješovite faze te mali udio pothlađenih kapljica koje se zaleđuju na temperaturi nižoj od $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, a sukladno tome i slabiji potencijal za razvoj munja.



Slika 4.9: Prostorna raspodjela TL-a izračunata na mreži rezolucije $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ za **a)** siječanj, **b)** veljaču, **c)** ožujak, **d)** travanj, **e)** svibanj, **f)** lipanj, **g)** srpanj, **h)** kolovoz, **i)** rujan, **j)** listopad, **k)** studeni i **l)** prosinac u vremenskom periodu od 2008. do 2014. godine.



Slika 4.9: Nastavak. Prostorna raspodjela TL-a izračunata na mreži rezolucije $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ za **a)** siječanj, **b)** veljaču, **c)** ožujak, **d)** travanj, **e)** svibanj, **f)** lipanj, **g)** srpanj, **h)** kolovoz, **i)** rujan, **j)** listopad, **k)** studeni i **l)** prosinac u vremenskom periodu od 2008. do 2014. godine.

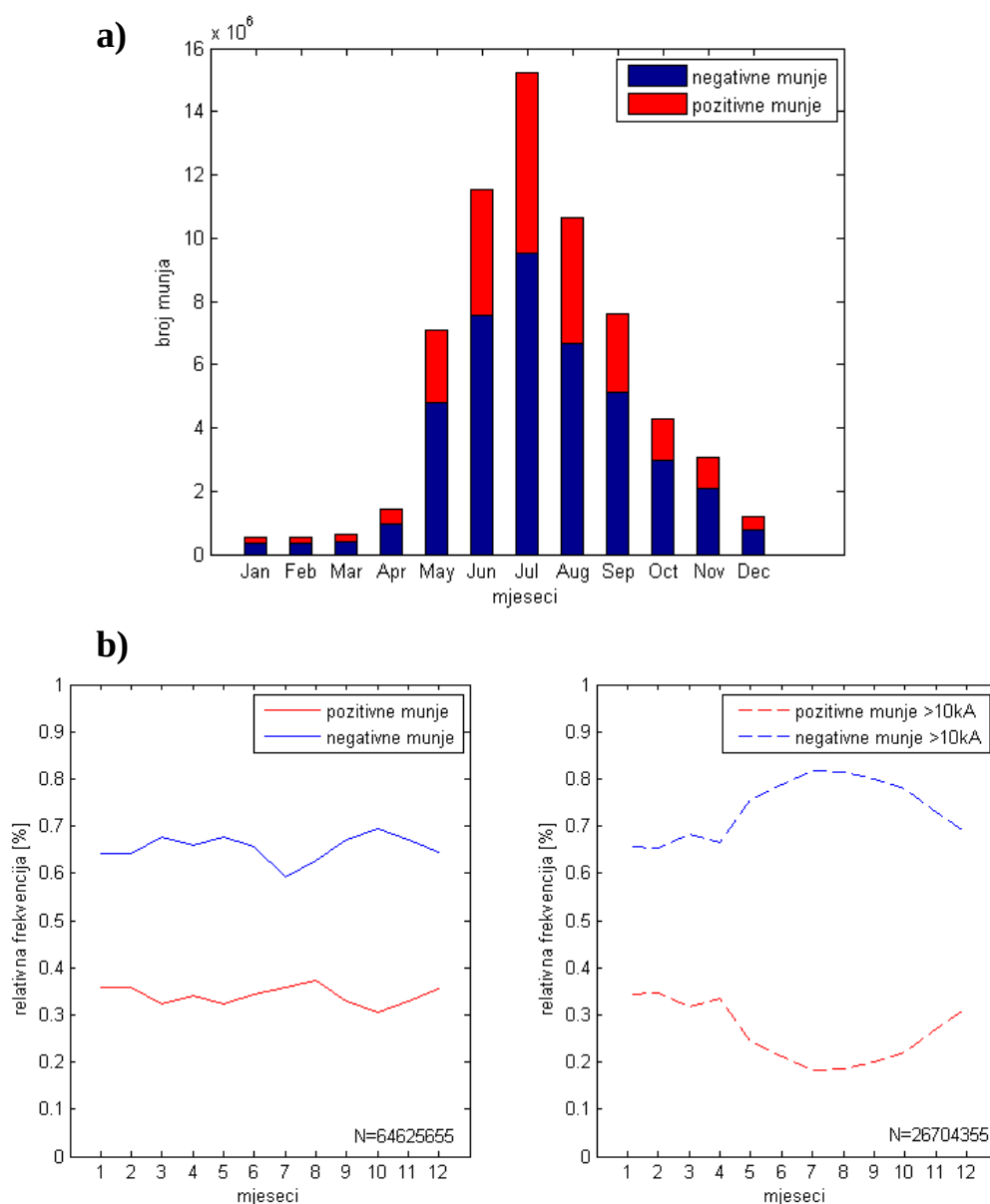
U proljeće dolazi do porasta grmljavinske aktivnosti nad kontinentalnim područjem (Prilog 1, slika 2), a najveći je porast vidljiv tijekom svibnja (slika 4.9e) kada se kopno počinje jače zagrijavati te dolazi do razvoja konvekcije kao posljedice dnevnog sunčevog zagrijavanja površine. Ožujak i travanj su mjeseci u kojima je grmljavinska aktivnost vrlo

mala. Tijekom ožujka još uvijek većim dijelom koncentrirana uz obalu, dok je u travnju ona intenzivnija nad kontinentalnim područjem (slika 4.9c i slika 4.9d). Najveća grmljavinska aktivnost očekivano je zabilježena tijekom ljetnih mjeseci (Prilog 1, slika 2) s maksimum u srpnju (slika 4.9g). U ljeto se intenzivne grmljavinske oluje najčešće javljaju iznad kontinentalnog područja s maksimumom u podnožju Alpa, osobito u regiji Friuli Venezia Giulia. U Hrvatskoj, tijekom ljeta grmljavinski je najaktivniji Istarski poluotok. Na tom području smorac ima značajnu ulogu u inicijaciji duboke konvekcije (npr. Fovell, 2005). Spajanjem dva smorca koji potječu sa zapadne i jugoistočne obale Istre dolazi do stvaranja konvergentne zone koja doseže i do 2000 m visine (npr. Telišman Prtenjak i sur, 2006, 2008; Poljak i sur., 2014). U kolovozu broj grmljavinskih izboja polako opada, ali je grmljavinska aktivnost još uvijek veća iznad kopna kao posljedica dnevnog sunčevog zagrijavanja (slika 4.9h). Maksimum grmljavinske aktivnosti ne podudara se u potpunosti s maksimumom u broju OT-a, koji je tijekom analiziranog perioda zabilježen u lipnju. Valja napomenuti kako su Počakal i sur. (2009) zabilježili najveći broj dana s tučom u lipnju, što može sugerirati kako su lipanjske oluje intenzivnije, ali svakako je potrebno daljnje istraživanje.

U jesenskim mjesecima, kako kut upada sunčevog zračenja opada, broj munja nad kopnom značajno se smanjuje, a raste intenzitet grmljavinske aktivnosti nad morem i uz obalu kao posljedica kontrasta između relativno hladnijeg zraka i toplije površine mora (Prilog 1, slika 2). Tijekom zime zbog prije navedenih razloga grmljavinska aktivnost koncentrirana je uz obalu, te je bitno slabijeg intenziteta (slika 4.9a,b,l)).

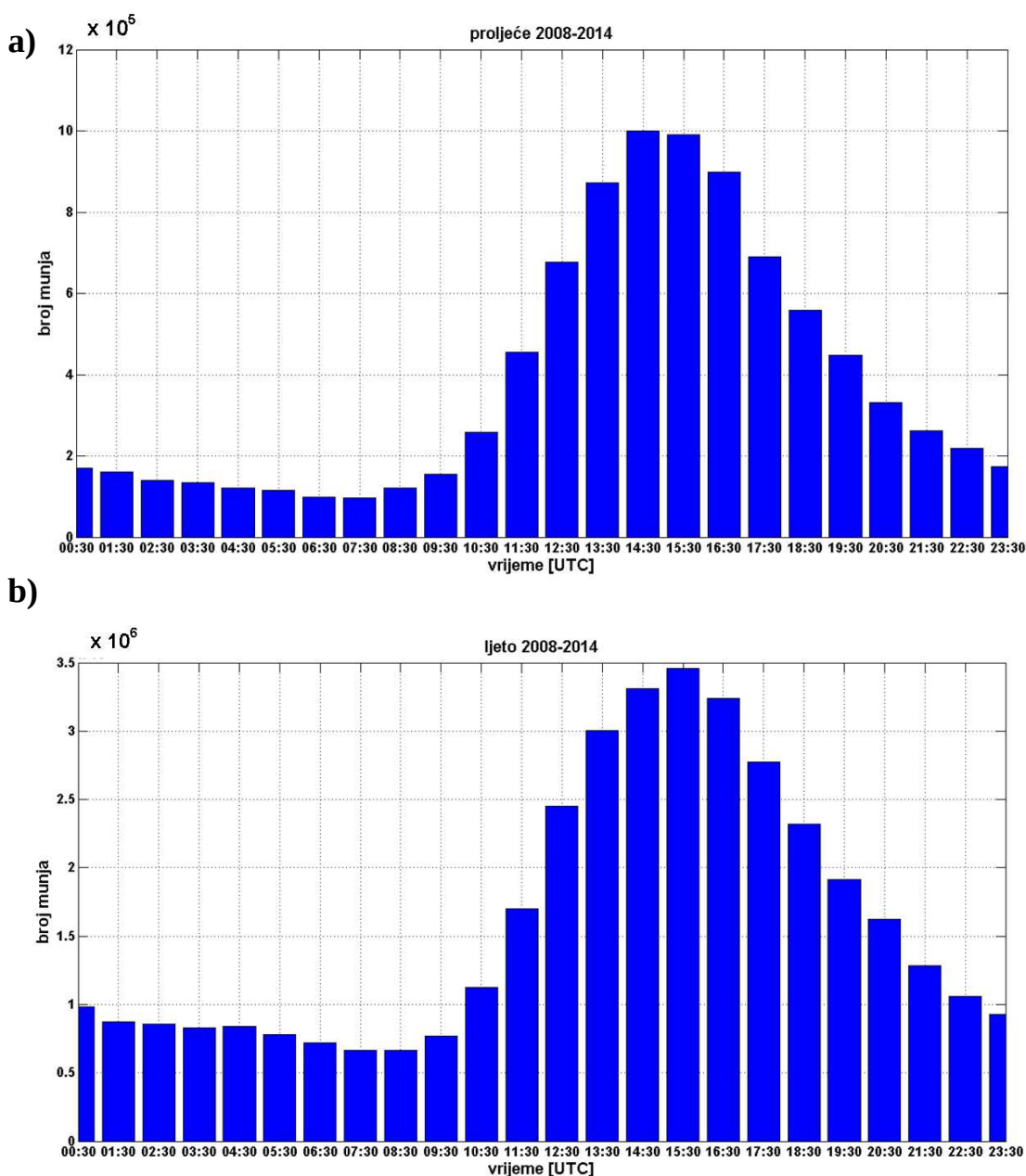
U prosjeku između 60 i 70 % svih zabilježenih munja su negativnog polariteta (slika 4.10b), dok nešto više od 30 % otpada na munje pozitivnog polariteta što se slaže s novijom analizom provedenom za područje Njemačke (Wapler, 2013). U brojnim starijim studijama udio pozitivnih munja bio je značajno manji, što djelomično može biti posljedica osjetljivosti senzora za detekciju munja i korištene mreže (Finke i Hauf, 1996; Rakov, 2003; Schulz i sur., 2005; Antonescu i Burcea, 2010). Tijekom ljetnih mjeseci raste broj pozitivnih munja (slika 4.10a), kao i njihov udio (slika 4.10b). Maksimalni udio pozitivnih munja zabilježen je u kolovozu (slika 4.10b). Udio negativnih munja u ljetnim mjesecima, osobito tijekom srpnja bilježi blagi pad (slika 4.10b). Takva raspodjela polariteta munja nije pronađena u prošlim studijama. Upravo suprotno - jasno izražen maksimum pozitivnih munja zabilježen je tijekom zimskih mjeseci (npr. Finke i Hauf, 1996; Schulz i sur., 2005; Antonescu i Burcea, 2010). Jedan od razloga i ovdje može biti osjetljivost senzora jer su navedeni autori koristili podatke sa senzora čija je osjetljivost bitno niža od one LINET senzora koji mogu detektirati i munje amplitude struje manje od 5 kA. Navedeno objašnjenje vidljivo je i na slici 4.10b, gdje

godišnja relativna frekvencija pozitivnih i negativnih munja amplitude struje veće od 10 kA (crtkane linije na slici 4.10b) pokazuje rezultate koji se slažu s prijašnjim studijama, tj. značajno manji udio pozitivnih munja tijekom ljetnih mjeseci. U ljetnim mjesecima u ukupnom broju pozitivnih munja ima značajan broj onih koje imaju amplitude struje manje od 10 kA. Takve munje koristeći određene senzore manje osjetljivosti nisu detektirane. Sličan rezultat dobila je i Wapler (2013) analizirajući podatke LINET senzora za područje Njemačke. Pri tom je ukazala na neslaganje s prijašnjim studijama i jasno istaknula potrebu za daljnjom analizom kako bi se usporedili dobiveni rezultati i utvrdila njihova vjerodostojnost.

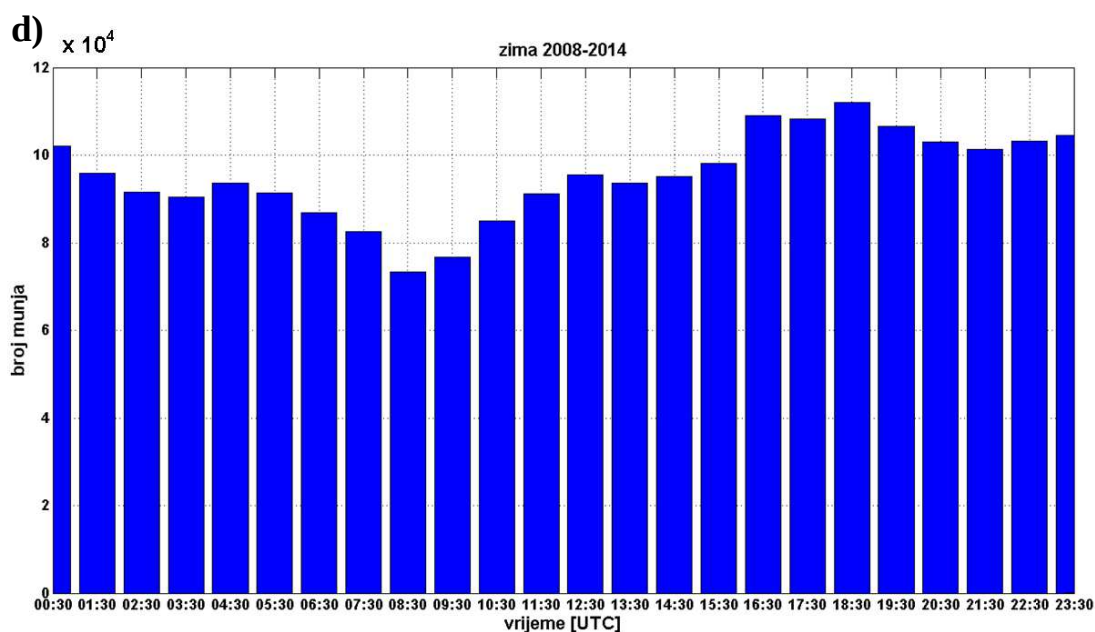
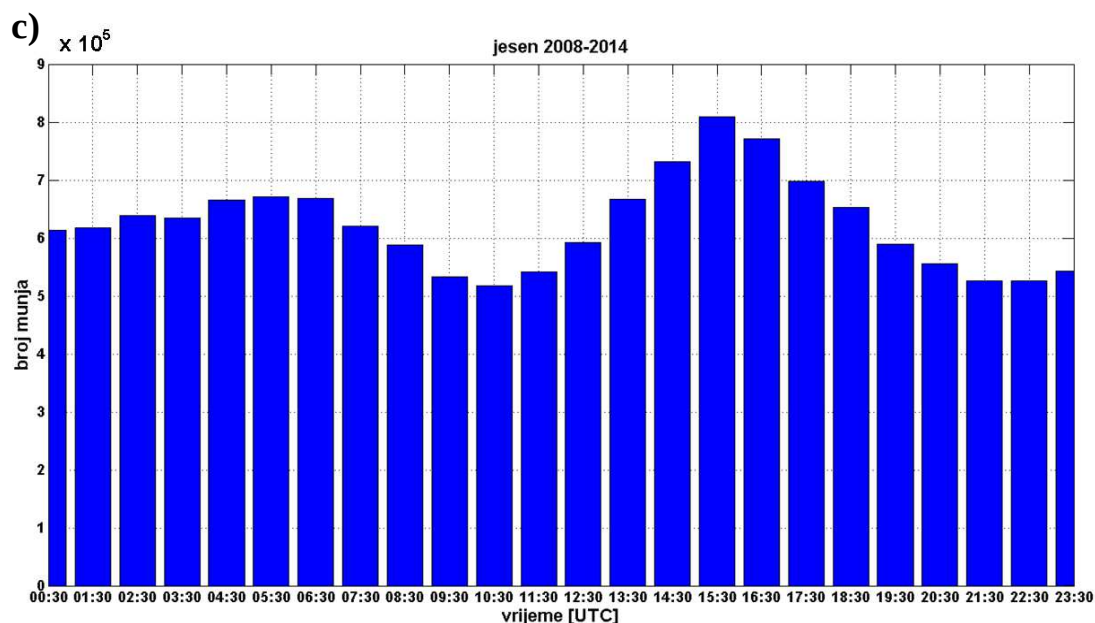


Slika 4.10: a) Broj pozitivnih i negativnih munja po mjesecima u periodu od 2008. do 2014. godine. **b)** Godišnja relativna frekvencija pozitivnih i negativnih munja za sve detektirane munje (puna linija) i za munje čija je amplituda struje veća od 10 kA (crtkana linija). N označava ukupan broj analiziranih munja u određenom skupu.

Najveći broj munja za razdoblje od 2008. do 2014. godine zabilježen je u poslijepodnevним satima između 13:00 i 17:00 UTC s maksimumom između 15:00 i 16:00 UTC. Najveći doprinos takvoj vremenskoj raspodjeli dolazi od munja zabilježenih tijekom ljetnih mjeseci kada je grmljavinska aktivnost na vrhuncu te zbog toga i vremenska raspodjela za ljetne mjesece pokazuje slična svojstva (slika 4.11b). Minimum grmljavinske aktivnosti opažen je u jutarnjim satima uglavnom između 06:00 i 10:00 UTC.



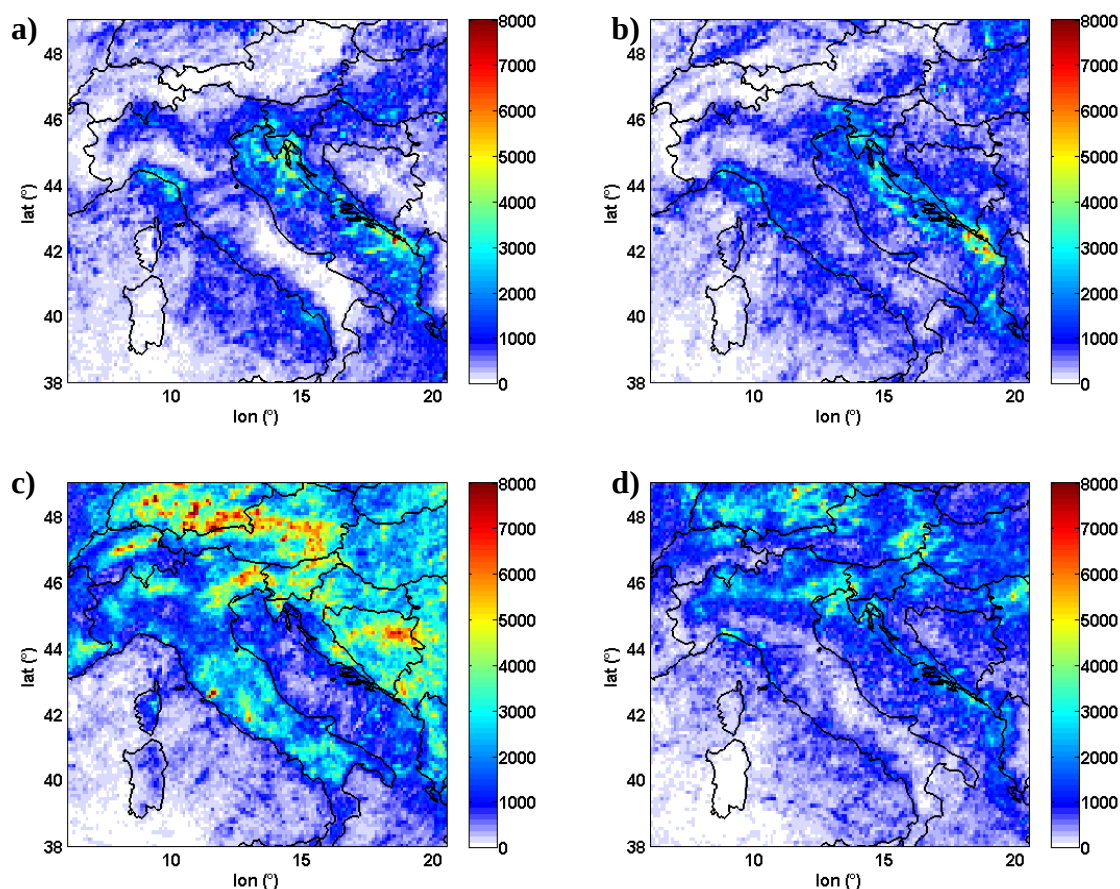
Slika 4.11: Vremenska raspodjela TL-a tijekom klimatološkog **a)** proljeća, **b)** ljeta, **c)** jeseni i **d)** zime.



