УНИВЕРЗИТЕТ У БЕОГРАДУ
ФИЗИЧКИ ФАКУЛТЕТ
ИНСТИТУТ ЗА МЕТЕОРОЛОГИЈУ

Ирида Д. Лазић

Узроци и могућа решења за смањење систематске грешке проузроковане интеракцијом између атмосфере и тла у вишегодишњим интеграцијама регионалног климатског модела у области централне Европе

докторска дисертација

Београд, 2025

UNIVERSITY OF BELGRADE
FACULTY OF PHYSICS
INSTITUTE OF METEOROLOGY

Irida D. Lazić

Causes and possible solutions for reducing systematic error caused by land-atmosphere interaction in multi-year integrations of a regional climate model in Central Europe

Doctoral Dissertation

Belgrade, 2025

Комисија за преглед и оцену дисертације:

Ментор: Др Владимир Ђурђевић, редовни професор
Универзитет у Београду, Физички факултет

Чланови Комисије: 1. Др Ивана Тошић, редовни професор
Универзитет у Београду, Физички факултет

2. Др Сузана Путниковић, доцент
Универзитет у Београду, Физички факултет

3. Др Мирјам Вујадиновић Мандић, ванредни професор
Универзитет у Београду, Пољопривредни факултет

Датум одбране: _____

Узроци и могућа решења за смањење систематске грешке проузроковане интеракцијом између атмосфере и тла у вишегодишњим интеграцијама регионалног климатског модела у области централне Европе

Резиме

Ова дисертација се бави анализом узрока и могућих решења за смањење систематске грешке која настаје услед интеракција између атмосфере и тла у вишегодишњим симулацијама регионалног климатског модела. Проблем систематске грешке у климатским пројекцијама повезан је са несавршеном репрезентацијом процеса размене влаге, топлоте и енергије између ових двеју компоненти климатског система. Посебан значај овог истраживања огледа се у контексту климатских промена, с обзиром на очекивани пораст учесталости екстремних климатских догађаја, попут топлотних таласа и суша, који ће бити појачани повратним спрегама између тла и атмосфере. Боље разумевање ових интеракција може допринети унапређењу климатских пројекција и предвиђању климатских екстрема.

Истраживање је изведено коришћењем повезаног регионалног климатског модела EBU-POM, који комбинује атмосферску и океанску компоненту, са Noah моделом тла. Анализирани су различити параметри тла, који описују хидрофизичке особине тла базиране на текстури тла, као и њихов утицај на кључне климатске променљиве, тј. температуру ваздуха, падавине, влажност тла и евапотранспирацију. Кроз два симулациона експеримената и коришћење различитих мапа текстуре тла, испитивана је осетљивост модела на промену параметара тла, као и њихов утицај на повратне спреге између тла и атмосфере.

Посебан део истраживања усмерен је на верификацију EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла током летњег периода у Панонској низији, јер се ова област издваја по прецењивању температуре ваздуха и потцењивању падавина у том периоду. Ова анализа је спроведена како би се идентификовале предности и ограничења различитих регионалних климатских модела у симулацији летње климе, с обзиром на то да се EURO-CORDEX мулти-моделски ансамбл високог просторног разлагања користи за студије утицаја промене климе на социо-економске секторе друштва и околину. Коришћене су статистичке метрике за верификације модела, укључујући Тејлорове дијаграме, који су показали одређена одступања у симулираним вредностима температуре ваздуха и падавина у односу на осмотрени сет података. Поред тога, с обзиром на уочене проблеме у симулацији летње климе у овом региону, испитана је и осетљивост параметара тла у климатском моделу.

Такође, резултати указују да параметри тла, коришћени за описивање интеракција између атмосфере и тла, могу значајно утицати на грешке у симулацијама влажности тла која путем механизма повратних спрега утиче пре свега на температуру ваздуха, нарочито током летњег периода. Нетачности у моделирању ових интеракција могу довести до потцењивања или прецењивања екстремних климатских догађаја, попут интензитета топлотних таласа. Идентификовани су најзначајнији параметри тла који утичу на грешке у приземним флуксевима латентне и осетне топлоте и физичким величинама које описују атмосферу и тло, при чему је утврђена њихова снажна зависност од величине честица тла. Ови резултати указују на потребу за унапређењем података о текстури тла како би се смањила неизвесност климатских пројекција и побољшала прогнозљивост екстремних климатских догађаја.

Кључне речи: атмосфера-тло интеракције, повезани регионални климатски модел, текстура тла, параметри тла, EBU-POM, температура, падавине, влажност тла, евапотранспирација
Научна област: Метеорологија
Ужа научна област: Климатологија и примењена метеорологија

Causes and possible solutions for reducing systematic error caused by land-atmosphere interaction in multi-year integrations of a regional climate model in Central Europe

Abstract

This dissertation analyzes the causes and potential solutions for reducing systematic errors arising from land-atmosphere interactions in multi-year simulations of a regional climate model. The issue of systematic errors in climate projections is associated with the imperfect representation of moisture, heat, and energy exchange processes between these two components of the climate system. The significance of this research is particularly evident in the context of climate change, given the expected increase in the frequency of extreme climate events, such as heatwaves and droughts, which will be amplified by land-atmosphere feedback mechanisms. A better understanding of these interactions can contribute to improving climate projections and the prediction of climate extremes.

The study was conducted using the coupled regional climate model EBU-POM, which integrates the atmospheric and oceanic components with the Noah land surface model. Various soil parameters were analyzed, describing the soil hydro-physical properties based on soil texture, as well as their impact on key climate variables, including air temperature, precipitation, soil moisture, and evapotranspiration. Through two simulation experiments and the use of different soil texture maps, the model's sensitivity to changes in soil parameters was examined, along with their influence on land-atmosphere feedbacks.

A dedicated part of the research focuses on the verification of the EURO-CORDEX multi-model ensemble during the summer period in the Pannonian Basin, as this region stands out due to overestimation of air temperature and underestimation of precipitation during this period. This analysis was conducted to identify the advantages and limitations of different regional climate models in simulating summer climate, considering that the high-resolution EURO-CORDEX multi-model ensemble is widely used in studies on the impact of climate change on socio-economic sectors and the environment. Statistical metrics were used for model verification, including Taylor diagrams, which revealed certain discrepancies in the simulated air temperature and precipitation compared to the observed dataset. Furthermore, given the identified issues in simulating summer climate in this region, the sensitivity of soil parameters in the climate model was also examined.

The results also indicate that soil parameters used to describe land-atmosphere interactions can significantly influence errors in soil moisture simulations, which, through feedback mechanisms, primarily affect air temperature, especially during the summer period. Inaccuracies in modeling these interactions can lead to underestimation or overestimation of extreme climate events, such as the intensity of heat waves. The most influential soil parameters affecting errors in surface latent and sensible heat fluxes, as well as physical variables describing the state of atmosphere and soil, have been identified, showing a strong dependence on soil grain size. These findings highlight the need to improve soil texture data to reduce uncertainties in climate projections and enhance the predictability of extreme climate events.

Keywords: land-atmosphere interactions, coupled regional climate model, soil texture, soil parameters, EBU-POM, temperature, precipitation, soil moisture, evapotranspiration

Scientific field: Meteorology

Scientific subfield: Climatology and Applied Meteorology

Садржај

1 Увод 1

2 Нумеричко моделирање климе 2

2.1 Нумеричко моделирање климатског система 4

2.2 Нумерички модел тла 7

2.2.1 Основне једначине 12

2.2.2 Интеракције и повратне спреге између атмосфере и тла 21

3 Коришћени подаци и методологија рада 25

3.1 Област истраживања 25

3.2 Коришћени подаци приликом верификације климатских модела 28

3.2.1 Верификација климатских модела 31

3.2.2 Статистичке оцене и статистички тестови 33

3.3 Симулациони експерименти са регионалним климатским моделом EBU-POM 37

3.3.1 Опис повезаног EBU-POM регионалног климатског модела 37

3.3.2 Noah модел тла 39

3.3.3 Реанализе и сателитски подаци за верификацију модела 40

3.3.4 Мапе типова тла: Zobler и FAO/STATSGO 40

3.3.5 Најзначајнији параметри текстуре тла који одређују хидрофизичке особине тла 45

3.3.6 Метрике одређивања јачине повратне спреге између атмосфере и тла 48

4 Верификација EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла током лета у Панонској низији 49

4.1 Изазови и ограничења климатских модела у симулацији летње климе 49

4.2 Верификација температуре и падавина 53

4.2.1 Карактеристике EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла у симулацијама климе 54

4.2.2 Статистичке оцене приказане помоћу Тејлоровог дијаграма 62

4.2.3. Тренд температуре 70

5 Анализа утицаја параметара тла на интеракције између атмосфере и тла у вишегодишњим симулацијама повезаног регионалног климатског модела EBU-POM 71

5.1 Увод 71

5.2 Верификација повезаног EBU-POM регионалног климатског модела 72

5.3 Утицај параметара тла дефинисаних различитим мапама типова тла на моделиране климатске атмосферске и површинске промењиве 76

5.4 Утицај параметара тла на јачину повратне спреге између атмосфере и тла 87

6 Закључак 91

Литература 94

Прилог 1 105
Прилог 2 109
Прилог 3 121

1 Увод

Интеракције између атмосфере и тла у повезаном климатском моделу играју веома значајну улогу због учешћа у хидролошком и енергетском циклусу климатског система. Стање подлоге, која је хетерогена и под утицајем биосфере (нарочито антропосфере), игра значајну улогу кроз физичке величине и параметре који фигуришу у климатском нумеричком моделу. Физичке величине попут влажности тла и температуре тла, као и параметри тла који описују хидрофизичке особине тла, попут текстуре тла или вегетације, играју значајну улогу у описивању интеракција између атмосфере и тла и тиме утичу на остале компоненте климатског система. Грешке у овим физичким величинама и параметрима доприносе неизвесности у климатским пројекцијама. Ово је нарочито изражено током летњег периода и у транзитним регионима, где повратне спреге значајно мењају средње стање климе и њену варијабилност. На овај начин, интеракције између атмосфере и тла утичу на појаву екстремних климатских догађаја који су веома важни за будуће климатске услове, јер значајно утичу на социо-економске секторе друштва.

У претходним истраживањима, утицај вегетације на повратне спреге између атмосфере и тла је подробно испитан због утицаја на процес евапотранспирације који представља процес који спаја атмосферску компоненту модела са моделом тла. Међутим, утицај класификације тла према текстури није испитан детаљно, што је представљало мотивацију за ову докторску дисертацију, где параметри тла одређени текстуром тла одређују хидрофизичке особине тла и учествују у једначинама које описују интеракције између атмосфере и тла. Грешке присутне у овим параметрима услед неадекватног описа текстуре тла утичу на остале физичке променљиве у климатском моделу, пре свега на температуру ваздуха и падавине, које су кључне променљиве за описивање климе. Сходно томе, у овом раду детектовани су параметри тла који имају највећи утицај на ове физичке величине, као и региони у којима је грешка услед ових параметара најизраженија због интезивног ефекта повратних спрега између атмосфере и тла.

Ова докторска дисертација усмерена је на детаљно истраживање и опис интеракција између атмосфере и тла, с обзиром на све већу учесталост топлотних таласа и суша у 21. веку, појачаних повратним спрегама између ове две климатске компоненте. Смањење неизвесности у климатским пројекцијама узроковане овим механизмима кључно је за унапређење предвиђања екстремних временских догађаја, што омогућава ублажавање њихових разорних друштвено-економских и еколошких последица. Добијени резултати имају широку примену, како у климатским нумеричким моделима, тако и у моделима за сезонску прогнозу времена.

2 Нумеричко моделирање климе

Нумеричко моделирање климе је започето још крајем педесетих година прошлог века, убрзо после почетка ере електронских рачунара и развоја нумеричких модела за прогнозу времена. Климатски модели који симулирају климатске процесе и климу наше планете способни су да пруже нумеричке податке који се односе како на прошлост, тако и на будућност климе. Ови модели су од посебног значаја за рани 21. век, када су климатске промене изазване људским активностима постале кључно еколошко питање. Климатске информације које се добијају из климатских модела су кључни за научнике и инжењере различитих струка, који желе да укључе податке о клими и климатским променама у процесе планирања и доношења одлука у различитим социо-економским секторима друштва. Стога, резултати климатских модела су се нашли у широкој употреби чим је то развој рачунарских ресурса допустио, због тога што интеграције ових модела захтевају велико рачунско време и капацитет. Са друге стране, дијапазон корисника, укључујући климатологе који развијају ове моделе, све више се шири због тога што се клима мења и утиче на различите економске гране, попут пољопривреде, шумарства, хидрологије, грађевине, архитектуре, медицине, биологије, итд. Климатски модели су у последњих неколико деценија добили на популарности због брзине којом се климатске промене одвијају и сходно томе се користе за климатске предикције како би се ублажиле негативне последице климатских промена и испланирале одговарајуће мере адаптације.

Климатски модел је математичка репрезентација климатског система који чине следеће компоненте: атмосфера, хидросфера, литосфера, криосфера и биосфера. Моделирање процеса на тлу (литосфера) често у научној литератури подразумева и криосферу коју чине снег и лед на Земљиној површини, док се из биосфере издваја подсфера под називом антропосфера због значајног ефекта на окружење и климатски систем, нарочито у ери после индустријске револуције. Разумевање процеса у климатском систему који су одређени физичким законима који владају у компонентама климатског система и њихове међусобне интеракције су кључне за правилно симулирање понашања и промене климе. Ови физички закони су засновани на законима одржања масе, количине кретања и енергије, где се динамички системи попут времена и климе мењају са временом. Иако постоје различите званичне дефиниције *климе*, најједноставније је описати је као расподелу могућих *временских стања*. На пример, на основу дужих историјских временских осматрања изнад одређеног подручја, ова стања могу се превести у расподелу вероватноћа онога што време на датој локацији може бити. Са друге стране, време се може сликовито објаснити као одређена позиција у тој расподели која зависи од тренутног стања система. Стога, иако климатски модели у суштини користе исти тип нумеричких модела као код прогнозе времена, ипак циљ симулација је другачији и тиче се карактеризације расподеле вероватноћа временских стања. Ако се нумерички модел за прогнозу времена пусти за два различита почетна стања (на пример два различита стартна дана прогнозе), резултати модела за прогнозу времена највероватније неће бити исти, док ће се код климатског модела добити иста расподела временских стања (клима) независно од другачијих почетних стања времена у моделу. С обзиром на то да почетна стања атмосфере неизбежно садрже грешке осматрања, прогнозљивост времена је ограничена на период од 5 до 10 дана унапред. Ово је последица нелинеарних процеса у атмосфери која се може описати као детерминисани хаос где општепознати детерминистички закони физике, као што су Њутнови закони или Навије-Стоксове једначине, могу да изазову после довољно дугог времена непредвидљиво кретање у атмосфери. У оваквом систему, чак и минималне грешке осматрања у почетним условима временом се појачавају, чиме се достиже граница након које прецизна временска прогноза више није могућа (Lorenz, 1969). Са друге стране, климатски модели омогућавају климатске пројекције до 100 година унапред са приличном поузданошћу, где су

извори неизвесности одређени претежно структурним и параметризацијским изворима неизвесности у нумеричким моделима или зависе од емисионог сценарија гасова са ефектом стаклене баште.

Повезани климатски модел је модел који интегрише компоненте климатског система у једну комплексну тродимензионалну слагалицу. На овај начин повезивање се односи на двосмерне интеракције између различитих компоненти климатског система који реалистично симулирају климу. На пример, хидролошки циклус воде у климатском систему илуструје процес у ком вода испарава из океана, што мења густину и салинитет воде, затим се креће кроз атмосферу и утиче на енергетски биланс ослобађањем латентне топлоте приликом кондензације. Затим, кроз падавине, вода се враћа на тло, глечере или реке и даље свој пут наставља враћајући се у атмосферу испаравањем или у океан путем отицаја, где се циклус даље понавља. Ови кораци повезују хидролошки и енергетски циклус у јединствену целину, јер кружење воде мења енергетски буџет кроз испаравање и формирање облака и падавина, због тога што је водена пара гас са ефектом стаклене баште и због тога што се кроз фазне прелазе воде транспортује одређена количина топлоте. Углавном највише напора у климатском моделирању је усмерено ка разумевању компонената климатског система, њихових интеракција и како се понашају и интерагују у прошлости и садашњости да би се на тај начин разумело како би се могли понашати у будућности. Технолошки развој је омогућио значајан напредак у климатском моделирању и реалистичнијем симулирању климе, док ипак и даље постоје за сада непремостиви изазови који захтевају интердисциплинарну научну сарадњу. Тако је сложеност климатских модела расла, од почетног једноставног модела енергетског биланса нулте димензије који посматра само промену средње глобалне температуре приземног слоја ваздуха, до комплекснијих повезаних климатских модела који су поред атмосфере и литосфере, интегрисали временом и океанску компоненту. Током осамдесетих година прошлог века укључена је и криосфера у модел, да би се после 2000. године укључивала динамичка интерактивна вегетација, биохемијски циклуси, циклус угљеника, антропогени и морски аеросол, песак, атмосферска хемија, итд. (Gettelman и Rood, 2016)

Значај повезаног климатског модела за реалистичну симулацију климе се огледа у следећем примеру који поједностављено објашњава комплексне двосмерне интеракције између модела за тло који описује литосферу и осталих климатских компоненти. На пример, копно које чини 30% површине Земље има значајну улогу у хидролошком и енергетском циклусу који одређују расподелу топлоте и влаге на нашој планети и представљају срж климатског система (Gettelman и Rood, 2016). Из атмосфере падавине доспевају на тло и део воде бива апсорбован од стране биљака и земљишта, део се враћа назад у атмосферу кроз испаравање и део може постати водена површина попут потока, река или језера. Са друге стране, отицај воде се јавља у случају да падавине превазилазе пољски водни капацитет земљишта који веома зависи од текстуре земљишта. Поред утицаја типа тла на хидролошки циклус, различити типови земљишта имају различит албедо па различито апсорбују Сунчево зрачење и самим тим утичу на енергетски циклус у коме истовремено учествују све компоненте климатског система. Такође, као у атмосфери, улога воде у тлу је битна за енергетски циклус. Расподела енергије је другачија у случају влажнијег земљишта који доводи до испаравања воде у тлу уместо загревања тла у случају одсуства влаге тла. Евапотранспирација има веома значајан ефекат на климу и мења флуксеве воде који су веома значајни за враћање водене паре назад у атмосферу. На тај начин, последично долази на ред да се помене значајан утицај вегетације као особине тла који утиче на интеракције са осталим компонентама климатског система. Поред тога што утиче на албедо и на ветар у приземном слоју атмосфере, вегетација значајно утиче на циклус угљеника и процес евапотранспирације. Кроз процес фотосинтезе, биљке фиксирају угљен-диоксид из атмосфере у органску материју и на тај начин регулишу ниво овог гаса са ефектом стаклене баште у атмосфери. Процес

фотосинтезе веома зависи од типа вегетације као и од метеоролошких услова у атмосфери (пре свега температуре ваздуха и влажности ваздуха). Са друге стране, процес транспирације, који транспортује воду из кореновог система кроз стабљику до листа, где се дешава кондезација воде и испаравање капи даље у атмосферу, представља најзначајни удео у евапотранспирацији.

Повезани климатски модел математички описује физичке законе који владају у климатским компонентама модела, а решавање комплексних система математичких једначина се обавља нумеричким путем. Због тога ће у наредном поглављу бити представљене главне црте нумеричког моделирања климатског система.

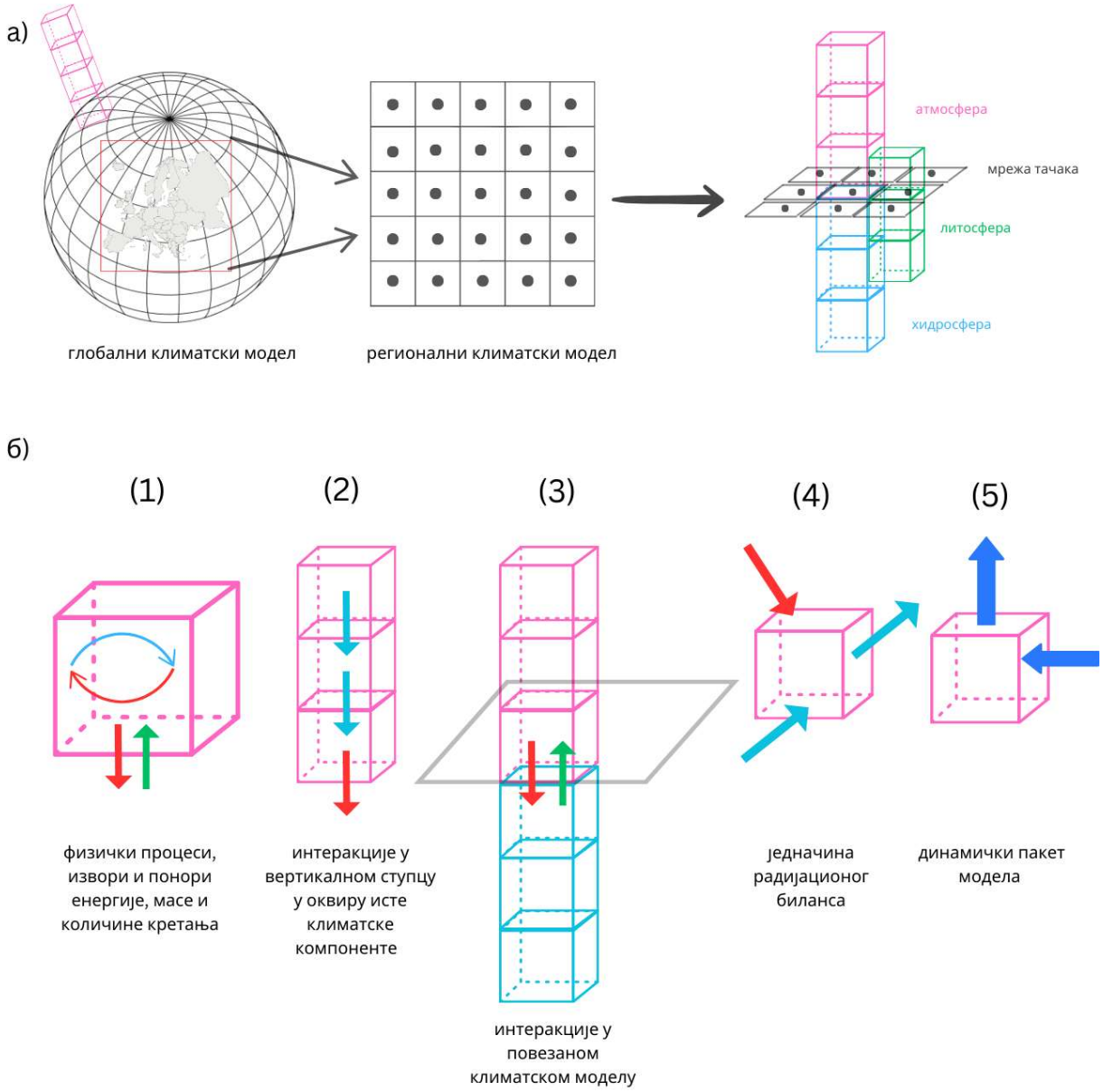
2.1 Нумеричко моделирање климатског система

Основе нумеричког моделирања у метеорологији је поставио Норвежанин Виљем Бјеркнес почетком 20. века. Он је сугерисао да ако довољно тачно знамо почетно стање система и физичке законе који описују хидродинамику и термодинамику система, довољно тачна временска прогноза је могућа за одређени будући период (Bjerknes, 1904). Сличну теорију је имао и Симон Лаплас у 19. веку у домену астрофизике. Такође вредан помена, пионир нумеричког моделирања у метеорологији, Левис Ричардсон, је први пут, колико је историјски познато, извео рачун прогнозе времена према теорији Виљема Бјеркнеса и на тај начин поставио основе нумеричког рачуна у коначним разликама (Richardson, 1922). Ипак, покушај прогнозе времена је у раним двадесетим годинама прошлог века био неуспешан због недовољног познавања математичких закона нумеричке стабилности приликом решавања парцијалних диференцијалних једначина и одабира односа корака у простору и времену који су научној заједници постали познати пар година година касније (нпр. *Courant-Friedrichs-Lewy* критеријум стабилности). Међутим, иако је Ричардсонова књига била пример неуспеле нумеричке прогнозе времена, ипак је послужила као камен темељац за будуће покушаје рачуна прогнозе времена. Левис Ричардсон је прилично био обесхрабљен својом проценом да би требало да ради симултано 64 000 математичара у имагинарној фабрици прогнозе времена на тадашњим механичким рачунским машинама како би израчунали прогнозу времена за један дан унапред и то брзином којом се време догађа (Richardson, 1922). У то време, Ричардсон није ни слутио технолошки напредак електронских рачунара који је започет током II светског рата.

Почетна кратка дигресија о првим корацима у нумеричком моделирању доводи до питања који су то основни физички закони хидродинамике и термодинамике које све компоненте климатског система и појединачни процеси морају поштовати. Фундаментални принципи физике који су уграђени и дефинишу климатски модел нису резултати нових научних открића модерног доба, већ њихови корени сежу у 17. век и законе класичне механике Исака Њутна тј. законе одржања количине кретања и масе објављене у списима *Philosophiæ Naturalis Principia Mathematica* 1687. године. Стога, парцијалне диференцијалне једначине које се користе у климатском моделу и које описују хидродинамику флуида (атмосфере и океана) се базирају на *Claude-Louis Navier* и *Sir George Gabriel Stokes* једначинама које користе Њутнове законе механике. *Navier-Stokes* систем једначина дефинисан је у 19. веку и у општем аналитичком облику је и даље нерешив математички проблем, док се у климатском моделирању решава нумеричким путем уз низ апроксимација. Са друге стране, принципе термодинамике и закона одржања енергије, трансформације енергије и њене интеракције са физичким системима дефинисали су научници током 19. века попут *Ludwig Bolzmann*, *Jozef Stefan*, *Nicolas Carnot*, *James Maxwell,* и други. Стога, закони којима је поткован климатски

модел су познати неколико векова и на њима се такође базирају различите гране инжењерства без којих не би био могућ технолошки напредак.

Као што је већ објашњено, да би се решили закони хидродинамике и термодинамике који важе у климатском систему, неопходно је коришћење нумеричких метода. Стога, у климатском моделу површина планете Земље је прекривена мрежом тачака где се у свакој тачки рачунају ови комплексни закони. Такође, пошто је климатски модел тродимензионалан, извршена је дискретизација тачака и у вертикалном правцу до одређене висине атмосфере и дубине океана или тла (слика 2.1а). Хоризонтална и вертикална дискретизација простора је правилна, што значи да је растојање између тачака једнако. На тај начин се уводе коначни кораци у простору и времену који омогућавају нумерички рачун без коришћења диференцијала. Због тога што је свака тачка мреже репрезент квадратне коначне области која се сликовито представља као кутија у тродимензионалном простору, овај нумерички метод се другачије назива метод коначних елемената и користи се код глобалних и регионалних климатских модела. Свака кутија, тј. елемент коначних разлика, у нумеричком рачуну чува и прати промене вредности стања физичког система, тј. променљивих које описују значајне физичке услове изнад неке локације и за неки одређени тренутак времена. Ове променљиве или константе су на пример температура ваздуха, кинетичка енергија (ветар, океанске струје), маса воде или молекула озона, салинитет воде, или пак влага тла, тип вегетације или тла, итд. Основни циљ климатског модела је да полазећи од ових физичких величина (стања) у једном тренутку за сваку тачку мреже решавањем једначина које описују процесе и физичке законе који ће променити те величине у одређеном временском интервалу (названом временски корак) дође до новог стања у свакој тачки мреже. Сликовити приказ функционисања нумеричког рачуна у повезаном климатском моделу је представљен на слици 2.1б помоћу следећих корака: (1) прво се рачунају физички процеси (физички пакет модела) који мењају физичке величине и извори и понори енергије или масе и њихово прерасподељивање; (2) затим се врши процена интеракција у једном моделском вертикалном ступцу исте климатске компоненте и (3) између различитих компоненти модела; (4) решавање једначине радијационог биланса и (5) динамички пакет модела који рачуна систем *Navier-Stokes* једначина кретања за супстанце попут ваздуха, воде, леда, итд. које се крећу између вертикалних стубаца. На пример, корак (1) може описивати стварање облака тако што се у атмосфери дешава процес кондезације водене паре. Уз то се рачунају извори и понори енергије или масе кроз на пример прорачун падавина из облачних система у вертикалном ступцу ваздуха (2), као и на пример придодата влага у тлу која је последица падавина и која ће у следећим временским корацима можда даље испаравати у атмосферу (3). Кораци (2) и (3) су усмерени на рачун физичких интеракција које представљају различите флуксеве енергије и масе у оквиру исте компоненте климатског система у верикалном ступцу и између различитих компоненти климатског система. Затим се у кораку (4) вредности промене масе и енергије уврштују у основне једначине енергетског биланса. Последњи корак представља динамички пакет модела који нумеричким путем решава парцијалне диференцијалне једначине кретања флуида на Земљи која ротира. Није увек интуитивно јасно којим редом израчунавати и комбиновати процесе у климатском систему, па неке одлуке утичу на резултат, што је захтевало значајна научна истраживања ради бољег разумевања нумеричких метода у климатском моделирању. Такође, битно је напоменути да су интеракције у климатском систему ограничене фундаменталним законима одржања енергије и масе које омогућавају да климатски модел буде реалистичан и да симулира правилно физичке законе унутар климатских компоненти.



Слика 2.1. Схема нумеричког моделирања повезаног климатског система.

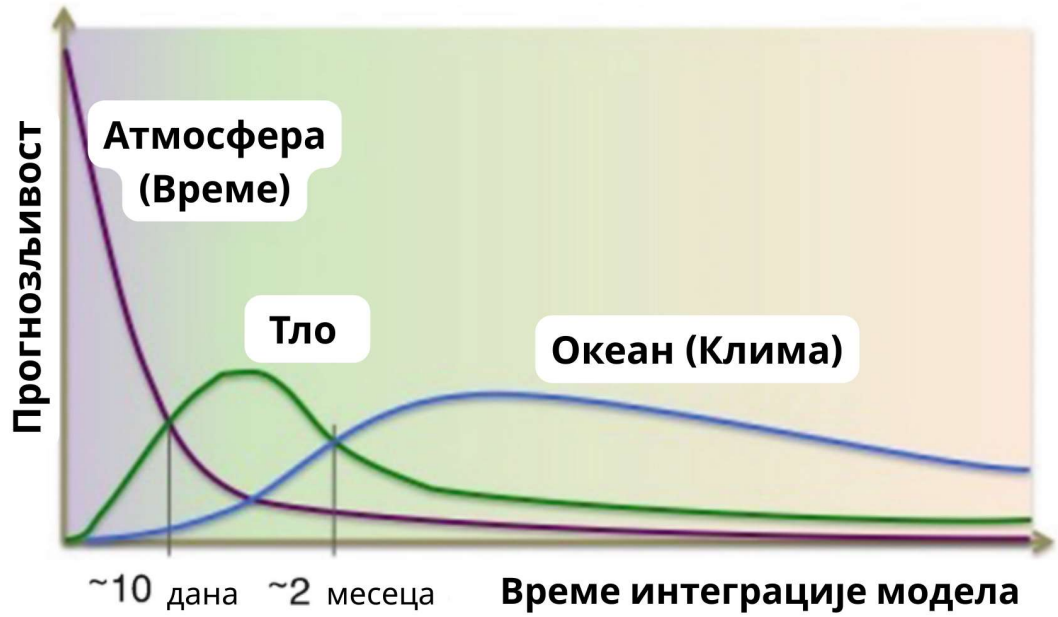
Међутим, климатски модели имају сопствене изворе неизвесности. Поред неизвесности услед ефекта почетних услова који утиче на сезонске прогнозе, и неизвесности услед будућих емисија гасова са ефектом стаклене баште чији је ефекат израженији у климатским пројекцијама за више од неколико деценија, постоји моделска неизвесност која може бити структурна и параметризацијска (Tebaldi и Knutti, 2007). Моделска неизвесност се може објаснити као мањкавост модела да савршено репрезентује климатски систем и интеракције између његових компоненти. Узрок ове неизвесности лежи у процесима малих размера који су мањи од просторног разлагања модела и које климатски модел мора симулирати, јер су битни извори и понори енергије у климатском систему. Стога, широк спектар процеса који климатски модел симулира се креће од милиметарских размера, попут микрофизичких и турбулетних процеса, до синоптичких и планетарних размера, попут монсуна, опште циркулације атмосфере, млазне струје, Розбијевих таласа, океанских струја, итд. Проблем код процеса малих размера је тај што су веома варијабилни на подмрежним

размерама и не могу се разложити експлицитно нумеричким путем у моделу, већ се апроксимативно рачунају последице процеса на мрежу тачака, а не сами процеси. Описана неизвесност спада под параметризацијску неизвесност и она се, на пример, огледа у параметризацијама конвективних процеса, облачних система, приземних процеса (кроз утицај албеда, вегетације, типа тла, итд. на радијациони и хидролошки биланс), планетарног граничног слоја (кроз турбулетне процесе), зрачења, итд. На тај начин, параметризација веома зависи од избора сета параметара који су базирани на физичким законима и статистичким везама између релеватних параметара. Са друге стране, структурна неизвесност модела је везана за нумеричке начине повезивања климатских компоненти и њихових интеракција. Параметризација се може израчунати на два начина, кроз раздвајање процеса (енг. *process spliting*), тако што се све параметризације рачунају паралелно из истог почетног стања, и кроз временско раздвајање (енг. *time splitting*), тако што се свака параметризација израчунава једна за другом у секвенци. Типично, у моделима са временским раздвајањем „најважнији" процеси се процењују последњи. Код модела за прогнозу времена то је обично микрофизика облака како би се исправно симулирале падавине. Код климатских модела, то је обично радијација. У оба случаја, последњи процес узима у обзир кумулативни ефекат промена које су настале као резултат свих претходних процеса. Ипак, обе методе могу створити структурну неизвесност. На пример, ако се облаци и радијација рачунају засебно у моделу са раздвајањем процеса, радијација можда неће правилно одражавати тренутно стање облака, што може довести до нетачних промена температуре услед нетачно описане апсорпције, рефлексије, термодинамичких ефеката загревања и хлађења, итд. Сличне неизвесности настају и приликом повезивања физичких процеса са динамиком атмосфере или океана, као и повезивања различитих компоненти модела. Са друге стране, нумеричке грешке дифузије и дисперзије у нумеричким транспортним шемама, познате као грешке дискретне математике, увек су присутне у нумеричким моделима, па се кроз примену различитих нумеричких метода ефекат тих грешака минимизује.

2.2 Нумерички модел тла

Ако посматрамо из перспективе нумеричке прогнозе времена или повезаног климатског модела атмосфера-океан-тло-лед за сезонске и дуже временске предикције климатских модела, улога модела тла (енг. *Land Surface Model - LSM*) је да обезбеди доњи гранични услов за атмосферску компоненту модела, што укључује прорачуне приземних флуксева и физичких величина и стања тла (параметри тла) који су потребни за израчунавање приземних флуксева. Ови гранични услови су неопходни јер израчунате величине учествују у једначинама радијационог и хидролошког биланса климатског система. Током историје климатског моделирања, метеоролози и океанографи су неоправдано занемаривали моделирање процеса у тлу, док у последњих двадесет година се истакла улога модела за тло, нарочито за сезонске прогнозе времена (Seneviratne и сар., 2010; Koster и сар., 2010; Lawrence и сар., 2019). Влажност тла, која је продукт интеракција између атмосфере и тла, је посебно релевантна на сезонским и субсезонским временским размерама и у великој мери утиче на то да ли преовлађује евапорација (што повећава влажност у атмосфери), или загревање ваздуха услед сувог тла. На тај начин се у расположивој евапорационој енергији мења удео флукса латентне и осетне топлоте, што за последицу има загревање или хлађење ваздуха у атмосфери. На пример, услед повратних спрега између атмосфере и тла, суво тло може интезивирати појаву суше и топлотних таласа током лета (Seneviratne и сар., 2010). На слици 2.2 је графички представљена прогнозљивост климатских компоненти, тј. атмосфере, тла и океана, где се види да стање тла, посебно влажност тла у интеракцији са вегетацијом или снегом, може да

обезбеди сезонску прогнозљивост временских услова која је у опсегу између прогнозљивости појава и промена у атмосфери које су од значаја за краткорочну прогнозу времена и дужег, климатског временског оквира, који је одређен интеракцијама између атмосфере и океана (Ek, 2019). То је због тога што битну улогу у интеракцијама између тла и климатских компонената игра образац перзистенције повезан са аномалијама влажности тла. Слично океанима, који складиште топлоту због високог специфичног капацитета воде и тиме изазивају перзистенцију („меморију") у климатском систему, тло такође представља складиште воде за климатски систем, са повезаним карактеристикама перзистенције. Влажност тла игра улогу у енергетском и хидролошком циклусу, поред осталих облика воде у виду снега или површинских и подземних вода у тлу (Seneviratne и сар., 2010). Такође, у последње време, модели за тло се поред сезонских и климатских прогноза користе да пруже увиде у временске и климатске утицаје који су од друштвеног значаја, као што су расположивост воде, приноси усева, ризик од шумских пожара и топлотни стрес код људи (Bonan и Doney, 2018).



Слика 2.2. Прогнозљивост појава и промена у атмосфери, тлу и океану (Ek, 2019).

Како би се лакше објаснило зашто су процеси и интеракције између тла и атмосфере веома битни за рачун радијационог и хидролошког биланса, на слици 2.3 су графички приказани процеси и интеракције између атмосфере и тла који се параметризују у Noah моделу тла. Овај модел је наведен, између осталог, јер је Noah модел тла (Ek и сар., 2003) коришћен у овој докторској тези. Такође, овај модел тла је још на самом почетку развоја био повезан са Ета моделом за прогнозу времена и бројне научне студије верификације повезаног модела за прогнозу времена су служиле као потпора каснијем развитку регионалног климатског модела EBU-POM који је у основи такође користио Ета модел за атмосферску компоненту. На почетку 1990-их, *National Centers for Environmental Prediction (NCEP)* почео је тестирање и усавршавање већ постојећег OSU (енг. *Oregon State University*) модела тла који је био развијен за потребе нумеричке прогнозе времена током 1980-их година. Овај првобитни OSU модел тла је усавршаван тако што су се побољшавале параметризације транспирације и фотосинтезе и њихова веза са атмосфером и различите интеракције између атмосфере и тла, јер се првобитни

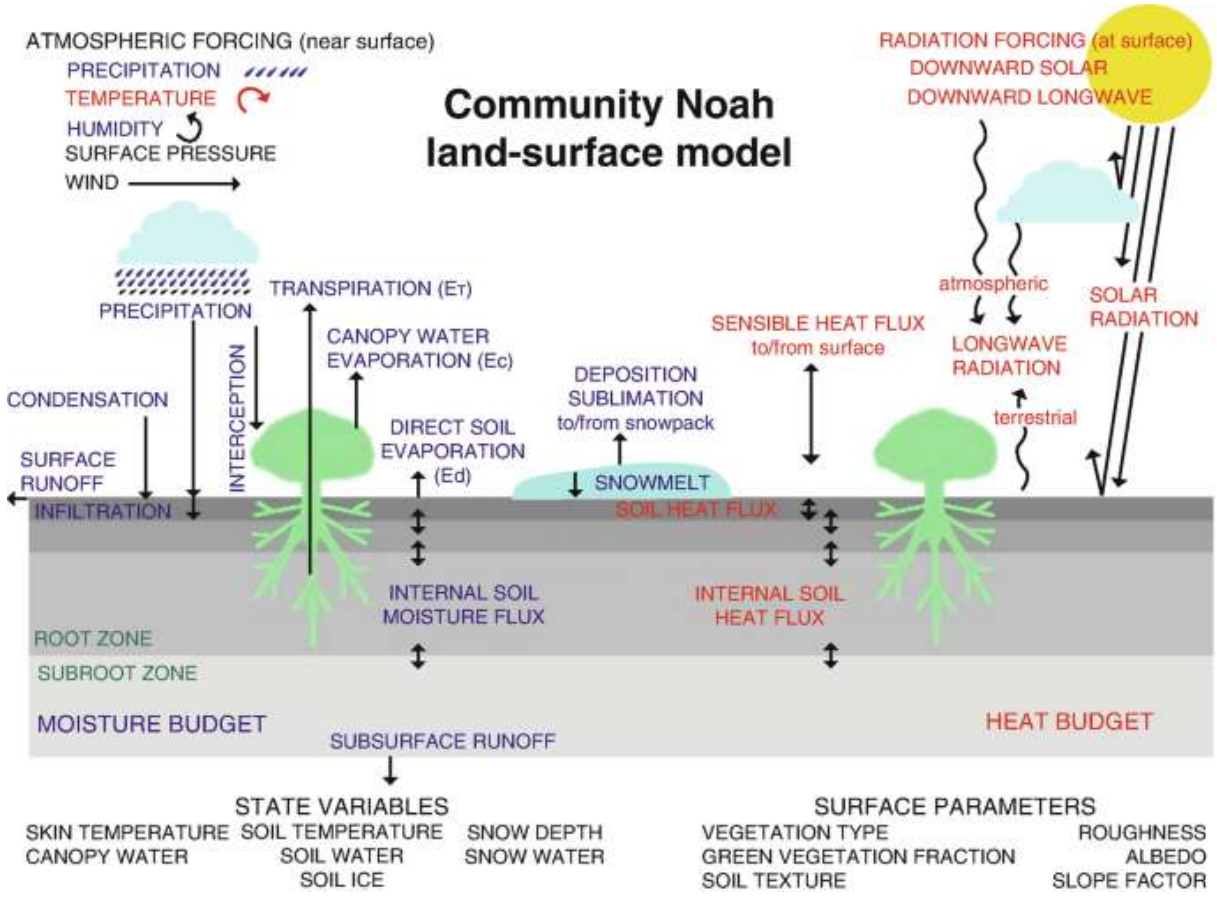
оригинални OSU двослојни модел тла састојао од једноставних прогностичких једначина термалне проводљивости за температуру тла и Ричардсове једначине за влажност тла. Крајем 20. века, захваљујући бројним међународним и институционалним сарадњама, развијен је и озваничен нови модел тла под називом Noah, који је представљао софистицираниј верзију у односу на оригинални OSU модел (Ek и сар., 2003). Зато је акроним Noah добио име по заслугама научних институција које су учествовале у изградњи овог модела, где слово „**N**" представља *National Centers for Environmental Prediction*, „**O**" представља *Oregon State University*, „**A**" представља *Air Force Weather Agency (AFWA)* и *Air Force Research Lab (AFRL)* и „**H**" представља *Hydrologic Research Lab* сада познату као *National Weather Hydrology Laboratory.*

Noah модел тла је под утицајем долазног краткоталасног Сунчевог зрачења, повратног атмосферског дуготаласног зрачења и атмосферских променљивих попут падавина, температуре ваздуха, влажности ваздуха, приземног притиска и ветра. Ове величине се користе као улазне величине код модела тла и могу се добити из повезаног атмосферског модела (енг. *online mode*), што омогућава динамичку интеракцију између тла и атмосфере, или помоћу станичних и сателитских осматрања, када модел за тло није повезан са осталим компонентама (енг. *offline mode*). Улога модела тла у хидролошком циклусу (процеси су обојени плавом бојом на слици 2.3) се може описати на следећи начин: евапорација воде са тла или водене површине доводи до тога да се повећава влажност ваздуха која може довести даље до процеса кондезације водене паре и формирања облака који могу донети падавине. Затим, тло упија падавине (*инфилтрација*) прво у површинским слојевима тла, а ако је земљиште порозно (што зависи од текстуре тла) и незасићено водом, вода наставља да продире у дубље слојеве тла (*перкулација*). На овај начин се повећава влажност тла која веома значајно утиче на вегетацију или у дубљим слојевима тла на дубински отицај у подземне воде које даље теку у реке, језера и океане затварајући тиме хидролошки циклус. Такође, у случају слабе порозности тла или засићења тла водом долази до површинског отицаја воде, који је нарочито изражен при падавинама јаког интезитета. Битно је напоменути да евапорација воде са тла (евапотранспирација) обухвата транспирацију, евапорацију са голог тла и евапорацију са вегетационог интерцепционог резервоара. Транспирација игра веома значајну улогу у укупној евапотранспирацији (Lalić и сар., 2021), и то нарочито у пролећним и летњим месецима у умереном климатском појасу, при чему се истиче значај типа вегетације и кореновог система у интеракцијама између атмосфере и тла. Са друге стране, падавине које стижу до тла, али се не инфилтрирају у тло представљају површински отицај или воду задржавану на вегетацији која касније испарава (евапорација са вегетационог интерцепционог резервоара). Мерења показују да у централној Европи потпуно развијени усеви задржавају 20% укупних падавина у интерцепционом резервоару, а шуме и до 80% (Lalić и сар., 2021). На овај начин се истиче значајна улога вегетације и повезаног атмосфера-тло климатског модела у хидролошком циклусу. У овом конкретном случају, нумерички модел тла утиче на процесе транспирације и евапорације са интерцепционог резервоара, који зависе од типа вегетације (дефинисаног индексом лисне површине и минималним отпором стома), као и од атмосферских услова као што су временска расподела падавина, влажност ваздуха, температура и приземни ветар. Са друге стране, параметризације *хидрауличких* процеса у тлу заузимају значајно место у моделима тла, јер одређују вертикалну расподелу влажности тла. Хидраулички процеси у тлу, попут инфилтрације, перколације, капиларног кретања, евапотранспирације, отицаја воде, итд., обухватају све процесе кретања воде кроз тло под утицајем гравитације, капиларних сила и притиска. Ови процеси значајно зависе од текстуре тла која је одређена типом тла, тј. параметрима попут водног потенцијала који говори о расподели пора у тлу које утичу на капиларне силе, тј. снази којом земљиште може садржати воду (*матрички потенцијал*). На овај начин водни потенцијал утиче на складиштење и кретање воде у тлу и на екстракцију воде из тла кореновим системом. На тај начин, према водном потенцијалу вода у тлу која испуњава поре (влажност тла) се може поделити на подземну воду, дренажну воду (која тече

у смеру силе Земљине теже одозго на доле), приступачну воду (коју земљиште задржава за биљке упркос сили Земљине теже) и неприступачну воду (која је снажно везана за текстуру тла, енг. *air-dry moisture*) (Lalić и сар., 2021).

