



UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS
FAKULTETI I INXHINIERISË MATEMATIKE
DHE INXHINIERISË FIZIKE

Departamenti: FIZIKË

Faktorët që ndikojnë në formimin e
reshjeve intensive në Shqipëri

[Disertacion i paraqitur për mbrojtjen e gradës shkencore
DOKTOR]

Disertanti
Tanja Porja

Udhëheqës Shkencor
Prof. Asc. Vangjel Mustaqi

Tiranë, më 28 dhjetor 2010



Pasqyra e lëndës

Hyrje

Kapitulli I. Reshjet atmosferike

I.1 Formimi dhe rënia e reshjeve	1
I.2 Reshjet atmosferike dhe shpërndarja në hapësirë – kohë	6
I.3 Klimatologjia e reshjeve në Shqipëri	8
I.4 Historik 15-vjecar i reshjeve intensive në Europë	10

Kapitulli II. Faktorët reshje-formues

II.1 Faktorët e përgjithshëm reshje-formues	15
II.2 Qarkullimi i përgjithshëm i atmosferës	15
II.3 Relievi i Shqipërisë	18
II.4 Qendrat ciklonare dhe frontet atmosferike	20
II.5 Lagështira e ajrit	22
II.6 Instabiliteti i atmosferës	23

Kapitulli III. Reshjet intensive – Metodologjia

III.1 Metodat Rainsat dhe Modelet Numerike Meteorologjike	27
III.2 Metoda e “faktorëve favorizues”	31
III.3 Reshjet maksimale 24 orëshe	52
III.3.1 Zgjedhja e shpërndarjes më të përshtatshme	59
III.4 Përcaktimi i pragut të reshjeve intensive	67
III.5 Përzgjedhja e vendmatjeve meteorologjike	71

Kapitulli IV. Rezultatet

IV.1 Shpërndarja në territor e reshjeve maksimale 24 orëshe me siguri të ndryshme	74
IV.2 Analiza e reshjeve sipas strukturave gjeopotenciale	77

IV.3 Analiza e episodeve sipas RH në 850, 700 hPa	83
IV.4 Analiza e episodeve sipas Vv dhe indeksit LI	90
IV.5 Përcaktimi i pragut të RH, Vv, LI për cdo vendmatje	100
IV.6 Varësia e sasisë së reshjeve nga RH, Vv dhe LI	101
Diskutime dhe Rekomandime	105
Konkluzione	106
Referencat	
Aneks 1	

Kapitulli I. Reshjet atmosferike

I.1 Formimi dhe rënia e reshjeve

Me reshje atmosferike kuptohen të gjitha format e ujit që gjenden në atmosferë në gjendje të ngurtë ose të lëngët dhe që arrijnë sipërfaqen e tokës.

Formimi i vranësirave ndodh kur në atmosferë ka avuj uji të mjaftueshëm por që reshjet të precipitojnë në sipërfaqen e tokës duhet të plotësohen edhe kushte të tjera. Reshjet atmosferike formohen në mënyra të ndryshme në varësi të resë së “ngrohtë” apo “të ftohtë” prej së cilës reshjet prodhohen. Retë konsiderohen të ngrohta kur ato ndodhen në ato lartësi ku temperatura arrin deri 0°C ndërsa retë konsiderohen të ftohta kur një pjesë e shtrirjes vertikale të resë, ndodhet në lartësi ku temperatura është nën 0°C (figurat 1.1, 1.2).

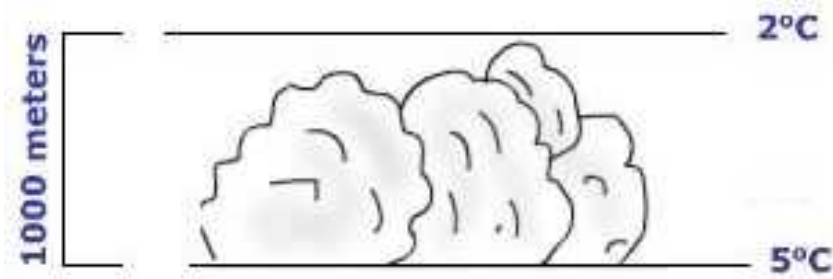


Figura 1.1 – Shpërndarja e temperaturës në retë e ngrohta

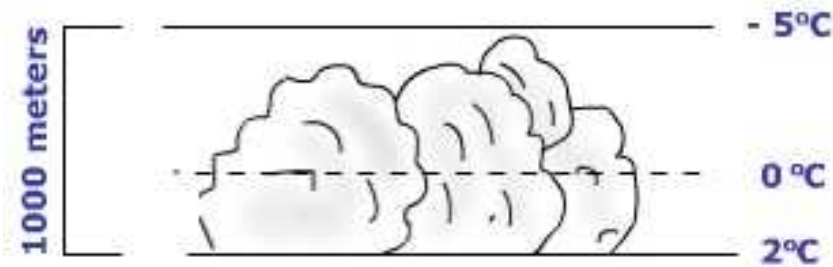


Figura 1.2 – Shpërndarja e temperaturës tek retë e ftohta

Krijimi i reshjeve ndodh vetëm atëherë kur madhësia e pikave të ujit arrin madhësi të mjaftueshme për të mposhtur rrymën e ajrit që ngjitet lart. Rritja e pikave të ujit ndodh gjatë procesit të bashkimit të piklave të vogla në pika të mëdha rreth bërthamave të kondensimit si edhe për shkak të avullimit të piklave të vogla dhe kondensimit të avujve të ujit në pikat e mëdha.

Zmadhimi i pikave të ujit ndodh në rast se rrezja (r) e pikës është më e madhe se një rreze kritike e përcaktuar sipas:

$$r_k = \frac{c}{\ln \frac{e_k}{e_\infty}}$$

ku c është konstante, e_k është presioni i avujve të ngopur mbi pikën me rreze r ndërsa e_∞ është presioni i avujve të ngopur mbi sipërfaqen e rrafshët. Në rastin kur $r < r_k$, pikat e ujit do të avullojnë ndërsa kur $r > r_k$, madhësia e pikave të ujit do të vazhdojë të zmadhohet për shkak të kondensimit të avujve të ujit mbi sipërfaqen e tyre [Triplet, J.P.: 1977].

Rrezja e piklave të shiut që arrijnë sipërfaqen e tokës luhet në intervalin $0.1 - 3.5 \text{ mm}$. Pikat e shiut me rreze mbi 3.5 mm nuk ekzistojnë sepse gjatë rënies, ato copëtohen në pikla më të vogla.

Një tjetër formë e reshjeve janë reshjet e ngurta të dëborës dhe breshërit. Këto reshje krijohen kryesisht në gjerësitë gjeografike mesatare dhe të mëdha në të cilat retë formohen në ato lartësi ku temperatura është mjaft negative. Retë kanë në përmbajtje të tyre pika uji me temperaturë më të ulët se niveli i ngrirjes (pika uji të tejftohura) dhe kristale akulli. Pikat e tejftohura të ujit vrojtohen në temperaturat rreth -30 gradë C ndërsa krijimi i kristaleve të akullit ndodh kryesisht në temperaturë -50 gradë C. Në këto

temperatura, presioni i avujve të ngopur mbi kristalet e akullit është më i madh se presioni i avujve të ngopur mbi pikat e tejftohura të ujit dhe për pasojë, uji avullon në favor të zmadhimit të kristaleve të akullit. Forma që reshjet e ngurta marrin kur bien në sipërfaqen e tokës varet ngushtësisht nga temperaturat në shtresat e poshtme të atmosferës në këto zona gjeografike.

Procesi i formimit të reshjeve – koncepti termodinamik

Që reshjet të krijohen duhet që përmbajtja e avujve të ujit në ajër të jetë në nivelin e ngopjes me lagështirë. Niveli i ngopjes së ajrit me lagështirë përcaktohet nga lagështira relative e cila në kushtet e ngopjes është 100%. Lagështira relative përcaktohet me anë të relacionit:

$$RH = \frac{e}{e_n}$$

ku e është presioni i avujve të ujit ndërsa e_n është presioni i avujve të ngopur. Presioni i avujve të ujit varet nga densiteti i avujve të ujit në një volum ajri dhe kjo varësi nxirret nga ekuacioni për gazin ideal:

$$r_v = \frac{0.622e}{R_d T}$$

ku r_v është densiteti i avujve të ujit, R_d është konstantja e gazit të thatë (278.04 J/kg K), T është temperatura absolute (në gradë K) ndërsa termi 0.622 është raporti (18/29) i masave molekulare të ujit dhe ajrit. Presioni i avujve të ngopur tregon presionin në të cilin volumi i ajrit arrin ngopjen me avuj uji dhe në këtë pikë, volumi i ajrit “nuk pranon” më tej avuj uji në rast se nuk ndryshohet temperatura e tij. Presioni i avujve të ngopur ndryshon vetëm me ndryshimin e temperaturës, ndryshim i cili jepet nga ekuacioni:

$$e_n(kPa) = 0.611 \exp \left[\frac{17.502 T_C}{T_C + 240.91} \right]$$

ku T_C është temperatura e ajrit, në gradë C. Relacioni ndërmjet presionit të avujve të ngopur me temperaturën, paraqitet më qartë në figurën vijuese.

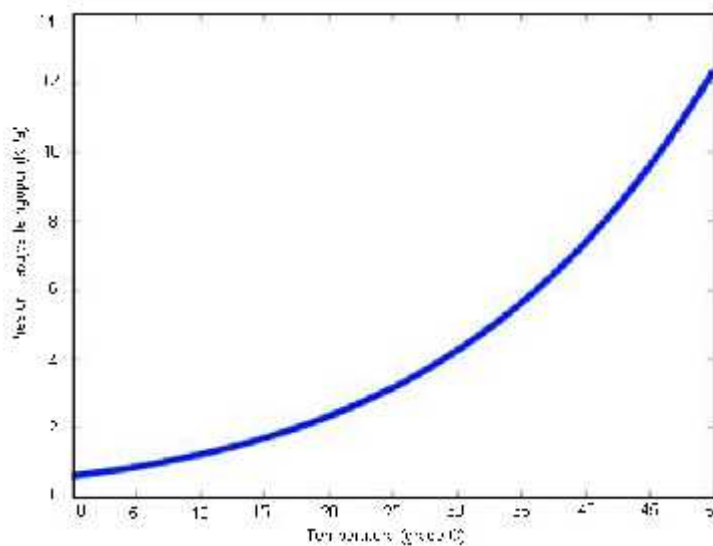


Figura 1.3 – Ndryshimi eksponencial i presionit të avujve të ngopur me temperaturën e ajrit

Lagështira relative arrin nivelin 100% kur rritet densiteti i avujve të ujit për një temperaturë të dhënë të volumit të ajrit ose kur temperatura e këtij volumi zvogëlohet. Zvogëlimi i temperaturës së ajrit sjell zvogëlimin eksponencial (shih figurën 1.3) të presionit të avujve të ngopur duke bërë që $e_n = e$. Zvogëlimi i temperaturës së ajrit ndodh kur volumi i ajrit ngjitet në nivele më të larta dhe me uljen e temperaturës zvogëlohet presioni i avujve të ngopur.

Në lartësinë ku presioni i avujve të ngopur barazohet me presionin e avujve të ujit $e_n = e$, ndodh formimi i reve dhe kjo lartësi quhet niveli i kondensimit. Ajri, me ngjitjen në lartësi ftohet sipas rendit 10 gradë C për cdo km dhe kjo shkallë ftohje quhet ftohja sipas adiabatës së thatë, e cila jepet nga shprehja:

$$\Gamma_{th} = \frac{g}{C_p}$$

ku $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ është nxitimi i rënies së lirë ndërsa C_p është nxehtësia specifike e ajrit të thatë në presion konstant.

Ngjitja e ajrit lart ndodh sipas tre mekanizmave:

- *Ngjitja orografike* gjatë së cilës ajri detyrohet të ngjitet në pjerrësinë e maleve duke prodhuar dhe reshjet më të mëdha në faqet e maleve që janë të ekspozuara ndaj erës. Reshjet e prodhuara nga ky mekanizëm quhen ndryshe reshje orografike.
- *Ngjitja frontale* gjatë së cilës, në prani të frontit atmosferik, ajri i ngrohtë detyrohet të ngjitet mbi ajrin e ftohtë duke prodhuar reshje që shumë shpesh janë të intensiteteve të larta.
- *Ngjitja konvektive* gjatë së cilës ajri i ngrohtë i sipërfaqes ngjitet në shtresa shumë të larta të atmosferës duke u ftohur shumë shpejt. Ky mekanizëm prodhon fenomene të motit ekstrem, përfshirë edhe rrebeshe të shiut.

Të tre këto mekanizma bëjnë të mundur ngjitjen e ajrit lart dhe ftohjen e tij dhe për pasojë zvogëlohet presioni i avujve të ngopur ndërsa lagështira relative arrin në 100%. Në mënyrë skematike, formimi i reshjeve paraqitet në figurën vijuese.

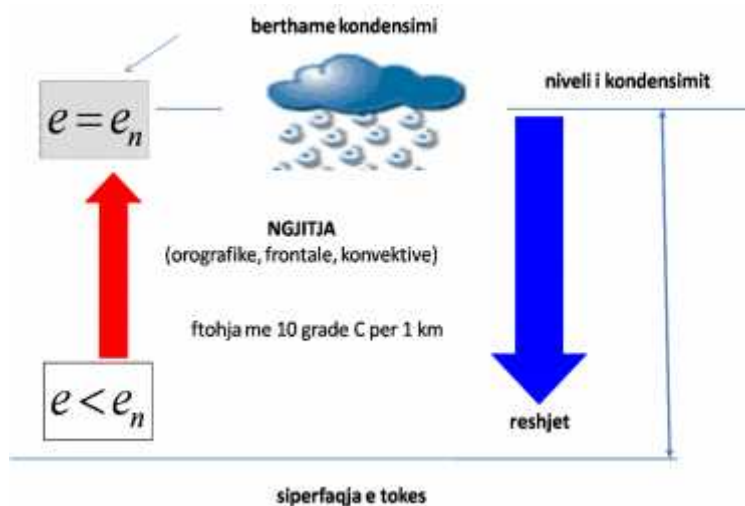


Figura 1.5 – Procesi i krijimit të reshjeve

I.2 Reshjet atmosferike dhe shpërndarja në hapësirë–kohë

Pjesa më e madhe e reshjeve përbëhet nga uji që bie prej reve në formë shiu ose dëbore dhe një masë e vogël përbëhet prej kondensimit të avujve të ujit në sipërfaqen e tokës që quhen dhe reshjet tokësore.

Karakteristikat kryesore të reshjeve janë sasia, kohëzgjatja, intensiteti i rënies, shpërndarja e tyre në hapësirë – kohë, etj. Shpërndarja globale e reshjeve varion në hapësirë ku zonat më të pasura me reshje janë ato ekuatoriale ndërsa më pak reshje bien në zonat polare dhe shkretëtirat subtropikale [The Global Climate System Review, No. 819]. Zonat më të lagështa marrin mbi 200 cm reshje në vit, në disa rajone reshjet vjetore arrijnë 300 – 400 cm në vit. Në qytetin indian Sohra, bien rreth 12 metra reshje në vit ndërsa në shkretëtirat e Saharasë dhe Kilit nuk bien reshje prej shumë vitesh.

Në gjerësitë mesatare, sasia e reshjeve ndryshon larmishëm nga një vend në tjetrin Zonat afër brigjeve marrin 75 – 100 cm në vit ndërsa në thellësi të kontinentit bien vetëm 25 – 50 cm gjatë gjithë vitit. Po ashtu, me ngritjen në lartësi sasia e reshjeve rritet deri në një kufi të caktuar dhe më pas sasia zvogëlohet sërish. Ky ndryshim i madh i reshjeve në hapësirë e bën të vështirë gjetjen për një zonë të gjerë, të një statistike kuptimplotë të mesatares, intensitetit, frekuencës, vlerave ekstreme, etj.

Nevojitet një rrjet i dendur vrojtimesh për të krijuar një tablo më reale të shpërndarjes së reshjeve në mënyrë që të evidentohet ndryshueshmëria e madhe. Vlerat mesatare të reshjeve në rang global, hemisferik, rajonal apo në rang vendi, mbivlerësojnë ose nënvlerësojnë sasinë reale të reshjeve kur këto vlera mesatare bazohen në të dhëna të grumbulluara nga një numër i vogël i stacioneve matës. Për vite me radhë, studimet e reshjeve në shkallë globale, hemisferike apo kontinentale janë penguar nga baza e të dhënave me shtrirje të ngushtë hapësinore e cila kushtëzohet nga mungesa e të dhënave nga sipërfaqet oqeanike. Këto sipërfaqe përbëjnë 70% të sipërfaqes së globit dhe të dhëna e oqeanëve nuk janë të përfaqësuar mirë në analizat klimatike globale [The Global Climate System Review, No. 819].

Edhe shtrirja kohore e reshjeve limitohet jo vetëm nga data e fillimit të regjistrimit të të dhënave por edhe nga përqindja e vogël e të dhënave në formë dixhitale, formë kjo e përshtashme për monitorimin në kohë-reale dhe për kërkimin shkencor në fushën e klimës globale. Një tjetër problem i të dhënave për reshjet është heterogjeniteti global i instrumentave matës të cilët gjenerojnë gabimet e tyre sistematike dhe të rastit.

Përsa i përket monitorimit në kohë reale, mënyra e vetme për të marrë të dhëna klimatike të reshjeve në rang global në kohë thuajse-reale është Sistemi i Telekomunikimit Global (GTS). Edhe ky sistem, kushtëzohet nga numri i ulët i stacioneve të disa shteteve apo kontinenteve që transmetojnë raporte nëpërmjet GTS. Në Shqipëri, nëpërmjet këtij sistemi transmetohen çdo tre orë të dhënat sinoptike vetëm për stacionin e Tiranës, nga 130 stacione meteorologjike të Rrjetit Kombëtar Meteorologjik. Transmetimi për Tiranën është realizuar gjatë periudhës 2006 – 2007, duke lënë të zbuluar të gjithë pjesën tjetër të territorit dhe të kohës. Në të njëjtat kushte janë edhe mjaft vende të tjera në botë të cilat kanë zhvillim dhe ekonomi të përafërt me Shqipërinë dhe kjo e bën të vështirë monitorimin në kohë reale të reshjeve në rang global.

I.3 Klimatologjia e reshjeve në Shqipëri

Shqipëria shtrihet në perëndim të Ballkanit, në brigjet e deteve Adriatik dhe Jon me kordinata 40° - 42° Veri dhe 19° - 20° Lindje. Si pjesë e pellgut të Mesdheut, tiparet klimatike të Shqipërisë i përkasin klimës karakteristike të këtij rajoni por duke shtuar edhe tiparet klimatike lokale të cilat dallohen në veçanti tek regjimi i reshjeve. Shpërndarja në hapësirë – kohë e reshjeve atmosferike në territorin shqiptar varet nga faktorë të shumtë ku ndër më kryesorët janë qarkullimi i përgjithshëm, lartësia mbi nivel deti, largësia nga vija bregdetare, etj. Këta faktorë si edhe shumë faktorë lokalë bëjnë që shpërndarja e reshjeve në vendin tonë të jetë e larmishme nga Alpet e veriore me reshje vjetore rreth 3000 mm, në zonat juglindore ku bien mesatarisht 700 mm reshje në vit [Mustaqi, V.: 1986].

Përsa i përket shpërndarjes kohore të reshjeve, sasia më e madhe e tyre, rreth 70% vërohet në gjysmën e ftohtë të vitit me maksimum në muajin nëntor dhe minimum të reshjeve në muajin korrik [Mustaqi, V.: 1986]. Ky fakt, thekson mjaft mirë karakterin mesdhetar të klimës së vendit tonë. Për të nxjerrë në pah vecoritë e shpërndarjes në hapësirë të reshjeve (shih figurën 1.3) është paraqitur shpërndarja e reshjeve vjetore në Shqipëri. Harta e mëposhtme, është ndërtuar në bazë të interpolimit të reshjeve në lidhje me distancën, pa marrë në konsideratë varësinë që kanë reshjet nga lartësia mbi nivelin e detit [Muça, L.: 1997].

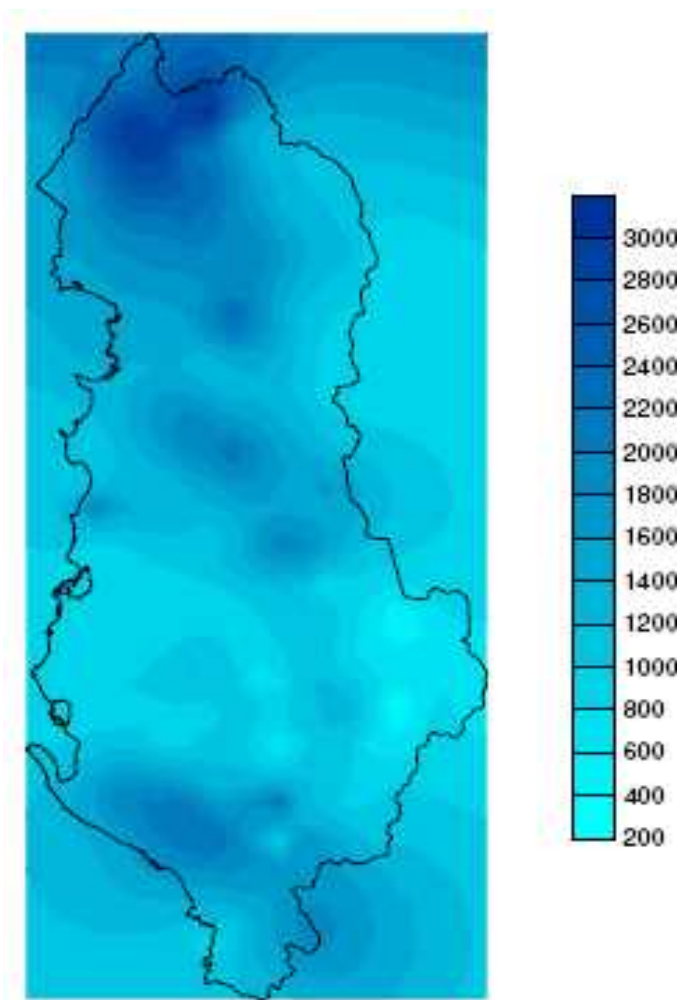


Figura 1.3 – Shpërndarja e reshjeve vjetore në Shqipëri

Në hartën e mësipërme shihet qartë se Shqipëria ka një shpërndarje të larmishme të reshjeve vjetore nga një zonë në tjetrën.

I.4 Historik 15-vjeçar i reshjeve intensive në Europë

Reshjet ekstreme ndodhin atëherë kur intensiteti me të cilin reshjet bien, është i lartë për një periudhë të gjatë kohore.

Gjatë periudhës 1990 – 2005, të marrë në studim, në një pjesë të madhe të kontinentit European janë vrojtuar rrebeshe shiu të cilët kanë shkaktuar përmbytje masive ku vlen të përmenden përmbytjet e 1991, të cilat përfshinë kontinentin nga jugu i Gjermanisë deri në brigjet e Detit të Zi. Sasi prej 200 mm shi, përmbytën zonën Salzburg në Austri duke shkaktuar 5 humbje jetë njerëzish, mbylljen e qindra rrugëve automobilistike, etj. Në lumin Danub, për shkak të ngritjes së nivelit të ujit nga shirat u pezullua lundrimi ndërmjet Vienës dhe Linz-it duke bërë që kjo përmbytje në Austri të konsiderohet si më e rënda e 30 viteve të fundit. Po ashtu, shirat intensive në verilindje të Rumanisë dhe Ukrainës perëndimore, përfshinë me mijëra fshatra duke shkaktuar përkatesisht 100 dhe 11 humbje në jetë njerëzish.

Shtatori dhe tetori i vitit 1992, sollën shira intensive në Mesdheun perëndimor dhe për pasojë, në jug të Francës shirat arritën intensitete në intervalin 200 – 450 mm në vetëm 12 orë, duke shënuar kështu rekord të ri të përmbytjeve në Francë. Sipas dëshmive të banorëve, në zonën Vaison-la-Romaine një “mur uji” me lartësi 15 m vërshoi mbi qytet duke marrë përpara makina dhe furgona me njerëz që ndodheshin nëpër rrugë dhe për pasojë u raportuan 32 persona të mbytur dhe mbi 50 të tjerë të humbur.

Jo shumë ditë më vonë, rrebeshe shiu me intensitet prej 50 mm në vetëm 30 minuta apo 80 mm vetëm gjatë 1 ore, shkaktuan një tjetër përmbytje. Për këtë episod, në shumë vëndmatje meteorologjike franceze, u shënuan rekorde të rinj historik. Në lindje të Pirenejve dhe në ishullin e Korsikës, u raportuan disa njerëz të mbytur dhe shumë qendra të banuara u izoluan. Duke vijuar me vitin 1993, i cili solli sërish episode me shira të intensiteteve të larta gjatë muajve shtator dhe tetor, të cilat shkaktuan përmbytje në Madrid pasi sasia prej 192 mm në 24 orë, shënonte dhe një rekord të ri historik për serinë kohore 139 vjecare (vitet 1854 – 1993). Gjatë të njëjtit episod u përmbytën shumë qytete italiane si Roma, Venecia, etj. Episode të tjera deri në fund të vitit 1993 goditën Greqinë, Izraelin, Francën, Spanjën, Portugalinë, Marokun verior, etj.

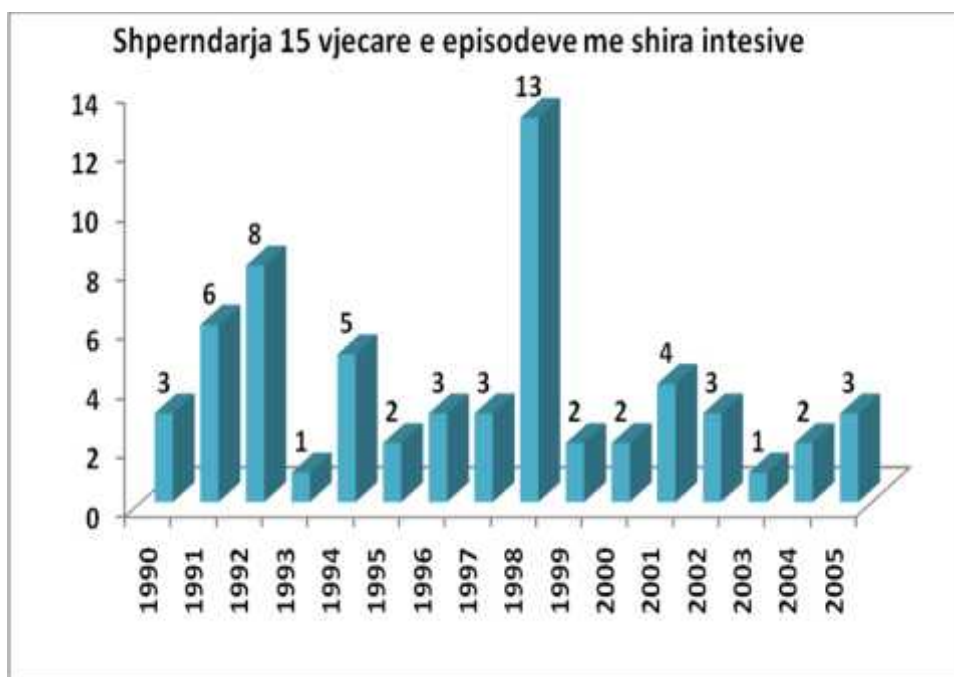
Të gjithë këto episode u shoqëruan me shira, sasitë e të cilëve i kapërcenin me 2, 3 apo edhe 4 herë sasitë normale ditore, mujore apo edhe më keq sasitë vjetore të reshjeve [INM/WMO – International Symposium, 1997]. Një seri stuhish goditi Europën qendrore dhe perëndimore gjatë dhjetorit 1993 duke sjellë erëra të forta me shpejtësi mbi 145 km/h dhe sasi të mëdha shirash mbi 255 mm në vetëm 24 orë. Gjermania përjetoi përmbytjet më të fuqishme të 60 viteve të fundit, po ashtu Belgjika, Holanda dhe Franca lindore u përmbytën gjatë këtij episodi.

Në Shqipëri, rastisja e shirave intensive ndjek tablonë e përgjithshme Europiane por në veçanti, ndjek tablonë e reshjeve intensive në Mesdhe, rajon të cilit Shqipëria i përket gjeografikisht dhe klimatikisht. Episode me reshje intensive 24 orëshe në territorin shqiptar janë vrojtuar edhe gjatë periudhës 1950 – 1990.