Slika 4.11: Nastavak. Vremenska raspodjela TL-a tijekom klimatološkog **a)** proljeća, **b)** ljeta, **c)** jeseni i **d)** zime.

Grmljavinska aktivnost tijekom proljeća također pokazuje sličnu vremensku razdiobu kao i u ljetnim mjesecima s nešto ranije dostignutim maksimumom, između 14:00 i 16:00 UTC (slika 4.11a). U proljeće i ljeto maksimum grmljavinske aktivnosti u poslijepodnevni satima posljedica je dnevnog zagrijavanja površine i razvoja konvektivnog atmosferskog graničnog sloja te porasta nestabilnosti, što dovodi do razvoja grmljavinskih oluja (npr. Mikuš

i sur., 2012; Antonescu i Burcea, 2010) koje su značajno više zastupljene nad kopnom (Prilog 1, slika 2). Tijekom jeseni (slika 4.11c) i zime (slika 4.11d) grmljavinska aktivnost ne pokazuje izražen dnevni hod, već je zabilježen značajan broj munja i tijekom noći.



Slika 4.12: Prostorna raspodjela TL-a izračunata na mreži rezolucije $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ za vremenski period **a)** 00-06 UTC, **b)** 06-12 UTC, **c)** 12-18 UTC i **d)** 18-24 UTC od 2008. do 2014. godine.

Konvektivna aktivnost u hladnom dijelu godine najvećim je dijelom zastupljena nad morem i uz obalu (slika 4.9) kao posljedica temperaturne razlike između toplog mora i hladnog kontinentalnog zraka, ili u sklopu frontalnih poremećaja vezanih uz ciklone nastale nad Sredozemljem (npr. Horvath i sur., 2008). Ciklone nastale nad sjeverozapadnom Afrikom, uglavnom u zavjetrini Atlasa također se premještaju preko Sredozemlja gdje se produbljuju i na svojoj putanji uzrokuju neke od ekstremnih vremenskih uvjeta (npr. Horvath i sur., 2006). U tom dijelu godine njihova putanja od sjeverozapada Afrike usmjerena je prema sjeveroistoku i sjeveru, dok se u proljeće one uglavnom premještaju prema istoku (Alpert i sur., 1990) i ne utječu toliko na vrijeme nad analiziranim područjem. Također, sunčevo zagrijavanje je slabije i dostiže minimum tijekom zimskih mjeseci zbog čega vremenska

raspodjela grmljavinske aktivnosti nema karakterističan maksimum u poslijepodnevnim satima (slika 4.11d).

U poslijepodnevnim satima između 12:00 i 18:00 UTC grmljavinska aktivnost uglavnom se razvija iznad kontinentalnog dijela analiziranog područja. Značajno više munja zabilježeno je iznad kopna u večernjim satima, između 18:00 i 24:00 UTC (slika 4.12d). Noćna grmljavinska aktivnost između 00:00 i 06:00 UTC (slika 4.12a) uglavnom je zabilježena uz obalu i iznad mora, osobito tijekom jesenskih mjeseci. Pri tom je broj grmljavinskih izboja značajno manji od onog zabilježenog tijekom dana (slika 4.12c). U jutarnjim satima (slika 4.12b) grmljavinska aktivnost pokazuje sličnu prostornu raspodjelu s najvećim brojem munja zabilježenim uz istočnu obalu Jadrana, ponajprije uz obalu Crne Gore.

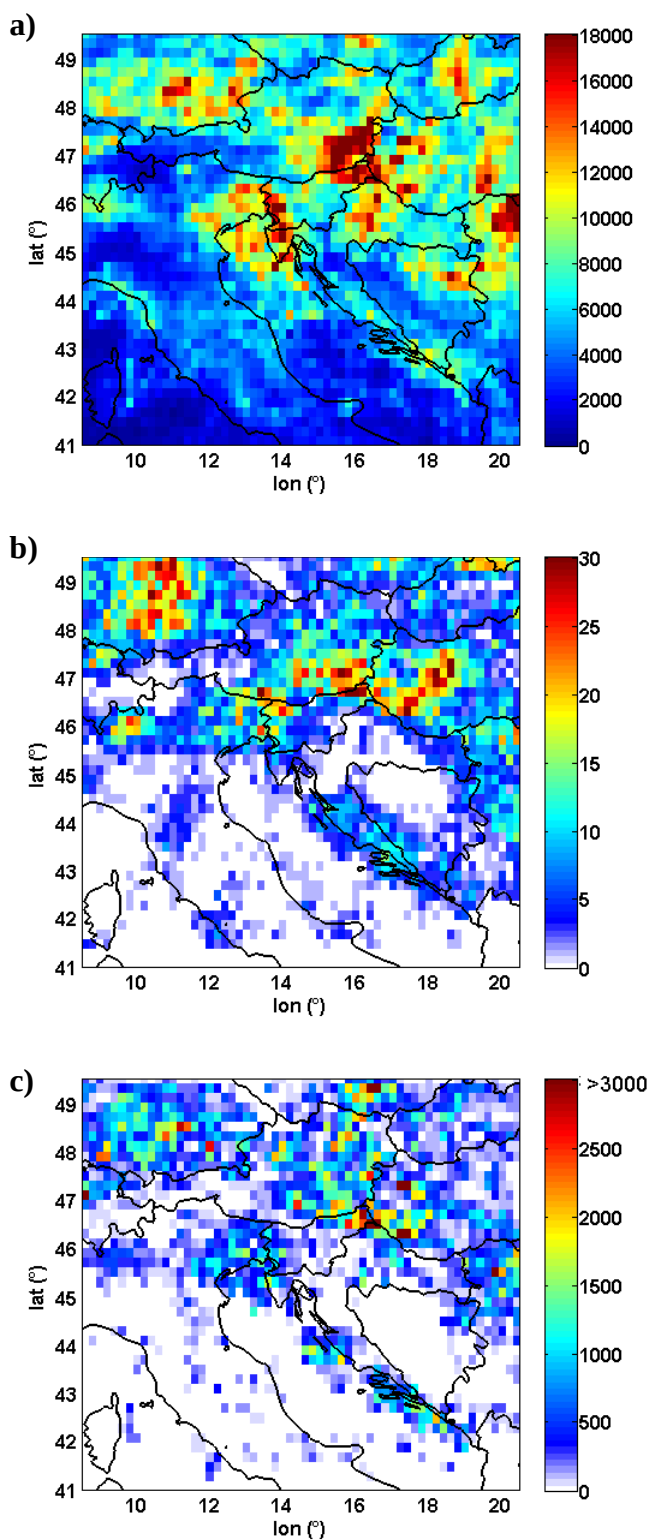
4.3.2 Analiza grmljavinske aktivnosti konvektivnih oblaka s OT-om

4.3.2.1 Prostorna, sezonska i vremenska analiza

Analiza prostorne i vremenske raspodjele intenzivne konvektivne aktivnosti uz pojavu OT-a napravljena je pomoću baze podataka dobivene COMB objektivnom satelitskom metodom za vremenski period od svibnja do rujna 2009. i 2010. godine. Rezultati dobiveni analizom OT baze podataka uspoređeni su s prostornom i vremenskom raspodjelom grmljavinske aktivnosti kako bi se utvrdile zajedničke karakteristike. U analiziranom periodu najveći broj munja zabilježen je u zapadnoj Mađarskoj, jugoistočnoj Njemačkoj i Austriji, na istočnoj obali sjevernog Jadrana i u sjeveroistočnoj Sloveniji. Najmanji broj munja zabilježen je iznad najviših vrhova Alpa i Dinarida kao i iznad Jadranskog mora (slika 4.13a). Navedeni rezultati su u skladu s analizom grmljavinske aktivnosti za područje Hrvatske tijekom toplog dijela godine prevedenom u radu Mikuš i sur. (2012) gdje je najmanje dana s konvekcijom zabilježeno u planinskim predjelima, dok je konvekcija iznad mora uglavnom koncentrirana uz obalna područja. Najaktivniji mjesec u promatranom razdoblju bio je srpanj. Tada je grmljavinska aktivnost uglavnom zabilježena iznad kontinenta, dok je u rujnu ona većim dijelom koncentrirana uz obalna područja (nije prikazano), kao posljedica pojačane ciklonalne aktivnosti nad Sredozemljem tijekom jesenskih mjeseci i veće temperaturne razlike između kopna i mora što pogoduje razvoju konvekcije (npr. Manzato, 2007).

Značajan broj OT-a određen COMB objektivnom satelitskom metodom nalazi se na obroncima Alpa u jugoistočnoj Njemačkoj i Austriji te na području sjeverne Italije (slika

4.13b). Maksimalan broj OT-a tijekom analiziranog razdoblja opažen je u središnjoj Mađarskoj.



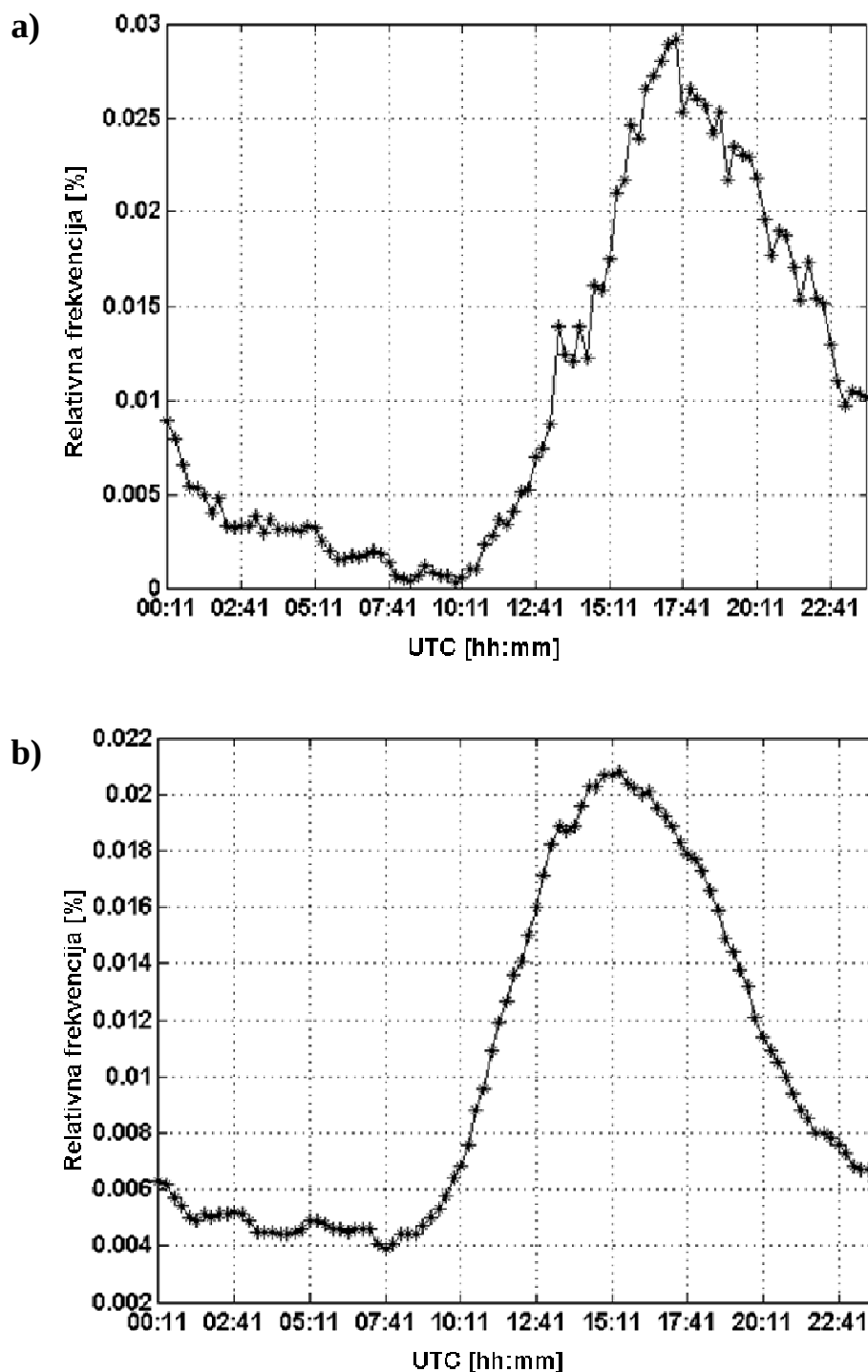
Slika 4.13: **a)** Prostorna raspodjela TL-a, **b)** detekcija OT-a koristeći COMB satelitsku metodu i **c)** TL-a 7.5 min prije i 7.5 min poslije termina satelitskog skena nad promatranim područjem (oko 11 min nakon nominalnog vremena satelitskog skena) u radijusu od 0.1° od položaja OT izračunata na mreži rezolucije $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ za razdoblje od svibnja do rujna 2009. i 2010. godine.

Tijekom svibnja OT-ovi su većim dijelom zapaženi iznad kontinentalnog područja, a njihov maksimalni broj zabilježen je u lipnju. U rujnu OT-ovi su uglavnom opaženi duž obalnog područja, kao i iznad mora (nije prikazano), što je također pokazano i u radu Bedke (2011). U područjima s intenzivnom grmljavinskom aktivnošću (jugoistočna Austrija, istočna Slovenija, zapadna Mađarska i Slovenija) (slika 4.13a), detektiran je i najveći broj OT-a (slika 4.13b). Nešto slabije podudaranje između prostornih razdioba grmljavinske aktivnosti i OT-a opaženo je na području jugoistočne Njemačke, gdje u dijelu s najviše grmljavinske aktivnosti nije detektiran značajan broj OT-ova. Međutim, vidljivo je da je u navedenom području intenzivna konvektivna aktivnost koja rezultira OT-om, praćena velikim brojem grmljavinskih izboja u blizini detektiranih OT-ova (slika 4.13c).

Slika 4.13c prikazuje prostornu distribuciju broja munja koje su se pojavile 7.5 min prije i 7.5 min poslije termina satelitskog skena (što je oko 11 min nakon nominalnog vremena satelitskog skena) iznad analiziranog područja u radijusu od 0.1° od položaja OT-a. Značajan broj grmljavinske aktivnosti zabilježen u blizini detektiranih OT-ova. Najveći broj munja u polju mreže rezolucije $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ zabilježen je na području Mađarske (oko 9500 grmljavinskih izboja što je oko 45% svih detektiranih munja). Na obalnom području istočne obale južnog Jadrana i obroncima Dinarida zabilježen je značajan broj munja u blizini OT-ova, što upućuje na intenzivnu konvektivnu aktivnost analiziranih oluja nad spomenutim područjem.

OT na vrhovima konvektivnih oblaka puno je češće zabilježen tijekom dana od 09:00 do 21:00 LST (lokalno vrijeme = UTC + 2 h) u usporedbi s onim zabilježenim tijekom noćnih sati između 21:00 i 09:00 LST (slika 4.14a). To se posebno odnosi na obronke planina. Također je vidljivo da grmljavinska aktivnost dominira tijekom dana, ponajprije nad kontinentalnim područjem. Iznad mora, osobito uz obalu zabilježen je veći broj grmljavinskih izboja i tijekom noćnih sati. Između 06:00 i 10:00 UTC učestalost detekcija OT-a (slika 4.14a), kao i zabilježenog broja munja (slika 4.14b) vidljivo je smanjena. Usporedbom vremenskih razdioba OT-a i munja uočene su i jasne razlike, osobito u razdoblju između 00:00 i 12:00 UTC. Tijekom noći i jutra, relativna čestina detekcije OT-a bitno je manja od one broja grmljavinskih izboja. Jedno od mogućih objašnjenja je što se razvoj konvekcije u noćnim satima tijekom ljeta uglavnom događa iznad mora ili uz obalu, gdje je konvektivna aktivnost uglavnom slabijeg intenziteta od one iznad kontinentalnog područja (Ávila i sur., 2010). Posljedično, grmljavinski izboji zabilježeni tijekom noći i jutra većim su dijelom produkt konvektivnih oblaka čija uzlazna struja nije dovoljno jaka za razvoj OT-a. Općenito,

najveći broj OT-a razvija se tijekom poslijepodneva i ranih večernjih sati (slika 4.14a) s izraženim maksimumom između 16:26 i 17:26 UTC.



Slika 4.14: Relativna frekvencija **a)** OT-ova detektiranih koristeći COMB objektivnu satelitsku metodu i **b)** TL-a izračunata za 15-min vremenske periode, tj. za intervale ± 7.5 min od termina satelitskog skena nad promatranim područjem (oko 11 min nakon nominalnog vremena satelitskog skena).

Vremenska raspodjela grmljavinske aktivnost pokazuje da je najveći broj grmljavinskih izboja zabilježen između 1300 i 1800 UTC, s maksimalnim brojem grmljavinskih izboja između 14:26 i 16:26 UTC. U razdoblju s maksimalnim brojem OT-ova grmljavinska aktivnost je bila intenzivna iz čega možemo zaključiti kako su obje pojave vrlo dobri indikatori duboke mokre konvekcije. Treba istaknuti da je trajanje OT-a ponekad kraće od 5 min, a novija istraživanja pokazuju da može biti i kraće od 2 min. Stoga određeni OT-ovi ne mogu biti detektirani koristeći 15-min satelitske podatke.

Usprkos blagom neslaganju u terminu maksimalnog broja grmljavinskih izboja i OT-a, dnevni hod grmljavinske aktivnosti uglavnom prati vremensku raspodjelu opaženih OT-a. Analizom vremenskih raspodjela utvrđeno je da se grmljavinske oluje s vrlo jakim uzlaznom strujom, koja ima za posljedicu OT na vrhovima konvektivnih oblaka, javljaju najčešće u kasnim poslijepodnevnim i ranim večernjim satima. Kako su grmljavinski izboji analizirani za cijelo proučavano razdoblje, a ne samo za dane s OT-om, maksimum u broju munja postignut je nešto ranije kao posljedica zbroja munja nastalih kod manje intenzivne konvektivne aktivnosti koja je učestalija od one s intenzivnom uzlaznom strujom i velikim brojem OT-a na vrhovima konvektivnih oblaka.