Процеси који су на слици 2.3 обојени црвеном бојом приказују улогу модела тла у енергетском билансу. На датој слици се види да је краткоталасно Сунчево зрачење које апсорбује подлога другачије од долазног краткоталасног Сунчевог зрачења на горњој граници атмосфере због процеса рефлексије и апсорпције зрачења од стране облака, гасова и аеросола у атмосфери и рефлексије од подлоге тла. Стање подлоге веома утиче на рефлексију зрачења попут вегетације, снежног и леденог покривача и текстуре тла. Са друге стране, повратно дуготаласно зрачење атмосфере које долази до површине тла је последица емисије овог зрачења од стране облака и гасова са ефектом стаклене баште, тј. прецизније речено нето дуготаласно зрачење климатског система је разлика између повратног дуготаласног зрачења атмосфере и дуготаласног одлазног зрачења површине тла у једначини енергетског биланса за површину тла. Дуготаласно одлазно зрачење површине тла зависи од температуре тла и то тако да са повећањем температуре тла расте и одлазно дуготаласно зрачење површине тла (Штефан-Болцманов закон) које успоставља енергетску равнотежу климатског система. Наиме, део енергије који се не искористи за евапотранспирацију (флукс латентне топлоте) на пример, у случају сувог тла, даље одлази у дубље слојеве тла (флукс топлоте са површине у дубље слојеве тла), а затим се на површини тла успоставља енергетска равнотежа климатског система тако што се емитује одлазно дуготаласно зрачење сходно температури тла и загрева даље атмосфера (флукс осетне топлоте). Флукс топлоте са површине у дубље слојеве тла зависи од температуре и влажности тла, као и од његове текстуре и вегетације. То је споро променљива величина са устаљеним годишњим циклусом. Са друге стране, флукс осетне топлоте је одређен и зависи од храпавости тла, приземног ветра и температурног градијента између површине тла и приземних слојева атмосфере. На слици 2.3 увиђа се да овај флукс може имати смер наниже и навише, при чему је смер ка наниже везан за појаву температурне инверзије. Флуксеви осетне и латентне топлоте су турбулентни процеси који зависе од температуре, влажности и ветра у планетарном граничном слоју атмосфере. Такође, енергија која се троши при процесу евапотранспирације и вода коју тло губи јасно осликава везу између хидролошког и енергетског биланса. Евапотранспирација је важан флукс топлоте, јер енергија потребна за испаравање одређене масе (нпр. 1 g) течне воде приближно је 600 пута већа од енергије потребне за повећање њене температуре за 1 °K и 2400 пута већа од енергије потребне за повећање температуре одговарајуће масе ваздуха за 1 °K (Seneviratne и сар., 2010).

Занимљиво је истаћи да је евапотранспирација главна компонента континеталног дела хидролошког циклуса, јер 60% континенталних падавина враћа (рециклира) воду назад у атмосферу (Oki и Kanae, 2006). Глобално гледајући, највећи удео у евапотранспирацији су транспирација и испаравање са голог тла. Међутим, интересантно је напоменути да је транспирација ефикаснији и бржи начин транспорта воде из тла у атмосферу, јер смањује отпор транспорту воде тако што формира такозвану „пречицу" у односу на испаравање са голог тла. На тај начин се у сушним подручјима која немају могућност иригације у неким специјалним случајевима ротирају године са усевима са годинама без усева како би се обновиле резерве воде у тлу (Lalić и сар., 2021).



Слика 2.3. Процеси и интеракције између атмосфере и тла који се параметризују у Noah моделу тла (Ek, 2019).

Стога, модел за тло са параметризацијама интеракција између тла и атмосфере је веома битна компонента, како климатског модела, тако и модела за прогнозу времена. Ричардсон је у својој књизи 1922. године препознао значај повезаног модела, јер океан, атмосфера и тло чине обједињени систем који треба математички представити према законима физике. У својој књизи, Ричардсон је нагласио важну улогу параметризација процеса на тлу због тога што, како наводи, првих неколико метара тла има топлотни капацитет упоредив са 1/10 топлотног капацитета целокупног стуба атмосфере који се налази изнад њега (Richardson, 1922). Зато је веома важно да у климатским пројекцијама, поред атмосферске и океанске компоненте, компонента тла буде укључена у интеракције и повратне спреге у климатском систему, јер значајно утиче на промене стања времена и климе на сезонским и климатским временским размерама. Поред енормне сложености процеса и повратних спрега на тлу које је потребно параметризовати, очигледан проблем представља и изражена хетерогеност подлоге тла и њена временска променљивост. Боље разумевање и квантитативно одређивање релевантних процеса на тлу значајно би допринело смањењу неизвесности у будућим климатским сценаријима, посебно у погледу промена климатске варијабилности и екстремних догађаја, као и утицаја на екосистеме и пољопривреду (Seneviratne и сар., 2010). Примера ради, аномалије влажности тла у вантропским регионима могу произвести ефекте великих размера које нису локалног типа, и које не морају нужно да буду повезане са променама у циркулацији атмосфере. Vautard и сар. (2007) идентификовали су механизам повезан са интеракцијама између атмосфере и тла за објашњење појаве екстремних топлотних таласа у Европи. Они

сугеришу да је зимска и пролећна суша у Јужној Европи неопходан услов за развој великих и јаких летњих топлотних таласа у Европи, због адвекције сувог и топлог ваздуха из Јужне Европе који касније у току лета доприноси ширењу топлотног таласа ка Северној Европи. То је због тога што током лета, када ослаби западно струјање великих размера које доноси циклоне и кишу Европи, континентална клима потенцијално може бити под утицајем параметара који имају „памћење" дуже од неколико дана попут температуре површине мора и влаге у тлу. Зато пролећни и зимски подземни резервоари играју важну улогу у дефинисању летњег времена. Такође, транспорт сувог и топлог ваздуха из Јужне Европе у току пролећа и раног лета условљава да, због изложености сувом ваздуху, биљке губе више воде кроз транспирацију, што додатно исцрпљује подземни резервоар влаге у тлу. Зато је у току лета флукс осетне топлоте доминантнији изнад сувог тла, чиме се смањује облачност због мање влажности ваздуха и додатно повећава температура ваздуха током дана. Такође, услед појаве суше, може доћи и до појачавања антициклоналне циркулације атмосфере, што додатно повећава интезитет топлотног таласа (Fischer и сар., 2007b). Слично је добијено и у другим студијима, где изражени ефекти влажности тла великих размера нису повезани са променама у обрасцима циркулације атмосфере, већ кроз интеракцију са атмосфером модификују својства ваздуха (на пример влажност ваздуха), које се затим преноси атмосферском циркулацијом великих размера (Fischer и сар., 2007b; Haarsma и сар., 2009). Према томе, у континенталним областима медитеранске регије, кључну улогу у одржавању климе игра улога резервоара воде у тлу (Vautard и сар., 2007). Такође, Fischer и сарадници (2007b) су показали да влажност тла, која је производ површинских процеса и интеракција између атмосфере и тла, значајно утиче на летње температурне екстреме. Користећи повезани атмосфера-океан-тло регионални климатски модел и исти модел само без повезане компоненте за тло, где је узет средњи сезонски циклус влажности тла, показали су да интеракције између тла и атмосфере у повезаном моделу утичу на интезитет и фреквенцију топлотних таласа, где се 50-80% врелих летњих дана приписује овим интеракцијама. Максимална дневна температура ваздуха током периода топлотних таласа је највише била под утицајем интеракција између атмосфере и тла.

Детаљнији теоријски опис *Noah* модела тла који је коришћен у овој докторској тези је подељен на два дела. У поглављу 2.2.1 су наведене основне једначине које су коришћене у моделу, а у поглављу 2.2.2 су детаљније објашњене интеракције и повратне спреге између атмосфере и тла које су круцијалне за правилно симулирање времена и климе у повезаном нумеричком моделу. Такође, детаљнији опис овог модела у повезаном регионалном климатском моделу EBU-POM се налази у трећем поглављу у ком се говори о коришћеним подацима и методологији рада (поглавље 3.3.2).

2.2.1 Основне једначине

С обзиром да је модел тла састављен од великог броја параметризација које су узајамно међу собом и са атмосферском компонентом зависне, преглед најважнијих једначина које чине основу модела за тло су редом представљене на следећи начин:

(I) једначине приземних флуксева које представљају доњи гранични услов за атмосферску компоненту модела;
(II) прогностичке једначине физичких величина које су неопходне за рачунање флуксних једначина;
(III) једначина енергетског биланса површине тла, како би се израчунала температура површине тла;

(IV) једначина евапотранспирације;
(V) једначине које одређују хидрауличке и термодинамичке процесе у тлу, неопходне за решавање прогностичких једначина под тачком (II);

Такође, модел за тло се константно усавршава и модификује сходно новим научним сазнањима у метеорологији и другим интердисциплинарним научним областима, па су у овом поглављу представљене само основне једначине које чине базу традиционалног Noah модела тла (Chen и сар., 1996) који је коришћен у овој докторској тези.

(I) Једначине приземних флуксева

Генерализоване једначине које описују енергетски и водни биланс, и приземни флукс количине кретања на површини тла су редом представљене следећим једначинама:

$$R_n = H + LE + G \tag{1}$$

$$\Delta S = P - R - E \tag{2}$$

$$\tau = \rho C_m U_a^2 \tag{3}$$

Једначина (1) описује енергетски биланс за површину тла, где је R_n нето радијационо зрачење једнако збиру турбулентног флукса осетне (H) и латентне топлоте (LE) и флукса топлоте од површине тла ка дубљим слојевима тла (G). Флукс латентне топлоте је повезан са процесом евапотранспирације. Касније ће свака компонента у овој једначини бити објашњена под тачком (III).

Једначина (2) описује водни биланс за површину тла, где ΔS представља промене у садржају воде на површини тла које су мале, али не увек занемарљиве (попут влажности тла, снежног покривача, акумулиране воде у вегетационом интерцепционом резервоару попут росе, мраза, падавина). Ове промене у садржају воде на површини тла избалансиране су са падавинама (P), укупним отицајем воде са површине тла и у дубље слојеве тла (R) и евапотранспирацијом (E). Разлика P - R представља инфилтрацију воде у тло што одређује влажност тла.

Приземни флукс количине кретања (τ) за површину тла одређен једначином (3), зависи од коефицијента турбулентног мешања за количину кретања (C_m) и интензитета приземног хоризонталног ветра U_a на референтној висини z_a која је одређена висином приземног слоја ваздуха у атмосферској компоненти модела (најнижи слој модела). Наведене величине зависе од коришћених параметризација турбулентних процеса у атмосфери према Монин-Обуховој теорији сличности, као и од стања подлоге попут храпавости која зависи од типа и фракције вегетације и присуства снежног покривача. Детаљнији опис рачуна коефицијента турбулентног мешања за количину кретања, влагу и топлоту су дате у Ek (2019), где су објашњене итеративне методе за рачунање имплицитних једначина према Монин-Обуховој теорији сличности и експлицитне једначине уз помоћ Ричардсоновог броја.

(II) Прогностичке једначине физичких величина које су неопходне за рачунање флуксних једначина

Прогностичка једначина за влажност тла (количину воде у тлу) израчунава се за различите слојеве тла, при чему се вредности одређују на средини сваког слоја модела, што представља просечну влажност датог слоја. Тенденције волуметријског садржаја воде у тлу (θ), за сваки појединачни слој, рачунају се према следећој једначини:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial K_\theta}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z}\left(D_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z}\right) + F(\theta) \tag{4}$$

Ова једначина је базирана на Ричардсовој једначини за кретање воде у несатурисаном тлу и у својој основи користи Дарсијев закон и закон одржања масе (једначина континуитета). Noah модел тла који је коришћен у овој дисертацији користи Ричардсову једначину за параметризацију хидрауличких процеса приликом рачунања капиларне проводљивости тла, док други модели тла могу користити Дарсијев закон у ком фигурише градијент матричног потенцијала (детаљније под тачком (V)). Званично је формулисао *Lorenzo A. Richards* 1931. године (Richards, 1931), али је ова једначина у сличном облику коришћена и у књизи *Lewis Fry Richardson* девет година раније приликом првог покушаја рачуна прогнозе времена нумеричким путем (Richardson, 1922). У једначини (4), волуметријски садржај воде у тлу (θ) представља однос запремине воде у тлу и укупне запремине тла која укључује честице тла, воду и ваздух. Прва два члана у једначини (4) представљају промену садржаја воде у тлу у слоју због флуксева између слојева тла, при чему се сматра да је вертикални транспорт доминантнији од хоризонталног транспорта воде у тлу. K_θ је хидрауличка проводљивост тла а D_θ је дифузивност воде у тлу. Транспорт воде између слојева тла се одвија путем гравитационе дренаже коју карактерише хидрауличка проводљивост тла (први члан у горе наведеној једначини) и капиларних сила и вертикалног градијента воде у тлу, које карактерише дифузивност воде у тлу (други члан у горе наведеној једначини). Обе величине су нелинеарне функције волуметријског садржаја воде у тлу (θ), и то тако да варирају неколико редова величине у зависности да ли је суво или влажно тло (детаљније под тачком (V)). Такође, обе величине зависе од текстуре тла (тип тла), о чему ће бити више речено у наставку дисертације. $F(\theta)$ је члан извора или понора воде у тлу и представља процесе евапотранспирације, инфилтрације или отицаја. Инфилтрација представља способност тла одређене влажности да апсорбује воду одређеном брзином, док је отицање количина воде која напушта јединичну запремину тла. Отицање се јавља на површини тла услед јаких падавина које премашују стопу инфилтрације, бочно услед вишка влажности тла изнад нивоа засићења за дати слој, и на дну услед гравитационе дренаже. Инфилтрација и отицај су функције типа тла и садржаја воде у тлу.

Прогностичка једначина за температуру тла израчунава се за различите слојеве тла, при чему се вредности одређују на средини сваког слоја модела, што представља просечну температуру датог слоја. Тенденције температуре тла (T), за сваки појединачни слој, рачунају се према следећој једначини (Fourier-ов закон дифузије):

$$C_\theta \frac{\partial \mathrm{T}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\Lambda_\mathrm{T} \frac{\partial \mathrm{T}}{\partial z}\right) \tag{5}$$

C_θ је топлотни капацитет у волуметријском облику, а Λ_T је топлотна проводљивост тла. Обе величине су функције влажности тла (θ), и то тако да је топлотни капацитет линеарна функција влажности тла, док је топлотна проводљивост тла нелинеарна функција влажности

тла и повећава се неколико редова величине приликом преласка са сувог тла на влажно тло (детаљније под тачком (V)).

Тенденција задржане воде у вегетационом интерцепционом резервоару (C_w) рачуна се према следећој једначини:

$$\frac{\partial C_w}{\partial t} = \sigma_f PD - E_c \tag{6}$$

Параметар σ_f је вегетациона фракција и представља удео површине вегетације у ћелији мреже тачака за коју се параметрише процес. Може имати вредности од нула до један. Компонента која доприноси порасту задржане воде у вегетационом интерцепционом резервоару су падавине и роса (PD), док испаравање са интерцепционог резервоара (E_c) представља понор за ову једначину.

(III) Једначина енергетског биланса површине тла како би се израчунала температура површине тла

Једначина површинског енергетског биланса тла (1) представља размену флуксева између површине тла и атмосфере, као и између површине тла и слоја тла испод. Из наведене једначине се добија температура површине тла (T_s) и дата једначина може се разложити на следеће компоненте:

$$R_n = S\downarrow(1-\alpha_s) + L\downarrow - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \tag{7}$$

$$H = \rho C_p C_h U_a (T_s - T_a) \tag{8}$$

$$LE = \beta \rho L_{v,s} C_q U_a (q_s - q_a);\ C_q = C_h \tag{9}$$

$$G = -\Lambda_{\text{т}} \frac{\partial T_{s,1}}{\partial z} \tag{10}$$

Нето радијационо зрачење R_n је разлика између укупног долазног и одлазног зрачења на површини тла, где $S\downarrow$ представља силазно краткоталасно Сунчево зрачење, а α_s је албедо површине тла који је функција типа тла и вегетације, снежног покривача, влажности тла, итд. $L\downarrow$ представља дуготаласно атмосферско зрачење које долази до површине тла, док је $\varepsilon_s \sigma T_s^4$ дуготаласно одлазно зрачење површине тла одређено Штефан-Болцмановим законом, где је ε_s емисивност тла, која је одређена особинама површине тла и σ Штефан-Болцмановом константом ($5{,}6866 \cdot 10^{-8}\ \frac{W}{m^2 K^4}$). Флукс осетне и латентне топлоте зависи од интезитета приземног хоризонталног ветра U_a на најнижем слоју атмосферске компоненте модела, температурног градијента ($\sim T_s - T_a$) и градијента специфичне влажности ваздуха ($\sim q_s - q_a$) између површине тла и најнижег слоја атмосфере, респективно, специфичног топлотног капацитета (C_p), латентне топлоте испаравања или сублимације ($L_{v,s}$), респективно, и турбулентних коефицијената топлоте (C_h) и влаге (C_q), респективно. Параметар β у једначини (9) представља корекциони параметар који редукује потенцијалну евапотранспирацију на вредност стварне евапотранспирације. Ова параметризација стварне евапотранспирације преко потенцијалне евапотранспирације потиче од првог једноставног модела тла под именом „модел кофе" (енг. *bucket model*) (Manabe, 1969; Budyko, 1956). Густина ваздуха у једначинама

(8) и (9) се добија преко једначине гасног стања, док је q_s сатурациона специфична влажност за температуру T_s која се рачуна према Тетенсовој формули:

$$q_s = \frac{a_1}{p_s} \cdot exp\left[\frac{a_2(T_s - a_3)}{(T_s - a_4)}\right] \tag{11}$$

где је p_s приземни атмосферски притисак на површини тла, док су a_1, a_2, a_3, a_4 константе. Једначина (10) описује флукс топлоте са површине у дубље слојеве тла, где је Λ_T топлотна проводљивост тла о којој је већ било речи, а $\frac{\partial T_{s,1}}{\partial z}$ је температурни градијент у најплићем горњем слоју тла.

Када се једначине (7), (8), (9), (10) и (11) замене у једначину површинског енергетског биланса тла (1), добија се температура површине тла (T_s) која представља горњи гранични услов за рачунање температуре тла по слојевима описаним у једначини (5). Да би се нумерички решила једначина за температуру површине тла, неопходно је линеаризовати једначине (7) и (11) које нису линеарне функције температуре површине тла. Температура површине тла је неопхоподна како би се израчунали површински флуксеви у интеракцијама између тла и атмосфере.

(IV) Једначина евапотранспирације

Укупна евапотранспирација се у моделу тла параметрише помоћу следеће једначине:

$$\mathrm{E} = \mathrm{E}_w + E_c + E_d + E_t + E_s \tag{12}$$

где E_w представља испаравање са отворене водене површине на тлу (нпр. језеро), E_c је испаравање са интерцепционог вегетационог резервоара, E_d је испаравање са голе површине тла, E_t је транспирација и E_s је сублимација снега и леда који се налазе на тлу. Испаравање са отворене водене површине на тлу (E_w) је једнако потенцијалној евапотранспирацији (E_p). Потенцијална евапотранспирација се рачуна према Пенмановој једначини (Penman 1948) коју су модификовали Mahrt и Ek (1984) како би укључили утицај атмосферске стабилности на турбулентни транспорт водене паре. Према томе, затворени систем једначина чине *Penman*-ова једначина за потенцијалну евапотранспирацију и једначина енергетског биланса за сатурисано тло. Потенцијална евапотранспирација представља максималну количину воде која би могла испарити са неког подручја ако је доступна довољна непрекидна количина воде за испаравање (испаравање са отворене водене површине на тлу) и зависи од метеоролошких фактора попут температуре ваздуха, влажности ваздуха, ветра, приземног притиска, нето радијационог зрачења, итд. (Mahrt и Ek, 1984). Не укључује ефекте отпора приликом евапотранспирације (на пример испаравање са језера), док укупна евапотранспирација не може бити већа од потенцијалне евапотранспирације.

Евапорација са интерцепционог вегетационог резервоара је описана следећим изразом:

$$\mathrm{E}_c = \sigma_f \left(\frac{C_w}{S_w}\right)^n E_p \,; n = 0.5 \tag{13}$$

где је σ_f вегетациона фракција, C_w и S_w актуелни садржај воде и сатурисани садржај воде на површини вегетације који зависи од типа вегетације (Mahrt и Ek, 1984). Вода доспева на површину вегетације падавинама или формирањем росе на вегетацији, а када се достигне максимални садржај воде у овом резервоару, сва додатна вода наставља да пада на површину тла.

Са друге стране, да би се одредила евапорација са голог тла (E_d), потребно је одредити брзину процеса који допрема садржај воде у тлу из дубљих слојева на површину. Према Mahrt и Ek (1984), евапорација са голог тла је описана следећим изразима:

$$\mathrm{E}_d = \left[D_\theta \frac{\theta_s - \theta_1}{\frac{\Delta z}{2}} + K_\theta \right] (1 - \sigma_f);\ \theta_s < \theta_d \tag{14}$$

$$\mathrm{E}_d = \left[D_\theta \frac{\theta_d - \theta_1}{\frac{\Delta z}{2}} + K_\theta \right] (1 - \sigma_f);\ \theta_s = \theta_d \tag{15}$$

где је θ_s влажност површине тла, а θ_d је садржај воде у тлу који је снажно везан за честице земљишта и репрезентује суво тло које више нема воду која лако може испарити са површине тла (енг. *air-dry soil moisture*). Параметар θ_d је одређен текстуром тла. Када је тло довољно влажно користи се једначина (14) где је испаравање са голог тла једнако потенцијалној евапотранспирацији, а када се тло осуши, евапорација се може одвијати само брзином којом тло може допремати воду нагоре из дубљих слојева путем процеса дифузије. У једначинама (14) и (15) θ_1 представља влажност тла у првом, најплићем слоју тла, Δz је дебљина најплићег слоја тла, док су D_θ, K_θ и σ_f дифузивност воде у тлу, хидрауличка проводљивост тла и вегетациона фракција, респективно.

Транспирација (E_t) се помоћу потенцијалне евапотранспирације (E_p) параметрише на следећи начин:

$$\mathrm{E}_t = \sigma_f k_v \left[1 - \left(\frac{C_w}{S_w} \right)^n \right] E_p \tag{16}$$

У једначини (16) се појављује нови члан k_v који има опсег вредности од 0 до 1 и представља укупни отпор вегетације приликом процеса транспирације. Укупни отпор вегетације k_v према једначини (17) зависи од стања атмосфере и отпора биљке приликом проласка воде кроз њу (r_c):

$$k_v = f(r_c, C_h, U, T_a, p_s, T_s, \theta) \tag{17}$$

Отпор биљке приликом проласка воде кроз њу је параметрисан преко параметризације Jarvis (1976) и Stewart (1988), која је емпиријски добијена функција физичких величина атмосфере и тла:

$$r_c = r_{cmin} (r_{cs} r_{cT} r_{cq} r_{csoil})^{-1} \tag{18}$$

У једначини (18) r_{cmin} представља минимални отпор биљке која је позната вредност зависна од типа вегетације, при чему су $r_{cs}, r_{cT}, r_{cq}, r_{csoil}$ чланови зрачења, температуре, дефицита водене паре и доступности влаге у тлу, респективно, који утичу на отпор биљке (r_c), и зависе од типа вегетације и доба године.

У једначини (19) која параметрише члан отпора r_{cs} и говори о утицају зрачења на процес транспирације, LAI (енг. *Leaf Area Index*) је индекс лисне површине и зависи од типа вегетације, $S\downarrow$ је долазно краткоталасно Сунчево зрачење, док су a_{s1}, a_{s2} и a_{s3} емпиријски коефицијенти. Параметри r_{smin} и r_{smax} представљају минимални и максимални отпор стома (при чему је нпр. r_{cmin}=$r_{smin}LAI$).

$$r_{cs} = \frac{a_{s1}S\downarrow a_{s2}LAI + \frac{r_{smin}}{r_{smax}}}{a_{s3} + a_{s1}S\downarrow a_{s2}LAI} \quad (19)$$

У једначини (20) која параметрише члан отпора r_{cT} и говори о утицају температуре на процес транспирације, a_{T1} је емпиријски коефицијент, T_{cref} је референтна температура транспирације, а T_a температура ваздуха у првом приземном слоју атмосфере.

$$r_{cT} = 1 - a_{T1}(T_{cref} - T_a)^2 \quad (20)$$

У једначини (21) која параметрише члан отпора r_{cq} и говори о утицају дефицита водене паре на процес транспирације, a_{q1} је емпиријски коефицијент, $q_{a,sat}$ је сатурациона специфична влажност ваздуха, а q_a специфична влажност ваздуха у првом приземном слоју атмосфере. Из једначине се види да што је већи дефицит водене паре, то је мањи отпор r_{cq}. Често је дефицит водене паре битна величина за упозорења од појаве пожара, услед тога што повећан дефицит водене паре доводи до веће транспирације услед смањеног отпора и бржег исушивања вегетације која у сувом облику представља гориво за пожаре.

$$r_{cq} = 1 - a_{q1}(q_{a,sat} - q_a) \quad (21)$$

Једначине (22а), (22б) и (22в) параметришу члан отпора r_{csoil} и говоре о утицају доступности влаге у тлу на процес транспирације. У овим једначинама θ_i представља влажност тла у одређеном слоју тла, θ_{wlt} је *влажност венућа*, а θ_{fc} је *пољски водни капацитет*. Влажност венућа је влажност тла при којој биљке вену, представља граничну вредност испод које се транспирација обуставља (једначина 22а) и зависи од текстуре тла. Са друге стране, пољски водни капацитет је гранична вредност влажности тла при којој транспирација постаје константна (влажно тло) и не зависи од типа вегетације (једначина 22в). Пољски водни капацитет је количина воде коју тло може да задржи после процеса гравитационе дренаже и зависи од текстуре тла. Разлика између пољског водног капацитета и влажности венућа представља максимални садржај воде који је доступан биљкама за транспирацију, тако да се у једначини (22б) види да је отпор једнак односу стварне и максималне количине воде у тлу која је доступна биљкама за транспирацију. Често се овај израз, познат као индекс влажности тла (енг. *Soil Moisture Index*), користи у научним хидролошким и климатским истраживањима уместо волуметријског садржаја воде у тлу, захваљујући свом стандардизованом облику који омогућава поређење међу различитим регионима света. Индекс влажности тла је такође важан индикатор суше у агрометеорологији, јер у случају да је вредност индекса нула, тло нема расположиву воду за биљке (суво тло), док вредност један означава влажно тло са максималном количином расположиве воде за биљке. Са друге стране, члан отпора r_{csoil} је сличан β корекционом параметру који је у горе поменутом првом моделу тла по имену „модел кофе" (Manabe, 1969; Budyko, 1956) кориговао потенцијалну евапотранспирацију како би се добила укупна стварна евапотранспирација. Кроз низ година, овај модел је еволуирао до комплексније параметризације евапотранспирације, што се види кроз горе наведене једначине које, поред потенцијалне евапотранспирације, зависе од различитих физичких величина и параметара.

$$r_{csoil}(\theta_i) = 0 \text{ ако је } \theta_i \leq \theta_{wlt} \quad (22а)$$

$$r_{csoil}(\theta_i) = \frac{\theta_i - \theta_{wlt}}{\theta_{fc} - \theta_{wlt}} \text{ ако је } \theta_{wlt} < \theta_i \leq \theta_{fc} \quad (22б)$$

$$r_{csoil}(\theta_i) = 1 \text{ ако је } \theta_{fc} < \theta_i \quad (22в)$$

У случају да је тло прекривено снежним покривачем, рачуна се сублимација снега и леда који се налазе на тлу (E_s). Као и код осталих компонената евапотранспирације, сублимација снега и леда се рачуна помоћу потенцијалне евапотранспирације (сада у ознаци E_{ps}), која се у овом случају добија коришћењем једначине радијационог биланса у којој фигурише латентна топлота сублимације уместо латентне топлоте испаравања приликом описивања флукса латентне топлоте (LE). За неуједначено просторно распоређен снежни покривач, сублимација снега се пропорционално множи тежинским фактором фракције снежног покривача и леда (σ_s), па је модификација укупне евапотранспирације представљена следећим изразом:

$$\mathrm{E} = \sigma_s E_s + (1 - \sigma_s)(\mathrm{E}_w + E_c + E_d + E_t) \tag{23}$$

У присуству снежног покривача, албедо се повећава, храпавост површине тла се често смањује, размена топлоте и влаге између површине тла и атмосфере је смањена, док замрзавање дубљих слојева тла смањује интезитет хидрауличких процеса, тј. кретање топлоте и влаге унутар тла. Сви ови процеси утичу на енергетски биланс тла, а самим тим и на површинске флуксеве, па је неопходно укључити те ефекте у модел тла. Такође, у моделу тла се параметрише и еволуција снежног покривача и његово топљење, што је битно за енергетски и хидролошки циклус. Дебљина снега је одређена количином снежних падавина које су представљене кроз еквивалент воде у снегу (енг. *snow water equivalent*) у моделу, а густина снега се параметрише шемама које зависе од температуре ваздуха. Са друге стране, густина снега је прогностичка променљива која се у Noah моделу тла параметрише једним слојем снега који има средњу вредност густине за цео слој, док се у новијем Noah MP моделу користи софистрицираније трослојни модел који узима у обзир различите густине снега према старости и количини нових свежих снежних падавина. Детаљно објашњене једначине које се користе приликом параметризације утицаја снежног покривача на приземне флуксеве и интеракције између атмосфере и тла налазе се у радовима Ek (2019), Ek и сар. (2003), и Viterbo и сар. (1999).

(V) Једначине које одређују хидрауличке и термодинамичке процесе у тлу

Хидрауличке процесе у тлу карактеришу хидрауличка проводљивост тла (K_θ) и дифузивност воде у тлу (D_θ) које су коришћене у једначини (4). Обе величине су нелинеарне функције садржаја воде у тлу (θ) и мењају се за неколико редова величине у зависности од влажности тла, што је приказано у следећим изразима:

$$K_\theta = K_{\theta s}\left(\frac{\theta}{\theta_{sat}}\right)^{2b+3} \tag{24}$$

$$D_\theta = D_{\theta s}\left(\frac{\theta}{\theta sat}\right)^{b+2};\ D_{\theta s} = -\frac{bK_{\theta sat}\Psi_s}{\theta sat} \tag{25}$$

У горе наведеним једначинама, $K_{\theta s}$ је сатурациона хидрауличка проводљивост, θ_{sat} је влажност тла при сатурацији (порозност или запремина порозног простора), b је емпиријски добијени коефицијент, $D_{\theta s}$ је сатурациона дифузивност воде у тлу, а Ψ_s је сатурациони матрички потенцијал (који има негативне вредности). Сви ови параметри зависе од текстуре тла и дати су у табелама које су направили Clapp и Hornberger (1978) (познате као CH78). Ове табеле које дефинишу параметре тла према текстури тла и одређују хидрауличке и термодинамичке процесе у тлу се веома користе у климатском моделирању, и то посебно приликом описивања интеракција између тла и атмосфере. Приликом формирања ових табела, Clapp и Hornberger су користили 1446 узорака како би утврдили на основу текстуре тла средње

вредности и стандардне девијације параметара тла попут Ψs, θ_{sat} и b. Међутим, Cosby и сар. (1984) су указали да неки параметри тла, као што је b, имају велику варијабилност, са већим вредностима стандардних девијација за различите типове тла, чији могући опсези често могу да се преклапају. Важно је напоменути да хидрауличка проводљивост тла и дифузивност воде у тлу описују вертикални транспорт воде у тлу у Noah моделу тла према једначини (4). Међутим, у другим моделима за тло (нпр. у *Community Land Model*) користи се иста једначина у другачијем облику изражена преко матричког потенцијала уместо помоћу дифузивности воде у тлу:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}[K_\theta(\frac{\partial\Psi}{\partial z} + 1)] \quad (26)$$

где је матрички потенцијал (Ψ) дефинисан као:

$$\psi = \Psi_s(\frac{\theta}{\theta sat})^{-b} \quad (27)$$

Једначине (4) и (26) описују исти процес вертикалног транспорта воде у тлу, где је у једначини (26), члан $K_\theta \frac{\partial\Psi}{\partial z}$ замењен са чланом $D_\theta \frac{\partial\theta}{\partial z}$, где фигурише хидрауличка дифузивност воде у тлу, сходно релацији:

$$K_\theta \frac{\partial\Psi}{\partial z} = K_\theta \frac{\partial\Psi}{\partial\theta}\frac{\partial\theta}{\partial z} = D_\theta \frac{\partial\theta}{\partial z}, \text{ где је } D_\theta = K_\theta \frac{\partial\Psi}{\partial\theta} \quad (28)$$

Сходно томе, хидрауличка дифузивност воде у тлу и проводљивост тла описују способност тла да транспортује воду, само ту карактеристику квантитативно изражавају у различитим јединицама. Такође, једначина (26) је базирана на Дарсијевом закону где се ток воде кроз тло описује градијентом збира матричког $K_\theta(\frac{\partial\Psi}{\partial z})$ и гравитационог потенцијала (K_θ). Матрички потенцијал описује способност тла да изврши рад под дејством капиларних сила, а гравитациони потенцијал да изврши рад под дејством гравитационе силе (гравитациона дренажа воде у дубље слојеве тла).

Са друге стране, термодинамички процеси у тлу који су описани једначином (5), одређени су топлотном проводљивошћу тла ($\Lambda_т$), која је такође нелинеарна функција садржаја воде у тлу (θ). У случају одсуства вегетације, топлотна проводљивост голог тла ($\Lambda_{т0}$) је дефинисана следећим изразима у зависности од матричког потенцијала (Ψ):

$$\Lambda_{т0} = 420\exp([-log_{10}(100|\Psi|)] + 2.7), \text{ако је } log_{10}(100|\Psi|) \leq 5.1 \quad (29а)$$

$$\Lambda_{т0} = 0.1722, \text{ако је } log_{10}(100|\Psi|) > 5.1 \quad (29б)$$

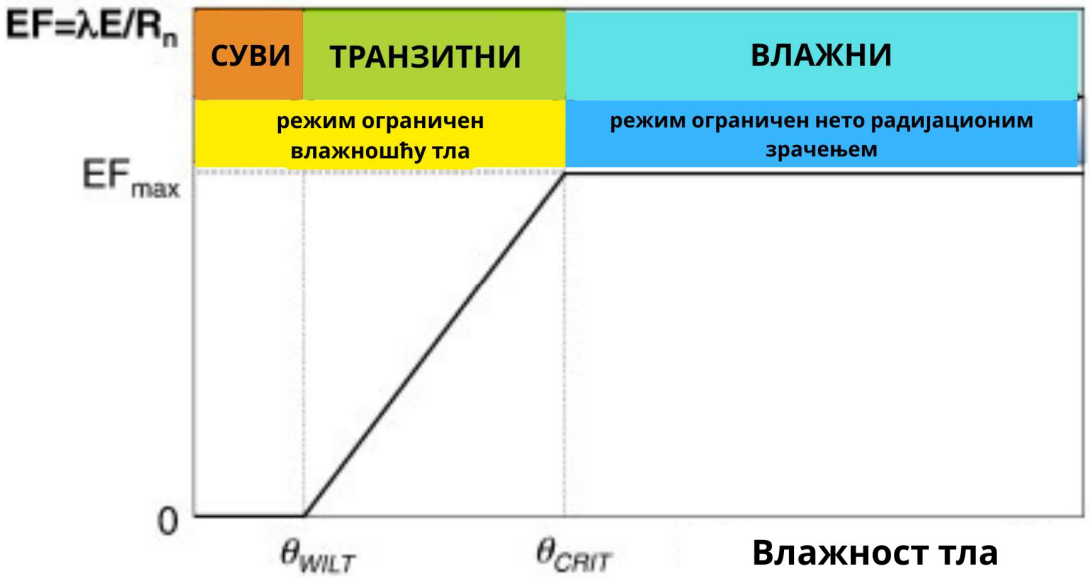
У случају присутва вегетације, топлотна проводљивост тла је одређена следећим изразом:

$$\Lambda_т = \Lambda_{т0} e^{-\beta\, LAI} \quad (30)$$

где је β емпиријски коефицијент једнак 0.5, а LAI индекс лисне површине. Уместо овог индекса се може користити и вегетациона фракција (σ_f), када се β коефицијент коригује на вредност 2. Из ове једначине се увиђа да је, у случају присуства вегетационог покривача, топлотна проводљивост тла смањена за екпоненцијални члан који зависи од типа вегетације.

2.2.2 Интеракције и повратне спреге између атмосфере и тла

У претходним поглављима објашњен је значај интеракција и повратних спрега између атмосфере и тла за реалистично симулирање климе. Користећи једначине, наведене у претходном поглављу, које описују енергетски и хидролошки циклус, може се уочити да је влажност тла кључна променљива у интеракцијама и повратним спрегама између атмосфере и тла, јер утиче на процес евапотранспирације, који представља важну компоненту оба циклуса. Примера ради, матрички потенцијал који говори о томе колико је јако вода везана за матрицу тла (једначина 27) зависи од влажности тла и повећава се како се влажност смањује. То значи да преостали садржај воде у тлу постаје мање доступан за транспирацију (апсорпцију воде кореновим системом), што доводи до смањења евапотранспирације. Међутим, јачина повезаности влажности тла и евапотранспирације варира у зависности од влажности тла и није једноставна за параметризацију у моделу за тло, јер зависи од бројних других процеса који индиректно утичу на ову везу, као што су инфилтрација и перкулација воде у тло, апсорпција воде кореновим системом, антропогене или природне промене типа тла и вегетације, итд. Класичан концепт који се и данас користи као одлична репрезентација описа везе између влажности тла и евапотранспирације је дат у раду Budyko (1956) и представљен је на слици 2.4. Према евапорационој фракцији постоје два режима: режим евапотранспирације ограничен влажношћу тла и режим евапотранспирације ограничен нето радијационим зрачењем. У режиму евапотранспирације која је ограничена нето радијационим зрачењем, влажност тла има вредности изнад неке географски специфичне критичне вредности влажности тла (θ_{CRIT}) када евапорациона фракција не зависи од влажности тла. Друга критична вредност влажности тла је влажност венућа (θ_{WILT}) која обуставља процес евапотранспирације. Сходно томе, постоје три режима влажности тла који одређују утицај влажности тла на варијабилност евапотранспирације: влажни ($\theta > \theta_{CRIT}$) и суви ($\theta < \theta_{WILT}$) где влажност тла не утиче на варијабилност евапотранспирације, и транзитни режим ($\theta_{WILT} < \theta < \theta_{CRIT}$) где влажност тла значајно ограничава варијабилност евапотранспирације и тиме утиче на повратне спреге између атмосфере и тла. Иако је веза између влажности тла и евапотранспирације према Budyko (1956) поједностављена, где је на слици 2.4 приказана линеарна зависност евапорационе фракције од влажности тла, она ипак у главним цртама осликава суштину интеракција између атмосфере и тла у смислу режима повезаности модела тла са атмосферском компонентом модела (Seneviratne и сар., 2010).

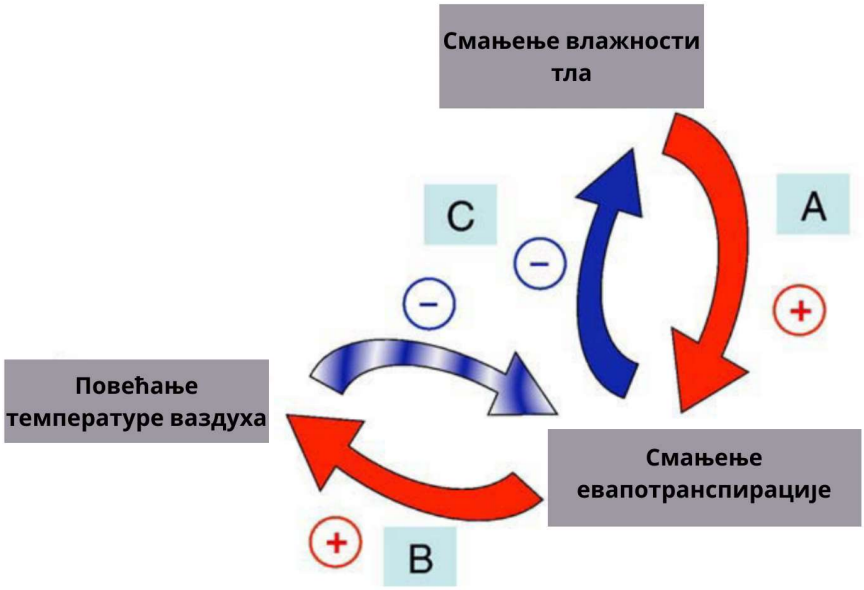


Слика 2.4. Дефиниција режима влажности тла и одговарајућих режима евапотранспирације. Режим евапотранспирације је одређен евапорационом фракцијом (EF) која је дефинисана као однос флукса латентне топлоте (ΛE) и нето радијационог зрачења (R_n) (Seneviratne и сар., 2010)

Стога, влажност тла која је продукт интеракција између атмосфере и тла значајно утиче на варијабилност евапотранспирације у транзитном региону, што утиче на климатску варијабилност. У сувом режиму влажности тла, иако влажност тла значајно утиче на евапотранспирацију, средња вредност и варијабилност евапотранспирације су мали, због чега интеракције између тла и атмосфере не утичу значајно на климатску варијабилност. Обрнуто, у влажном режиму влажности тла, средња вредност и варијабилност евапотранспирације су велики, али влажност тла не утиче на евапотранспирацију. У климатском моделирању, за мерење повезаности модела за тло и атмосферске компоненте модела, односно интеракција између атмосфере и тла које значајно утичу на климатску варијабилност, користе се мере јачине повратне спреге (енг. coupling metrics), о којима ће бити речи касније у дисертацији. У пракси постоје различите дефиниције јачине повратне спреге које одређују транзитни регион. Међутим, климатски модели не могу прецизно да одреде овај транзитни регион због неизвесности у параметризацији физичких процеса у моделу. Поред тога, транзитни регион се у ери климатских промена помера ка северу, што захтева посебну опрезност приликом климатских пројекција за будућност, јер у таквим условима интеракције између атмосфере и тла значајно утичу на климатску варијабилност. Због тога је неопходно што прецизније параметризовати ове интеракције у моделу (Seneviratne и сар., 2010). Такође, у разним радовима је показано да промена намене земљишта (тип вегетације) доводи до промене режима влажности тла, који се на крају рефлектује променом температуре ваздуха (Zaitchik и сар., 2006; Granier и сар., 2007). Управо у овој дисертацији ће касније бити речи о томе како различите класе тла које осликавају текстуру тла могу утицати кроз ефекат повратне спреге на температуру ваздуха и остале атмосферске променљиве.