Vlen të përmenden episodet me shira ekstreme të vitit 1962 në Shqipërinë qendrore ku qytete si Tirana dhe Durrësi regjistruan reshje 24 orëshe të sasive 153.5 mm dhe 182.5 mm. Një tjetër episod me reshje me intensitete të larta është ai i vitit 1963 ku veriu dhe veriperëndimi i vendit, në vendmatjet Bogë dhe Bushat janë regjistruar përkatësisht 420.4 mm dhe 330.5 mm, në vetëm 24 orë. Po ashtu, reshje intensive janë regjistruat në vitin 1977 në zonat jugore të vendit dhe konkretish në Sarandë dhe Cukë janë regjistruar përkatësisht 192.1 dhe 123.3 mm reshje në intervalin kohor 24 orësh.

Një nga episodet me reshje intensive të konsideruara si reshje të jashtëzakonshme, është ai i vitit 1981 ku në shumë zona të Shqipërisë janë regjistruar reshje intensive. Vlen të vihen në dukje vendmatjet Fier dhe Gorre-Lushnjë, të cilat regjistruan përkatësisht 344.7 mm dhe 382 mm gjatë 24 orëve. Episode me reshje intensive në territorin shqiptar janë regjistruar edhe në vitet 1982, 1988 dhe 1989.

Gjatë viteve 1990-2005 (shih grafikun 1.4.1) Shqipëria përjetoi episode jo të pakta shirash intensive dhe përmbytje, të cilat kanë shkaktuar mjaft dëme ekonomike, ekologjike, sociale dhe deri humbje të pakta në jetë njerëzish.



Grafiku 1.4.1 – Numri i episodeve me reshje intensive për periudhën
1990 – 2005

Shihet nga grafiku se numri më i madh i episodeve me reshje intensive i përket vitit 1998 me 13 episode ose 21.3 % e të gjithë episodeve të regjistruara gjatë 1990 – 2005.

Një përshkrim më të detajuar të episodeve me reshje intensive në Shqipëri, do të bëhet në vijim të studimit por vlen të theksohet se gjatë periudhës 15 vjecare të studiuar, rezultojnë 61 episode me shira intensive që tregojnë se Shqipëria gjatë një viti, përjeton mesatarisht 4 episode me reshje të intensiteteve të larta.

Po të ndërtohet shpërndarja gjatë vitit e episodeve me reshje intensive, rezulton se muaji me numrin më të madh të episodeve me reshje intensive është nëntori (shih grafikun 1.4.2) ndërsa më pak episode shfaqen në muajin korrik dhe gusht.



Grafiku 1.4.2 – Shpërndarja gjatë vitit e reshjeve intensive në territorin shqiptar.

Nga grafiku shihet se shumica e reshjeve intensive, në masën 75.4% prej të gjithë episodeve të regjistruara, janë vërtetuar në periudhën shtator – dhjetor. Kjo e dhënë forcon faktin që reshjet në territor bien kryesisht në 4 muajt e fundit të vitit. Numri më i madh i episodeve me reshje intensive, 18 episode, vërtetohet gjatë muajit nëntor që përbën dhe 29.5 % të të gjithë episodeve me shi intensiv.

Kapitulli II. Faktorët reshje-formues

II.1 Faktorët e përgjithshëm reshje-formues

Për një analizë më të mirë të faktorëve që ndikojnë në formimin e reshjeve intensive, duhet më parë të njihen kushtet e përshtatshme dhe faktorët e përgjithshëm që ndikojnë në formimin e reshjeve. Faktorët që ndikojnë në reshje-formim janë të shumtë por kur bëhet fjalë për reshje me intensitete të larta apo intensitete ekstreme, zgjerohet ndjeshëm numri i faktorëve të përgjithshëm por kryesisht i faktorëve lokalë që duhet të merren në konsideratë. Në grupin e faktorëve të përgjithshëm reshje-formues bëjnë pjesë qarkullimi i përgjithshëm i atmosferës, relievi i territorit, prezenca e qendrave ciklonare në sipërfaqe, përmbajtja e lagështirës në shtresa të ndryshme të atmosferës, lëvizjet ngjitëse të ajrit, ndryshimi vertikal i shpejtësisë dhe drejtimit të erës, temperatura e ajrit në nivelet e poshtme të atmosferës, etj. Këta faktorë dhe shumë faktorë të tjerë janë përgjegjës të përgjithshëm të krijimit të reshjeve. Por, në këtë studim janë përzgjedhur disa faktorë të cilët do të analizohen në detaje në mënyrë që të vlerësohet specifikisht roli i tyre në krijimin e reshjeve me intensitete të larta. Në grupin e faktorëve të përzgjedhur bëjnë pjesë nënqarkullimi i ajrit sipas strukturës gjeopotenciale në lartësinë 500 hPa, lagështira relative e ajrit në nivelet 850, 700 hPa si dhe instabiliteti atmosferik bazuar në shpejtësitë vertikale dhe indeksin LIFT.

II.2 Qarkullimi i përgjithshëm i atmosferës

Formimi i reshjeve dhe shpërndarja e tyre në hapësirë dhe kohë varet ngushtësisht nga forma e qarkullimit të masave ajrore në një rajon të caktuar.

Bashkësia e të gjitha llojeve të lëvizjeve ajrore të mëdha në kufijtë e poshtëm të atmosferës, prej të cilave realizohet shkëmbimi i masave të mëdha ajrore në drejtimin horizontal dhe vertikal, quhet qarkullim i përgjithshëm i atmosferës. Në qarkullimin e përgjithshëm përfshihen të gjitha lëvizjet që shkaktohen nga diferenca e temperaturave midis gjerësive të mëdha dhe të vogla, nga diferenca e temperaturave midis oqeanëve dhe kontinenteve, lëvizjet si pasojë e prezencës së qendrave ciklonare – anticiklonare, etj. Shkak fillestar i të gjithë lëvizjeve të atmosferës është ngrohja jo e njëjtë e pjesëve të ndryshme të tokës dhe rrjedhimisht të atmosferës që çon në shpërndarjen jo të njëjtë të presionit. Shpërndarja jo e njëjtë e presionit atmosferik shkakton lindjen e rrjedhjeve ajrore si pasojë e forcës së gradientit barik (figura 2.1).

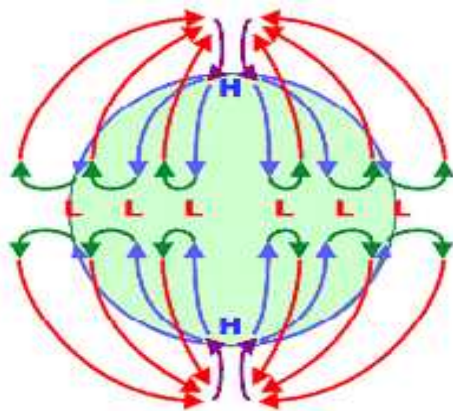


Figura 2.1 – Skema e lëvizjes së ajrit duke konsideruar vetëm forcën e gradientit barik.

Në skemën më lart, duke patur në konsideratë vetëm veprimin e forcës së gradientit barik, lëvizja ka drejtim nga zonat me presion të lartë në ato me presion të ulët e ngjashme kjo me rrjedhjen e ujit nga lartësi të mëdha drejt lartësive më të vogla. Në realitet nuk vërohet kjo skemë e thjeshtë pasi në ajrin që lëviz veprojnë edhe forca e Koriolisit, forca e fërkimit dhe forca centrifuge.

Skemat e para të qarkullimit të përgjithshëm të atmosferës marrin parasysh vetëm ndryshimin e temperaturës të polit me ekuatorin. Ndërsa, skema që merr parasysh edhe lëvizjen rrotulluese të tokës duke e konsideruar sipërfaqen e tokës homogjene (shih figurën 2.2) paraqet 3 unaza qarkullimi në çdo hemisferë. Në unazën e parë, fryjnë erëra verilindore në pjesën e poshtme të atmosferës ndërsa fryjnë erëra jugperëndimore në pjesën e sipërme të saj. Në unazën e dytë, në sipërfaqen e tokës vrojtohen erëra jugperëndimore ndërsa në lartësi vrojtohen erëra verilindore. Në unazën e tretë, në pjesën e poshtme të atmosferës erërat janë verilindore ndërsa në lartësi fryjnë erëra jugperëndimore.

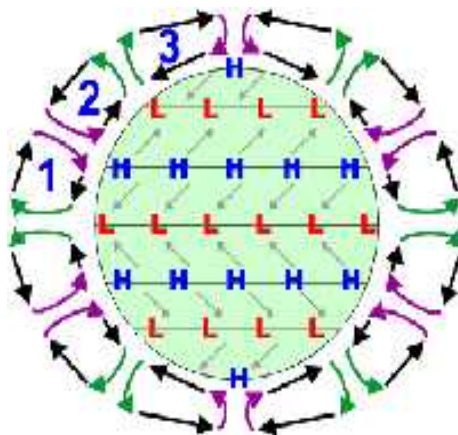


Figura 2.2 – Skema e lëvizjes së ajrit duke konsideruar ndryshimin e temperaturës pol – ekuator dhe lëvizjen rrotulluese të tokës.

Kjo skemë është sërish larg skemës reale pasi sipërfaqja shtresë nuk është homogjene dhe akoma më shumë qarkullimi i përgjithshëm atmosferik komplikohet për shkak të prezencës së qendrave ciklonare dhe anticiklonare.

Në territorin e Shqipërisë, vrojtohen disa tipe qarkullimi dhe nënqarkullimi, të masave ajrore [V. Mustaqi 1986]:

1. Qarkullimi perëndimor, është karakteristikë e rajonit të Mesdheut dhe si pjesë e këtij rajoni, vendi ynë ndikohet nga ky qarkullim në 70% të ditëve të vitit. Ky tip qarkullimi sjell në Mesdhe dhe vendin tonë, masa ajrore nga Atlantiku të pasura me lagështirë të cilat shkarkojnë reshje të bollshme në rastin kur gjejnë në këtë rajon kushte optimale dinamike.
2. Qarkullimi meridional, zhvendos masat ajrore sipas meridianëve duke bërë që masat ajrore të kalojnë kryesisht mbi kontinente pa patur mundësi të ngarkohen me lagështirë.
3. Qarkullimi lindor, zhvendos qendrat anticiklonare lindore drejt Shqipërisë duke sjellë në vend, kushte të qëndrueshme atmosferike.

Përveç këtyre tre formave kryesore, ekzistojnë dhe nënqarkullime të masave ajrore të cilat shpjegohen në varësi të rrjedhjes së ajrit në fushën gjeopotenciale 500 hPa dhe që ndikojnë drejtpërdrejt në regjimin e reshjeve në territorin shqiptar. Këto lloje nënqarkullimesh që në vijim do të quhen “struktura gjeopotenciale” luajnë një rol të rëndësishëm në intensifikimin e reshjeve në një zonë më të ngushtë.

II.3 Relievi i Shqipërisë

Relievi ndikon drejtpërdrejt në formimin dhe shpërndarjen e reshjeve të një zone gjeografike. Relievi shqiptar si një faktor fizik stabil, luan një rol të rëndësishëm në pozicionimin gjeografik dhe në intensitetin e reshjeve [Porja, T.: 2004]. Ajo çfarë thekson më tepër ndikimin e faktorëve lokalë në reshjet, është relievi unik i Shqipërisë i cili përbëhet nga male dhe kodra në masën mbi 76 % të territorit, me lartësi mesatare 700 m mbi nivelin e detit, sa dyfishi i lartësisë mesatare Europiane.

Maja më e lartë ndodhet në malin e Korabit me lartësi 2751 m ndërsa fushat dhe ultësirat shtrihen kryesisht përgjatë brigjeve të Adriatikut dhe në jug të vendit. Rrethuar nga malet në Veri, Lindje dhe Jug si edhe hapja e terrenit drejt detit në perëndim bëjnë që relievi shqiptar të shërbejë si barrierë për masat ajrore të lagështa që vijnë nga deti (si në figurën 2.3).



Figura 2.3 – Relievi i territorit shqiptar

Në kushtet e një relievi të tillë, erërat detare sjellin drejt territorit shqiptar, ajër të ngrohtë dhe të lagësht i cili në kontakt me barrierat natyrore të relievit i nënshtohet ngjitjes në pjerrësinë e relievit.

II.4 Qendrat ciklonare dhe frontet atmosferike

Reshjet frontale apo ciklonare gjenerohen për shkak të aktivitetit ciklonar përgjatë zonës frontale ndërmjet dy masave ajrore të ndryshme. Qendrat e presionit të ulët shoqërohen pothuajse gjithmonë me vranësira dhe reshje [Thorpe, A. J.: 2004].

Qendrat e presionit të ulët ose ndryshe ciklonet, janë zona ku presioni atmosferik zvogëlohet nga periferia drejt qendrës. Në qendër të ciklonit ndodh ngjitja e detyrueshme e ajri me shpejtësi të madhe drejt atmosferës. Ardhja e vazhdueshme e ajrit të ngrohtë e të lagësht nga periferia drejt qendrës së ciklonit dhe më pas ngjitja e ajrit lart, shoqërohet me lindjen e komponentes rrotulluese e cila luan rol të rëndësishëm në zhvillimin e mëtejshëm të qendrës ciklonare. Sa më i ulët të jetë presioni atmosferik në qendër të ciklonit aq më i fuqishëm është aktiviteti ciklonar. Kjo është edhe arsyeja që në kushtet e stuhive të fuqishme të shoqëruara me fenomene ekstreme të motit, përdoret shumë shpesh termi ciklon. Prezenca e qendrave ciklonare në një zonë të caktuar sjell instabilitet të atmosferës dhe për pasojë vranësira dhe reshje.

Ndërsa anticiklonet, janë zona ku presioni atmosferik rritet nga periferia drejt qendrës së tij. Në qendër të anticiklonit ajri detyrohet të zbresë nga shtresat e sipërme të atmosferës drejt sipërfaqes së tokës. Në qendër të anticiklonit, ajri që zbret nga atmosfera drejt sipërfaqes së tokës, ngrohet duke sjellë zvogëlim të lagështirës relative dhe pamundësi të krijimit të reve. Anticiklonet shtrihen në një zonë më të gjerë gjeografike se ciklonet, zhvendosen më ngadalë si edhe kanë jetëgjatësi më të madhe se ciklonet.

Anticiklonet sjellin kryesisht mot të ngrohtë dhe të kthjellët gjatë stinës së verës ndërsa mot të kthjellët por të ftohtë gjatë dimrit.

Është përmendur më lart se reshjet frontale gjenerohen për shkak të aktivitetit ciklonar përgjatë zonës frontale ose frontit ndërmjet dy masave ajrore të ndryshme. Kur dy masa ajrore takohen, ajri më i ngrohtë ngjitet mbi ajrin më të ftohtë e të dendur dhe zona e tranzicionit midis këtyre dy masave ajrore njihet si zona frontale. Frontet shoqërohen me vranësira dhe pothuajse gjithmonë shoqërohen me reshje. Kur në një rajon ndodh kalimi i një fronti, ky kalim shoqërohet me ndryshim të shpejtësisë dhe drejtimit të erës, me rënie të presionit atmosferik dhe rritje të lagështirës në ajër.

Frontet, në varësi të karakteristikave të masave ajrore dhe të zhvendosjes së tyre, klasifikohen në fronte të ftohtë dhe të ngrohtë. Në një rajon të caktuar, ndodh kalimi i një fronti të ftohtë kur ajri në këtë rajon zëvendësohet nga ajër më i ftohtë duke u pozicionuar pas ajrit të ngrohtë. Duke qenë se ajri i ftohtë është më i dendur, ai e shtyn ajrin e ngrohtë përpara duke e detyruar të ngjitet me shpejtësi në shtresat e sipërme të atmosferës dhe për pasojë ajri do të ftohet dhe njëkohësisht do të rritet lagështira relative duke bërë që të nisë kondensimi i avujve të ujit dhe të formohen retë. Kalimi i frontit të ftohtë shoqërohet me re të zhvilluara mirë vertikalisht (shih figurën 2.4) të cilat prodhojnë stuhi dhe reshje intensive afatshkurtra, të cilat në përgjithësi prekin zona gjeografike me shtrirje rreth 50 – 70 km.

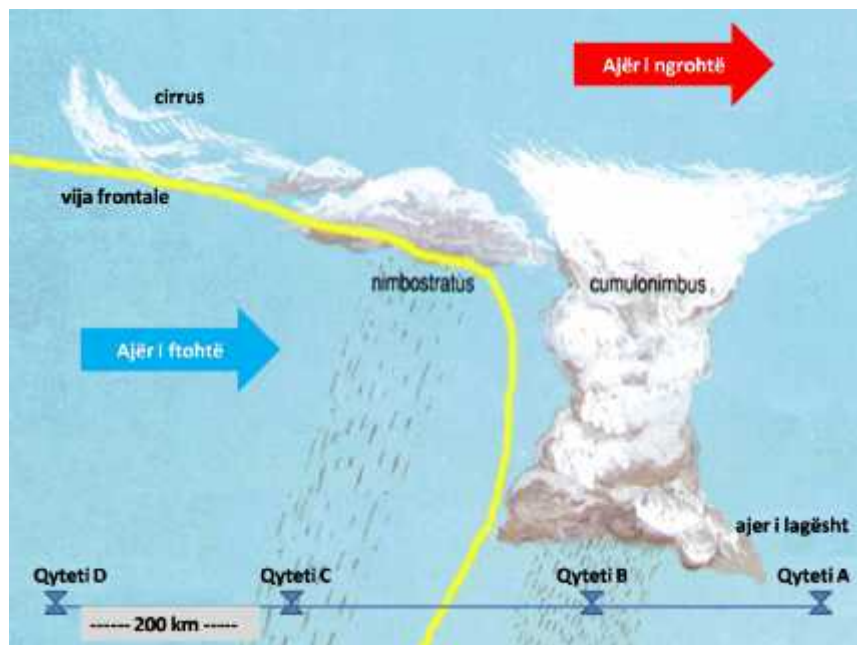


Figura 2.4 – Zhvillimi vertikal i vranësirës përgjatë frontit të ftohtë

Kur një masë ajrore e ngrohtë takon ajër më të ftohtë dhe ajri i ngrohtë ngjitet mbi ajrin e ftohtë krijohet një front i ngrohtë. Pas kalimit të frontit të ngrohtë, ajri ekzistues zëvendësohet nga ajër më i ngrohtë dhe më i lagësht. Fronti i ngrohtë lëviz ngadalë duke shtyrë përpara ajrin e ftohtë dhe për pasojë krijohen retë shtresore me shtrirje deri 400 km, prej të cilave prodhohen reshje me intensitete të ulëta dhe mesatare me kohëzgjatje disa orë ose ditë.

II.5 Lagështira e ajrit

Vlerësimi dhe marrja në konsideratë e lagështirës në ajër është me rëndësi në përcaktimin e potencialeve për krijimin e reshjeve dhe në veçanti të reshjeve intensive pasi, sistemet e fuqishme të vranësirave që prodhojnë reshje me intensitete të larta duhet të kenë burim të mjaftueshëm lagështire.

Përmbajtja e lagështirës në ajër është faktor kryesor në krijimin e reshjeve por që ato të arrijnë sipërfaqen e tokës duhet që kjo masë ajrore të ketë aftësi për t'u kondensuar [Triplet, J.P.: 1977]. Sa më e madhe të jetë përmbajtja e lagështirës në masën ajrore aq më e madhe është sasia e lagështirës së kondensuar. Rol të rëndësishëm luan edhe sasia e lagështirës që ndodhet në shtresat poshtë bazës së reve e cila kufizon avullimin gjatë rënies së reshjeve drejt tokës. Gjithashtu, aftësia e kondensimit është e lartë në rast se kjo masë ajrore ushqehet vazhdimisht me ajër të ngrohtë ($T > 0$ gradë C) nga një shtresë e pozicionuar më poshtë saj.

Për vlerësimin e lagështirës përdoren parametra dhe tregues të ndryshëm ku vlen të përmenden lagështira absolute, lagështira relative në nivele të ndryshme të atmosferës, pika e vesës, uji i precipitueshëm sipas vertikales, etj. Përdorim praktik ka gjetur lagështira relative, e cila tregon raportin e presionit të avujve të ujit në një masë ajri me presionin e avujve të ngopur për të njëjtën temperaturë të ajrit. Për temperatura të larta të ajrit, nevojiten shumë avuj uji që ajri të arrijë ngopjen kështu që rritja e temperaturës shoqërohet me zvogëlimin e lagështirës relative për të njëjtën sasi avujsh uji. Lagështira relative tregon se sa afër nivelit të ngopjes me avuj uji është një shtresë e caktuar e atmosferës ku sa më e lartë lagështira relative aq më pranë nivelit të kondensimit ndodhet një masë ajri.

II.6 Instabiliteti i atmosferës

Atmosfera konsiderohet në kushte instabiliteti kur lëvizjet vertikale të ajrit janë prezente ndërsa në kushtet e stabilitetit, atmosfera pengon lindjen e lëvizjeve vertikale dhe nëse këto lëvizje janë prezente, atmosfera i minimizon këto lëvizje deri sa ato shuhet.

Në kushtet e instabilitetit atmosferik, lëvizjet vertikale janë prezente dhe kanë tendencë të fuqizohen. Instabiliteti atmosferik përcaktohet nga diferenca e temperaturës së një volumi ajri që ngjitet me temperaturën e ajrit rreth tij, në të njëjtën lartësi [Triplet, J.P.: 1977; Meteorol. Atmos. Phys. 72, 2000].

Shpërndarja e temperaturës në atmosferë sipas profilit vertikal ndikon instabilitetin atmosferik. Ngjitjet e ajrit nga sipërfaqja drejt atmosferës dhe zbritjet e ajrit nga shtresat e sipërme drejt sipërfaqes së tokës shoqërohen përkatësisht me ftohje dhe ngrohje adiabatike. Ajri që ngjitet, zgjerohet dhe ftohet si pasojë e rënies së presionit me rritjen e lartësisë ndërsa e kundërta ndodh për ajrin që zbret nga atmosfera drejt shtresave më të ulëta. Shkalla e instabilitetit përcaktohet nga ndryshimi i temperaturës së shtresës së ajrit (T_a) me temperaturën (T) të volumit të ajrit që ngjitet në atë lartësi. Në rast se kjo diferencë është negative atëherë volumi i ajrit do të vijojë të ngjitet deri sa arrin në shtresën e ajrit për të cilën temperaturat barazohen. Ndërsa kur kjo diferencë është pozitive volumi i ajrit rezulton më i ftohtë dhe më i dendur se shtresa e ajrit përreth dhe për rrjedhojë ky volum ajri nuk mund të vijojë ngjitjen.

Një rast i vecantë i stratifikimit termik të atmosferës është inversioni i temperaturës gjatë të cilit, temperatura rritet me lartësinë duke bërë që atmosfera të jetë stabël.

Për ajrin që ngjitet, ndryshimi vertikal i temperaturës është pasojë e ftohjes adiabatike ndërsa ndryshimi vertikal i temperaturës së atmosferës është pasojë e stratifikimit termik të saj.

Në rastin kur ajri që ngjitet është i lagësht, ftohja e tij për të njëjtën ngjitje është më e ngadaltë për shkak të clirimit të nxehtësisë latente gjatë kondensimit. Për këtë arsye, ngjitja e ajrit të lagësht sjell instabilitet më të lartë se ngjitja e ajrit të thatë.

Ekzistojnë dy forma të instabilitetit atmosferik:

- *Instabiliteti termik* i cili i referohet ngjitjes së ajrit lart si pasojë e ngrohjes së tokës nga rrezatimi diellor dhe për rrjedhojë ngrohet edhe ajri pranë saj. Ky volum ajri gjatë ngjitjes pëson ftohje adiabatike që në rastin e ajrit të thatë, temperatura me rritjen e lartësisë zvogëlohet me $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ për cdo km, zvogëlim ky i quajtur “ftohja sipas adiabatës së thatë” (sipas shprehjes në paragrafin I.1). Ndërsa, nëse ajri që ngjitet është i ngopur me lagështirë clirimi i nxehtësisë latente të kondensimit ndikon në zvogëlimin e shkallës së ftohjes nga $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ për cdo km në $6\text{ }^{\circ}\text{C}$ për cdo km, që quhet ftohja sipas adiabatës së lagësht.

- *Instabiliteti dinamik* i cili i referohet ngjitjeve të detyruara të ajrit si pasojë e disa mekanizmave. Ngjitja e detyruar e ajrit ndodh kur ajri detyrohet të ngjitet për shkak të orografisë, për shkak të kalimit të fronteve ku ajri i ngrohtë e më pak i dendur detyrohet të ngjitet mbi ajrin e ftohtë, për shkak të konvergjencës së lëvizjeve horizontale të ajrit të cilat detyrojnë rryma të ajrit të ngjiten lart, etj.

Konkretisht, në përcaktimin e instabilitetit të atmosferës janë zgjedhur parametri shpejtësi vertikale (Vv) dhe indeksi i ngjitjes (LI). Një analizë e detajuar e nënqarkullimeve të ajrit, shpejtësive vertikale, indeksit LI dhe vlerësimi i lagështirës relative në dy nivele të atmosferës, paraqitet në paragrafe të veçantë të kapitullit vijues.

Kapitulli III Reshjet intensive – Metodologjia

Reshjet me intensitete të larta shpeshherë shkaktjnë përmytje të zonave të banuara në territorin shqiptar duke krijuar një fenomen të rrezikshëm për komunitetin. Prandaj, studimi i thelluar i episodeve me reshje intensive për territorin shqiptar konsiderohet një domosdoshmëri. Për më tepër, gjetja e faktorëve që ndikojnë në prodhimin e reshjeve intensive dhe vlerësimi i tyre për periudha të ndryshme përsëritje do të përmirësonte parashikimin operacional dhe propabilitar të tyre. Studimet mbi reshjet intensive apo ekstreme të realizuara nga shumë autorë, arrijnë në konkluzionin që faktorët që ndikojnë prodhimin e reshjeve me intensitete të larta janë të shumtë dhe është vështirë të përcaktohet një faktor i vetëm, si përgjegjës i këtyre reshjeve.

Për të përcaktuar faktorët që ndikojnë në prodhimin e reshjeve intensive në Shqipëri, janë përzgjedhur si ndikues kryesorë faktorët “forma e fushës gjeopotenciale” në lartësinë 500 hpa; “lagështira relative” në nivelet 700 dhe 850 hPa; faktori “shpejtësi vertikale” dhe “indeksi i ngjitjes-LI”. Forma e strukturës gjeopotenciale ka shërbyer si klasifikues i episodeve me reshje intensive në grup-struktura me forma të ngjashme të fushës së gjeopotencialit. Faktori i lagështirës relative në dy nivele të atmosferës është përdorur për të përcaktuar vlerat prag të saj për secilën grup-strukturë. Ndërsa, shpejtësia vertikale e ajrit dhe indeksi LI, janë analizuar për të përcaktuar shkallën e instabilitetit atmosferik (një analizë e detajuar e këtyre faktorëve është bërë në vijim të këtij kapitulli).

III.1 Metodat Rainsat dhe Modelet Numerike Meteorologjike

Metodat RainSat përdoren gjerësisht në parashikimet meteorologjike operacionale por njihen edhe disavantazhet e tyre në parashikim ku vlen të përmendet fakti që pamjet satelitore fotografojnë vranësitat por nuk janë në gjendje të përcaktojnë përmbajtjen e tyre duke qenë se nuk e depërtojnë atë. Ndër metodat më praktike dhe më të përdorura nga autorë të huaj por edhe në Shqipëri [Porja, T., De Luque, A.: 2004] janë ato metoda RainSat që bazohen në të dhënat e kanalit infrared, të pamjeve satelitore.

Çfarë janë metodat Rainsat?

Metodat Rainsat analizojnë aspekte të ndryshme të reshjeve si sasia, intensiteti apo kohëzgjatja e reshjeve duke përdorur relacionet ndërmjet reshjeve dhe të dhënave satelitore. Bazuar në të dhënat që përdorin dhe rezultatet që japin, metodat Rainsat ndahen në disa kategori ku secila vlerëson një aspekt të vecantë të reshjeve, bazuar në pamjet satelitore [Levizzani et al. 2002].

- *Metoda e indeksimit të vranësirës*: përcakton intensitetin e reshjeve sipas tipit të vranësirës që indentifikohet në pamjet satelitore. Metoda më e thjeshtë e kësaj kategorie [Arkin.: 1979] bazohet në relacionin e mirë të reshjeve të vlerësuara nga pamjet radar dhe zonës më të ftohtë të paraqitur nga pamjet IR ($T < 235$ K). Kjo metodë [Arkin and Meisner,: 1987] përcakton rajonet me intensitet konstant të reshjeve prej 3 mm/h, që i përket zonës geografike tropikale dhe aplikohet kryesisht në klimatologji.