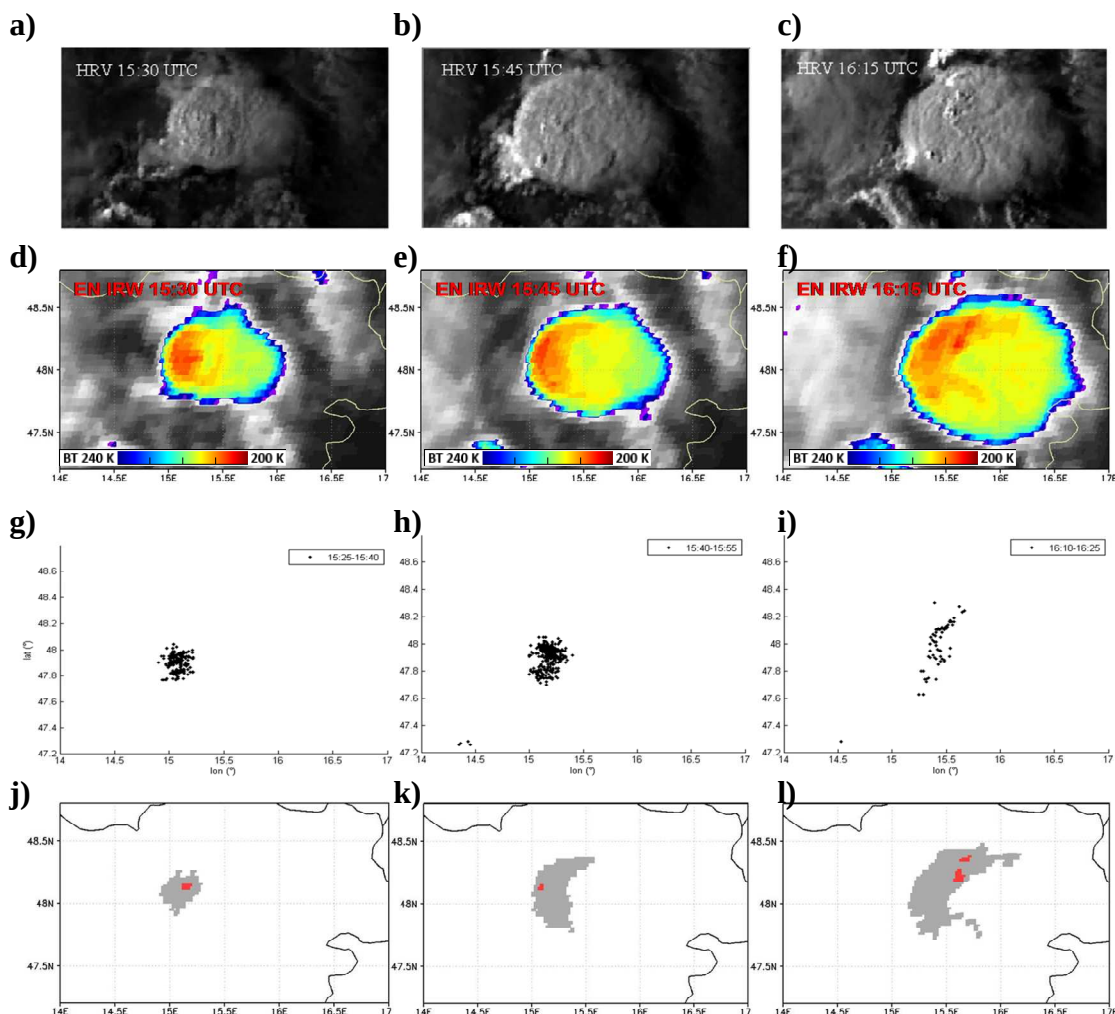
4.3.2.2 Karakteristike električnih pražnjenja

Broj, tip i polaritet munja povezani su s mikrofizičkim i dinamičkim procesima unutar konvektivnih oblaka zbog čega mogu pružiti korisne informacije o razvoju i intenzitetu promatranih grmljavinskih oluja (Perez i sur., 1997; Williams i sur., 1999; Buechler i sur., 2000., Tuomi i Larjavaara, 2005; Darden i sur., 2010). Najčešće karakteristika grmljavinskih oluja s OT-om na vrhovima konvektivnih oblaka je nagli porast broja TL-a u vrijeme oko pojave OT-a na satelitskim snimkama. Prijašnje studije pokazale su da grmljavinske oluje koje imaju jaču uzlaznu struju u pravilu imaju i veći potencijal za razvoj velikog ili ekstremnog broja grmljavinskih izboja (npr. Boccippio, 2002). Williams i sur. (1999) su proučavajući grmljavinske oluje na području Floride opazili nagli porast grmljavinske aktivnosti neposredno prije pojave neke od opasnih vremenskih prilika pri tlu. Brojne druge studije utvrdile su pozitivnu korelaciju između naglog porasta broja munja i opasnih vremenskih prilika (Bridenstine i sur., 2005; Wiens i sur., 2005; Steiger i sur., 2005, 2007; Gatlin, 2006; Montanya i sur., 2007, 2009; Dimitrova i sur., 2013).

Također, jedna od opaženih karakteristika grmljavinskih oluja jest pad broja CG grmljavinskih izboja, dok u isto vrijeme imamo nagli i značajan porast IC munja (Maddox i sur., 1997; Steiger i sur., 2005; Tessendorf i sur., 2007; Schultz i sur., 2011). Izrazito jake grmljavinske oluje u nekim slučajevima proizvode vrlo mali broj CG munja negativnog polariteta (Soula i sur., 2004; Montanya i sur., 2007), a grmljavinska aktivnost očituje se u prevladavajućim IC munjama, ali i značajnom broju CG munja pozitivnog polariteta (Lang i sur., 2000). Na temelju ranijih studija možemo zaključiti da za procjenu intenziteta grmljavinske oluje nije dovoljno analizirati samo CG grmljavinske izboje, već TL i to osobito kod intenzivnih oluja kao što su one koje dovode do pojave tornada (Perez i sur., 1997; Williams i sur., 1999; Tuomi i Larjavaara, 2005).

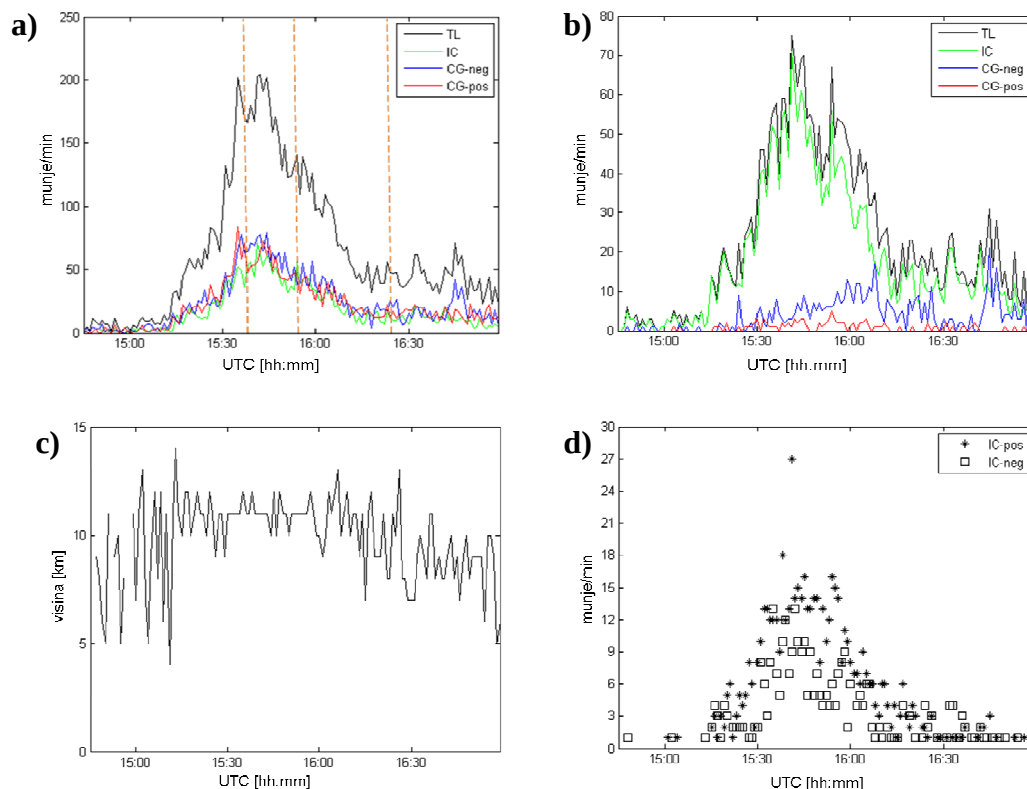
Za promatrani period, osim porasta broja TL-a, opažen je i porast amplitude struje nekoliko minuta prije detekcije OT-a na vrhovima konvektivnih oblaka. Značajne vrijednosti (ponekad i najveće zabilježene) amplitude struje munja opažene su i u fazi disipacije promatranane konvektivne ćelije. Također je nađeno da se IC munje javljaju na visini višoj od visine tropopauze te su povezane s OT-ovima na vrhovima konvektivnih oblaka koji prodiru kroz ravnotežni nivo u donju stratosferu. Broj IC munja u području OT-a iznad nivoa tropopauze značajno je manji od broja IC munja niže u konvektivnom oblaku. Slično su opazili i Chmielewski i sur. (2011) proučavajući grmljavinske oluje koje su rezultirale tornadom na području središnje Oklahome.

Karakteristike grmljavinske aktivnosti tijekom grmljavinskog nevremena s OT-om prikazane su na primjeru oluje 23.08.2010. (slika 4.15a-l). OT je vidljiv na HRV satelitskim snimkama u razdoblju između 15:30 i 16:15 UTC (slika 4.15a-c). U istom razdoblju opaženi su i OT-ovi koristeći COMB objektivnu satelitsku metodu (slika 4.15j-l). Istovremeno je na IR10.8 satelitskoj snimci vidljiv hladni prsten (slika 4.15d) karakteriziran središnjim toplom točkom (svijetlo zeleno do žuto na slici 4.15d) te okružen hladnim prstenastim područjem (crveno na slici 4.15d). Takva toplo/hladna struktura na vrhovima konvektivnih oblaka često je povezana s pojavom opasnih vremenskih pojava pri tlu (Iršić Žibert i sur., 2010). Na slici 4.15e i 4.15f središnja topla točka nije u potpunosti okružena hladnim prstenom nego formira hladno U/V. Takvi specifični termički oblici posljedica su aktivnosti OT-a te se razvijaju u povoljnim atmosferskim uvjetima gdje ključnu ulogu imaju smicanje vjetra na nivou tropopauze i jakost temperaturne inverzije iznad tropopauze (Setvák i sur., 2010).



Slika 4.15: Metosat 9 HRV satelitska snimka, sjeverna Italija, 23.08.2010. u **a)** 15:30, **b)** 15:45, **c)** 16:15 UTC i Meteosat 9 IR10.8 satelitska snimka gdje boje označavaju vrijednosti temperature u **d)** 15:30, **e)** 15:45 i **f)** 16:15 UTC. Prostorna raspodjela IC grmljavinskih izboja na visini višoj od 12 km na koliko je procijenjena visina tropopauze u prikazanoj grmljavinskoj oluji za vremenske periode **g)** 15:25-15:40, **h)** 15:40-15:55 i **i)** 16:10-16:25. Pikseli koji zadovoljavaju kriterije za detekciju OT-a koristeći COMB objektivnu satelitsku metodu (crveno) i pikseli u kojima je temperatura u kanalu IR10.8 < 215 K, te WV-IRW > 2 K i O₃-IRW > 10 K (sivo) u **j)** 15:30, **k)** 15:45 i **l)** 16:15 UTC.

Analiza grmljavinskih obilježja napravljena je za sve munje koje su zabilježene na putanji konvektivne ćelije sa specifičnim termičkim strukturama na vrhovima oblaka (slika 4.15). Nagli porast broja grmljavinskih izboja (slika 4.16a i 4.16b) jasno je vidljiv u trenutku kada je na satelitskoj snimci opažen OT. Počevši u 15:20 UTC ukupan broj munja konstantno raste te dostiže svoj maksimum od 202 munje u minuti u 15:35 UTC (slika 4.16a). U tom trenutku konvektivna ćelija pokazuje obilježja intenzivne oluje s OT-om (slika 4.15a-c) i hladnim prstenom na vrhovima (slika 4.15d-f). Poslije 15:42 UTC broj munja se smanjuje.



Slika 4.16: Vremenska raspodjela **a)** svih detektiranih munja (CG pozitivni, CG negativni, IC i TL i **b)** svih filtriranih munja (CG pozitivni > 10 kA, CG negativni > 10 kA, IC i TL) te **c)** srednja visina svih detektiranih IC munja i **d)** polaritet IC munja visine iznad 12 km dana 23.08.2010. godine za oluju prikazanu na slici 4.15. Crtkane linije (slika 4.16a) označavaju vremena u kojima su vidljivi OT-ovi na Meteosat 9 HRV satelitskim snimkama prikazanim na slikama 4.15a-c.

Vremenska raspodjela CG pozitivnih, CG negativnih i IC munja pokazuje vrlo slično ponašanje tijekom životnog ciklusa promatrane ćelije (slika 4.16a). Važno je napomenuti kako je ova oluja proizvela velik broj CG pozitivnih munja (2993 izboja između 14:45 i 17:00 UTC) što ukazuje da je postojao veći potencijal za razvoj opasnih vremenskih prilika pri tlu (Soula i sur., 2004; Wiens i sur., 2005). Broj CG pozitivnih izboja bio je približno jednak broju CG negativnih izboja (3268 CG negativnih izboja između 14:45 i 17:00 UTC) što može biti objašnjeno hipotezom o tzv. nagnutom dipolu (Brook i sur., 1982; Curran i Rust, 1992) gdje je kod jakog smicanja gornje područje pozitivnog naboja pomaknuto tako da se ne nalazi direktno iznad područja glavnog negativnog naboja. Tijekom najintenzivnijeg porasta TL-a, u razdoblju između 15:30 i 15:35 UTC broj CG pozitivnih munja bio je i nešto veći od broja CG negativnih munja (slika 4.16a).

Suprotno od ranije provedenih studija (npr. Carey i Rutledge, 2003; Montanya i sur., 2007, 2009) u ovom je radu analiza karakteristika munja napravljena bez prethodnog

filtriranja CG munja čija je amplituda struje manja od 10 kA. U prijašnjim studijama navedeno filtriranje napravljeno je zbog osjetljivosti korištenih senzora koji su najčešće IC munje pogrešno klasificirali kao CG munje s amplitudama struje manjim od 10 kA. Sažeto u Betz i sur. (2008), LINET senzori mogu detektirati značajno veći broj CG munja s malim amplitudama struje (< 10 kA) u usporedbi s ostalim sensorima. To je posebno vidljivo kod usporedbe raspodjele amplituda struje munja za različite mreže (vidi sliku 5.8 u Betz i sur., 2008).

Kako bi dobiveni rezultati bili usporedivi s rezultatima drugih studija, filtrirane su CG munje čije su amplitude struje bile manje od 10 kA (slika 4.16b). U tom slučaju broj IC munja značajno je veći od CG munja što je također pokazano u brojnim ranijim studijama (npr. Montanya i sur., 2007, 2009). Međutim, 96 % pozitivnih i 84 % negativnih CG munja tijekom analizirane grmljavinske oluje imalo je amplitude struje manje od 10 kA što dovodi do zaključka da je u ranijim istraživanjima analizirano ponašanje od oko 10 % ukupne CG grmljavinske aktivnosti. Medijan amplitude struje za sve pozitivne CG munje je 4.0 kA, a za sve negativne on iznosi -6.0 kA. Srednja amplituda struje (bez filtriranja) za pozitivne CG munje (11 kA u 15:00 UTC), negativne CG munje (16 kA u 15:03 UTC) i IC munje (19 kA u 15:00 UTC) pokazuje najveće vrijednosti u početku životnog ciklusa grmljavinske oluje oko 15:00 UTC (nije prikazano). To može dovesti do zaključka da se najveće amplitude vrlo često pojavljuju prije pojave opasnih vremenskih pojava na tlu kao što je primijećeno i u radu Dimitrova i sur. (2013).

Tijekom zrele faze oluje s najvećim brojem zabilježenih munja, specifičnim oblicima na vrhovima konvektivnih oblaka i opasnim vremenskim prilikama pri tlu, srednja amplituda struje munja bila je dosta niska uz vrijednost oko 8 kA (nije prikazano). Uz to, tijekom zrele faze zabilježen je značajan broj IC munja iznad 12 km visine (slika 4.15g-i), odnosno na visini tropopauze procijenjene pomoću podatke s tri najbliže radiosondažne postaje: Beč, Budimpešta i Zagreb (nije prikazano). Spomenute IC munje grupirane su oko područja OT-ova vidljivih na HRV satelitskim snimkama (slika 4.15a-c). Elliot i sur. (2012) za oluje koje su za posljedicu imale tornado pronašli su sekundarni maksimum grmljavinske aktivnosti oko područja OT-a koji je bio povezan s pojačanim elektriziranjem čestica oblaka uzrokovanim intenzivnom uzlaznom strujom na relativno malom području. Emersic i sur. (2011) također su opazili sekundarni maksimum grmljavinske aktivnosti oko nivoa tropopauze analizirajući tučonosne oluje. Budući da analizirane grmljavinske oluje iznad Europe nemaju toliko intenzivnu uzlaznu struju, sekundarni maksimum u području oko OT nije jasno izražen.

U ovom primjeru srednja visina IC munja polako je rasla tijekom razvoja konvektivne ćelije, a maksimalnu vrijednost od oko 14 km postigla je u 15:13 UTC (slika 4.16c). Tijekom zrelog stadija konvektivne ćelije srednja visina IC munja bila je gotovo konstantna, između 11 i 12 km. Nakon 16:12 UTC srednja visina IC munja počinje se smanjivati ukazujući na početak raspada konvektivne ćelije. Najveći broj IC munja na visinama iznad 12 km zapažen je tijekom zrele faze konvektivne ćelije kada je na satelitskim snimkama jasno vidljiv OT. One su bile dominantno pozitivnog polariteta (slika 4.16d). Potrebno je napomenuti kako je kod određivanja polariteta IC munja vjerojatnost pogreške nešto viša te samu interpretaciju treba uzeti s dozom opreza (Betz i sur., 2008).

4.3.3 Usporedba grmljavinske aktivnosti i karakteristika tuče

Vrlo složeni mikrofizički procesi koji su povezani s ledenim česticama u tučonosnim oblacima pojačavaju procese elektrifikacije oblaka što posljedično vodi do intenzivnije grmljavinske aktivnosti (Wiens i sur., 2005; Peterson i sur., 2005; Schultz i sur., 2009). Kako bismo provjerili pretpostavku da se intenzitet grmljavinske aktivnosti može povezati s pojavom tuče i karakteristikama zrna tuče, analizirane su karakteristike munja tijekom tučonosnih oluja koje su se premještale preko poligona tučomjera u sjeverozapadnoj Hrvatskoj u razdoblju od 2008. do 2012. godine, od svibnja do rujna. Za sve analizirane tučonosne oluje karakteristike tuče kao što su početak i kraj padanja tuče, maksimalni promjer zrna tuče i kinetička energija navedeni su u tablici 4.7, zajedno s brojem tučomjera unutar poligona na kojima je zabilježena tuča. Za sve navedene oluje analizirane su specifične strukture na vrhovima konvektivnih oblaka, vidljive na satelitskim snimkama, kao što su OT, hladni prsten i hladno U/V (tablica 4.7). Jedan od ciljeva ove analize bio je odrediti i analizirati obilježja grmljavinske aktivnosti tijekom jakih oluja praćenih pojavom tuče promjera većeg od 2 cm te utvrditi može li pojava karakterističnih struktura na vrhovima konvektivnih oblaka pomoći u procjeni intenziteta konvektivne ćelije.

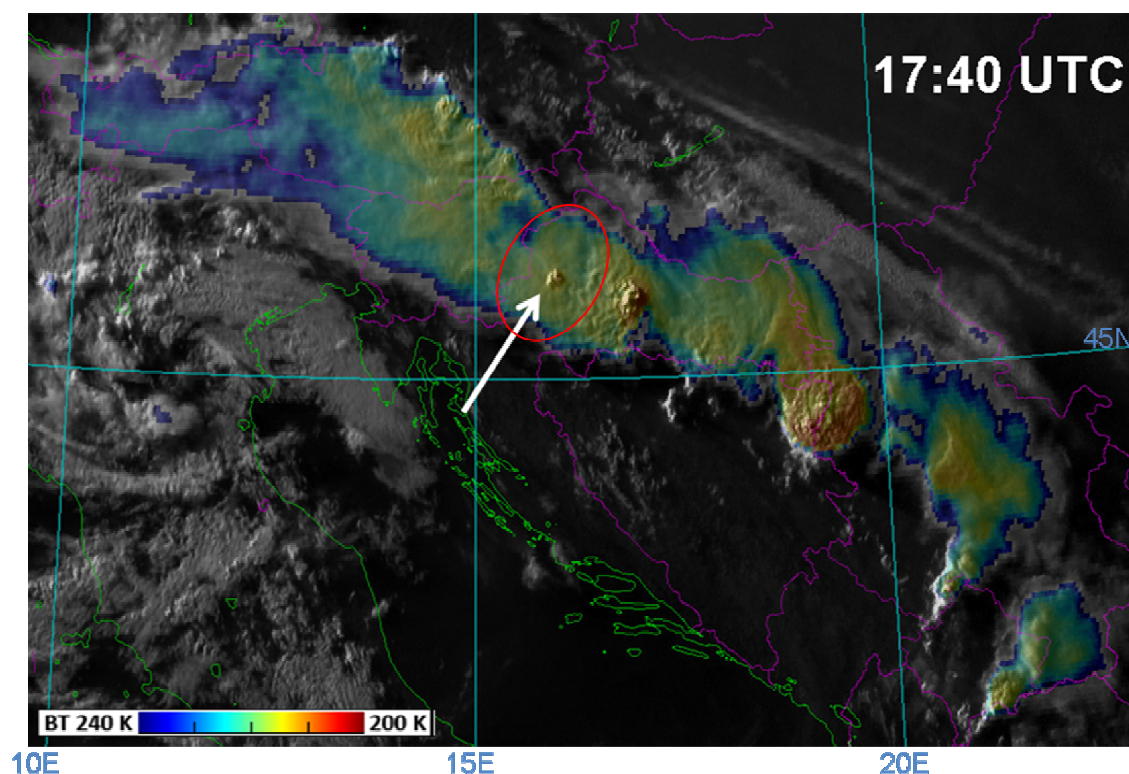
U većini promatranih slučajeva broj grmljavinskih izboja naglo raste neposredno prije početka padanja tuče. Navedena karakteristika utvrđena je i u nekim prijašnjim studijama (npr. Williams i sur., 1999; Dimitrova i sur., 2013) gdje je neposredno prije pojave tuče na tlu zabilježen tzv. skok u grmljavinskoj aktivnosti (od eng. lightning jump, nagli porast broja munja). Slučajevi u kojima nije pronađen karakterističan porast broja grmljavinskih izboja uglavnom su bili povezani s grmljavinskim olujama koje su za posljedicu imale tuču promjera manjeg od 1 cm i/ili one gdje je tuča zabilježena na manjem području (najčešće na samo jedan

ili dva tučomjera unutar poligona). Na samom početku padanja tuče često je vidljivo kratkotrajno smanjenje broja grmljavinskih izboja nakon čega slijedi naglo povećanje grmljavinske aktivnosti. Tijekom tučonosnih oluja koje su za posljedicu imale tuču promjera većeg od 2 cm na satelitskim snimkama vrlo često je opažen OT koji upućuje na postojanje jake uzlazne struje unutar Cb-a. (tablica 4.7). Karakteristične termičke strukture kao što su hladni prsten i hladno U/V također su jedan od pokazatelja intenzivne konvektivne aktivnosti. Iršić Žibert i sur. (2012) u velikom broju dana s tučom promjera uglavnom većeg od 2 cm, detektirali su hladno U/V ili hladan prsten na satelitskim snimkama. Tijekom perioda analiziranog u ovom radu, dana u kojem je zabilježna tuča promjera većeg od 2 cm bilo je svega 6, pa je za uspostavljanje povezanosti termičkih struktura i tuče potrebno napraviti detaljniju analizu koja bi uključivala veći broj spomenutih slučajeva.