Интеракције између атмосфере и тла представљене преко везе влажности тла и евапотранспирације даље утичу на климатске променљиве попут температуре и падавина. Ове интеракције су познате као повратна спрега између влажности тла и температуре ваздуха и

повратна спрега између влажности тла и падавина. Моделирање повратних спрега у климатским моделима је веома битно, јер одређују осетљивост климе на промене због тога што могу појачати или пригушити почетни ефекат промене одређеног климатског елемента (Gettelman и Rood, 2016). Повратна спрега између влажности тла и температуре ваздуха графички је представљена на слици 2.5. Ова повратна спрега настаје јер суво тло кроз дефицит влажности тла ограничава евапотранспирацију, смањујући удео флукса латентне топлоте, а повећавајући удео флукса осетне топлоте у расположивој енергији за евапотранспирацију, што доводи до загревања приземних слојева атмосфере. Такође, утицај позитивне повратне спреге између атмосфере и тла може појачати екстремне климатске догађаје попут суша и топлотних таласа (Fischer и сар., 2007a; Fischer и сар., 2007b; Miralles и сар., 2019; Seneviratne и сар., 2010; Seneviratne и сар., 2006). Према томе, у последњих неколико година ове повратне спреге између атмосфере и тла су добиле на значају у климатском моделирању због све веће тежње да се анализирају екстремни климатски догађаји који доносе највеће штете социо-економским секторима друштва (Seneviratne и сар., 2010). На слици 2.5 услед негативне аномалије влажности тла (дефицит влажности тла) долази до смањења евапотранспирације и ова интеракција означена словом „A" је најзначајнија у транзитним регионима. Затим, интеракција „B" на слици 2.5 се односи на везу евапотранспирације са флуксом осетне топлоте која даље доводи до утицаја на температуру ваздуха. Услед смањења евапотранспирације долази до повећања температуре ваздуха. Даље, интеракција „C" доводи до тога да услед повећања температуре ваздуха се повећава дефицит водене паре у атмосфери што доводи до повећања евапотранспирације која на крају додатно смањује влажност тла. На овај начин ова повратна спрега је позитивна јер појачава промене изазване дефицитом влажности тла и на тај начин повећава вероватноћу појављивавања екстремног догађаја.



Слика 2.5. Повратна спрега влажности тла и температуре. Црвене линије означавају интеракције које доводе до исушивања тла и загревања атмосфере услед смањења влажности тла, док плаве линије означавају негативне повратне спреге (Seneviratne и сар., 2010).

Са друге стране, позитивна повратна спрега између влажности тла и падавина је представљена на слици 2.6. Почињући са интеракцијом означеном словом „C" на слици 2.6 због тога што је најлакша и најинтуитивнија за објашњење, већа количина падавина доводи до веће влажности тла. Међутим, у ретким екстремним случајевима могу се јавити изузеци, као што је површински отицај током интензивних падавина када је њихов интензитет већи од стопе инфилтрације воде у тло. Супротно томе, током екстремних суша могу се појавити пукотине у тлу кроз које се падавине инфилтрирају, заобилазећи површински слој тла (Hillel, 1998). Такође, под одређеним условима, ваздух може бити толико сув да киша испари пре него што стигне до површине тла, што може бити значајно у аридним подручјима (Pal и сар., 2000). Даље, повећање влажности тла доводи до повећања евапотранспирације (означено словом „A" на слици 2.6). Такође, потенцијално постоји негативна повратна спрега означена црвеном линијом, где услед повећане евапотранспирације долази до смањења влажности тла. Због ове присутне негативне повратне спреге, да би се одржала позитивна повратна спрега између влажности тла и падавина, није довољно да повећана влажност тла и евапотранспирација доведу до додатних падавина, већ да повећање количине падавина мора бити најмање једнако повећању евапотранспирације јер ће у супротном нето ефекат бити смањење почетне аномалије влажности тла. На крају, интеракција приказана ознаком „B" показује да повећање евапотранспирације доводи, мада не нужно, до повећања количине падавина. Ова интеракција је најнеизвеснија у климатском моделирању због тога што зависи од избора параметризације конвекције, и може бити изражена у аридним регионима када се појави конвективна нестабилност. Овој неизвесности доприносе комплексни микрофизички процеси у атмосфери, адвекција влажности ваздуха, хетерогеност површине тла и орографија која утиче на конвективне процесе (Seneviratne и сар., 2010).

Слика 2.6. Повратна спрега влажности тла и падавина. Плаве линије означавају позитивне повратне спреге, док црвене линије означавају негативне повратне спреге (Seneviratne и сар., 2010).

3 Коришћени подаци и методологија рада

У првом делу поглавља посвећеном подацима и методологији, ова докторска дисертација нуди детаљан опис података и метода који су се користили при детекцији и анализи проблема летњег исушивања и загревања у Панонској низији од стране EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла. Овај ансамбл је сачињен од регионалних климатских модела финог просторног разлагања (12 km x 12 km) и користи се за климатске пројекције и студије утицаја климатских промена на околину и различите социо-економске секторе друштва. Због тога процес верификације заузима кључно место у климатском моделирању, посебно код овако значајног мулти-моделског ансамбла. Овај процес омогућава идентификацију могућих узрока грешака у климатским моделима, који су у овој докторској дисертацији усмерени на грешке настале интеракцијом између атмосфере и тла.

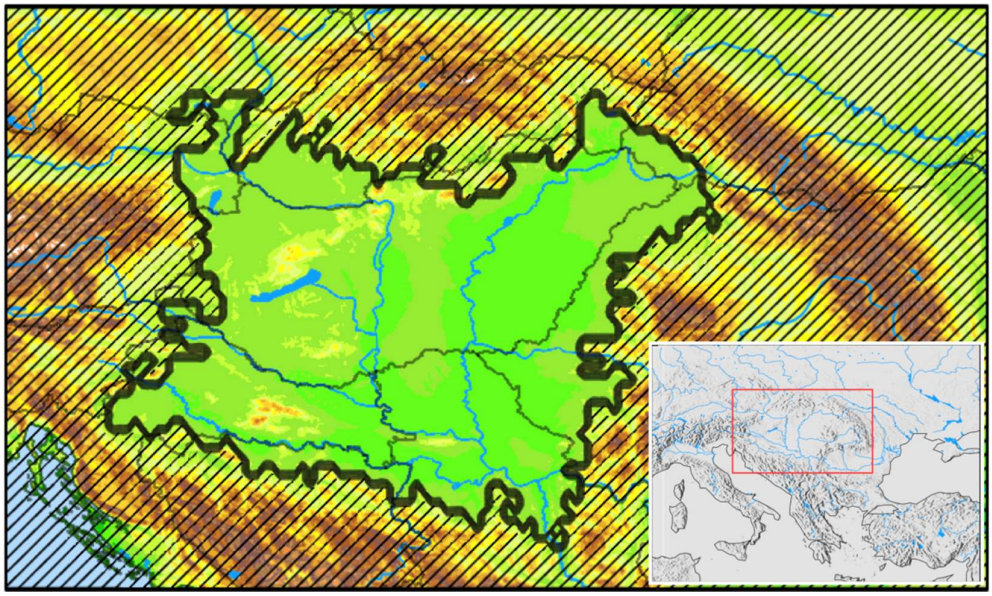
Други део дисертације представља резултате експеримената са регионалним климатским моделом EBU-POM, који обухвата климатске компоненте атмосферу, океан и тло и повезује Eta атмосферски модел, POM океански модел и Noah модел за површинске процесе. Фокус истраживања је био у процени утицаја параметара тла који се користе у дефинисању текстуре тла на међудејство атмосфере и тла, и са тим у вези, кроз механизам повратних спрега, повезаних грешака у атмосферским променљивима и површинским променљивама и флуксевима. У методологији је детаљно описан модел EBU-POM, с посебним освртом на модел за површинске процесе, јер он обезбеђује доњи гранични услов за атмосферске парцијалне диференцијалне једначине, и описује интеракције између атмосфере и тла путем размене енергије, масе и импулса. Додатно су представљени референтни подаци коришћени за верификацију резултата EBU-POM модела, као и мапе текстуре тла које су примењене у експериментима, с детаљном анализом параметара који карактеришу текстуру тла и њихов значај у параметризацијама површинских процеса размене енергије, масе и количине кретања између атмосфере и тла.

3.1 Област истраживања

У првом делу истраживања, урађена је верификација EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла за област Панонске низије. Подручје верификације, представљено на слици 3.1, чини подобласт у централном делу ширег региона, дефинисаног географским дужинама од 14°E до 27°E и географским ширинама од 43.5°N до 50°N, где топографска надморска висина не прелази 200 метара. С обзиром на то да је Панонски басен велика низијска област окружена планинама, у овом истраживању смо се фокусирали на израчунавање статистичких оцена верификације искључиво над низијским делом, без утицаја комплексне топографије у виду планина. Ова одлука је донета како би се избегла неизвесност присутна у моделским и осмотреним сетовима података изнад планинских области. Са друге стране, мотив је била и чињеница да се ова низијска област издваја од осталих региона по летњим температурним и падавинским грешкама климатских модела, које су описане у претходним публикацијама и о којима ће касније бити дискусије. У многим другим радовима, верификација модела углавном је фокусирана на регуларне правоугаоне географске области, где просечне грешке модела могу бити сакривене или погрешно интерпретиране мешањем резултата из низија и околних планина. У овом истраживању, циљ је био да се анализирају

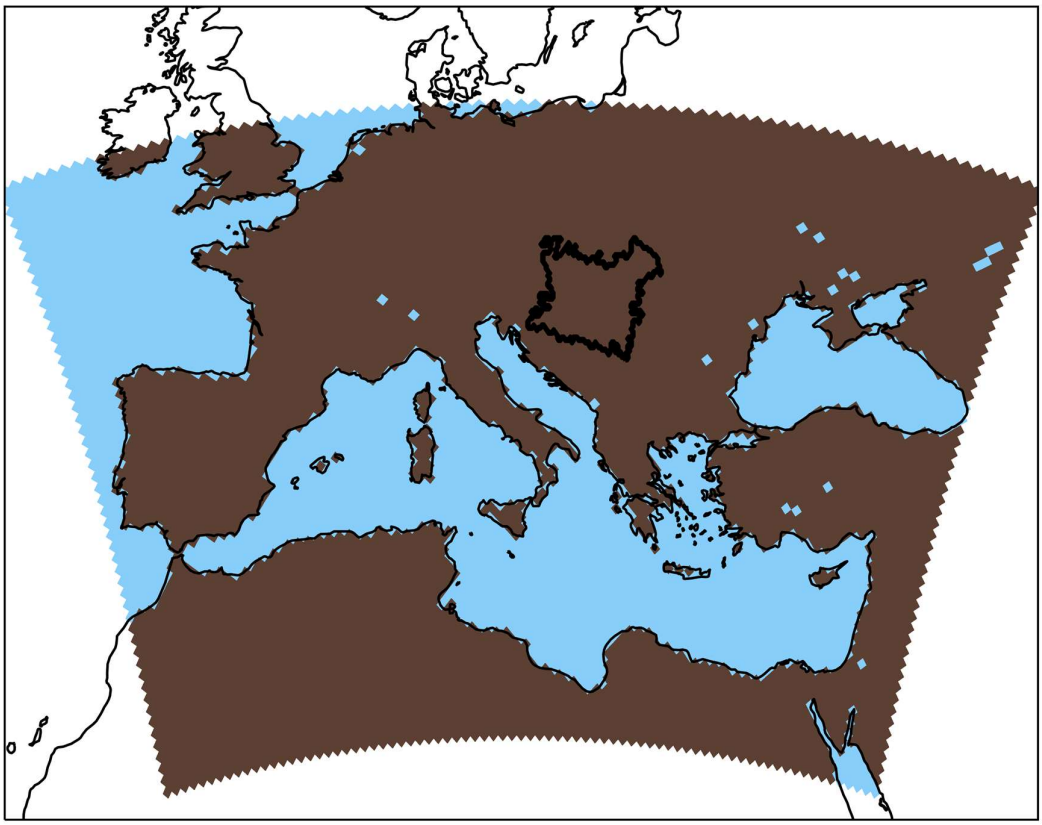
температурне и падавинске грешке модела, усмеравајући пажњу на веома специфичну област, како у смислу топографије, тако и у смислу позиције грешака модела.

Панонски басен, познат и као Карпатски басен или централни Дунавски басен, један је од највећих затворених басена на свету и налази се у југоисточном делу централне Европе. Овај басен је окружен Алпима на северозападу, Карпатима на североистоку и Динарским Алпима на југозападу, и чини подрегион Дунавског слива. Панонска низија се простире на територијама следећих држава: Мађарске, северне Србије, североисточне Хрватске, североисточне Словеније, источне Аустрије, западне Словачке, западне Украјине и западне Румуније. Током геолошких епоха миоцена и плиоцена, у овој области постојало је древно Панонско море. Затворена структура Панонске низије чини овај регион вредном природном лабораторијом за проучавање водног и радијационог биланса (Ceglar и сар., 2018; PannEx White Book, 2019). Са друге стране, овај регион је од круцијалног економског значаја у региону због сектора пољопривреде који је најугроженији због осмотрених и очекиваних будућих климатских промена, услед интезивнијих и чешћих топлотних таласа током године, пролећних и летњих суша, мање доступности воде за иригацију, пролећног мраза, итд. (PannEx White Book, 2019). Додатно, орографске карактеристике релативно равног и хомогеног терена, уз густу мрежу метеоролошких станица, омогућавају детаљно проучавање процеса као што су интеракције између атмосфере и тла, падавинских система, као и површински радијациони и хидролошки биланс (PannEx White Book, 2019). Због ових бенефита, основана је иницијатива и експеримент под називом *Pannonian Basin Experiment*, који је део пројекта *Global Energy and Water Exchanges* (GEWEX) у оквиру програма *World Climate Research Programme* (WCRP), са циљем да се побољша разумевање компонената климатског система и њихових интеракција у Панонском басену.



Слика 3.1. Област верификације EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла. Област од интереса је Панонска низија која је представљена као неосенчена област и обележена пуном црном линијом. У доњем десном углу налази се шири регион југоисточне Европе, где је црвеним правоугаоником обележена површина која одређује границе главне слике Панонске низије (14°E, 27°E; 43.5°N, 50°N).

Слика 3.2 приказује домен регионалног климатског модела EBU-POM, који је коришћен за спровођење експеримената у циљу процене утицаја различитих класификација типова тла и повезаних параметара тла на грешке проузроковане интеракцијама између атмосфере и тла. Иако овај домен укључује и део Африке, овај регион није укључен у даље анализе, јер се ради о сувом подручју са ниским вредностима евапотранспирације. Због тога је утицај повратних спрега између влажности тла и температуре ваздуха, као и између влажности тла и падавина занемарљив. Фокус ове докторске тезе везан је за узроке систематске грешке проузроковане интеракцијама између атмосфере и тла, па сходно томе ове повратне спреге представљају централни део истраживања. Управо због већих вредности евапотранспирације, летњи период у европском региону изабран је као централна тема анализе. Област Панононске низије и део централне и источне Европе су од нарочитог интереса због израженог летњег прецењивања температуре ваздуха и потцењивања падавина, како од EBU-POM модела, тако и од EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла.



Слика 3.2. Домен регионалног климатског модела EBU-POM. Панонска низија је означена црном линијом.

3.2 Коришћени подаци приликом верификације климатских модела

Приликом верификације резултата EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла коришћен је референтни E-OBS сет података. Преузети су подаци о вредностима средње дневне температуре ваздуха, максималне дневне температуре ваздуха, минималне дневне температуре ваздуха и падавина из обе E-OBS и EURO-CORDEX базе података са просторним разлагањем 0.11° (приближно 12 km).

E-OBS сет података је проистекао из међународног пројекта под именом European Climate Assessment and Data (ECA&D) и добијен је тако што је европска мрежа метеоролошких станичних података интерполисана на правилну мрежу тачака просторног разлагања 0.25° и 0.11° (Klein и сар., 2002; Cornes и сар., 2018). Ова база података даје кључне информације о клими Европе за период од 1950. године до данас за климатске промењљиве попут средње дневне температуре ваздуха, дневне минималне и максималне температуре ваздуха, падавина, притиска на нивоу мора, средњег дневног интезитета ветра, средње дневне релативне влажности ваздуха и глобалне радијације (European Climate Assessment and Datasets, https://www.ecad.eu/). Дневни подаци наведених климатских величина су представљени средњаком ансамбла од 100 чланова који су добијени пертурбацијом осмотрених података са метеоролошких станица. Грешка средњака ансамбла који представља највероватније осмотрено стање неке величине, тј. процена неизвесности ансамбла, је одређена разликом између 5. и 95. перцентила расподеле ансамбла (European Climate Assessment and Datasets, https://www.ecad.eu/; Cornes и сар., 2018). Пројекат ECA&D је покренут 1998. године са главним циљем да упоређује временске серије са различитих метеоролошких станица широм Европе, како би се стандардизовали и умрежили метеоролошки подаци, извршила контрола података и анализа екстремних временских догађаја. Због тога што су за климатске анализе неопходне што дуже временске серије неке климатске промењљиве, а нарочито у сврху анализе екстремних временских догађаја, ECA&D пројекат је примењивао различите тестове контроле података временских серија и испитивања нехомогености станичних података због промене осматрачких пракси на станицама током времена. Сходно томе, станични подаци који су задовољили критеријуме тестова контроле и хомогености су уврштени у E-OBS базу података. Наведена методологија контролних тестова је описана у техничком извештају ECA&D под именом „Algorithm Theoretical Basis Document" (https://knmi-ecad-assets-prd.s3.amazonaws.com/documents/atbd.pdf). Дневни метеоролошки подаци су добијени из густе мреже климатолошких станица измерених од стране различитих националних хидрометеоролошких завода и истраживачких климатских центара у Европи и Медитерану. Густина мреже метеоролошких станица варира од региона до региона, док су грешке у пољу падавина веће него температурне грешке у E-OBS сету података (Hofstra и сар., 2009). Детаљнији подаци о мрежи метеоролошких станица и њиховој покривености широм Европе доступни су на: https://www.ecad.eu/dailydata/datadictionary.php. Главни узрок неизвесности у одређеним регионима Европе у E-OBS сету података је недовољна просторна покривеност метеоролошким станицама, које су неопходне за интерполацију на правилну мрежу тачака. Ова просторна нехомогеност доступних метеоролошких станица има нарочито негативан ефекат на процене падавина (Hofstra и сар., 2009; Hofstra и сар., 2010; Kyselý и Plavcová, 2010). Иако је Панонска низија регион са мањом густином метеоролошких станица у поређењу са западном и централном Европом и Уједињеним Краљевством (European Climate Assessment and Datasets, https://www.ecad.eu/; PannEx White Book, 2019), E-OBS подаци су често коришћен сет података за климатске анализе широм Европе. У многим научним радовима, E-OBS подаци представљају круцијалан референтни осмотрени сет климатолошких података на правилној мрежи тачака који омогућава верификацију различитих климатских модела и анализу климе у

Европи (Min и сар., 2013; Lenderink, 2010). Међутим, присутна неизвесност E-OBS података се треба узети у обзир приликом климатолошких анализа, нарочито ако се посматрају падавине чије вредности прилично варирају у зависности од избора референтног сета података (Kotlarski и сар., 2017; Prein и Gobiet, 2017a).

EURO-CORDEX база података (Jacob и сар., 2020; Jacob и сар., 2014) је настала 2009. године као резултат иницијативе под именом CORDEX у оквиру интернационалног програма WCRP, чији је главни циљ био да координише напредак климатског моделирања и разумевање комплексне природе климатског система. Основна идеја CORDEX иницијативе била је израда регионалних пројекција будуће климе за све делове света. Ови подаци су служили као основа за анализу климатских промена у Петом извештају (енг. *Fifth Assessment Report* - AR5) Међувладиног панела за климатске промене (енг. *Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC*). Стога, CORDEX база података нуди резултате ансамбла великог броја различитих регионалних климатских модела чије су интеграције за прошли и будући период (климатске симулације и пројекције) добијене од различитих признатих климатских центара широм света. Иницијатива CORDEX такође је имала за циљ да обезбеди координисану платформу за верификацију регионалних климатских модела и њихове резултате с високим просторним разлагањем од 0.11°. За разлику од тада већ постојећих глобалних климатских модела и грубљег просторног разлагања, ова платформа омогућава да се резултати климатских модела користе у регионалним студијама о утицају климе на различите социо-економске секторе друштва и планирању мера адаптације на измењене климатске услове (Giorgi и сар., 2009). Сходно чињеници да су климатске симулације и пројекције урађене за читав свет, EURO-CORDEX база података означава CORDEX податке добијене за област Европе. Са друге стране, регионални климатски модели захтевају почетне и бочне граничне услове од глобалних климатских модела, па су регионални климатски модели доступни на EURO-CORDEX бази података користили резултате глобалних климатских модела из пројекта Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5).

У табели 3.1 је дат списак EURO-CORDEX климатских симулација са девет регионалних климатских модела просторног разлагања од 0.11°. Ових девет различитих регионалних климатских модела користили су почетне и бочне граничне услове од различитих глобалних климатских модела, тако да је у првом делу докторске дисертације анализирано укупно тридесет климатских симулација. Списак климатских симулација у табели 3.1 представља највећи доступни ансамбл регионалних климатских модела на EURO-CORDEX платформи, који истовремено пружа податке о средњој, минималној и максималној дневној температури ваздуха, као и о падавинама за одговарајуће комбинације регионалних и глобалних климатских модела. У претходним студијама, верификација регионалних климатских модела није обухватала ансамбл сачињен од наведеног броја климатских симулација, већ само његов део. То је било због тога што је одређени подскуп регионалних климатских модела коришћен, на пример, за студије утицаја климатских промена на пољопривреду, шумарство, хидрологију и слично, а не за анализу карактеристика читавог EURO-CORDEX ансамбла за одређени регион. С друге стране, као што је већ поменуто, верификација већег броја чланова ансамбла регионалних климатских модела високог просторног разлагања у другим радовима обављана је за шире регионе, као што су западна, источна, централна и јужна Европа, а не за специфичне области попут Панонске низије. Такође, у табели 3.1, у колони посвећеној глобалним климатским моделима, налазе се ознаке „r1”, „r2”, „r3” и „r12”, које указују на различите реализације истог глобалног климатског модела. Различита реализација глобалног климатског модела значи да су параметризационе шеме физичких процеса у моделу у оквиру истог глобалног климатског модела различите или да су почетни услови различити (пертурбовање почетних услова код глобалног климатског модела). Симулације са истим регионалним климатским моделом, а различитим глобалним климатским моделом служе у овој анализи за процену ефекта бочних граничних услова на

динамичку регионализацију. Са друге стране, различите реализације истог глобалног климатског модела укључују утицај природне варијабилности у ансамбл, као и неизвесност услед различитих параметризација физичких процеса модела (Kendon и сар., 2010). Наведене симулације описане у табели 3.1 су доступне на https://www.euro-cordex.net/060378/index.php.en (приступљено дана 28.10.2024.)

Табела 3.1. Преглед EURO-CORDEX регионалних климатских модела коришћених у верификацији резултата модела. Бројеви у последњој колони служе за разликовање различитих комбинација регионалних и глобалних климатских модела у анализи. Референце за сваки регионални климатски модел су описане у Jacob и сар. (2014).

Институција	Регионални климатски модел	Глобални климатски модел	Редни број симулације
CNRM (Météo France)	ALADIN 5.3	CNRM-CM5 r1	1
CNRM (Météo France)	ALADIN 6.3	CNRM-CM5 r1	2
RMIB-UGent (Royal Meteorological Institute of Belgium and Ghent University)	ALARO-0	CNRM-CM5 r1	3
CLMcom (CLM Community with contributions by BTU, DWD, ETHZ, UCD, WEGC)	CCLM 4.8.17	CNRM-CM5 r1	4
		EC-EARTH r12	5
		HadGEM2-ES r1	6
		MPI-ESM-LR r1	7
DMI (Danish Meteorological Institute, Copenhagen, Denmark)	HIRHAM 5	CNRM-CM5 r1	8
		EC-EARTH r12	9
		EC-EARTH r1	10
		EC-EARTH r3	11
		HadGEM2-ES r1	12
		NCC-NorESM1-M r1	13
KNMI (Royal Netherlands Meteorological Institute, Ministry of Infrastructure and the Environment)	RACMO 2.2E	CNRM-CM5 r1	14
		EC-EARTH r12	15
		EC-EARTH r1	16
		EC-EARTH r3	17
		HadGEM2-ES r1	18
SMHI (Rossby Centre, Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrkoping Sweden)	RCA 4	CNRM-CM5 r1	19
		EC-EARTH r12	20
		EC-EARTH r3	21
		IPSL-CM5A-MR	22
		HadGEM2-ES r1	23
		MPI-ESM-LR r1	24

		NCC-NorESM1-M r1	25
GERICS (Climate Service Center Germany, Hamburg, Germany)	REMO 2009	MPI-ESM-LR r1	26
		MPI-ESM-LR r2	27
GERICS (Climate Service Center Germany, Hamburg, Germany)	REMO 2015	IPSL-CM5A-LR r1	28
		NCC-NorESM1-M r1	29
		NOAA-GFDL-GFDL ESM2G r1	30

3.2.1 Верификација климатских модела

Верификација климатских модела је веома битан поступак у климатском моделирању који испитује да ли одређени климатски модел меродавно репрезентује осмотрену климу неког региона. Поступак верификације климатског модела омогућава да се детектују недостаци и уклоне грешке климатског модела у симулирању климе. Из разлога што се приликом верификације климатског модела оцењује способност модела да симулира климу одређеног региона, од модела се очекује да статистичке особине одређене моделиране климатске променљиве буду упоредиве са осмотреном климом. Стога, методи верификације су уско повезани са дефиницијом климе, јер представља предмет верификације. Светска метеоролошка организација (енг. *World Meteorological Organization - WMO*) дефинише климу помоћу средње вредности и варијабилности измерених метеоролошких елемената, на одређеној локацији, током одговарајућег дужег временског периода (најчешће се узима период од 30 година) (https://wmo.int/topics/climate). Важна особина климе је њена варијабилност која означава очекивани опсег промена унутар кога се могу наћи поједине компоненте система током посматраног дужег вишегодишњег периода. На тај начин климу одређеног региона одређују расподеле вероватноћа појављивања одређених стања или феномена. У ту сврху користе се статистичке величине попут средње вредности или стандардне девијације за опис климе, али и повратни периоди или фреквенције појављивања екстремног догађаја одређеног трајања или интезитета (Hawkins и Sutton, 2011). Дакле, приликом верификације се упоређују најчешће први и други момент расподеле, односно средње вредности и варијансе, симулиране и осмотрене климе за дати период у прошлости (Kržić и сар., 2011). Статистичке оцене у верификацији климатских модела су сличне као у прогнози времена, па се користе оцене попут средње грешке, средње апсолутне грешке, корена средње квадратне грешке, коефицијента корелације и слично. У наставку овог поглавља биће описане коришћене статистичке оцене и методи за верификацију регионалних климатских модела у оквиру EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла.

У резултатима климатских модела постоје три извора неизвесности: неизвесност у погледу емисија гасова са ефектом стаклене баште, која се решава скупом различитих емисионих сценарија; моделска неизвесност, која проистиче услед нумеричке формулације једначина динамике климатских компоненти и избора параметризационих шема физичких процеса у климатском систему; и неизвесност у климатским пројекцијама, која потиче из унутрашње варијабилности климатског система. Пошто се почетни услов за климатске интеграције не добија из осматрања, фазе у којима се налазе ове климатске осцилације у почетном услову могу бити померене у односу на реалне вредности. Ова разлика у осмотреном стању климатског система и симулираним вредностима система је условљена унутрашњом

варијабилношћу климатског система и значајна је када се ради о краћим интеграцијама. У случају дужих интеграција, разлика у фази природних климатских осцилација постаје мање значајна, јер се приликом извођења дугорочних статистика из резултата климатског модела посматра правилно симулирање учесталости ових феномена и њихове амплитуде, без обзира да ли се поједине фазе временски подударају са осмотреним. Ове три врсте неизвесности могу бити квантификоване уколико су нам доступне пројекције више климатских модела и за више сценарија (Djurdjević и Tošić, 2017). На тај начин климатски ансамбл омогућава најбољу процену будућег стања климатског система заједно са неизвесношћу, која се најчешће изражава одговарајућим опсегом могућих стања. То је нарочито значајно ако узмемо у обзир да су главни узрок неизвесности параметризационе шеме подмрежних процеса попут турбуленције, падавина великих размера, конвективних падавина, зрачења у атмосфери, физичких процеса на тлу, итд. Ове неизвесности углавном настају јер се приликом параметризација физичких процеса често користе апроксимације, било ради поједностављења комплексних појава, било због непознаница у дефинисању и опису датих процеса подмрежних размера.

Дакле, резултати пројекција за различите сценарије мулти-моделских ансамбала користе се за студије процене утицаја промене климе на различите социо-економске секторе, радије него резултати појединачних модела који садрже грешке проузроковане непремостивим изворима неизвесности. У последњих десетак година, велики пројекти су развијани са циљем да се организују и координишу симулације мулти-моделских ансамбала за потребе истраживања. Ове симулације представљају снажну основу за подршку извештаја IPCC, који је основан 1988. године од стране WMO и Програма Уједињених нација за животну средину (енг. *The United Nations Environment Programme – UNEP*). У раду IPCC-а учествују научници и стручњаци из читавог света, који у складу са усвојеним процедурама IPCC-а, учествују у припреми научно-техничких извештаја, методологија и упутстава који чине стручно-техничку основу за спровођење Оквирне конвенције Уједињених нација о промени климе и њеног Протокола из Кјота. Први велики европски пројекат који је објединио регионалне климатске моделе потребне за мулти-моделски ансамбл климатских модела био је пројекат PRUDENCE, који је трајао до 2004. године. Следећи европски пројекат био је ENSEMBLES, који је трајао до 2009. године, након чега је 2011. године започет трећи европски пројекат под називом EURO-CORDEX. Просторно разлагање код регионалних климатских модела који су коришћени у мулти-моделском ансамблу је хронолошки повећавано, почев од просторног разлагања од 50 km између тачака модела (PRUDENCE 2001-2004), затим резолуције од 25 km (ENSEMBLES 2004-2009), а на крају је просторна резолуција достигла 12 km (EURO-CORDEX, 2011-данас). Такође, експерименти временских исечака (енг. *time slice experiments*) код регионалних климатских модела имали су интеграције од 30 година (PRUDENCE) и интеграције које обухватају период 1951-2100 (ENSEMBLES и CORDEX). Код пројекта ENSEMBLES, регионални климатски модели су користили бочне граничне услове од једног глобалног климатског модела (енг. *Global Climate Model – GCM*) у оквиру мулти-моделског ансамбла и емисионе сценарије *SRES A2* и *B2*. У пројекту EURO-CORDEX, бочни гранични услови су узети од више различитих глобалних климатских модела и имали су различите *RCP (*енг. *Representative Concentration Pathway)* емисионе сценарије (Christensen и сар., 2019).

Стога, резултати EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла се користе у студијама утицаја климатских промена на различите социо-економске секторе друштва и животну средину, и неопходни су за анализе због тога што су у регионалним климатским моделима високог просторног разлагања поједини физички процеси боље разложени и представљени на мрежи тачака. Резултати регионалних климатских модела боље симулирају климу одређеног региона, јер садрже такозвану додатну вредност (енг. *added value*) у односу на резултате глобалних климатских модела грубљег просторног разлагања (Coppola и сар., 2021), што се

нарочито истиче у бољем симулирању падавина изнад области са комплексном топографијом или конвективних падавина (Torma и сар., 2015; Fosser и сар., 2015; Coppola и сар., 2021; Djurdjević и Tošić, 2017; Heikkilä и сар., 2011; Prömmel и сар., 2010). Услед бољег просторног разлагања у регионалним климатским моделима, топографија је реалније приказана, што даље повлачи да у областима комплексне топографије регионални климатски модели боље симулирају падавине и климу региона од интереса (планинске регије, градове, приобалне области). Упоређујући резултате регионалних и глобалних климатских модела, закључак је да чак сигнал климатских промена у погледу падавина може бити супротног знака у климатским пројекцијама, па сходно томе, због грубљег разлагања у глобалним моделима, мора се пазити када се ти модели користе у студијама процене утицаја промене климе на социо-економске секторе друштва где су падавине битан параметар утицаја (Torma и сар., 2015). Из овога проистиче да је верификација EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла веома битна, како би се анализирали недостаци климатских модела, који су у овом истраживању окренути ка систематској грешки проузрокованој интеракцијом између атмосфере и тла.

3.2.2 Статистичке оцене и статистички тестови

Да би се упоредили резултати EURO-CORDEX климатских модела и референтни сет података E-OBS, неопходно је представити климатске променљиве на истој мрежи тачака са идентичним просторним разлагањем. У ту сврху, коришћен је софтвер „Climate Data Operators" (CDO) (Schulzweida, 2023) за извршавање билинеарне интерполације резултата EURO-CORDEX модела на мрежу E-OBS референтног поља. Такође, статистичке оцене верификације осредњене су и представљене за област Панонске низије, па је било неопходно направити маску за ту област. Бинарна маска обухватила је правоугаони регион представљен на слици 3.1, у којој су све тачке са надморском висином испод 200 m на заједничкој мрежи имале вредност 1, док су остале имале вредност 0. Сходно томе, ова бинарна маска коришћена је за представљање резултата у области Панонске низије.

У првом делу истраживања испитивала се грешка климатских модела у симулирању температуре и падавина у области Панонске низије током лета. Коришћени су сирови (необрађени) подаци са EURO-CORDEX базе података, уместо статистички обрађених резултата климатских модела, када је грешка у односу на осмотрене услове минимизована (енг. *bias adjustment*). Дакле циљ је био да се детектује потенцијална грешка у пољима температуре и падавина изазвана интеракцијом између атмосфере и тла, а која не би била видљива да су се посматрали статистички обрађени резултати модела. Статистичке оцене верификације представљене су за период 1971-2000, док су оцене за периоде 1951-1980 и 1961-1990 дате у Прилогу 1. Период 1971-2000 првенствено је изабран за анализу због веће доступности резултата различитих EURO-CORDEX климатских модела (већи ансамбл) и због повећане тачности осмотреног референтног сета података у поређењу са ранијим тридесетогодишњим периодима.

Визуализација статистичких оцена верификације за сваку појединачну климатску симулацију представљену у табели 3.1 је урађена помоћу Тејлоровог дијаграма (Taylor, 2001). Тејлоров дијаграм, који се често користи у научним радовима, практичан је алат за концизно сумирање три различите оцене верификације: коефицијента корелације, корена средње квадратне грешке и односа стандардних девијација. Овај дијаграм је нарочито погодан за евалуацију комплексних модела или различитих експеримената у оквиру истог модела у

случају модификације. Taylor (2001) је показао да постоји геометријска веза између ове три величине:

$$E'^2 = \sigma_f^2 + \sigma_r^2 + 2\sigma_f\sigma_r R$$

где је E' ознака за центрирани корен средње квадратне грешке, R коефицијент корелације, а σ_f и σ_r стандардне девијације моделираног и осмотреног поља, респективно. Тејлоров дијаграм се конструише на основу наведене једначине и косинусне теореме која гласи:

$$c^2 = a^2 + b^2 - 2ab\ cos\ \varphi$$

где су a, b и c странице троугла, а φ је угао наспрам странице c. Уколико се конструише троугао са страницама E', σ_f и σ_r, а косинус угла између σ_f и σ_r се представи помоћу коефицијента корелације R, онда се на једном дијаграму графички могу приказати све три оцене. Коефицијент корелације се рачуна по следећој формули (Taylor, 2001):

$$\mathrm{R} = \frac{\frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N} (f_n - \overline{f})(r_n - \overline{r})}{\sigma_f \sigma_r}$$

где су f_n и r_n вредности варијабли у тачки у простору или кораку у времену чија се јачина и правац везе испитује, N је укупан број тачака у простору или корака у времену, а $\overline{f}$, $\overline{r}$, σ_f и σ_r су средње вредности и стандардне девијације одговарајућих варијабли, респективно. Средња вредност и стандардна девијација се добијају за поље f и r за просторну област са правилном мрежом N тачака. Коефицијент корелације мери правац и јачину везе између два скупа података, али не и колико они варирају у апсолутним вредностима (амплитуда варијације), као што је дефинисано њиховим стандардним девијацијама (Taylor, 2001). Примера ради, два скупа података могу имати висок коефицијент корелације што указује да могу имати сличан облик промена тако да се промена једног сета података може предвидети помоћу другог, док њихове амплитуде варијације могу бити различите. Битно је напоменути да се горе наведени израз за коефицијент корелације односи на Пирсонов коефицијент корелације који мери линеарну корелацију између две варијабле. Опсег вредности коефицијента корелације је између -1 и +1. Вредност -1 означава савршену негативну линеарну повезаност две варијабле, а +1 означава савршену позитивну линеарну повезаност две варијабле. Савршена линеарна повезаност означава да се све вредности две варијабле на графикону налазе на једној линији, а та линија може имати позитиван или негативан нагиб. Када је нагиб негативан, повећање једне променљиве доводи до смањења друге, и обрнуто. Насупрот томе, позитиван нагиб значи да пораст једне променљиве прати пораст друге. Корелациони коефицијент не открива колико та линија расте или опада (осим када је коефицијент нула). То је одређено нагибом, који се добија из линеарне регресије, а не из самог коефицијента корелације (Wilks, 2011). Такође, коефицијент корелације се може дефинисати према горе наведеној формули као коваријанса између две варијабле подељена производом њихових стандардних девијација. На тај начин Пирсонов коефицијент корелације постаје универзална и бездимензиона мера која показује само правац и јачину везе између два скупа података, без утицаја јединица променљивих као код коваријансе. Због стандардизације коваријансе кроз дељење са стандардним девијацијама резултати се могу поредити иако немају исте јединице (Wilks 2011). Иако не постоје тачно прописане вредности, јачина корелације може се приближно одредити према следећој скали: вредности од -1.0 до -0.7 дефинишу се као јака негативна корелација, од -0.7 до -0.3 као слаба негативна корелација, од -0.3 до +0.3 сматра се да указују на одсуство корелације, од +0.3 до +0.7 означавају слабу позитивну корелацију, док се вредности од +0.7 до +1.0 дефинишу као јака позитивна корелација (Clarke и Cooke, 1998). За прецизније одређивање јачине корелације, може се

применити Студентов т-тест као параметарски тест значајности, који омогућава статистичко испитивање значаја и величине корелације.

Са друге стране, статистика позната као корен средње квадратне грешке (означена ознаком E), која се користи да квантификује разлику између два поља је дефинисана изразом:

$$\mathrm{E} = \left[\frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N} \quad [f_n - r_n]^2\right]^{\frac{1}{2}}$$

Увођењем центрираног корена средње квадратне грешке модела E' и укупне просечне грешке модела $\overline{E}$ (енг. *overall bias*), корен средње квадратне грешке E се може дефинисати на следећи начин (Taylor, 2001):

$$\mathrm{E}^2 = \overline{E}^2 + E'^2$$

где су $\overline{E}$ и E' дефинисани као:

$$\overline{E} = \overline{f} - \overline{r}$$

$$E' = \left\{\frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N} \quad \left[\left(f_n - \overline{f}\right) - \left(r_n - \overline{r}\right)\right]^2\right\}^{\frac{1}{2}}$$

На овај начин центрирани корен средње квадратне грешке представља разлику између два сета података када се уклони просечна укупна грешка модела. Функција центрираног корена средње квадратне грешке је да одвоји разлику између два сета података од просечне разлике. Знајући да *bias* модела не даје информацију да ли се дати сетови података тј. обрасци разликују у фази или структури, центрирани корен средње квадратне грешке пружа увид колико су два обрасца слична у смислу облика, без обрзира ако један сет података има просечно веће вредности грешке. То значи да је фокус центрираног корена средње грешке у праћењу структуре обрасца и његове промене у поређењу са референтним пољем (нпр. сезонске промене код климатских модела), а не његових апсолутних вредности. Са друге стране, центрирани корен средње квадратне грешке не може да опише порекло разлике у обрасцима, у смислу да ли је дата грешка због разлике у фази или амплитуди варијација, јер оба ефекта доприносе грешци (Taylor, 2001). С тим у вези, Тејлоров дијаграм визуализује статистичке оцене које су комплементарне и дају ширу слику о пореклу грешака пре него да се само посматрала једна статистика.

Корен средње квадратне грешке модела је једнак нули само у случају да су све симулиране и осмотрене вредности у сваком кораку у времену потпуно идентичне, иначе је већи од нуле. Будући да се корен средње квадратне грешке добија квадрирањем одступања, ова оцена већу тежину даје већим грешкама, што може бити добра особина ове оцене, посебно ако су велике грешке непожељне. Ова оцена не говори о знаку девијације моделских вредности од осмотрених у смислу сазнања да ли су моделске вредности веће или мање од осмотрених, као у случају просечне грешке модела. Такође, корен средње квадратне грешке не зависи од варијансе грешака модела него од варијансе повезане са расподелом фреквенција магнитуда грешака (говори о начину на који су грешке распоређене). Примера ради, просечна грешка модела може бити блиска нули због компезационих грешака, док корен средње квадратне грешке може бити велики због непрецизности модела.

На Тејлоровом дијаграму x и y осе представљају стандардну девијацију, угао који заклапа права која спаја координатни почетак и дату ознаку модела са x осом одређује

коефицијент корелације, а кружнице чији је центар означен референтном ознаком на x оси су мера центрираног корена средње квадратне грешке. Поред статистичких оцена верификације на Тејлоровом дијаграму, приказана је просторна расподела укупне грешке модела ($\overline{E}$) за сваку симулацију која је представљена у табели 3.1, као и способност климатских модела да симулирају осмотрени тренд температуре (дефинисан преко коефицијента правца једначине линеарне регресије).

У другом делу рада, у којем су спроведени симулациони експерименти са EBU-POM климатским моделом, Студентов t-тест је коришћен за проверу стабилности средњих вредности између два подскупа представљена симулационим експериментима. Разлика између две средње вредности ових екперимената је значајна на нивоу поузданости p = 0.05, ако израчуната t-вредност премашује критичну t-вредност, при чему је степен слободе једнак n1 + n2 – 2, где су n1 и n2 величине узорка. Студентов t-тест је извршен помоћу *Python* библиотеке под именом *scipy*, која пружа методу за израчунавање t-теста за средње вредности два независна узорка. Библиотека и њена документација доступне су на следећем линку:

https://docs.scipy.org/doc/scipy/reference/generated/scipy.stats.ttest_ind.html.

Такође, за испитивање јачине повратних спрега између атмосфере и тла код EBU-POM експеримената коришћен је Пирсонов коефицијент корелације. Коефицијент корелације сматран је значајним ако је његова апсолутна вредност била већа од rc=0.198, где је rc критична вредност Пирсоновог коефицијента корелације на нивоу поузданости од 5%, утврђена на основу t-теста. С друге стране, статистичка значајност разлике у корелацијама између експеримената тестирана је коришћењем Фишеровог Z-теста. Прво је израчуната Z-вредност, која је затим конвертована у p-вредност ради процене значајности на нивоу поузданости p=0.05.

3.3 Симулациони експерименти са регионалним климатским моделом EBU-POM

У овом поглављу биће описана поставка експеримената са регионалним климатским моделом EBU-POM. Такође, приказане су мапе тла које класификују тло према текстури, дефинисаној параметрима који учествују у једначинама за описивање интеракција између атмосфере и тла. С тим у вези, биће објашњена улога најзначајних параметара тла који описују хидрауличке процесе у тлу и утичу на вертикалну расподелу влажности тла, а тиме на евапотранспирацију. На крају поглавља описана је метрика која је служила за процену јачине повратних спрега између атмосфере и тла, због тога што је у овој докторској дисертацији процењен утицај параметара тла на ову метрику. Такође, због експеримената осетљивости приликом процене утицаја параметара тла и њихове неизвесности, објашњени су коришћени статистички тестови значајности резултата.