- *Metoda bi-spektrale*: bazohet në relacionin ndërmjet intensitetit të reshjeve dhe temperaturës së vranësirave, e vlerësuar nga pamjet satelitore [Griffith, C. G.: 1978]. Metoda bi-spektrale jep intensitet të lartë të reshjeve për vranësira të cilat paraqiten të ftohta dhe të ndritshme në pamjet satelitore (karakteristikë e reve cumulonimbus) ndërsa jep intensitete të ulta të reshjeve për vranësirat që në pamjet satelitore, paraqiten të ftohta dhe të holla (karakteristikë e reve cirrus). Po ashtu, për vranësirat që paraqiten të ndritshme por të ngrohta në pamjet satelitore, metoda jep intensitete të ulta të reshjeve (karakteristikë e reve stratus).

- *Metoda cikël-jete*: kjo metodë kërkon në mënyrë specifike pamje të satelitëve gjeostacionarë duke qenë se bazohet në analiza të detajuara të ciklit lindje-zhvillim-zhdukje të vranësirës. Kjo metodë aplikohet kryesisht për vranësirat konvektive të cilat zhvillohen sipas ciklit të plotë “lindje-zhvillim-zhdukje”. Intensiteti i reshjeve të një vranësire përcaktohet për piksele të pamjes satelitore të cilët rezultojnë me temperaturë $T < 253 \text{ K}$ [Negri, A. J.: 1984].

- *Metoda Auto-Estimator*: kjo metodë vlerëson intensitetin e reshjeve bazuar njëkohësisht në të dhënat e pamjeve satelitore dhe pamjeve radar [Vicente et al. 1998]. Intensiteti i reshjeve vlerësohet nga relacioni (*) që lidh temperaturën e reve, sipas pamjeve satelitore IR dhe sasisë së reshjeve të vlerësuara nga pamjet radar. Varësia e tyre jepet sipas shprehjes:

$$R = 1.1183 * 10^{11} \exp(-3.6382 * 10^{-2} * TIR^{1.2}) \quad (*)$$

ku R është intensiteti i reshjeve (në mm/h), dhe TIR është temperatura e kufirit të sipërm të vranësirës (në gradë K).

Metoda RainSat më e përdorur në vlerësimin e reshjeve intensive në Shqipëri është Auto-Estimator. Në përgjithësi, metodat Rainsat japin rezultate të mira për intensitetet 1, 2 apo 3 orëshe ndërsa për reshje 24-orëshe metodat satelitore kanë treguar që mbivlerësojnë sasinë e reshjeve të akumuluar [De Luque, A., Porja, T.: 2006].

Çfarë janë modelet numerike të parashikimit?

Një ndër metodat më të mira dhe më praktike në parashikimin operacional dhe kërkimin shkencor në meteorologji dhe klimë janë Modelet Numerike të Parashikimi (NWP). Është vërtetuar nga shumë autorë se modelet numerike meteorologjike janë metoda efikase në analizën dhe parashikimin e reshjeve intensive [Martinez. C., 2008].

Metoda e Modeleve Numerike Meteorologjike (NWP) bazohet në integrimin e një sistemi ekuacionesh me derivate të pjesshme, të cilët përcaktojnë gjëndjen e atmosferës.

Zgjidhja e sistemit të ekuacioneve të NWP mbështetet në të dhënat kufitare nga vërtetimet reale të parametrave meteorologjikë dhe rezultatet e tyre përcaktojnë gjëndjen e atmosferës në intervalet kohore pasardhëse. Modelet numerike kanë shtrirje hapësinore dhe kohore, në bazë të së cilave ata ndahen në modele me rezolucion të ulët dhe me rezolucion të lartë. Modelet me rezolucion të ulët hapësinor kanë shtrirje hemisferike, globale apo kontinentale ndërsa modelet me rezolucion të lartë kanë shtrirje rajonale apo lokale. Rezolucioni hapësinor i modeleve bazohet në numrin e pikave të grilës në të cilat modeli kryen llogaritjet.

Në ditët e sotme, modelet më efikase janë “ansamblët” e parashikimit të cilët përbëhen nga integrimi i një modeli të vetëm parashikimi që i jepen kushte fillestare të ndryshme prej të cilit dalin rezultate të ndryshme për të njëjtën gjëndja të atmosferës. Rezultatet e ansambleve filtrohen deri në nxjerrjen e gjëndjes me propabilitetin më të madh të ndodhjes, në bazë të së cilës realizohet parashikimi. Modeli më praktik i përdorur në simulimet numerike të episodeve me reshje intensive për territorin shqiptar është modeli MM5.

Për studimin e episodeve me reshjeve intensive me anë të modeleve numerike të parashikimit, episodet mund të simulohen duke ndërhyrë “artificialisht” në faktorët fizikë dhe dinamikë të kushteve atmosferike, duke hequr apo shtuar faktorë të ndryshëm, duke u dhënë faktorëve pesha të ndryshme gjatë simulimit, etj. Për Shqipërinë janë analizuar dhe simuluar me anë të modelit MM5 disa episode me reshje intensive dhe rezultatet e arritura kanë përcaktuar faktorë të rëndësishëm si relievi dhe nxehtësia latente, të cilët ndikojnë prodhimin e reshjeve intensive [Porja, T.: 2010].

Në studimin konkret, janë përdorur ri-analizat e modeleve numerike meteorologjike për arsye se simulimet numerike janë për momentin të pamundura të realizohen duke qenë se në Shqipëri, ende nuk run-ohet fizikisht, një model numerik meteorologjik. Produktet e Modeleve Numerike të Parashikimit që përdoren në parashikimin operacional të motit në Shqipëri, nxirren nga run-imi i NWP në Qendrat Ndërkombëtare të Meteorologjisë ndërkohë që është e lehtë të gjesh pranë arkivave të këtyre qendrave, për qëllim kërkimi shkencor, fushat e analizuara apo ri-analizat e modeleve numerike meteorologjike.

Run-imi i NWP pranë qendrave të meteorologjisë shqiptare do të lejonte simulimet numerike të faktorëve të ndryshëm meteorologjikë, për rrjedhojë edhe studimin e detajuar të episodeve me mot ekstrem.

Përdorimi i rianalizave të fushave të NWP përbëjnë një metodë shumë efikase dhe praktike për studimin e reshjeve intensive. Analizat e fushave të modeleve numerike janë shumë efikase në studimin e fenomeneve atmosferike në përgjithësi, pasi saktësia e analizave është më e lartë se saktësia e parashikimit që bën vetë modeli duke qënë se analizat e modeleve run-ohen pasi fenomenet kanë ndodhur dhe janë të korigjuara nga vërtetimet reale të parametrave meteorologjikë në sipërfaqen e tokës.

III.2 Metoda e “faktorëve favorizues”

Në kërkim të përgjegjësve të prodhimit të reshjeve intensive në territorin e Shqipërisë, janë analizuar në detaje strukturat gjeopotenciale 500 hPa të cilat janë përcaktuese të qarkullimit dhe nënqarkullimeve të masave ajrore në atmosferë. Po ashtu, janë analizuar lagështira relative dhe shkalla e instabilitetit atmosferik me anë të shpejtësive vertikale dhe indeksit të ngjitjes LI.

Nëpërmjet kësaj analize, tentohet realizimi i një mikro-klimatologjie të episodeve me reshje intensive. Rezultatet e së cilës do të shërbenin si “udhërrëfyes” i cili të mund të listojë faktorët “favorizues” dhe vlerat prag të tyre për të cilat reshjet bëhen intensive.

Emërtimi “faktorë favorizues” për strukturat gjeopotenciale, lagështirën relative, shpejtësitë vertikale dhe indeksin LI, është bërë duke i konsideruar këta faktorë si të vetëm, pa marrë në konsideratë faktorë të tjerë, të përgjithshëm apo specifikë përgjegjës në formimin e reshjeve.

Analiza e faktorëve favorizues për reshjet intensive ka nisur me strukturën gjeopotenciale në nivelin 500 hPa për arsye se relacioni ndërmjet strukturave gjeopotenciale dhe reshjeve intensive është trajtuar gjerësisht për shumë rajone të Europës [Trigo and Dacamara: 2000] si dhe në veçanti, është trajtuar specifikisht për rajonin e Mesdheut [Romero et al., 1999; Houssos and Bartzokas, 2006; Lana et al., 2007; Tolika, K. 2007; Martinez, C.: 2008].

Strukturat e fushës gjeopotenciale 500 hPa

Në mënyrë që të gjendet një relacion ndërmjet episodeve me reshje intensive dhe strukturave gjeopotenciale të qarkullimit të ajrit, janë analizuar strukturat gjeopotenciale dhe llojet e rrjedhjeve ajrore të fushës 500 hPa për territorin shqiptar. Strukturat gjeopotenciale të shoqëruara me episodet e reshjeve intensive paraqesin fushat e mesatarizuara në 24 orë të hartave 6 orëshe nga ri-analizat e arkivës së NCEP/NCAR. Njohja e strukturave gjeopotenciale 500 hPa që shoqërojnë reshjet me intensitete të larta do të shërbente si mjet parashikimi për këto episode [Lana. A. 2007, Buzzi. A., 1999].

Pas analizës së detajuar të strukturave gjeopotenciale është bërë klasifikimi i episodeve në grupe, të cilat kanë struktura gjeopotenciale të njëjta apo të ngjashme ose të paktën shfaqin të njëjtin orientim të nënqarkullimit ajror.

Për të klasifikuar episodet me reshje intensive në bazë të nënqarkullimit, është përdorur fusha (rezolucion $2.5^\circ - 2.5^\circ$) e gjeopotencialit 500 hPa nga arkivat e ri-analizës të NCEP/NCAR [Kalnay. 1996]. Është marrë në konsideratë Mesdheu perëndimor me shtrirje gjeografike $30^\circ - 60^\circ$ Veri dhe $15^\circ - 35^\circ$ Lindje për arsye se kushtet meteorologjike në Shqipëri ndikohen në 70% të ditëve të vitit nga qarkullimi perëndimor [Mustaqi. V. 1986].

Strukturat gjeopotenciale që shoqërojnë episodet me reshje intensive janë klasifikuar në grupe ku secili grup përbëhet nga elementë me struktura gjeopotenciale të ngjashme. Meqenëse për periudhën në studim janë konsideruar 61 episode, klasifikimi i strukturave atmosferike është bërë manual, bazuar në studimin vizual të formës së fushës gjeopotenciale dhe të kushteve konfluente apo difluente të nënqarkullimeve të ajrit sipas fushës 500 hPa. Në këtë mënyrë, episodet me strukturë gjeopotenciale të ngjashme dhe me nënqarkullim të njëjtë të ajrit janë futur nëpër grupet përkatëse ndërsa episodet, strukturat e të cilëve nuk i përkasin grupimeve të gjetura apo paraqesin formë të ndryshme nënqarkullimi mbeten jashtë grupeve të krijuara dhe për pasojë janë grumbulluar në një grup të etiketuar “struktura jo të klasifikueshme”. Episode të tjera shoqërohen me lugina të thella gjeopotenciale, përgjegjëse të instabilitetit të lartë atmosferik dhe si pasojë, përgjegjëse të sjelljes ekstreme të atmosferës deri në prodhim të intensiteteve të larta të reshjeve. Disa prej episodeve me reshje intensive shoqërohen nga struktura gjeopotenciale cut-off, një strukture kjo që përgjithësisht prodhon reshje intensive në Europë [Trigo and Dacamará: 2000; Romero et al., 1999; Houssos and Bartzokas, 2006; Lana et al., 2007; Tolika, K. 2007; Martínez, C.: 2008].

Duke studiuar fushën gjeopotenciale 500 hPa, janë grumbulluar në grupin e parë të gjithë elementët (në vijim, të shënuara G1) që karakterizohen nga një cut-off gjeopotencial i zgjeruar nga Europa Perëndimore dhe Qendrore deri poshtë në detin Adriatik (figura 2.2.1). Harta e përfaqësuesit të grupit të parë tregon qartë strukturën cut off me shtrirje nga Europa Perëndimore dhe Qendrore deri poshtë në detin Adriatik ndërsa në disa episode, struktura cut off, pozicionohet mbi territorin shqiptar.

Në të njëjtin grup, janë futur edhe disa episode, struktura gjeopotenciale e të cilave është një cut-off i lokalizuar pikërisht mbi territorin e Shqipërisë. Kjo lloj strukture gjeopotenciale sjell reshje të intensiteteve të larta në territorin shqiptar (shih figurën 2.2.2).

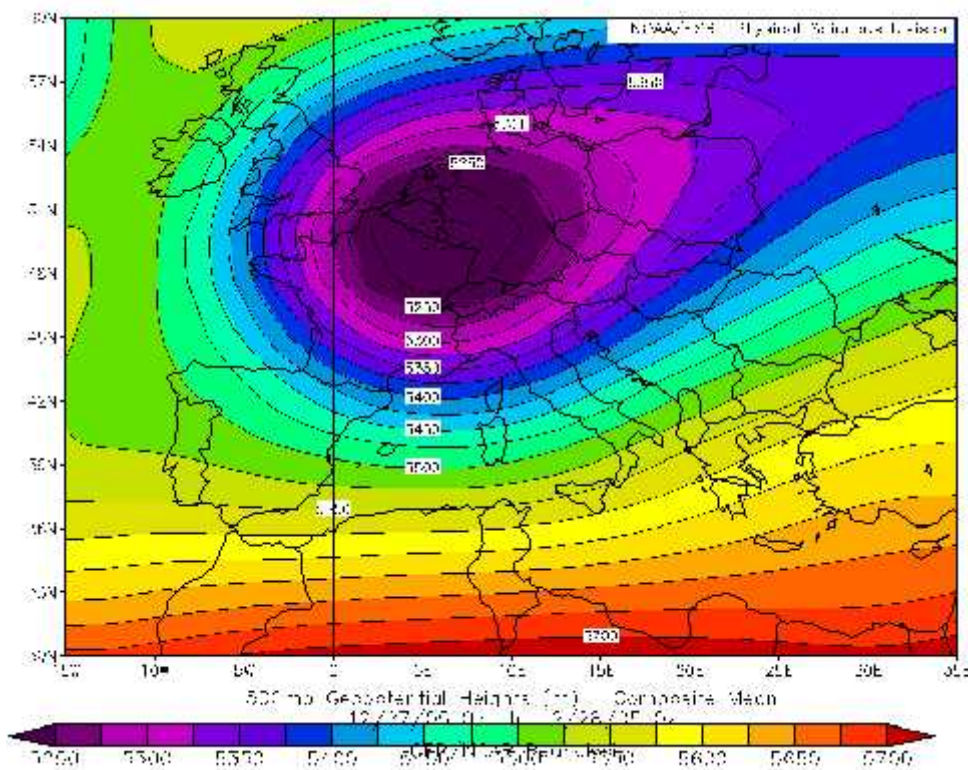


Figura 2.2.1 – Përfaqësuesi i strukturave të G1 (27 Dhjetor, 2005)

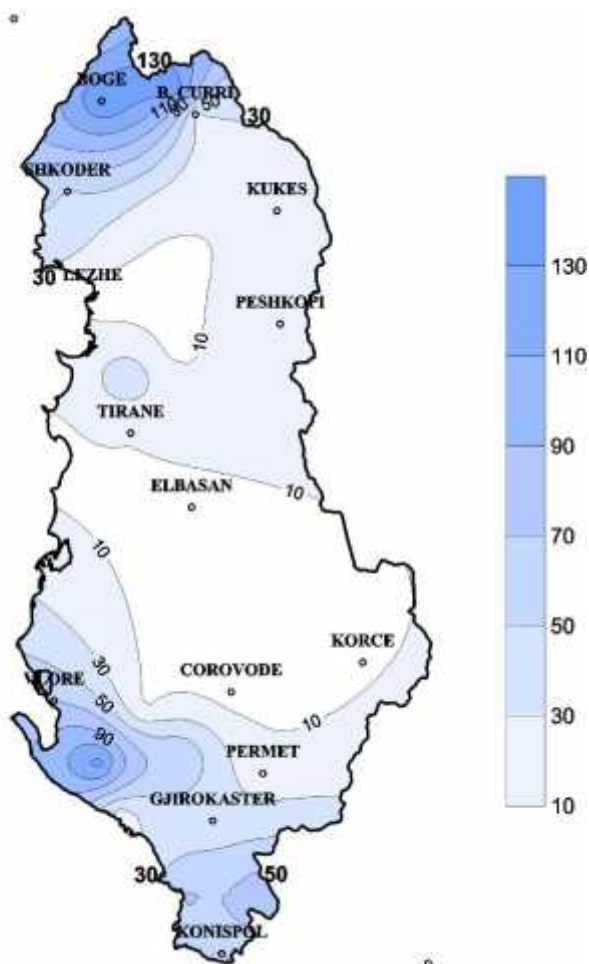


Figura 2.2.2 – Shpërndarja e reshjeve 24 orëshe, 27 dhjetor 2005

Bazuar në hartën e mësipërme, shpërndarja e reshjeve 24 orëshe në territor gjatë episodit të datës 27 dhjetor 2005 paraqet një maksimum të reshjeve në veri të vendit dhe një tjetër maksimum të reshjeve të pozicionuar në jugperëndim.

Episodet e grupit të dytë (në vijim, të shënuara G2) karakterizohen nga një luginë gjeopotenciale e vendosur në veriperëndim të Shqipërisë ndërsa nënqarkullimi dikton hyrje të ajrit në territorin shqiptar në jugperëndim të tij (figura 2.2.3).

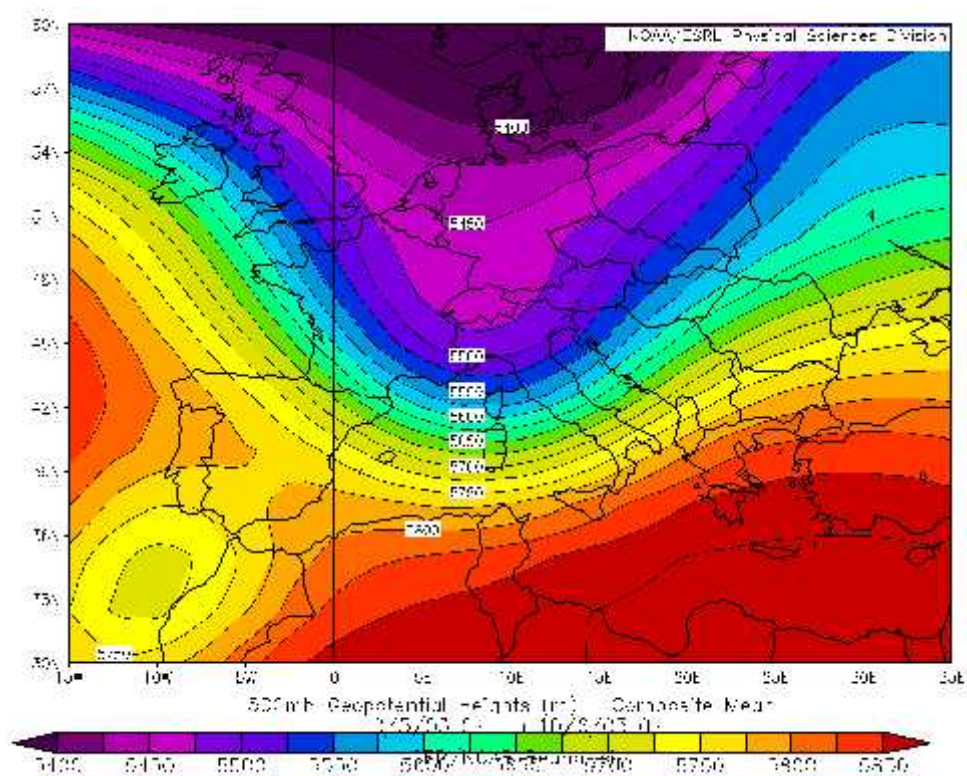


Figura 2.2.3 – Përfaqësuesi i strukturave të G2 (5 Tetor, 2003).

Konkretisht, përfaqësuesi i mësipër i G2 paraqet luginë gjeopotenciale të vendosur në Europën qendrore me shtrirje deri në Adiatik ndërsa nënqarkullimi tregon hyrje të ajrit nga jugperëndimi i vendit. Në këto kushte, kjo strukturë gjeopotenciale ka prodhuar reshje intensive në territorin shqiptar (shih figurën 2.2.4).

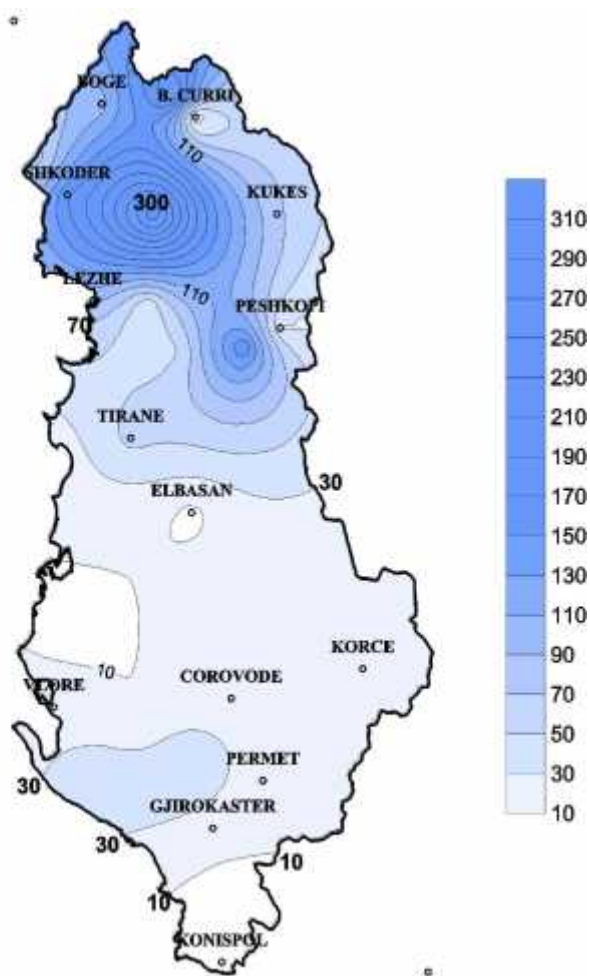


Figura 2.2.4 – Shpërndarja e reshjeve 24 orëshe, 5 tetor 2003

Dallohet qartë në hartë se reshjet intensive të këtij episodi që i përket grupit G2, kanë preferuar veriun dhe veriperëndimin e territorit. Maksimumi i reshjeve është shënuar në Pukë , me 310.7 mm në 24 orë ndërsa zonat jugore kanë regjistruar reshje të pakta gjatë këtij episodi.

Elementët e grupit të tretë (në vijim, shënuar G3) karakterizohen nga luginë gjeopotenciale e devijuar pozitivisht dhe nga nënqarkullim jugperëndimor i ajrit pikërisht mbi territorin shqiptar (figura 2.2.5), të cilët diktojnë kushtet e tyre meteorologjike në vend. Kjo strukturë ka prodhuar reshje intensive në territorin shqiptar (figura 2.2.6).

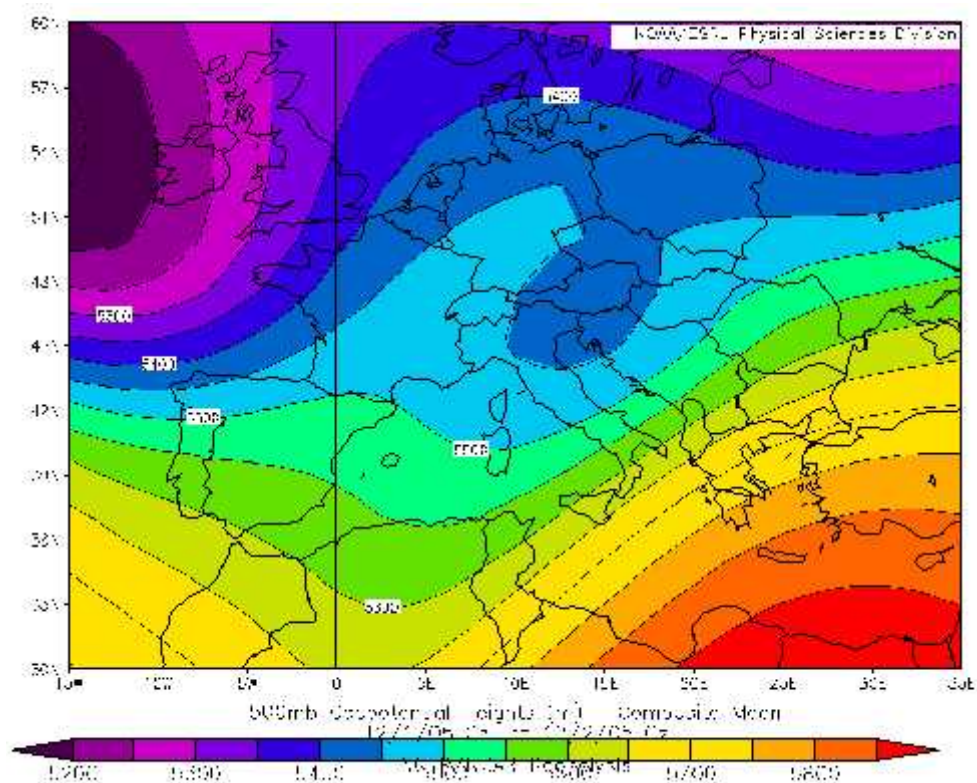


Figura 2.2.5 – Përfaqësuesi i strukturave të G3 (1 dhjetor, 2005)

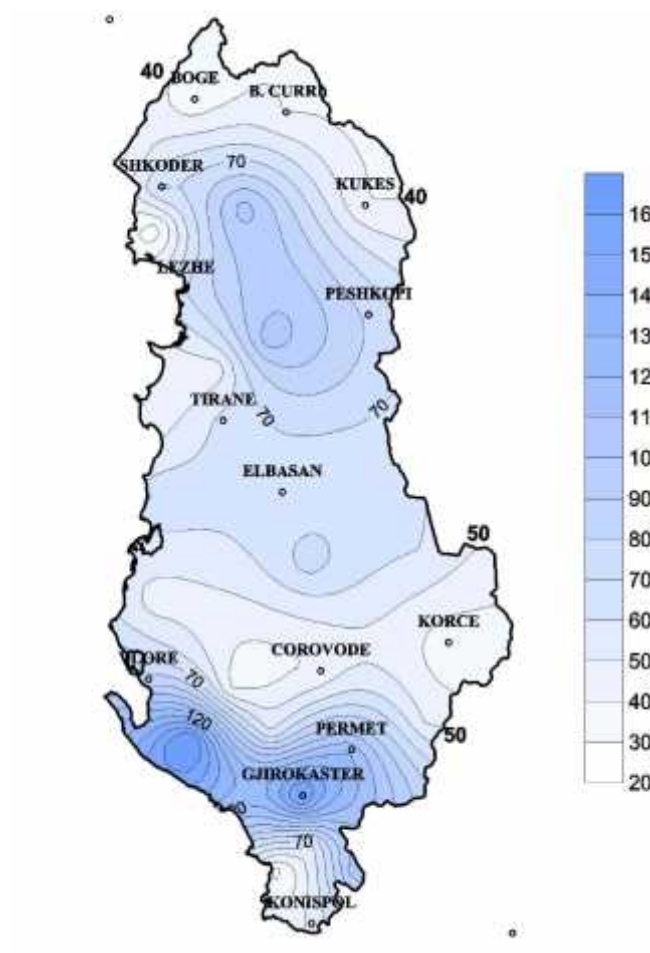


Figura 2.2.6 – Shpërndarja e reshjeve 24 orëshe, 1 dhjetor 2005

Reshjet më maksimale vrojtohen në jug të territorit ku vendmatjet Brataj, Gjirokastër dhe Himarë regjistruan përkatësisht reshje në sasi të 180 mm, 167 mm dhe 140 mm gjatë episodit 24 orësh.

Elementët e grupit të katërt (në vijim, shënuar G4) paraqesin luginë të dobët gjeopotenciale (figura 2.2.7) strukturë kjo e ngjashme me strukturën atmosferike të G2 por shumë më pak e zhvilluar. Kjo strukturë ka bërë që në territorin shqiptar të bien reshje të intensiteteve të larta (figura 2.2.8).