U promatrane četiri ljetne sezone najveća zrna tuče zabilježena na tučomjerima u sklopu poligona bila su promjera 25.1 mm tijekom oluje 27.6.2008. te 25 mm kod nevremena 30.5.2008. Vrlo niske temperature na vrhovima konvektivnih oblaka zabilježene su tijekom nevremena 30.5.2008. što je vidljivo na IR10.8 satelitskoj snimci gdje boje označavaju vrijednosti temperature. Koristeći satelitski "sandwich" produkt u 17:40 UTC zapažen je OT u blizini poligona (slika 4.17). Mali hladni prsten također je vidljiv 30 min kasnije na IR10.8 satelitskoj snimci (nije prikazano).

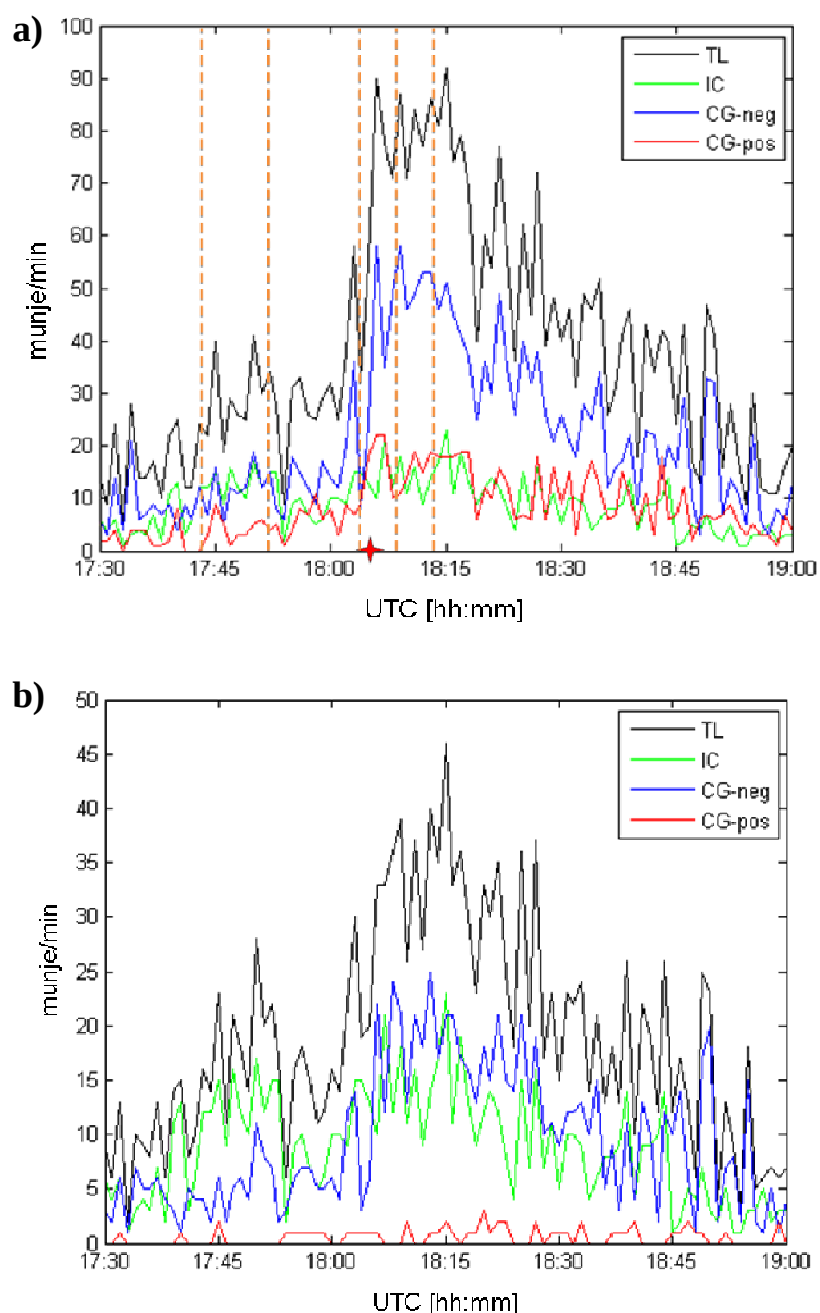
Tablica 4.7: Broj tučomjera na kojima je zabilježena tuča, vrijeme početka i kraja padanja tuče, te maksimalni promjer (Max. promjer) i maksimalna kinetička energija (Max. KE) zrna tuče za analizirane oluje iznad poligona tučomjera. Vertikalni profili efektivnog radijusa čestica u ovisnosti o temperaturi procijenjeni su za oluje koje su zabilježene tijekom dana (osjenčani redovi). Naznačena je i pojava OT-a ili hladnog U/V-a za analizirane oluje.

Datum	Broj tučomjera	Početak (UTC)	Kraj (UTC)	Max. promjer (mm)	Max. KE (Jm ⁻²)	OT	Hladno U/V ili prsten
06.05.2008	1	15:12	15:15	7.7	3.0	+	-
30.05.2008	12	18:05	18:35	25.0	66.0	+	+
03.06.2008	2	06:47	08:15	10.6	12.1	-	-
11.06.2008	5	15:45	16:32	16.3	41.6	-	-
17.06.2008	38	14:40	15:30	22.4	284.4	+	-
24.06.2008	7	19:30	19:46	16.0	36.6	+	-
27.06.2008	9	17:30	18:30	25.1	193.4	+	-
07.07.2008	13	19:50	20:10	21.5	51.6	+	-
14.07.2008	15	05:20	06:30	24.3	211.9	-	-
02.08.2008	2	14:45	15:10	10.8	13.9	+	+
08.08.2008	1	13:55	13:57	5.8	0.3	+	-
15.08.2008	6	21:05	21:43	13.5	48.9	+	-
15.-16.08.2008	7	23:00	00:02	13.1	59.6	-	-
23.08.2008	2	15:15	15:39	10.8	16.6	-	-
03.05.2009	1	14:30	14:33	7.0	1.3	-	-
04.05.2009	1	15:15	15:25	9.1	2.9	-	-
24.05.2009	4	21:30	21:32	11.0	6.9	+	-
26.05.2009	1	20:45	20:55	13.6	5.0	-	-
29.05.2009	1	14:45	14:47	6.8	0.3	-	-
10.06.2009	4	13:25	13:35	14.1	8.9	-	-
11.06.2009	3	15:25	15:30	10.4	3.5	-	-
05.07.2009	2	14:25	14:30	9.7	8.2	+	-
17.06.2010	1	19:05	19:10	10.6	16.8	+	+
04.07.2010	1	18:43	18:45	10.4	3.2	-	-
03.08.2010	3	15:20	15:40	15.5	15.3	-	-
01.05.2011	2	14:58	15:10	6.8	5.8	-	-
21.05.2011	1	14:55	15:05	10.0	1.0	+	-
24.05.2011	3	13:20	13:45	12.7	62.0	-	-
01.06.2011	1	14:20	14:25	7.3	2.7	-	-
01.06.2011	2	19:15	19:25	12.7	72.0	+	-
07.06.2011	1	19:58	20:03	8.8	1.5	-	-
19.08.2011	1	15:57	16:05	10.4	0.9	-	-
23.05.2012	13	15:10	15:30	18.2	47.7	+	-
24.05.2012	9	15:45	16:03	17.7	31.0	-	-
11.07.2012	14	22:30	22:55	23.2	162.6	+	-



Slika 4.17: Meteosat 8 "sandwich" produkt (HRV satelitska snimka na koju je nalijepljena poluprozirna IR.10.8 satelitska snimka na kojoj boje predstavljaju vrijednosti temperature) 30.05.2008. u 17:40 UTC. Praćena i analizirana konvektivna ćelija izdvojena je koristeći satelitske snimke i podatke o munjama, te je na slici zaokružena crvenom linijom.

Za vrijeme ove konvektivne oluje na 13 tučomjera u zapadnom dijelu poligona zabilježena je tuča u razdoblju između 18:05 i 18:35 UTC. Analiza karakteristika grmljavinske aktivnosti napravljena je koristeći podatke o munjama koje su zabilježene tijekom životnog ciklusa promatrane konvektivne ćelije. Promatrana ćelija izdvojena je i praćena koristeći satelitske snimke i podatke o munjama. Vremenska raspodjela TL-a, kao i zasebno CG pozitivnih, CG negativnih i IC munja za analiziranu konvektivnu ćeliju prikazana je na slici 4.18. Najveći broj grmljavinskih izboja zabilježen je između 18:00 i 18:30 UTC s istaknutim maksimumom između 18:06 i 18:15 UTC (slika 4.18). U razdoblju između 18:00 i 18:10 UTC, pomoću satelitskih snimaka, na vrhovima konvektivne oluje detektiran je OT. Prvi značajniji porast broja grmljavinskih izboja zabilježen je između 17:41 i 17:45 UTC što se poklapa s vremenom pojave OT-a na satelitskoj snimci u 17:40 UTC. Tijekom praćene tučonosne oluje zabilježen je veliki broj CG negativnih munja (1929) te značajno manji broj CG pozitivnih munja (743), osobito za vrijeme padanja tuče (slika 4.18).



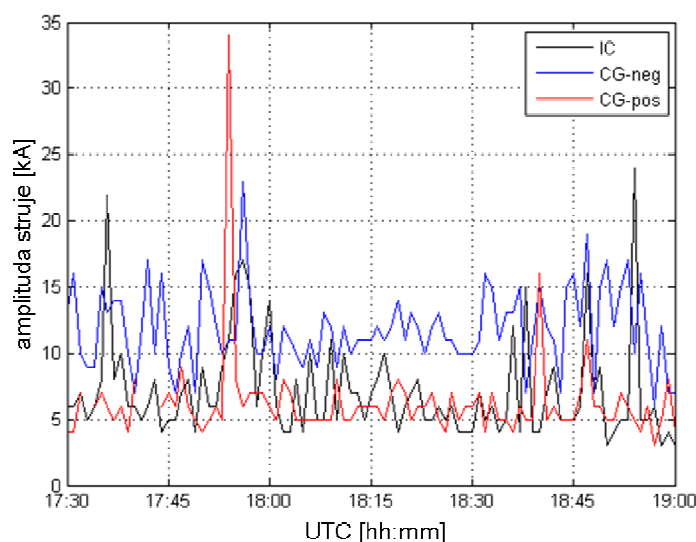
Slika 4.18: Vremenska raspodjela **a)** munja (CG pozitivne, CG negativne, IC munje te TL i **b)** filtriranih munja (CG pozitivne > 10 kA, CG negativne > 10 kA, IC munje i TL) za grmljavinsku oluju 30.05.2008. godine prikazanu na slici 4.17. Nominalna vremena satelitskih skenova u kojima je detektiran OT su: 17:40, 17:50, 18:00, 18:05 i 18:10 UTC, te su označena isprekidanim linijama. Crvena zvjezdica (slika 4.18a) označava početak padanja tuče nad poligonom (18:05 UTC).

Od ukupnog broja opaženih CG negativnih munja 55 % ima amplitudu struje manju od 10 kA, pri čemu medijan iznosi -8.8 kA, a srednja vrijednost -11.77 kA. Tijekom životnog ciklusa analizirane tučonosne ćelije vidljiv je kontinuiran porast broja CG munja negativnog

polariteta i TL-a. Broj detektiranih CG pozitivnih munja tijekom cijelog analiziranog perioda je mali. Uspoređujući ove rezultate s rezultatima prethodnih studija (npr. Soula i sur., 2004), ponašanje promatrane grmljavinske aktivnosti u tučonosnoj ćeliji odstupalo je od uobičajenog. Međutim, unatoč „netipičnom“ ponašanju grmljavinske aktivnosti intenzitet oluje kao i veliki potencijal za razvoj opasnih vremenskih prilika vidljiv je na slici 4.18a u naglom porastu broja munja, ponajprije CG negativnih munja neposredno prije početka padanja tuče.

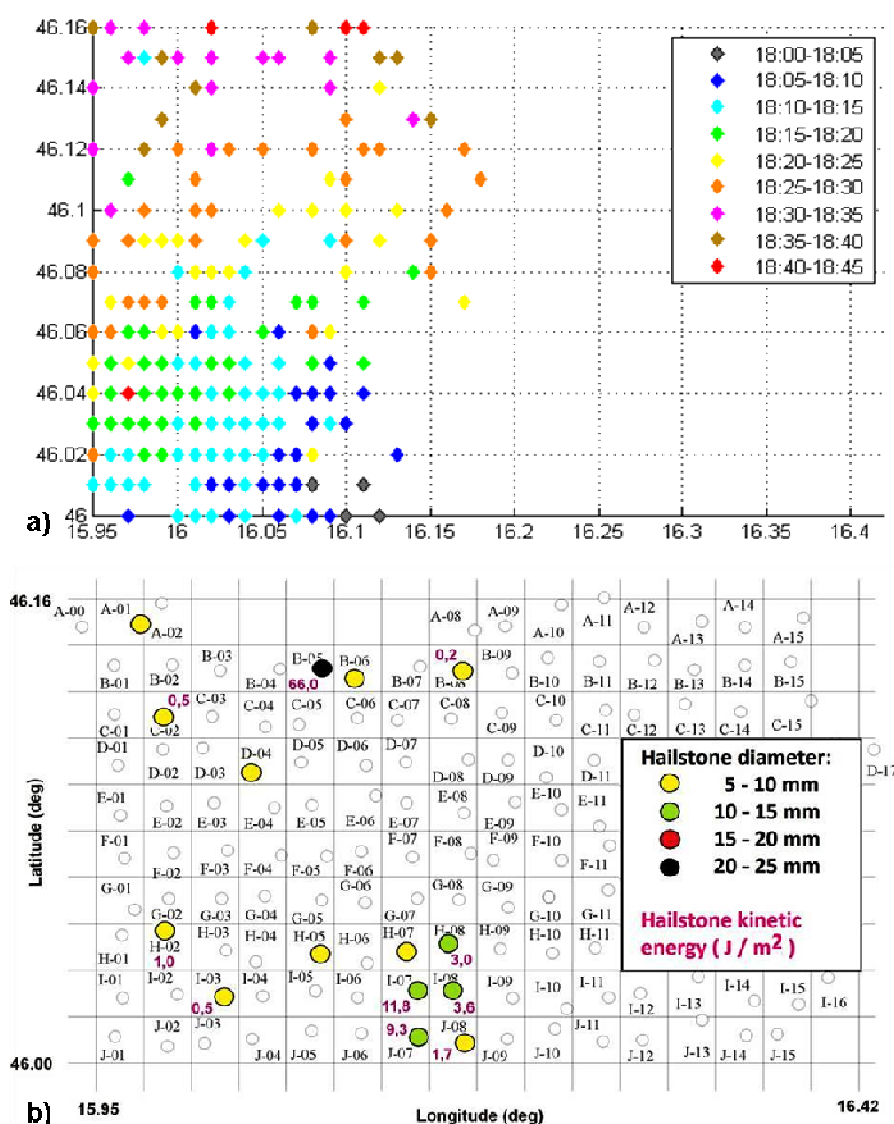
Ova tučonosna ćelija pokazuje i nekarakteristično ponašanje IC munja, čiji je broj tijekom cijelog životnog ciklusa relativno mali. U trenutku početka padanja tuče (18:05 UTC) broj CG negativnih munja i TL munja bilježi vidljivi pad (slika 4.18a). Najveća vrijednost srednje amplitude struje CG negativnih (23 kA u 17:56 UTC), CG pozitivnih (34 kA u 17:54 UTC) i IC (22 kA u 17:36 UTC i 17 kA u 17:56 UTC) munja uočena je prije početka padanja tuče nad poligonom (slika 4.19). Vremena u kojima su munje imale najveće vrijednosti amplitude struje poklapaju se s vremenom opaženog OT-a na vrhovima konvektivnog oblaka u 17:40 UTC. Za vrijeme padanja tuče (između 18:05 i 18:30 UTC) srednja vrijednost amplitude struje bila je značajno manja u usporedbi s vrijednostima prije i nakon padanja tuče.

Tuča je zabilježena na 13 tučomjera u području poligona, pri čemu je na samo jednom tučomjeru promjer zrna tuče bio veći od 2 cm, dok je na ostalima bio između 0.5 i 1.5 cm (slika 4.20b).



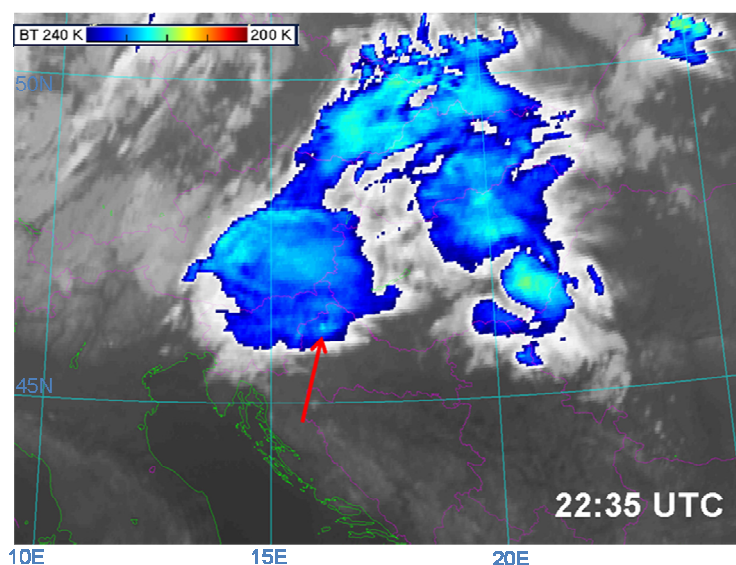
Slika 4.19: Srednja amplituda struje (kA) CG pozitivnih, CG negativnih i IC munja tijekom grmljavinske oluje 30.05.2008. godine.

Usporedbom vremensko-prostorne raspodjele grmljavinskih izboja (slika 4.20a) s prostornom raspodjelom maksimalnog promjera i kinetičke energije zrna tuče (slika 4.20b) vidljivo je da su najveća zrna tuče, promjera između 10 i 15 mm, te veće vrijednosti pripadne kinetičke energije zabilježene na početku padanja tuče, u periodu između 18:05 i 18:10 UTC. Tijekom tog perioda zabilježen je i nagli porast broja munja, s 25 munja u jednoj minuti na 92 munje u jednoj minuti (slika 4.18a). Nagli porast ukupnog broja munja, kao jedna od karakteristika grmljavinske aktivnosti može biti vrlo korisna informacija u prognozi neposrednog razvoja vremena, ponajprije za procjenu mogućnosti nastanka opasnih vremenskih pojava pri tlu (Schultz i sur., 2009; Emersic i sur., 2011).