3.3.1 Опис повезаног EBU-POM регионалног климатског модела

Регионални климатски модел EBU-POM је потпуно двосмерно повезани модел атмосфере, тла и океана (Djurdjevic и Rajkovic, 2010; Djurdjevic и Rajkovic, 2008). Овај модел је развијен на Институту за метеорологију при Физичком факултету Универзитета у Београду и користи се за динамичку регионализацију резултата глобалног климатског модела од кога се користе почетни и бочни гранични услови. Атмосферски део модела EBU-POM заснован је на моделу Eta/NCEP, док је океански део тродимензионални Принстонски модел океана (енг. *Princeton Ocean Model - POM*) (Blumberg и Mellor, 1987; Mellor, 2002). Оба модела су добро позната научној јавности и верификована. Модел Eta се годинама користио за оперативне временске прогнозе због предности вертикалне координате ета, док је POM широко примењиван, како у научним истраживањима, тако и у оперативним океанским прогнозама. У оквиру овог модела постоји посебан софтвер који омогућава двосмерну размену између компоненти модела током интеграције како би се на правилан начин третирале интеракције између различитих климатских компоненти. Везе између атмосфере, океана и тла су експлицитно представљене у EBU-POM моделу, са компонентама модела које размењују флуксеве топлоте и количине кретања, као и температуру површине мора и влагу тла у сваком атмосферском кораку времена који је дефинисан за физичке процесе у атмосфери (реда величине минута) (Djurdjevic и Rajkovic, 2008). Као што је наведено, подешавање флуксева у моделу је експлицитно и није решено *ad hoc* методом помоћу којег се додаје или одузима одређена количина енергије из балансне једначине за границу две средине како би систем био у балансу током дужих интеграција. Ове интеракције током дужих климатских интеграција играју веома значајну улогу у дефинисању климатског система и сваке климатске компоненте засебно. Слично као што океани складиште топлоту због великог топлотног капацитета воде, тако и тло акумулира влагу у тлу што заједно чини ,,меморију" климатског система кроз задржавање топлоте без значајне промене температуре дуги низ година.

Eta/NCEP атмосферска компонента EBU-POM модела парцијалне диференцијалне једначине динамике и физике атмосфере решава на полуразмакнутој E мрежи у Аракавиној нотацији (Winninghoff, 1968; Arakawa и Lamb, 1977). Овај начин нумеричког решавања наведених једначина тачније представља процесе подешавања (нпр. геострофско

подешавање). Како се Е мрежа састоји од збира две размакнуте С Аракавине мреже, за процесе подешавања коришћена је модификована експлицитна унапред-уназад шема за диференцирање по времену, како би се спречило интераговање решења са две С мреже и стварање резултујућег шума (Mesinger и сар., 1988). Eta/NCEP модел користи ета (η) вертикалну координату (Mesinger и сар., 1988). Детаљна документација о вертикалној ета координати и њеној предности у односу на сигма координату која прати орографију представљена је у следећим радовима: Janjić (1977), Janjić (1979), Janjić (1984), Janjić (1990) и Janjić (1994). Динамичко језгро модела користи конзервативну адвективну шему за све атмосферске променљиве, што омогућава правилну каскаду енергије од великих ка малим размерама кретања и представља веома важну карактеристику модела, нарочито у дугим интеграцијама, попут климатских интеграција (Janjić, 1984). Ради ефикасности, у моделу се користи Марчуков метод развдајања при чему кораци времена и коришћене нумеричке шеме за поједине подсистеме и процесе унутар комплексног система једначина нису једнаки (Marchuk, 1968; Mesinger, 1974; Janjić, 1979). Стога, за рачун спорих процеса, на пример адвекције и физичких процеса, изабран је релативно дуг временски корак, а рачун бржих процеса, на пример процес подешавања, обављен је у више краћих корака. Пошто код решавања примитивних једначина израчунавање адвективних чланова захтева највише рачунског времена, овим путем се могу остварити значајне временске уштеде. Дакле, у моделу постоје три временска корака, где је основни корак коришћен за брзе процесе подешавања, док је два пута дужи корак коришћен за интеграцију чланова адвекције, а четири пута дужи корак за физичке процесе, попут конвективних падавина, падавина великих размера, зрачења, турбуленције и приземних процеса везаних за модел за тло и приземну хидрологију. Физички пакет Eta модела користи шему зрачења преузету из ARPS модела (Pérez и сар., 2006), која представља модификацију GFDL шеме зрачења (Fels и Schwarzkopf, 1975). Ова модификација омогућава да концентрација гасова стаклене баште буде променљива величина током интеграције модела. На тај начин постаје могуће истраживати будуће пројекције климе под утицајем антропогених фактора у складу са различитим емисионим сценаријима. Остали физички процеси су параметризовани помоћу следећих шема и модела: приземни процеси су описани моделом тла Noah (Mahrt и сар., 1988), турбуленција у првом слоју модела описана је Монин-Обухов параметризацијом (Janjić, 1994), док се у осталим слојевима користи Mellor-Yamada 2.5 шема (Mellor и Yamada, 1974; Mellor и Yamada, 1982; Janjic, 1990), вискозни подслој је дефинисан у најнижем слоју модела (Janjić, 1996), а конвективни процеси су параметризовани Bets-Miller-Janjic шемом (Betts, 1986; Betts и Miller, 1986; Janjić, 1990).

Регионални климатски модел EBU-POM је раније коришћен у оквиру међународног пројекта SINTA за климатске интеграције у европско-медитеранском региону (Gualdi и сар., 2008). Резултати ових симулација и пројекција послужили су као основа за различите националне извештаје и студије које процењују утицај климатских промена на социо-економске секторе и животну средину. Поред тога, EBU-POM интеграције су део Med-CORDEX платформе, која је део међународне иницијативе CORDEX и фокусира се на Медитерански регион (Soto-Navarro и сар., 2020). Главни циљеви Med-CORDEX иницијативе су дубље разумевање климатских процеса и унапређење поузданости климатских пројекција за регион Медитерана, који се сматра једним од најрањивијих „жаришта" климатских промена (Ruti и сар., 2016).

У овој студији спроведена су два експеримента коришћењем регионалног климатског модела EBU-POM. Разлика између симулација огледа се у употреби два различита сета података за класификацију тла према текстури. Сваки сет података дефинише класе тла са специфичним параметрима који су битни у једначинама динамике и термодинамике процеса на површини и у унутрашњости земљишта. Ови параметри одређују физичке карактеристике тла и посредно учествују у једначинама размене флукса влаге, количине кретања и топлоте између земљишта и атмосфере. Домен интеграције модела представљен је на слици 3.2 у

оквиру поглавља 3.1, обухватајући читав европски континент, као и делове северне Африке и западне Русије. Просторно разлагање модела је 0.25° (~ 27 km), са 32 вертикална нивоа у атмосфери и временским кораком од 90 секунди. Период интеграције је од 1998. године до 2010. године, где прве две године представљају „spin-up" време. Овај распон од две године се у климатском моделирању узима као период током којег модел успоставља равнотежу са атмосферским форсирањем, тј. толико времена треба моделу да успостави добре почетне услове ако је грешка у почетним условима велика. Стога, анализа овог дела истраживања обухвата период од 11 година (2000-2010), са фокусом на летњу сезону. ERA5 реанализе су коришћене као почетни и бочни гранични услови неопходни за регионални климатски модел EBU-POM.

3.3.2 Noah модел тла

У оквиру EBU-POM регионалног климатског модела интегрисан је Noah модел тла, верзија 2.7.1 (Chen и сар., 1996), у коме су описани основни процеси у тлу. Овај модел за приземне процесе у тлу широко је примењиван и верификован у научној заједници. Првобитно је развијен за оперативну прогнозу времена у NCEP-у, а касније је нашао примену и у климатским моделима (Mahrt и сар., 1988; Ek и Mahrt, 1991). Током развоја, Noah модел тла је био тестиран, како у „online", тако и у „offline" режиму рада (Chen и сар., 1996; Mitchell и сар., 2005). Такође, још током 90-тих година прошлог века, Noah модел је прво тестиран и инкорпориран у Eta модел за прогнозу времена, како би се тачније описали физички процеси попут процеса на тлу и хидролошких процеса (Chen и сар., 1997; Niu, 2011). На овај начин у атмосферски модел су уврштене интеракције између атмосфере и тла које рачунају размене флукса топлоте, влаге и количине кретања између атмосфере и тла, и тиме обезбеђују доњи гранични услов за остале параметризације и процесе у моделу. Модел тла садржи једначине које описују комплексне физичке и биолошке процесе који утичу на расподелу енергије између флуксева латентне и осетне топлоте, које се дешавају на Земљиној површини узимајући у обзир тип земљишта, тип вегетационог покривача, снежни покривач, као и њихове физичке карактеристике (термичка проводљивост, кинетичка храпавост, водни капацитет, порозност, хидрауличка дифузивност и кондуктивност, влажност венуђа, итд.). На тај начин узима се у обзир нехомогеност Земљине површине која утиче на радијациони и хидролошки биланс климатског система.

Noah модел је свеобухватни модел тла који описује процесе на површини земље, значајне за енергетски и хидролошки биланс, са посебним акцентом на представљање флуксева латентне и осетне топлоте (Angevine и Mitchell, 2001). Како би се описала фракција вегетације, коришћен је NOAA/NESDIS глобални сет података са просторним разлагањем 0.144° изведен из петогодишње климатологије (Chen и сар., 1996). На овај начин, у моделу за тло је укључен годишњи циклус промене вегетације на одређеној локацији. Такође, мапа фракције вегетације која се користи у моделу за тло је статичка, што значи да се не мења динамички са временом током интеграције модела.

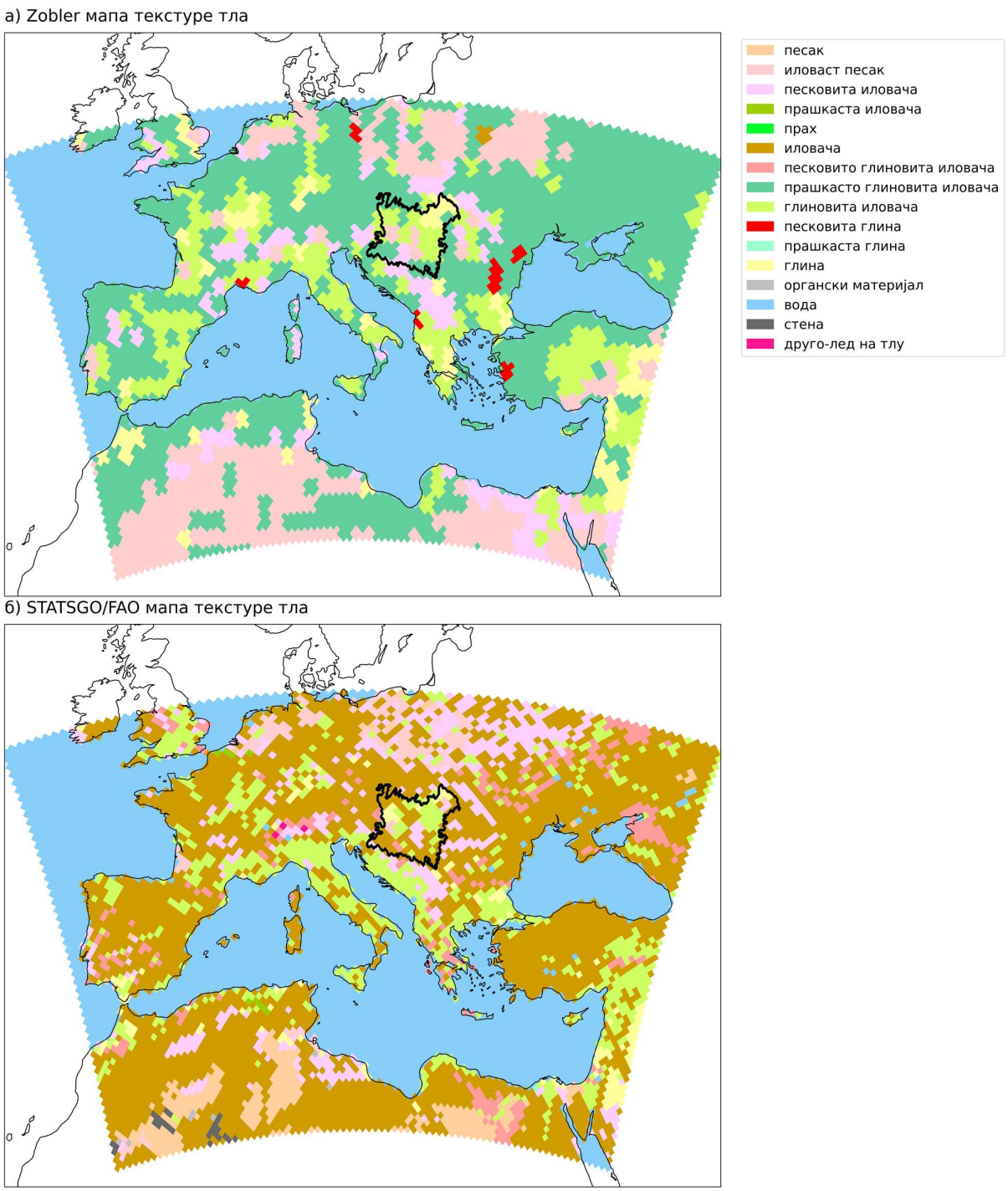
3.3.3 Реанализе и сателитски подаци за верификацију модела

Подаци из реанализа користе се првенствено за верификацију симулација климатског модела због недоступности осмотрених вредности промењљивих које су излаз из модела за тло, попут флуксева латентне и осетне топлоте, евапотранспирације, влаге тла, итд. Релевантни скупови података, попут ERA5 и ERA5-Land реанализа, као и хидролошке промењљиве засноване на сателитским подацима из GLEAM сета података (верзија 3.6a) (Martens и сар., 2017), са хоризонталном резолуцијом од 0.25°, интерполисани су на мрежу тачака модела ради поређења са резултатима регионалног климатског модела EBU-POM. Сваки скуп података је сходно намени одабран за верификацију специфичних промењљивих у моделу. На пример, компоненте евапотранспирације, као што су испаравање са голог тла, транспирација и испаравање из интерцепционог резервоара, валидирају се поређењем са GLEAM подацима.

3.3.4 Мапе типова тла: Zobler и FAO/STATSGO

Првобитна верзија регионалног климатског модела EBU-POM примењивала је Zobler сет података о текстури тла (слика 3.3а). У првом експерименту докторске дисертације коришћен је овај сет података са хоризонталним просторним разлагањем од 1° (~ 111 km), који је означен у даљем тексту као CTL експеримент. Zobler сет података је глобални сет података и изведен је из FAO (eng. *Food and Agriculture Organization*) мапе тла, која класификује тло према текстури тј. сврстава у класе према величини зрна земљишта попут „крупна", „средња", „ситна" или њихове комбинације, на основу удела глине, праха и песка у површинских 0.3 m тла. Zöbler (1986) је претворио ове информације о текстури тла у сет података на 1° x 1° мрежи тачака и доделио параметре тла свакој класи одређене текстуре тла. Главна сврха Zobler сета података о текстури тла је примена у глобалним климатским моделима, ради побољшања симулације хидролошког циклуса изнад области великих просторних размера.

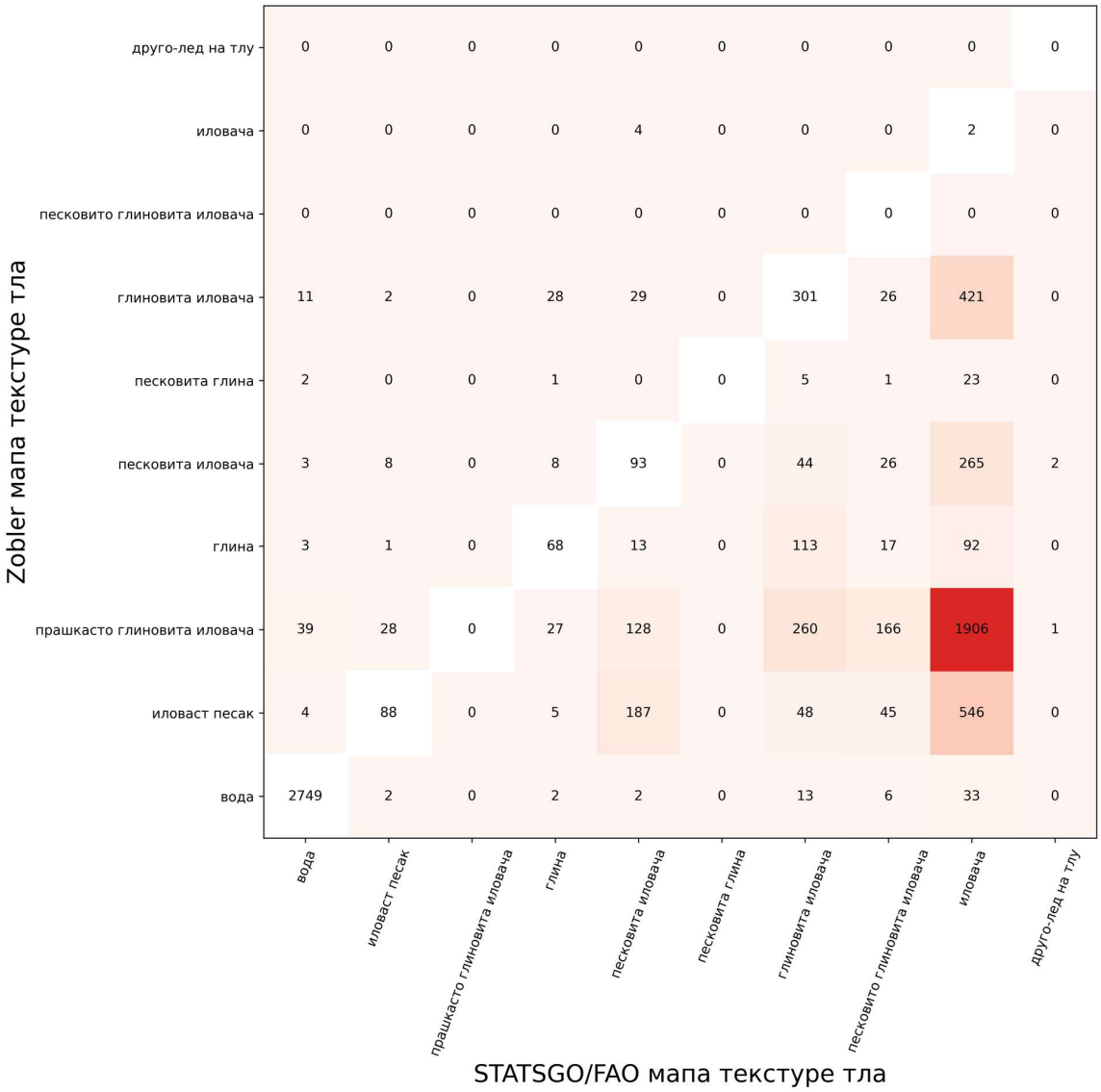
У другом експерименту ове дисертације коришћена је глобална хибридна мапа текстуре тла STATSGO/FAO (слика 3.3б) са финијим просторним разлагањем, која је у наставку означена као MOD експеримент. Ову мапу је израдио NCAR истраживачки центар за атмосферске науке (eng. *National Center for Atmospheric Research*), и она је широко коришћена и верификована у Noah LSM моделу тла. Ова мапа је хибридна мапа текстуре тла са хоризонталном резолуцијом од 5' (~ 9.2 km) у домену истраживања ове дисертације (Европа), и комбинује податке из FAO мапе тла и STATSGO мапе тла (енг. *State Soil Geographic*), чиме се побољшава тачност резултујуће мапе (FAO, 1991; FAO-UNESCO, 1971-1981; FAO-UNESCO, 1974; Miller и White, 1998). Доминирајућа класа тла према текстури за горњи и доњи слој земљишта из вишеслојног STATSGO скупа података изабрана је тако да одговара дубинама FAO мапе тла како би подаци били компатибилни, чиме су дефинисане класе тла за горњи и доњи слој тла. Мапа садржи 16 категорија текстуре тла, које прате USDA (енг. *United States Department of Agriculture*) таксономију тла за два слоја земљишта: горњи слој (0-0.3 m) и доњи слој тла (0.3-1 m). У Noah LSM моделу тла, у оквиру EBU-POM модела, коришћени су подаци само за горњи слој тла, како би се представила класа тла за сва четири слоја у моделу тла. Ова четири слоја тла представљају дубине за које климатски модел рачуна температуру и влажност као прогностичке промењљиве: 0-0.1 m, 0.1-0.4 m, 0.4-1 m, 1-2 m.



Слика 3.3. Класификација тла према текстури горњег слоја земљишта до дубине 0.3 m за домен EBU-POM модела према (а) Zobler мапи и (b) STATSGO/FAO мапи. Легенда представљена на горњој слици (а) односи се на обе слике. Област ограничена пуном црном линијом је Панонска низија.

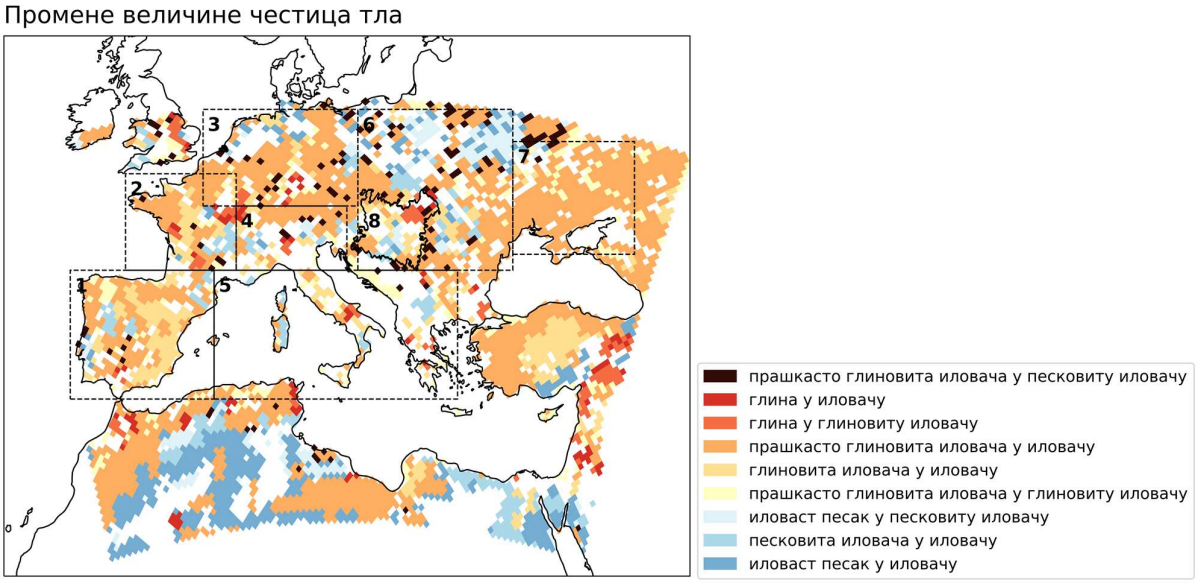
Како оба експеримента користе FAO мапу тла као основу, наведене две мапе које су коришћене у експериментима су директно упоредиве у погледу параметара тла и типова тла, као што је приказано на слици 3.3. Међутим, STATSGO/FAO мапа тла пружа финију и детаљнију просторну класификацију у поређењу са грубљом Zobler класификацијом. На слици 3.4 је представљен општи преглед транзиција прелаза једне класе тла у оквиру CTL експеримента у другу класу у оквиру MOD експеримента. Доминантне транзиције класа тла у оквиру домена модела које се уочавају на слици 3.4 су: из прашкасто глиновите иловаче у иловачу (37% укупне површине тла), из иловастог песка у иловачу (10.6% укупне површине тла) и из глиновите иловаче у иловачу (8.2% укупне површине тла). Укупни број тачака које се налазе на мрежи тачака у оквиру домена интеграције модела износи 7897. Међу њима, само 552 тачке нису погођене транзицијама класе тла у ова два експеримента (дијагонала квадрата представљена белом бојом на слици 3.4). Ове тачке чине само 10.7% укупне површине тла, ако се искључе тачке које покривају водену површину, које чине 34.8% укупне површине домена модела (2749 тачака). Стога, чак и приликом посматрања мапа тла са сличном FAO основом увиђају се значајне разлике у класификацији тла, које са собом носе неизвесност у процени параметара тла за сваку тачку у оквиру домена модела. Треба напоменути да су неки прелази показали само мање промене у хидрофизичким својствима тла, што ће се даље представити у секцији са резултатима.

б)



Слика 3.4. Кружни дијаграми под (а) приказују удео сваке категорије типа тла за цео домен интеграције модела за Zobler мапу (лево) и STATSGO/FAO мапу тла (десно). Доњи график (квадратна матрица) под (б) приказује број тачака на мрежи у којима је промењен тип тла одређене текстуре према Zobler мапи (вертикална оса) у одговарајућу категорију према STATSGO/FAO мапи тла (хоризонтална оса). Дијагонала матрице означена је белом бојом и представља број тачака у којима није дошло до промене типа тла (подударање типова тла код различитих мапа).

На слици 3.5 приказане су најчешће транзиције типова тла из Zobler класификације (CTL) у STATSGO/FAO (MOD) класификацију. Црвене нијансе у легенди одговарају промени текстуре тла ка већим честицама тла, док плаве нијансе указују на смањење њихове величине. Ова подела нијанса боја које говоре о повећању или смањењу честица тла су корисне, јер ће се у докторској дисертацији испитивати однос између параметара тла и величине честица тла, као и како дате промене утичу на површинске флуксеве и променљиве у приземном слоју атмосфере и тла. Величина честица тла за сваку класу тла је процењена на основу процентуалног удела песка, праха и глине чије су димензије познате (Прилог 3, табела П3.3). Са слике 3.5 увиђа се да је замена мапе тла грубље Zobler класификације са финијом STATSGO/FAO класификацијом довела до тога да се честице тла углавном повећају (црвене нијансе) у Европи. Изузеци се јављају у регионима Пољске и Белорусије у источној Европи и у деловима Панонске низије, где су се димензије честица тла смањиле (плаве нијансе). Нумерисане подобласти приказане на слици 3.5 су изабране према Christensen и Christensen (2007b), уз додатак региона северно од Црног мора (област одређена географском дужином од 30° до 45° E и географском ширином од 45° до 52° N) због значајних проблема са летњим исушивањем и загревањем у регионалним климатским моделима (Anders и Rockel, 2009).



Слика 3.5. Локације најчешћих транзиција типова тла из Zobler класификације (CTL) у STATSGO/FAO (MOD) класификацију. Црвене нијансе у легенди одговарају промени текстуре тла ка већим честицама тла, док плаве нијансе указују на смањење њихове величине. Европске подобласти су нумерисане и ограничене правоугаоницима: 1) Иберијско полуострво (ip) 2) Француска (fr) 3) Средња Европа (me) 4) Алпи (al) 5) Медитеран (md) 6) Источна Европа (ea) 7) Црно море (bs) и 8) Панонска низија (pan).

3.3.5 Најзначајнији параметри текстуре тла који одређују хидрофизичке особине тла

Текстура тла одређује хидрофизичка својства тла и игра кључну улогу у контролисању и вертикалној расподели влажности тла, што заузврат утиче на енергетски и хидролошки биланс на површини тла и атмосферу путем повратних спрега. Стога, параметри тла индиректно, пре свега, утичу на температуру ваздуха и падавине. Уобичајена методологија у климатском моделирању укључује коришћење табела са параметрима тла који су дефинисани према текстури тла (познате као CH78 и објашњене у поглављу 2.2.1). Ови параметри су неопходни за решавање једначина које описују интеракције између атмосфере и тла, као и за хидрауличке и термодинамичке процесе у тлу. С обзиром на то да су разлике у параметрима тла између CTL и MOD експеримената занемарљиве у тачкама мреже где није дошло до промене типа тла (често мање од неколико процената за поједине параметре), ово истраживање се фокусира на анализу утицаја промене типа тла у тачкама мреже услед различитих мапа текстуре тла коришћених у експериментима, као и на утицај текстуре тла на варијације параметара тла.

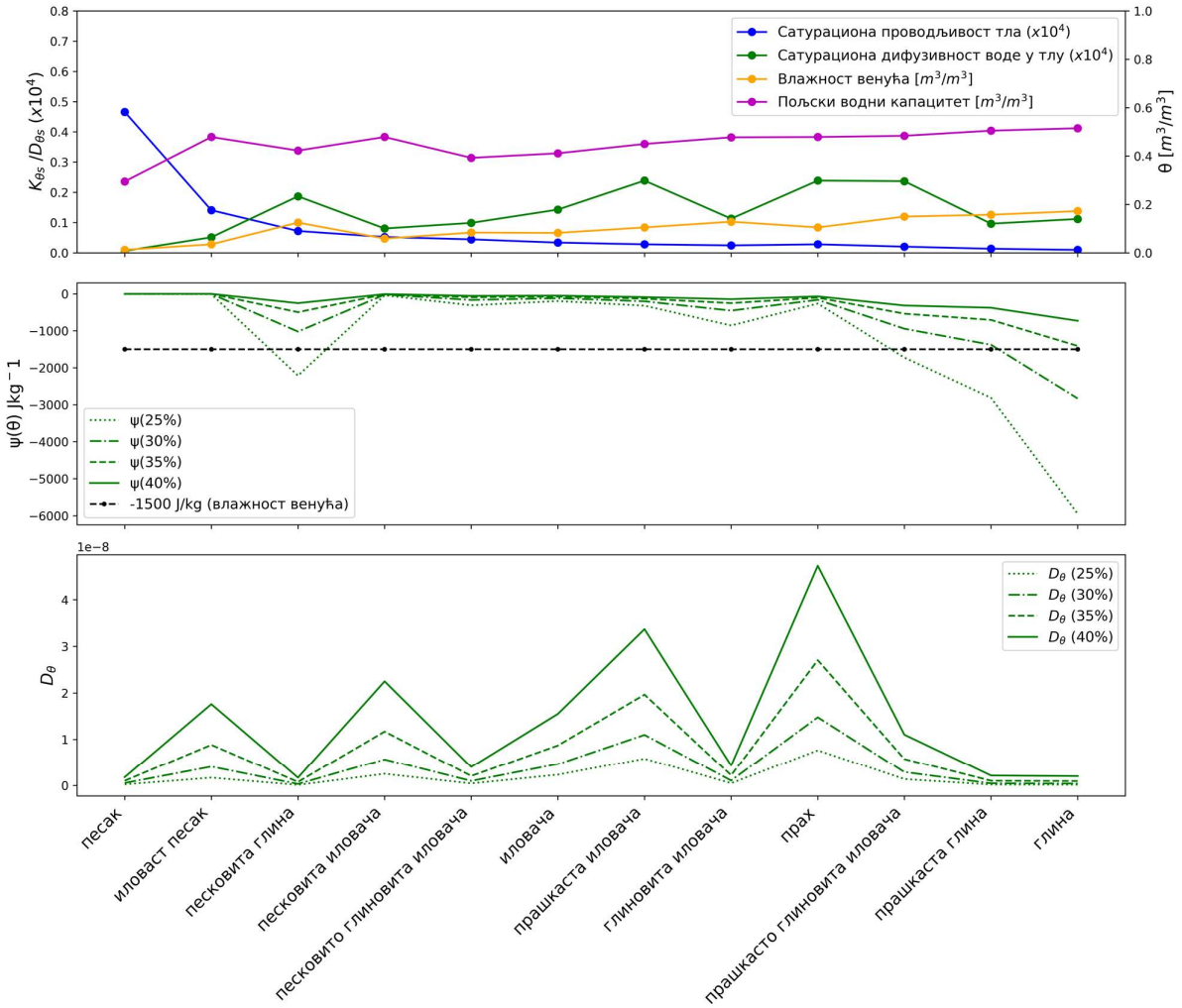
На слици 3.6 су представљени потенцијално најзначајнији параметри тла према једначинама наведеним у поглављу 2.2.1 који зависе од величина честица тла. Познато је да су сви параметри тла из CH78 табела (Прилог 3, табеле П3.1 и П3.2), које се користе у климатском моделирању и овој докторској дисертацији за представљање типова тла, нелинеарне функције сатурационог матричког потенцијала (ψ_s), сатурационе влажности тла (θ_{sat}) и b параметра. Међутим, у овој докторској дисертацији фокус истраживања био је да се испита веза параметара тла и величине честица тла, сходно чињеници да вертикална расподела пора у тлу утиче на садржај воде у тлу. На горњем првом графику на слици 3.6 представљени су пољски водни капацитет и влажност венућа као важни параметри који утичу на доступност воде у тлу, нарочито за транспирацију (Guillod и сар., 2013). У поглављу 2.2.1 су детаљно објашњени ови параметри који одређују максималну расположиву воду за транспирацију према хидрофизичким својствима тла, и учествују у једначини транспирације преко отпора који описује доступност воде у тлу према особинама тла (једначина 22б). Стварна количина воде доступна за транспирацију која може да се задржи у тлу током дужег периода (после гравитационе дренаже) налази се у ограниченом опсегу, између влажности венућа и пољског водног капацитета. Стога ови параметри индиректно утичу на процес транспирације, који је веома важан јер чини око 80–90% укупне евапотранспирације према GLEAM подацима и око 80% у EBU-POM моделу за Панонску низију (видети слику П2.1 у Прилогу 2). Сличан образац примећен је и у другим деловима Европе у умереном климатском појасу, иако тачне вредности удела у укупној евапотранспирацији могу благо да варирају. Као што је приказано на слици 3.6, пољски водни капацитет и влажност венућа зависе од текстуре тла (тип тла) и варирају у зависности од величине честица тла. Са смањењем величине честица тла, влажност венућа и пољски водни капацитет се повећавају. Примера ради, песковито тло услед великих пора у тлу, брзо губи воду после гравитационе дренаже, па има мањи пољски водни капацитет него глиновито тло које задржава више воде у ситнијим порама тла. С друге стране, Guillod и сар. (2013) су показали да вертикални хидраулички транспорт воде унутар тла такође утиче на доступност воде за евапотранспирацију. У том контексту, хидрауличка проводљивост тла повезана са гравитационом дренажом и дифузивност воде у тлу повезана са капиларним силама утичу на вертикални транспорт воде између слојева тла. Резултати студије Guillod и сар. (2013) указују на то да динамика и вертикални профил влажности тла показују минималну осетљивост на промену хидрауличке проводљивости тла, док су веома осетљиви на промену хидрауличке дифузивности воде у тлу. Стога, ови параметри су испитивани у овој докторској тези и приказани су на горњем графику на слици 3.6. Приказана је сатурациона хидрауличка

проводљивост тла ($K_{\theta S}$), која утиче на хидрауличку проводљивост тла (K_θ) (поглавље 2.2.1, једначина 24), и она опада са смањењем величине честица тла. То је у складу са чињеницом да, на пример, песковита тла која имају највеће честице тла и порозност, показују највећу хидрауличку проводљивост тла, јер имају највећи потенцијал гравитационе дренаже. С друге стране, сатурациона дифузивност воде у тлу ($D_{\theta S}$), која утиче на хидрауличку дифузивност воде у тлу (D_θ) (поглавље 2.2.1, једначина 25), варира у зависности од класификације типа тла и нема јасних индикација да директно зависи од величине честица тла.

На графику у средини и доњем графику на слици 3.6, приказани су матрички потенцијал тла (ψ) и хидрауличка дифузивност воде у тлу (D_θ) у зависности од класификације типа тла (величина честица тла) и садржаја воде у тлу израженог као проценат расположиве воде за коренску екстракцију и означеног као EWR (енг. *extractable water range*). На пример, 40% EWR је представљено следећим изразом:

$$40\%EWR = \frac{0.4 \times (\theta_{FC} - \theta_{WLT}) + \theta_{WLT}}{\theta_{SAT}}$$

где је θ_{FC} пољски водни капацитет, θ_{WLT} влажност венућа и θ_{SAT} сатурациона влажност тла. Проценат расположиве воде за коренску екстракцију подразумева различите нивое влажности тла како би илустровао однос између садржаја воде у тлу и описаних хидрауличких процеса у тлу, који заједно са хидрофизичким својствима земљишта (попут гранулометријског састава тј. величином честица тла) утичу на површинске флуксеве који одређују интеракције између атмосфере и тла. Иако је коришћена Ричардсова једначина заснована на прорачунима хидрауличке дифузивности воде у тлу у Noah моделу тла (поглавље 2.2.1, једначина 4), вреди размотрити и графички објаснити механизме евапотранспирације повезане са матричким потенцијалом тла. Разлог за то је што су и матрички потенцијал тла и дифузивност воде у тлу величине које описују исти процес вертикалног транспорта воде у тлу, па у једначинама у моделима тла фигурише једна од тих величина. На другом средишњем графику на слици 3.6, вредности матричког потенцијала близу нуле указују на то да евапотранспирација може да се деси уз минималну активациону енергију, док изражено негативне вредности указују на то да би биљке могле да имају потешкоће у екстракцији воде због утицаја матричког потенцијала, јер морају да га савладају. Ако матрички потенцијал по апсолутној вредности премаши праг влажности венућа, који је приказан у јединицама матричког потенцијала и означен црткастом сивом бојом на другом графику на слици 3.6, транспирација престаје код већине биљака (Stensrud, 2009). Слика 3.6 показује да матрички потенцијал тежи нули са повећањем садржаја воде у тлу. Такође, у случају када текстуру тла одређују веће честице тла (попут типова тла са већим уделом песка), матрички потенцијал је близак нули, док финије честице мањих димензија (попут типова тла са већим уделом глине), показују изражене негативне вредности матричког потенцијала како се садржај воде у тлу смањује. Слично томе, трећи доњи график на слици 3.6 приказује дифузивност воде у тлу, која показује исти образац вертикалног транспорта воде унутар тла, али описан другим параметром уместо матричког потенцијала. Веће позитивне вредности дифузивности воде у тлу указују на појачан вертикални транспорт воде и потенцијално већу евапотранспирацију у случају доступности воде у тлу за испаравање. Поред тога, оно што график матричког потенцијала не приказује јасно, јесте да разлика у дифузивности воде у тлу између различитих типова тла постаје израженија са повећањем садржаја воде у тлу.



Слика 3.6. На x-оси приказани су типови тла класификовани према STATSGO/FAO мапи (MOD експеримент), распоређени у опадајућем редоследу по величини честица тла с лева на десно. Први график приказује пољски водни капацитет (љубичаста боја) и влажност венућа (наранџаста боја), измерене као волуметријски садржај воде у тлу ($\frac{m^3}{m^3}$; горња десна y-оса). Сатурациона хидрауличка проводљивост тла $K_{\theta s}$ (плава боја) и сатурациона дифузивност воде у тлу $D_{\theta s}$ (зелена боја) приказани су као бездимензионалне величине (помножене фактором 10^4; горња лева y-оса). Други средишњи график приказује матрички потенцијал тла ψ [J/kg], израчунат према једначини 27 у поглављу 2.2.1, док трећи доњи график приказује хидрауличку дифузивност воде у тлу D_θ (бездимензиона величина, израчуната коришћењем једначине 25 у поглављу 2.2.1). Обе величине су представљене као функције процента расположиве воде за коренску екстракцију (EWR): 40% EWR (пуна зелена линија), 35% EWR (цртказта зелена линија), 30% EWR (тачка-цртказта зелена линија) и 25% EWR (тачкаста зелена линија).

3.3.6 Метрике одређивања јачине повратне спреге између атмосфере и тла

Метрика јачине повратне спреге између атмосфере и тла одређује колико атмосфера реагује на промене у аномалијама површинских услова на тлу који представљају доњи гранични услов за атмосферу (Koster и сар., 2006). У зависности од региона и климе, стање површине тла може или појачати или смањити размену флуксева и повратне спреге између тла и атмосфере (Lorenz и сар., 2015). У претходним истраживањима, јачина повратне спреге коришћена је као интегративна дијагностичка мера за интеракције између тла и атмосфере које могу значајно утицати на климу и њену варијабилност (екстремни климатски догађаји). У овој докторској дисертацији испитана је повратна спрега између влажности тла и температуре ваздуха, иако је повратна спрега између влажности тла и падавина такође значајна, али у овој дисертацији није испитана. Постоји много метода за идентификацију „жаришних области" у којима интеракције између атмосфере и тла значајно утичу на климу и показују изражену повезаност процеса на тлу и у атмосфери (Koster и сар., 2006; Seneviratne и сар., 2006). У овој дисертацији одабрана је метода заснована на Пирсоновом коефицијенту корелације између кључних променљивих које учествују у интеракцијама између атмосфере и тла и одређују површинске флуксеве.

У ранијим радовима, Dirmeyer (2011) и Dirmeyer и сар. (2014) предложили су следеће метрике које одређују повезаност процеса на тлу и у атмосфери и које се деле у две гране: једна која повезује стања тла са површинским флуксевима, и друга која повезује те флуксеве са условима који владају у атмосфери. У овом истраживању упоређене су метрике изражене преко коефицијента корелација из оба експеримента (CTL и MOD) како би се проценио њихов утицај на климу и екстремне климатске догађаје у периоду од 2000. до 2010. године. На тај начин испитан је утицај хидрофизичких својстава тла (текстура тла) на јачину повратних спрега. Приликом рачунања коефицијента корелације коришћене су десетодневне средње вредности без преклапања у току летње сезоне. Временска корелација је израчуната коришћењем софтверског алата CDO. Израчунате су следеће метрике:

а) корелације између флукса латентне топлоте (LE) и флукса осетне топлоте (H),

б) корелације између евапорационе фракције ($\frac{LE}{H+L}$) и укупне влажности тла до дубине од 1 m,

в) корелације између флукса латентне топлоте (LE) и температуре ваздуха на 2 m висине.

Метрика под а) илуструје начин прерасподеле нето радијационог зрачења на површини тла између флукса осетне и латентне топлоте, што помаже у идентификацији региона са режимом евапотранспирације који је ограничен влажношћу тла и режимом евапотранспирације који је ограничен нето радијационим зрачењем у оквиру повратне спреге између влажности тла и температуре ваздуха (Seneviratne и сар., 2010). Затим, метрика под б) карактерише процесе на тлу који повезују стање тла са површинским флуксевима, док метрика под в) представља атмосферску грану повратних спрега која повезује површинске флуксеве са условима који владају у атмосфери.

4 Верификација EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла током лета у Панонској низији

У овом поглављу биће представљена верификација EURO-CORDEX мултимоделског ансамбла за температуру ваздуха и падавине током лета на подручју Панонске низије. На почетку ће бити разматрани изазови и ограничења климатских модела у симулацији летње климе у различитим деловима Европе. Након тога, биће приказане различите верификационе оцене климе за област Панонске низије, која има велики привредни значај за централну и источну Европу.

4.1 Изазови и ограничења климатских модела у симулацији летње климе

Често се у научним радовима и извештајима наилази на термин летње исушивање климатских модела (енг. *summer drying problem*). Овај израз се незванично одомаћио у климатском моделирању због тога што је већ почетком 21. века примећено да већина симулација од стране регионалних климатских модела има карактеристику прецењивања температуре ваздуха и потцењивања падавина у поређењу са осматрањима током летње сезоне у различитим регионима света. То је примећено још у оквиру PRUDENCE пројекта у области југоисточне Европе и код регионалних и глобалних климатских модела (Christensen и Christensen, 2007b). Ситуација није била другачија ни код ENSEMBLES пројекта, где је овај проблем био присутан у области око Црног мора, тачније у северним и западним деловима те области (Kjellström и сар., 2010; Jacob и сар., 2007; Hagemann и сар., 2004; Moberg и Jones, 2004; Räisänen и сар., 2004; Vidale и сар., 2003; Noguer и сар., 1998; Christensen и сар., 1997). Чак је проблем летњег исушивања у регионалним климатским моделима био присутан и у евалуацијама такозваних *hindcast* симулација у оквиру пројекта CORDEX за период 1989–2008. године, за подручје југоисточне Европе (Kotlarski и сар., 2014). Тачан узрок задржавања грешке климатских модела у пољу температуре и падавина током летњег периода дуго је остао непознат, а грешка није уклоњена нити значајно смањена ни током развоја климатских модела. Евалуације пројеката PRUDENCE, ENSEMBLES и CORDEX показале су да је проблем летњег исушивања и даље присутан, упркос побољшању просторне резолуције регионалних климатских модела, повећању ансамбла и унапређењу регионалних и глобалних модела у нумеричким симулацијама.