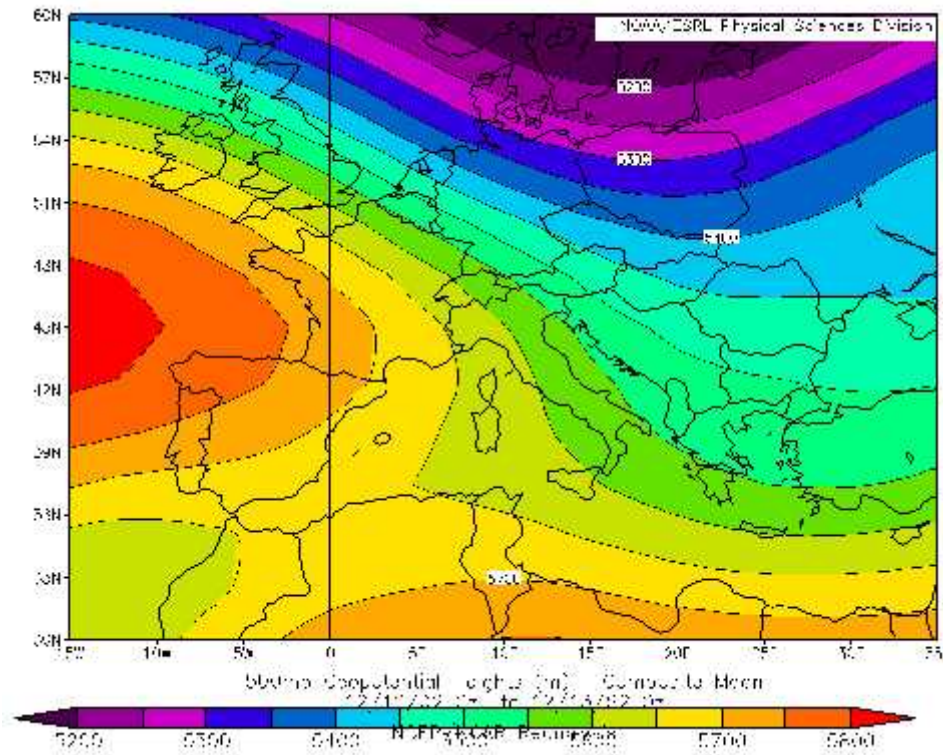


Figura 2.2.7 – Përfaqësuesi i strukturave të G4 (12 dhjetor, 1992)

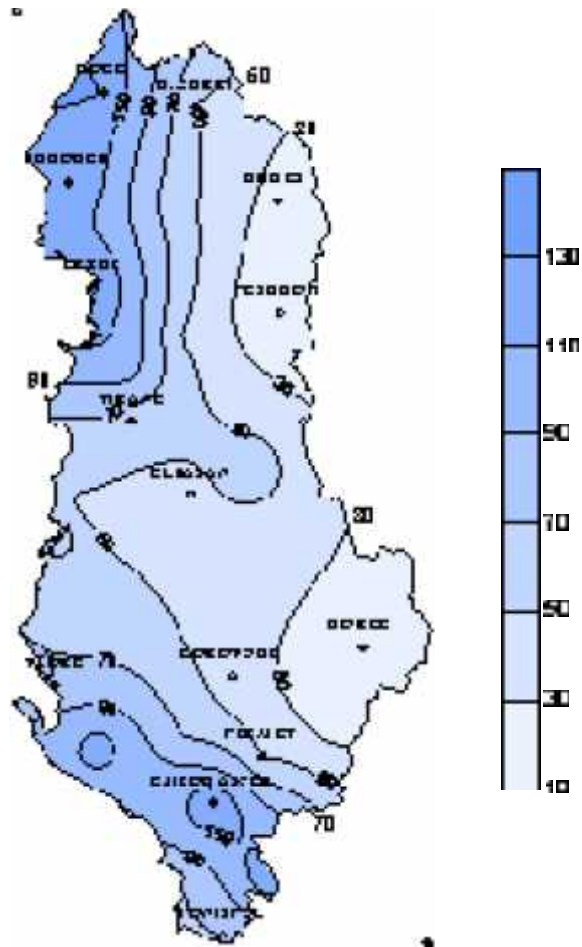


Figura 2.2.8 – Shpërndarja e reshjeve 24 orëshe, 12 dhjetor 1992

Nga kjo hartë dallohen dy maksimume të reshjeve intensive përkatësisht në veri-veriperëndim dhe jug-jugperëndim të vendit. Edhe pse të konsideruara intensive, më pak reshje kanë vërejtuar zonat në brendësi të territorit dhe ato lindore.

Elementët e grupit të pestë (në vijim, shënuar G5) karakterizohen nga luginë e dobët gjeopotenciale, e devijuar pozitivisht (figura 2.2.9). Konkretisht, përfaqësuesi i G5 karakterizohet nga luginë e dobët gjeopotenciale, e devijuar pozitivisht.

Shumë i qartë shfaqet qarkullimi i ajrit i cili bëhet nëpërmjet rrymave të ngrohta dhe të lagështa jugperëndimore. Ky episod ka prodhuar reshje intensive me një shtrirje të gjerë gjeografike në Shqipëri (figura 2.2.10).

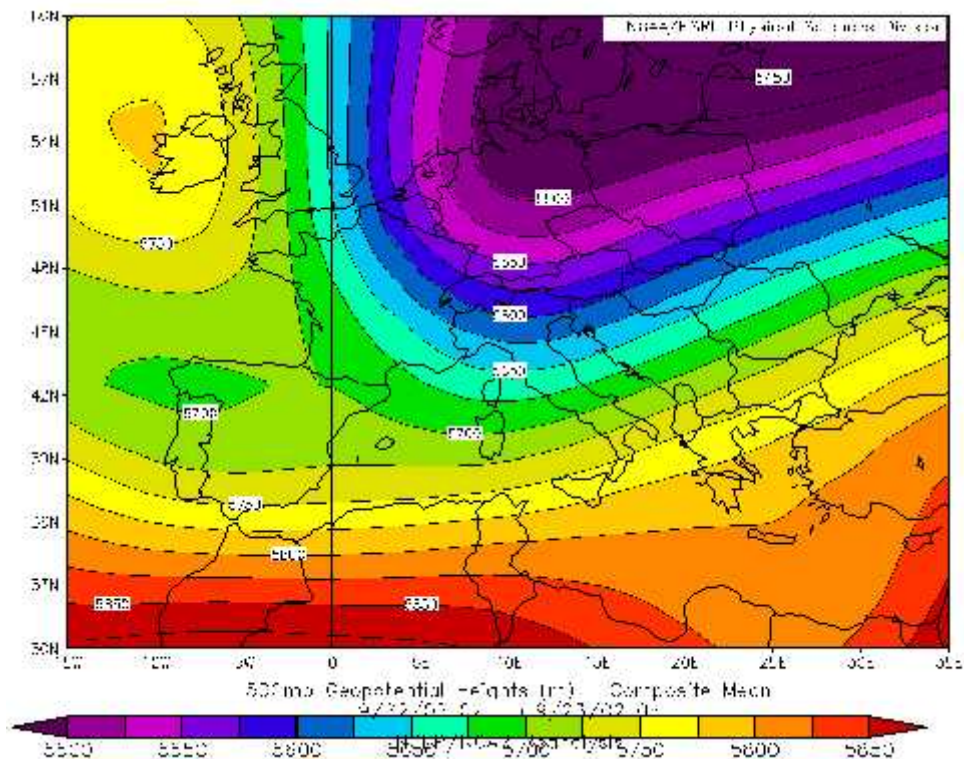


Figura 2.2.9 – Përfaqësuesi i strukturave të G5 (22 shtator, 2002)

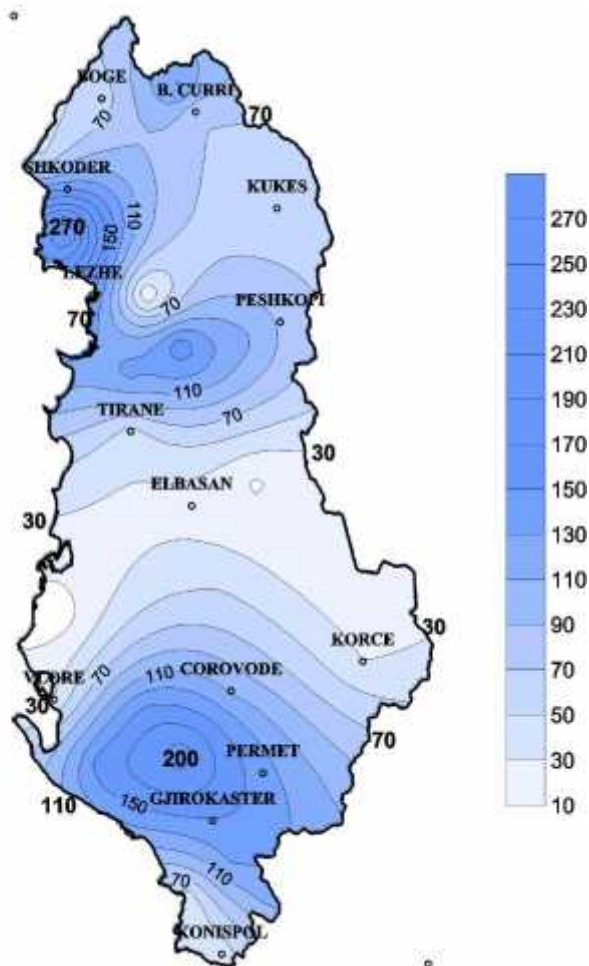


Figura 2.2.10 – Shpërndarja e reshjeve 24 orëshe, 22 shtator 2002

Episodi i reshjeve të 22 shtatorit 2002, paraqet një shtrirje të gjerë të reshjeve në territor me një maksimum të reshjeve në zonën Shkodër – Lezhë dhe një tjetër maksimum në Gjirokastrë – Përmet.

Në grupin e gjashtë (në vijim, shënuar G6) janë grumbulluar të gjithë ata elementë strukturat gjeopotenciale të të cilëve nuk i përkasin pesë klasifikimeve të mësipërme. Kjo është edhe arsyeja që ky grup është quajtur “struktura jo të klasifikueshme” (figura 2.2.11).

Termi "jo të klasifikueshme" është përdorur në kuptimin që elementët e këtij grupi nuk mund të bëjnë pjesë në grupet e tjera por as të krijojnë një grup më vehte, në bazë të strukturës gjeopotenciale apo qarkullimit të ajrit [Doswell III. Ch.1991]. Në këtë grup, ka elementë me struktura atmosferike apo nënqarkullime të ngjashme por ka edhe elementë me struktura dhe nënqarkullime të ndryshëm (referuar fushës gjeopotenciale 500 hPa).

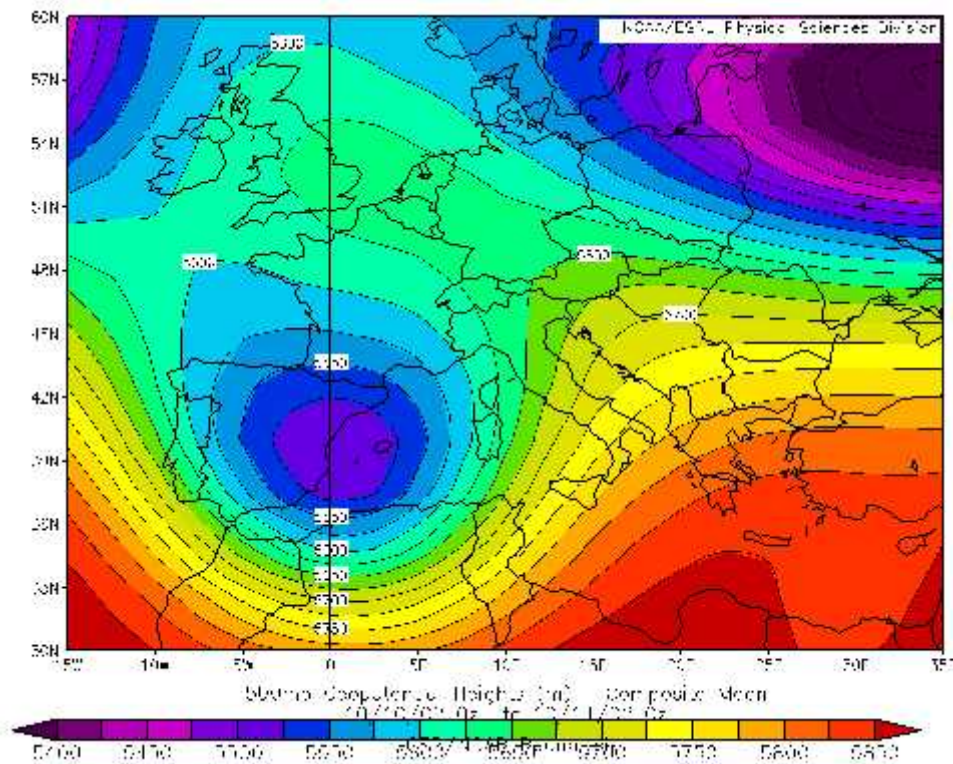


Figura 2.2.11 – Struktura gjeopotenciale e episodit 10 tetor 2002
(bën pjesë në G6)

Struktura e mësipërme, paraqet një rast cfarëdo të G6 (është thënë në paragrafin mbi klasifikimin e strukturave) dhe ky grup nuk ka një strukturë gjeopotenciale të caktuar G6 përmban episode me reshje intensive të shoqëruara me struktura të ndryshme, të pa klasifikuara në pesë grupimet e tjera. Struktura gjeopotenciale e episodit të mësipërm ka prodhuar reshje intensive në disa vendmatje të territorit (shih figurën e mëposhtme).

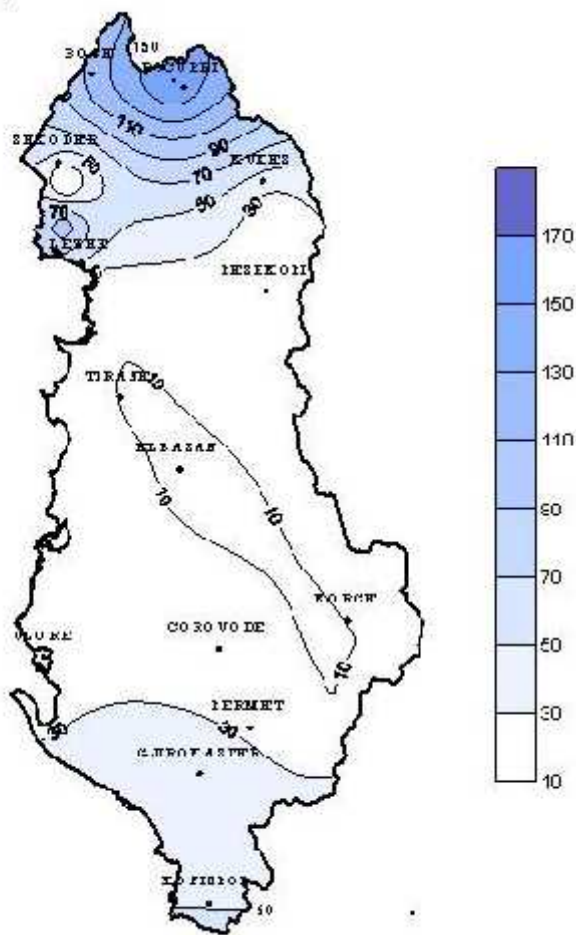


Figura 2.2.12 – Shpërndarja e reshjeve 24 orëshe, 10 tetor 2002

Dallohet qartë në hartë se kjo strukturë ka prodhuar reshje në pjesën më të madhe të territorit por ka preferuar veriun e vendit ku ka prodhuar edhe reshjet më të mëdha.

Përfundimisht, figurat e mësipërme prezantojnë përfaqësuesit e strukturave gjeopotenciale nga G1 në G5. Përfundimisht bën figura e fundit (fig. 2.2.11) e cila përfaqëson një nga episodet e G6 e cila nuk mund të përfaqësohet nga një strukturë e caktuar pasi kriteri i klasifikimit, që është forma gjeopotenciale në 500 hPa nuk i lejon episodet e G6 të klasifikohen së bashku.

Lagështira relative në nivelet 850, 700 hPa

Vlerësimi i lagështirës së ajrit është një parametër kritik në përcaktimin e potencialit për formimin e fenomeneve ekstreme të motit dhe në veçanti të reshjeve intensive. Roli i lagështirës në reshje-formim është thënë më herët por lagështira relative në nivelet 850 dhe 700 hPa është domosdoshmëri në krijimin dhe jetëgjatësinë e reshjeve me intensitete të larta.

Në paragrafin për faktorët e përgjithshëm reshje-formues është thënë që reshjet të krijohen dhe të arrijnë në sipërfaqen e tokës duhet që ajri të përmbajë lagështirë e cila të mund të kondensohet. Përmbajtja e lagështirës duhet të shtrihet në një vertikale të konsiderueshme të masës ajrore në mënyrë që të zvogëlohet avullimi gjatë rënies së reshjeve drejt tokës. Lagështira mund të gjendet dhe në nivele të sipërme të atmosferës por lagështira në nivelet 850 dhe 700 hPa, që respektivisht pozicionohen rreth 1.5 km dhe 3 km mbi sipërfaqen e tokës, luan rol kryesor për dy arsye:

- së pari, profili vertikal do të kishte një shtresë prej rreth 1.5 km të pasur me lagështirë, shtresë e cila do të shërbente si burim i vazhdueshëm lagështirë për kondensimin dhe prodhimin e reshjeve;
- së dyti, do të pengohet avullimi i reshjeve që kondensohen në nivelet e sipërme të atmosferës.

Lagështira relative shprehet në përqindje dhe sa më e madhe kjo vlerë aq më pranë nivelit të kondensimit është ajri. Kur lagështira relative arrin $RH = 100\%$ ajri është në nivelin e kondensimit dhe reshjet fillojnë të bien. Në këto kushte, nëse lagështira relative në ajër është e lartë ($RH \geq 80\%$) atëherë mjafton një “ngacmin i lehtë” nga shtresat e poshtme apo nga sipërfaqja e tokës që reshjet të formohen dhe të fillojnë të bien drejt tokës [Campins, Jn.: 2007].

Shpejtësia vertikale Vv dhe indekset CAPE dhe LIFT (LI)

Prodhimi i reshjeve intensive ndodh në kushtet e instabilitetit të lartë atmosferik i cili mund të ketë origjinë në shtresat e sipërme të atmosferës, në troposferë apo dhe në sipërfaqen e tokës. Në rastin kur instabiliteti atmosferik në nivelet e sipërme të atmosferës shoqërohet njëkohësisht me instabilitet në shtresat e poshtme apo në sipërfaqe, atëherë kushtet janë optimale që fenomenet atmosferike të marrin karakter ekstrem [Meteorol. Atmos. Phys. 72, 2000]. Në përcaktimin e instabilitetit atmosferik, përdorim praktik kanë gjetur indekse të ndryshme, në llogaritjen e të cilëve merren në konsideratë shumë parametra meteorologjikë njëkohësisht. Ndër indekset më kryesorë dhe praktikë të paraqitjes së instabilitetit janë indekset CAPE dhe LIFT (në vijim është shënuar LI) [Doswell III. C. A., Schultz D.M.: 2006].

Indeksi LI, është analizuar në detaje për të nxjerrë në pah kontributin e tij në prodhimin e reshjeve me intensitete të larta. Po ashtu, në detaje janë analizuara shpejtësitë vertikale të ngjitjes së ajrit nga sipërfaqja në një lartësi të caktuar. Këto tregues përcaktojnë përshpejtimin e lëvizjeve ngjitëse të ajrit nga sipërfaqja apo shtresa të ulëta të atmosferës në nivele më të larta të saj. Lëvizjet vertikale janë më të fuqishme sa më i lartë të jetë instabiliteti në kushtet e të cilit shpejtësia e lëvizjes është shumë e madhe.

Shpejtësia vertikale e ngjitjes së ajrit

Ndryshe nga lëvizjet horizontale të ajrit – fenomeni erë, lëvizjet vertikale janë ngjitjet e ajrit nga sipërfaqja drejt shtresave më të larta ose zbritja e tij nga atmosfera drejt sipërfaqes së tokës [Triplet, J.P.: 1977]. Volumet e ajrit mund të detyrohen të ngjiten lart apo të zbresin poshtë për shkak të prezencës së maleve apo, si pasojë e konvergjencave dhe divergjencave të lëvizjeve horizontale. Lëvizjet vertikale ndodhin në kushtet e instabilitetit atmosferik, ku shpejtësia e ngjitjes së ajrit varet nga termodinamika e atmosferës.

Në meteorologji përdoren përgjithësisht kordinatat (x, y, P), ku kordinatë vertikale është presioni atmosferik ndërsa ω , është shpejtësia vertikale e lëvizjes. Shpejtësia vertikale e lëvizjes së ajrit jepet nga relacioni:

$$w = \frac{dP}{dt} = \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{dx}{dt} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{dy}{dt} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{dz}{dt} \frac{\partial P}{\partial z} = \frac{\partial P}{\partial t} + u \frac{\partial P}{\partial x} + v \frac{\partial P}{\partial y} + w \frac{\partial P}{\partial z}$$

$$w = \frac{\partial P}{\partial t} + \vec{v}_h \cdot \vec{\text{grad}}_h(P) + w \frac{\partial P}{\partial z}$$

Termi $\vec{v}_h \cdot \overrightarrow{\text{grad}}_h(P)$ është i papërfillshëm ndërsa $\frac{\partial P}{\partial t}$ shpreh ndryshimin e presionit në lidhje me kohën për një pikë të dhënë (ndryshim i rendit 0.1 hPa/h). Shpejtësia vertikale ω , është e rendit cm/s ose 0.01 m/s ndërsa gradienti vertikal i presionit $\frac{\partial P}{\partial z}$ është i rendit 0.1 hPa/m.

Shpejtësitë e lëvizjeve vertikale janë zakonisht 2 rinde më të vogla se shpejtësitë e lëvizjeve horizontale [Haby, J.: 1998] por, në prezencë të qendrave ciklonare dhe fronteve, shpejtësitë vertikale janë të rendit nga disa cm/s deri në 20 cm/s. Një ngjitje vertikale e rendit 6 cm/s me kohëzgjatje 1 orë, bën që ajri të ngjitet 216 m vertikalisht dhe nëse kjo shpejtësi do të mbetet konstante, një volum ajri do të ngjitet më shumë se 1 km, në vetëm pak orë.

Nëse ajri ka përmbajtje lagështire dhe arrin në kushte kondensimi, atëherë një shpejtësi vertikale e rendit 6 cm/s mund të prodhojë reshje në sasi të mëdha [Haby, J.: 1998]. Në meteorologji, shpejtësia e lëvizjeve vertikale të ajrit merr shenjë negative nëse ajri ngjitet nga sipërfaqja në një lartësi të caktuar ndërsa kur ajri zbret nga një lartësi në një nivel më të ulët apo në sipërfaqe, atëherë shpejtësia merr shenjë pozitive. Kjo për arsye se, me ngjitjen nga sipërfaqja e tokës drejt atmosferës, presioni atmosferik zvogëlohet dhe e kundërta ndodh kur ajri zbret. Për këtë arsye, në legjendat e hartave sinoptike të shpejtësive vertikale, ajo shprehet me $-Pa/s$.

Në hartat e NCEP (arkiva ku bazohen të dhënat) shpejtësia vertikale shprehet me $-Pa/s$ dhe shpejtësia e rendit $-0.6 Pa/s$, është shumë domethënëse.

Në rang global, ngjitjet vertikale të ajrit ekuilibrohen nga zbritjet e ajrit poshtë në sipërfaqe dhe bilanci i shpejtësive ngjitëse dhe zbritëse të ajrit në rang global, është zero. Kjo shpreh dhe ligjin e ruajtjes së masës së atmosferës. Nëse shpejtësitë vertikale të ngjitjes së ajrit do të ishin permanente më të mëdha se ato zbritëse atëherë atmosfera do të humbiste masë. Por, duke qenë se shpejtësitë vertikale të ngjitjes të ajrit janë zakonisht më të mëdha se ato të zbritjes, zonat në të cilat ajri zbret drejt tokës, janë më të gjera gjeografikisht se zonat ku ajri ngjitet.

Çfarë përfaqëson dhe si llogaritet indeksi CAPE ?!

Indeksi CAPE (Convective Available Potential Energy) përfaqëson energjinë potenciale që zotëron një mjedis për të përshpejtuar ngjitjen vertikale të një volumi ajri ose e thënë ndryshe, puna që volumi i ajrit kryen në mjedisin e tij për t'u zhvendosur vertikalisht. Ky indeks lidhet në mënyrë të drejtpërdrejtë me shpejtësinë maksimale të ngjitjes së ajrit me anë të formulës $W_{\max} = \sqrt{2 \cdot \text{CAPE}}$. Sa më e madhe kjo shpejtësi, aq më e madhe është energjia potenciale për të gjeneruar fenomene ekstreme të atmosferës. Indeksi CAPE matet me Joules/kilogram dhe për vlera pozitive të këtij indeksi, atmosfera paraqet instabilitet duke krijuar mundësi për stuhi dhe reshje intensive. Në kushtet e vranësirave dhe stuhive të fuqishme, vlerat e vrojtuar të CAPE variojnë në intervalin 1000 - 5000 J/kg.

Çfarë përfaqëson dhe si llogaritet indeksi i ngjitjes LI ?!

Indeksi i ngjitjes (LI), është parametër që tregon instabilitetin termik të atmosferës dhe përcaktohet si diferenca e temperaturës së një volumi ajri që ngjitet në nivelin 500 hPa (rreth 5,5 km mbi sipërfaqen e tokës) me temperaturën e shtresës së ajrit që ky volum gjen në atë lartësin. Indeksi LI llogaritet sipas formulës **$LI = T_a^{500} - T_v^{500}$** . Në këtë relacion parametri **T_a^{500}** tregon temperaturën e shtresës së atmosferës në 500 hPa ndërsa, **T_v^{500}** është temperatura e volumit të ajrit, që ngjitet në këtë lartësi. Për ajrin që ngjitet, temperatura zvogëlohet adiabatikisht me afërsisht 10 °C për cdo km. Në rastin kur temperatura e ajrit që ngjitet është më e lartë se temperatura në nivelin 500 hPa, indeksi LI është negativ ndërsa për vlera pozitive të indeksit LI, atmosfera është stabël. Për vlera $LI = 0$, atmosfera konsiderohet neutrale ndërsa për vlera negative të LI atmosfera është në kushte instabiliteti. Sa më negative të jenë vlerat e LI, aq më i lartë është instabiliteti termik i atmosferës. Bazuar në vlerat e LI, shkalla e instabilitetit të atmosferës jepet në tabelën 2.2.2 [Miller, R.: 1972].

$LI = 0 - -2$	Instabilitet mesatar, mundësi për stuh, ngjitje vertikale
$LI = -2 - -6$	Instabilitet i lartë, stuh të fuqishme, fenomene ekstreme për shkak të ngjitjes së fuqishme vertikale
$LI < -6$	Instabilitet shumë i lartë, stuh ekstreme për shkak të mekanizmit të ngjitjes vertikale

Tabela 2.2.2 – Instabiliteti atmosferik bazuar në vlerat e indeksit LI

Ndër shumë indekse të tjera që përcaktojnë instabilitetin e atmosferës, indeksi LI (në gradë K) ka gjetur një përdorim të gjerë dhe praktik për arsye se përcaktimi i LI është i thjeshtë dhe nuk kërkon përdorimin e ndonjë kompiuteri specifik.

III.3 Reshjet maksimale 24 orëshe

Studimi i reshjeve intensive është bazuar në vlerësimin e reshjeve që bien gjatë intervalit kohor 24 orësh. Në këtë kuadër, me mjaft interes është përcaktimi i vlerave të pritshme të tyre për periudha të ndryshme përsëritje. Ky vlerësim paraqet jo vetëm interes teorik por gjen zbatim praktik në fushën e ndërtimit, hidroteknikës, etj.

Me anë të analizës së frekuencave bëhet përshtatja e serive të vrojtuar me funksionet teorike të shpërndarjes në mënyrë që vlerat të mund të ekstrapolohen jashtë kufijve të vrojtimit me anë të këtyre kurbave. Në literaturë jepen shumë funksione teorike të cilët përdoren për të përafruar seritë e vrojtuar të reshjeve maksimale 24 orëshe. Prandaj, është me shumë rëndësi që të zgjidhet se cili prej këtyre funksioneve përafron më mirë serinë e vrojtimeve. Për të bërë përafrimin e një serie vrojtimesh me një shpërndarje teorike duhet që këto seri të jenë të gjata mbi 20 vjet pasi seritë me periudhë më të shkurtër, nuk janë të mjaftueshme për përcaktimin e një shpërndarje të qëndrueshme [Sevruk, B.: 1981]. Duke marrë në konsideratë studime të ndryshme që janë realizuar në lidhje me këtë problem, si edhe rekomandimet e Organizatës Botërore të Meteorologjisë janë shqyrtuar shpërndarja e Gumbel, shpërndarja lognormale, shpërndarja Xhekinson dhe shpërndarja Freshe.

Fillimisht duhet përcaktuar shpërndarja teorike e cila përshtatet më mirë me të dhënat e vrojtuar. Le të përshkruajmë shkurtimisht katër shpërndarjet teorike të përmenduar më lart.