Slika 4.20: a) Vremensko-prostorna raspodjela munja i b) prostorna raspodjela maksimalnog promjera zrna tuče i kinetičke energije za oluju 30.05.2008. godine.

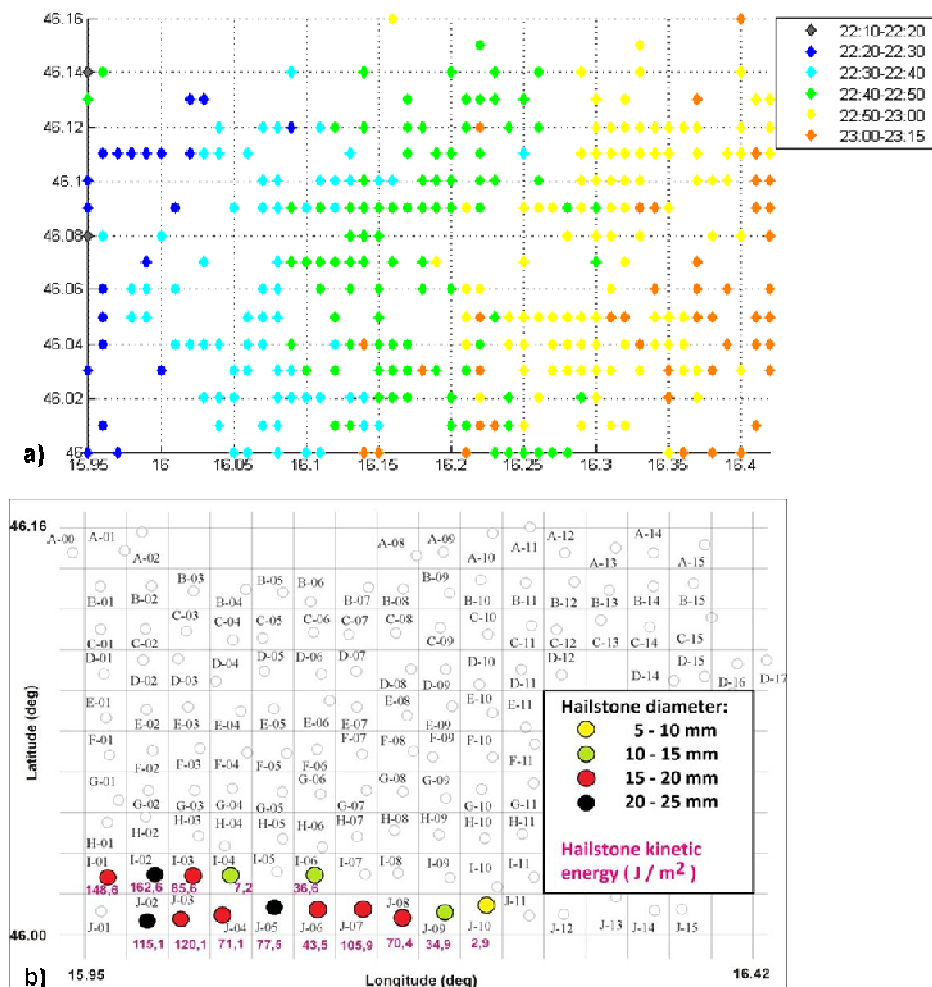
Za razliku od predhodnog u kojem je zabilježen znatno veći broj CG munja, u sljedećem primjeru grmljavinska aktivnost pokazuje tipično ponašanje intenzivnih tučonosnih oluja kakvo su prije zapazili Montanya i sur. (2007, 2009). U ovom slučaju broj IC grmljavinskih izboja značajno je veći od broja CG munja. Na IR10.8 satelitskoj snimci (slika 4.21) jasno je vidljiva konvektivna oluja koja ima relativno tople vrhove, temperature uglavnom više od -40°C . Razlog razmjerno „toplim“ vrhovima konvektivnog oblaka najčešće je niska tropopauza. Visina tropopauze u ovom je slučaju procijenjena na temelju podataka s radiosondažne postaje u Zagrebu u 12:00 UTC i bila je oko 9.5 km. Budući da se grmljavinska oluja razvila u okružju s relativno niskom tropopauzom, vrhovi oblaka dosežali su manje visine i posljedično bili topliji.



Slika 4.21: Meteosat 8 IR10.8 satelitska snimka gdje boje predstavljaju vrijednosti temperature 11.07.2012. godine u 22:40 UTC. Crvena strelica označava područje hladnije od okolnih piksela koje predstavlja potencijalni OT iznad područja poligona tučomjera.

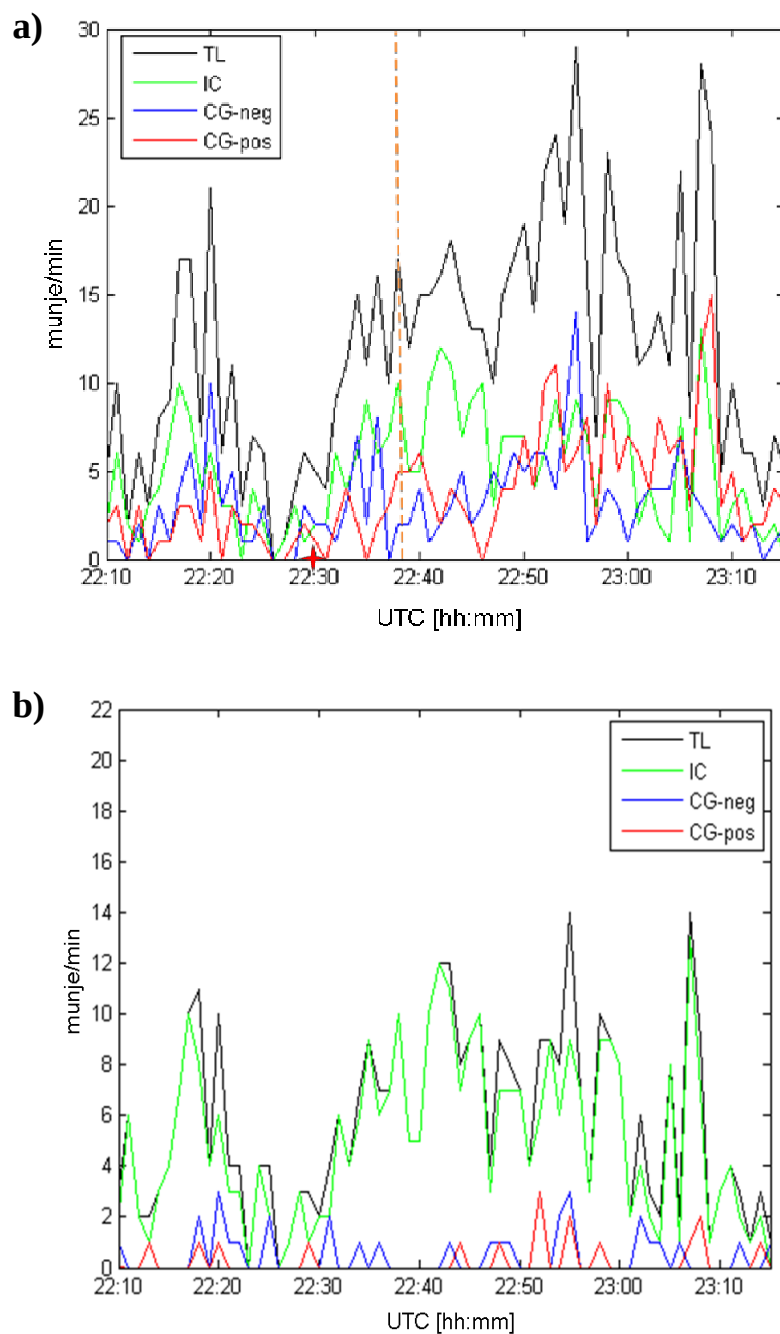
Malo okruglo područje na satelitskoj snimci IR10.8, koje je vidljivo hladnije od okolnih piksela, najvjerojatnije predstavlja OT koji se nalazi u blizini poligona tučomjera i na slici 4.21 označeno je crvenom strelicom. Kako se u ovom primjeru radi o noćnom slučaju, HRV satelitske snimke nisu bile dostupne pa nije bila moguća vizualna detekcija kao ni provjera radi li se uistinu o OT-u. Osim toga, objektivna satelitska detekcija pomoću podataka IR kanala, opisana u prethodnim poglavljima, značajno ovisi o termodinamičkim karakteristikama oluje (Setvák i sur., 2008a), kao i o prostornoj i vremenskoj rezoluciji satelitskih podataka (Mikuš i Strelec Mahović, 2012). U ovom je primjeru temperatura vrhova

konvektivnog oblaka viša od 215 K, pa kriteriji koji se koriste za detekciju OT-a u objektivnim satelitskim metodama nisu zadovoljeni te OT nije mogao biti detektiran korištenjem spomenutih metoda. Ovakve konvektivne oluje, s razmjerno toplim vrhovima oblaka, koje su aktivne tijekom noći još uvijek predstavljaju najveći problem kod detekcije OT-a, ponajviše zbog zadanih kriterija za temperaturu u IR10.8 i nemogućnosti korištenja satelitskih snimki u vidljivom dijelu spektra.



Slika 4.22: a) Vremensko-prostorna raspodjela munja i b) prostorna raspodjela maksimalnog promjera zrna tuče i kinetičke energije za oluju 11.07.2012. godine.

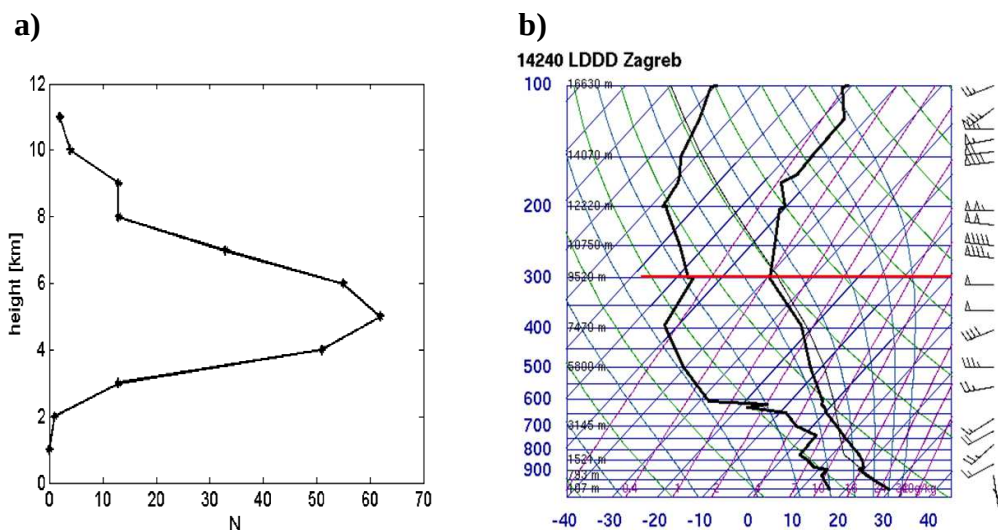
Zrna tuče najvećeg promjera (> 2 cm) i kinetičke energije (slika 4.22b) između 110 i 160 Jm^{-2} zabilježena su u početnim trenucima padanja tuče. Tuča je padala samo iznad južnog dijela (slika 4.22b), dok je grmljavinska aktivnost bila gotovo iznad cijelog područja poligona (slika 4.22a). Broj munja zabilježen tijekom životnog vijeka promatrane tučonosne oluje bio je znatno manji (slika 4.23) u usporedbi s prethodnim primjerom (slika 4.18), ali je prije početka padanja tuče vidljiv nagli porast broja munja (slika 4.23).



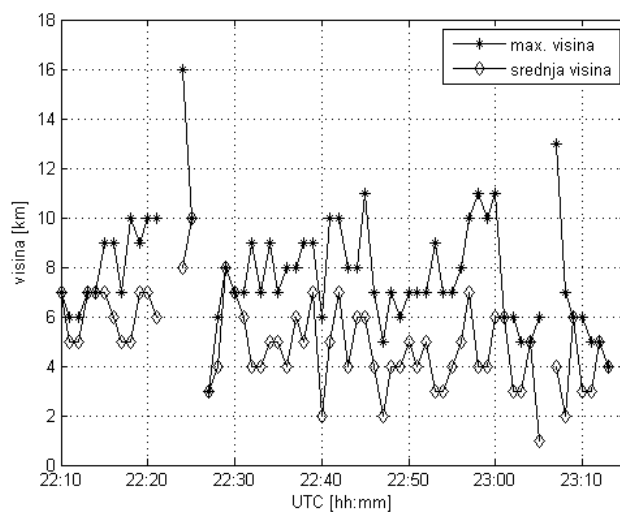
Slika 4.23: Vremenska raspodjela **a)** munja (CG pozitivne, CG negativne, IC munje te TL) i **b)** filtriranih munja (CG pozitivne > 10 kA, CG negativne > 10 kA, IC munje, te TL) za grmljavinsku oluju 11.07.2012. godine. Na slici **a)** isprekidana linija označava nominalno vrijeme satelitske snimke na kojoj je detektiran OT, dok crvena zvjezdica označava početak padanja tuče nad poligonom (22:30 UTC).

U razdoblju između 22:15 i 22:20 UTC vidljiv je porast broja munja (slika 4.23a), a nakon 10 min zabilježena je tuča na poligonu. Poslije 22:40 UTC grmljavinska aktivnost raste. U tom razdoblju na poligonu nije zabilježena tuča pa je stoga detaljnija analiza

karakteristika grmljavinske aktivnosti provedena za period između 22:10 i 22:40 UTC. Grmljavinski izboji od kojih 85 % CG negativnih i 93 % CG pozitivnih imali su amplitudu struje manju od 10 kA (slika 4.23b). Srednja amplituda bila je -6.9 kA za CG negativne i 5.8 kA za CG pozitivne munje.



Slika 4.24: a) Raspodjela broja IC munja po visini za tučonosnu oluju 11.07.2012. godine i b) termodinamički dijagram (eng. skew-T log-P) za podatke radiosondažne postaje Zagreb u 12:00 UTC 11.07.2012. godine. Nivo tropopauze označen je crvenom linijom.



Slika 4.25: Vremenska raspodjela maksimalne i srednje visine IC munja za tučonosnu oluju 11.07.2012. godine.

Najviše IC munja bilo je na visinama između 4 i 7 km s maksimumom na 5 km što također pokazuje da je visina vrhova konvektivnih oblaka prilično niska za tučonosnu oluju (slika 4.24a). Međutim, neposredno prije početka padanja tuče oko 22:25 UTC maksimalna i

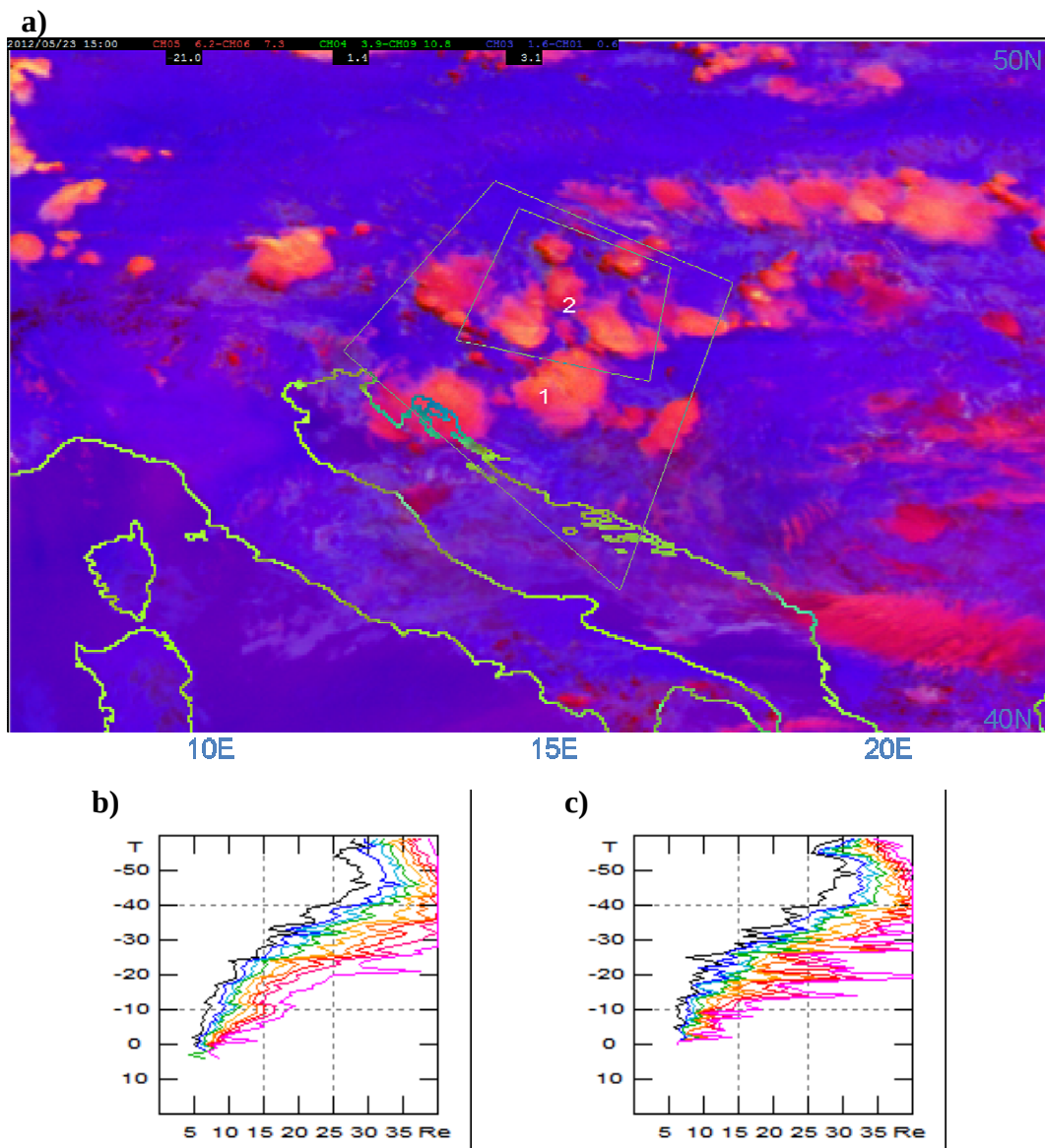
srednja visina IC munja bila je nešto viša u usporedbi s visinama IC munja u trenutku padanja tuče (slika 4.25). Isti rezultat da neposredno prije padanja tuče dolazi do povećanja visine IC munja pokazali su i Betz i Mohrlein (2014). Prema tome, iz provedene analize slijedi da vremenska raspodjela visina IC munja može biti dobar pokazatelj intenziteta konvektivne ćelije.

4.3.3.1. Satelitski određene mikrofizičke karakteristike tučonosnih oblaka

Svojstva reflektirane komponente MSG SEVIRI 3.9 μm kanala omogućuju procjenu veličine čestica u konvektivnom oblaku. Najveća refleksivnost u kanalu IR3.9 odgovara malim kapljicama vode. Kako ovdje promatramo konvektivne oluje kod kojih se na vrhovima nalaze ledeni kristalići, veća refleksivnost povezana je s malim kristalićima leda na vrhovima oblaka. Takve male čestice na vrlo niskim temperaturama vrhova konvektivnih oblaka upućuju na postojanje jake uzlazne struje, gdje zbog velikih brzina čestice u oblaku nemaju dovoljno vremena za rast.

Prema Lensky i Rosenfeld (2008) područje jake uzlazne struje kod konvektivnih oluja na satelitskom RGB kompozitu "konvektivne oluje" (od eng. "convective storms RGB") prikazano je žutom ili svijetlo žutom bojom (primjer takvog RGB kompozita prikazan je na slici 4.26a). Žuta boja na spomenutom RGB produktu posljedica je udjela zračenja u različitim MSG SEVIRI kanalima: I) razlika temperatura WV6.2 – WV7.3 je oko nule u području OT-a (modulacija crvene boje na RGB kompozitu); II) velike pozitivne vrijednosti razlike IR3.9–IR10.8 (modulacija zelene boje na RGB kompozitu) pronađene su na vrhovima konvektivnih oblaka s malim česticama pri čemu dolazi do homogenog smrzavanja čestica oblaka u jakoj uzlaznoj struji; i III) velike negativne vrijednosti razlika NIR1.6–VIS0.6 (modulacija plave boje na RGB kompozitu) uzrokovane velikom apsorpcijom od strane ledenih kristalića u kanalu 1.6 μm (Strelec Mahović i Zeiner, 2009).