С обзиром да је развој климатског модела изузетно комплексан посао који захтева да се модели појединачних климатских компоненти обједине у један модел, научници улажу вишедеценијски напор да га унапреде као систем и уклоне главне изворе неизвесности. У последњих 20 година постоји мноштво радова који сугеришу да извор грешке климатског модела једним делом лежи у моделу за тло који је повезан са климатским моделом и да је овај проблем неоправдано занемариван како у климатским моделима тако и у моделима за сезонску прогнозу времена (Seneviratne и сар., 2006; Guillod и сар., 2013; Seneviratne и сар., 2010; Davin и сар., 2016; Anders и Rockel, 2009). Испитивање интеракција између влаге у тлу и атмосфере је веома живо поље истраживања које се налази на граници између неколико великих научних

дисциплина, попут науке о клими, хидрологије, науке о атмосфери, физике тла и екофизиологије (Seneviratne и сар., 2010), док моделирање процеса на тлу игра веома значајну улогу не само у климатским моделима великих просторних размера у глобалним климатским моделима, већ и код регионалних климатских модела. Особине тла, описане кроз параметре тла који одређују његов тип и текстуру, између осталог одређују количину влажности тла која је круцијална променљива у климатском систему. Количина садржаја воде у тлу утиче на циклусе кружења воде, енергије и биохемијске циклусе и самим тим је битна компонента у интеракцијама између тла и атмосфере. Услед ефекта повратне спреге, влажност тла утиче на температуру ваздуха и падавине, тако што мења флуксеве на површини тла, попут латентне топлоте и осетне топлоте због процеса евапотранспирације (Seneviratne и сар., 2010). Јачина везе између влажности тла и евапотранспирације зависи од географске локације и најизраженија је у транзитној зони која се, услед климатских промена и повећања гасова са ефектом стаклене баште, помера ка северу, према централној и источној Европи. Због тога је важно посветити пажњу грешкама у представљању влаге тла у овој географској зони, јер оне могу имати значајан утицај на будуће климатске пројекције (Seneviratne и сар., 2006; Seneviratne и сар., 2010; Vogel и сар., 2018). Претходне студије указују на потребу за детаљнијим истраживањем интеракција између тла и атмосфере, као на пример тачност мапа тла (класификације тла одређене параметрима тла) у климатским моделима. Параметри тла преко влаге у тлу утичу не само на средње вредности температуре ваздуха и падавина, већ кроз варијабилност летње климе утичу и на екстремне догађаје, као што су суше и топлотни таласи (Guillod и сар., 2013; Fischer и сар., 2007a; Vogel и сар., 2017). Овај недостатак је највидљивији приликом верификације температуре ваздуха на 2 m током летње сезоне, и зато проузрокује грешку у симулирању климе најчешће у виду прецењивања температуре ваздуха које је нарочито изражено у одређеним регионима Европе (Guillod и сар., 2013). Са друге стране повратна спрега између влаге тла и падавина је дискутабилна и мање одређена па је самим тим отежано детектовање грешке у пољу падавина услед грешке у моделу за тло, јер су извори грешака у пољу падавина многобројни (Guillod и сар., 2013). Најновија истраживања доказују да климатски модели имају грешку у описивању двосмерне повратне спреге између падавина и влаге у тлу и самим тим доводе до грешака у овим пољима (Moon и сар., 2019). Промена температуре услед варирања параметара тла у њиховом опсегу могућих вредности, прецизније класификације типова тла или унапређеног модела са детаљнијим описом процеса у тлу може бити упоредива са опсегом неизвесности у мултимоделском ансамблу састављеном од различитих регионалних климатских модела. Ово наглашава значај проблема, с обзиром на то да се резултати таквих ансамбала високог просторног разлагања користе у описивању будуће климе и студији утицаја промене климе на човека и околину (Guillod и сар., 2013; Davin и сар., 2016).

У досадашњим истраживањима показано је да замена старијих мапа са новијим мапама тла бољег просторног разлагања са тачније описаним типом и текстуром тла и додатим прелазним типовима тла у моделима за тло унутар климатског модела доводи до бољих симулација климе. У тим симулацијама грешка температуре ваздуха и падавина у одређеним регионима значајно је смањена (температура се разликовала до 2°C и падавине до 20% у зависности од интензитета промене вредности параметара тла који описују одређену класу тла), нарочито у летњем периоду када су испуњени услови за повећану евапотранспирацију (Guillod и сар., 2013; Anders и Rockel, 2009). Прецењивање температуре ваздуха од стране регионалних климатских модела у југоисточној Европи, односно позитивна средња грешка модела (*bias*), може проистећи из више узрока. Једна од хипотеза је да ова грешка произилази из нетачне репрезентације карактеристика тла у региону, приказаних мапама текстуре тла које одређују параметре тла специфичне за одређене типове тла. На пример, у експериментима Anders (2015), модификацијом карактеристика тла у области Црног мора постигнуто је повећање влаге земљишта за 60% током летње сезоне у поређењу са контролним симулацијама. Ове локалне промене параметара у близини Земљине површине допринеле су

повећању влажности ваздуха и количине падавина, док је температура ваздуха опала за 1.5K. У тим модификованим симулацијама повећала се количина падавина већих размера и конвективних падавина (нпр. за 10% током јула), иако су вредности падавина остале ниже од осмотрених података за област Црног мора.

Показано је да је за топлотне таласе (пример разорног топлотног таласа у Европи 2003. године) веома одговорна влага у тлу која може да температуру тла промени за 40% у зависности од тога да ли је у пролећном резервоару влаге у тлу било дефицита или суфицита који се касније наставио током лета и јесени (Fischer и сар., 2007a; Miralles и сар., 2019). Чак и после више деценија усавршавања регионалних климатских модела високог просторног разлагања, и даље се појављује упорна грешка у климатским елементима (нарочито у пољу температуре ваздуха) приликом експеримената поређења и верификација, која је условљена различитим узроцима и чији знак и величина зависи од географске области (Davin и сар., 2016; Christensen и сар., 2007a; Vautard и сар., 2013; Kotlarski и сар., 2014). Показано је да проблем прекомерног лажног летњег исушивања у јужној Европи, проузрокован највећим делом процесима на тлу који су описани у моделу за тло унутар климатског модела, решен тако што су се увела побољшања у моделу за тло, укључујући бољу репрезентацију евапотранспирације, радијационих флуксева и флукса у дубље слојеве тла и на тај начин је смањено прецењивање температуре ваздуха (Davin и сар., 2016). Стога велики број радова сугерише да недостатке у регионалним климатским моделима треба тражити у моделима за тло, а не само у атмосферској компоненти климатског модела, као што је најчешће рађено до сада (Davin и сар., 2016).

Савремени развој рачунарских капацитета и самим тим развој модела са експлицитно решеном конвекцијом (енг. *Convection-Permitting Model*) омогућио је дубље разумевање интеракција између атмосфере и тла у нумеричким моделима (Hohenegger и сар., 2009). У раду Qin и сар. (2023) поређени су резултати експеримената модела са експлицитно решеном конвекцијом на просторној резолуцији од око 4 km и модела грубље резолуције (35 km) са параметризованом конвекцијом. Циљ је био да се испита узрок летњег исушивања за централни део Сједињених Америчких држава. Због важности мезоразмерних конвективних система који у лето чине 30%-70% падавина у овој области, очекивало се да модели високог просторног разлагања тачније симулирају падавине и смање присутно летње исушивање које се јавља у већини модела грубље резолуције. Ипак, летње исушивање је примећено у оба типа модела, што је показало да само финије просторно разлагање није универзални лек за моделске грешке (лат. *panacea*).

У низу експеримената, Qin и сар. (2023) су показали да је за реалистично симулирање падавина потребно тачно представљање процеса на тлу, нарочито евапотранспирације. Кроз анализу промена у моделу са експлицитно решеном конвекцијом код атмосферске компоненте модела (различите једномоментне и двомоментне микрофизичке шеме облака, различите параметризације погодне за умерене ширине и тропе, различите радијационе шеме) и код модела тла (параметризације транспирације, инфилтрације воде и површинског отицаја), установљено је да евапотранспирација има далеко највећи утицај на летње исушивање. Прецењивање температуре ваздуха од стране модела углавном произилази из смањене евапотранспирације, што може бити последица недостатка у моделу тла који садржи параметризације евапотранспирације или атмосферске компоненте модела која смањује утицај интеракција између атмосфере и тла. У параметризацијама евапотранспирације, кључни фактор је дефинисање критичног прага влажности или температуре за фотосинтезу и транспирацију. У овим параметризацијама, када температура и влажност ваздуха падну испод датог критичног прага, стоме на вегетацији се затварају и процеси фотосинтезе и транспирације се обустављају. Ови критични прагови варирају у зависности од врсте вегетације (Bueno и сар., 2019; Grossiord и сар., 2020) па је неопходно проверити грешке у

представљању транспирације у различитим регионима и да ли су проузрокавани овом врстом неизвесности. Qin и сар. (2023) су кроз експерименте осетљивости показали да модели који имају присутно прецењивање температуре углавном имају смањену евапотранспирацију, што доводи до смањене влажности ваздуха при тлу и смањених укупних и мезоразмерних конвективних падавина. Смањена евапотранспирација доводи до сувљег планетарног граничног слоја, који током дана постаје дубљи због повећаног флукса осетне топлоте. Повећање висине планетарног граничног слоја даље доводи до увлачења сувљег ваздуха из горње тропосфере што додатно погоршава исушивање овог слоја и доводи до смањеног *CAPE* индекса. Последично, ниво кондензације се помера навише изнад планетарног граничног слоја што отежава да се формира плитка конвекција током поподнева која би се током вечери продубила и изазвала падавине. На овај начин се увиђа веза између прецењивања температуре ваздуха и потцењивања евапотранспирације која је директнија, и мало комплекснија веза између потцењивања падавина и потцењивања евапотранспирације. Такође, у раду Qin и сар. (2023) је утврђена повезаност између каснопролећних падавина и летње евапотранспирације, где влага у тлу акумулирана у јуну, која остаје присутна до краја лета, значајно утиче на евапотранспирацију и тиме на летње температуре.

Слична веза између прецењивања летњих температура и потцењивања евапотранспирације примећена је и у другим истраживањима на моделима грубље резолуције (просторно разлагање веће од 12 km). У оквиру пројекта *CMIP5* (енг. *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5*), утврђено је да модели који су прецењивали летњу температуру у области централног дела северне Америке и централне Евроазије показују јачи сигнал загревања у будућности због већих промена у облачности и евапорационој фракцији, која је директно повезана са процесом евапотранспирације (Cheruy и сар., 2014). Иста ситуација је потврђена и у оквиру пројекта *CMIP6* (енг. *Coupled Model Intercomparison Project Phase 6*) изнад централног дела Сједињених Америчких држава, где је већина модела прецењивала температуру током лета због значајних грешака у симулацији евапотранспирације (Dong и сар., 2022). Модели који прецењују температуру ваздуха такође често потцењују падавине (Lin и сар., 2017) и влагу у тлу (Al-Yaari и сар., 2019), због чега је мало вероватно да ће правилно симулирати очекиване будуће порасте екстремних падавина (Prein и сар., 2017b) и њихове ефекте на приносе усева, управљање водним ресурсима и људско здравље (Middelkoop и сар., 2001; Patz и сар., 2005).

Halladay и сар. (2024) су такође показали да је проблем летњег исушивања био израженији у моделима са експлицитно решеном конвекцијом и просторним разлагањем од 2,2 km у поређењу са регионалним климатским моделом са просторним разлагањем од 12 km. Смањење летњег исушивања у моделима са експлицитно решеном конвекцијом постигнуто је применом нове шеме параметризације отицаја воде, која узима у обзир топографију и присуство подземних токова воде, повећавањем транспирације кроз одложено појављивање стреса због недостатка влаге у тлу, као и изменом микрофизичке шеме која је смањила учесталост јаких падавина и повећала учесталост слабих падавина. Модели са експлицитно решеном конвекцијом реалистичније су симулирали падавине, које су биле интензивније, али је смањена евапотранспирација, јер вегетација није могла да задржи толико воде у кратком временском периоду, нити је тло могло да је упије. Ово указује да прелазак на моделе финије резолуције са експлицитно решеном конвекцијом захтева додатне промене у параметризацији модела за тло, као што је повећање капацитета резервоара воде код вегетације ради задржавања падавина за касније испаравање, или повећање капацитета резервоара на голом тлу. У раду Halladay и сар. (2024) такође је уочен изражен проблем летњег исушивања у области централне и источне Европе у односу на остатак Европе, са температурним грешкама од 0,5 K до 3 K, при чему су температурне грешке расле од централног ка источном делу Европе.

4.2 Верификација температуре и падавина

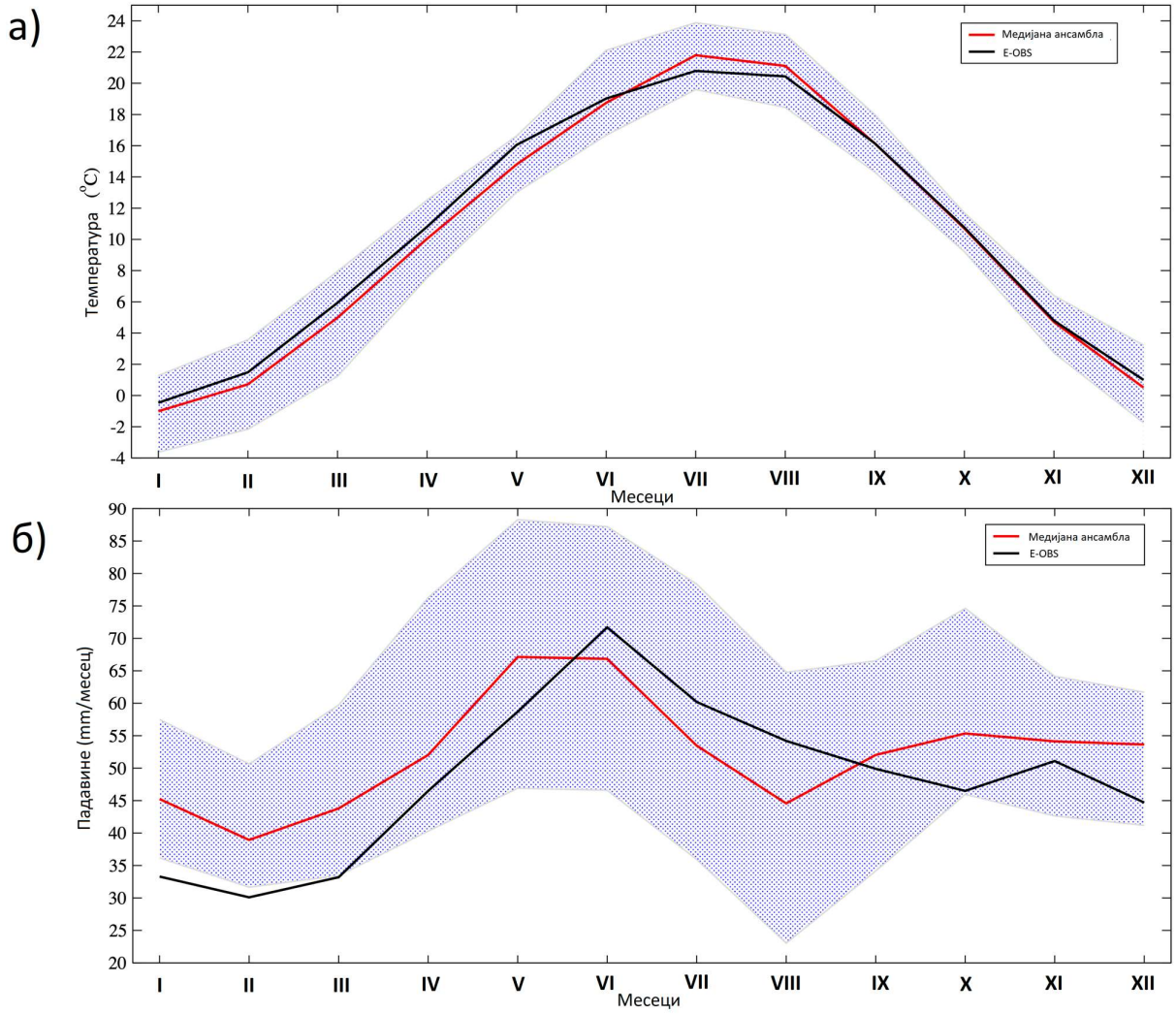
У претходном уводу о проблему летњег исушивања у климатским моделима истакнуто је да и модели високог просторног разлагања, са експлицитно решеном конвекцијом, показују исти проблем као и модели грубљег разлагања, попут глобалних и регионалних климатских модела. Иако модели са експлицитно решеном конвекцијом показују предност у смислу смањене грешке модела (нарочито падавина), њихова примена за будуће климатске пројекције је ограничена због захтева за огромним рачунарским ресурсима како за појединачне симулације, тако и за ансамбле. С друге стране, EURO-CORDEX мулти-моделски ансамбл обухвата велики број регионалних климатских модела са резолуцијом од око 12 km. Ови резултати се често користе за процену утицаја климатских промена и екстрема на околину и различите социо-економске секторе друштва у будућности. Истраживање Torma (2019) у Карпатском региону показало је да финија резолуција од 12 km у оквиру EURO-CORDEX ансамбла пружа боље верификационе оцене од симулација с просторним разлагањем од приближно 49 km, посебно током симулација летњих падавина, када су конвективни процеси најизраженији у овом региону. Међутим, Torma (2019) такође наводи да је опсег неизвесности ансамбла остао непромењен при преласку на финију резолуцију. То би могло бити последица унутрашње варијабилности процеса малих размера узроковане орографским форсирањем и хетерогеношћу тла на финијој мрежи, или значајним грешкама које потичу од бочних граничних услова глобалних климатских модела (Separovic и сар., 2008). Модели са финијом резолуцијом боље представљају расподелу учесталости појаве временских феномена, у поређењу са побољшањем смањења грешака ансамбла (Giorgi и сар., 2006; Torma и сар., 2015). Због тога што су конвективни процеси боље описани у моделима са финијом резолуцијом, у овом раду испитивано је да ли се у области Панонске низије јавља проблем летњег исушивања у виду прецењивања температуре и потцењивања падавина током летњих месеци.

Такође, нису одвојено испитивани доприноси глобалних климатских модела и регионалних климатских модела на присутне грешке у климатским елементима код EURO-CORDEX симулација. Vautard и сар. (2020) су открили да је допринос глобалних климатских модела у укупној грешци већи код средње и максималне дневне температуре у равничарским пределима у односу на грешке које потичу од регионалних климатских модела, док је супротно за минималну дневну температуру. Ова разлика се објашњава чињеницом да ноћу, када је атмосфера стратификована и када се посматра минимална дневна температура, грешка модела зависи у великој мери од параметризације стабилног приземног слоја и турбуленције, ниских облака и променљивих које описују стање тла код модела за тло, што представља главне изворе неизвесности код регионалног климатског модела. Овај допринос грешке код регионалних климатских модела је већи током лета због слабијих ветрова, који изазивају мање мешања у атмосфери (Vautard и сар., 2020). С друге стране, максималне температуре су углавном одређене интеракцијама између тла и атмосфере (Vautard и сар., 2020). Што се тиче поља падавина, глобални и регионални климатски модели имају подједнак утицај на укупну грешку, јер процеси великих размера и локалне параметризације физичких процеса имају улогу у неизвесности представљања падавина (Vautard и сар., 2020).

4.2.1 Карактеристике EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла у симулацијама климе

Средњак и медијана мулти-моделског ансамбла представљају највероватније могуће стање климатског система сходно чињеници да резултати појединачних климатских модела поседују неизвесности. Резултати статистике ансамбла високог просторног разлагања се касније користе за студију утицаја осмотрених и будућих климатских промена на социо-економске секторе друштва и околину па је неопходно да регионални климатски мулти-моделски ансамбл репрезентује и меродавно симулира климатске карактеристике изнад региона од интереса. Пре него што се у раду пређе на детаљнију верификацију температуре и падавина у EURO-CORDEX мулти-моделском ансамблу, неопходно је приказати способност регионалних климатских модела да симулирају климатске карактеристике током године у области Панонске низије.

На слици 4.1а је представљен годишњи циклус средњих месечних температура ваздуха и падавина током периода 1970-2000 у области Панонске низије за референтни сет података E-OBS и статистике (медијана, 5. и 95. перцентил) EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла. За потребе поређења, резултати EURO-CORDEX модела су интерполисани на мрежу тачака E-OBS сета података, јер мреже ова два сета нису биле идентичне. Са слике је јасно уочљиво да се максималне годишње температуре ваздуха у Панонској низији достижу у јулу и августу, док су најниже температуре забележене у децембру и јануару. Падавински режим показује да летњи месеци (јун и јул) доносе највише падавина, а зимски месеци (јануар и фебруар) најмање. Годишњи циклус температуре је углавном добро репродукован медијаном EURO-CORDEX ансамбла, са малим одступањима од референтног E-OBS сета података, у распону до 1°C. Медијана мулти-моделског ансамбла потцењује температуру зими (децембар, јануар, фебруар) и за пролеће (март, април, мај), док се прецењивање јавља током лета (јул и август). Током јесени (септембар, октобар, новембар), медијана температуре ансамбла подудара се са E-OBS подацима, при чему ансамбл показује најмању неизвесност, што је представљено интервалом између 5. и 95. перцентила расподеле EURO-CORDEX регионалних климатских модела. С друге стране, на слици 4.1б, медијана EURO-CORDEX ансамбла потцењује падавине током лета (јун, јул, август), док је прецењивање присутно у свим осталим годишњим добима у поређењу са E-OBS референтним сетом података. Јасно се види да регионални климатски модели у оквиру ансамбла показују највећу неизвесност и распон својих симулација (осенчена област између 5. и 95. перцентила) у касно пролеће (мај) и лето, када се у Панонској низији одвијају најинтезивнији конвективни процеси. Ова неизвесност ансамбла указује на несигурност регионалних климатских модела у симулирању падавина током тог дела године.

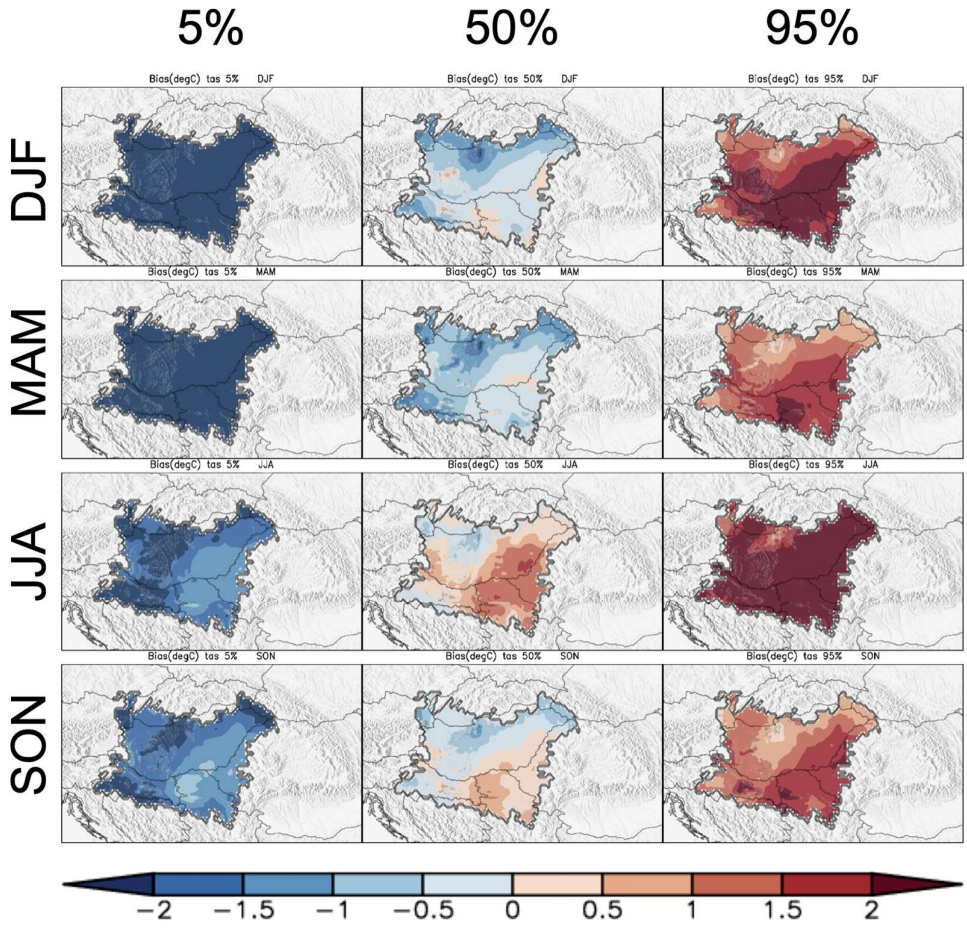


Слика 4.1. Средња месечна температура ваздуха на 2m (а) и средње месечне падавине (б) осредњене у области Панонске низије за период 1971–2000. Осмотрени сет података E-OBS представљен је црном линијом, док црвена линија означава медијану расподеле EURO-CORDEX регионалних климатских модела. Осенчена љубичаста област приказује интервал између 5. и 95. перцентила расподеле EURO-CORDEX регионалних климатских модела.

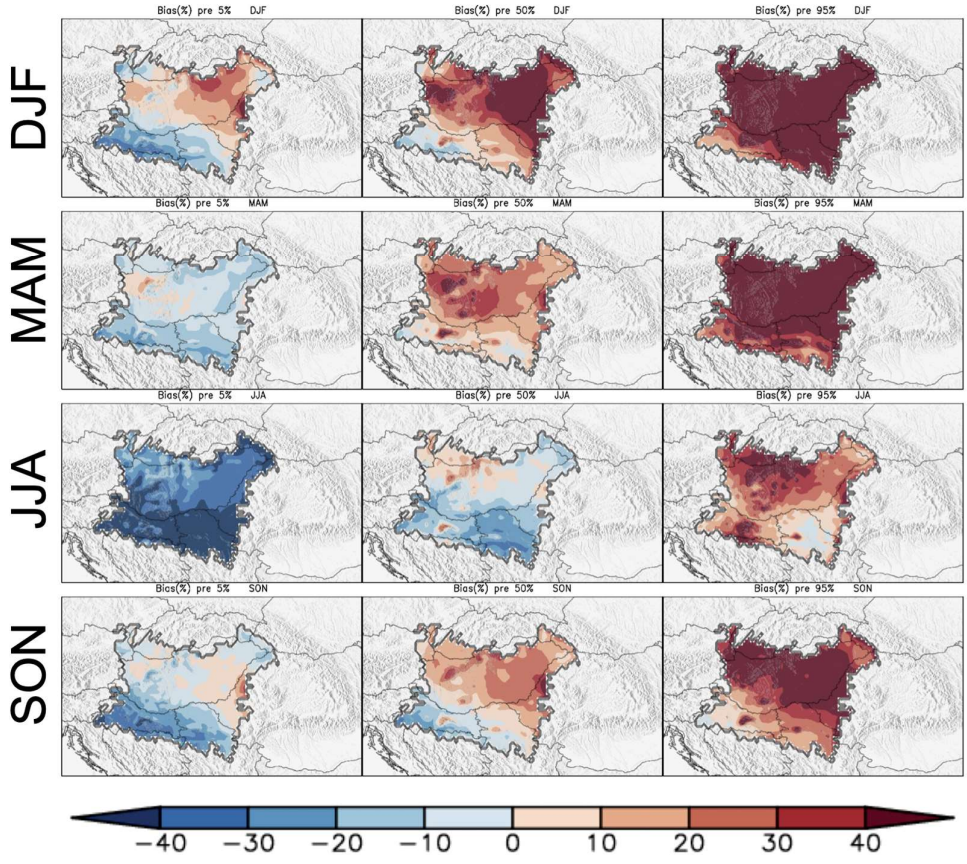
Слично као на слици 4.1, на слици 4.2 је приказана просторна расподела температурне и падавинске грешке (*bias*) регионалних климатских модела у EURO-CORDEX мулти-моделском ансамблу, укључујући медијану, 5. и 95. перцентил расподеле модела за четири различите сезоне током године. Тридесет комбинација глобалних климатских модела и регионалних климатских модела, доступних и анализираних у оквиру EURO-CORDEX симулација, наведене су у табели 3.1. Са слике је јасно да модели немају исти *bias*, јер графици који приказују 5. перцентил расподеле углавном показују негативне грешке модела (модели потцењују у односу на референтни сет података), док графици са 95. перцентилом углавном показују позитивне грешке модела за температуру и падавине. Међутим, изузетак су падавине у зимској сезони, где чак и модели у 5. перцентилу расподеле показују позитивне грешке модела, што указује да већина EURO-CORDEX симулација има тенденцију да прецењује зимске падавине (најмање 95% модела показује позитивне грешке модела).

Посматрајући медијану расподеле на слици 4.2, уочава се проблем који модели у ансамблу показују током лета у Панонској низији, са наглашеним исушивањем и загревањем. Овај просторно распрострањен проблем се огледа у позитивним температурним и негативним падавинским грешкама модела у поређењу са осмотреним референтним E-OBS сетом података. Током летњих месеци, медијана температурних грешака модела варира од -1.2°C до +1.6°C, док медијана падавинских грешака модела показује одступања од -38% до +33%. Поред тога, уочена је јасна просторна корелација између температурних и падавинских грешака код медијане модела, тако да у областима где медијана модела показује више температуре у односу на E-OBS, истовремено су присутне негативне грешке модела у погледу падавина (модели предвиђају мање падавина него што показују осматрања). Позитивне температурне грешке и негативне грешке модела код падавина су биле још наглашеније код појединих модела, што указује да овај проблем и даље постоји у већини анализираних симулација за Панонску низију током летње сезоне. Горњи део расподеле температурних грешака (95. перцентил) током летње сезоне показује највише вредности у поређењу са осталим сезонама и увек је позитиван, са вредностима до +4°C. С друге стране, доњи део расподеле (5. перцентил) током лета достиже негативне вредности, са вредностима испод -2°C у појединим регионима, што указује на тенденцију неких модела да потцењују температуру. Слични резултати су добијени за минималне и максималне температуре, али нису укључени у рад ради сажетости. Такође, горњи део расподеле грешака за падавине (95. перцентил) је углавном позитиван у Панонској низији током лета, са вредностима до +70%. Доњи део расподеле падавинских грешака (5. перцентил) је свуда негативан, са вредностима испод -50% у неким деловима Панонске низије. У складу са уоченим симулираним климатским карактеристикама, главни циљ у овом поглављу је да се детаљније истражи проблем летњег загревања и исушивања од стране EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла.

а)


5%
50%
95%
DJF
MAM
JJA
SON
Bias(degC) tas 5% DJF
Bias(degC) tas 50% DJF
Bias(degC) tas 95% DJF
Bias(degC) tas 5% MAM
Bias(degC) tas 50% MAM
Bias(degC) tas 95% MAM
Bias(degC) tas 5% JJA
Bias(degC) tas 50% JJA
Bias(degC) tas 95% JJA
Bias(degC) tas 5% SON
Bias(degC) tas 50% SON
Bias(degC) tas 95% SON
−2 −1.5 −1 −0.5 0 0.5 1 1.5 2

б)


DJF
MAM
JJA
SON
Bias(%) pre 5% DJF
Bias(%) pre 50% DJF
Bias(%) pre 95% DJF
Bias(%) pre 5% MAM
Bias(%) pre 50% MAM
Bias(%) pre 95% MAM
Bias(%) pre 5% JJA
Bias(%) pre 50% JJA
Bias(%) pre 95% JJA
Bias(%) pre 5% SON
Bias(%) pre 50% SON
Bias(%) pre 95% SON
−40 −30 −20 −10 0 10 20 30 40

Слика 4.2. Просторна расподела грешака модела (*bias*) у мулти-моделском ансамблу за (а) температуру ваздуха [°C] и (б) падавине [%] у периоду 1971-2000 за подручје Панонске низије. Зимска сезона (децембар, јануар, фебруар) је означена као DJF, пролеће (март, април, мај) као MAM, лето (јун, јул, август) као JJA, а јесен (септембар, октобар, новембар) као SON. Први ред, лево: 5. перцентил средњих температурних и падавинских грешака регионалних климатских модела у оквиру EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла; у средини: 50. перцентил (медијана) расподеле; десно: 95. перцентил расподеле. Грешке модела су добијене поређењем са E-OBS референтним сетом података. Грешка модела за падавине је рачуната према изразу $\frac{model-EOB}{EOBS} \cdot 100\%$.

На слици 4.3 и 4.4 представљена је просторна расподела средњих температурних и падавинских грешака сваког појединачног EURO-CORDEX модела током лета за област Панонске низије. Уочава се јасна просторна корелација између температуре и падавина, тј. истовремено постоји прецењивање температуре и потцењивање падавина од стране модела у поређењу са референтним сетом података, док је обрнут случај присутан код мањег броја модела (потцењивање температуре и прецењивање падавина). Ова негативна просторна корелација није видљива једино код ALADIN 5.3 симулације (означено бројем 1 на сликама 4.3 и 4.4).

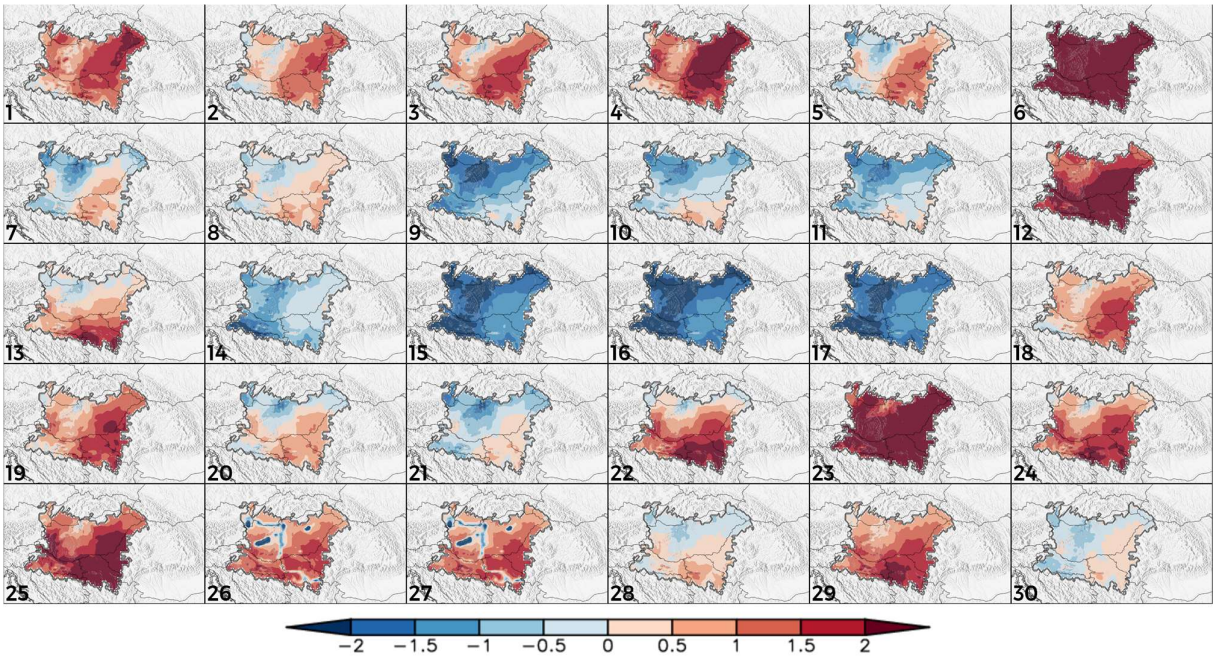
У табели 3.1, која садржи списак анализираних EURO-CORDEX симулација, примећује се да постоје исти регионални климатски модели који су користили за почетне и бочне граничне услове резултате различитих глобалних климатских модела. Према Vautard и сар. (2020) преовлађујући сигнал температурне грешке присутне у резултатима регионалних климатских модела углавном потичу из интеграција глобалних климатских модела. Стога, један од циљева био је испитати утицај резултата глобалних модела на резултате регионалних климатских модела. На слици 4.3 и 4.4, већина EURO-CORDEX регионалних климатских модела који су узимали почетне и бочне граничне услове од глобалног климатског модела EC-EARTH (симулације означене бројевима 9, 10, 11, 15, 16, 17 и 21) имају негативну температурну грешку модела током лета, где симулације потцењују температуру ваздуха у поређењу са референтним сетом података. Супротно, EURO-CORDEX регионални климатски модели који су узимали почетне и бочне граничне услове од глобалног климатског модела HadGEM2-ES (симулације означене бројевима 6, 12, 18 и 23) имају најизраженије позитивне температурне грешке и негативне падавинске грешке модела, где модели током лета прецењују температуру, а потцењују падавине. Наведене летње температурне и падавинске грешке модела се збирно могу видети на сликама 4.5 и 4.6. Такође, на слици 4.3 се увиђа да већина регионалних климатских модела који су узимали почетне и бочне граничне услове од глобалних климатских модела попут CNRM-CM5 (симулације обележене бројевима 1, 2, 3, 4 и 19) и NCC-NorESM1-M (симулације обележене бројевима 13, 25 и 29) прецењују температуру у поређењу са осмотреним сетом података. Међутим, ова прецењивања температуре су мање изражена него код регионалних климатских модела који су узимали податке од HadGEM2-ES глобалног климатског модела.

У прилог горе наведеном, регионални климатски модел HIRHAM 5 показује тенденцију да потцењује летњу температуру када почетне и бочне граничне услове узима од глобалног климатског модела EC-EARTH (симулације обележене бројевима 9, 10 и 11 на слици 4.3). Насупрот томе, када се иницијализује глобалним климатским моделима CNRM-CM5, HadGEM2-ES или NCC-NorESM1-M, модел прецењује летњу температуру (симулације означене бројевима 8, 12 и 13). Симулације регионалним климатским моделом RACMO 2.2E (на слици 4.3 обележене бројевима 14, 15, 16 и 17) приказују летње потцењивање температуре

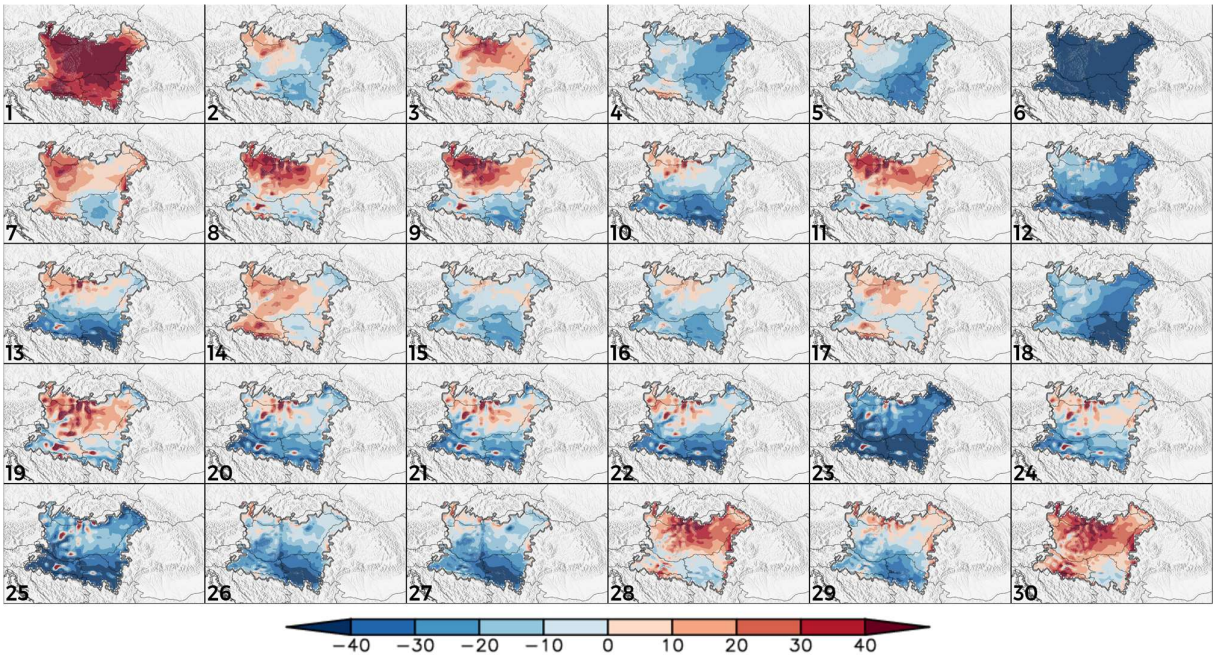
у односу на референтни осмотрени сет података, изузев када је RACMO 2.2E иницијализован глобалним климатским моделом HadGEM2-ES (симулација обележена бројем 18). Ово указује на то да глобални климатски модел HadGEM2-ES значајно доприноси позитивној температурној грешци током лета. Регионални климатски модели ALADIN 5.3 (обележен бројем 1) и ALADIN 6.3 (обележен бројем 2), оба иницијализована истим глобалним климатским моделом CNRM-CM5, показују прецењивање просечне температуре ваздуха. Међутим, старија верзија, ALADIN 5.3, имала је израженије прецењивање температуре у поређењу са новијом верзијом ALADIN 6.3. Симулације регионалним климатским моделом RCA 4 прецењују летњу температуру (обележене бројевима 19, 20, 22, 23, 24 и 25 на слици 4.3), изузев симулације иницијализоване глобалним климатским моделом EC-EARTH (обележене бројем 21), која потцењује температуру ваздуха у поређењу са E-OBS референтним сетом података. Регионални климатски модел REMO 2009 (обележен бројевима 26 и 27 на слици 4.3) приказује прецењивање летње температуре. С друге стране, регионални климатски модел REMO 2015 има најмању температурну грешку модела током лета (симулације обележене бројевима 28 и 30), осим када је иницијализован са глобалним климатским моделом NCC-NorESM1-M (симулација обележена бројем 29) који доприноси позитивној температурној грешци модела. Упоређивањем грешака различитих EURO-CORDEX симулација, на основу слика 4.3 и 4.5, уочава се да је регионални климатски модел CCLM 4.8.17, иницијализован глобалним климатским моделом HadGEM2-ES (симулација обележена бројем 6), показао најизраженије прецењивање температуре ваздуха.

С друге стране, тешко је издвојити и разликовати појединачне доприносе глобалних и регионалних климатских модела у укупној грешци падавина, јер се падавине разликују по својствима и начину на који су приказане у моделу. То укључује процесе великих размера и физичке параметризације подмрежних процеса. Ипак, могу се извући неки основни закључци. На слици 4.4 је приказано да резултати динамичке регионализације (енг. *dynamical downscaling*) глобалних климатских модела HadGEM2-ES и NCC-NorESM1-M, добијени коришћењем различитих регионалних климатских модела, поред прецењивања температуре такође указују на потцењивање падавина. Супротно томе, регионални климатски модели иницијализовани глобалним климатским моделом EC-EARTH, који су потцењивали температуру ваздуха, имају тенденцију да прецењују падавине. Регионални климатски модел ALADIN 5.3 уједно прецењује температуру ваздуха и падавине. Међутим, већ претходно уочена и наведена просторна корелација између грешке модела да прецењује температуру, а потцењује падавине је уочена код новије верзије регионалног климатског модела ALADIN 6.3, који је иницијализован са истим глобалним климатским моделом као ALADIN 5.3. Поред тога, регионални климатски модел CCLM 4.8.17 има тенденцију да потцењује падавине.

Резултати који се виде на сликама 4.3 и 4.4 одговарају резултатима који су добили Vautard и сар. (2020) за област источне Европе, где су испитиване грешке глобалних и регионалних климатских модела, с тим да је у Панонској низији температурна грешка још израженија код одређених комбинација регионалних и глобалних климатских модела у списку симулација ансамбла. Такође, важно је истакнути да су грешке у референтном скупу података E-OBS за падавине веће током летњег периода, пошто су летње падавине углавном конвективног, а не стратиформног (фронталног) порекла (Vautard и сар., 2020; Hofstra и сар., 2009). Због тога, верификација падавина има већу неизвесност у поређењу са температуром ваздуха, па постоји претпоставка да модели потцењују летње падавине у Панонској низији у већој мери него што је то квантификовано у овом поглављу, пошто E-OBS потцењује летње падавине (Vautard и сар., 2020).