Po të shënohet me $g(x)$ numri mesatar vjetor i vlerave ditore të pavaruara të një elementi meteorologjik që e kalon vlerën x , atëherë probabiliteti që vlera ditore e elementit të kalojë vlerën x është $g(x)/n$ ndërsa probabiliteti që vlera ditore të jetë më e vogël se x është $1-g(x)/n$. Probabiliteti $F(x)$ që maksimumi vjetor të jetë më i vogël se x jepet sipas shprehjes:

$$F(X) = (1 - g(x)/n)^n$$

dhe vlera limite e tij për n pambarimisht të mëdha, merr formën:

$$F(x) = e^{-g(x)}$$

Nëse do të shënohej $y = -\ln g(x)$ atëherë relacioni më lart, merr formën:

$$F(x) = \exp(-e^y) \quad (3.1)$$

Në vitin 1928 Fisher dhe Tippett treguan se ka tre zgjidhje të mundshme të këtij ekuacioni, si rrjedhojë ka edhe tre forma të ndryshme të $F(x)$ që njihen me emrat Fisher-Tippet të tipit I, II, III.

Shpërndarja Gumbel

Shpërndarja Fisher-Tippet e tipit I, quhet ndryshe shpërndarja Gumbel e cila përgjithësisht, përafron mjaft mirë seritë e vlerave ekstremale. Kjo shpërndarje paraqitet me anë të relacionit:

$$F(x) = \exp[-\exp(-y)] \quad (3.2)$$

ku y është variabli i reduktuar dhe jepet nga $y = a(x - u)$ (3.3).

Relacioni më lart paraqet ekuacionin e vijës së drejtë ndërmjet variableve x dhe y . Përcaktimi i parametrave a dhe u të këtij ekuacioni, mund të bëhet në disa mënyra si ajo e momenteve, e katrorëve më të vegjël e përgjasisë maksimale dhe grafike.

Po ashtu, Gumbel për të këtë qëllim ka dhënë një metodë tjetër që është metoda e modifikimit të katrorëve më të vegjël. Nga krahasimi i parametrave të llogaritur me këto metoda rezulton se ndërmjet tyre nuk ka ndonjë ndryshim të rëndësishëm [Lowery, M. O.:1970]. Në këtë punim, llogaritja e parametrave a dhe u është bërë me metodën e përdorur nga Gumbel [Gumbel, E. J.: 1958].

Gabimi i llogaritjes së vlerave $\bar{x}$ jepet sipas relacionit:

$$G = \frac{s_x}{\sqrt{n}} \sqrt{1 + 0.8884y + 0.6686y^2} \quad (3.4)$$

Në këtë mënyrë, vlera e llogaritur $\bar{x}$ -it për një periudhë të caktuar përsëritje ndodhet brënda intervalit $(\bar{x} \pm G)$ me propabilitet 68%. Me zgjerimin e intervalit të besimit rritet propabiliteti i ndodhjes së vlerës x në këtë interval. Atëherë intervali i besimit për propabilitete të ndryshme do të shkruhet në formën:

$$\bar{x} \pm t(a)G \quad (3.5)$$

Ku $t(a)$ është fraktili i shpërndarjes normale të normuar, që jepet në tabelën vijuese:

P	0.99	0.98	0.95	0.90	0.80	0.70	0.68
t(a)	2.58	2.33	1.96	1.65	1.28	1.04	0.99

Tabela 3.1 – Vlera e fraktilit të $t(a)$ për propabilitete të ndryshme

Zakonisht, përdoret intervali i besimit me propabilitet 68% pasi për propabilitete më të larta, intervali i besimit mund të zgjerohet aq shumë sa të mos ketë kuptim [Gumbel, E. J.: 1958].

Shpërndarja Xhekinson

Në vitin 1955 Xhekinson, ekuacionit $F(x) = \exp[-\exp(-y)]$ i dha një zgjidhje të përgjithshme të formës:

$$x = x_0 + a \frac{1 - e^{-ky}}{k} \quad (3.6)$$

Të tre tipet e shpërndarjes Fisher – Tipet dalin si raste të vecanta të shpërndarjes Xhekinson, në varësi të parametrin k sipas kushteve:

kur $k > 0$ merret shpërndarja Fisher –Tipet e tipit III,

kur $k = 0$ merret shpërndarja Fisher –Tipet e tipit I,

kur $k < 0$ merret Fisher –Tipet e tipit II.

Në ekuacionin (3.6) x_0 është vlera e argumentit x në pikën $y = 0$, parametri a është pjerrësia e e kurbës në pikën $x = x_0$ dhe $y = 0$ ndërsa k është një parametër teorik.

Në figurën 3.1, paraqiten skematikisht tre kurbat e shpërndarjes Fisher – Tipet. Tipi I, është vija e drejtë dhe mund të shihet si rast limit i shpërndarjes së tipit III. Tipi II i kurbave është i kufizuar në drejtim të vlerave më të vogla ekstreme por i pakufizuar në drejtim të vlerave më të mëdha ekstreme. Seritë e reshjeve maksimale 24 orëshe i afrohen më mirë kësaj shpërndarje e cila kosideron që reshjet maksimale janë të pakufizuara në vlerat e sipërme.

Por, ky fakt nuk justifikohet nga pikëpamja fizike dhe si rrjedhojë shpërndarja e tipit II nuk zbatohet.

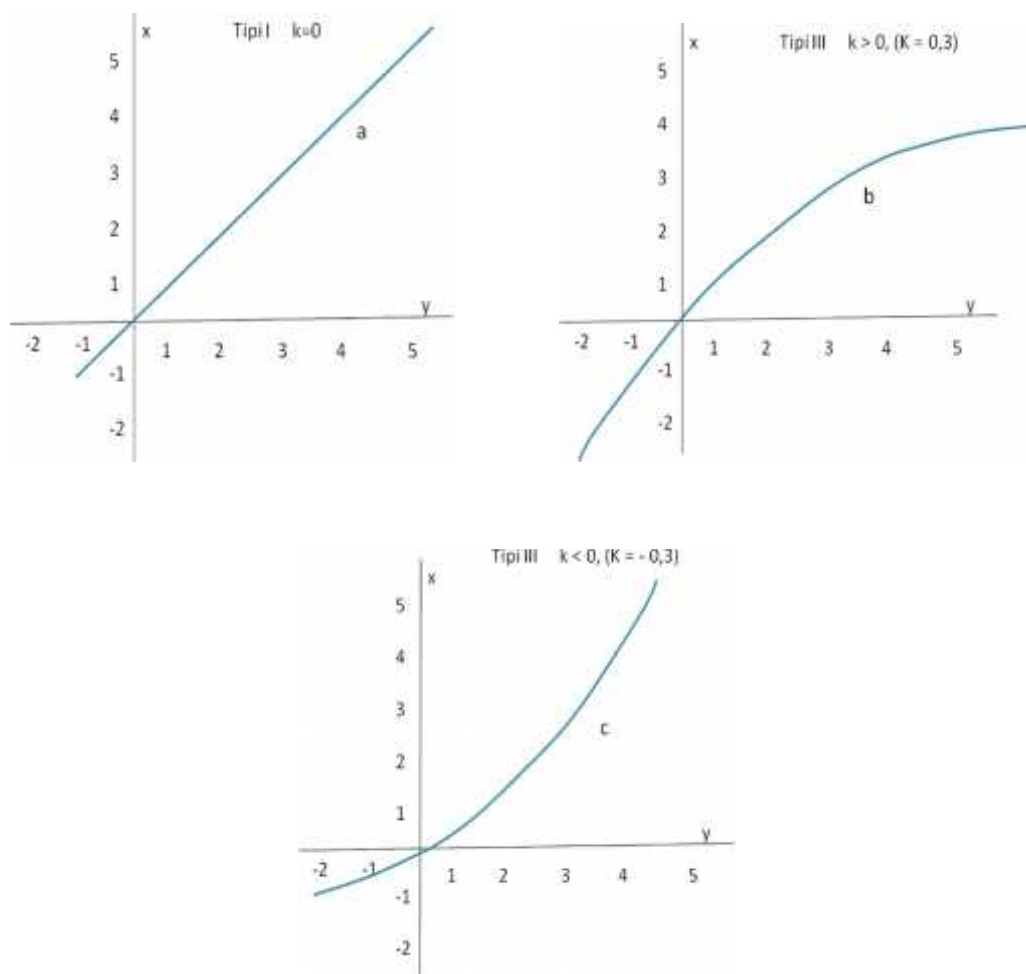


Figura 3.1 – Kurbat e tre shpërndarjeve Fisher – Tipet

Kurba e shpërndarjes së frekuencave është shumë komplekse në pjesën e poshtme të saj, në vlerat më të vogla. Kjo pjesë e kurbës përputhet me tipin II të shpërndarjes ndërsa në drejtim të vlerave më të mëdha, kurba përputhet me shpërndarjen e tipit III ose tipit I [Technical Note No. 98, WMO, 1969].

Përcaktimi i gabimit me të cilin llogaritet vlera e reshjeve maksimale 24 orëshe për një siguri të dhënë jepet me anë të relacionit:

$$G = \frac{a_w}{\sqrt{n}} \sqrt{a + \frac{1}{w^2} b + \left(\frac{1}{w} \frac{dw}{dk} \right)^2 C + \frac{2}{w} \left(\frac{1}{w} \frac{dw}{dk} \right) f + 2 \left(\frac{1}{w} \frac{dw}{dk} \right) g + 2 \frac{1}{w} h} \quad (3.7)$$

ku $\underline{n}$ është numri i termave të serisë,

$$\underline{w} \text{ jepet sipas relacionit } w = \frac{1 - e^{-ky}}{k} \quad (3.8),$$

$\frac{dw}{dk}$ është derivati i $\underline{w}$ në lidhje me $\underline{k}$, për vlerën përkatëse y ndërsa

koeficientët a, b, c, f, g, h përcaktohen sipas rekomandimit të OBM (ref. 36). Intervali i besimit për propabilitete të ndryshme jepet nga $x \pm t(a) G$ dhe vlerat e $t(a)$ jepen në tabelën 3.1, të dhënë më lart.

Shpërndarja Freshe

Shpërndarja Fisher – Tipet e tipit II ose ndryshe shpërndarja Freshe, nuk është gjë tjetër vecse shpërndarja Gumbel e zbatuar për vlerat e logaritmuara të serisë. Për këtë arsye, vlerat e serisë së vrojtimeve logaritmohen dhe ndiqen të njëjtat veprime si në shpërndarjen Gumbel. Për të marrë vlerat reale për siguri të ndryshme si edhe intervalin e besimit, përdoren relacionet e mëposhtme:

$$X = \exp(x')$$

$$k_s = \exp[x' + t(a)G]$$

$$k_p = \exp[x' - t(a)G]$$

ku $\underline{x'}$ është vlera për një siguri të dhënë për serinë e vlerave të logaritmuara, G është gabimi (sipas relacionit 3.4) për serinë e vlerave të logaritmuara.

Shpërndarja lognormale

Një nga shpërndarjet që përdoret gjerësisht për të karakterizuar reshjet maksimale është shpërndarja lognormale. Kjo shpërndarje është një shpërndarja normale e zbatuar për vlera të logaritmuara të serisë së vrojtimeve. Densiteti i probabilitetit të shpërndarjes normale të normuar jepet sipas:

$$Z(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{t^2}{2}} \quad (3.9)$$

ku $t = \frac{x_i - \bar{x}}{S}$ është shmangia e normuar ose ndryshe variabli i reduktuar, x_i janë vlerat e serisë së vrojtimeve, $\bar{x}$ është vlera mesatare ndërsa S është shmangia kuadratike mesatare e serisë. Paraqitja nga ana grafike e kësaj shpërndarje jepet në figurën e mëposhtme:

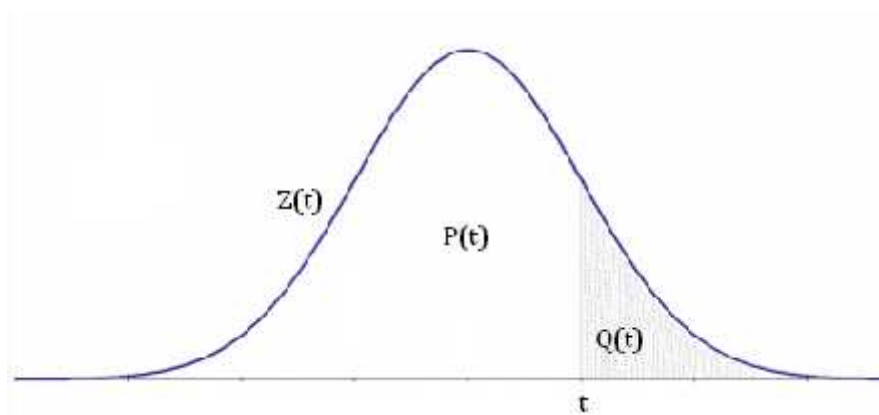


Figura 3.2 – Paraqitja grafike e kurbës së shpërndarjes normale

Sipërfaqja e kufizuar nga kurba $Z(t)$ përfaqëson propabilitetin e ndodhjes të të gjitha vlerave të serisë prandaj kjo sipërfaqe është e barabartë me 1. Sipërfaqja $Q(t)$ jep propabilitetin që një term i serisë të jetë më i madh se një vlerë e dhënë dhe llogaritet duke përdorur shprehjen polinomiale [Abramowitz.: 1964] në vijim:

$$Q(t) = Z(t)(b_1y + b_2y^2 + b_3y^3 + b_4y^4 + b_5y^5) \quad (3.10)$$

Ku $y = \frac{1}{1+kt}$ dhe duke patur parasysh që madhësitë $\bar{x}$ dhe S , janë për serinë me vlera të logaritmuara, atëherë prej ekuacionit (3.9) gjenden vlerat përkatëse të x_i . Gabimi që bëhet për llogaritjen e vlerave të X jepet sipas relacionit:

$$G = \frac{S}{\sqrt{n}} \sqrt{1 + \frac{t^2}{2}}$$

Duke qenë se vlerat e serisë janë të logaritmuara, për të përcaktuar vlerën reale dhe kufijtë në të cilët luhetet kjo vlerë, përdoren ekuacionet:

$$a = \exp(X)$$

$$k_s = \exp[X + t(a)G]$$

$$k_p = \exp[X - t(a)G]$$

ku vlerat e $t(a)$ si në rastet e tjera, jepen në tabelën 3.1.

III.3.1 Zgjedhja e shpërndarjes më të përshtatshme

Përputhja ndërmjet shprehjes empirike të shpërndarjes $F_n(x)$ me relacionin teorik $F(x)$ mund të përcaktohet në bazë të gjykimit vizual të kurbave empirike dhe analitike që arrihet me diagramat koresponduese të propabilitetit.

Kjo përputhje, megjithë përparësitë që paraqet ka dhe mangësinë thelbësore që konsiston në subjektivizmin e vlerësimit dhe rrjedhimisht në vlerësime të ndryshme të rezultateve të arritura. Për të zgjidhur këtë problem përdoren kriteret statistikore si kriteri χ^2 , kriteri Kollmogorov – Smirnov, kriteri për gabimet standarte, testi i Van Montfortit, etj. Për të verifikuar përputhjen e shprehjes empirike me atë teorike si edhe për të krahasuar cila shpërndarje teorike përafrohet më mirë, u përdorën tre kritere e fundit.

Kriteri χ^2 nuk u përdor sepse në cilësinë e masës së shpërhapjes, në këtë kriter shfrytëzohet krahasimi i propabiliteteve të grupuara empirike me propabilitetet e shpërndarjes teorike të pranuar prandaj përdorimi i këtij kriteri për vëllime të vogla zgjedhje (si në këtë rast) mund të çojë në përfundime të gabuara.

Po ashtu, është e domosdoshme të theksohet se me ndihmën e kritereve të përputhjes së të dhënave empirike me funksionet teorike të shpërndarjes, përcaktohet kjo përputhje vetëm në kufijtë e të dhënave të vrojtuar [Priftaj, N.: 1975].

Kriteri Kollmogorov – Smirnov

Ky kriter mbështetet në ndryshimin ndërmjet funksionit empirik të shpërndarjes $F_n(x)$ dhe atij teorik $F(x)$. Për këtë qëllim shënohet me Δ_n madhësia:

$$\Delta_n = \max |F_n(x) - F(x)| \sqrt{n} \quad (3.11)$$

Kjo madhësi shërben si kriter për kontrollin e hipotezës që seria ka ose nuk ka shpërndarje $F(x)$. Në tabelat e statistikës gjenden vlerat Δ_a për një nivel rëndësie a .

Nëqoftë se vlera e llogaritur Δn bie në zonën kritike d.m.th $\Delta n > \Delta a$ atëherë hipoteza hidhet poshtë. Pra seria nuk ka shpërndarje funksionin $F(x)$ në rast të kundërt, hipoteza pranohet.

Gjithashtu ekziston mundësia që e njëjta seri të përafrohet me disa funksione të shpërndarjes (d.m.th kriteri Kollmogorov – Smirnov të pranojë disa shpërndarje për të njëjtën seri vrojtimesh) në këtë rast si shpërndarje më e mirë merret ajo që ka vlerën më të vogël të Δn .

Kriteri për gabimet standarte

Meqenëse praktikisht nuk disponohen seri vrojtimesh me gjatësi të madhe, vlera e reshjeve maksimale për një siguri të dhënë nuk është një madhësi e përcaktuar në mënyrë ekzakte.

Me anë të metodave të matematikës statistikore vetëm mund të përcaktohet që për një propabilitet të dhënë α vlera e llogaritur e reshjeve maksimale me siguri P të ndodhet në një interval të dhënë. Shprehjet për llogaritjen e madhësisë së këtij intervali për shpërndarje të ndryshme janë paraqitur në paragrafet më sipër.

Për të vlerësuar efektivitetin relativ të çdonjërës prej shpërndarjeve teorike llogaritet raporti:

$$e = \frac{G_a}{G_b}$$

ku e është efektiviteti relativ i metodës ndërsa G_a dhe G_b janë përkatësisht gabimet standarte ose intervalet e besimit. Nëqoftë se $e > 1$, shpërndarja b është më e mirë se shpërndarja a ndërsa në rastin kur $e < 1$ rezulton e kundërta.

Kriteri i Van Montforti

Në vitin 1970 Van Montforti përdori një kriter i cili bën zgjedhjen ndërmjet shpërndarjeve të tipit I dhe II të kurbave Fisher – Tipet [Sevruk, B., 1981]. Për këtë qëllim seria vendoset në rend zbritës dhe llogariten diferencat:

$$\Delta X_i = X_{i+1} - X_i, \text{ ku } Y_i = -\ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T_i} \right) \right] \text{ dhe } T_i = \frac{n+1}{i}$$

Në vijim, llogaritet raporti $l_i = \frac{\Delta X_i}{\Delta Y_i}$ dhe ndërtohet seria:

$$\frac{Y_{i+1}}{2} = -\ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T_{i+1}/2} \right) \right] \text{ ku } \frac{T_{i+1}}{2} = \frac{n+1}{i+1/2}$$

Kriteri Van Montforti mbështetet në koeficientin e korelacionit ndërmjet madhësive l_i dhe $Y_{i+1}/2$ i cili jepet me anë të shprehjes:

$$r = \frac{\sum l_i Y_i + \frac{1}{2} - \frac{\sum l_i Y_i + \frac{1}{2}}{n-1}}{\left[\left(\sum l_i^2 - \frac{(\sum l_i)^2}{n-1} \right) \left(\sum \frac{(Y_{i+1})^2}{2} - \frac{(\sum \frac{Y_{i+1}}{2})^2}{n-1} \right) \right]^{1/2}} \quad (3.12)$$

Në figurën e mëposhtme jepen vlerat kritike të r për siguritë 95% dhe 90% sipas numrit të termave të serisë.

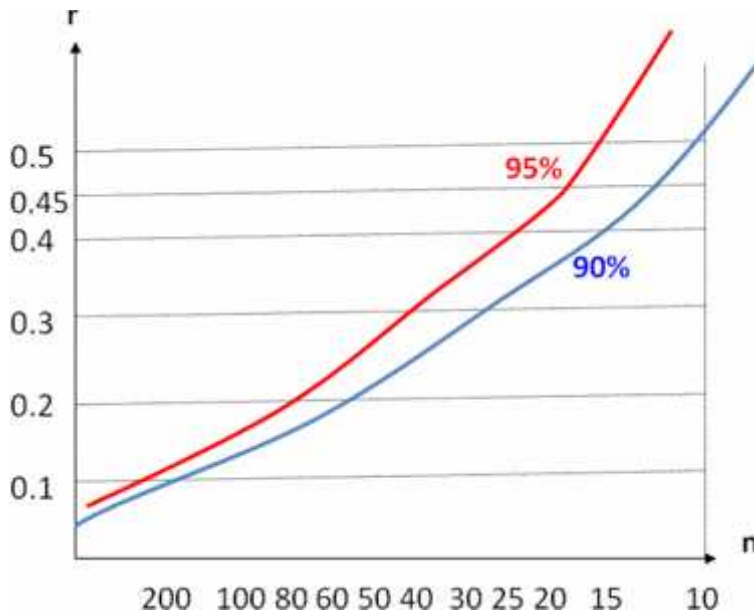


Figura 3.3 – Vlerat kritike të r në varësi të numrit të vrojtimeve

Në rast se r , e llogaritur sipas ekuacionit 3.12 është më e vogël se r kritike, atëherë shpërndarja Gumbel pranohet për të përafëruar ecurinë e vrojtimeve, në rast të kundër hidhet poshtë.

Në përcaktimin e shpërndarjes teorike më të mirë e cila përafëron vrojtimit për reshjet maksimale 24 orëshe u analizuan të dhënat e 183 vendmatjeve të shpërndara në territorin shqiptar. Gjatësia e serive të përdorura është nga 20 në 42 vjet. Për serinë e çdo vendmatje janë llogaritur parametrat e të katër shpërndarjeve, vlerat e pritura të sasive maksimale të reshjeve për periudhë përsëritje 1 herë në 100 dhe 1 herë në 50 vjet. Po ashtu, janë llogaritur vlerat e kriterit Kollmogorov – Smirnovit, gabimet përkatëse për cdo vlerë të llogaritur për të katër shpërndarjet si edhe testi Van Montforti.

Për të përcaktuar se cila prej shpërndarjeve përputhet më mirë me vlerat e vrojtuar të reshjeve maksimale 24 orëshe, fillimisht u përdor kriteri Kollmogorov – Smirnov. Vlerat e llogaritura të këtij kriteri u krahasuan me vlerat kritike për nivelin e rëndësisë $\alpha = 0.10$. Nga ky krahasim rezulton se për seritë e 39 vendmatjeve hidhet poshtë shpërndarja Xhekinson, për seritë e 2 vendmatjeve hidhet poshtë shpërndarja lognormale ndërsa shpërndarjet Gumbel dhe Freshe hidhen poshtë vetëm për një seri të dhënash.

Pra, kriteri Kollmogorov – Smirnov nxjerr për të gjitha vendmatjet se katër ose të paktën 3 shpërndarje përafrohen mirë me seritë e të dhënave. Siç është thënë më sipër, shpërndarja më e mirë do të ishte ajo për të cilën vlera e kriterit është më e vogël. Kështu që për seritë në çdo vendmatje u krahasuan vlerat e kriterit për shpërndarjet të cilat kriteri nuk i hidhte poshtë (për 4 ose 3, sipas rastit). Nga krahasimi i këtyre vlerave rezulton se seritë e reshjeve maksimale 24 orëshe mund të ndahen në tre grupe.

Grupi I, përfshin seritë për të cilat vlerat e kriterit për të katër shpërndarjet janë pothuajse të njëjta dhe nuk mund të gjykohet se cila prej tyre është më e mira (në këtë grup bëjnë pjesë seritë e 40 vendmatjeve).

Grupi II, përfshin seritë për të cilat shpërndarjet më të mira rezultojnë ato Gumbel dhe lognormale (bëjnë pjesë 98 vendmatje).

Grupi III, përfshin seritë ku paraqitet më e mirë shpërndarja Freshe dhe në disa raste ajo Xhekinson (bëjnë pjesë 45 vendmatje).

Për të përcaktuar se cila prej shpërndarjeve përputhet më mirë me vlerat e vrojtuarat të reshjeve maksimale 24 orëshe u përdor së dyti, kriteri i gabimeve standarte të vlerave të llogaritura. Rezultatet e marra nga ky kriter japin si përfundim se shpërndarjet më të mira janë ato Gumbel dhe lognormale për të gjitha seritë e analizuarat. Mund të thuhet se, për dy grupet e para shpërndarjet më të mira janë Gumbel dhe lognormale ndërsa për grupin e tretë rezultatet janë të ndryshme nga ato që dalin me anë të kriterit Kollmogorov – Smirnov, i cili si shpërndarje më të mirë jep atë Freshe dhe Xhekinson.

Së treti, është përdorur testi Van Monforti për kontrollin e përputhjes së serive të vrojtimeve me shpërndarjen Gumbel.

Sic shihet më sipër, kriteri Kollmogorov e pranon shpërndarjen Gumbel pothuajse për të gjitha seritë ndërsa sipas testit Van Monforti nuk pranohet për seritë e 45 vendmatjeve (për të njëjtin nivel rëndësie). Kjo tregon se ky test është më i fuqishëm se kriteri Kollmogorov-Smirnov.

Gjatë shqyrtimit të serive, për të cilat nuk pranohet shpërndarja Gumbel, vihet re se janë po ato seri të cilat përputhjen më të mirë e kanë me shpërndarjen Freshe dhe Xhekinson. Po ashtu, këto seri kanë në përbërje të tyre 1 apo 2 ngjarje të jashtëzakonshme. Koeficienti i variacionit të tyre është mjaft i lartë, mbi 0.40 ndërsa intervali i besimit për vlera të llogaritura me periudhë përsëritje 1 herë në 100 vjet dhe 1 herë në 50 vjet për këto seri është shumë i madh. Në raste të tilla nuk ka kuptim të flitet për vlera të llogaritura që luhaten në kufij kaq të gjerë.

Për shembull, nëse do të shqyrtohet seria e maksimumeve 24 orëshe të reshjeve për vendmatjen e Fierit, vlera maksimale që përmbahet në të është 345 mm ndërsa maksimumi i dytë i serisë është 146 mm. Për këtë seri shpërndarja më e mirë është ajo Freshe me vlerë të testit të Kollmogorovit, 0.0967 d.m.th shumë më e vogël se vlera kritike prej 0.235 për një nivel rëndësie $\alpha = 0.10$. Vlera e llogaritur për një periudhë 1 herë në 100 vjet (Fieri, 345 mm) luhatet në kufijtë 252 – 553 mm me një siguri 68% dhe madhësia e intervalit të besimit rezulton 300 mm. Siç kuptohet, nuk mund të flitet për një vlerë të llogaritur që luhatet në kufij kaq të gjerë, aq më tepër që në praktikë përdoret siguria prej 80%, për të cilën kufijtë e luhatjes do të ishin 1.28 herë më të mëdhenj. Kështu që në rastin e këtyre 45 serive nuk mund të përcaktohet se cila prej shpërndarjeve është më e mira.

Për të arritur në rezultate të pranueshme në rastet kur seritë e vrojtimeve përmbajnë ngjarje ekstreme Organizata Botërore e Meteorologjisë rekomandon 2 mënyra [Sevruk, B., 1981]:

– Përdorimi i serive të pjesëshme: Në këtë rast, seritë formohen duke marrë të gjitha vlerat e serive 24 orëshe mbi një nivel të caktuar. Por cënohet kushti i pavarësisë së ngjarjeve për arsye se disa terma të serisë mund t'i përkasin të njëjtit vit ndërsa ndonjë vit tjetër mund të mos përfaqësohet fare në serinë e të dhënave. Në këtë mënyrë është vepruar për seritë që përmbajnë 1 apo 2 ngjarje ekstreme. Pas llogaritjeve, rezulton se këto seri nuk përputhen me asnjë prej të katër shpërndarjeve, gjithashtu vlerat e llogaritura për periudha të ndryshme përsëritje rezultojnë të larta dhe nuk përputhen me realitetin.

– Zëvendësimi i ngjarjeve ekstreme me maksimumin e dytë të reshjeve 24 orëshe të të njëjtit vit: Kur përdoret kjo mënyrë, këto seri përshtaten mjaft mirë me shpërndarjen Gumbel. Në këtë rast vlerat e pritshme të reshjeve maksimale 24 orëshe me periudhë përsëritje 1 herë në 100 vjet, zvogëlohen rreth 30 – 50% krahasuar me seritë që përmajnë maksimumin e ngjarjeve ekstreme. Ky zvogëlim vjen si rezultat i ndryshimit të pjerrësisë së drejtëzës që karakterizon shpërndarjen Gumbel.

Si përfundim thuhet se shpërndarjet që përafrohen më mirë me të dhënat e vrojtura është shpërndarja Gumbel.