Pomoću svojstva refleksivnosti u kanalu IR3.9 te informacije o temperaturu u kanalu IR10.8 analizirani su vertikalni profili efektivnog radijusa čestica u ovisnosti o temperaturi (T-re) koristeći metodu opisanu u radu Lensky i Rosenfeld (2008). Analiza je napravljena za sve tučonosne oluje koje su opažene iznad poligona tučomjera tijekom toplog dijela godine u razdoblju od 2008. do 2012. Informacije o refleksivnosti u IR3.9 kanalu raspoložive su samo tijekom dana zbog čega je analizirano 20 slučajeva u 5-ogodišnjem razdoblju (osjenčani redovi u tablici 4.7).



Slika 4.26: a) Meteosat 8 RGB kompozit "konvektivne oluje" (od eng. "convective storms") (WV6.2 – WV7.3 modulira crvenu boju, IR3.9 – IR10.8 modulira zelenu boju, a NIR1.6-VIS0.6 modulira plavu boju u RGB kompozitu) za 23.05.2012. u 15:00 UTC. Žućkasta boja na RGB kompozitu najčešće ukazuje na postojanje malih kristalića leda na vrhovima konvektivnih oblaka. Poligon 1 i poligon 2 označavaju područja za koja su napravljeni vertikalni profili efektivnih radijusa čestica u ovisnosti o temperaturi (eng. T-re profiles) na osnovu podataka o refleksivnosti iz kanala IR3.9 i temperature iz kanala IR10.8. **b) i c)** vertikalni profili efektivnog radijusa čestica za poligon 1 i poligon 2. Zelena linija predstavlja medijan, dok su ostale linije percentili, počevši od 10% (prva linija s lijeva) do 100% (prva linija s desna).

U gotovo svim slučajevima vertikalni profili su ukazali na postojanje malih kristalića leda pri niskim temperaturama ($r_e = 25 \mu\text{m}$ na temperaturi od $-30 \text{ }^\circ\text{C}$, $r_e = 30 \mu\text{m}$ na

temperaturi od $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$), što potvrđuje postojanje jake uzlazne struje u konvektivnim ćelijama. Svi vertikalni profili efektivnog radijusa čestica u ovisnosti o temperaturi usporedivi su s profilima dobivenima u radu Rosenfeld i sur. (2008) (vidi njihovu sliku 8b). Konvektivne ćelije, koji nisu dovele do opasnih vremenskih prilika pri tlu, imaju vidljivo drugačiju raspodjelu veličine čestica u ovisnosti o temperaturi. U takvim slučajevima relativno velike čestice, efektivnih radijusa većih od $35\text{ }\mu\text{m}$, nalaze se na temperaturi od oko $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Rosenfeld i sur., 2008).

Na slici 4.26 prikazan je primjer analizirane tučonosne oluje za čijeg je trajanja na 13 tučomjera u području poligona opažena tuča maksimalnog promjera 18.2 mm i maksimalne kinetičke energije od 47.7 Jm^{-2} . Vrijeme padanja tuče iznad poligona procijenjeno je na oko 20 min, od 15:10 do 15:30 UTC. Područja na temelju kojih su napravljeni vertikalni profili efektivnog radijusa čestica označeni su na slici 4.26a iz čega je vidljivo da ona ne uključuju samo područje analizirane ćelije. Kako bi se dobio reprezentativni vertikalni profil potrebno je analizirati konvektivne ćelije u različitim fazama razvoja na većem području.

Analizom vertikalnih profila moguće je procijeniti koliko su atmosferski uvjeti unutar označenog područja povoljni za razvoj jake uzlazne struje koja može za posljedicu imati opasne vremenske prilike pri tlu. Vertikalni profili u ovom primjeru (slike 4.26b i c) ukazuju na postojanje jake uzlazne struje iznad područja od interesa 10 do 15 min prije početka padanja tuče. Rosenfeld i sur. (2008) u svojoj analizi zabilježili su i potencijalno "opasne" vertikalne profile 1.5 h prije pojave tornada ili velike tuče (promjera većeg od 2 cm) što omogućuje korisnu informaciju u prognozi razvoja opasnih vremenskih prilika. Međutim, potrebno je napomenuti da takva analiza još uvijek nije operativna; ponajprije, jer je potrebno vrlo pažljivo i smisleno odabrati područje za koje će biti izrađeni spomenuti profili.

5. ZAKLJUČAK

U ovoj disertaciji su u analizi opasnih konvektivnih oluja korišteni satelitski podaci i podaci o električnom pražnjenju. Cilj je bio pronaći metode kojima bi se pomoću podataka daljinskih mjerenja mogao procijeniti intenzitet oluje i omogućiti prognoza neposrednog razvoja. Osnovne teze bile su: I) određene strukture na vrhovima konvektivnih oblaka (OT, hladni prsten, hladni U/V) koje se mogu detektirati pomoću satelitskih podataka, povezane su s ekstremnim vremenskim prilikama; II) na temelju promjena u grmljavinskoj aktivnosti može se utvrditi u kojoj je fazi razvoja konvektivna ćelija te procijeniti njezin potencijal za razvoj opasnih vremenskih prilika na tlu.

U prvom dijelu rada uspoređene su različite objektivne satelitske metoda za detekciju OT-a na vrhovima konvektivnih oblaka. Testirane su četiri objektivne metode: WV-IRW, CO₂-IRW, O₃-IRW i COMB metoda koje se temelje na kombinaciji SEVIRI kanala u IR dijelu spektra. Rezultati su uspoređeni sa subjektivno određenim OT-ovima na HRV satelitskim snimkama. COMB metoda pokazala se kao najprikladnija za objektivnu detekciju OT-a nad promatranim područjem, jer je imala najmanji broj pogrešnih detekcija. U području OT-ova koji su opaženi na HRV satelitskim snimkama nalazilo se 80 % piksela koji su zadovoljavali kriterije za detekciju OT-a koristeći COMB metodu. U nekim slučajevima kriteriji za detekciju OT-a zadovoljeni su i na nekoliko kilometara većem području od onog koje uistinu predstavlja OT. Većina pogrešno detektiranih OT piksela (koji nisu u blizini OT-a opaženog na HRV satelitskim snimkama) nalaze se u području specifičnih termičkih oblika, kao što su hladni prsten ili hladno U/V, detektiranih na IR10.8 satelitskim snimkama. Spomenute strukture javljaju se isključivo tijekom vrlo jake konvektivne aktivnosti (Setvák i sur., 2010), koja je često praćena nekom od ekstremnih vremenskih prilika pri tlu, kao što je krupna tuča, olujni ili orkanski udari vjetra i jak pljusak (Iršić Žibert i sur., 2010). Stoga se može zaključiti da i u slučajevima pogrešno određenih OT piksela, COMB metoda ukazuje na područje koje je povezano s intenzivnom konvekcijom.

Određen broj OT-ova ne može se odrediti pomoću objektivne satelitske metode koje se temelje na podacima SEVIRI kanala u IR dijelu spektra, iako su jasno vidljivi na HRV satelitskim snimkama. Takvi slučajevi najčešće uključuju OT-ove čija je temperatura viša od 215 K, tj. "tople" OT-ove. Oni nisu toliko česti, ali ipak mogu za posljedicu imati neke od opasnih vremenskih prilika. Također, detekcija OT-ova uvelike ovisi o prostornoj rezoluciji satelitskih podataka, tj. ponekad OT-ovi koji su vidljivi na HRV satelitskim snimkama

prostorne rezolucije od 1 km zbog svoje manje površine, ne mogu biti detektirani pomoću objektivnih metoda koje koriste satelitske podatke prostorne rezolucije od 3 km.

Analizom podataka s automatskih meteoroloških postaja pokazano je da u blizini OT-ova najčešće dolazi do pojave pljuskova kiše te jakih ili olujnih udara vjetra, što potvrđuje da je OT dobar pokazatelj navedenih vremenskih uvjeta. Također je u značajnom broju slučajeva zamijećen pad temperature te nagli porast relativne vlažnosti. U kontinentalnom dijelu Hrvatske tuča je opažena u 38 % slučajeva u blizini OT-ova određenih pomoću COMB satelitske metode. Jedan od mogućih razloga nešto "slabije" povezanosti tuče i pojave OT-a su vrlo strogi kriteriji za vremenski odmak i veličinu analiziranog područja koji moraju biti zadovoljeni da bi pojava tuče bila povezana s detektiranim OT-om. OT je samo jedan od satelitskih pokazatelja intenzivne konvekcije i većeg potencijala za razvoj opasnih vremenskih prilika pri tlu. Drugim riječima, opaženi OT nije jednoznačan pokazatelj, već je u takvim situacijama potrebno provesti detaljniju analizu konvektivne oluje koristeći satelitske, ali i ostale raspoložive podatke kako bi se procijenio potencijal za razvoj opasnih vremenskih prilika pri tlu. Neki od ostalih satelitskih pokazatelja su: I) karakteristične termalne strukture, hladni prsten ili hladno U/V na vrhovima konvektivnih oblaka (vidljive na IR10.8 satelitskoj snimci gdje boje označavaju vrijednosti temperature), II) ćelije koje se kreću u desno (vidljivo na vremenskim nizovima HRV i IR10.8 satelitskih snimaka) i III) perjanice iznad nakovnja Cb-a (vidljivo na HRV satelitskim snimkama) koje ukazuju na prodor OT-a kroz nivo tropopauze u nižu stratosferu (Putsay i sur., 2011a).

Osim satelitskih podataka, dobar pokazatelj intenzivne konvektivne aktivnost je atmosfersko pražnjenje. Analiza grmljavinske aktivnosti napravljena je za sedmogodišnje razdoblje kako bi se dobio uvid u prostornu, vremensku i sezonsku raspodjelu munja. Maksimum grmljavinske aktivnost zabilježen je u sjeveroistočnoj Italiji i zapadnoj Sloveniji, kao i u jugoistočnoj Njemačkoj i Austriji. Na području Hrvatske grmljavinski najaktivnije područje je istarski poluotok u ljetnim mjesecima, dok je tijekom jeseni značajna grmljavinska aktivnost zabilježena u obalnom području južne Dalmacije. Iznad najviših vrhova Alpa, Apenina i Dinarida zabilježen je najmanji broj grmljavinskih izboja. Iznad navedenih područja atmosfera je najčešće razmjerno stabilna i suha, te posljedično ima i manji potencijal za razvoj grmljavinskih oluja. Nad morem također je izražen minimum grmljavinske aktivnosti, ali to je u velikoj mjeri posljedica smanjenog broja senzora iznad morskih površina.

U proljeće dolazi do porasta grmljavinske aktivnosti nad kontinentalnim dijelom analiziranog područja, što je osobito vidljivo tijekom svibnja. Ljetni mjeseci su očekivano

grmljavinski najaktivniji, pri čemu se intenzivne konvektivne oluje najčešće javljaju iznad kopna s izraženim maksimumom u podnožju Alpa, osobito u regiji Friuli Venezia Giulia na sjeveru Italije. Intenzitet grmljavinske aktivnosti nad morem i uz obalu raste tijekom jesenskih mjeseci kao posljedica jačeg temperaturnog kontrasta između hladnijeg zraka i tople površine mora. U zimi je grmljavinska aktivnost vrlo slabog intenziteta i uglavnom koncentrirana uz obalna područja.

U prosjeku oko 70 % munja su munje negativnog polariteta, a nešto više od 30 % otpada na munje pozitivnog polariteta. Takav rezultat slaže se s novijom studijom od Wapler (2013), ali ne i s brojnim starijim studijama gdje je udio detektiranih pozitivnih munja bitno manji (Finke i Hauf, 1996; Schulz i sur., 2005), što je najvjerojatnije posljedica osjetljivosti korištenih senzora. LINET senzori korišteni u ovoj analizi mogu detektirati i munje koje imaju amplitudu struje manju od 5 kA što bitno utječe na rezultat. Upravo su munje malih amplituda (manjih od 10 kA) najbrojnije tijekom pojedinih faza životnog ciklusa grmljavinske oluje.

Najveći broj grmljavinskih izboja javlja se u poslijepodnevnim satima, između 13:00 i 17:00 UTC s maksimumom između 15:00 i 16:00 UTC, pri čemu najveći doprinos dolazi od munja koje se javljaju tijekom ljeta. U proljeće je maksimum dostignut nešto ranije, između 14:00 i 16:00 UTC, dok jesenska i zimska grmljavinska aktivnost ne pokazuje jasno izražen dnevni hod.

Usporedba grmljavinske aktivnosti tijekom konvektivnih oluja s detektiranim OT-om pokazuje da se prostorna raspodjela munja vrlo dobro slaže s prostornom raspodjelom OT-a detektiranih COMB metodom. Najveći broj OT-a iznad analiziranog područja razvija se između 16:30 i 17:30 UTC, dok grmljavinska aktivnost postiže svoj maksimum nešto ranije, između 15:00 i 16:00 UTC. U razdoblju između 06:00 i 10:00 UTC grmljavinska aktivnost je slaba kao što je i rijetka pojava OT-a u to vrijeme. U svibnju najveći broj munja i OT-ova javlja se iznad kontinentalnog područja, dok je u rujnu vidljiv značajan porast konvektivne i grmljavinske aktivnosti duž obale i iznad mora što je povezano s porastom ciklonalne aktivnosti iznad Sredozemlja.

Tijekom konvektivnih oluja koje na svojim vrhovima imaju razvijen OT, hladni prsten ili hladno U/V vidljiv je nagli porast ukupnog broja munja oko vremena detekcije OT-a. Kako bi rezultati u ovom radu bili usporedivi s prijašnjim studijama (npr. Montanya i sur., 2007, 2009), osim svih munja detektiranih LINET sensorima, analiziran je i skup podataka iz kojeg su izbačene sve CG munje koje imaju amplitudu struje manju od 10 kA. Posljedično, broj IC munja je značajno veći od broja CG munja, što nije slučaj kada je analiza provedena za sve

opažene grmljavinske izboje. Zbog svega navedenog, očito je da rezultati analize grmljavinske aktivnosti uvelike ovise o osjetljivosti korištenih senzora (Betz i sur., 2008).

Analizom vremenske raspodjele srednje vrijednosti amplitude struje munja utvrđeno je da se najveće vrijednosti pojavljuju u početku životnog vijeka konvektivne ćelije, tj. prije pojave nekih od opasnih vremenskih prilika. Osim toga, velike amplitude struje munja opažene su i u fazi raspadanja konvektivne ćelije. Također je utvrđeno da se IC munje mogu pojaviti i iznad nivoa tropopauze i usko su vezane uz pojavu OT-a, što ukazuje i na mogućnost korištenja munja u detekciji OT-a. Srednja visina IC grmljavinskih izboja najčešće ima maksimalnu vrijednost za vrijeme trajanja OT-a, što je posljedica pojave većeg broja munja iznad nivoa tropopauze. Navedene karakteristike munja u kombinaciji sa satelitski vidljivim pokazateljima intenzivne konvektivne aktivnosti mogu uvelike pridonijeti poboljšanju neposredne prognoze razvoja oluja koje za posljedice imaju opasne vremenske uvjete pri tlu.

U posljednjem dijelu radnje analizirane su oluje kod kojih je zabilježena tuča na poligonu tučomjera u sjeverozapadnoj Hrvatskoj. Tijekom većine tučonosnih oluja opažen je nagli porast broja munja nekoliko minuta prije pojave tuče pri tlu. U trenutku padanja tuče ukupan broj munja nakratko pada, nakon čega u velikom broju slučajeva ponovo dolazi do naglog porasta broja munja. Takav karakterističan porast broja munja najčešće nije opažen u slučajevima gdje je zabilježena tuča promjera manjeg od 1 cm ili u slučajevima kad je tuča zabilježena na vrlo malom području (na samo jednom ili dva tučomjera).

Na vrhovima tučonosnih oluja koje su za posljedicu imale tuču promjera većeg od 2 cm najčešće je, koristeći satelitske podatke, detektiran OT. U takvim olujama zabilježen je i značajan broj CG munja koje su imale amplitudu struje manju od 10 kA. Maksimalne amplitude struje munja u velikom su broju slučajeva detektirane prije početka padanja tuče, dok su u trenutku padanja tuče spomenute vrijednosti bile prilično niske (u usporedbi s vrijednostima prije i nakon razdoblja padanja tuče). Srednja visina IC munja raste neposredno prije nego što je tuča detektirana pri tlu, a tijekom padanja tuče značajno opada. Zrna tuče većeg promjera i veće vrijednosti kinetičke energije registrirane su uglavnom u početnim trenucima padanja tuče.

Za šire područje oko tučonosne ćelije izrađeni su vertikalni profili efektivnog radijusa čestica u ovisnosti o temperaturi (na temelju podataka o refleksivnosti u IR3.9 kanalu) koji su pokazali kako se u analiziranom području mogu razviti ćelije s jakom, čak i ekstremnom uzlaznom strujom koja je indikativna za pojavu tuče pri tlu. Navedeni rezultati jasno pokazuju značajnu povezanost između grmljavinske aktivnosti i jakosti uzlazne struje koja se očituje u

i) razvoju OT-a na vrhovima konvektivnih oblaka, ii) vremenu padanja tuče i karakteristikama zrna tuče te iii) mikrofizičkim karakteristikama dobivenim koristeći satelitske podatke.

Iako imaju poprilično grubu prostornu rezoluciju (3 km u nadiru), satelitski podaci pokazali su se kao vrlo korisni u analizi grmljavinskih oluja. Koristeći različite satelitske kanale moguće je odrediti jaku uzlaznu struju koja rezultira OT-om ili karakteristične termičke strukture, kao što su hladni prsten i hladno U/V. Također, satelitski podaci pružaju informaciju o mikrofizičkim obilježjima čestica na vrhovima konvektivnih oblaka. Spomenute informacije su vrlo korisne u prognozi neposrednog razvoja vremena osobito u područjima gdje nema radara. Opažene karakteristike grmljavinske aktivnosti i karakteristike konvektivnih oluja prepoznate u satelitskim podacima potencijalno mogu biti parametri složenog prognostičkog alata koji bi objektivno procijenio potencijal konvektivne ćelije za razvoj opasnih vremenskih prilika pri tlu.

6. LITERATURA

Ackerman, S.A., 1996. Global satellite observations of negative brightness temperature differences between 11 and 6.7 micron. *J. Atmos. Sci.*, 53, 2803–2812.

Alpert, P., Neeman, B., Shay-El, Y., 1990. Intermonthly variability of cyclone tracks in the Mediterranean. *J. Climate.*, 3, 1474–1478.

Anderson, G., Klugmann, D., 2013. A European lightning density analysis using 5 years of ATDnet data. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 14, 815–829.

Antonescu, B., Burcea, S., 2010. A cloud-to-ground lightning climatology for Romania. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 579–591.

Ávila, E.E., Bürgesser, R.E., Castellano, N.E., Collier, A.B., Compagnucci, R.H., Hughes, A.R.W., 2010. Correlations between deep convection and lightning activity on a global scale. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 72, 1114–1121.

Bedka, K.M., Brunner, J., Dworak, R., Feltz, W., Otkin, J., Greenwald, T., 2010. Objective satellite - based detection of overshooting tops using infrared window channel brightness temperature gradients. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 49, 181–202.

Bedka, K.M., 2011. Overshooting cloud top detections using MSG SEVIRI infrared brightness temperatures and their relationship to severe weather over Europe. *Atmos. Res.*, 99, 175–189.

Belušić, D., Grisogono, B., Bencetić Klaić, Z., 2007. Atmospheric origin of the devastating coupled air-sea event in the east Adriatic. *J. Geophys. Res.*, 112, 17111–17124.

Betz, H.D., Schmidt, K., Oettinger, W.P., Wirz, M., 2004. Lightning detection with 3D discrimination of intracloud and cloud-to-ground discharges. *J. Geophys. Res. Lett.*, 31, L11108, doi: 10.1029 /2004GL019821

Betz, H.D., Schmidt, K., Fuchs, B., Oettinger, W.P., Holler, H., 2007. Cloud Lightning: Detection and Utilization for Total-lightning measured in the VLF/LF Regim. J. of Lightning Res., 2, 1–17.

Betz, H.D., Schumann, U., Laroche, P. (Eds.), 2008. Lightning: Principles, Instruments and Applications, Springer. 641 str.

Betz, H.D., Schmidt, K., Laroche, P., Blanchet, P., Oettinger, W.P., Defer, E., Dziewit, Z., Konarski, J., 2009. LINET — an international lightning detection network in Europe. Atmos. Res., 91, 564–573.

Betz, H.D., Moehrlein, M., 2014. All 3D technology - recognition of severe thunderstorms. Meteorol. Technol. Int., travanj 2014, 80–82.

Black, R.A., Hallett, J., 1999. Electrification of the hurricane. J. Atmos. Sci., 56, 2004–2028.

Boccippio, D., 2002. Lightning scaling relations revisited. J. Atmos. Sci., 59, 1086–1104.