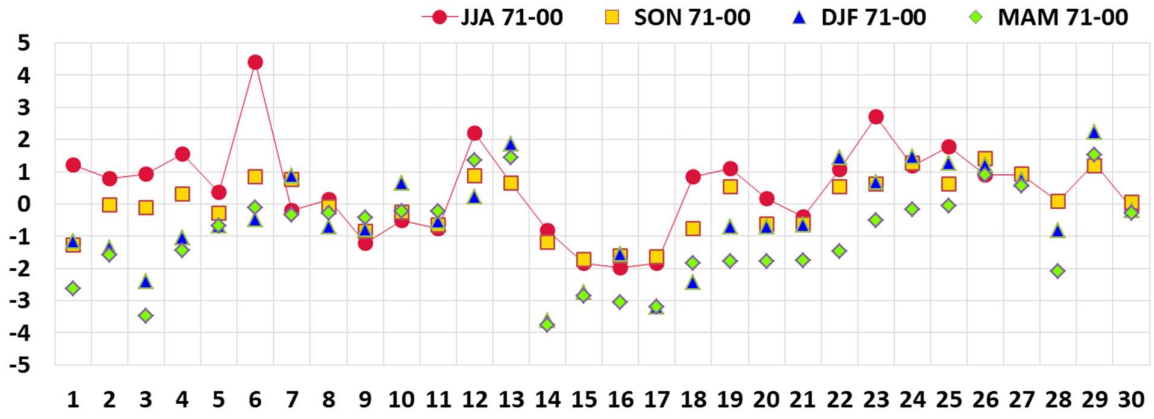
Слика 4.3. Средња температурна грешка (*bias*) [°C] EURO-CORDEX регионалних климатских модела током лета (јун, јул, август) за период 1971-2000 у области Панонске низије. Грешка модела израчуната је у поређењу са E-OBS референтним сетом података. Тридесет комбинација глобалних климатских модела и регионалних климатских модела, доступних и анализираних у оквиру EURO-CORDEX симулација, наведене су у табели 3.1.



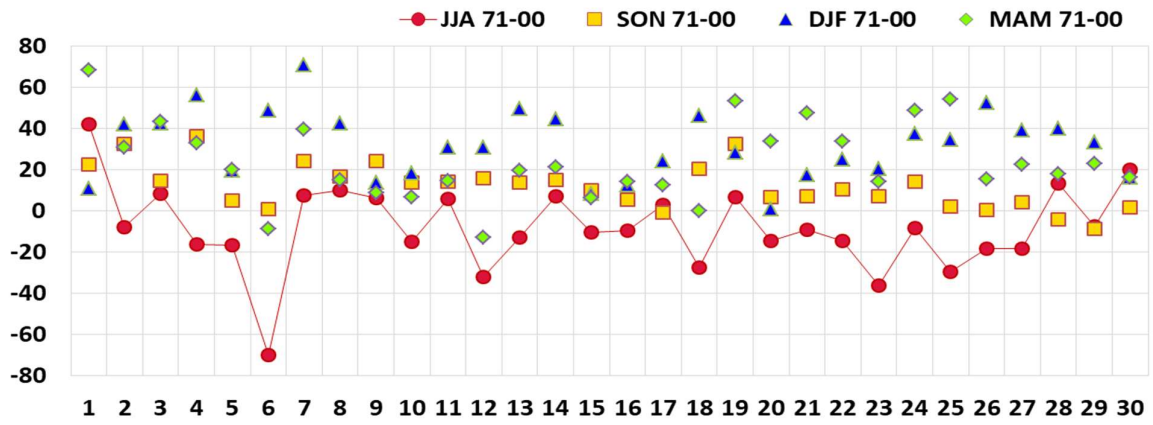
Слика 4.4. Средња падавинска грешка (*bias*) [%] EURO-CORDEX регионалних климатских модела током лета (јун, јул, август) за период 1971-2000 у области Панонске низије. Грешке модела су добијене поређењем са E-OBS референтним сетом података. Тридесет комбинација глобалних климатских модела и регионалних климатских модела,

доступних и анализираних у оквиру EURO-CORDEX симулација, наведене су у табели 3.1. Грешка модела за падавине је рачуната према изразу $\frac{model-EOBS}{EOBS} \cdot 100\%$.

Узроци сезонских грешака температуре ваздуха и падавина у EURO-CORDEX мулти-моделском ансамблу, представљени на сликама 4.5 и 4.6, могу бити разноврсни. Један од узрока су различите параметризације физичких процеса коришћених у регионалним климатским моделима, као и преносиве грешке које произлазе из глобалног климатског модела. Температурне и падавинске грешке модела за исте комбинације регионалних и глобалних климатских модела (из табеле 3.1) нису једнаке током године, већ варирају у зависности од сезоне, што је јасно приказано на сликама 4.5 и 4.6. Такође, на слици 4.5, где је представљена просечна температурна грешка EURO-CORDEX модела за подручје Панонске низије, уочава се да већина регионалних климатских модела прецењује летњу температуру. Стога, 17 симулација регионалних климатских модела из табеле 3.1 прецењује летњу температуру, док 8 модела потцењује. Поред тога, 5 модела симулира летњу температуру ваздуха слично осмотреном референтном скупу података E-OBS. Такође, већина модела који прецењују температуру ваздуха, потцењују падавине током лета. На слици 4.5 и 4.6, температурна грешка у току лета за област Панонске низије варирала је у опсегу од -1.9°C до +4.4°C, док је падавинска грешка имала опсег од -70% до +42%. Важно је истакнути да је узрок неких модела, који на слици 4.5 показују температурну грешку блиску нули (5 модела), анулирање током осредњавања за подручје Панонске низије (поништавање позитивне и негативне грешке). На пример, комбинације регионалних и глобалних климатских модела, као што су (CCLM 4.8.17)-(MPI-ESM-LR), обележена бројем 7, (HIRHAM 5)-(CNRM-CM) под бројем 8, (RCA 4)-(EC-EARTH) означена бројем 20, (REMO 2015)-(IPSL-CM5A-LR) бројем 28, и (REMO 2015)-(NOAA-GFDL-GFDL-ESM2G) обележена бројем 30, имају температурну грешку блиску нули на слици 4.5. Међутим, ово није случај на слици 4.3, где се грешке не поништавају током просторног осредњавања.



Слика 4.5. Средња температурна грешка (*bias*) [°C] EURO-CORDEX регионалних климатских модела, осредњена за област Панонске низије и период 1971-2000, приказана је бројевима од 1 до 30 на x-оси. Зимска сезона је означена као DJF, пролеће као MAM, лето као JJA, а јесен као SON. Црвена линија представља температурну грешку модела током лета. Грешке модела су добијене поређењем са E-OBS референтним сетом података. Тридесет комбинација глобалних климатских модела и регионалних климатских модела, доступних и анализираних у оквиру EURO-CORDEX симулација, наведене су у табели 3.1.



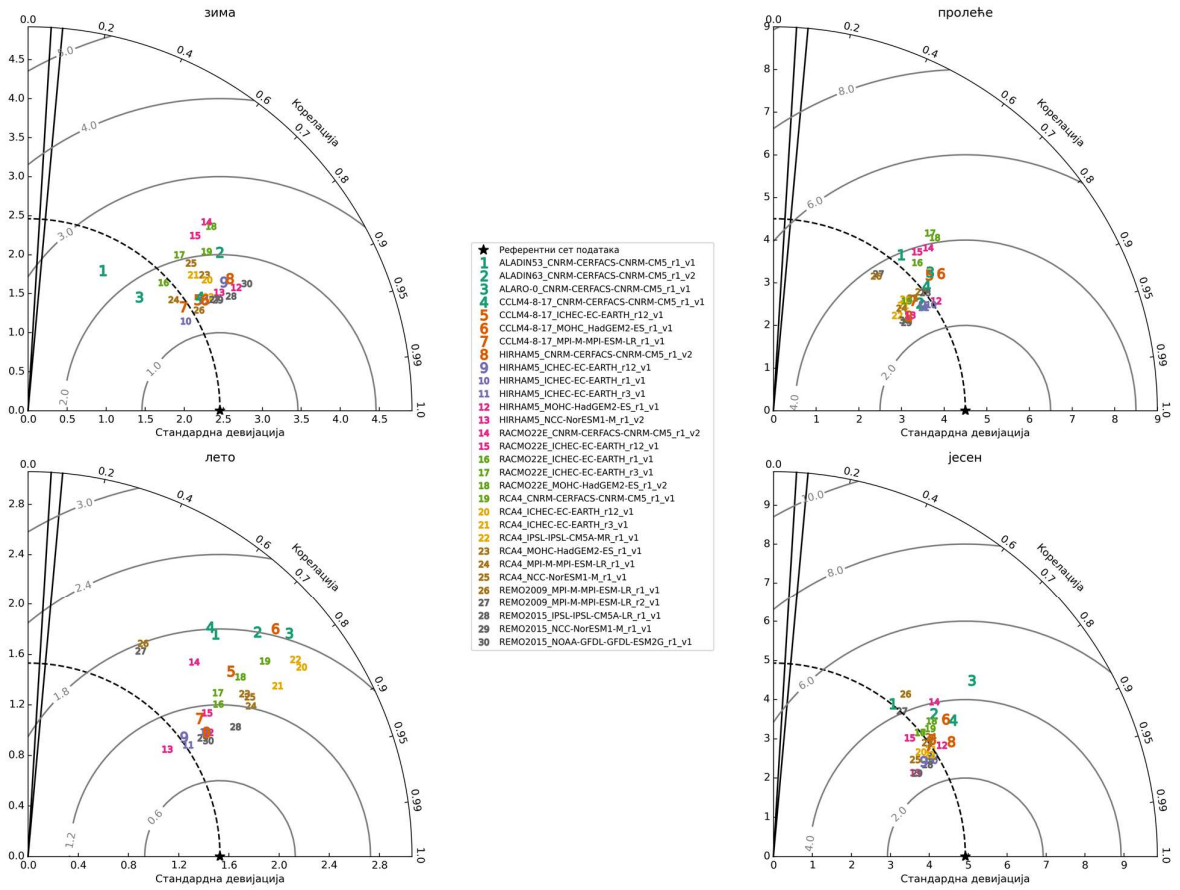
Слика 4.6. Средња падавинска грешка (*bias*) [%] EURO-CORDEX регионалних климатских модела, осредњена за област Панонске низије и период 1971-2000, приказана је бројевима од 1 до 30 на x-оси. Зимска сезона је означена као DJF, пролеће као MAM, лето као JJA, а јесен као SON. Црвена линија означава падавинску грешку модела током лета. Грешке модела добијене су поређењем са E-OBS референтним сетом података. Тридесет комбинација глобалних климатских модела и регионалних климатских модела, доступних и анализираних у оквиру EURO-CORDEX симулација, наведене су у табели 3.1. Грешка модела за падавине је рачуната према изразу $\frac{model-EOBS}{EOBS} \cdot 100\%$.

4.2.2 Статистичке оцене приказане помоћу Тејлоровог дијаграма

Да бисмо детаљније истражили проблем прецењивања температуре ваздуха и потцењивања падавина, познат као „летње исушивање", већине EURO-CORDEX модела у Панонској низији, спроведена су додатна статистичка истраживања. У овом поглављу, главни циљ је био статистички испитати способност регионалних климатских модела да представе температуру и падавине у летњој сезони. Остале три сезоне су приказане само ради поређења са летњом сезоном. Три статистике, укључујући центрирани корен средње квадратне грешке, стандардну девијацију и корелацију, рачунате су за сваку EURO-CORDEX симулацију за четири различите климатолошке промењљиве (средња, максимална и минимална температура ваздуха на 2 m и падавине). Ове статистике приказане су на сликама 4.7, 4.8, 4.9 и 4.10 за област Панонске низије и период 1971-2000, при чему је E-OBS коришћен као референтни сет података приликом верификације. Статистике су рачунате за све тачке (укупно 2205) на правилној мрежи тачака код референтног осмотреног E-OBS сета података и тридесет EURO-CORDEX моделских симулација. Изузетак су EURO-CORDEX симулације за максималну и минималну температуру, где је било доступно 29 симулација. Тејлоров дијаграм омогућава да на једном графику представимо више статистичких оцена верификације за различите моделе и да истакнемо појединачне климатске моделе који најпрецизније симулирају климу у поређењу с осмотреним E-OBS подацима. У легенди на сликама 4.7, 4.8, 4.9 и 4.10, где су представљени Тејлорови дијаграми, налази се списак са редним бројевима EURO-CORDEX симулација. Свака симулација је подељена доњом цртицом у четири дела: први део представља име регионалног климатског модела, други део указује на глобални климатски модел који је коришћен за почетне и бочне граничне услове, трећи део означава реализацију глобалног климатског модела, а четврти део представља верзију регионалног климатског модела.

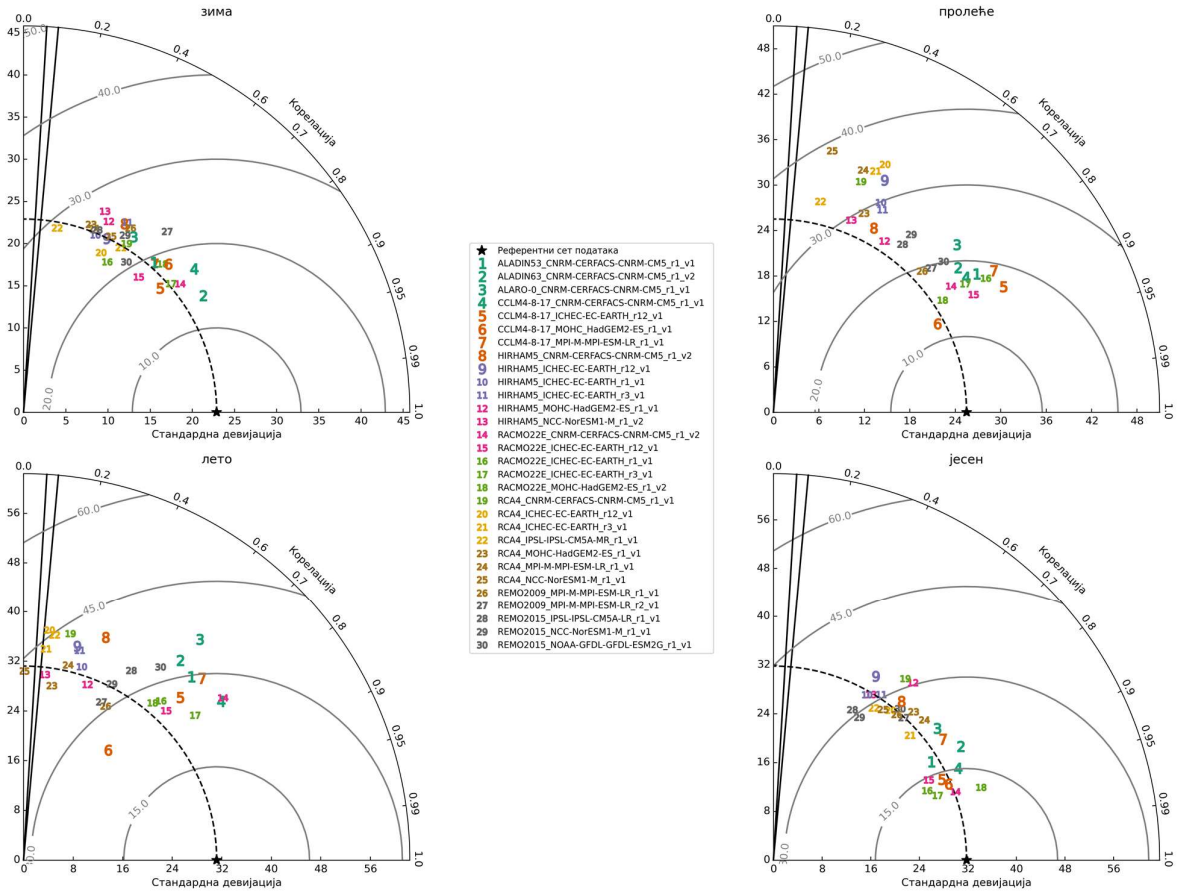
На сликама 4.7, 4.8, 4.9 и 4.10 види се да за летњу сезону представљене статистике показују највећу просторну варијабилност међу моделима у поређењу с остале три сезоне за све испитане климатске променљиве (средња температура, максимална температура, минимална температура и падавине). Ово указује на то да током лета постоји највећа неизвесност у климатским симулацијама EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла. Поред тога, највеће одступање стандардне девијације у односу на осмотрену стандардну девијацију такође је у летњој сезони. Ове описане карактеристике највише су присутне у симулирању максималне температуре током лета. С друге стране, када се разматрају коефицијенти корелације код средње, максималне и минималне температуре ваздуха, коефицијенти корелације су најнижи у моделским симулацијама минималних температура у свим сезонама, а посебно током лета. Према Vautard и сар. (2020), овај резултат може указивати на то да су узроци грешака регионалних климатских модела, који доприносе укупној грешци EURO-CORDEX симулација, у овом случају последица недостатака параметризација физичких процеса. Када се посматрају поред температура и падавине, најмањи коефицијенти корелације су код падавина, док су највећи код моделских симулација максималних температура. Модели прецењују стандардну девијацију у поређењу са осмотреним референтним пољем током лета, посебно за средњу и минималну температуру. Већа стандардна девијација код модела доводи до промена у оба краја расподеле климатских променљивих, и има ефекат на промене фреквенције екстремних догађаја. То значи да је амплитуда варијација већа код модела у поређењу са осмотреним сетом података. С друге стране, различите реализације истог глобалног климатског модела, које се користе за анализу утицаја природне варијабилности климе у климатским симулацијама, не показују значајне разлике у Тејлоровим статистикама.

Према слици 4.7, вредности корелација између EURO-CORDEX модела и осматрања код средње температуре ваздуха на 2m су ниже током лета у поређењу с остале три сезоне, са вредностима које се крећу између 0.48 и 0.85. Ипак, током лета, већина модела имају коефицијенте корелације који су генерално високи и варирају углавном у опсегу између 0.71 и 0.85. На основу слике 4.7, регионални климатски модел REMO 2009, који благо прецењује стандардну девијацију током лета, показује најлошије статистичке резултате у верификацији, са корелацијом од 0.48 и највишом вредношћу центрираног корена средње квадратне грешке у поређењу са другим климатским моделима. У складу са сликама 4.3 и 4.5, регионални климатски модел REMO 2009 је приказао благо ширу расподелу температуре током лета у поређењу са осмотреном климом (слична је амплитуда варијација), с померањем ка вишим вредностима температура. Ово доводи не само до прецењивања температуре ваздуха у смислу просечне разлике у осмотреном и моделираном пољу (*bias*), већ и до структурне или фазне разлике између осмотреног и моделираног поља (висок центрирани корен средње квадратне грешке). Насупрот томе, симулације регионалним климатским моделима HIRHAM 5 и REMO 2015 показале су најбоље статистичке резултате приликом верификације модела током летњег периода, са коефицијентима корелације већим од 0.8. Ови резултати су приказани на Тејлоровом дијаграму на слици 4.7. Ипак, ови резултати за моделе HIRHAM 5 и REMO 2015 не искључују присуство температурне грешке модела (*bias*), која је приказана на слици 4.3. Поред тога, регионални климатски модел RCA 4, чије су симулације иницијализоване различитим глобалним климатским моделима, имао је високе коефицијенте корелације упркос прецењеним стандардним девијацијама и високим центрираним средњим кореном квадратне грешке у поређењу с E-OBS сетом података током лета. Модел RCA 4 је показао овај уобичајени образац на свим осталим Тејлоровим дијаграмима, где су представљене температурне статистике (средња температура, максимална температура и минимална температура). Исти закључци о верификацији средње температуре ваздуха на 2m добијени су и на Тејлоровим дијаграмима за периоде 1951–1980 и 1961–1990, приказаним у Прилогу 1 (слике П1.1 и П1.2). Регионални климатски модел RCA 4 није имао доступне податке о средњој температури ваздуха у EURO-CORDEX бази за ове периоде, те стога није приказан у Прилогу.



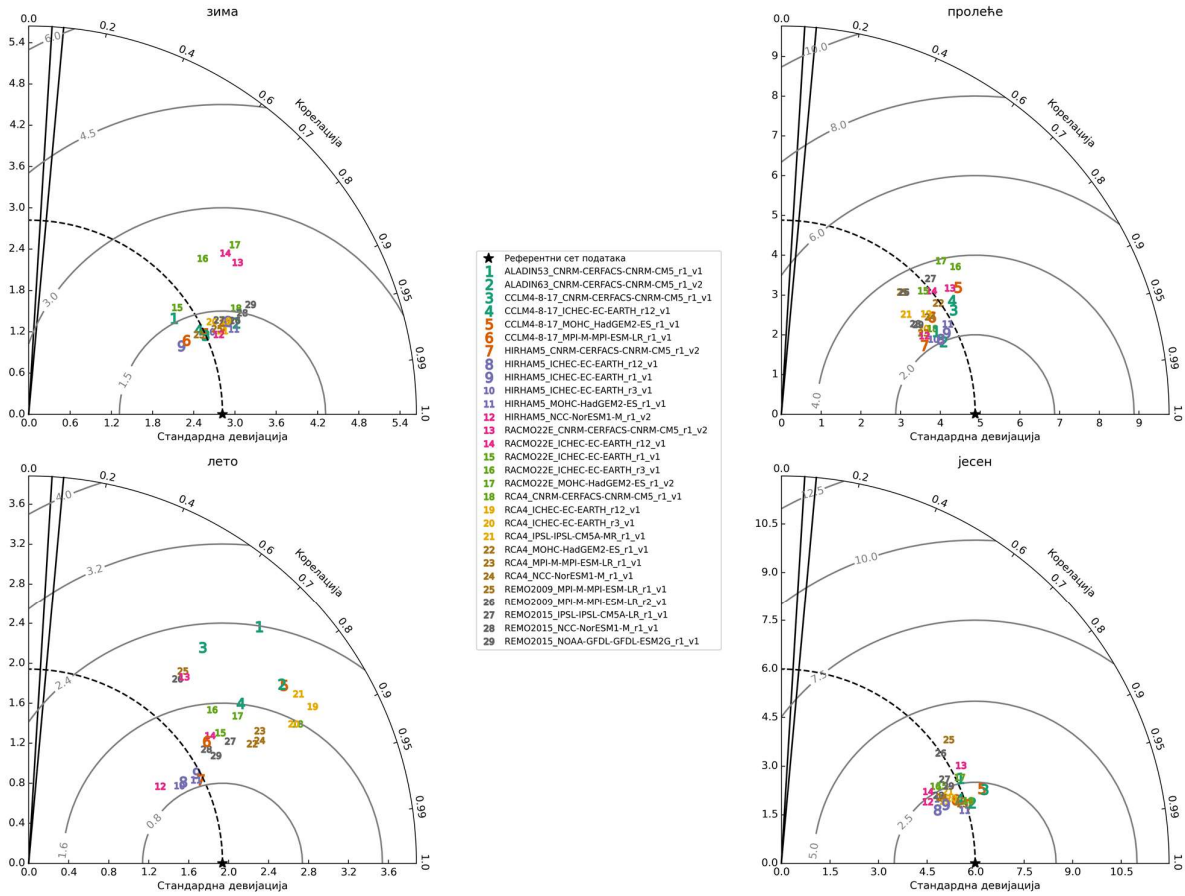
Слика 4.7. Тејлоров дијаграм за средњу сезонску температуру ваздуха на 2m, који приказује стандардну девијацију (°C), центрирани корен средње квадратне грешке (°C) и корелацију за сваку EURO-CORDEX симулацију у области Панонске низије. Период верификације је од 1971. до 2000. године, док је E-OBS референтни сет података. Четири панела представљају сезоне: зима обухвата децембар, јануар и фебруар; пролеће март, април и мај; лето јун, јул и август; а јесен септембар, октобар и новембар. Осмотрено референтно поље је означено звездицом. Испрекидана црна линија представља контуру референтне стандардне девијације (осматрања). Контуре средње квадратне грешке су приказане сивом пуном линијом. Црна линија представљена корелационим линијама са леве и десне стране означава 95. и 99. ниво значајности, респективно.

Верификација климатских симулација падавина из EURO-CORDEX-а на слици 4.8 показује слабије статистичке оцене у поређењу са симулацијама средње, минималне и максималне температуре, при чему је коефицијент корелације у свим случајевима мањи од 0.8. Коефицијент корелације између моделских и осмотрених вредности падавина је знатно нижи у поређењу са коефицијентом корелације за температуру и варира од 0 до 0.78, а у неким случајевима није статистички значајан (нпр. климатски модел RCA 4 иницијализован глобалним климатским моделом NCC-NorESM1-M, означен бројем 25 на слици 4.8). Када се размотре све три статистичке оцене приказане на Тејлоровом дијаграму, најбоља усаглашеност са осмотреним E-OBS сетом података уочена је током зиме и јесени. Ови резултати су у складу са ранијим истраживањима, која су показала да климатски модели боље симулирају стратиформне падавине синоптичких размера него локалне конвективне падавине (Mearns и сар., 1995). Према Тејлоровом дијаграму на слици 4.8, регионални климатски модели као што су RACMO 2.2E и CCLM 4.8.17 показали су најбољу учинковитост у представљању поља падавина током лета, са коефицијентима корелације већим од 0.6. Иако су на слици 4.4 ови модели показали одређени степен грешке модела (*bias*), њихове расподеле падавина су углавном шире (израженије амплитуде варијација) и померене ка нижим вредностима у поређењу са осмотреним пољем, што доводи до потцењивања количине падавина. Са друге стране, мала вредност центрираног корена средње квадратне грешке говори да симулиране падавине добро прате обрасце промене осмотреног поља. Симулације регионалним климатским моделом RCA 4 су имале најлошије статистичке оцене приликом верификације падавина, с коефицијентом корелације нижим од 0.2. Ови резултати су у складу с претходним радовима за Карпатску регију (Kotlarski и сар., 2017). Додатно, иако су регионални климатски модели REMO 2015 и HIRHAM 5 показали најбоље резултате у верификацији температуре ваздуха, они су имали слабије статистичке оцене за падавине, са коефицијентима корелације нижим од 0.6. Модел REMO 2015 је благо надмашио модел HIRHAM 5 приликом верификације падавина, што је приказано на слици 4.8. Исти закључци о верификацији падавинама добијени су и на Тејлоровим дијаграмима за периоде 1951–1980 и 1961–1990, приказаним у Прилогу 1 (слике П1.3 и П1.4). Међутим, исто као код верификације температуре ваздуха, регионални климатски модел RCA 4 није имао доступне податке о падавинама у EURO-CORDEX бази за ове периоде, те стога није приказан у Прилогу.



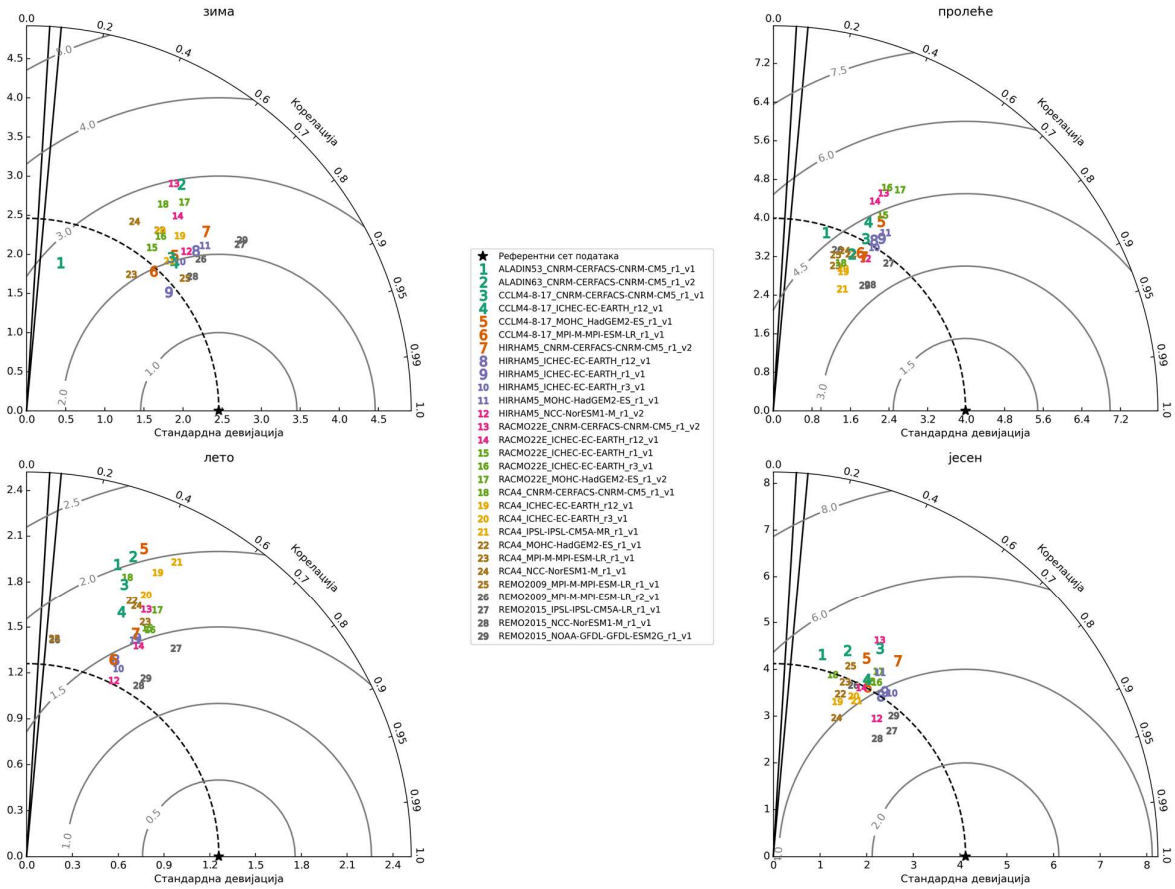
Слика 4.8. Тејлоров дијаграм за средње сезонске падавине, који приказује стандардну девијацију (mm/месец), центрирани корен средње квадратне грешке (mm/месец) и корелацију за сваку EURO-CORDEX симулацију у области Панонске низије. Период верификације је од 1971. до 2000. године, док је E-OBS референтни сет података. Четири панела представљају сезоне: зима обухвата децембар, јануар и фебруар; пролеће март, април и мај; лето јун, јул и август; а јесен септембар, октобар и новембар. Осмотрено референтно поље је означено звездицом. Испрекидана црна линија представља контуру референтне стандардне девијације (осматрања). Контуре средње квадратне грешке су приказане сивом пуном линијом. Црна линија представљена корелационим линијама са леве и десне стране означава 95. и 99. ниво значајности, респективно.

Према слици 4.9, перформансе регионалних климатских модела у симулацији максималне температуре ваздуха током лета сличне су статистичким оценама верификације средње температуре ваздуха на 2m. Главна разлика је у томе што представљене статистике за максималну температуру показују највећу просторну варијабилност међу моделима у летњој сезони. Овај резултат проистиче из тога што регионални климатски модел HIRHAM 5 потцењује стандардну девијацију у поређењу са референтним осмотреним пољем, док остале климатске симулације прецењују ову статистику. Током лета, коефицијент корелације варира од 0.62 до 0.90, што представља највише вредности у поређењу са остале три климатске променљиве. Такође, коефицијенти корелације током лета су генерално високи, при чему већина климатских симулација има коефицијенте у распону од 0.76 до 0.89. Најбоље рангирани регионални климатски модели за лето из EURO-CORDEX ансамбла су REMO 2015 и HIRHAM 5, који су постигли коефицијенте корелације веће од 0.85 и показали благо побољшану учинковитост у симулацији максималне температуре у поређењу са средњом температуром. Међутим, регионални климатски модел REMO 2009 има слабије статистичке оцене у поређењу с другим моделима, као што је био случај и са верификацијом средње температуре ваздуха. Према слици 4.9, слабије перформансе током лета показују регионални климатски модели ALADIN 5.3 и CCLM 4.8.17, иницијализовани глобалним климатским моделом CNRM-CM5. Такође, регионални климатски модел ALADIN 6.3 је показао боље статистичке оцене на Тејлоровом дијаграму у поређењу са моделом ALADIN 5.3.



Слика 4.9. Тејлоров дијаграм за максималну сезонску температуру ваздуха на 2m, који приказује стандардну девијацију (°C), центрирани корен средње квадратне грешке (°C) и корелацију за сваку EURO-CORDEX симулацију у области Панонске низије. Период верификације је од 1971. до 2000. године, док је E-OBS референтни сет података. Четири панела представљају сезоне: зима обухвата децембар, јануар и фебруар; пролеће март, април и мај; лето јун, јул и август; а јесен септембар, октобар и новембар. Осмотрено референтно поље је означено звездицом. Испрекидана црна линија представља контуру референтне стандардне девијације (осматрања). Контуре средње квадратне грешке су приказане сивом пуном линијом. Црна линија представљена корелационим линијама са леве и десне стране означава 95. и 99. ниво значајности, респективно.

Слика 4.10 показује да регионални климатски модели имају слабије перформансе у симулирању минималне температуре ваздуха током летње сезоне у поређењу са средњом и максималном температуром ваздуха, за све три статистичке оцене, посебно у погледу коефицијента корелације. Током лета, корелације се крећу од 0.12 до 0.58. Регионални климатски модел REMO 2009 остварио је најслабије резултате за симулацију минималне температуре, са највећим центрираним кореном средње квадратне грешке и најнижом корелацијом од 0.12. Насупрот томе, модел REMO 2015 је постигао најбоље резултате, са коефицијентом корелације од око 0.5 за минималну температуру. Поредећи верификационе оцене минималне температуре ваздуха са оценама средње и максималне температуре ваздуха, приметно је да је центрирани корен средње квадратне грешке највећи (већина модела има центрирани корен средње квадратне грешке између 1.5°C и 2°C).



Слика 4.10. Тејлоров дијаграм за минималну сезонску температуру ваздуха на 2m, који приказује стандардну девијацију (°C), центрирани корен средње квадратне грешке (°C) и корелацију за сваку EURO-CORDEX симулацију у области Панонске низије. Период верификације је од 1971. до 2000. године, док је E-OBS референтни сет података. Четири панела представљају сезоне: зима обухвата децембар, јануар и фебруар; пролеће март, април и мај; лето јун, јул и август; а јесен септембар, октобар и новембар. Осмотрено референтно поље је означено звездицом. Испрекидана црна линија представља контуру референтне стандардне девијације (осматрања). Контуре средње квадратне грешке су приказане сивом пуном линијом. Црна линија представљена корелационим линијама са леве и десне стране означава 95. и 99. ниво значајности, респективно.

4.2.3. Тренд температуре

Коначно, као додатни показатељ перформанси модела, анализиран је тренд температуре у периоду од 1970. до 2005. године. Резултати из табеле 4.1 показују да су регионални климатски модели показали позитиван тренд у посматраном пољу за последњих 36 година (једино комбинација HIRHAM 5-NCC-NorESM1-M означена бројем 13 није показала ни позитиван ни негативан тренд). Регионални климатски модели који су показали најмања одступања температурног тренда од осмотреног референтног E-OBS сета података су ALADIN 5.3, CCLM 4.8.17 иницијализован са EC-EARTH r12 и HadGEM2-ES, HIRHAM 5 иницијализован са HadGEM2-ES, RACMO 2.2E са EC-EARTH r12, RCA 4 са MPI-ESM-LR, и REMO 2015 са NCC-NorESM1-M и NOAA-GFDL-GFDL-ESM2G. Такође, регионални климатски модел REMO2009 (симулације под редни бројем 26 и 27) тренд температуре прилично лоше симулира у поређењу са E-OBS референтним сетом података, што показују статистичке оцене на Тејлоровом дијаграму, где је центрирани корен средње квадратне грешке највећи а коефицијент корелације најмањи у поређењу са осталим симулацијама. Велики центрирани корен средње квадратне грешке говори да модел лоше симулира стварне промене обрасца температуре.

Трендови температуре у табели 4.1 и температурне грешке модела (*bias*) током лета нису међусобно повезани, што значи да модели који показују прецењивање или потцењивање температуре ваздуха не указују нужно на прецењене или потцењене температурне трендове у поређењу са E-OBS подацима, и обрнуто.

Табела 4.1. Тренд средње дневне температуре EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла и референтног сета података E-OBS осредњен за област Панонске низије и период 1970-2005.

EURO-CORDEX ансамбл (регионални климатски модел-глобални климатски модел) и E-OBS	Тренд °C/декада		Тренд °C/декада
1. ALADIN53_CNRM-CERFACS-CNRM-CM5_r1_v1	**0.24**	**16. RACMO22E_ICHEC-EC-EARTH_r1_v1**	**0.54**
2. ALADIN63_CNRM-CERFACS-CNRM-CM5_r1_v2	**0.54**	**17. RACMO22E_ICHEC-EC-EARTH_r3_v1**	**0.69**
3. ALARO-0_CNRM-CERFACS-CNRM-CM5_r1_v1	**0.20**	**18. RACMO22E_MOHC-HadGEM2-ES_r1_v2**	**0.43**
4.CCLM4-8-17_CNRM-CERFACS-CNRM-CM5_r1_v1	**0.06**	**19. RCA4_CNRM-CERFACS-CNRM-CM5_r1_v1**	**0.14**
5. CCLM4-8-17_ICHEC-EC-EARTH_r12_v1	**0.23**	**20. RCA4_ICHEC-EC-EARTH_r12_v1**	**0.21**
6. CCLM4-8-17_MOHC_HadGEM2-ES_r1_v1	**0.24**	**21. RCA4_ICHEC-EC-EARTH_r3_v1**	**0.48**
7. CCLM4-8-17_MPI-M-MPI-ESM-LR_r1_v1	**0.18**	**22. RCA4_IPSL-IPSL-CM5A-MR_r1_v1**	**0.37**
8. HIRHAM5_CNRM-CERFACS-CNRM-CM5_r1_v2	**0.48**	**23. RCA4_MOHC-HadGEM2-ES_r1_v1**	**0.31**
9. HIRHAM5_ICHEC-EC-EARTH_r12_v1	**0.16**	**24. RCA4_MPI-M-MPI-ESM-LR_r1_v1**	**0.30**
10. HIRHAM5_ICHEC-EC-EARTH_r1_v1	**0.31**	**25. RCA4_NCC-NorESM1-M_r1_v1**	**0.17**
11. HIRHAM5_ICHEC-EC-EARTH_r3_v1	**0.37**	**26. REMO2009_MPI-M-MPI-ESM-LR_r1_v1**	**0.06**
12. HIRHAM5_MOHC-HadGEM2-ES_r1_v1	**0.30**	**27. REMO2009_MPI-M-MPI-ESM-LR_r2_v1**	**0.19**
13. HIRHAM5_NCC-NorESM1-M_r1_v2	**0.00**	**28. REMO2015_IPSL-IPSL-CM5A-LR_r1_v1**	**0.16**
14.RACMO22E_CNRM-CERFACS-CNRM-CM5_r1_v2	**0.41**	**29. REMO2015_NCC-NorESM1-M_r1_v1**	**0.27**
15. RACMO22E_ICHEC-EC-EARTH_r12_v1	**0.23**	**30. REMO2015_NOAA-GFDL-GFDL-ESM2G_r1_v1**	**0.30**
E-OBS	**0.26**		

5 Анализа утицаја параметара тла на интеракције између атмосфере и тла у вишегодишњим симулацијама повезаног регионалног климатског модела EBU-POM

5.1 Увод

Параметри тла који су дати у табелама које су направили Clapp и Hornberger (1978) и чије вредности одређују текстуру тла се користе у једначинама у моделу за тло (Прилог 3, табеле П3.1 и П3.2). У многим претходним радовима, приликом испитивања интеракција између атмосфере и тла истицао се значај вегетације, тј. тачност мапа које представљају тип вегетације, као и параметризације у којима вегетација игра значајну улогу у описивању површинских флуксева. Међутим, параметри тла који одређују хидрауличке процесу у тлу су такође веома битни у климатском моделирању, па је у овој докторској тези испитан њихов утицај на интеракције између атмосфере и тла у вишегодишњим симулацијама повезаног регионалног EBU-POM модела. Мотивација за ово истраживање представља и чињеница да и даље постоји неизвесност у вези са параметарима тла који се користе у климатском моделирању и који индиректно утичу на резултате климатских модела, а о којима у новије доба није било много речи. У ранијим истраживањима, Clapp и Hornberger (1978) су истакли да ти параметри тла за хетерогена земљишта имају велике стандардне девијације и да „слепо коришћење тих просечних вредности може довести до погрешних резултата". Стандардна девијација за одређене параметре унутар једне класе тла често је већа од варијабилности између различитих класа (Teuling и сар., 2009). Ови параметри тла су важни јер утичу на садржај воде у тлу кроз једначине у моделу за тло, који игра одлучујућу улогу у повратним спрегама између влажности тла и температуре, као и између влажности тла и падавина током лета (Seneviratne и сар., 2006; Seneviratne и сар., 2010).

Такође, претходне студије су истакле да интеракције између атмосфере и тла могу снажно утицати на варијабилност температуре и самим тим имати велики утицај на екстремне догађаје (Seneviratne и сар., 2006; Fischer и сар., 2007b; Guillod и сар., 2013; Vogel и сар., 2017). Транзитне зоне које су дефинисали Seneviratne и сар. (2010) представљају регионе у којима влажност тла снажно ограничава евапотранспирацију и повратне спреге између атмосфере и тла, што значи да чак и мала одступања у влажности тла могу значајно променити евапотранспирацију и тиме утицати на температуру ваздуха. Поред тога, положај ових региона помера се ка северу због утицаја климатских промена, а постоји и неизвесност у погледу тачне географске локације ових подручја, јер се метрике јачине повратних спрега између атмосфере и тла које дефинишу ове регионе разликују међу различитим регионалним климатским моделима (Seneviratne и сар., 2010; Knist, 2018). Према Seneviratne и сар. (2006), транзитна зона је током краја 20. века обухватала област Медитерана, док услед климатских промена у 21. веку постепено јача у централној и источној Европи. Са друге стране, постоји и више различитих дефиниција метрика јачине повратних спрега између атмосфере и тла које се не могу директно упоређивати у погледу апсолутних вредности, јер се свака од њих заснива на различитим физичким принципима (Knist, 2018).

Сходно томе, ово поглавље пружа одговоре на следећа питања:

(а) Како се понаша повратна спрега између влажности тла и температуре ваздуха у области Европе у симулацијама EBU-POM регионалног климатског модела?

(б) Како промене у параметрима тла (тј. различите мапе тла) утичу на влажност тла, површинске флуксеве и температуру ваздуха?

(в) Који параметар тла има најјачи утицај на локалну климу у интеракцијама између атмосфере и тла и зашто?

(г) Како те промене у вези са типовима тла (различите мапе тла) утичу на јачину повратних спрега између атмосфере и тла, и самим тим на климатске екстреме?

Иако је анализа спроведена за целу Европу ради добијања свеобухватније слике, у овој докторској дисертацији фокус је на централној Европи и Панонској низији. Панонска низија је од посебног значаја због развијене пољопривреде која знатно доприноси економији централне и источне Европе, док је учесталост климатских екстрема у овој области порасла услед климатских промена (Spinoni и сар., 2015; Lakatos и сар., 2016). Из тог разлога, циљ ове дисертације је да испита утицај параметара тла на климу и њену варијабилност у овим социо-економски важним регионима, чиме ће се проценити потенцијална неизвесност присутна у климатским пројекцијама за будућност, нарочито приликом анализе екстремних климатских догађаја. Резултати у овом поглављу су приказани на следећи начин: поглавље 5.2 представља способност повезаног EBU-POM модела да симулира површинске флуксеве између атмосфере и тла, као физичке величине које описују стање атмосфере и тла; поглавље 5.3 приказује утицај параметара тла дефинисаних различитим мапама типова тла на моделиране климатске атмосферске и површинске променљиве док поглавље 5.4 представља утицај параметара тла на јачину повратне спреге између атмосфере и тла.