III.4 Përcaktimi i pragut të reshjeve intensive

Për klasifikimin e një fenomeni normal apo ekstrem, hapi i parë që ndiqet është përcaktimi i shpërndarjes së parametrave meteorologjike që shoqërojnë këto fenomene, shpërndarja e vlerave prag apo koha e përsëritjes së tyre.

Reshjet maksimale ditore janë sasi të mëdha të reshjeve të rëna gjatë intervalit kohor 24 orësh. Reshjet maksimale kanë ndryshueshmëri të lartë nga një vend në një tjetër si edhe nga një vit në tjetrin. Kjo e bën të vështirë përcaktimin e një vlere prag mbi të cilën reshjet të konsiderohen intensive, ekstreme apo të jashtëzakonshme.

Sipas Radinovic, reshjet konsiderohen ekstreme kur sasia e tyre 24 orëshe tejkalon një vlerë prag, pritshmëria e ndodhjes të së cilës është 1 herë në 5 vjet ndërsa, reshje të jashtëzakonshme konsiderohen reshjet që tejkalojnë një vlerë prag, me pritshmëri 1 herë në 20 vjet [Radinovic, Djuro.: 1997].

Gjatë këtij studimi, janë konsideruar episodet me reshje intensive impakti i të cilave është përsëri i ndjeshëm në ekonominë e vendit. Kështu, ndarja e episodeve me reshje normale apo intensive është bërë duke llogaritur prapun e reshjeve për cdo vendmatje. Reshjet do të konsiderohen intensive kur sasia 24 orëshe e tyre kalon një vlerë prag, e cila përcaktohet si sasia e reshjeve ditore që tejkalohe vetëm në 0.5 % të të gjithë ditëve me shi. Janë studiuar në fillim të gjitha episodet me reshje, gjatë periudhës 1990 – 2005 dhe më pas është llogaritur vlera prag për secilën vendmatje. Vlera prag ka bërë ndarjen ndërmjet episodeve me reshjeve normale apo intensive.

Sipas klimës shqiptare, gjatë një viti vrojtohen mesatarisht 100 ditë me shi por vetëm në 0.5 % të këtyre ditëve regjistrohen reshje 24 orëshe mbi prapun. Me fjalë të tjera në 1000 ditë me shi (seria e reshjeve 10-vjeçare) vetëm 5 ditë regjistrojnë gjatë 24 orëve, reshje mbi vlerën prag ($R_i \geq PR$).

Në hartën e mëposhtme, paraqitet shpërndarja territoriale e vlerave prag të reshjeve mbi të cilin ato konsiderohen intensive.

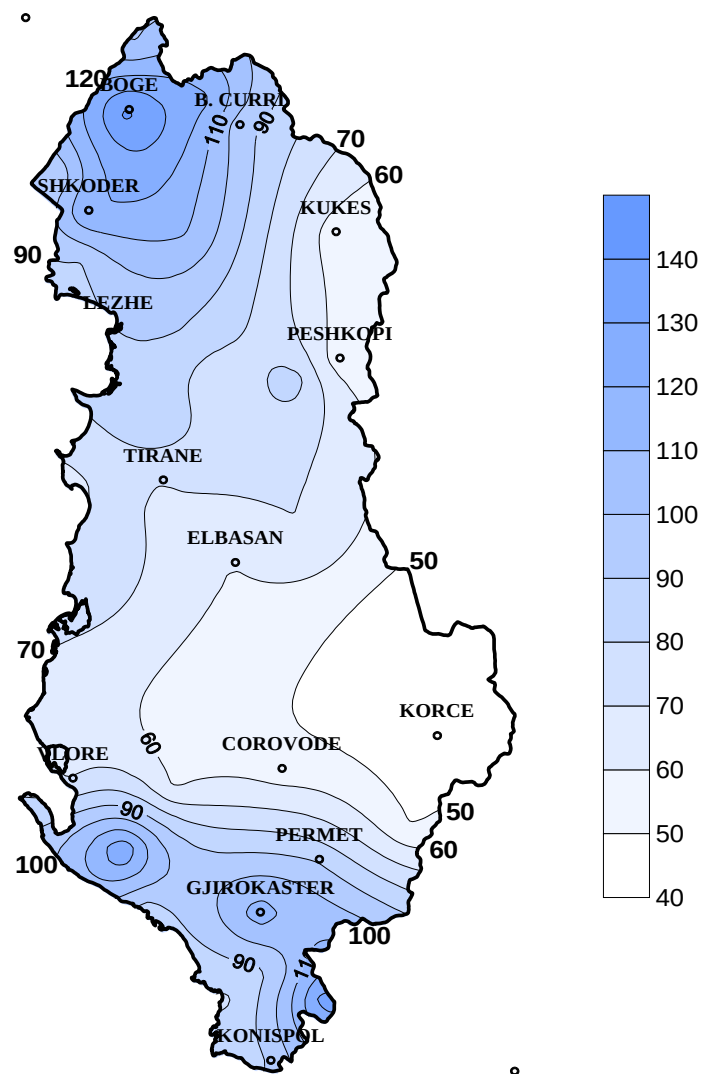
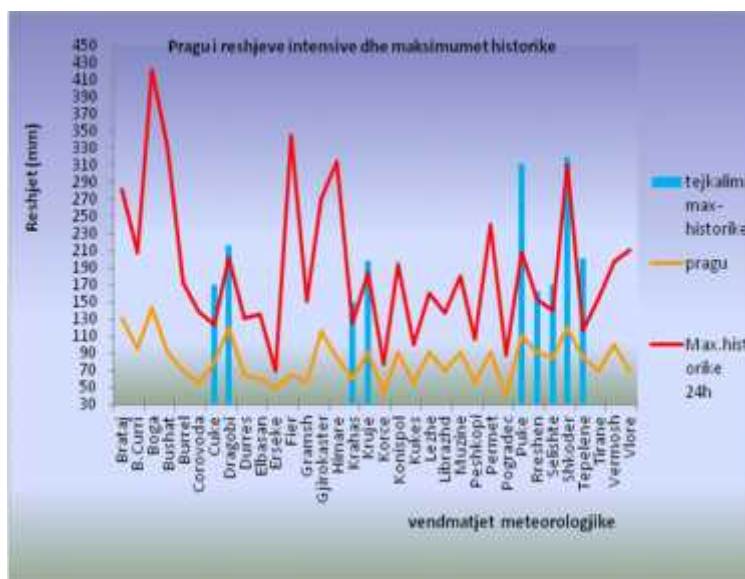


Figura 3.6 – Shpërndarja territoriale e pragut të reshjeve intensive

Bazuar në hartën më lart, shpërndarja e pragut të reshjeve intensive 24 orëshe në territorin shqiptar ndjek mjaft mirë shpërndarjen territoriale të reshjeve vjetore. Maksimumi i vlerës prag shfaqet në veri me 145 mm në Bogë, 120 mm në Dragobi dhe 110 mm në Pukë. Po ashtu dy maksimume të pragut i takojnë jugut të Shqipërisë me 130 mm në Brataj dhe 115 mm në Gjirokastrë.

Qendra e territorit paraqet vlera më të ulta të pragut të reshjeve intensive, maksimumi vërohet në Krujë me 90 mm ndërsa Tirana dhe Elbasani kanë pragje përkatësisht 70 mm dhe 60 mm. Vlerat më të ulëta të pragut i takojnë juglindjes, një korespondencë shumë e mirë me regjimin e reshjeve në territor. Konkretnisht, minimumi prej 40 mm i takon vendmatjes Pogradec, e ndjekur nga Korça dhe Erseka me vlera prag përkatësisht 45 mm dhe 50 mm. Për të parë se si qëndrojnë reshjet intensive të vërtetuara gjatë periudhës në studim ndaj vlerave prag dhe maksimumeve historike 24 orëshe të reshjeve të regjistruara deri në 1990, është ndërtuar grafiku vijues.



Grafik 3.1 – Reshjet maksimale historike 24 orëshe në raport me pragun e reshjeve intensive

Shihet qartë në grafik se vlerat e pragut qëndrojnë mjaft nën vlerat maksimale historike të reshjeve 24 orëshe me një diferencë maksimale prej 280 mm, për vendmatjen Fier. Por, në disa vëndmatje diferenca ndërmjet pragut dhe maksimumit historik është shumë e vogël.

Diferenca më e vogël shënohet për vendmatjen e Ersekës, me rreth 20 mm më pak se maksimumi historik. Ndërsa, po të krahasohen maksimumet historike me reshjet intensive të vrojtuar gjatë 15 vjeçarit të studiuar, vihen re thyerje të rekordeve historike në 9 prej vendmatjeve të Rrjetit Kombëtar Meteorologjik. Konkretisht, Puka me maksimum historik të reshjeve 24 orëshe prej 207 mm, ka regjistruar në datën 5 tetor 2003 reshje 310.7 mm në 24 orë. Një tejkalim të konsiderueshëm të maksimumit historik ka shënuar vendmatja Tepelenë ku janë vrojtuar 200 mm reshje në 24 orë (22 shtator 2002), të cilat rezultojnë 83 mm mbi rekordin historik (117 mm) të kësaj vendmatje.

Gjithashtu, vendmatjet Cukë, Dragobi, Krahës, Krujë, Rrëshen, Selishtë dhe Shkodër kanë tejkaluar vlerat maksimale historike respektivisht me 47.2 mm, 15.2 mm, 25.5 mm, 12.3 mm, 10.8 mm, 30 mm dhe 9.0 mm. Këto vendmatje jo vetëm që kanë vrojtuar reshje intensive mbi pragun e përcaktuar por kanë tejkaluar maksimumet historike të reshjeve përkatëse 24 orëshe të periudhës 1960 – 1990.

III.5 Përzgjedhja e vendmatjeve meteorologjike

Nga 130 vendmatje meteorologjike të Rrjetit Kombëtar Meteorologjik, janë zgjedhur 34 vendmatje (shih figurën 3.8) duke marrë në konsideratë ngjashmëritë klimatike, gjeografike dhe demografiko-sociale të tyre.

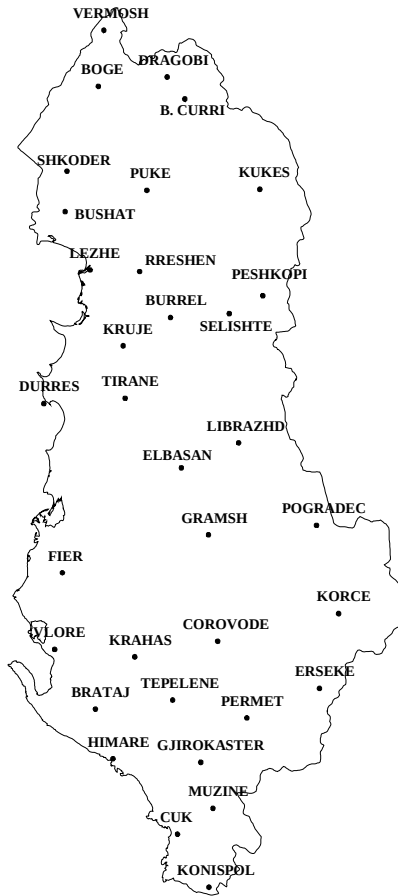


Figura 3.8 – Shpërndarja e vendmatjeve meteorologjike të përzgjedhura

Për secilën nga këto vendmatje meteorologjike është llogaritur pragu i reshjeve intensive (PR).

Vendmatjet meteorologjike janë përzgjedhur të tilla që të përfaqësojnë në mënyrën më të mirë të mundshme klimën lokale dhe klimën e të gjithë territorit shqiptar. Përzgjedhja e vendmatjeve, të dhënat e të cilave do të shfrytëzohen për të realizuar analizën e shpërndarjes së reshjeve intensive në hapësirë – kohë, është kryer sipas kritereve vijuese:

- *vendmatjet të jenë të shpërndara në territor në mënyrë
thuajse uniforme;*
- *vendmatjet të mbulojnë të gjitha zonat klimatike në të cilat
ndahet klima e territorit shqiptar;*
- *vendmatjet të jenë përfaqësues për zonat me riskun më të
lartë ndaj reshjeve intensive;*
- *vendmatjet që i përkasin të njëjtës zonë klimatike, për të
cilat vlerat e pragut të reshjeve intensive janë të përafërta
($PR1 = PR2 \pm 5 \text{ mm}$), si përfaqësues përzgjidhet vendmatja
që është zonë e banuar ose më pranë zonës së banuar.*

Kapitulli IV. Rezultatet

IV.1 Shpërndarja në territor e reshjeve maksimale 24 orëshe me siguri të ndryshme

Në bazë të rezultateve të marra për reshjet maksimale 24 orëshe, janë ndërtuar hartat për siguritë 1 dhe 2% (shih figurat përkatëse 4.1 dhe 4.2).

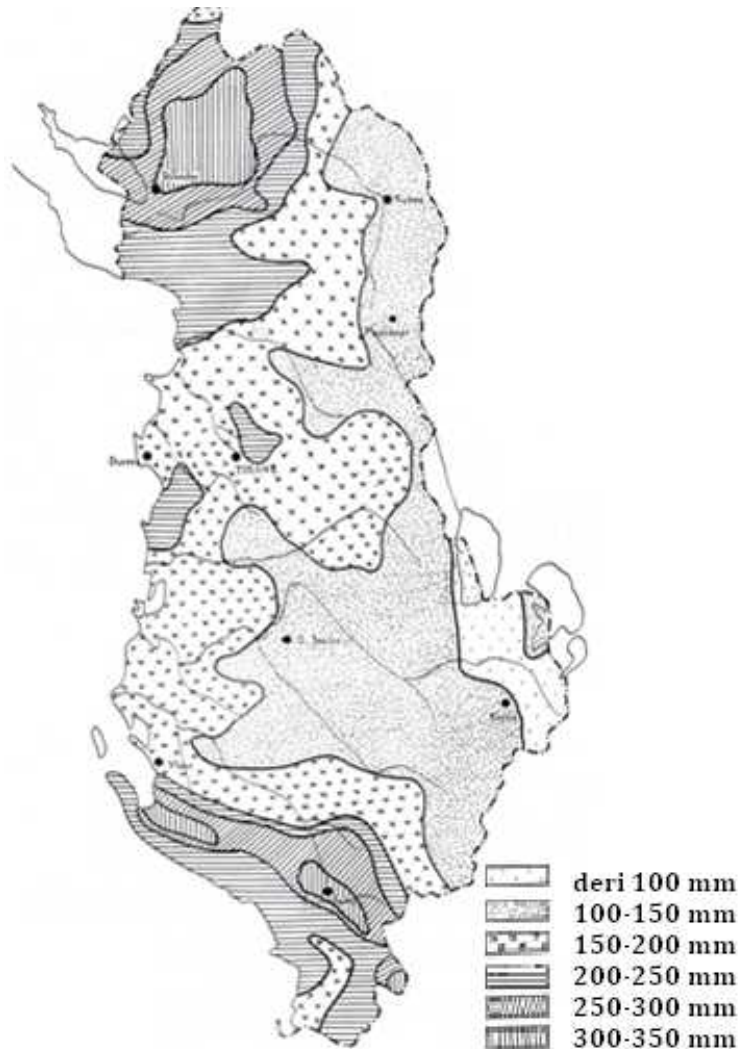


Figura 4.1 – Reshjet maksimale 24 orëshe me periudhë përsëritje
1 herë në 100 vjet

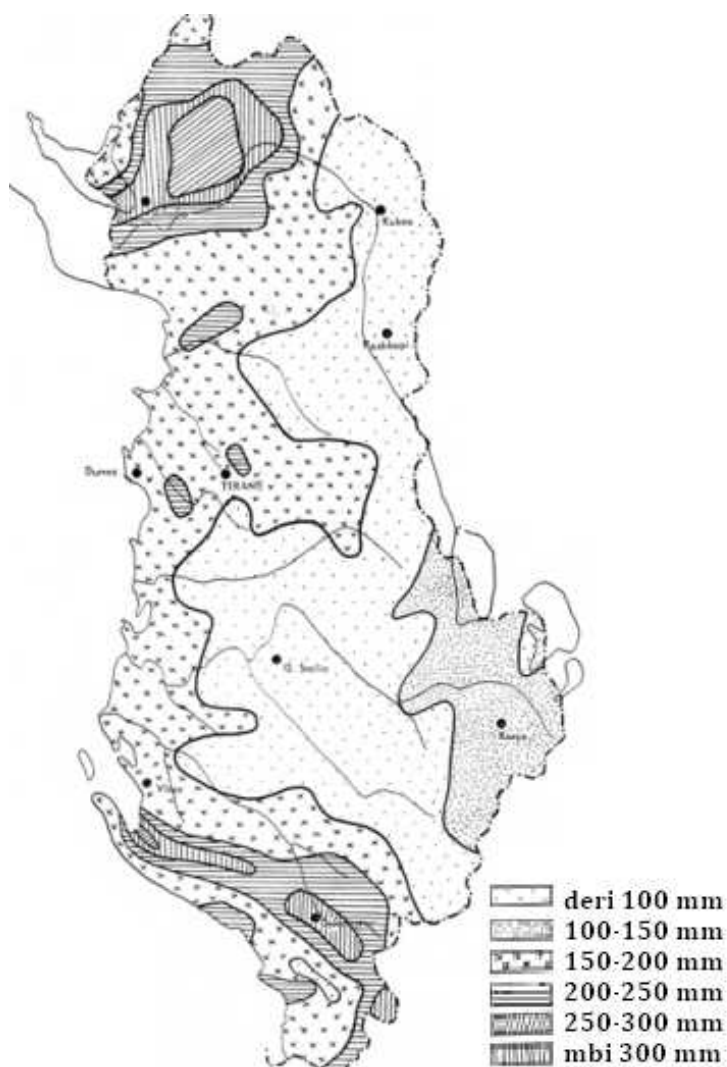


Figura 4.2 – Reshjet maksimale 24 orëshe me periudhë përsëritje
1 herë në 50 vjet

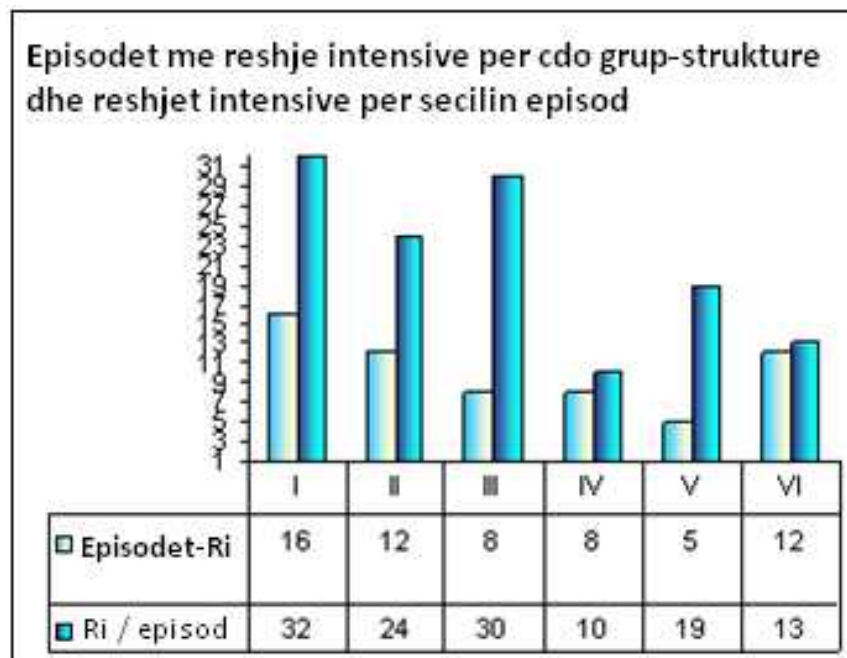
Nga hartat e mësipërme, vihet re se ruhet ligjshmëria e shpërndarjes territoriale të reshjeve vjetore. Në këtë ligjshmëri ndikojnë shumë faktorë por, rolin kryesor e luan relievi. Sistemet malore dhe vargmalet të orientuar nga veriperëndimi në juglindje favorizojnë krijimin në territor të disa zonave me ndryshueshmëri të lartë të sasisë së reshjeve 24 orëshe.

Reshje të bollshme dhe me intensitete më të larta vrojtohen kryesisht në faqet perëndimore dhe jugperëndimore të sistemeve malore. Prandaj, po të krahasohen shpërndarjet e reshjeve maksimale 24 orëshe me ato të reshjeve vjetore duken qartë ngjashmëritë midis tyre përse i përket shpërndarjes territoriale.

Nga analiza e hartave del se vlerat më të larta të reshjeve maksimale 24 orëshe vrojtohen në zonën e Alpeve, për shkak të ndikimit të vetë Alpeve. Maksimumi i tyre pozicionohet në qendër të masivit të Alpeve në të cilin priten 1 herë në 100 vjet, reshje 24 orëshe me sasi prej 350 mm. Një tjetër maksimum i reshjeve 24 orëshe i takon jugperëndimit të vendit, konkretisht lugina e Drinos për shkak të ndikimit të sistemeve malore të kësaj zone. Sasia e reshjeve 24 orëshe që pritet 1 herë në 100 vjet, luhetet në intervalin 300 – 350 mm. Një maksimum më i ulët i takon vargmaleve Krujë – Dajt ku sasia e reshjeve 24 orëshe që pritet 1 herë në 100 vjet është 200 – 250 mm. Ndërsa zonat me më pak reshje janë fusha e Korcës dhe malësia rreth saj ku reshjet maksimale 24 orëshe me pritshmëri 1 herë në 100 vjet janë 100 mm. Kjo zonë ka një maksimum të reshjeve 24 orëshe të ulët si pasojë e shkarkimit të reve në zonat malore që ndodhen në perëndim të saj. Lagështira e masave ajrore që mbërrin në këtë zonë është varfëruar në përplasjet e masave të ajrit me barrierat malore duke bërë që reshjet maksimale të jenë të pakta. Një tjetër zonë e varfër me reshje është lindja dhe verilindja e Shqipërisë ku reshjet maksimale 24 orëshe me pritshmëri 1 herë në 100 vjet janë të intervalit 100 – 150 mm.

IV.2 Analiza e reshjeve sipas strukturave gjeopotenciale

Gjatë episodeve me reshje intensive që i përkasin të gjashtë grupeve (sipas klasifikimit të grup-strukturave gjeopotenciale, në kapitullin II) është përcaktuar numri i vendmatjeve meteorologjike ku janë vërtetuar reshje intensive (shih grafikun 4.1).



Grafik 4.1 Episodet dhe stacionet me reshje intensive për cdo grup-strukturë

Duke ndjekur grafikun, prezenca e grup-strukturës së parë në territorin shqiptar shoqërohet me 16 episode me reshje intensive, që përbëjnë 26.2 % të totalit të episodeve. Gjatë këtyre 16 episodeve janë vërtetuar reshje intensive në 32 vendmatje meteorologjike, mesatarisht 2 vendmatje për çdo episod. Ky grup përfshin dhe numrin më të madh të vendmatjeve me reshje intensive duke bërë që kjo grup-strukturë të ketë ndikim të madh në reshjet intensive në territor.

Grupi i dytë, me 12 episode paraqet një shtrirje të reshjeve intensive në 24 vendmatje meteorologjike. Ashtu si grupi G1, edhe ky grup paraqet një mesatare prej 2 vendmatje për episod.

Megjithëse grupi i tretë ka vetëm 8 episode, rezulton me një shtrirje të gjerë të reshjeve intensive në territor, 30 vendmatje. Me një mesatare të thjeshtë, kjo grup-strukturë prodhon reshje intensive në afërsisht 4 vendmatje për çdo episod. Kjo strukturë paraqet dhe shtrirjen më të gjerë të reshjeve intensive në lidhje me numrin e vendmatjeve për episod.

Grupi i katërt, përmban 8 episode por ka një shtrirje të kufizuar në territor pasi reshje intensive janë vrojtuar vetëm në 10 vendmatje. Grupi i pestë, është grupi me më pak episode (5 episode) por shtrirja e reshje intensive në territor është e konsiderueshme pasi gjatë këtyre episodeve rezultojnë 19 vendmatje me reshje intensive. Edhe kjo grup-strukturë prodhon reshje intensive në afërsisht 4 vendmatje për episod.

Në grupin e fundit, megjithë numrin relativisht të lartë të episodeve me reshje intensive (12 episode) shtrirja gjeografike e reshjeve intensive është e kufizuar, mesatarisht 1 vendmatje për cdo episod (janë vrojtuar reshje intensive në 13 vendmatje).

Nga një analizë më e detajuar e grup-strukturave në lidhje me shfaqjen e tyre sipas muajve (shih tabelën 4.1) rezulton se reshjet intensive në territorin e Shqipërisë ndodhin kryesisht gjatë stinës së vjeshtës, një korespondencë shumë e mirë kjo me reshjet intensive në rajonin e Mesdheut [Martinez. C. 2008; Houssos and Bartzokas, 2006].

Grup-strukturat	I	II	III	IV	V	VI	Totali
Janar						1	1
Shkurt					2		2
Mars	1			1	1		3
Prill	1			1		2	4
Maj			1			1	2
Qershor							-
Korrik	2						2
Gusht		1					1
Shtator	1	2	2	2	1	1	9
Tetor	2	2		2		3	9
Nentor	3	6	4	1		4	18
Dhjetor	6	1	1	1	1		10
61 episode Ri	16	12	8	8	5	12	61

Tabelë 4.1 – Shpërndarja vjetore e episodeve me reshje intensive

Bazuar në tabelë, grup-struktura e parë ka rastisjen më të madhe gjatë muajit dhjetor, me një maksimum prej 6 episodesh por kjo grup-strukturë shfaqet edhe gjatë periudhës së ngrohtë. Konkretisht gjatë periudhës në studim, kjo grup-strukturë shfaqet 2 herë në muajin korrik.

Grup-strukturat G2 dhe G6 kanë të njëjtin numër rastisje gjatë vitit (12 episode). Muaji me rastisjen më të madhe të tyre, është nëntori gjatë të cilit strukturat G2 dhe G6 janë vrojtuar respektivisht 6 dhe 4 herë. Shfaqja e grupit të dytë fillon me 1 rast në muajin gusht dhe vijon deri në dhjetor. Grupi i gjashtë, shfaqet edhe gjatë stinës së pranverës, me 3 episode me reshje intensive në prill – maj.

Edhe grup-struktura G3, shfaqet kryesisht gjatë stinës së vjeshtës me një maksimum gjatë muajit nëntor (4 episode) por shfaq 1 episod në muajin maj. Grup-struktura e katërt, shfaqet kryesisht gjatë vjeshtës por paraqet edhe 2 episode në stinën e pranverës. Grup-struktura e pestë ka edhe rastisjen më të vogël, me vetëm 5 episode me reshje intensive të shpërndara në mënyrë të crregullt gjatë vitit.

Një tjetër parametër i rëndësishëm që dallon grup-strukturat nga njëra-tjetra në krijimin e reshjeve intensive është sasia e reshjeve 24 orëshe e shoqëruar me çdo grup-strukturë. Duke qenë se numri i episodeve me reshje intensive gjatë periudhës në studim është relativisht i ulët (61 episode) rezultatet e këtij studimi konsiderohen paraprake në lidhje me studimin e reshjeve intensive në Shqipëri. Për këtë, janë analizuar reshjet e secilit episod për çdo vendmatje që ka raportuar reshje gjatë 24 orëve, sa pragu i reshjeve intensive.

Në mënyrë që rezultatet e këtij studimi të jenë të dobishme në praktikë, janë vlerësuar rastisjet e vendmatjeve me reshje intensive të sasive që i përkasin intervaleve të ndryshme të vlerave.

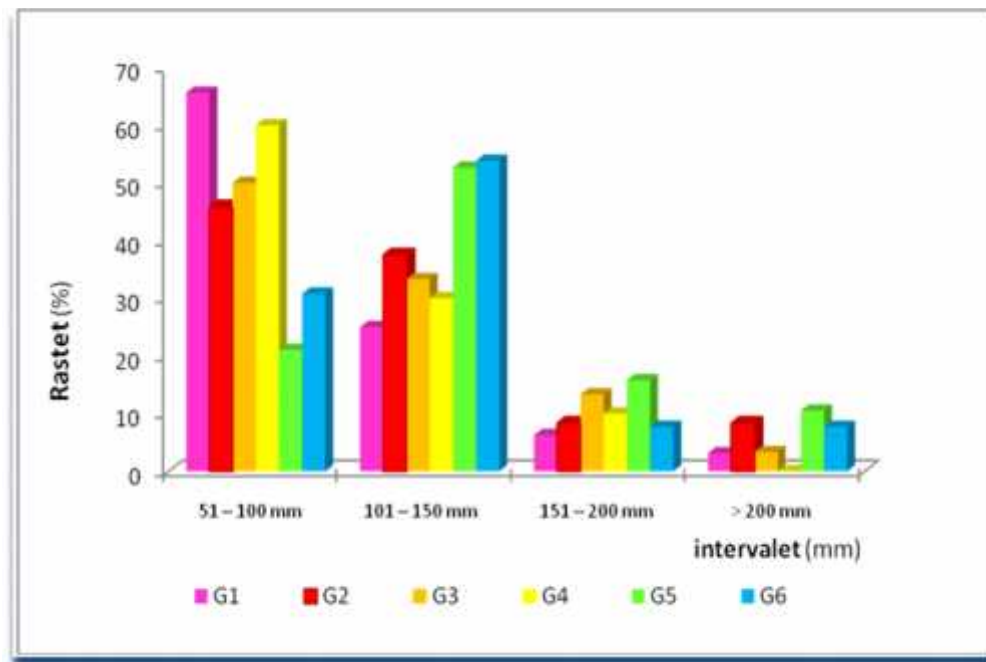
Për çdo episod, të çdo grup-strukture (shih tabelën 4.2) është përcaktuar numri i vendmatjeve ku janë regjistruar reshje intensive dhe është parë shpërndarja e vendmatjeve sipas intervaleve të vlerave të reshjeve 24 orëshe.