Bridenstine, P.V., Darden, C.B., Burks, J., Goodman, S.J., 2005. The application of total lightning data in the warning decision making process. *Conference on meteorological applications of lightning data*, 9. - 14. siječnja, San Diego, SAD.

<http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/83037.pdf>.

Brook, M., Nakano, M., Krehbiel, P., Takeuti T., 1982. The electrical structure of the Hokuriku winter thunderstorms. J. Geophys. Res., 87, 1207–1215.

Brunner, J.C., Ackerman, S.A., Bachmeier, A.S., Rabin, R.M., 2007. A quantitative analysis of the enhanced - V feature in relation to severe weather. Wea. Forecasting, 22, 853–872.

Buechler, D.E., Driscoll, K.T., Goodman, S.J., Christian, H.J., 2000. Lightning activity within a tornadic thunderstorm observed by the Optical Transient Detector (OTD). Geophys. Res. Lett., 27, 2253–2256.

Buzzi, A., Foschini, L., 2000. Mesoscale meteorological features associated with heavy precipitation in the southern Alpine region. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 72, 131–146.

Byers, H.R., Braham, R.R., 1948. Thunderstorm structure and circulations. *J. Meteor.*, 5, 71–86.

Carey, L.D., Rutledge, S.A., 1998. Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm. *J. Geophys. Res.*, 103, 13979–14000.

Carey, L.D., Rutledge, S.A., 2003. Characteristics of cloud-to-ground lightning in severe and nonsevere storms over the central United States from 1989–1998. *J. Geophys. Res.*, 108, 4483, <http://dx.doi.org/10.1029/2002JD002951>.

Carey, L.D., Buffalo, K.M., 2007. Environmental control of cloud-to-ground lightning polarity in severe storms. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 1327–1353.

Carretero, O., Riosalido, R., 1996. Mesoscale convective systems — a five-year Meteosat satellite climatology over Spain. *Meteorological Satellite Data Users' Conference Eumetsat*, 16. - 20. rujna, Beč, Austrija.

Chmielewski, V., Kuhlman, K., MacGorman, D., Weiss, S., 2011. Assessing impulses and decay of overshooting tops relative to supercell collapse using lightning and phased array radar data. *Conference on the meteorological applications of lightning data*, 22. - 27. siječnja, Seattle, SAD.

Christian, H. J., Blakeslee, R.J., Boccippio, D.J., Boeck, W.L., Buechler, D.E., Driscoll, K.T., Goodman, S.J., Hall, J.M., Koshak, W.J., Mach, D.M., Stewart, M.F., 2003. Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector. *J. Geophys. Res.*, 108, 4005, doi:10.1029/2002JD002347.

Church, C., Burgess, D., Doswell, C., Davies-Jones, R. (Eds.), 1993. *The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards*. Geophys. Monogr. 79, Amer. Geophys. Union, 637 str.

Chylek, P., Robinson S., Dubey, M.K., King, M.D., Fu, Q., Clodius, W.B., 2006. Comparison of near-infrared and thermal infrared cloud phase detections. *J. Geophys. Res.*, 111, D20203 doi:10.1029/2006JD007140.

Cotton, W.R., Anthes, R.A., 1989. *Storm and Cloud Dynamics*. Academic Press, London. 883 str.

Curran, E.B., Rust, W.D., 1992. Positive ground flashes produced by low-precipitation thunderstorms in Oklahoma on 26 April 1984. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 544–553.

Darden, C., Nadler, D.J., Carcione, B.C., Stano, G.T., Buechler, D.E., 2010. Utilizing total lightning information to diagnose convective trends. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 91, 167–175.

Defer, E., Blanchet, P., Théry, C., Laroche, P., Dye, J.E., Venticinque, M., Cummins, K., 2001. Lightning activity for the July 10, 1996 storm during the Stratosphere-Troposphere Experiment: Radiation, Aerosol, and Ozone-A (STERAO-A) experiment. *J. Geophys. Res.*, 106, 10151-10172.

Dimitrova, T., Mitzeva, R., Betz, H.D., Zhelev, H., Diebel, S., 2013. Lightning behavior during the lifetime of severe hail-producing thunderstorms. *Q. J. Hung. Meteorol. Serv.*, 117, 295–314.

Doswell, C.A., 1993. Severe convective weather and associated disasters in North America. *Proceedings, International workshop on observations/forecasting of meso-scale severe weather and technology of reduction of relevant disasters*, 22. - 26. veljače, Tokio, Japan.

Dotzek, N., Friedrich, K., 2009. Downburst-producing thunderstorms in southern Germany: radar analysis and predictability. *Atmos. Res.*, 93, 457–473.

Dworak, R., Bedka, K., Brunner, J., Feltz, W., 2012. Comparison between GOES-12 overshooting top detections, WSR-88D radar reflectivity, and severe storm reports. *Wea. Forecasting*, 27, 684–699.

Elliott, M.S., MacGorman, D.R., Schuur, T.J., Heinselman, P.L., 2012. An analysis of overshooting top lightning mapping array signatures in supercell thunderstorms. 22nd *International Lightning Detection Conference*, 2. - 3. travnja, Broomfield, Colorado, SAD.

Emersic, C., Heinselman, P.L., MacGorman, D.R., Bruning, E.C., 2011. Lightning activity in a hail-producing storm observed with phase-array radar. *Mon. Wea. Rev.*, 139, 1809–1825.

EUMETSAT, 2012. Conversion from radiances to reflectances for SEVIRI warm channels *Doc.No.: EUM/MET/TEN/12/0332*.

EUMeTrain, 2009. Operational Use of RGB – CAL Module. <http://www.satreponline.org/rgb/>

Feudale, L., Manzato, A., Micheletti, S., 2013. A cloud-to-ground lightning climatology for north-eastern Italy. *Adv. Sci. Res.*, 10, 77–84.

Finke, U., Hauf, T., 1996. The characteristics of lightning occurrence in Southern Germany. *Contrib. Atmos. Phys.*, 69, 361–374.

Fovell, R.G., 2005. Convective initiation ahead of the sea-breeze front. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 264–278.

Fritz, S., Laszlo, I., 1993. Detection of water vapor in the stratosphere over very high clouds in the tropics. *J. Geophys. Res.*, 98, 22959–22967.

Fujita, T.T., 1992. Memoirs of an effort to unlock the mystery of severe storms. Wind Research Laboratory, Dept. of Geophysical Sciences, University of Chicago, Chicago, 298 str.

Gatlin, P., 2006. Severe weather precursors in the lightning activity of Tennessee valley thunderstorms. (M.S. thesis), The University of Alabama in Huntsville, SAD (87 str.).

Gatlin, P.N., Goodman, S.J., 2010. A total lightning trending algorithm to identify severe thunderstorms. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 27, 3–22.

Glickman, T.S., 2000. Glossary of Meteorology. 2nd ed. Amer. Meteor. Soc., 855 str.
<http://amsglossary.allenpress.com/glossary/browse?s=o&p=19>.

Hamlin, T., Krehbiel, P. R., Thomas, R. J., Rison, W., Harlin J., 2003. Electrical structure and storm severity inferred by 3-D lightning mapping observations during STEPS. *Preprints, 12th International Conference on Atmospheric Electricity*, 9. - 13. lipnja, Versailles, Francuska.

Heymfield, G.M., Fulton, R., Spinhirne, J.D., 1991. Aircraft overflight measurements of Midwest severe storms: implications on geosynchronous satellite interpretations. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 436–456.

Holton, J.R., 2004. An Introduction to Dynamic Meteorology. Academic Press, 535 str.

Horvath, K., Fita, L., Romero, R., Ivančan-Picek, B., 2006. A numerical study of the first phase of a deep Mediterranean cyclone: Cyclogenesis in the lee of the Atlas Mountains. *Meteor. Z.*, 15, 133–146.

Horvath, K., Lin, Y.-L., Ivančan-Picek, B., 2008. Classification of cyclone tracks over Apennines and the Adriatic Sea. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 2210–2227.

Höller, H., Betz, H.-D., Schmidt, K., Calheiros, R.V., May, P., Houngrinou, E., Scialom, G., 2009. Lightning characteristics observed by a VLF/LF lightning detection network (LINET) in Brazil, Australia, Africa and Germany. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 7795–7824.

Iršič Žibert, M., Strajnar, B., Žibert, J., 2010. Cold-ring pattern on satellite images as indication of severe weather. *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, 20. - 24. rujna, Cordoba, Španjolska.

Iršič Žibert, M., Muri, B., Žibert, J., 2012. Characteristics of cold-ring pattern on Meteosat/SEVIRI IR satellite images over Slovenia and their relation to hail reports. *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, 3. - 7. rujna, Sopot, Poljska.

Iršič Žibert, M., Žibert, J., 2013. Monitoring and automatic detection of the cold – ring patterns atop deep convective clouds using Meteosat data. *Atmos. Res.*, 123, 281–292.

Ivančan-Picek, B., Horvath, K., Strelec Mahović, N., Gajić-Čapka, M., 2014. Forcing mechanisms of a heavy precipitation event in the southern Adriatic area. *Nat. Hazards*, 72, 1231–1252.

Jayarathne, E.R., Saunders, C.P.R., Hallett, J., 1983. Laboratory studies of the charging of soft hail during ice crystal interactions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 109, 609–630.

Kellenbenz, D.J., Grafenauer, T.J., Davies, J.M., 2007. The North Dakota tornadic supercells of 18 July 2004: issues concerning high LCL heights and evapotranspiration. *Wea. Forecasting*, 22, 1200–1213.

Knight, C.A., Knight, N.C., 2001. Hailstorms. *Am. Meteorol. Soc. Meteorol. Monogr.* 28 (30), 223–254.

Kwon, E.-H., Sohn, B.J., Schmetz, J., Watts, P., 2009. Use of ozone channel measurements for deep convective cloud height retrievals over the tropics. *16th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*, 11. - 15. siječnja, Phoenix, SAD.

Kwon, E.-H., Sohn, B.-J., Schmetz, J., Watts, P., 2010. Intercomparison of height assignment methods for opaque clouds over the tropics. *Asia Pac. J. Atmos. Sci.*, 46, 11–19.

Lane, T.P., Sharman, R.D., Clark, T.L., Hsu, H.M., 2003. An investigation of turbulence generation mechanisms above deep convection. *J. Atmos. Sci.*, 60, 1297–1321.

Lang, T.J., Rutledge, S.A., Dye, J.E., Venticinque, M., Laroche, P., Defer, E., 2000. Anomalously low negative cloud-to-ground lightning flash rates in intense convective storms observed during STERAO-A. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 160–173.

Lang, T.J., Rutledge, S.A., 2002. Relationships between convective storm kinematics, precipitation, and lightning. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2492–2506.

Lensky, I.M., Rosenfeld, D., 2008. Clouds–aerosols–precipitation satellite analysis tool (CAPSAT). *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 6739–6753.

Lindsey, D.T., Hillger, D.W., Grasso, L., Knaff, J.A., Dostalek, J.F., 2006. GOES climatology and analysis of thunderstorms with enhanced 3.9 μm reflectivity. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2342–2353.

Liou, K.-N., 2002. An introduction to atmospheric radiation, 2nd edition. Academic Press, San Diego. 583 str.

Lynn, B.H., Yair, Y., Price, C., Kelman, G., Clark, A.J., 2012. Predicting cloud-to-ground and intracloud lightning in weather forecast models. *Wea. Forecasting*, 27, 1470–1488.

Machado, L.A.T., Lima, W.F.A., Pinto, O., Morales, C.A., 2009. Relationship between cloud-to-ground discharge and penetrative clouds: a multichannel satellite application. *Atmos. Res.*, 93, 304–309.

Maddox, R.A., Howard, K.W., Dempsey, C.L., 1997. Intense convective storms with little or no lightning over central Arizona: a case of inadvertent weather modification? *J. Appl. Meteorol.*, 36, 302–314.

Manzato, A., 2007. The 6 h climatology of thunderstorms and rainfalls in the Friuli Venezia Giulia Plain. *Atmos. Res.*, 83, 336–348.

Marshall, T.C., Stolzenburg, M., 2001. Voltages inside and just above thunderstorms. *J. Geophys. Res.*, 106, 4757–4768.

Martin, D.W., Kohrs, R.A., Mosher, F.R., Medaglia, C.M., Adamo, C., 2008. Over-ocean validation of the global convective diagnostic. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 47, 525–543.

Meyer, T.C., Lang, T.J., Rutledge, S.A., Lyons, W.A., Cummer, S.A., Lu, G., Lindsey, D.T., 2013. Radar and lightning analysis of gigantic jet-producing storms. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 1–17.

Mikuš, P., Telišman Prtenjak, M., Strelec Mahović, N., 2012. Analysis of the convective activity and its synoptic background over Croatia. *Atmos. Res.*, 104/105, 139–153.

Mikuš, P., Strelec Mahović, N., 2012. Satellite-based overshooting top detection methods and an analysis of correlated weather conditions. *Atmos. Res.*, 123, 268–280.

Montanyà, J., Soula, S., Pineda, N., 2007. A study of the total lightning activity in two hailstorms. *J. Geophys. Res.*, 112, D13118, <http://dx.doi.org/10.1029/2006JD007203>.

Montanyà, J., Soula, S., Pineda, N., van der Velde, O., Clapers, P., Sola, G., Bech, J., Romero, D., 2009. Study of the total lightning activity in a hailstorm. *Atmos. Res.*, 91, 430–437.

Morel, C., Sensi, S., 2002. A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. II: Characteristic of European mesoscale convective systems. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 128, 1973–2002.

Negri, A.J., Adler, R.F., 1981. Relation of satellite-based thunderstorm intensity to radar-estimated rainfall. *J. Appl. Meteorol.*, 20, 288–300.

Nieman, S.J., Schmetz, J., Menzel, W.P., 1993. A comparison of several techniques to assign heights to cloud tracers. *J. Appl. Meteorol.*, 32, 1559–1568.

Penzar, B., Penzar, I., Orlić, M., 2001. *Vrijeme i klima hrvatskog Jadrana*. Nakladna kuća Dr. Feletar, Zagreb, 258 str.

Perez, A.H., Orville, R.E., Wicker, L.J., 1997. Characteristics of cloud-to-ground lightning associated with violent tornadoes. *Wea. Forecasting*, 12, 428–437.

Petersen, W.A., Christian, H.J., Rutledge, S.A., 2005. TRMM observations of the global relationship between ice water content and lightning. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L14819. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL023236>.

Pineda, N., Rigo, T., Bech, J., Soler, X., 2007. Lightning and precipitation relationship in summer thunderstorms: case studies in the North Western Mediterranean region. *Atmos. Res.*, 85, 159–170.

Počakal, D., Večenaj, Ž., Štalec, J., 2009. Hail characteristics of different regions in continental part of Croatia based on influence of orography. *Atmos. Res.*, 93, 516–525.

Počakal, D., 2011. Hailpad data analysis for the continental part of Croatia. *Meteorol. Z.*, 20, 441–447.

Počakal, D., 2012. Energija zrna tuče u kontinentalnom dijelu Hrvatske, doktorska disertacija. Zagreb: Prirodoslovno-matematički fakultet, 106 str. Voditelj: Grisogono, Branko

Poljak, G., Telišman Prtenjak, M., Kvakić, M., Strelec Mahović, N., Babić, K., 2014. Wind patterns associated with the development of daytime thunderstorms over Istria. *Ann. Geophys.*, 32, 401–420 .

Putsay, M., Simon, A., Szenyán, I., Kerkmann, J., Horváth, Gy, 2011a. Case study of the 20 May 2011 tornadic storm in Hungary—remote sensing features and NWP simulation. *Atmos. Res.*, 100, 657–679.

Putsay, M., Setvák, M., Simon, A., Kerkmann, J., 2011b. Simultaneous BTD (WV6.2-IR10.8) anomaly and above-anvil ice-plume observed above the storm of 06 July 2010, North Italy. *6th European Conference on Severe Storms (ECSS 2011)*, 3. - 7. listopada, Palma de Mallorca, Španjolska.

Rakov, V.A., 2003. A review of positive and bipolar lightning discharges. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 84, 767–776.

Reynolds, D.W., 1980. Observations of damaging hailstorms from geosynchronous satellite digital data. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 337–348.

Rivas Soriano, L., De Pablo, F., García Díez, E., 2001. Cloud-to-ground lightning activity in the Iberian Peninsula: 1992–1994. *J. Geophys. Res.*, 106, 11891–11901.

Roesli, H., Kerkmann, J., Rosenfeld D., König, M., 2004. Introduction to Differences and RGB Composites.

http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg_interpretation/msg_channels.php.

Rosenfeld, D., Gutman, G., 1994. Retrieving microphysical properties near the tops of potential rain clouds by multispectral analysis of AVHRR data. *Atmos. Res.*, 34, 259–283.

Rosenfeld, D., Lensky, I.M., 1998. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 2757–2476.

Rosenfeld, D., Woodley, W.L., 2003. Closing the 50-year circle: From cloud seeding to space and back to climate change through precipitation physics. Poglavlje 6 u *Cloud Systems, Hurricanes, and the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)*, ed. W.-K. Tao i R. Adler, Meteorol. Monogr., 51, 59–80.

Rosenfeld, D., Lensky, I., Kerkmann, J., 2004. Insights into Cloud Processes. http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg_interpretation/msg_channels.php.

Rosenfeld, D., Lensky, I., Kerkmann, J., Tjemkes, S., Govaerts, Y., Roesli, H.P. 2005. Conversion from counts to radiances. http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg_interpretation/msg_channels.php.

Rosenfeld, D. 2006. Aerosol-cloud interactions control of Earth radiation and latent heat release. *Space Sci. Rev.*, 125, 149–157.

Rosenfeld, D., Woodley, W.L., Lerner, A., Kelman, G., Lindsey, D.T., 2008. Satellite detection of severe convective storms by their retrieved vertical profiles of cloud particle effective radius and thermodynamic phase. *J. Geophys. Res.*, 113, D04208, doi:10.1029/2007JD008600.

Rotunno, R., Ferretti, R., 2001. Mechanisms of intense Alpine rainfall. *J. Atmos. Sci.*, 58, 1732–1749.

Schmetz, J., Tjemkes, S.A., Gube, M., van de Berg, L., 1997. Monitoring deep convection and convective overshooting with METEOSAT. *Adv. Space Res.*, 19, 433–441.

Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., Ratier, A., 2002. An introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83, 977–992.

Schulz, W., Cummins, K., Diendorfer, G., Dorninger, M., 2005. Cloud-to-ground lightning in Austria: a 10-year study using data from a lightning location system. *J. Geophys. Res.*, 110, 1984–2012.

Schultz, C.J., Petersen, W.A., Carey, L.D., 2009. Preliminary development and evaluation of lightning jump algorithms for the real-time detection of severe weather. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 48, 2543–2563.

Schultz, C.J., Petersen, W.A., Carey, L.D., 2011. Lightning and severe weather: a comparison between total and cloud-to-ground lightning trends. *Wea. Forecasting*, 26, 744–755.

Seity, Y., Soula, S., Sauvageot, H., 2001. Lightning and precipitation relationship in coastal thunderstorms. *J. Geophys. Res.*, 106, 22801–22816.

Setvák, M., Rabin, R.M., 2005. MSG observations of deep convective storms. *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, 19. - 23. rujna, Dubrovnik, Hrvatska.

Setvák, M., Rabin, R.M., Wang, P.K., 2007. Contribution of the MODIS instrument to observations of deep convective storms and stratospheric moisture detection in GOES and MSG imagery. *Atmos. Res.*, 83, 505–518.

Setvák, M., Lindsey, D.T., Rabin, R.M., Wang, P.K., Demeterová, A., 2008a. Indication of water vapor transport into the lower stratosphere above midlatitude convective storms: Meteosat Second Generation satellite observations and radiative transfer model simulations. *Atmos. Res.*, 89, 170–180.

Setvák, M., Lindsey, D.T., Novak, P., Rabin, R.M., Wang, P.K., Kerkmann, J., Radová, M., Stáštka, J., 2008b. Cold-ring shaped storms in central Europe. *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, 8. - 12. rujna, Darmstadt, Njemačka.

Setvák, M., Lindsey, D.T., Novák, P., Wang, P.K., Radová, M., Kerkmann, J., Grasso, L., Su, S.-H., Rabin, R.M., Štáštka, J., Charvát, Z., 2010. Satellite observed cold-ring-shaped features atop deep convective clouds. *Atmos. Res.*, 97, 80–96.

Simpson, G.C., 1909. On the electricity of rain and its origin in thunderstorms, *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 209, 379–413.

Simpson, G., Scrase, F.J., 1937. The distribution of electricity in thunderclouds, *Proc. Roy. Soc. London*, 161, 309–352.