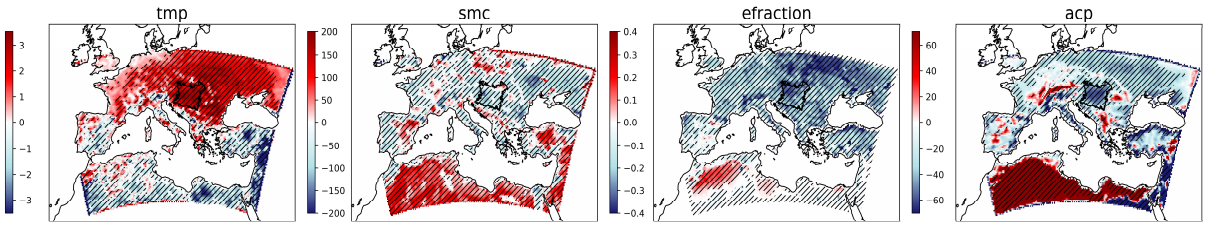
5.2 Верификација повезаног EBU-POM регионалног климатског модела

У овом поглављу представљена је способност регионалног климатског модела EBU-POM да симулира климу током летњег периода. Верификација је урађена за период 2000-2010 за MOD експеримент сходно чињеници да овај експеримент користи мапу тла STATSGO/FAO која има финију резолуцију и која је унапређена верзија Zobler мапе тла са реалистичнијом класификацијом тла према текстури. Резултати модела за сваку тачку мреже упоређени су са реанализама ERA5 и ERA5-Land, у зависности од доступности променљивих у овим сетовима, при чему су верификовани температура ваздуха на 2 метра, влажност тла до дубине од 1 метра, евапорациона фракција и падавине. До сличних закључака се дошло и током верификације резултата модела са осмотреним EOBS сетом података, али ови резултати нису приказани у дисертацији ради сажетости. Садржај воде у тлу је сумиран за слој дебљине од 1 m како би се поредили резултати модела са реанализама, јер су слојеви представљени различито у овим сетовима у односу на дискретизацију тла у моделу, при чему је слој од 1 m заједничка тачка пресека по дубини. Слика 5.1 показује грешке модела током летње сезоне за четири физичке величине, које су истакнуте како би се повезале грешке модела у симулирању услова на површини тла са грешкама модела у симулирању површинских флуксева (влажност тла и

евапорациона фракција), као и њихова повезаност са атмосферским физичким величинама, односно грешкама у пољима температуре и падавина. Садржај воде у тлу снажно контролише евапорациону фракцију (тј. флукс латентне топлоте) у транзитној зони (Seneviratne и сар., 2010), што пак у већој или мањој мери утиче на температуру ваздуха. Како су интеракције и повратне спреге између тла и атмосфере сложене и зависе од региона, даљу дискусију о њима ћемо обрадити у наредним поглављима. Поред тога, према слици 5.1 статистички значајне летње грешке модела су примећене скоро на целом домену интеграције EBU-POM модела за све наведене физичке величине.

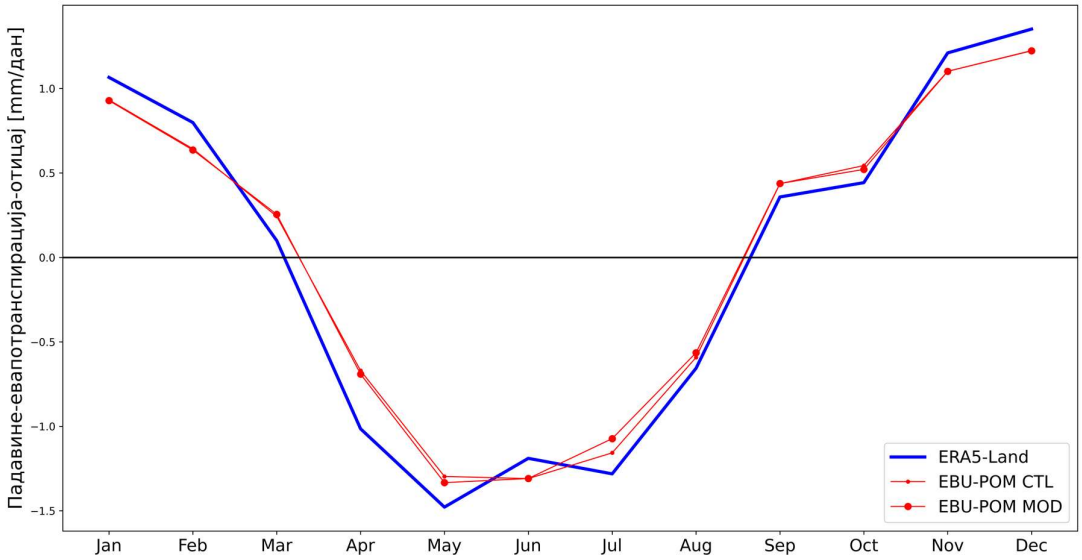
Грешка модела је нарочито изражена у области Панонске низије што се увиђа на слици 5.1. Такође, сличан проблем прецењивања температуре ваздуха и потцењивања падавина у области Панонске низије је уочен у EURO-CORDEX мулти-моделском ансамблу код већине регионалних климатских модела (поглавље 4). Према слици 5.1, грешка модела за област Панонске низије приликом симулирања садржаја воде у тлу до дубине од 1 m у поређењу са референтним сетом података износи од -50 до -200 mm, док је грешка евапорационе фракције између -0.3 и -0.4. То значи да је удео флукса латентне топлоте у укупној расположивој енергији за евапотранспирацију потцењен за 30-40% код резултата модела. Ове наведене грешке влажности тла и евапорационе фракције у Панонској низији су просторно корелисане са израженим грешкама у температури ваздуха на 2 m (до +3°C) и потцењивањем падавина (до -60%). Ако се упореде резултати верификације за EBU-POM модел са резултатима добијеним у поглављу 4 код EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла, 95. перцентил грешке летње температуре ваздуха на висини од 2 метра, осредњен за област Панонске низије, износи до +4°C, а 5. перцентил је испод -2°C. Са друге стране, медијана грешке мулти-моделског ансамбла на мрежи тачака у области Панонске низије има вредности у опсегу од -1.2°C до +1.6°C. Ако се посматрају падавине, 95. перцентил грешке EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла износи до +70%, а 5. перцентил је испод -50%, са медијаном у Панонској низији између -38% и +33% у зависности локације на мрежи тачака. Важно је напоменути да просторно распоређена медијана температуре ваздуха на висини од 2 m и падавина широм Панонске низије указује да регионални климатски модели у оквиру EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла претежно показују прецењивање температуре ваздуха и потцењивање падавина током лета, иако су присутне и мале области са потцењивањем температуре ваздуха и прецењивањем падавина. Према резултатима приказаним на слици 5.1, EBU-POM климатски модел показује сличан проблем у симулацији летње климе у Панонској низији као и EURO-CORDEX мулти-моделски ансамбл, који је познат као летње исушивање код климатских модела.

Qin и сар. (2023) су истакли да модели који експлицитно решавају конвекцију (енг. *Convection Permitting Models*) имају сличне проблеме као и модели са грубљом просторном резолуцијом у приказивању температуре ваздуха на 2 m изнад подручја Сједињених Америчких Држава, јер евапотранспирација (првенствено транспирација) има кључну улогу у контроли температуре ваздуха. Такође, показали су да пролећне падавине утичу на садржај воде у тлу током лета кроз повезаност између влажности тла и падавина (путем евапотранспирације). Сходно томе, просторна расподела грешке модела за падавине у Панонској низији током лета, приказана на слици 5.1, слична је просторној расподели грешке у пролеће, али мањег интензитета (није приказана ради прегледности). Ово сугерише да дефицит воде у тлу током лета може делимично бити последица недовољних падавина у пролећном периоду.



Слика 5.1. Средња грешка EBU-POM модела током 2000–2010 периода и летње сезоне за MOD експеримент (STATSGO/FAO мапа тла) за температуру ваздуха на висини од 2 m (tmp) [°C] у поређењу са ERA5 подацима, садржај воде у тлу до дубине од 1 m (smc) [mm] у поређењу са ERA5 подацима, евапорациону фракцију (efraction) [без јединица] у поређењу са ERA5-Land подацима, и падавине (acp) [%] у поређењу са ERA5-Land подацима. Грешке модела су израчунате као разлика између резултата модела и референтног сета података, док у случају падавина ова разлика је представљена у процентуалном облику ($\frac{\text{модел} - \text{ERA5Land}}{\text{ERA5Land}} \cdot 100$). Статистички значајне грешке модела на нивоу значајности од 5% су означене косим линијама. Област Панонске низије је истакнута пуном црном линијом.

Слика 5.2 приказује резултате симулација EBU-POM модела за Панонску низију у поређењу са реанализом ERA5-Land у погледу нето садржаја воде који остаје на површини тла (енг. *net input of water in soil*) после процеса падавина, евапотранспирације и отицаја. У обе симулације (CTL и MOD), EBU-POM модел (црвена линија) релативно добро репродукује хидролошки циклус у односу на референтни сет података представљен реанализом (плава линија). Хидролошки циклус обухвата компоненте евапотранспирације и падавина, уз површинско отицање и отицање из плитких слојева тла у дубље слојеве тла. Од марта до октобра, што одговара вегетационом периоду у Панонској низији, вредности нето садржаја воде на површини тла код референтног сета података су ниже у односу на моделске симулације. Ова разлика настаје јер референтни сет података у овом периоду године приказује веће количине падавина и укупну евапотранспирацију (видети слику П2.2 у Прилогу 2). Разлике су најизраженије током топлијег дела вегетационог периода (летњи месеци), због добро познате повратне спреге између влажности тла и падавина која доводи у Панонској низији до позитивне повратне спреге, тј. интеракције између влажности тла и падавина преко процеса евапотранспирације. Панонска низија се налази у транзитној зони између суве и влажне зоне које одређују режим евапотранспирације, што ће бити детаљније приказано у поглављу 5.4 путем метрика за јачину повратних спрега између атмосфере и тла. Транзитна зона се карактерише позитивном и значајном повратном спрегом између влажности тла и евапотранспирације, где већа влажност тла доводи до веће евапотранспирације, мада ова повратна спрега није тако једноставно линеарно параметрисана у моделу. Удео укупног отицаја воде у хидролошком циклусу је мањи у односу на остале хидролошке компоненте и стога грешка у представљању ове компоненте не доприноси значајно грешци модела у представљању нето садржаја воде који остаје на површини тла (видети слику П2.2 у Прилогу 2). У Панонској низији годишњи површински отицај износи око 3% укупних годишњих падавина, отицање воде из плитких слојева тла у дубље слојеве тла око 11%, док је евапотранспирација знатно виша и чини око 86% укупних годишњих падавина (видети слику П2.3 у Прилогу 2).



Слика 5.2. Годишњи режим нето садржаја воде који остаје на површини тла (енг. *net input of water in soil*) после процеса падавина, евапотранспирације и отицаја [mm/дан], осредњен за област Панонске низије и период 2000–2010. Плавом линијом је представљен референтни ERA5-Land сет података, а црвеним линијама EBU-POM CTL експеримент (Zobler мапа тла) и EBU-POM MOD експеримент (FAO/STATSGO мапа тла).

Поред тога, CTL и MOD експерименти показују само мање разлике у представљању хидролошког циклуса, при чему је највеће одступање присутно током лета. То је зато што промене у коришћеним мапама тла, тј. у параметрима тла, највише утичу на климу и њену варијабилност током лета, будући да влажност тла у том периоду највише утиче на расподелу површинских флуксева због процеса евапотранспирације. Као што је приказано на слици 5.2, период од марта до септембра у Панонској низији карактерише стање када евапотранспирација надмашује падавине, што указује на то да је доступно нето зрачење довољно за испуњавање енергетских захтева потребних за процесе евапотранспирације. На тај начин долази до смањења садржаја воде у тлу, јер се вода губи из тла брже него што се надокнађује падавинама. Насупрот томе, вишак падавина у односу на евапотранспирацију се јавља у току периода јануар–март и септембар–децембар. На тај начин, у континенталним регионима се регулише циклус кружења воде назад у океане преко отицаја воде у реке и језера (Hartmann, 1994).

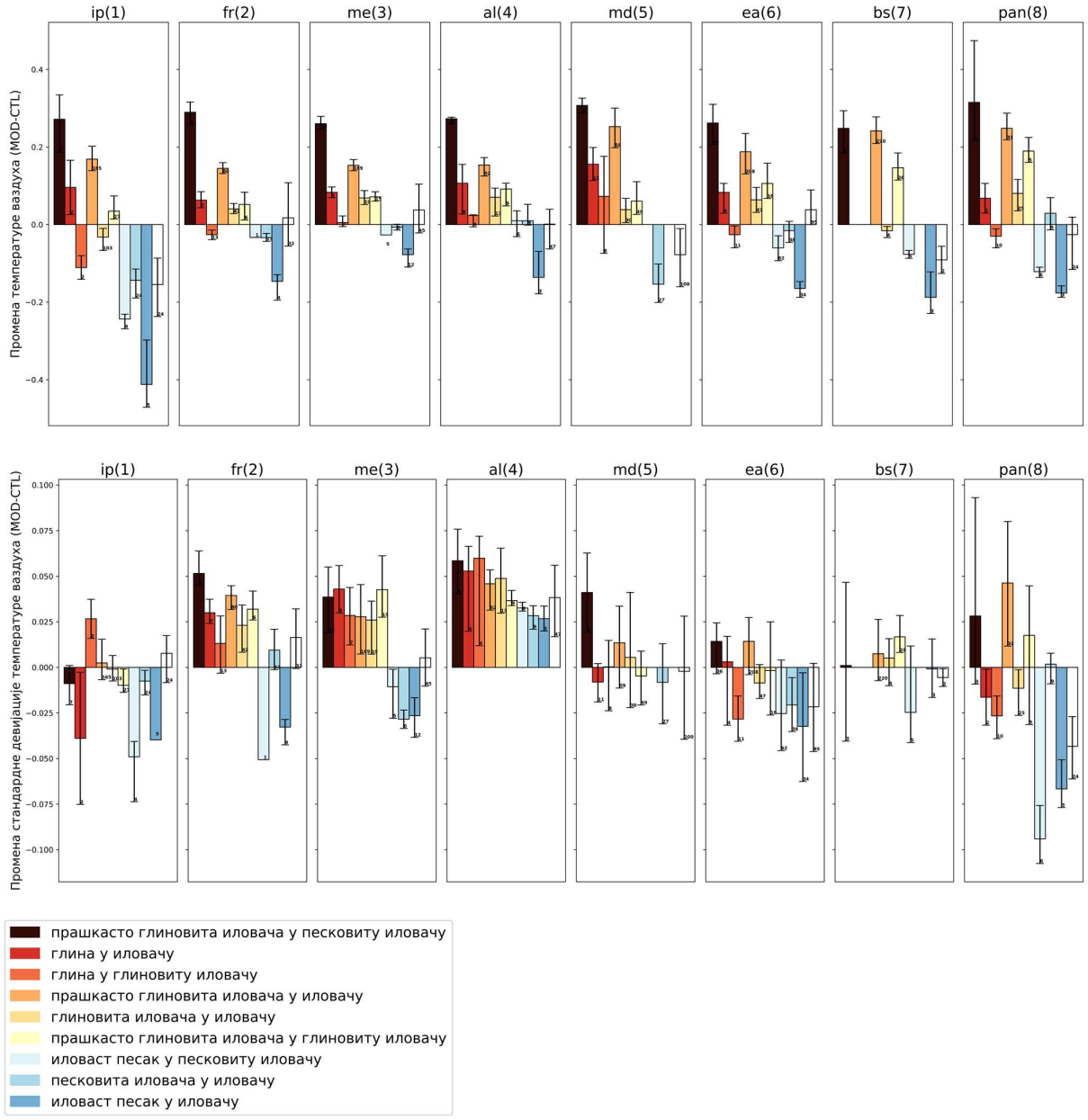
5.3 Утицај параметара тла дефинисаних различитим мапама типова тла на моделиране климатске атмосферске и површинске промењиве

Као што је раније наведено, текстура тла, одређена типом тла и његовим параметрима, управља хидрауличким процесима и утиче на доступност воде у тлу. Параметри тла такође представљају извор неизвесности у регионалним климатским моделима и неизбежни су, јер се користе у једначинама које дефинишу процесе у тлу који даље утичу на интеракције између тла и атмосфере. У овој секцији испитаће се осетљивост регионалног климатског модела EBU-POM на промене у параметрима тла путем промена мапа тла. На тај начин испитаће се веза параметара тла и грешака у представљању физичких величина које карактеришу стање атмофере и тла, као и утицај хидрофизичких особина тла на хидролошке и радијационе флуксеве. Истраживање је усмерено на Панонску низију и централну Европу, али ће ради поређења резултата бити приказан и шири европски регион подељен на подрегије.

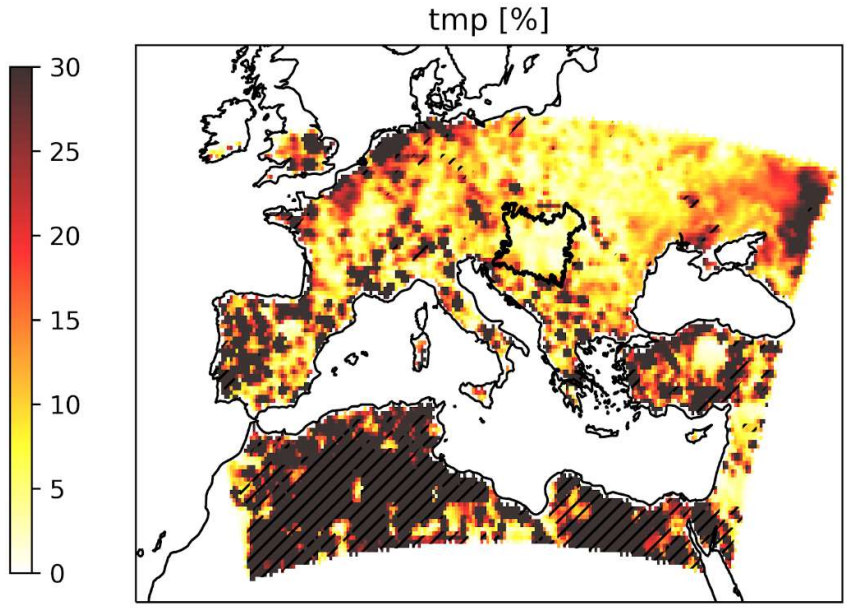
Слика 5.3 приказује утицај типова тла и њихових параметара на летњу климу у различитим подрегијама Европе кроз разлике у средњој вредности и стандардној девијацији температуре ваздуха на 2 m између два EBU-POM експеримента (MOD-CTL). Први график на слици 5.3 показује како одређена текстура тла утиче на средње стање температуре ваздуха током периода 2000–2010 преко параметара који одређују класу тла, док други график приказује утицај на међугодишњу варијабилност. Први график на слици слици 5.3 показује да одређена транзиција из једне класе тла у другу за све подрегије у Европи изазива сличан ефекат на разлику у просечној температури ваздуха на 2 m између два експеримента, иако се интензитет разлике мења. Промене између класа тла са највећим разликама у хидрофизичким својствима (односно прецизније у величини честица) доводе до најизраженијих разлика у симулацији просечне температуре ваздуха на 2 m, што наглашава важну улогу параметара тла у интеракцијама између тла и атмосфере. Црвене нијансе приказују повећање просечне величине честица при преласку из једне класе тла у другу, док плаве нијансе указују на смањење. Тамније нијансе означавају веће разлике у величини честица. На пример, све промене типова тла (из CTL ка MOD експерименту) ка крупнијим честицама (црвене нијансе) углавном доводе до пораста просечне температуре ваздуха на 2 m, док промене ка ситнијим честицама (плаве нијансе) резултују смањењем просечне температуре на 2 m. Иберијско полуострво је најосетљивије на промене у параметрима тла (тип тла), при чему највеће повећање просечне величине честица, као што је прелазак са прашкасто глиновите иловаче на песковиту иловачу, доводи до пораста средње температуре ваздуха за +0.27°C. Са друге стране, највеће смањење просечне величине честица тла, као што је прелазак из иловастог песка у иловачу, доводи до смањења средње температуре ваздуха за -0.41°C. Панонска низија такође показује значајну осетљивост на промене у параметрима тла са сличним обрасцем као за Иберијско полуострво. Највећи пораст средње температуре ваздуха јавља се при преласку са прашкасто глиновите иловаче на песковиту иловачу, што је приказано најтамнијом нијансом црвене боје и праћено разликом у температури од +0.32°C. Такође, највеће смањење средње температуре ваздуха по апсолутној вредности јавља се при преласку са иловастог песка у иловачу, што је приказано најтамнијом нијансом плаве боје и праћено разликом у температури од -0.18°C. Још једна честа промена у типовима тла код MOD и CTL експеримента која има изражен утицај на просечну температуру ваздуха на 2 m је прелазак са прашкасто глиновите иловаче на иловачу, што доводи до повећања просечне температуре на 2 m, иако се интензитет промене температуре мења у зависности од подрегије. Ова промена типа тла из прашкасто глиновите иловаче у иловачу у представљеним експериментима чини

37% укупне копнене површине унутар домена модела приказаног на сликама 3.4 и 3.5. Највећи пораст температуре ваздуха услед ове промене типа тла забележен је у Медитерану (+0.26°C), Панонској низији (+0.25°C) и у области Црног мора (+0.24°C). Поређењем ових резултата са другим годишњим добима (види Прилог 2, слике П2.4, П2.5 и П2.6) уочава се да се највећа разлика због промене параметара тла, узрокована коришћењем различите мапе тла, јавља у летњој сезони, са распоном промене температуре ваздуха од +0.32°C до -0.41°C за све регије. Поред тога, слика 5.4 показује да у Панонској низији, на пример, осетљивост температуре ваздуха на текстуру тла, тј. апсолутна вредност промене температуре ваздуха ($|MOD - CTL|$) чини око 5-10% укупне грешке модела, тј. MOD експеримента када се упореди са референтним сетом података (ERA5) у току летње сезоне. Важно је напоменути да овај проценат варира од регије до регије, нпр. за подрегију Црног мора је 15-20%, док на Иберијском полуострву постоје мање области где је овај проценат већи од 100%. Међутим, статистички значајне разлике у температури ваздуха у току летње сезоне између ова два експеримента примећују се у северној Африци (што је ван обима ове студије) и у мањим областима на Иберијском полуострву, у регији Црног мора и у Турској.

Такође, други график на слици 5.3, показује како различита текстура тла, тј. параметри тла утичу на међугодишњу варијабилност температуре ваздуха. Највећи утицај промене текстуре тла на међугодишњу варијабилност се уочава у областима Алпа и Панонске низије, где се стандардна девијација температуре ваздуха између два EBU-POM експеримента променила у опсегу од +0.03°C до +0.06°C, и од -0.09°C до +0.05°C, респективно. Штавише, област Црног мора је регион са најмањим утицајем промене текстуре тла на међугодишњу варијабилност температуре ваздуха, за разлику од промене у просечној температури ваздуха. Утицај промена текстуре тла (тип тла) на међугодишњу варијабилност температуре ваздуха варира од региона до региона, при чему одређена промена из једног типа тла у други може довести како до повећања, тако и до смањења стандардне девијације температуре ваздуха. Иако неизвесност повезана са класификацијом текстуре тла и његовим параметрима може утицати на међугодишњу варијабилност температуре ваздуха, не може се директно повезати промена одређеног типа тла са утицајем на стандардну девијацију температуре ваздуха.



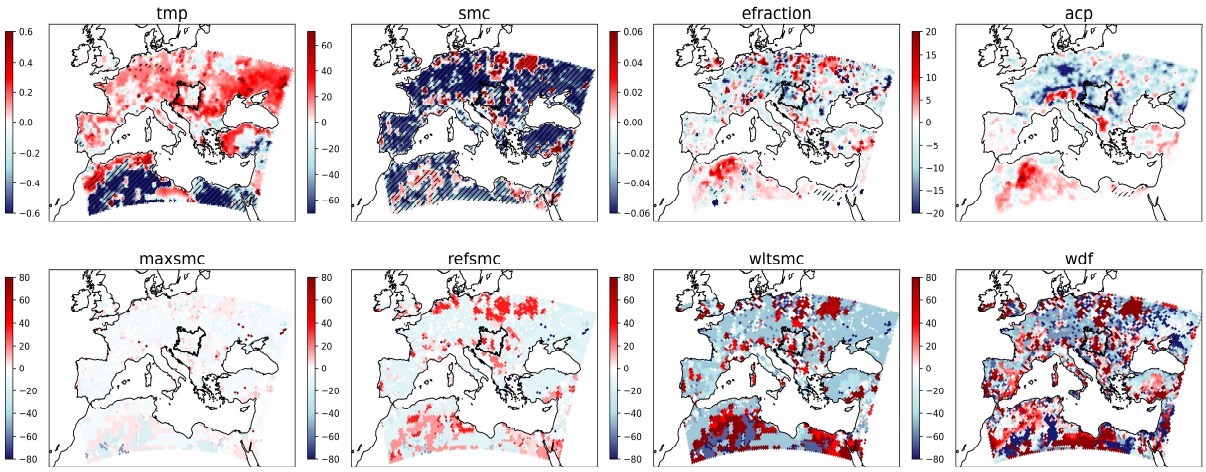
Слика 5.3. Промене летње температуре ваздуха на 2 m [°C] настале због разлика у текстури тла (тип тла) између два EBU-POM експеримента (MOD-CTL) за период од 2000. до 2010. године. Први ред представља средњу промену температуре ваздуха на 2 метра, док други ред приказује међугодишњу варијабилност, представљену стандардним девијацијама температуре ваздуха за одабране подобласти наведене на слици 3.5. Легенда и одређени прелази из једног типа тла у други прате легенду на слици 3.5, уз додатни бели стуб на хистограму за све тачке унутар одређеног региона са истом текстуром тла у оба EBU-POM експеримента. Сви стубови на хистограму приказују горњи (75. перцентил) и доњи квартил (25. перцентил) за све тачке на мрежи у којима је дошло до одговарајућих промена типа тла, при чему бројеви у стубовима указују на број тачака на мрежи у којима је дошло до промене тла. У случају када је број тачака у којима је дошло до промене текстуре тла мали, перцентили и бројеви нису наведени.



Слика 5.4. Разлика у летњој температури ваздуха на 2 m (MOD-CTL) осредњена за период од 2000. до 2010. године, настала због различите класификације тла према текстури. Разлике су изражене као проценат апсолутне вредности промене температуре ваздуха (MOD-CTL) у односу на укупну грешку модела, тј. MOD експеримента када се упореди са референтним ERA5 сетом података. Статистички значајне разлике температуре ваздуха на нивоу значајности од 5% су означене косим линијама. Област Панонске низије је истакнута пуном црном линијом.

Пре него што се настави са дискусијом, важно је истаћи да се ова студија бави искључиво утицајем текстуре тла на интеракције између тла и атмосфере, заснованом на једначинама коришћеним у *Noah* моделу тла. Ослањајући се на претходна истраживања Seneviratne и сар. (2010) и Qin и сар. (2023), која су истакла значај повратних спрега између влажности тла и температуре, као и између влажности тла и падавина уз утицај евапотранспирације, ово истраживање има за циљ да повеже параметре тла и њихову зависност од величине честица са овим интеракцијама. Са друге стране, у оквиру ове дисертације утврђено је да је утицај текстуре тла на компоненте радијационог зрачења (нето дуготаласно и краткоталасно зрачење) занемарљив, па зато нису представљене у раду због прегледности. Такође је важно нагласити, да се ова студија бави изолованим ефектима текстуре тла на интеракције између тла и атмосфере, док је комплексна улога вегетације ван оквира ове анализе. Због тога нису разматрани ефекти брзине приземног ветра, храпавости тла и албеда повезани са типом вегетације на повратну спрегу између влажности тла и температуре ваздуха. Претходне студије сугеришу да је нето допринос албеда сувише мали да би подржао хипотезу о значајном утицају албеда на процесе великих размера попут интеракција између атмосфере и тла, те да је однос између влажности тла и албеда прикривен доминантним утицајем стања вегетације (Teuling и Seneviratne, 2008). Поред тога, Luu и сар. (2023) су показали да промене у намени земљишта и типу вегетације утичу на храпавост тла, што потом утиче на приземни ветар и, коначно, на циркулацију великих размера у вишим слојевима атмосфере.

Слика 5.5 приказује средње разлике између MOD и CTL експеримената током летње сезоне у периоду од 2000. до 2010. године, за температуру ваздуха на 2 m, садржај воде у тлу до дубине од 1 m, евапорациону фракцију, падавине (први ред) и параметре тла: сатурациону влажност тла, пољски водни капацитет, влажност венућа и хидрауличку дифузивност воде у тлу (други ред). Разлике у садржају воде у површинском слоју тла дебљине 1 m између експеримената су просторно сличне, тј. имају исти знак промене као разлике у евапорационој фракцији, што показује да сувље тло има мањи флукс латентне топлоте, и обрнуто. Ово је последица тога што евапорациона фракција представља удео флукса латентне топлоте у укупној доступној енергији која се користи за евапотранспирацију (приближно једнака суми флукса латентне и осетне топлоте). Као последица, смањење флукса латентне топлоте доводи до повећања температуре ваздуха на 2 m, док његово повећање резултира смањењем температуре ваздуха. На слици 5.5 јасно се уочава доследан образац између влажности тла и температуре ваздуха, при чему сувље тло доводи до виших температура, а влажније тло резултира нижим температурама. Статистички значајне разлике између два експеримента уочавају се на целом домену EBU-POM модела за садржај воде у тлу. Међутим, ове разлике нису статистички значајне за температуру ваздуха на 2 m, евапорациону фракцију или падавине. Ово указује да параметри тла имају примарни утицај на влажност тла, која затим има индиректан, али мањи утицај на друге променљиве, као што су евапорациона фракција, температура ваздуха и падавине, на крају повратне спреге. Такође, промене у параметрима тла не показују директан утицај на падавине, иако овај утицај постоји индиректно кроз повратну спрегу између влажности тла и падавина (посредством евапотранспирације). У овом раду, као што је наглашено, посебан фокус је на повратној спрези између влажности тла и температуре ваздуха, с обзиром на то да се просторно поље које приказује промене типа тла на слици 3.5 снажно поклапа са пољем разлика у температури ваздуха и садржају воде у тлу на слици 5.5. На пример, у Европи, са слике 5.5 се види да када се најчешћи тип тла промени из прашкасто глиновите иловаче у иловачу (приказано на слици 3.5), садржај воде у површинском слоју тла до дубине од 1 m опадне и до -80 mm, док флукс латентне топлоте, изражен кроз евапорациону фракцију, опадне до -3%. Ово доводи до повећања температуре ваздуха на 2 m до +0.3°C, мада овај ефекат варира у зависности од региона. Подручје Црног мора на слици 5.5 је идентификовано као регион са највећим утицајем на температуру ваздуха на 2 m у Европи због промена у просторној расподели типова тла. То је последица тога што промене у садржају воде у тлу значајно утичу на евапорациону фракцију у транзитним регионима. У овим областима, чак и мале промене у влажности тла могу имати велики утицај на евапотранспирацију, што доводи до приметних промена у температури ваздуха (Seneviratne и сар., 2010).



Слика 5.5. Средње разлике између EBU-POM експеримената (MOD-CTL) током летње сезоне у периоду од 2000. до 2010. године, за (први ред): температуру ваздуха на 2 m (tmp) [°C], садржај воде у површинском слоју тла дубине 1 m (smc) [mm], евапорациону фракцију (efraction) [бездимензиона величина], падавине (acp) [%] и (други ред) параметре тла: сатурациону влажност тла (maxsmc) [%], пољски водни капацитет (refsmc) [%], влажност венућа (wltsmc) [%] и хидрауличку дифузивност воде у тлу (wdf) [%]. Хидрауличка дифузивност воде у тлу је израчуната према једначини (25) помоћу садржаја воде у површинском слоју тла дубине 1 метар. Разлике приказане у % су израчунате као $\frac{MOD - \text{CTL}}{\text{CTL}} \cdot 100$. Статистички значајне разлике између експеримената на нивоу значајности од 5% су означене косим линијама. Област Панонске низије је истакнута пуном црном линијом.

Влажност тла тежи влажности венућа у периоду између епизода са појавом падавинама. Сходно томе, просторни образац разлика у моделским симулацијама за садржај воде у тлу (smc) показује сличну просторну расподелу и исти знак као и разлике у влажности венућа (wltsmc), што је илустровано на слици 5.5. Ова чињеница истиче значај хидрофизичких својстава тла, с обзиром на то да влажност венућа у великој мери зависи од величине честица тла, као што је приказано на слици 3.6, и то тако да што су честице мање, влажност венућа је већа, и обрнуто. Поред тога, и други параметри тла, као што су сатурациона влажност (maxsmc) и пољски водни капацитет (refsmc), утичу на разлике у садржају воде у тлу између два експеримента, али у мањем обиму и са слабијом просторном корелацијом. Како је приказано на слици 5.5, просторни образац разлика у садржају воде у тлу је конзистентан и уско повезан са расподелом разлика у сатурационој влажности тла и пољском водном капацитету. Примера ради, у случају најчешће промене типа тла у Европи (прелазак са прашкасто глиновите иловаче на иловачу), смањење садржаја воде у тлу до -80 mm директно је повезано са смањењем параметара тла, при чему је влажност венућа опала до -50%, пољски водни капацитет до -20%, а сатурациона влажност тла до -10%.

Како је раније наведено, Qin и сар. (2023) су утврдили да повећање транспирације и површинске инфилтрације у моделу тла значајно смањује температурне грешке у поређењу са изменама у атмосферском делу модела, као што су параметризације микрофизичких процеса у облацима. Ови резултати наглашавају кључну улогу интеракција између атмосфере и тла, као и значај повезаних климатских модела у побољшању тачности будућих климатских пројекција. Да би се проценио утицај промена параметара тла на транспирацију, приказане су разлике у хидрауличкој дифузивности воде у тлу, означене као „wdf" на слици 5.5. На основу једначине (4), која према Ричардсу описује вертикални транспорт воде кроз слојеве тла, закључујемо да хидрауличка дифузивност воде у тлу има значајан утицај на вертикалну

расподелу воде у тлу. Ова веза се може приписати капиларним силама јер се дефинише преко матричког потенцијала који описује способност тла да врши рад под дејством капиларних сила, што указује на то да хидрауличка дифузивност воде у тлу игра кључну улогу у регулисању транспирације. Слика 5.5 показује да разлике у влажности венућа у великој мери прате образац разлика у хидрауличкој дифузивности воде у тлу, али са мањом просторном корелацијом, нарочито у појединим регионима као што су Иберијско полуострво и Француска. Најјача просторна корелација уочена је између разлика у влажности венућа и разлика у садржају воде у тлу, како је приказано на слици 5.5. Поред тога, једначина (25) показује да на хидрауличку дифузивност воде у тлу утиче више параметара, укључујући сатурациону хидрауличку дифузивност, сатурациону влажност тла (означену као „maxsmc" на слици 5.5) и параметар b. Такође, зависи и од тренутне влажности тла (приказане као „smc" на слици 5.5). Стога, комбинација влажности тла и параметара тла утиче на транспирацију, а не само параметри тла. Ово је зато што је влажност тла под утицајем сложених интеракција између атмосфере и тла, као што су повратне спреге између влажности тла и температуре, као и између влажности тла и падавина, што је показано у студији Seneviratne и сар. (2010).

Са друге стране, у овој докторској дисертацији није испитан утицај неизвесности параметра b који се појављује у експоненцијалном члану приликом дефинисања хидрауличке дифузивности воде у тлу у једначини (25), проводљивости тла у једначини (24) и термалне проводљивости тла у једначинама (29а,б) у којој фигурише матрички потенцијал зависан од овог параметра. Ек (2005) се у својој докторској дисертацији бавио овим параметром, где је показао у ,,offline" моду Noah модела тла да ефекат варирања средње вредности параметра b за $\pm\sigma$ има највећи ефекат на суво и умерено влажно тло, и то нарочито за тло без вегетације (голо тло). Разлог лежи у томе, што за веома влажно тло однос стварне влажности тла и сатурационе влажности тла тежи јединици у наведеним једначинама, па експоненцијални члан нема значајан утицај на резултат хидрауличке дифузивности воде у тлу, проводљивости тла и термалне проводљивости. На пример, у случају b + σ, смањено узлазно кретање воде у тлу, које је настало као последица смањења хидрауличке дифузивности воде, довело је до смањења флукса латентне топлоте, чиме је више воде остало у горњим слојевима тла у моделу. Као последица тога, флукс осетне топлоте, као и температура тла и ваздуха, били су већи. У свом истраживању, Ек (2005) је израчунао праг за горњу границу транзитне зоне у којој влажност тла има значајан утицај на интеракције између атмосфере и тла, а који се одређује када је волуметријски садржај воде у тлу једнак 0.2. Стога, као закључак Ек (2005) предлаже да се у климатским моделима урачунају варијације параметара тла који веома утичу на хидрауличке и термодинамичке процесе у тлу.

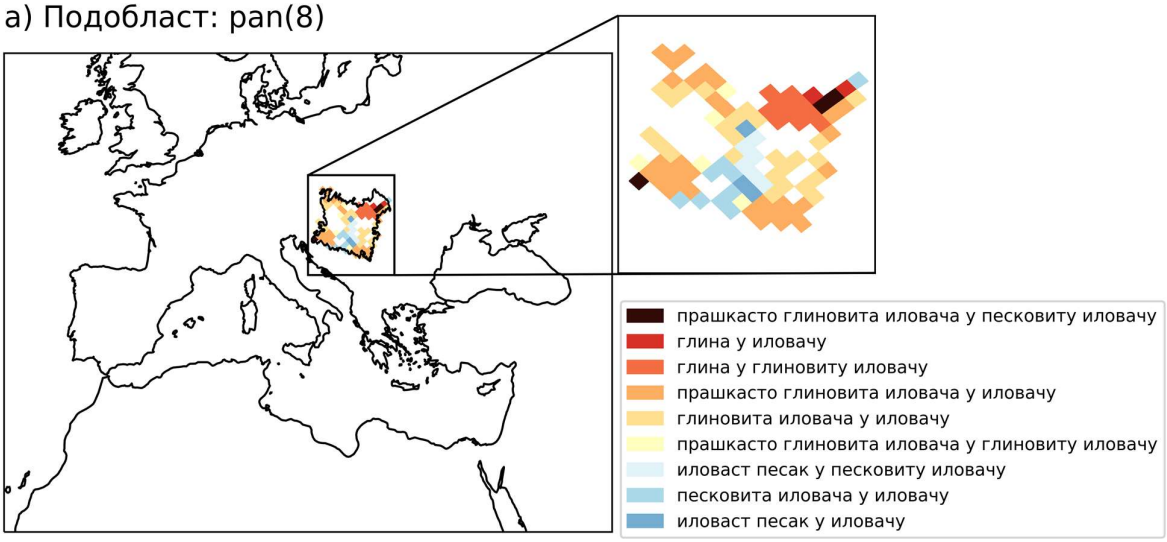
Слика 5.6 приказује разлике између два експеримента у Панонском басену узроковане употребом различитих мапа тла у EBU-POM моделу, како за различите параметре тла, тако и за физичке величине које описују стање атмосфере и тла. Важно је напоменути да је знак флукса латентне или осетне топлоте у моделу негативан када је површински флукс усмерен од тла ка атмосфери, што значи да тло губи енергију због фазних прелаза као што су евапотранспирација или због вертикалног температурног градијента у приземном слоју. Због тога, знак промене у флуксу латентне топлоте приказан на слици 5.6 је негативан ако се евапотранспирација повећа, и обрнуто. У овом раду, позитивне промене у флуксу латентне топлоте, као што је приказано на слици 5.6, тумаче се као смањење флукса латентне топлоте у складу са физичким процесом описаним у моделу, и обрнуто.

Релативна промена влажности венућа у експериментима EBU-POM модела, приказана на слици 5.6, креће се од -50 % до +125 %. Знак промене влажности венућа зависи од величине честица тла, где промене текстуре тла ка грубљим честицама доводе до смањења, док промене ка ситнијим, финијим честицама узрокују повећање. Ова чињеница је у складу са сликом 3.6, где обе слике показују да што је већа промена величине честица тла, то је интензивнија промена влажности венућа. С друге стране, знак и интензитет промена влажности венућа

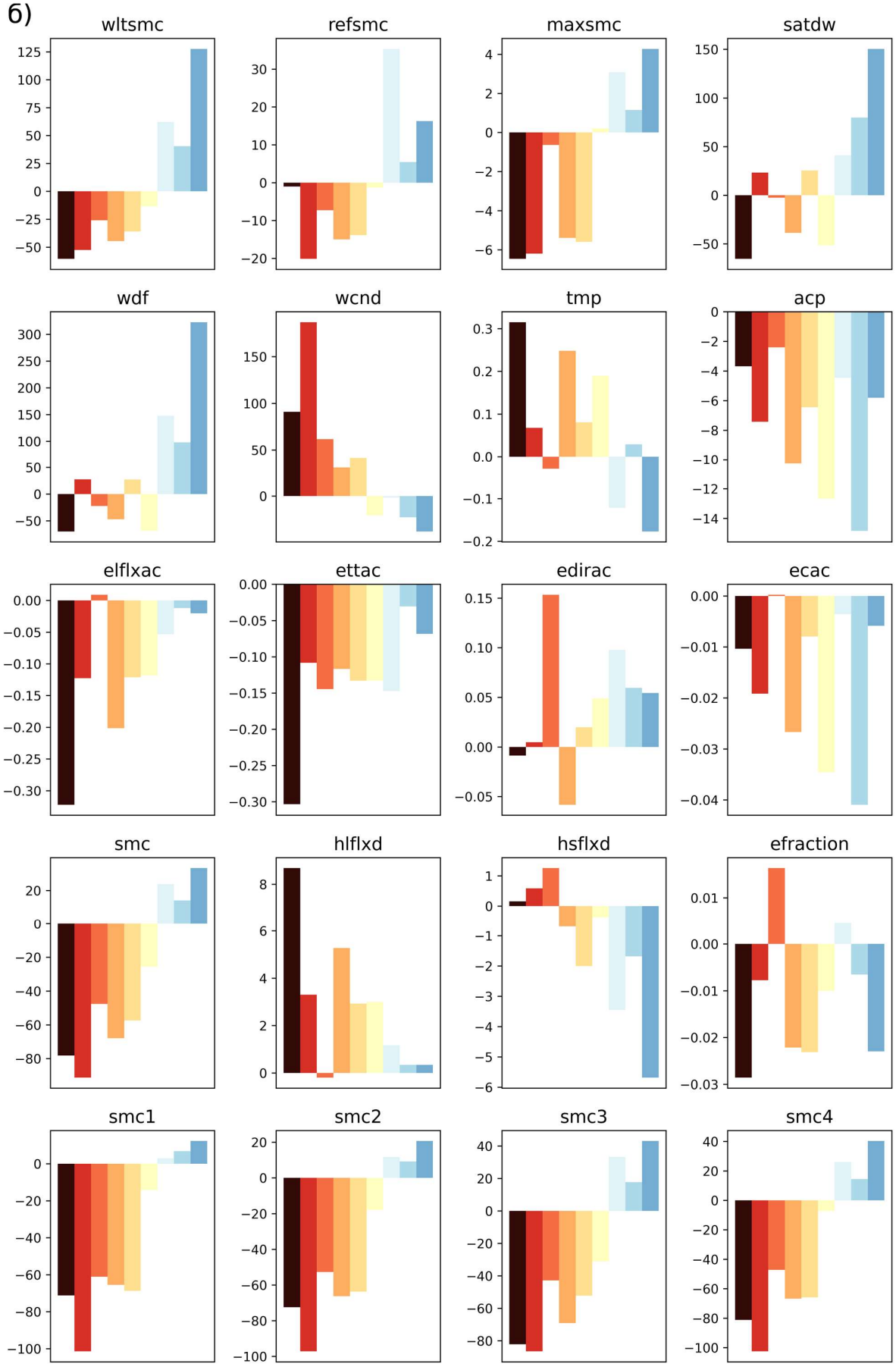
одговарају променама садржаја воде у тлу за различите дубине слојева тла (smc, smc1, smc2, smc3 и smc4), као што је већ наговештено сликом 5.5. Скраћеница „smc" означава садржај воде у тлу за површински слој дубине 1 метар, „smc1" означава волуметријски садржај воде у тлу за слој дубине 0-0.1 m, „smc2" за волуметријски садржај воде у тлу за слој дубине 0.1-0.4 m, „smc3" за волуметријски садржај воде у тлу за слој дубине 0.4-1 m и „smc4" за волуметријски садржај воде у тлу за слој дубине 1-2 m. Промене волуметријскоg садржаја воде у слоју тла дубине од 0.4-1 m (smc3) су најсличније променама влажности венућа, јер је то слој тла са мањим утицајем површинског отицаја воде и већом резистенцијом, тј. отпором према дневним променама. Промене садржаја воде у тлу за слој дубине 1 m (smc) такође у великој мери одговарају променама влажности тла за дубину слоја од 0.4-1 m. Насупрот томе, интезитет промена влажности венућа због текстуре тла не мора нужно бити у складу са интезитетом промена влажности тла. На пример, током промене текстуре тла ка грубљим крупнијим честицама тла (најтамнија црвена боја на слици 5.6), садржај воде у тлу опада (-80 mm), док влажност венућа показује релативну промену од -60 %. Насупрот томе, промена текстуре тла ка ситнијим честицама тла (најтамнија плава боја на слици 5.6) доводи до мањег интезитета промене садржаја воде у тлу у поређењу са променом ка грубљим честицама (+30 mm), праћено много већом релативном променом у влажности венућа (+125 %). Овај резултат је такође добијен за друге регионе (за детаљне податке погледати Прилог 2, слике П2.8, П2.9 и П2.10). Ова неслагања указују на постојање додатних механизама који превазилазе хидрофизичке особине тла и подразумевају и појачавају сложене интеракције између тла и атмосфере. Поред тога, влажност венућа тла није једини фактор који утиче на влажност тла, али је један од главних фактора који доприносе грешци модела у представљању влажности тла.