Intervale të reshjeve	51 – 100 mm	101 – 150 mm	151 – 200 mm	> 200 mm
G1	21	8	2	1
G2	11	9	2	2
G3	15	10	4	1
G4	6	3	1	0
G5	4	10	3	2
G6	4	7	1	1

Tabela 4.2 – Numri i vendmatjeve me reshje intensive për cdo grup-strukturë për intervale të ndryshme të reshjeve

Nga tabela, rezulton se prezenca e grup-strukturës G1 shoqërohet me reshje intensive në 32 vendmatje meteorologjike. Reshjet intensive të prodhuara nga kjo strukturë, i përkasin kryesisht intervalit 51 – 100 mm me 21 vendmatje por në prezencë të kësaj strukture janë regjistruar reshje intensive të intervalit 101 – 150 mm, në 8 vendmatje. Për më tepër, kjo grup-strukturë ndikon në prodhimin e reshjeve intensive në 2 vendmatje të intervalit 151 – 200 mm dhe në 1 vendmatje me reshje mbi 200 mm. Shihet qartë që kjo grup-strukturë preferon vendmatjet meteorologjike me prag të ulët të reshjeve intensive. Një panoramë e ngjashme me strukturën G1, në lidhje me shpërndarjen e numrit të vendmatjeve me reshje intensive, paraqitet edhe për grup-strukturën e katërt.

Konkretisht, intervalit 51 – 100 mm i përket 6 vendmatje ndërsa intervalit 101 – 150 mm i përket 3 vendmatje.



Grafik 4.2 – Numri i vendmatjeve (%) me reshje intensive për cdo grup-strukturë

Përsa i përket grup-strukturave G2 dhe G3, shihet se numri i vendmatjeve me reshje intensive në intervalet 51 – 100 mm dhe 101 – 150 mm, është i përafërt. Në intervalin e parë, për të dy strukturat vëroqtohen rreth 47% të vendmatjeve përkatëse ndërsa rreth 37% të vendmatjeve vëroqtohen në intervalin e dytë.

Kjo tregon se grup-strukturat prodhojnë reshje intensive në vendmatjet me prag të ulët të reshjeve intensive por edhe në ato me prag të lartë. Këto dy grup-struktura gjithashtu paraqesin raste me reshje në intervalet mbi 150 mm, reshje këto shumë më të larta se pragu maksimal i përcaktuar për të gjitha stacionet.

Tjetër situatë e shpërndarjes së numrit të vendmatjeve sipas intervalit të reshjeve intensive, paraqitet për strukturat G5 dhe G6. Numri më i madh i vendmatjeve me reshje intensive i përket intervalit të dytë 101 – 150 mm ku ndodhen rreth 53 % e vendmatjeve ndërkohë që, 21% dhe 30 % e vendmatjeve përkatësisht të G5 dhe G6, i përkasin intervalit të parë. Edhe këto dy grup-struktura kanë vendmatje të cilat kanë regjistruar reshje mbi 200 mm. Këto struktura preferojnë vendmatjet me prag të lartë të reshjeve.

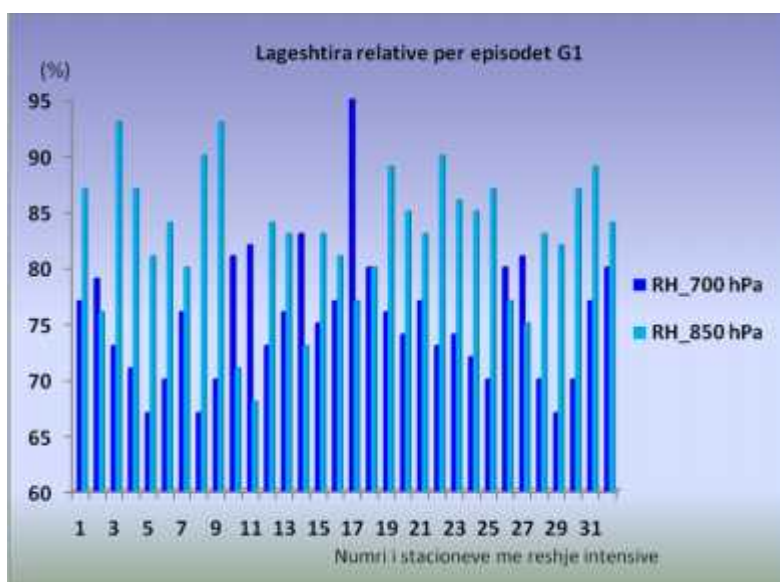
Nga analiza e gjashtë grup-strukturave, rezulton se grup-strukturat prodhojnë reshje intensive 24-orëshe kryesisht në intervalet deri 100 dhe 150 mm. Ndërkohë që duhet vënë në dukje fakti se gjatë periudhës 15-vjecare të studiuar, rezultojnë 20 vendmatje të cilat kanë vrojtuar reshje 24-orëshe të intervalit mbi 151 mm ndërsa në 7 prej vendmatjeve, janë vrojtuar reshje 24-orëshe mbi 200 mm.

IV.3 Analiza e episodeve sipas RH në 850, 700 hPa

Fushat e lagështirës relative të niveleve 700 dhe 850 hPa janë analizuar për secilin episod të çdo grup-strukture, në mënyrë që të përcaktohen vlerat minimale dhe maksimale të përmbajtjes së lagështirës në të dy nivelet e atmosferës.

Për 16 episodet me reshje intensive të G1, lagështira relative minimale e vrojtuar është 70% ndërsa ajo maksimale është 95% në nivelin 700 hPa. Ndërsa në nivelin e poshtëm 850 hPa, lagështira relative luhet në intervalin 68 - 93% (grafiku 4.3).

Vlerat minimale të lagështirës për këtë grup-strukturë, për të njëjtin episod shoqërohen me lagështirë relative të lartë në nivelin tjetër. Konkretisht vlera minimale 70% e nivelit 700 hPa shoqërohet me lagështirë 93% në nivelin 850 hPa, që përfaqëson dhe maksimumin e lagështirës për këtë nivel në këtë grup-strukturë. Ndërsa, lagështira minimale prej 68% e nivelit 850 hPa për të njëjtin episod, shoqërohet me 82% lagështirë në nivelin 700 hPa.

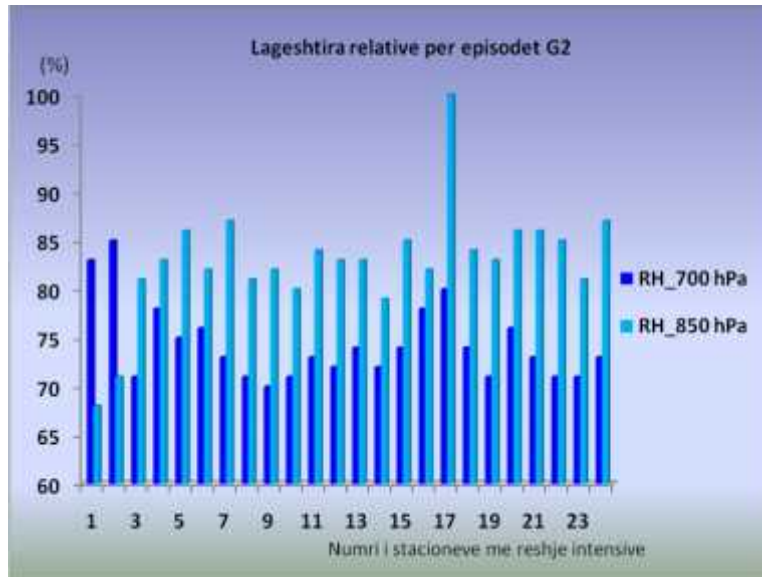


Grafik 4.3 – Lagështira relative në nivelet 700, 850 hPa për G1

Nga grafiku shihet se në pjesën më të madhe të episodeve lagështira relative në nivelin 850 hPa (rreth 1500 m mbi nivelin e detit) është përgjegjëse për reshjet intensive të kësaj grup-strukture. Rezultojnë vetëm 7 episode gjatë të cilave lagështira relative e nivelit 700 hPa mbizotëron ndaj lagështirës së nivelit më të ulët, 850 hPa. Reshjet e kësaj grup-strukture janë prodhuar kryesisht nga vranësira me bazë të ulët.

Për episodet G2, lagështira relative minimale e vërtetuar është 70% ndërsa ajo maksimale është 85% në nivelin 700 hPa.

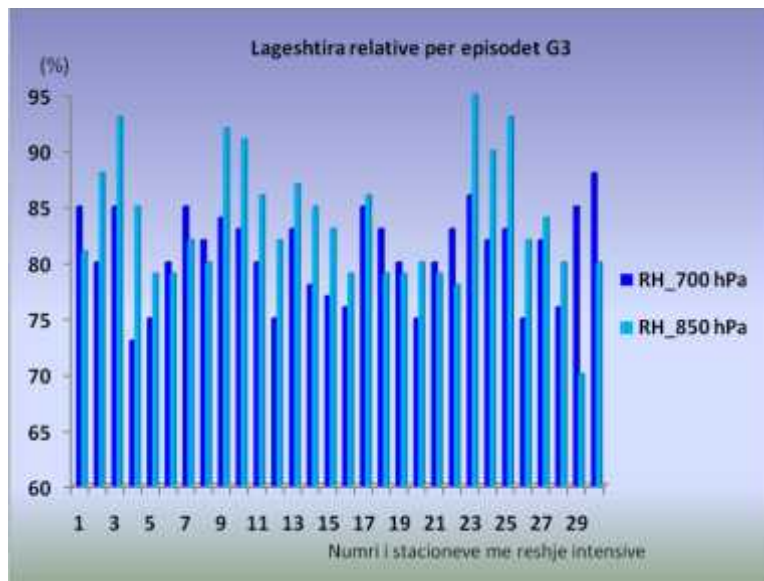
Ndërsa në nivelin e poshtëm 850 hPa, lagështira relative luhetet në intervalin 68 – 100% (grafiku 4.4). Vlerat minimale të lagështirës për këtë grup-strukturë, për të njëjtin episod shoqërohen me lagështirë relative mbi 80% në nivelin tjetër.



Grafik 4.4 – Lagështira relative në nivelet 700, 850 hPa për G2

Grafiku tregon se për grup-strukturën G2, në pjesën më të madhe të episodeve lagështira relative në nivelin 850 hPa është përgjegjëse për episodet me reshje intensive. Si në episodet e G1, edhe reshjet e këtyre episodeve janë prodhuar nga vranësira me bazë të ulët ndërsa vranësirat e larta (me bazë 700 hPa $\approx$ 3300m) janë përgjegjëse të reshjeve vetëm për dy episode me reshje intensive.

Gjatë 8 episodeve të strukturës G3, lagështira relative minimale e vërtetuar është 73% ndërsa ajo maksimale është 88% në 700 hPa. Ndërsa në nivelin 850 hPa, vërtetohet lagështira relative minimale 70% ndërsa ajo maksimale 95% (grafiku 4.5).

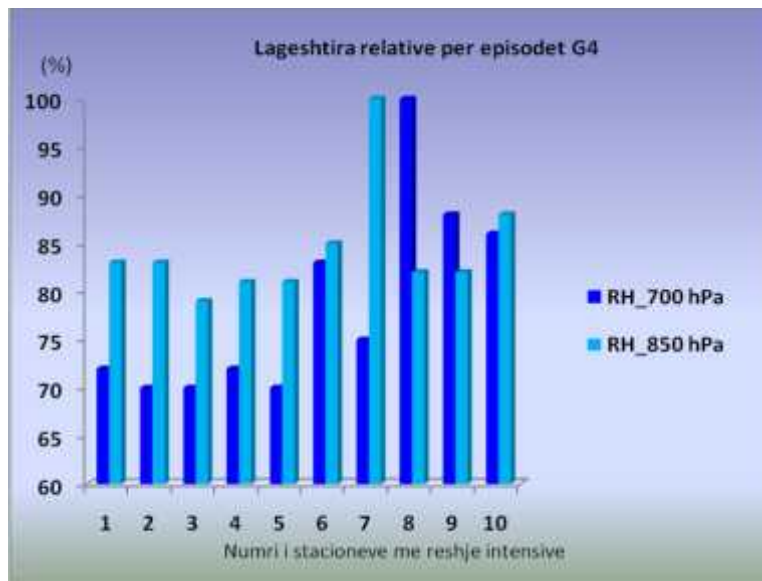


Grafik 4.5 – Lagështira relative në nivelet 700, 850 hPa për G3

Për prodhimin e reshjeve në pjesën më të madhe të episodeve të G3, janë përgjegjëse lagështirat relative të të dy niveleve pasi ndryshimi i tyre është relativisht i ulët. Përjashtim bëjnë disa episode gjatë të cilëve lagështira relative në 850 hPa mbizotëron në lidhje me lagështirën e nivelit 700 hPa. Përsa i përket bazës së vranësirave, shihet se vranësirat kanë bazë të ulët por ato kanë një shtrirje mjaft të mirë vertikale pasi vëroqtohen nga niveli 850 hPa deri në 700 hPa (në metra, 1500 – 3300 m).

Në grup-strukturën G4, prej 8 episodesh me reshje intensive në të dy nivelet vëroqtohet lagështira relative në intervalet 70 – 100% dhe 80 – 100%.

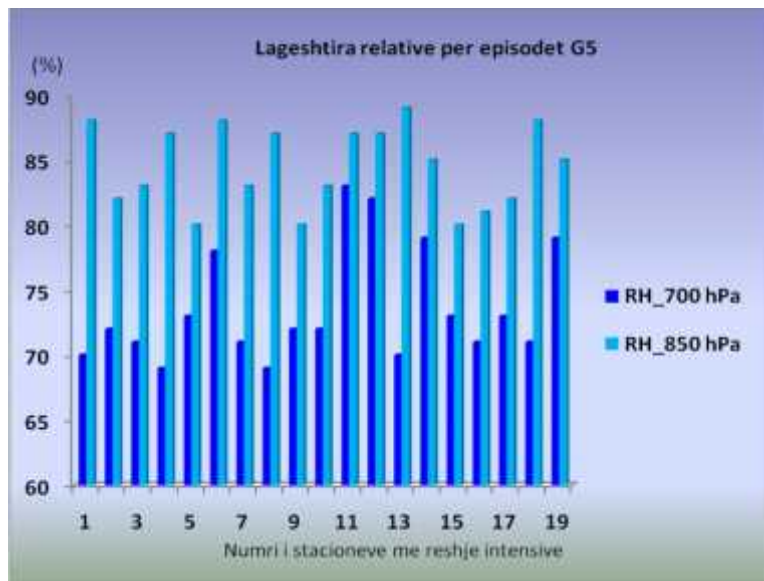
Vlera minimale i takon nivelit 700 hPa dhe për të njëjtin episod, niveli më i ulët 850 hPa përmban mbi 80% lagështirë relative (shih grafikun 4.6).



Grafik 4.6 – Lagështira relative në nivelet 700, 850 hPa për G4

Duke ndjekur grafikun shihet se gjatë episodeve me reshje intensive, përgjegjëse për prodhimin e reshjeve në shumicën e rasteve është lagështira relative e nivelit 850 hPa. Përjashtim bëjnë 2 episode të cilat kanë lagështirë relative më të lartë në lartësinë 700 hPa. Reshjet e këtyre episodeve janë gjeneruar kryesisht nga vranësira me bazë të ulët.

Në episodet me reshje intensive të grup-strukturës së pestë vërohet lagështira relative minimale 69% dhe maksimalja 83% në nivelin 700 hPa ndërsa niveli 850 hPa rezulton më i pasur me lagështirë pasi vlera minimale e saj është 80% ndërkohë që maksimalja është 89% (shih grafikun 4.7).

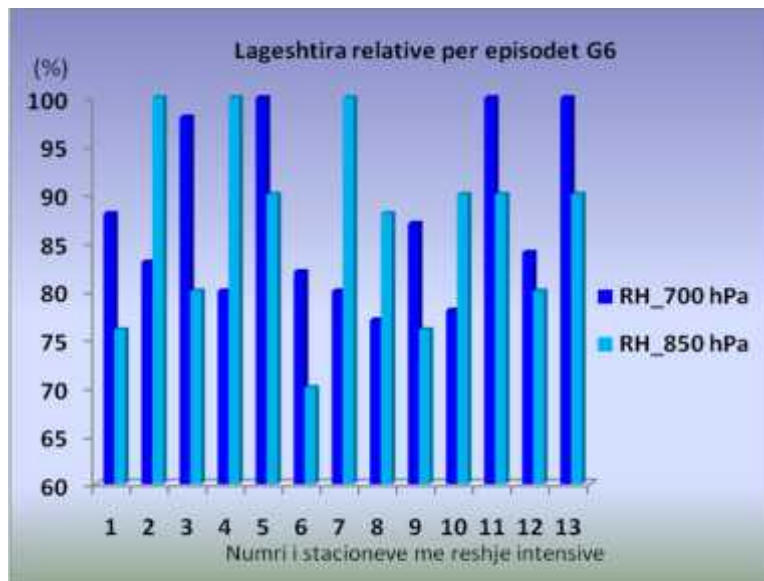


Grafik 4.7 – Lagështira relative në nivelet 700, 850 hPa për G5

Bazuar në grafikun më lart, shihet se lagështira relative në 850 hPa mbizotëron dukshëm gjatë të gjithë episodeve të G5. Shumë i qartë është fakti se për reshjet intensive të episodeve të kësaj grup-strukture, përgjegjëse është lagështira e nivelit 850 hPa pasi ky nivel rezulton shumë më i pasur me lagështirë se niveli 700 hPa.

Në 12 episodet me reshje intensive të grup-strukturës gjashtë, lagështira relative luhetet në intervalin 77 – 100 % në 700 hPa dhe 70 – 100% në nivelin 850 hPa.

Duke rikujtuar që në këtë grup janë klasifikuar episode të cilët paraqesin në 500 hPa formë të paklasifikuar të gjeopotencialit, lagështira relative në dy nivelet paraqitet si në vijim (shih grafikun 4.8).



Grafik 4.8 – Lagështira relative në nivelet 700, 850 hPa për G6

Bazuar në grafik, vihet re se lagështira relative në dy nivelet ka një ndryshim të madh për të njëjtin episod. Po ashtu, nga episodi në episod ndryshimi i lagështirës për dy nivelet është i dukshëm, përjashtuar episodin 12, gjatë të cilit ndryshimi i lagështirës nuk është domethënës (4%). Për prodhimin e reshjeve intensive të këtij grupi përgjegjëse është lagështira relative e të dy niveleve. Kjo tregon se vranësira ka një shtrirje të konsiderueshme vertikale duke krijuar një potencial të lartë për prodhimin e reshjeve intensive.

Ndryshimi i lagështirës relative nga episodi në episod nuk është i dukshëm aq më tepër që vlerat kritike (maksimale dhe minimale) të saj për secilën grup-strukturë nuk kanë ndryshime nga një grup në një tjetër. Nga analiza, vlen të theksohet fakti se lagështira relative minimale në njërin prej niveleve duhet të jetë mbi një prag të caktuar në mënyrë që të prodhohen reshje me intensitete të larta.

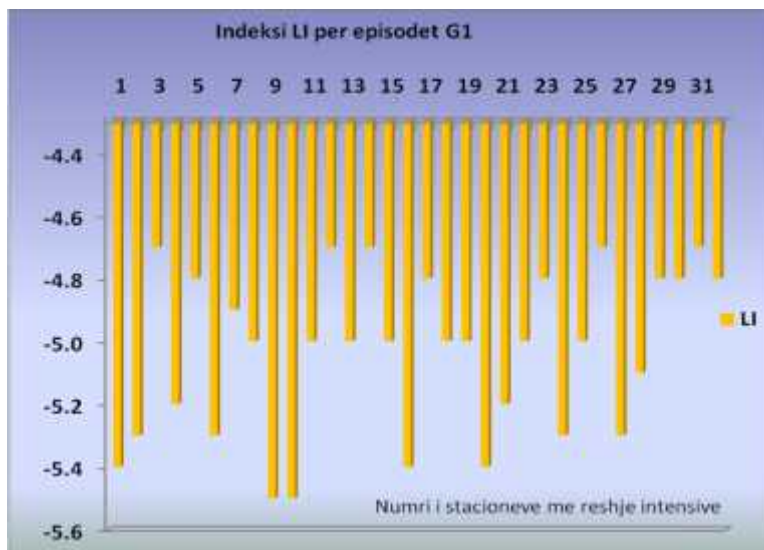
Me arritjen e këtij pragu të lagështirës shihet se nga një episod në një tjetër, qoftë brënda së njëjtës strukturë apo të strukturave të ndryshme, lagështira relative nuk pëson ndryshime të dukshme (ky fakt spjegohet më qartë në analizën e RH për çdo vendmatje).

IV.4 Analiza e episodeve sipas Vv dhe indeksit LI

Ashtu siç është shprehur dhe në pjesën teorike mbi shpejtësitë vertikale dhe indeksin e ngjitjes LI, sa më negative të jenë vlerat e Vv dhe LI aq më i fuqishëm është instabiliteti i atmosferës. Këto kushte janë optimale dhe në prezencë të lagështirës së mjaftueshme krijohet mundësia për prodhimin e reshje me intensitete të larta.

Vlerat e shpejtësive vertikale dhe indeksi LI, janë analizuar për çdo vendmatje që rezulton me reshje intensive gjatë secilit episod për të gjashtë grup-strukturat. Në këtë mënyrë do të përcaktohen kufijtë e poshtëm dhe të sipërm të vlerave për shpejtësitë vertikale dhe indeksin LI, të cilët paraqesin shkallën e instabilitetit të atmosferës.

Për 16 episodet me reshje intensive të G1, vlerat më negative që vrojtohen për Vv dhe LI janë përkatësisht -0.49 Pa/s dhe -5.5 gradë K ndërsa vlerat më pak negative janë -0.33 Pa/s dhe -4.7 gradë K . Vlerat më negative të Vv dhe indeksit LI përfaqësojnë dhe instabilitetin më të fuqishëm ndërsa vlerat më pak negative tregojnë instabilitet më pak të fuqishëm (shih grafikun 4.9 dhe 4.10).



Grafik 4.9 – Indeksi LI për episodet e G1



Grafik 4.10 – Shpejtësitë vertikale për episodet e G1

Për episodet me reshje intensive të G2, vlerat më negative që vërehen për Vv dhe LI janë përkatësisht -0.46 Pa/s dhe -5.4 gradë K ndërsa vlerat më pak negative janë -0.33 Pa/s dhe -4.7 gradë K (shih grafikun 4.11 dhe 4.12).

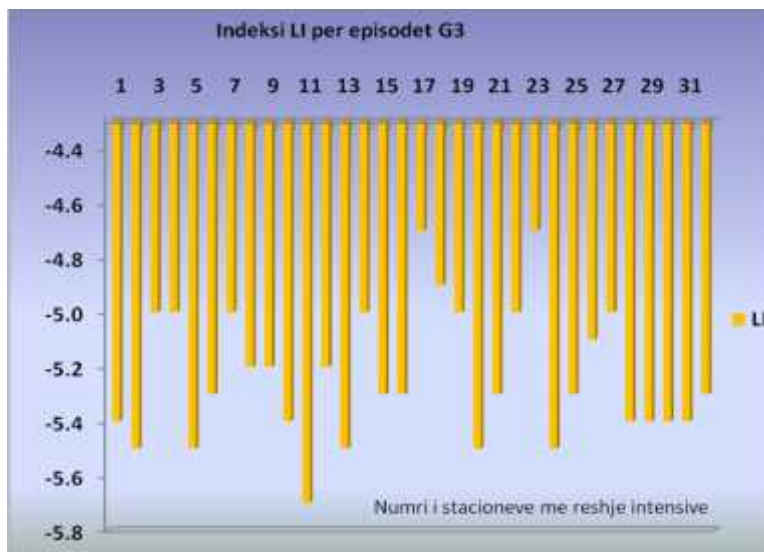


Grafik 4.11 – Indeksi LI për episodet e G2

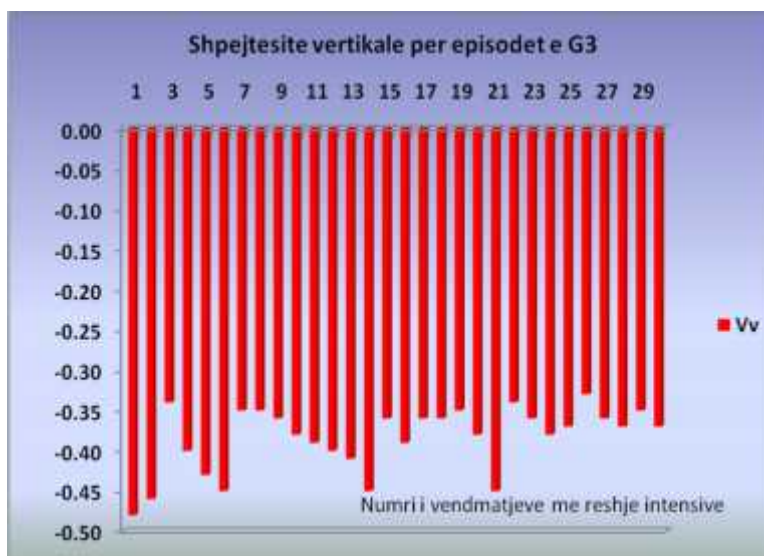


Grafik 4.12 – Shpejtësitë vertikale për episodet e G2

Gjatë episodeve me reshje intensive të G3, instabiliteti rezulton i fuqishëm për episodet me vlera të Vv dhe LI përkatësisht -0.48 Pa/s dhe -5.4 gradë K ndërsa me instabilitet më të dobët rezultojnë episodet me Vv dhe LI përkatësisht -0.33 Pa/s dhe -5.0 gradë K (shih grafikun 4.13 dhe 4.14).

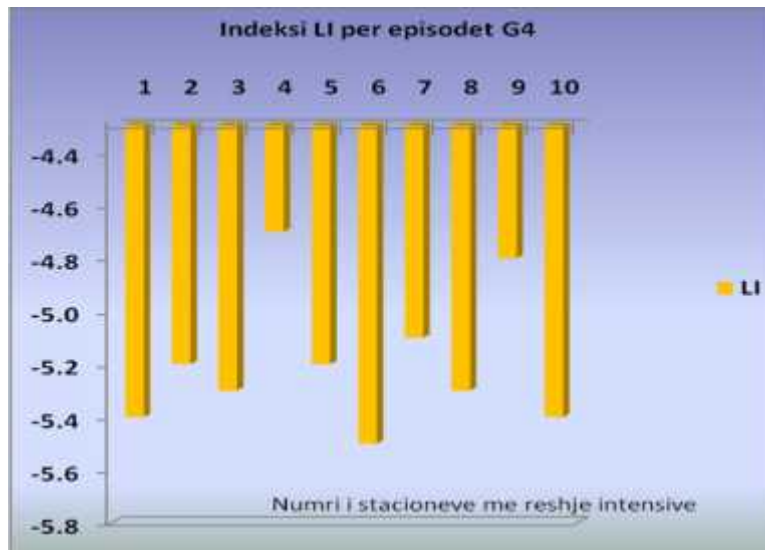


Grafik 4.13 – Indeksi LI për episodet e G3



Grafik 4.14 – Shpejtësitë vertikale për episodet e G3

Gjatë episodeve me reshje intensive të G4, për Vv dhe LI vrojtohen vlerat më negative - 0.44 Pa/s dhe - 5.5 gradë K ndërsa vlerat më pak negative të Vv dhe LI janë -0.33 Pa/s dhe -4.8 gradë K (shih grafikun 4.15 dhe 4.16).