Soula, S., Seity, Y., Feral, L., Sauvageot, H., 2004. Cloud-to-ground lightning activity in hail-bearing storms. *J. Geophys. Res.*, 109, D02101, <http://dx.doi.org/10.1029/2003JD003669>.

Stáštka, J., Setvák, M., 2008. Cloud top temperature and height product of the Nowcasting SAF applied to tropopause-penetrating cold-ring shaped storms. *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, 8. - 12. rujna, Darmstadt, Njemačka.

Steiger, S.M., Orville, R.E., Murphy, M.J., Demetriades, N.W.S., 2005. Total lightning and radar characteristics of supercells: insights on electrification and severe weather forecasting. *Conference on meteorological applications of lightning data*, 9. - 14. siječnja, San Diego, SAD. <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/84908.pdf>

Steiger, S.M., Orville, R.E., Carey, L.D., 2007. Total lightning signatures of thunderstorm intensity over North Texas. Part I: Supercells. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 3281–3302.

Stolzenburg, M., Rust, W.D., Marshall, T.C., 1998. Electrical structure in thunderstorm convective regions: 2. Isolated storms. *J. Geophys. Res.*, 103, 14079– 4096.

Stolzenburg, M., Marshall, T.C., Coleman, L.M., et al., 2003. Evolution of charge and lightning type in developing thunderstorms. *12th International Conference on Atmospheric Electricity*, 9. - 13. siječnja, Versailles, Francuska.

Strelec Mahović, N., Horvath, A., Csirmaz, K., 2007. Numerical simulation of severe convective phenomena over Croatian and Hungarian territory. *Atmos. Res.*, 83, 121–131.

Strelec Mahović, N., Zeiner, B., 2009. Application of Meteosat SEVIRI channel difference 0.6 μm –1.6 μm in convective cells detection. *Atmos. Res.*, 93, 270–276.

Strelec Mahović, N., 2011. Prepoznavanje konvektivnih oblaka, magle i niskih oblaka te lociranje šumskih požara multispektralnom analizom satelitskih slika, doktorska disertacija. Zagreb: Prirodoslovno-matematički fakultet, 113 str. Voditelj: Ivančan-Picek, Branka.

Takahashi, T., 1978. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1536–1548.

Telišman Prtenjak, M., Grisogono, B., Nitis, T., 2006. Shallow mesoscale flows at the north-eastern Adriatic coast. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 132, 2191–2216.

Telišman Prtenjak, M., Pasarić, Z., Orlić, M., Grisogono, B., 2008. Rotation of sea/land breezes along the northeastern Adriatic coast. *Ann. Geophys.*, 26, 1711–1724.

Tessendorf, S.A., Wiens, K.C., Rutledge, S.A., 2007. Radar and lightning observations of the 3 June 2000 electrically inverted storm from STEPS. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 3665–3681.

Thomas, R.J., Krehbiel, P.R., Rison, W., Hunyady, S.J., Winn, W.P., Hamlin, T., Harlin, J., 2004. Accuracy of the Lightning Mapping Array. *J. Geophys. Res.*, 109, D14207, doi:10.1029/2004JD004549.

Tudori, E., Ramis, C., 1997. The environments of significant convective events in the western Mediterranean. *Wea. Forecasting*, 12, 294–306.

Tuomi, T.J., Larjavaara, M., 2005. Identification and analysis of lightning in thunderstorms. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 1191–1214.

Wang, P.K., 2003. Moisture plumes above thunderstorm anvils and their contributions to cross-tropopause transport of water vapor in midlatitudes. *J. Geophys. Res.*, 108, 4194, <http://dx.doi.org/10.1029/2002JD002581>.

Wang, P.K., 2004. A cloud model interpretation of jumping cirrus above storm top. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18106. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL020787>.

Wang, P.K., 2007. The thermodynamic structure atop a penetrating convective thunderstorm. *Atmos. Res.*, 83, 254–262.

Wapler, K., 2013. High-resolution climatology of lightning characteristics within Central Europe. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 122, 175–184.

Wiens, K.C., Rutledge, S.A., Tessendorf, S.A., 2005. The 29 June 2000 supercell observed during STEPS Part II: lightning and charge structure. *J. Atmos. Sci.*, 62, 4151–4177.

Williams, E.R., Rutledge, S.A., Geotis, S.G., Renno, N., Rasmussen, E., Rickenbach, T., 1992. A radar and electrical study of tropical "hot towers". *J. Atmos. Sci.*, 49, 1386–1395.

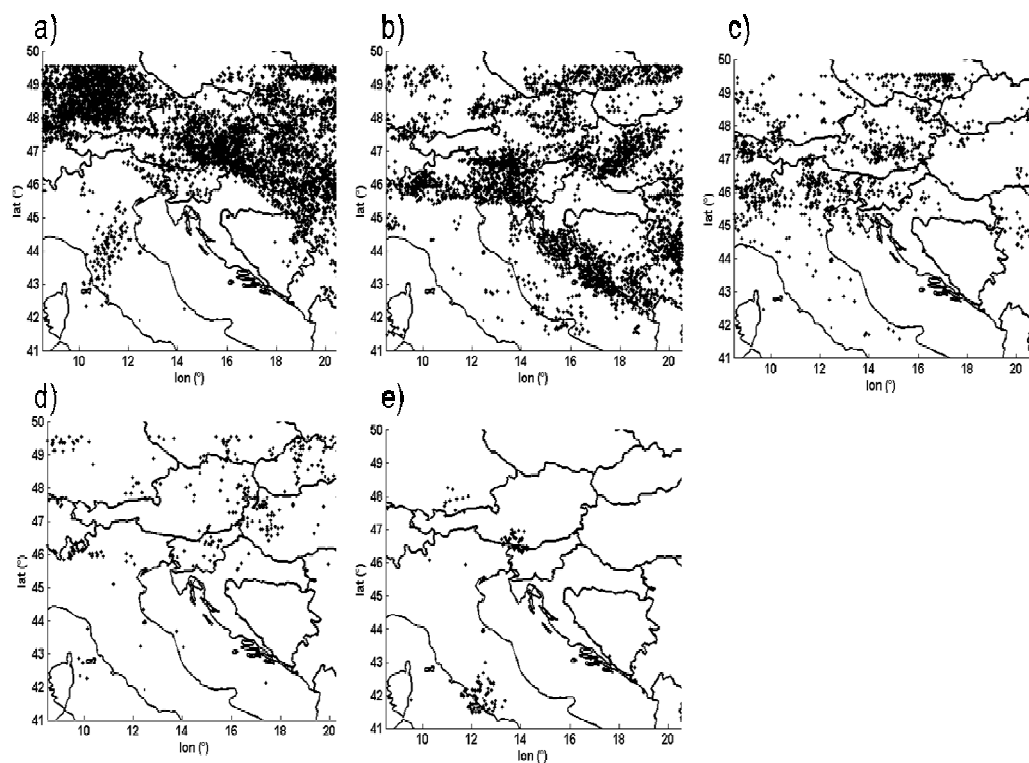
Williams, E.R., Boldi, B., Matlin, A., Weber, M., Hodanish, S., Sharp, D., Goodman, S., Raghavan, R., Buechler, D., 1999. The behavior of total lightning activity in severe Florida thunderstorms. *Atmos. Res.*, 51, 245–265.

Williams, E.R., 2001. The electrification of severe storms. Poglavlje 13 u *Severe convective storms*, ed. C.A. Doswell III, Meteorol. Monogr., 28, 527–561.

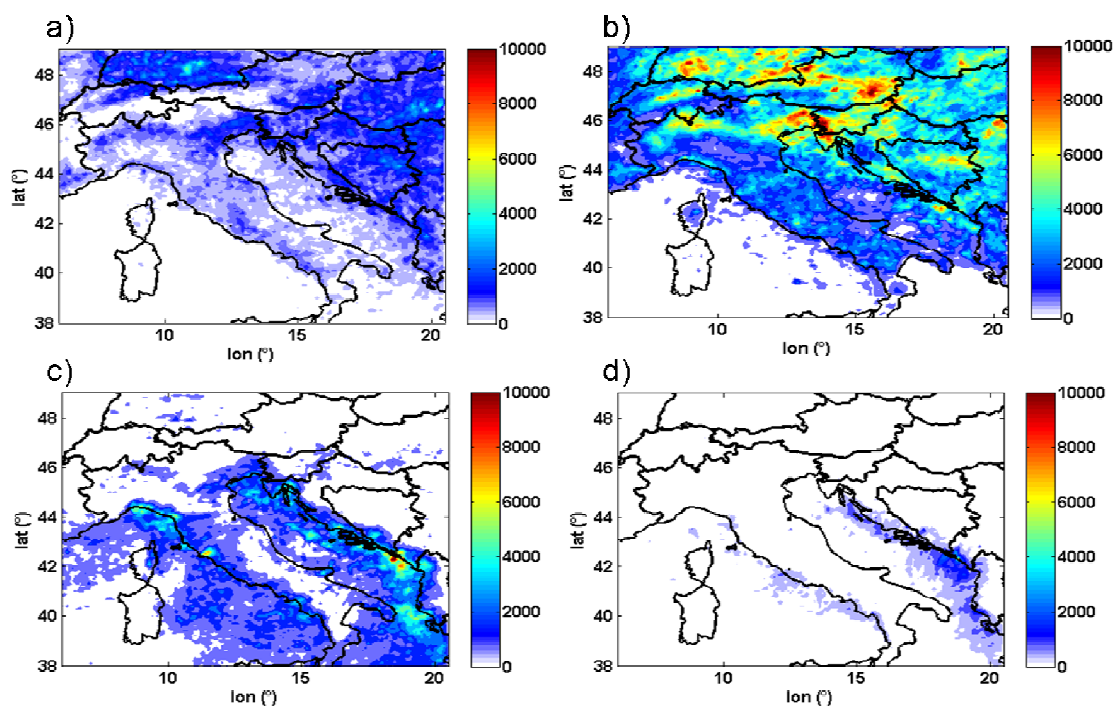
Wilson, C.T.R., 1916. On some determinations of the sign and magnitude of electric discharges in lightning flashes, *Proc. Roy. Soc. London*, 92, 555–574.

Zipser, E.J., Lutz, K., 1994. The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability? *Mon. Wea. Rev.*, 122, 1751–1759.

PRILOG 1



Slika 1: OT-ovi detektirani pomoću COMB objektivne satelitske metode tijekom 2009. i 2010. godine u a) svibnju, b) lipnju, c) srpnju, d) kolovozu i e) rujnu.



Slika 2: Prostorna raspodjela TL-a na mreži rezolucije $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ za klimatološka godišnja doba: a) proljeće, b) ljeto, c) jesen i d) zimu.

ŽIVOTOPIS

Petra Mikuš Jurković rođena je 16. listopada 1985. godine. Opću gimnaziju Tituša Brezovačkog u Zagrebu završila je 2004. godine nakon čega upisuje Prirodoslovno matematički fakultet Sveučilišta u Zagrebu, smjer fizika. Nakon dvije godine studija odlučuje da će daljnje usavršavanje nastaviti u području geofizike, tj. meteorologije. Kao uspješna studentica dobitnica je **dekanove nagrade** za izuzetan uspjeh u studiju. Također, dobitnica je **rektorove nagrade** za studentski rad "Veza između smorca i kumulonimbusa ljeti nad Istrom". **Diplomirala je 2010. godine** pod vodstvom doc. dr. sc. Maje Telišman Prtenjak i dr. sc. Nataše Strelec Mahović s temom "Određivanje dominantnih tipova vremena i režima strujanja za vrijeme konvektivne aktivnosti nad Hrvatskom". **Od 2012. godine** zaposlena je na Državnom hidrometeorološkom zavodu (DHMZ) kao **znanstvena novakinja** na projektu "Oluje i prirodne katastrofe u Hrvatskoj" pod vodstvom dr.sc. Nataše Strelec Mahović i dr.sc. Branke Ivančan-Picek, a iste godine upisuje i poslijediplomski studij fizike, smjer geofizika. Hrvatsko meteorološko društvo (HMD) **2015. godine** Petri, kao mladom meteorologu dodjeljuje **posebno priznanje za postignute rezultate**. 2016. godine započinje raditi i kao sinoptičar u DHMZ-u u Sektoru za vremenske analize i prognoze.

Članica je **radne grupe za konvekciju (CWG)** EUMETSAT-a i ESSL-a, a sudjelovala je i u radu međunarodnog **projekta EUMETRAIN**. Bila je članica organizacijskog odbora znanstveno-stručnih skupova HMD-a pod nazivom *Meteorološki izazovi 3 i 4*. Osim toga, aktivno sudjeluje u organizaciji *9. međunarodne konferencije o jakim olujama (ECSS 2017)* koju organizira Europski laboratorij za opasne oluje (ESSL) u suradnji s DHMZ-om. U periodu **od 2013. do 2017. godine** bila je **tajnica Hrvatskog meteorološkog časopisa**.

Aktivno je sudjelovala na brojnim znanstvenim konferencijama. Potporu za sudjelovanje na EUMETSAT satelitskoj konferenciji 2012. godine dobila je od strane Europskog meteorološkog društva u sklopu projekta **EMS Young Scientist Travel Award (YSTA)**. Također je sudjelovala na nekoliko znanstvenih skupova, te se dodatno usavršavala pohađajući radionice i tečajeve u Hrvatskoj i inozemstvu. Rezultate svojih dosadašnjih istraživanja objavila je u časopisima s međunarodnom recenzijom, od kojih su **tri znanstvena rada**, na kojima je prvi autor objavljena u **CC časopisu**.

POPIS RADOVA

Izvorni znanstveni radovi u CC časopisima

Mikuš Jurković, Petra; Strelec Mahović, Nataša; Počakal, Damir. **Lightning, Overshooting Top and Hail Characteristics for Strong Convective Storms in Central Europe.** *Atmospheric research*. **161/162** (2015); 153-168.

Mikuš, Petra; Strelec Mahović, Nataša. **Satellite-based overshooting top detection methods and an analysis of correlated weather conditions.** *Atmospheric research*. **123** (2012); 268-280.

Mikuš, Petra; Telišman Prtenjak, Maja; Strelec Mahović, Nataša. **Analysis of the convective activity and its synoptic background over Croatia.** *Atmospheric research*. **104/105** (2012); 139-153.

Znanstveni radovi u drugim časopisima

Babić, Karmen; Mikuš, Petra; Telišman Prtenjak, Maja. **The relationship between shallow thermal circulation regimes and cumulonimbus clouds along the northeastern Adriatic coast.** *Geofizika*. **29** (2012), 1; 103-120.

Mikuš, Petra; Strelec Mahović, Nataša. **Characteristics of lightning activity in deep convective clouds with the overshooting tops.** *Hrvatski meteorološki časopis*. **47** (2012); 45-55.

Znanstveni radovi u zbornicima skupova s međunarodnom recenzijom

Matea Martinković, Nataša Strelec Mahović, Petra Mikuš Jurković, Tanja Renko, Izidor Pelajić, Ivan Smiljanić. **Relationship between atmospheric rivers and extreme precipitation events.** *Perspectives on Atmospheric Sciences*; Theodore Karacostas, Alkiviadis Bais, Panagiotis Nasto (ur.). Springer International Publishing, 2016. 385-390.

Mikuš, Petra; Bedka, Kristopher; Strelec Mahović, Nataša. **Comparison and validation of satellite-based overshooting top detection methods**, *Proceedings-6th European Conference on Severe Storms (ECSS 2011), Palma de Mallorca, Španjolska, 03-07 listopada 2011.*

Mikuš, Petra; Strelec Mahović, Nataša. **Correlating overshooting tops and severe weather**, *Proceedings-6th European Conference on Severe Storms (ECSS 2011), Palma de Mallorca, Španjolska, 03-07 listopada 2011.*

Strelec Mahović, Nataša; Mikuš, Petra. **Correlating locations of the overshooting tops with the occurrence of severe weather on the ground**, *Proceedings-2011 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Oslo, Norveška, 05-09 rujna 2011.*

Sažeci u zbornicima skupova

Marko Blašković, Petra Mikuš Jurković, Nataša Strelec Mahović, Ivan Smiljanić. **Benefits of super rapid scan satellite data usage for utilization of satellite-based indicators of storm severity**. *2016 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Darnstadt, Njemačka, 26. - 30. rujna 2016.*

Nataša strelec Mahović, Matea Martinković, Petra Mikuš Jurković. **Relationship between "atmospheric rivers" and extreme precipitation events**. *2016 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Darnstadt, Njemačka, 26. - 30. rujna 2016.*

Pelajić, Izidor; Mikuš Jurković, Petra; Smiljanić, Ivan; Strelec Mahović, Nataša. **Testing of stability indices derived from the Meteosat Third Generation infrared sounder proxy data**. *2015 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Toulouse, Francuska, 21-25. rujna 2015.*

Mikuš Jurković, Petra; Strelec Mahović, Nataša. **Analysis of lightning activity over Central Europe for the period 2008-2014**. *8th European Conference on Severe Storms, Bečko Novo Mjesto, Austrija, 14 – 18. rujna 2015.*

Šoljan, Vinko; Mikuš Jurković, Petra; Renko, Tanja. **Mesoscale Convective Complex over Central Mediterranean on 20th September 2014**. *8th European Conference on Severe Storms, Bečko Novo Mjesto, Austrija, 14 – 18. rujna 2015.*

Mikuš Jurković, Petra; Smiljanić, Ivan; Pelajić, Izidor; Strelec Mahović Nataša. **Perspectives of Meteosat third generation infrared sounder in nowcasting.** 2014 *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Geneve, Švicarska, 22-26 rujna 2014.*

Mikuš, Petra; Strelec Mahović, Nataša. **Correlating hail properties with lightning characteristics in the hailstorms.** 1st European Hail Workshop, Bern, Švicarska 25-27 lipnja, 2014.

Mikuš, Petra, Strelec Mahović, Nataša. **Lightning distribution during the hailstorms with the overshooting tops.** 2013 *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Beč, Austrija. 16-20 rujna 2013.*

Mikuš, Petra; Strelec Mahović, Nataša; Počakal, Damir. **Characteristics of lightning behavior in hailstorms and hail properties in storms with overshooting tops.** 7th European Conference on Severe Storms (ECSS 2013), Helsinki, Finska, 03-07 lipnja 2013.

Mikuš, Petra, Strelec Mahović, Nataša. **Analysis of lightning activity during thunderstorms with the overshooting tops.** 7th European Conference on Severe Storms (ECSS 2013), Helsinki, Finska, 03-07 lipnja 2013.

Mikuš, Petra; Strelec Mahović, Nataša. **Lightning activity in the deep convective clouds with the overshooting tops.** European Geosciences Union General Assembly 2013 Beč, Austrija, 4-7. travnja 2013.

Mikuš, Petra, Strelec Mahović Nataša. **Characteristics of lightning activity in deep convective cloud with the overshooting tops.** 2012 *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Sopot, Poljska, 3-7 rujna 2012.*

Mikuš, Petra, Strelec Mahović, Nataša. **Lightning activity as an indicator of severe convective storms with the overshooting tops.** 6th HyMeX workshop, Primošten, Hrvatska. 7-10 svibnja 2012.

Mikuš, Petra; Telišman Prtenjak, Maja; Strelec Mahović, Nataša. **Analysis of the convective activity and its synoptic background over central Mediterranean (Croatia).** 5th HyMeX Workshop, Punta Prima, Menorca, Španjolska, 17-19. svibnja 2011.

Telišman Prtenjak, Maja; Babić, Karmen; Mikuš, Petra; Strelec Mahović, Nataša. **The summer convective activity above Croatia.** II European Geosciences Union General Assembly 2011., Beč, Austrija, 3-8. travnja 2011.

Telišman Prtenjak, Maja; Babić, Karmen; Mikuš Petra. **An interaction between sea breezes and cumulonimbus clouds over Istria during summer months.** *European Geosciences Union General Assembly 2010., Beč, Austrija, 03-07. svibnja 2010.*

RADIONICE I TEČAJEVI

ESSL Testbed, 4-8. srpnja 2016, Bečko Novo Mjesto, Austrija.

EUMETSAT Rapid Scan workshop, 2-6. studenog 2015., Prag, Češka.

Croatian–USA Workshop on Mesometeorology, 18-20 lipnja, 2012, Zagreb, Hrvatska.

Storm top features as observed from satellite imagery, EUMETSAT Training Workshop, 14-18 svibnja, 2012, Istanbul, Turska.

Split Workshop in Atmospheric Physics and Oceanography (SWAP 2011): Review and new ideas on deep convection and thunderstorms over land and ocean (predavanje). Brač, 22-28 svibnja 2011.

Synoptic and Mesoscale Analysis of Satellite Images, EUMetrain/EUMETCAL course, 01. listopada – 09. prosinac 2011., Langen, Njemačka.

Satellite Image Interpretation and Applications, EUMetrain/EUMETCAL course, 10. lipanj – 28. listopada 2011., online tečaj.