Grafik 4.15 – Indeksi LI për episodet e G4



Grafik 4.16 – Shpejtësitë vertikale për episodet e G4

Gjatë episodeve me reshje intensive të G5, vrojtohen vlerat më negative të Vv dhe LI përkatësisht - 0.50 Pa/s dhe - 5.5 gradë K ndërsa vlerat më pak negative janë - 0.33 Pa/s dhe - 4.9 gradë K (shih grafikun 4.17 dhe 4.18).

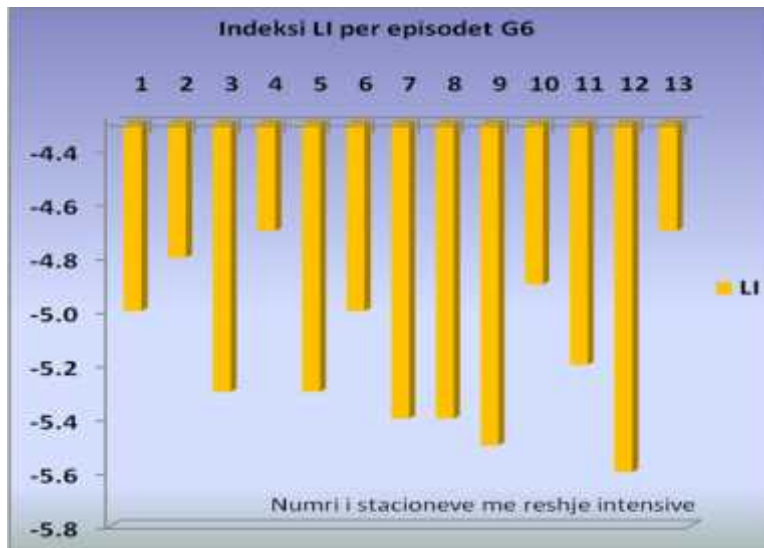


Grafik 4.17 – Indeksi LI për episodet e G5



Grafik 4.18 – Shpejtësitë vertikale për episodet e G5

Gjatë episodeve me reshje intensive të G6, vlerat më negative të vrojtuar për Vv dhe LI janë - 0.47 Pa/s dhe - 5.6 gradë K ndërsa vlerat më pak negative janë përkatësisht - 0.34 Pa/s dhe - 4.7 gradë K (shih grafikun 4.19 dhe 4.20).



Grafik 4.19 – Indeksi LI për episodet e G6



Grafik 4.20 – Shpejtësitë vertikale për episodet e G6

Duke bërë një përmbledhje për të gjithë rezultatet e analizës së fushave të lagështirës relative RH (%), shpejtësive vertikale Vv (Pa/s) dhe indeksit LI (gradë K) sipas grup-strukturave gjeopotenciale, rezultojnë të dhënat si në tabelën vijuese:

Grup-strukturat	RH (%)	Vv Pa/s)		LI (grade K)	
	min	min	max	min	max
G1	79	-0.49	-0.33	-5.5	-4.7
G2	79	-0.46	-0.33	-5.4	-4.7
G3	81	-0.48	-0.33	-5.4	-5.0
G4	81	-0.44	-0.33	-5.5	-4.8
G5	84	-0.50	-0.33	-5.5	-4.9
G6	79	-0.47	-0.34	-5.6	-4.7

Tabela 4.3 – Vlerat kritike të RH, Vv dhe LI për cdo grup-strukturë

Në këtë tabelë, vlera kritike e lagështirës relative përfaqëson vlerën më të ulët të vrojtuar për cdo grup-strukturë gjatë episodeve të secilës prej tyre. Duke qenë se janë analizur RH e dy niveleve të atmosferës, si vlerë përfaqësuese për cdo episod është marrë lagështira relative më e lartë e vrojtuar në njërën prej niveleve 700 dhe 850 hPa. Në tabelë shihet se lagështira relative nga një grup-strukturë në një tjetër varion në një interval të ngushtë vlerash. Konkretisht, vlera më e ulët e RH rezulton 79% (në G1, G2 dhe G6) ndërsa vlera më e lartë është 84% gjatë episodeve të G5. Bazuar në këto të dhëna mund të thuhet se grup-struktura të ndryshme shoqërohen me lagështirë të përafërt.

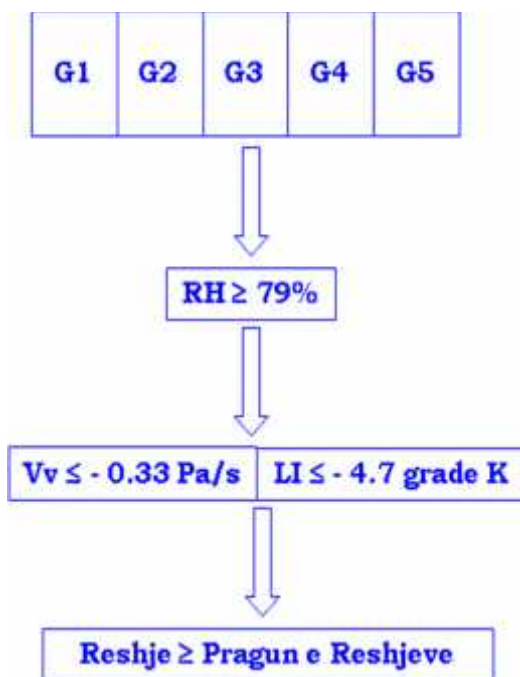
Përsa i përket vlerave të shpejtësive vertikale për cdo grup-strukturë, vlerat më negative të shpejtësive vertikale për grup-strukturë i përkasin intervalit $]-0.50 \text{ Pa/s}; -0.47 \text{ Pa/s}[$. Këto vlera përfaqësojnë dhe instabilitetin më të fuqishëm të atmosferës gjatë episodeve me reshje intensive.

Ndërsa vlerat më pak negative që përfaqësojnë dhe instabilitet më të dobët, luhaten në një interval të ngushtë vlerash. Konkretisht, shpejtësitë vertikale më pak negative të G1, G2, G3, G4 dhe G5 janë - 0.33 Pa/s ndërsa për G6 kjo shpejtësi është -0.34 Pa/s. Shihet se vlerat e shpejtësive vertikale qoftë ato më negative apo më pak negative luhaten në intervale të ngushta vlerash nga një grup-strukturë në tjetrën. Kjo tregon se prezenca e strukturave të ndryshme gjeopotenciale shoqërohet me ngjitje intensive të ajrit lart por intensiteti i ngjitjes së ajrit nuk varet nga forma e strukturës gjeopotenciale (format e gjetura në këtë studim).

Duke analizuar vlerat kritike të indeksit LI për cdo grup-strukturë, nga tabela rezulton se vlera më negative prej -5.6 gradë K, i takon G6. Për G1, G4 dhe G5 indeksi LI më negativ është i njëjtë, me vlerë -5.5 gradë K ndërsa grupet G2 dhe G3 paraqesin indeksin më negativ prej - 5.4 gradë K. Rezulton se indeksi më negativ LI, që përfaqëson instabilitetin më të fuqishëm nuk ndryshon shumë nga një grup-strukturë në një tjetër. Nga tabela shihet se instabiliteti më i dobët apo vlerat më pak negative të LI sipas grupeve, luhaten në intervalin]- 5.0 gradë K; - 4.7 gradë K[. Edhe në këtë rast, vlerat më negative apo më pak negative të indeksit LI nuk ndryshojnë nga nga një grup në tjetrin, luhaten në kufij të ngushtë vlerash.

E thënë në gjuhën e instabilitetit, struktura të ndryshme gjeopotenciale ashtu si në rastin e intensitetit të lëvizjeve vertikale, sjellin të njëjtin instabilitet termik të atmosferës.

Përfundimisht, mund të thuhet se prezenca në territorin shqiptar e strukturave gjeopotenciale të gjetura shoqërohet me lagështirë relative të konsiderueshme në të paktën njërin nga nivelet 700 apo 850 hPa. Në prezencë të këtyre strukturave gjeopotenciale, gjenerohen lëvizje vertikale intensive të ajrit. Për rrjedhojë në atmosferë krijohen kushtet e instabilitet termodinamik duke plotësuar kështu, kushtet bazë për prodhimin e reshjeve intensive në territorin shqiptar. Praktikisht, ky rezultat do të paraqitet sipas skemës së mëposhtme:



Skema 4.1 – Kushtet bazë për prodhimin e reshjeve intensive

Skema tregon se prezenca e secilës prej strukturave G1, G2, G3, G4 dhe G5 nëse do të sillte në territorin shqiptar lagështirë relative mbi 79% në të paktën njërin prej niveleve 700 apo 850 hPa dhe nëse instabiliteti atmosferik termodinamik do të karakterizohej nga faktorët $V_v < -0.33 \text{ Pa/s}$ dhe $LI < -4.7 \text{ gradë K}$, atëherë në territor do të plotësoheshin kushtet për rënien e reshjeve intensive.

Skema 4.1 nuk merr në konsideratë grup-strukturën G6 e cila përfshin episode me reshje intensive, strukturat gjeopotenciale të të cilave janë “të paklasifikuara”.

IV.5 Përcaktimi i pragut të RH, Vv, LI për çdo vendmatje

Duke qenë se pragu i reshjeve intensive paraqet ndryshueshmëri të madhe në territor, është më interes përcaktimi i vlerave prag të faktorëve RH, Vv dhe LI për çdo vendmatje. Për këtë qëllim për secilën vendmatje është përcaktuar RH në 700, 850 hPa dhe faktorët Vv dhe LI, pa marrë në konsideratë strukturën gjeopotenciale që shoqëron episodin me reshje intensive me synimin e zonimit të territorit në bazë të këtyre faktorëve.

Në tabelën vijuese janë paraqitur vlerat prag të gjetura për RH, Vv dhe LI për vendmatjet që kanë regjistruar mbi 5 episode me reshje intensive. Për vendmatjet e tjera, vlerat prag janë konsideruar orientuese (tabela e plotë në aneksin 1).

Vendmatje	Pragu reshjeve (mm)	RH (%)	Vv (Pa/s)	LI (gradë K)	Nr. rasteve
Brataj	130	79	- 0.35	- 5.0	6
Bushat	90	80	- 0.34	- 4.8	9
Çukë	79	79	- 0.37	- 4.7	10
Krujë	90	79	- 0.33	- 4.8	7
Konispol	90	79	- 0.33	- 4.7	7
Shkodër	120	82	- 0.38	- 4.8	7
Tepelenë	85	80	- 0.35	- 4.7	6

Tabela 4.4 – Vlerat prag të RH, Vv dhe LI për vendmatjet të cilat kanë regjistruar mbi 5 episode me reshje intensive

Për vendmatjet në tabelën më lart, shihet se pragu i reshjeve intensive ndryshon dukshëm nga një vendmatje në tjetrën ndërkohë që vlerat prag të të tre faktorëve, variojnë në kufij të ngushtë. Në këtë mënyrë arrihet në konkluzionin se faktorët RH, Vv dhe LI sillen njësoj në të gjithë territorin shqiptar pavarësisht pragut të reshjeve intensive. Ky fakt, mbështetet dhe nga të dhënat e tabelës së paraqitur në Aneks 1, të vlerave prag për të gjitha vendmatjet. Për rrjedhojë, territori shqiptar nuk mund të ndahet në zona të cilat të mund të përfaqësohen nga vlerat prag të faktorëve RH, Vv dhe LI.

IV.6 Varësia e sasisë së reshjeve nga RH, Vv dhe LI

Pasi janë përcaktuar vlerat prag të RH, Vv dhe LI me interes shihet mundësia e gjetjes së një varësie ndërmjet sasisë së reshjeve të rëna mbi pragun e reshjeve dhe vlerave të faktorëve të përzgjedhur. Për këtë qëllim është përdorur analiza e regresit të shumëfishtë i cili në përgjithësi spjeron lidhjen ndërmjet disa variablove të pavaruar dhe një variabli të varur [Priftaj, N.: 1975]. Shprehja matematike e funksionit të regresit linear të shumëfishtë është e formës:

$$Y = a + b_1 * X_1 + b_2 * X_2 + b_3 * X_3 + \dots + b_p * X_p$$

ku **Y** është vlera e variablit të varur që në rastin konkret janë reshjet e vrojtuar; **a** është konstante e regresit; **b₁**, **b₂**, **b₃** dhe **b_p** janë pjerrësitë përkatëse të **X₁**, **X₂**, **X₃** dhe **X_n**; **X₁**, **X₂**, **X₃** dhe **X_n** janë variablat e pavarur që spjegojnë variancën në **Y**. Në rastin konkret variablat e pavarur janë vlerat e **RH**, **Vv** dhe **LI**.

Fillimisht, është bërë analiza e regresit të shumëfishtë për varësinë ndërmjet reshjeve intensive të vrojtuar dhe faktorëve RH, Vv, LI.

Në analizë, janë marrë në konsideratë të gjitha vendmatjet që kanë vrojtuar reshje intensive pa marrë parasysh grup-strukturën gjeopotenciale të cilës i përkasin dhe për këtë arsye, disa vendmatje shfaqen më shumë se një herë. Rezultatet e regresit paraqiten në tabelën e mëposhtme:

Analiza e regresit	Nr. te dhenave	R	F	a	RH		Vv		LI	
					b1	t_{stat}	b2	t_{stat}	b3	t_{stat}
34 vendmatje (RH, Vv, LI)	126	0.63	27.4	-215.9	0.28	0.43	-741	-9.0	-4.4	-0.35

Tabela 4.5 – Regresi i varësisë së reshjeve nga RH, Vv, LI

Në bazë të të dhënave të tabelës, rezulton se vlera e testit të Fisherit është $F = 27.35$ që tregon se ky regres shpjegon shumë mirë variancën e serisë së reshjeve të vrojtuar. Nëse do të analizonim peshën e secilit faktor për të shpjeguar variancën, rezulton se pesha e faktorit të parë dhe të tretë (RH, LI) nuk është e rëndësishme. Vlerat e t_{stat} për koeficientët e faktorëve RH dhe LI janë përkatësisht 0.43 dhe -0.35 që rezultojnë shumë larg vlerës kritike të $t = 2.62$ (për nivel rëndësie 1% dhe gradë lirie $n = 122$). Një fakt i tillë tregon që këta faktorë mbasi kalojnë vlerën kritike (të përcaktuara në paragrafin 4.3) nuk luajnë rol në ndryshueshmërinë e sasisë së reshjeve.

Ndërsa pesha e faktorit Vv në këtë variancë është përcaktuese sepse t_{stat} i koeficientit të këtij faktori është -9.0, shumë më i lartë se vlera kritike t . Për këtë arsye, është bërë analiza e regresit për varësinë e reshjeve intensive të vrojtuar vetëm nga ky faktor (shih tabelën vijuese).

Analiza e regresit	Numri te dhenave	R	F	a	Vv	
					b1	t_{stat}
34 vendmatje (Vv)	126	0.63	82.9	-170.4	-744.2	- 9.1

Tabela 4.6 – Rezultatet e regresit të varësisë së reshjeve nga Vv

Të dhënat e tabelës, paraqesin vlerën e testit të Fisherit $F = 82.9$ (dukshëm mbi vlerën kritike, $F = 1.66$ për nivel rëndësie 1%), fakt që tregon se ky regres spjegon shumë mirë variancën e serisë së reshjeve të vrojtuar nga shpejtësitë vertikale të ajrit.

Ekuacioni i regresit në këtë rast ka formën:

$$Y = -170.4 - 744.2 * Vv.$$

Duke parë rezultatet e regresit për faktorin Vv si edhe për të nxjerrë në pah veçoritë e regresit për secilën vendmatje, është bërë analiza e regresit për varësinë e reshjeve intensive të vrojtuar në vendmatjet Brataj, Bushat, Çukë, Krujë, Konispol, Shkodër dhe Tepelenë. Është bërë analiza e regresit për vendmatjet e mësipërme për arsye se në këto vendmatje janë vrojtuar mbi 5 raste me reshje intensive.

Rezultatet e analizës së regresit paraqiten në tabelën vijuese:

<i>Analizat e regresit</i>	<i>Numri te dhenave</i>	<i>R</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>Vv</i>	
					<i>b</i>	<i>tstat</i>
Brataj	6	0.94	30.0	- 95.0	- 637	- 5.5
Tepelene	6	0.95	42.4	-253.0	- 923	- 6.5
Kruje	7	0.98	153.2	- 194.0	- 873	- 12.4
Konispol	7	0.89	21.1	-65.5	- 465	- 4.6
Shkoder	7	0.92	28.9	-585.9	- 1846	- 5.4
Bushat	9	0.90	28.7	- 257.0	- 959	- 5.3
Cuke	10	0.84	19.2	-218.0	-797	- 4.3

Tabela 4.7 – Rezultatet e regresit të varësisë së reshjeve nga Vv për vendmatjet me mbi 5 raste me reshje intensive

Nga tabela rezulton se për të gjitha vendmatjet e konsideruara, vlera e testit F është dukshëm mbi vlerën e tij kritike ($F = 9$, për nivel rëndësie 1%). Ky fakt thekson edhe rezultatet e analizës së regresit për të gjitha vendmatjet në territorin shqiptar.

Nëse do të analizohet koeficienti **b** (pjerrësia e drejtëzës) i regresit, koeficient i cili shpreh ndryshueshmërinë e sasisë së reshjeve për një ndryshim të dhënë të faktorit Vv, vihet re se vendmatja e Shkodrës ka koeficientin më të lartë. Kjo tregon se në këtë vendmatje, një ndryshim i vogël në vlerat e shpejtësisë vertikale sjell ndryshim të konsiderueshëm të sasisë së reshjeve.

Krejt ndryshe paraqitet ky koeficient për vendmatjen e Konispolit, vlera e të cilit është më e ulta në tabelë. Kjo do të thotë se për të njëjtin ndryshim të shpejtësisë vertikale (si në rastin e Shkodrës) sasia e reshjeve në këtë vendmatje ndryshon më pak.

Diskutime dhe Rekomandime

Në eksperiencën e përditshme, specialistët e parashikimeve meteorologjike kërkojnë “çelsin magjik” të parashikimit të ngjarjeve ekstreme të motit duke kërkuar dhe testuar tregues të ndryshëm apo duke i kombinuar ata, në mënyra të ndryshme. Qëllimi i këtij kërkimi dhe testimi bëhet për të realizuar një parashikim më të saktë dhe sigurisht më praktik, të ngjarjeve ekstremen. Nëse kjo do të realizohej, atëherë do të zhdukej nevoja për parashikues-njerëz dhe do të zëvendësoheshin me teknologji dhe kompiutera. Por kjo nuk do të ndodhë për arsye se nevoja për logjikën njerëzore dhe për eksperiencën e specialistit në parashikim janë të pazëvendësueshme nga çdo lloj teknologjie.

Kështu, gjatë këtij studimi nuk është kërkuar “çelsi magjik” por një guidë e parashikimit për ngjarjet ekstreme, e cila të listojë strukturat gjeopotenciale që prodhojnë reshje intensive me shtrirje të gjerë në territorin shqiptar. Po ashtu, të listojë faktorët që ndikojnë në formimin e reshjeve intensive në territor dhe për më tepër, në këtë studim janë përcaktuar vlerat prag të secilit faktor për secilën vendmatje meteorologjike. Rezultatet tregojnë se ka jo vetëm përputhje të mirë të prezencës së strukturave gjeopotenciale me reshjet intensive por shfaqet qartë lloji i strukturës që shoqërohet me shtrirjen më të gjerë të reshjeve intensive në territor. Në këtë mënyrë, prezenca e një lloji strukture gjeopotenciale do të shërbejë si paralajmërues për mundësinë e ndodhjes së reshjeve intensive.

Në parashikimin e episodeve me mot ekstrem ndihmë të madhe për specialistët-parashikues, janë të dhënat nga radarët meteorologjikë, të dhënat nga sondimi vertikal i atmosferës si edhe të dhënat nga stacionet automatike meteorologjike të cilët bëjnë të mundur monitorimin në kohë reale ose thuajse-reale, të atmosferës.

Konkluzione

- Reshjet intensive në 75 % të rasteve, ndodhin në katër mujorin e fundit të vitit. Ky fakt tregon se shpërndarja e reshjeve intensive gjatë vitit ndjek mjaft mirë regjimin vjetor të reshjeve.
- Shpërndarja që përafron më mirë të dhënat e serive të reshjeve maksimale 24 orëshe në të gjithë territorin, është ajo Gumbel.
- Reshjet konsiderohen intensive kur sasia e tyre është më e lartë se një vlerë prag. Vlera prag përcaktohet si sasia e reshjeve 24 orëshe që tejkalohet vetëm në 0.5 % të të gjithë ditëve me shi.
- Shpërndarja territoriale e reshjeve maksimale 24 orëshe ndjek shpërndarjen e reshjeve vjetore. Sasitë më të mëdha të reshjeve 24 orëshe vrojtohen në Alpe, ku pritet që 1 herë në 100 vjet të bien reshje në sasitë prej 350 mm.
- Rezultojnë 5 grup-struktura gjeopotenciale, të cilat shoqërohen me reshje intensive në territorin shqiptar. Strukturat gjeopotenciale që shoqërohen me reshje intensive por që nuk mund të përfshihen në 5 strukturat bazë, përbëjnë grupin G6, të strukturave të “pa klasifikuara”.
- Struktura G1, paraqet frekuencën më të lartë të shfaqjes me 26.2% të totalit të rasteve ndërsa strukturat G3 dhe G5 sjellin reshje intensive me shtrirjen më të madhe në territor.
- Kushtet, që të ketë reshje intensive në territor plotësohen për vlerat $RH > 79\%$, $V_v < - 0.33 \text{ Pa/s}$ dhe $LI < - 4.7 \text{ gradë K}$.
- Pasi RH dhe LI tejkalojnë vlerat prag, sasia e reshjeve intensive nuk varet nga këta faktorë ndërsa faktori V_v është përcaktues në ndyshueshmërinë e sasisë së reshjeve.

Referencat

- Abramowitz Stegun: Handbook of Mathematical Function. National Bureau of Standarts, 1964
- Arkin, P. A.: The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array, Monthly WeatherReview, 106, 1153-1171, 1979.
- Arkin, P. A., Meisner B. N.: The relationship between largescale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982-84, Monthly Weather Review, 115, 51-74, 1987.
- Buzzi, A., Foschini, L.: Mesoscale Meteorological Features Associated with Heavy Precipitation in the Southern Alpine Region, June 1999
- Campins, Jn, Aran, M., Genoves, A., Jansa, An: High impact weather and cyclones simultaneity in Catalonia, Adv. Geosci. 12, 115-120, September 2007.
- De Luque, A., Porja, T., Martin, A., Guijarro, J.A., Alonso, S.: A case of severe flood over Albania: A rainfall analysis from a satellite perspective, Advances in Geosciences, Vol. 7, pp 65-72, January 2006
- Doswell III, C. A., Brooks, H. E., Maddox, R. A.: Flood Forecasting: An Ingredients-Based Methodology, Weather Forecasting Riview, Vol. 11, 1996
- Doswell III, C. A.: Comments on "Mesoscale convective patterns of the southern High Plains.". Bull. Amer. Meteor. Soc, 1991.
- Doswell III. C. A., Schultz D.M.: On the Use of Indices and Parameters in Forecasting Severe Storms, Symposium on Weather Forecasting, Amer. Meteor. Soc., Atlanta, GA 2006
- Griffith, C. G., Woodley, W. L., Grube, P. G., Martin, D. W., Stout, J., Sikdar, D. N.: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery - Visible and infrared studies, Monthly Weather Review, 106, 1153-1171, 1978.
- Gumbel, E. J.: Statistics of extrens. New York 1958
- Group of authors: Estimation of maximum floods. Technical Note No. 98, WMO, Geneve 1969
- Haby, J.: Weather Prediction 1 and 2, Meteorology Courses for Geoscience and Meteorology, Mississippi State University, 1998.

- Houssos. E. E. and Bartzokas. A.: Extreme precipitation events in NW Greece, 2006.
- INM/WMO – International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean, Spain 1997
- Kalnay. E. and co-authors: The NCEPNCAR 40-year Reanalysis project, Bulletin of the American Meteorological Society, 1996.
- Lana. A., Campins. J., Genoves. A. and Jansa. A.: Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Island, June 2007
- Levizzani. V., Amorati, R., Meneguzzo, F.: A review of satellite-based rainfall estimation methods, 2002.
- Lowery, M. O., Nash, J. E.: A comparison of methods of fitting the double exponential distribution. Amsterdam 1970
- Martinez, C., Campins. J., Jansa. A. and Genoves. A.: Heavy rain events in the Western Mediterranean: an atmospheric pattern classification, Adv. Sci. Res., 2, 61–64, 2008.
- Meteorol. Atmos. Phys. 72, 2000
- Miller, R.: Notes on analysis of severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. AFGWC Tech. Rep. 200 (Rev.), Air Wea. Serv., Scott AFB, IL, 181 pp, 1972
- Muça, L., Mustaqi, V., Themelko, B., Bruci, E.: Regional climate change of natyral anthropic origin : A study focused on the region of Albania, Hamburg, 1997
- Mustaqi, V.: Disa vecori të reshjeve në Shqipëri. Akademia e Shkencave, Instituti Hidrometeorologjik, Tiranë 1986
- Negri, A. J., Adler, R. F., Wetzel, P. J.: Rain estimation from satellite: An examination of the Griffith-Woodley technique, Journal of Climate Applied Meteorology, 23, 102-116, 1984.
- Priftaj, N.: Metoda matematike bazë në përpunimet statistikore. Tiranë 1975
- Porja, T.: The effect of orography and latent heat flux from Adriatic Sea in the intensification and location of heavy rainfall of September 2002 over Albania, Revista Shkencore e Universitetit të Shkodrës, Dhjetor 2004
- Porja, T., De Luque, A.: Using of satellite images in definition of the atmosphere's state and in evaluation of rainfall rates: Auto-Estimator Technique, Revista Shkencore e Universitetit të Shkodrës, Dhjetor 2004

- Porja, T., Olli, A.: Severe atmospheric conditions over Albania: December 2005 numerical analysis and simulation, Revista Alb-shkenca, 2010
- Radinovic, Djuro.: The Basic Concept of the Methodologies of Mediterranean Cyclones and Adverse Weather Phenomena Studies, INM/WMO – International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean, Spain 1997
- Romero, R., Sumner, G., Ramis, C., Genoves, A.: A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area, Int. J. Climatol., 19, 765–785, 1999.
- Sevruck, B., Geiger H.: Selection of distribution types for extremes of precipitation. WMO Nr. 560, Geneve 1981
- Trigo, R. M., DaCamara, C. C.: Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal, International Journal of Climatology, November 2000
- Triplet, J.P., Roche, G.: Meteorologie Generale, Ecole Nationale de la Meteorologie, 1977.
- Tolika, K., Anagnostopoulou, Chr., Maheras, P., Kutie, H.: Extreme precipitation related to circulation types for four case studies over the Eastern Mediterranean, Adv. Geosci., 12, 87–93, 2007
- The Global Climate System Review, No. 819, World Meteorological Organization 1995
- Thorpe, Alan J.: Extratropical Cyclones – Dynamical Concepts, April 2004.
- Vicente, G. A., Scofield, R. A., Menzel, W. P.: The operational GOES infrared rainfall estimation technique, Bulletin of the American Meteorological Society, 79, 1998.

Aneks 1

Vendmatje	Pragu RH (%)	Pragu Vv (Pa/s)	Pragu LI (grade K)	n-raste
Brataj	79	-0.35	-5	6
B.Curri	93	-0.43	-4.7	2
Boga	81	-0.38	-4.8	2
Bushat	80	-0.34	-4.8	9
Burrel	83	-0.34	-4.8	2
Corovoda	87	-0.38	-4.9	4
Cuke	79	-0.37	-4.7	10
Dragobi	80	-0.34	-4.7	5
Durres	83	-0.36	-4.7	1
Elbasan	82	-0.35	-5	4
Erseke	80	-0.35	-5.4	1
Fier	81	-0.36	-5.4	1
Gramsh	91	-0.38	-5.4	1
Gjirokaster	86	-0.33	-5.5	2
Himare	82	-0.4	-5.2	2
Krahas	83	-0.41	-5	2
Kruje	79	-0.33	-4.8	7
Korce	83	-0.34	-4.8	2
Konispol	79	-0.33	-4.7	7
Kukes	80	-0.36	-4.6	4
Lezhe	81	-0.39	-4.7	5
Librazhd	80	-0.35	-5	4
Muzine	79	-0.34	-5	5
Peshkopi	83	-0.34	-4.7	2
Permet	85	-0.33	-5.5	2
Pogradec	85	-0.35	-4.9	2
Puke	79	-0.33	-4.7	5
Rreshen	82	-0.33	-4.8	5
Selishte	81	-0.33	-4.6	2
Shkoder	82	-0.38	-4.8	7
Tepelene	80	-0.35	-4.7	6
Tirane	85	-0.37	-5.4	1
Vermosh	82	-0.34	-4.8	3
Vlore	87	-0.34	-4.7	5