Стога, узрочно-последична веза између параметара тла и физичких величина које описују стање атмосфере и тла доводи до тога да смањење влажности тла генерално утиче на то да се смањи флукс латентне топлоте (hlflxd), а самим тим и укупна евапотранспирација (elflxac). Највеће смањење садржаја воде у тлу (smc), које се јавља код прелаза тла са прашкасто глиновите иловаче на песковиту иловачу (најтамнија нијанса црвене боје), износи -80 mm, док је флукс латентне топлоте смањен за приближно 9 W/m², што доводи до смањења укупне евапотранспирације (-0,31 mm/дан) и транспирације (-0,30 mm/дан), која је главна компонента укупне евапотранспирације. Такође, промене влажности тла малог интезитета нису нужно пратиле горе поменути образац промена. На пример, код промена текстуре тла ка ситнијим честицама тла, мала промена влажности тла није довела до промене флукса латентне топлоте, иако је било очекивано да флукс латентне топлоте буде повећан. Са друге стране, промене влажности тла показују најизраженију негативну корелацију са променама температуре ваздуха на 2 метра. Слика 5.6 приказује да су сувља тла повезана са вишим температурама и обрнуто. На пример, смањење влажности тла за -80 mm доводи до пораста температуре ваздуха за +0.3 °C, док повећање влажности тла за +30 mm узрокује смањење температуре ваздуха за -0.18 °C.

a) Подобласт: pan(8)



б)


wltsmc
refsmc
maxsmc
satdw
wdf
wcnd
tmp
acp
elflxac
ettac
edirac
ecac
smc
hlflxd
hsflxd
efraction
smc1
smc2
smc3
smc4

Слика 5.6. Средње промене током летње сезоне у периоду од 2000. до 2010. године, изазване разликама у текстури тла (типу тла) у Панонској низији (pan) између два EBU-POM експеримента (MOD-CTL), за различите параметре тла и физичке величине које описују стање атмосфере и тла. Први график (а) приказује просторну расподелу промена типова тла из једне класе (CTL) у другу класу тла (MOD), док други график (б) приказује одговарајуће промене у параметрима тла и физичким величинама које описују стање атмосфере и тла. Легенда и одређени прелази из једног типа тла у други прате легенду на слици 3.5. Разлике су приказане на графику под (б) за (први ред) влажност венуђа (wltsmc) [%], пољски водни капацитет (refsmc) [%], сатурациону влажност тла (maxsmc) [%], сатурациону дифузивност воде у тлу (satdw) [%], (други ред) хидрауличку дифузивност воде у тлу (wdf) [%], хидрауличку проводљивост тла (wcnd) [%], температуру ваздуха на 2 m (tmp) [°C], падавине (acp) [%], (трећи ред) укупну евапотранспирацију (elflxac) [mm/дан], транспирацију (ettac) [mm/дан], евапорацију са голе површине тла (edirac) [mm/дан], евапорацију из интерцепционог резервоара (ecac) [mm/дан], (четврти ред) садржај воде у тлу у површинском слоју дебљине 1 m (smc) [mm], флукс латентне топлоте (hlflxd) [W/m^2], флукс осетне топлоте (hsflxd) [W/m^2], евапорациону фракцију (efraction) [бездимензионална величина], и (пети ред) волуметријски садржај воде у тлу за слој тла 0-0.1 m (smc1) [l/m^3], волуметријски садржај воде у тлу за слој тла 0.1-0.4 m (smc2) [l/m^3], волуметријски садржај воде у тлу за слој тла 0.4-1 m (smc3) [l/m^3], и волуметријски садржај воде у тлу за слој тла 1-2 m (smc4) [l/m^3]. Хидрауличка дифузивност воде у тлу и хидрауличка проводљивост тла израчунати су помоћу једначина (25) и (24), у којима је коришћен садржај воде у површинском слоју тла дубине до 1 m (smc). Релативне разлике приказане у % израчунавају се према формули $\frac{MOD-\text{CTL}}{\text{CTL}} \cdot 100$.

Још једна важна променљива повезана са параметрима тла и евапотранспирацијом је хидрауличка дифузивност воде у тлу (означена као „wdf”). Са слике 5.6 можемо закључити да повећана дифузивност воде у тлу не мора нужно довести до повећане евапотранспирације. На пример, на слици 5.6, области у којима је дошло до промене текстуре тла у виду смањења честица тла показују позитивну промену дифузивности воде у тлу (чак до 300%), али истовремено имају смањену укупну евапотранспирацију (elflxac). Ако упоредимо резултате са слике 5.6 са једначином (4) која описује вертикални транспорт воде у тлу, видимо да дифузивност воде у тлу игра важну улогу, али у комбинацији са влажношћу тла, јер веће позитивне вредности дифузивности воде представљају само потенцијал за евапотранспирацију. Поред тога, промене у сатурационој дифузивности воде у тлу показале су најјачу просторну позитивну корелацију са променама у дифузивности воде у тлу, при чему су у свим конверзијама различитих типова тла задржале исти смер промене (видети Прилог 2, слика П2.7).

Слика 5.6 такође показује снажну позитивну корелацију између падавина (означене као „acp”) и евапорације из интерцепционог резервоара (означене као „ecac”). Овај процес подразумева да вегетација задржава део падавина, које затим испаравају назад у атмосферу (процес је описан једначином 6). Међутим, удео евапорације из интерцепционог резервоара у укупној евапотранспирацији је мали (видети слику П2.1 у Прилогу 2).

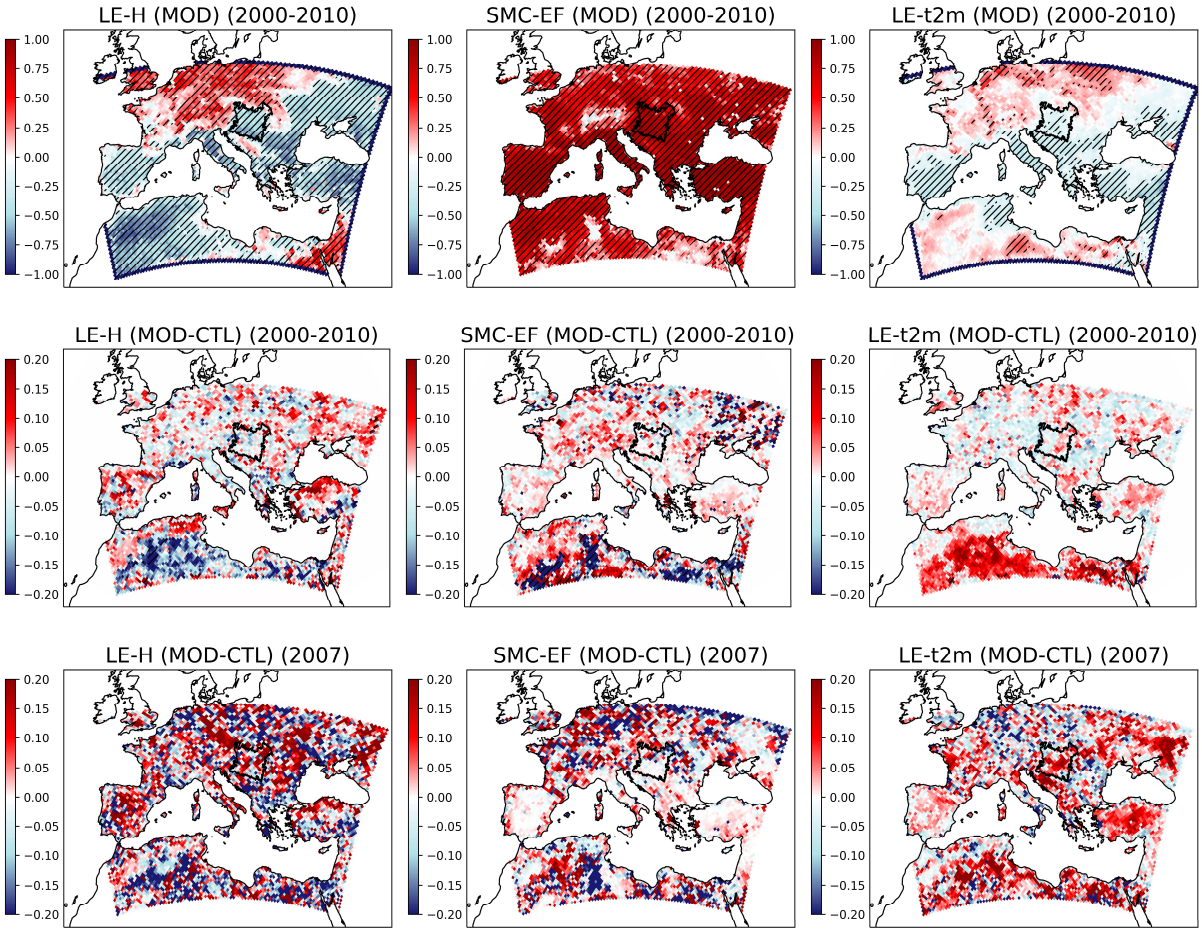
5.4 Утицај параметара тла на јачину повратне спреге између атмосфере и тла

Јачина повратне спреге представља кључну метрику за описивање интеракција између атмосфере и тла. Уколико регионални климатски модел не репродукује ову метрику на адекватан начин, то може утицати на његову способност симулације екстремних догађаја, попут топлотних таласа или суша (Vautard и сар., 2013). У овом поглављу анализираће се како промене у текстури тла, кроз различите параметре тла, утичу на метрике јачине повратне спреге и екстремне климатске догађаје.

Први ред на слици 5.7 приказује коефицијенте корелације осредњене за летње сезоне у периоду 2000–2010. за MOD експеримент. Анализирана је повезаност између десетодневних непреклапајућих средњих вредности флукса латентне и осетне топлоте (LE-H), садржаја воде у тлу у површинском слоју тла дебљине 1 m и евапорационе фракције (SMC-EF), као и између флукса латентне топлоте и температуре ваздуха на 2 m (LE-t2m). Негативни коефицијенти корелације између флукса латенте и осетне топлоте указују на јаку повратну спрегу између тла и атмосфере и режим евапотранспирације ограничен влажношћу тла, док позитивне корелације указују на слабу повратну спрегу и режим евапотранспирације ограничен нето радијационим зрачењем. Како је објашњено у Knist (2018), у регионима са режимом евапотранспирације који је ограничен нето радијационим зрачењем, температура површине тла утиче и на вертикалне градијенте влажности тла и температуре у приземном слоју атмосфере, а самим тим на флуксеве латентне и осетне топлоте. Из тог разлога је у тим регионима позитивна корелација између флуксева латентне и осетне топлоте. С друге стране, у регионима са режимом евапотранпирације, који је ограничен влажношћу тла, садржај воде у тлу ограничава евапотранспирацију, а самим тим и вертикалне градијенте влажности у приземном слоју атмосфере, док вертикални температурни градијент и флукс осетне топлоте могу наставити да расту са повећањем радијационог зрачења. Заузврат, флукс латентне топлоте смањује влажност тла, па је корелација између флукса латентне и осетне топлоте негативна. На слици 5.7 приказани су региони са јаком повратном спрегом између атмосфере и тла, засновану на негативним LE-H корелацијама, при чему се истичу подручја као што су Иберијско полуострво, Медитеран, Панонска низија у источној Европи и регион Црног мора. Слаба повратна спрега између тла и атмосфере (позитивне корелације) уочава се у Француској, Алпима, делу централне Европе и деловима источне Европе. Овај закључак је углавном у складу са Seneviratne и сар. (2006), Fischer и сар. (2007) и Knist (2018), иако транзитна зона варира међу различитим регионалним климатским моделима, при чему је највећа неизвесност присутна у централној Европи. Поред тога, у равничарским подручјима, као што су Панонска низија и Дунавски басен у Бугарској и Румунији, јачина повратне спреге, мерена LE-H корелацијама, је израженија (негативнија) у поређењу са планинским регионима попут Карпата, Алпа и Пиринеја. Регион северне Африке није обухваћен овом студијом, јер LE-H корелације имају физички смисао само у областима са високим степеном евапотранспирације. Поред ове метрике јачине повратне спреге, на слици 5.7 приказана је метрика у виду корелација SMC-EF која показује да са смањењем (повећањем) влажности тла долази до смањења (повећања) евапорационе фракције, што доводи до позитивних корелација у већини европских земаља. Ове позитивне корелације нису изненађујуће, јер многи модели тла садрже експлицитну или имплицитну линеарну везу између ових променљивих у једначинама. Највећа позитивна корелација, слично као и LE-H корелација, уочава се у јужној Европи и Панонској низији, која, према презентованим резултатима, припада транзиционој зони између зона са јаким и слабим повратним спрегама између тла и атмосфере. Области са јаким

повратним спрегама су најосетљивији на промене у влажности тла које даље утичу на приземне флуксеве и атмосферске променљиве попут температуре ваздуха и падавина. Такође, на слици 5.7 приказане су и LE-t2m корелације, које прате исти просторни образац као и LE-H корелације, али са нешто слабијом повезаношћу. То је зато што LE-t2m метрика показује утицај влажности тла на површинске флуксеве, а самим тим и на температуру ваздуха на крају ланца повратне спреге. Међутим, температура ваздуха није искључиво одређена површинским флуксевима, већ зависи и од других процеса, попут адвекције ваздуха. Стога су статистички значајни коефицијенти корелације уочени на већем делу домена модела за LE-H и SMC-EF, док су за LE-t2m корелације статистички значајне за мање области. Са друге стране, области у којима су LE-t2m корелације статистички значајне се налазе у зони где владају јаке повратне спреге између атмосфере и тла (негативни коефицијенти корелације) и обухватају област Медитерана, југоисточне Европе, Панонске низије и део области око Црног мора и Турске.

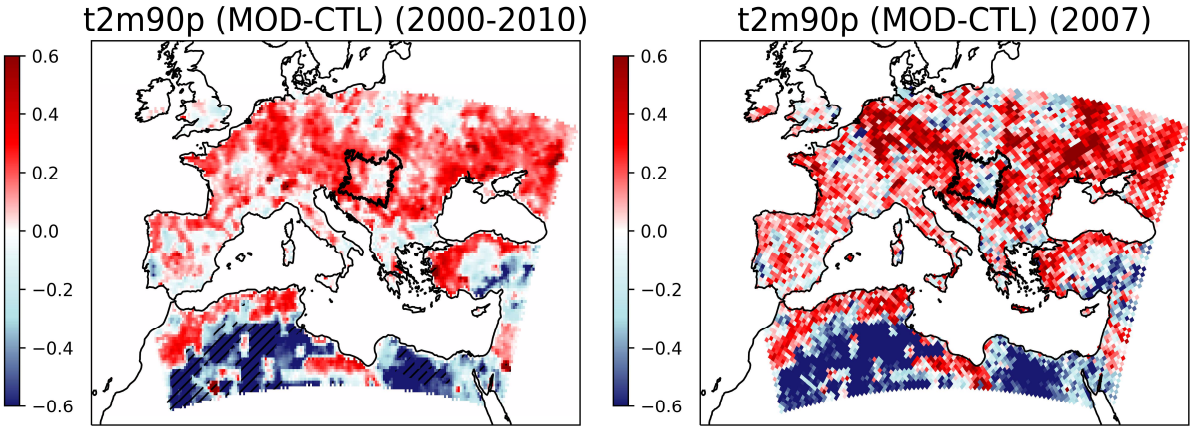
Други ред на слици 5.7 показује како текстура тла кроз параметре тла утиче на метрике повратне спреге између тла и атмосфере током летњег периода од 2000. до 2010. године, док трећи ред приказује ове ефекте осредњене за 2007. годину, која је била година са екстремним епозодама топлотних таласа током лета на Балкану и у Турској (Cheval и сар., 2008; Unkašević и Tošić, 2011; Demirtaş, 2018). Поређење другог и трећег реда показује да су просторни обрасци разлика свих метрика углавном слични, али израженији током екстремне 2007. године у поређењу са метрикама осредњеним за период 2000-2010. Током 2007. године, која је била екстремно сува и топла на Балкану и у Турској, разлике између корелација EBU-POM експеримената су биле веће и израженије у овим областима за све метрике. Међутим, разлике између MOD и CTL корелација за период 2000-2010. године нису статистички значајне у већем делу домена модела.



Слика 5.7. Коефицијенти корелације између десетодневних непреклапајућих средњих вредности флукса латентне и флукса осетне топлоте (LE-H), садржаја воде у тлу у површинском слоју тла дебљине 1 m и евапорационе фракције (SMC-EF) и флукса латентне топлоте и температуре ваздуха на 2 m (LE-t2m) за: (први ред) MOD експеримент и летње сезоне у периоду 2000–2010, (други ред) разлике између MOD и CTL експеримената за период 2000-2010, и (трећи ред) разлике између MOD и CTL експеримената за 2007. годину. Статистички значајни коефицијенти корелације (први ред) и значајне разлике између коефицијената корелација у два експеримента на нивоу значајности од 5% су означене косим линијама.

Поред метрика за јачину повратних спрега између атмосфере и тла, слика 5.8 приказује разлику у 90. перцентилу летње температуре ваздуха на 2 m између MOD и CTL експеримената за период 2000–2010 и за 2007. годину. Деведесети перцентил је израчунат на основу дневних вредности за сваку годину током летње сезоне, а затим је осредњен за период 2000–2010. Главна идеја била је да се прикаже улога повратних спрега у контролисању екстремне температуре ваздуха. У претходним студијама, Fischer и сар. (2007) су истакли да интеракције између тла и атмосфере појачавају температурне екстреме током топлотних таласа и продужавају трајање топлотних таласа, са доприносом топлотним таласима од 50-80 % броја врелих летњих дана. Такође су показали колико су важне аномалије влажности тла, јер оне фаворизују и изазивају топлотне таласе. Поред тога, Seneviratne и сар. (2006) су указали да интеракције између тла и атмосфере могу снажно утицати на варијабилност температуре

ваздуха и тако имати значајан утицај на екстремне догађаје. Стога, метрике јачине повратне спреге између тла и атмосфере могу послужити као интегративне дијагностичке величине које илуструју интезитет интеракција између тла и атмосфере и показују колико су важне за описивање како средњег стања климе, тако и екстремних климатских догађаја. Зато, оба графика на слици 5.8 показују да региони у којима је била изражена јача (слабија) LE-t2m метрика јачине повратне спреге, углавном имају више (ниже) екстремне температуре, које су представљене 90. перцентилом летње температуре ваздуха на 2 метра. На слици 5.7 и 5.8 је показано да MOD експеримент у области западног Балкана и Турске има слабију LE-t2m метрику повратне спреге (позитивне вредности) и стога нижи 90. перцентил температуре ваздуха на 2 m (-0.2°C за период 2000-2010. и -0.3°C за 2007. годину) у поређењу са CTL експериментом. Да би се испитало како промене у текстури тла утичу на средње стање климе и екстремне догађаје, упоређене су разлике између два експеримента за средњу температуру ваздуха (слика 5.5) и 90. перцентил температуре ваздуха (слика 5.8, леви график). Разлике температуре ваздуха (MOD-CTL) за најчешћу промену типа тла из прашкасте глиновите иловаче у иловачу износе око +0.3°C за средњу температуру ваздуха и око +0.4°C за 90. перцентил температуре ваздуха. У екстремним годинама као што је 2007. година (слика 5.8, десни график), разлика у 90. перцентилу температуре ваздуха између два експеримента била је још већа (до +0.6 °C). Такође, статистички значајне разлике код 90. перцентила летње температуре ваздуха на 2 m између два експеримента сличне су као и код средње температуре ваздуха на 2 метра, тј. статистички су значајне за регионе у северној Африци и малим подручјима Иберијског полуострва.



Слика 5.8. Разлика између MOD и CTL експеримента за 90. перцентил летње температуре ваздуха на 2 m (t2m90p), осредњена за период 2000-2010 (леви график) и за 2007. годину (десни график). Статистички значајне разлике (леви график) између експеримената на нивоу значајности од 5% су означене косим линијама.

6 Закључак

Ова докторска дисертација истражује узроке и потенцијална решења за смањење систематске грешке, која настаје услед интеракција између атмосфере и тла у вишегодишњим симулацијама регионалног климатског модела. Проблем систематске грешке у повезаном климатском моделу повезан је са грешком у параметризацији физичких процеса у моделу тла који описује размену влаге, топлоте и енергије између ових двеју климатских компоненти. У првом делу истраживања, фокус је усмерен на анализу грешака EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла у симулацији температуре ваздуха и падавина у равничарској области Панонске низије, као и могућим узроцима тих грешака. Главни фокус истраживања је испитивање да ли регионални климатски ансамбл, са најфинијим доступним просторним разлагањем, који се користи за проучавање утицаја климатских промена, и даље показује моделарски проблем „летњег исушивања" који је у наведеној области изражен. Овај проблем се манифестује прецењивањем температуре ваздуха и потцењивањем падавина у области од интереса, упркос побољшаној репрезентацији конвективних падавина због финијег просторног разлагања. Затим се у другом делу истраживања, анализира утицај параметара тла на ове моделске грешке, са нагласком на интеракције између атмосфере и тла. Коришћењем регионалног климатског модела EBU-POM испитана је осетљивост климатских симулација на различите мапе текстуре тла, чиме је утврђено у којој мери овакви параметри чије вредности одређују тип тла и текстуру, утичу на грешке влажности тла, температури ваздуха и падавинама. Резултати су показали да ови фактори значајно доприносе моделским одступањима, нарочито у летњем периоду, и указали на потребу за унапређењем репрезентације тла у климатским моделима ради побољшања тачности климатских пројекција. Због изражених моделских грешака у симулацији температуре ваздуха и падавина током лета, посебна пажња посвећена је централној Европи и Панонској низији.

Верификација EURO-CORDEX мулти-моделског ансамбла показала је да већина регионалних климатских модела финог просторног разлагања од 12 km прецењује температуру ваздуха, а потцењује падавине током лета у Панонској низији. Ова низијска област истиче се као област са израженим грешкама у симулацијама температуре ваздуха и падавина у поређењу са остатком Европе. Грешка и неизвесност ансамбла у симулирању температуре ваздуха и падавина је највећа током лета поредећи са осталим сезонама, указујући на веће потешкоће у симулацији ових климатских елемената у том периоду. С обзиром на то да температурне грешке код регионалних климатских симулација у Панонској низији током тридесетогодишњег периода досежу и +4°C у летњем периоду, неопходно је да се обазриво користе резултати EURO-CORDEX климатског ансамбла приликом анализе климатских пројекција за будућност. Посматрајући статистичке карактеристике симулација у оквиру EURO-CORDEX ансамбла, приметно је да је коефицијент корелације код температуре ваздуха значајно висок и позитиван код већине модела, док је највеће одступање стандардне девијације модела од стандардне девијације осмотреног сета података у виду прецењивања присутно у току летње сезоне. Верификационе оцене падавина су најлошије са коефицијентом корелације нижим од 0.8. Симулације минималне температуре имају најлошије статистичке оцене у поређењу са оценама средње и максималне температуре ваздуха. Са друге стране, EURO-CORDEX симулације падавина показају најбоље верификационе оцене у току зиме и јесени због тачнијег симулирања стратиформних падавина синоптичких размера у поређењу са локалним конвективним падавинама. Додатно, примећено је да глобални климатски модели, чији се резултати користе као почетни и бочни гранични услови за регионалне климатске симулације, могу значајно утицати на грешке у пољима температуре ваздуха и падавина. Иако атрибуција ових грешака није била фокус овог истраживања, јасно је да већина глобалних климатских модела уносе значајна одступања која се преко граничних услова преносе у регионалне климатске симулације. Такође, тренд температуре и моделске температурне

грешке током лета нису у корелацији, што значи да модели који прецењују или потцењују температуру ваздуха не морају нужно показивати прецењене или потцењене температурне трендове у поређењу са осмотреним подацима, и обрнуто.

Други део рада наглашава значај текстуре тла у интеракцијама између атмосфере и тла, јер параметри тла одређују хидрофизичке особине тла, које су кључне за описивање хидрауличких процеса и расподелу воде у тлу. На овај начин, параметри тла утичу пре свега на влажност тла, а онда индиректно на температуру ваздуха и падавине, који су повезани процесом евапотранспирације у повратним спрегама између атмосфере и тла. Зато, у другом делу истраживања је показано како неизвесност у параметрима тла утиче на климу и екстремне климатске догађаје током лета, када су повратне спреге између атмосфере и тла најинтезивније. Разлике између два EBU-POM експеримента условљене другачијим мапама тестуре тла варирају од региона до региона, са разликом у температури ваздуха у опсегу од +0.32°C до -0.41°C у Европи, што наглашава неопходност да се текстура тла прикаже што тачније у климатским моделима. Претходна истраживања су углавном била фокусирана на утицај вегетације на повратне спреге између атмосфере и тла, док је улога текстуре тла често била занемарена. Међутим, осетљивост температуре ваздуха на промене у текстури тла показује да различите мапе тла могу значајно утицати на климатске симулације. На пример, у Панонској низији апсолутна вредност разлике између експеримената износи 5–10% укупне грешке модела у поређењу са референтним сетом података, док у региону Црног мора тај удео достиже 15–20%, а на Иберијском полуострву у појединим областима чак и преко 100%. Иберијско полуострво се показало као најосетљивије на промене у текстури тла. Поред тога, параметри тла утичу и на варијабилност климе, али је овај утицај сложен и зависи од географске локације.

Параметар тла који има највећи утицај на влажност тла је влажност венућа. Могућ разлог за то је што влажност тла између појава падавина тежи влажности венућа, па је грешка повезана са представљањем параметра влажности венућа уско повезана са грешком влажности тла. Уједно, овај параметар је најосетљивији на промену у текстури тла тј. величине честица тла. У овој докторској дисертацији величина честица тла је доведена у везу са параметрима тла и то тако да се у свим регионима влажност венућа повећава са смањењем честица тла, и обрнуто. Што је промена величине честица израженија, то је и промена у влажности венућа већа, што потом утиче на влажност тла, флукс латентне и осетне топлоте, а на крају и на температуру ваздуха. Резултати показују да сувља тла смањују флукс латентне топлоте, што доводи до повећања температуре ваздуха. Још један значајан параметар тла је хидрауличка дифузивност воде, која утиче на процес евапотранспирације и зависи не само од текстуре тла, већ и од влажности тла.

На основу метрика јачине повратних спрега између атмосфере и тла, идентификовани су региони у којима су ове интеракције најизраженије и имају кључну улогу у обликовању климе, посебно током летњег периода. Региони попут Медитерана, Иберијског полуострва, Панонске низије и подручја око Црног мора показали су високу осетљивост на грешке у представљању текстуре тла, што значајно утиче на влажност тла и температуру ваздуха. Такође, повратне спреге су израженије у равничарским него у планинским пределима. Осим тога, резултати указују на то да ове интеракције имају значајан утицај на климатске екстреме, што захтева додатну пажњу при њиховом описивању, нарочито у транзитним областима у којима влажност тла има кључну улогу у процесу евапотранспирације.

За будући развој модела за тло треба укључити и тачније мапе текстуре тла, како би се повећала тачност параметара тла које се користе у једначинама модела. На тај начин, расподела температуре ваздуха ће бити тачније представљена, како за сезонску прогнозу времена, тако и за климатске пројекције. Новији приступ у климатском моделирању који користи функције тла (енг. *pedotransfer functions*) директно процењује хидрауличке и термалне параметре тла на основу фракција песка, праха и глине у тлу, без потребе за класификацијом

типова тла (Van Looy и сар., 2017). Ове глобалне мапе тла су познате као *SoilGrids 1km* (Hengl и сар., 2014). Наведени приступ може значајно допринети побољшању резултата модела. То је посебно важно, јер традиционалне методе показују да параметри тла који се користе за дефинисање категорија типа тла имају високу варијабилност, а опсези параметара који су описани стандардним девијацијама често се преклапају. Такође, ови резултати због идентификовања најзначајнијег параметра тла који контролише влажност тла могу бити корисни за даља истраживања у којима би се користиле методе вештачке интелигенције за минимизирање грешака параметара тла. Смањењем грешке у влажности венућа и хидрауличкој дифузивности воде у тлу током климатских симулација, могу се смањити и грешке код других параметара тла, с обзиром на то да постоје функције које их дефинишу и које укључују исте физичке величине.

Литература

Al-Yaari, A., Ducharne, A., Cheruy, F., Crow, W. T., & Wigneron, J. P. (2019). Satellite-based soil moisture provides missing link between summertime precipitation and surface temperature biases in CMIP5 simulations over conterminous United States. *Scientific Reports*, *9*(1), 1657. https://doi.org/10.1038/s41598-018-38309-5

Anders, I. and Rockel, B. (2009). The influence of prescribed soil type distribution on the representation of present climate in a regional climate model. *Climate Dynamics*, *33*(2-3), 177-186.

Anders, I. (2015). *Regional climate modelling: The Eastern European "summer drying" problem and the representation of coastal surface wind speed in a multi model ensemble* (Doctoral dissertation, Staats-und Universitätsbibliothek Hamburg Carl von Ossietzky).

Angevine, W. M., & Mitchell, K. (2001). Evaluation of the NCEP mesoscale Eta model convective boundary layer for air quality applications. *Monthly Weather Review*, *129*(11), 2761-2775.

Arakawa, A., & Lamb, V. R. (1977). Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics, 17*, 174–265.

Betts, A. K. (1986). A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *112*(473), 677-691.

Betts, A. K., & Miller, M. J. (1986). A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *112*(473), 693-709.

Bjerknes, V. (1904). Das Problem der Wettervorhersage, betrachtet vom Standpunkte der Mechanik und der Physik. *Meteorologische Zeitschrift*, *21*, 1-7.

Blumberg, A. F., & Mellor, G. L. (1987). A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In N. Heaps (Ed.), *Three-dimensional coastal ocean models* (Vol. 4, pp. 1–16). American Geophysical Union.

Bonan, G. B., & Doney, S. C. (2018). Climate, ecosystems, and planetary futures: The challenge to predict life in Earth system models. *Science*, *359*(6375), eaam8328.

Budyko, M. I. (1974). *Climate and life.* Academic Press.

Bueno, A., Alfarhan, A., Arand, K., Burghardt, M., Deininger, A. C., Hedrich, R., ... & Riederer, M. (2019). Effects of temperature on the cuticular transpiration barrier of two desert plants with water-spender and water-saver strategies. *Journal of Experimental Botany*, *70*(5), 1613-1625. https://doi.org/10.1093/jxb/erz018

Ceglar, A., Croitoru, A. E., Cuxart, J., Djurdjevic, V., Güttler, I., Ivančan-Picek, B., ... & Weidinger, T. (2018). PannEx: the pannonian basin experiment. *Climate Services*, *11*, 78-85. https://doi.org/10.1016/j.cliser.2018.05.002

Chen, F., Mitchell, K., Schaake, J., Xue, Y., Pan, H. L., Koren, V., ... & Betts, A. (1996). Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *101*(D3), 7251-7268.

Chen, F., Janjić, Z., & Mitchell, K. (1997). Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta model. *Boundary-Layer Meteorology*, *85*, 391-421.

Cheruy, F., Dufresne, J. L., Hourdin, F., & Ducharne, A. (2014). Role of clouds and land-atmosphere coupling in midlatitude continental summer warm biases and climate change amplification in CMIP5 simulations. *Geophysical Research Letters*, *41*(18), 6493-6500. https://doi.org/10.1002/2014GL061145

Cheval, S., Dumitrescu, A., & Bell, A. (2008). The urban heat island of Bucharest during the extreme high temperatures of July 2007. *Theoretical and Applied Climatology*, *97*, 391-401. https://doi.org/10.1007/s00704-008-0088-3

Christensen, J. H., Machenhauer, B., Jones, R. G., Schär, C., Ruti, P. M., Castro, M., & Visconti, G. (1997). Validation of present-day regional climate simulations over Europe: LAM simulations with observed boundary conditions. *Climate Dynamics*, *13*, 489-506.

Christensen, J. H., Carter, T. R., Rummukainen, M., & Amanatidis, G. (2007a). Evaluating the performance and utility of regional climate models: the PRUDENCE project. *Climatic Change*, *81*, 1-6.

Christensen, J. H., & Christensen, O. B. (2007b). A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change*, *81*(Suppl 1), 7-30.

Christensen, O. B., Christensen, J. H., Larsen, M., Drews, M., & Stendel, M. (2019). From PRUDENCE and ENSEMBLES to Euro-CORDEX. What's the difference? *The EMS Annual Meeting: European Conference for Applied Meteorology and Climatology 2019*, 16, EMS2019-85. Technical University of Denmark.

Clarke, G. M., & Cooke, D. (1998). *A basic course in statistics* (4th ed.). Arnold; Distributed in the U.S.A. by Oxford University Press.

Clapp, R. B., & Hornberger, G. M. (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, *14*(4), 601-604.

Coppola, E., Nogherotto, R., Ciarlo, J., Giorgi, F., Meijgaard, E., Kadygrov, N., Iles, C., Corre, L., Sandstad, M., Somot, S., Nabat, P., Vautard, R., Levavasseur, G., Schwingshackl, C., Sillmann, J., Kjellström, E., Nikulin, G., Aalbers, E., Lenderink, G., & Wulfmeyer, V. (2021). Assessment of the European climate projections as simulated by the large EURO-CORDEX regional and global climate model ensemble. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. https://doi.org/10.1029/2019JD032356

Cornes, R. C., Van Der Schrier, G., Van Den Besselaar, E. J., & Jones, P. D. (2018). An ensemble version of the E-OBS temperature and precipitation datasets. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *123*(17), 9391-9409. https://doi.org/10.1029/2017JD028200

Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., & Ginn, T. (1984). A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research*, *20*(6), 682-690. https://doi.org/10.1029/WR020i006p00682

Davin, E. L., Maisonnave, E., & Seneviratne, S. I. (2016). Is land surface processes representation a possible weak link in current Regional Climate Models?. *Environmental Research Letters*, *11*(7), 074027.

Demirtaş, M. (2018). The high-impact 2007 hot summer over Turkey: atmospheric-blocking and heat-wave episodes. *Meteorological Applications*, *25*(3), 406-413. https://doi.org/10.1002/met.1708

Djurdjevic, V., & Rajkovic, B. (2008). Verification of a coupled atmosphere-ocean model using satellite observations over the Adriatic Sea. In *Annales Geophysicae* (Vol. 26, No. 7, pp. 1935-1954). Göttingen, Germany: Copernicus Publications. https://doi.org/10.5194/angeo-26-1935-2008

Djurdjevic, V., & Rajkovic, B. (2010). Development of the EBU-POM coupled regional climate model and results from climate change experiments. In T. D. Mihajlovic & B. Lalic (Eds.), *Advances in Environmental Modeling and Measurements* (pp. 23–32). Nova Publishers.

Djurdjević, V., & Tošić, I. (2017). *Klimatske promene*. Univerzitet u Beogradu, Fizički fakultet, Institut za meteorologiju.

Dirmeyer, P. A. (2011). The terrestrial segment of soil moisture–climate coupling. *Geophysical Research Letters*, *38*(16). https://doi.org/10.1029/2011GL048268

Dirmeyer, P. A., Wang, Z., Mbuh, M. J., & Norton, H. E. (2014). Intensified land surface control on boundary layer growth in a changing climate. *Geophysical Research Letters*, *41*(4), 1290-1294. https://doi.org/10.1002/2013GL058826

Dong, J., Lei, F., & Crow, W. T. (2022). Land transpiration-evaporation partitioning errors responsible for modeled summertime warm bias in the central United States. *Nature Communications, 13*(1), 336. https://doi.org/10.1038/s41467-021-27938-6

Ek, M., & Mahrt, L. (1991). *A one-dimensional planetary boundary layer model with interactive soil layers and plant canopy* (User Guide, version 1.0.4). Department of Atmospheric Sciences, Oregon State University.

Ek, M. B., Mitchell, K. E., Lin, Y., Rogers, E., Grunmann, P., Koren, V., ... & Tarpley, J. D. (2003). Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 108*(D22). https://doi.org/10.1029/2002JD003296

Ek, M. B. (2005). *Interactions of the land-surface with the atmospheric boundary layer*. Wageningen University and Research.

Ek, M. B. (2019). Land surface hydrological models. In Q. Duan, F. Pappenberger, A. Wood, H. Cloke, & J. Schaake (Eds.), *Handbook of hydrometeorological ensemble forecasting*. Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-39925-1_24

European Climate Assessment and Datasets. Доступно на https://www.ecad.eu/ (приступљено 28.10.2024.)

FAO. (1991). *The digitized soil map of the world* (World Soil Resource Rep. 67). FAO.

FAO-UNESCO. (1971–1981). *Soil map of the world* (1:5,000,000), Vols. 1–10. UNESCO.

FAO-UNESCO. (1974). *Soil map of the world (1:5,000,000), vol. 1: Legend*. UNESCO.

Fels, S. B., & Schwarzkopf, M. D. (1975). The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. *Journal of Atmospheric Sciences*, *32*(7), 1475-1488. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1975)032%3C1475:TSEAAN%3E2.0.CO;2

Fischer, E. M., Seneviratne, S. I., Vidale, P. L., Lüthi, D., & Schär, C. (2007a). Soil moisture–atmosphere interactions during the 2003 European summer heat wave. *Journal of Climate*, *20*(20), 5081-5099. https://doi.org/10.1175/JCLI4288.1

Fischer, E. M., Seneviratne, S. I., Lüthi, D., & Schär, C. (2007b). Contribution of land-atmosphere coupling to recent European summer heat waves. *Geophysical Research Letters*, *34*(6). https://doi.org/10.1029/2006GL029068

Fosser, G. S. K. P. B., Khodayar, S., & Berg, P. (2015). Benefit of convection permitting climate model simulations in the representation of convective precipitation. *Climate Dynamics*, *44*, 45-60. https://doi.org/10.1007/s00382-014-2242-1

Gettelman, A. and Rood, R. B. (2016). *Demystifying climate models: A users guide to earth system models* (p. 274). Springer Nature.

Giorgi, F. (2006). Regional climate modeling: Status and perspectives. *Journal de Physique IV France*, *139*, 101–118. https://doi.org/10.1051/jp4:2006139008

Giorgi, F., Jones, C., & Asrar, G. R. (2009). Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*, *58*(3), 175.

Granier, A., Reichstein, M., Bréda, N., Janssens, I. A., Falge, E., Ciais, P., ... & Wang, Q. (2007). Evidence for soil water control on carbon and water dynamics in European forests during the extremely dry year: 2003. *Agricultural and Forest Meteorology*, *143*(1-2), 123-145. https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2006.12.004

Grossiord, C., Buckley, T. N., Cernusak, L. A., Novick, K. A., Poulter, B., Siegwolf, R. T., ... & McDowell, N. G. (2020). Plant responses to rising vapor pressure deficit. *New Phytologist*, *226*(6), 1550-1566. https://doi.org/10.1111/nph.16485

Gualdi, S., Rajkovic, B., Djurdjevic, V., & Dacic, M. (2008). SINTA-SImulations of climate chaNge in the mediTerranean Area-Final scientific report.

Guillod, B. P., Davin, E. L., Kündig, C., Smiatek, G., Seneviratne, S. I. (2013). Impact of soil map specifications for European climate simulations. *Climate Dynamics*, *40*(1-2), 123-141. https://doi.org/10.1007/s00382-012-1395-z

Haarsma, R. J., Selten, F., Hurk, B. V., Hazeleger, W., & Wang, X. (2009). Drier Mediterranean soils due to greenhouse warming bring easterly winds over summertime central Europe. *Geophysical Research Letters*, *36*(4). https://doi.org/10.1029/2008GL036617

Hagemann, S., Machenhauer, B., Jones, R., Christensen, O. B., Déqué, M., Jacob, D., & Vidale, P. L. (2004). Evaluation of water and energy budgets in regional climate models applied over Europe. *Climate Dynamics*, *23*, 547-567. https://doi.org/10.1007/s00382-004-0444-7

Halladay, K., Berthou, S. & Kendon, E. (2024). Improving land surface feedbacks to the atmosphere in convection-permitting climate simulations for Europe. *Climate Dynamics, 62*, 6079–6096. https://doi.org/10.1007/s00382-024-07192-4

Hartmann, D. L. (1994). Chapter 5: The hydrologic cycle. In *International Geophysics* (Vol. 56, pp. 115-135). Academic Press. https://doi.org/10.1016/S0074-6142(08)60562-8

Hawkins, E., & Sutton, R. (2011). The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Climate Dynamics*, *37*, 407-418. https://doi.org/10.1007/s00382-010-0810-6

Heikkilä, U., Sandvik, A., & Sorteberg, A. (2011). Dynamical downscaling of ERA-40 in complex terrain using the WRF regional climate model. *Climate Dynamics*, *37*, 1551-1564. https://doi.org/10.1007/s00382-010-0928-6

Hengl, T., De Jesus, J. M., MacMillan, R. A., Batjes, N. H., Heuvelink, G. B., Ribeiro, E., ... & Gonzalez, M. R. (2014). SoilGrids1km—global soil information based on automated mapping. *PloS One*, *9*(8), e105992. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0105992

Hillel, D. (1998). *Environmental soil physics*. Academic Press.

Hofstra, N., Haylock, M., New, M., & Jones, P. D. (2009). Testing E-OBS European high-resolution gridded data set of daily precipitation and surface temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *114*(D21). https://doi.org/10.1029/2009JD011799

Hofstra, N., New, M., & McSweeney, C. (2010). The influence of interpolation and station network density on the distributions and trends of climate variables in gridded daily data. *Climate Dynamics*, *35*, 841-858. https://doi.org/10.1007/s00382-009-0698-1

Hohenegger, C., Brockhaus, P., Bretherton, C. S., & Schär, C. (2009). The soil moisture–precipitation feedback in simulations with explicit and parameterized convection. *Journal of Climate*, *22*(19), 5003-5020. https://doi.org/10.1175/2009JCLI2604.1

IPCC. (2021). Annex II: Models. In J. M. Gutiérrez & A.-M. Tréguier (Eds.), *Climate change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 2087–2138). Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.016

Jacob, D., Bärring, L., Christensen, O. B., Christensen, J. H., de Castro, M., Déqué, M., ... & van den Hurk, B. (2007). An inter-comparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate. *Climatic Change*, *81*, 31-52. https://doi.org/10.1007/s10584-006-9213-4

Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., ... & Yiou, P. (2014). EURO-CORDEX: New high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, *14*, 563-578. https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2

Jacob, D., Teichmann, C., Sobolowski, S., Katragkou, E., Anders, I., Belda, M., ... & Wulfmeyer, V. (2020). Regional climate downscaling over Europe: perspectives from the EURO-CORDEX community. *Regional Environmental Change*, *20*, 1-20. https://doi.org/10.1007/s10113-020-01606-9

Janjic, Z. I. (1977). Pressure gradient force and advection scheme used for forecasting with steep and small scale topography. *Contributions to Atmospheric Physics*, *50*, 186-199.

Janjic, Z. I. (1979). Forward-backward scheme modified to prevent two-grid-interval noise and its application in sigma coordinate models. *Contributions to Atmospheric Physics, 52*, 69-84.

Janjić, Z. I. (1984). Nonlinear advection schemes and energy cascade on semi-staggered grids. *Monthly Weather Review*, *112*(6), 1234-1245. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1984)112%3C1234:NASAEC%3E2.0.CO;2

Janjić, Z. I. (1990). The step-mountain coordinate: Physical package. *Monthly Weather Review*, *118*(7),1429-1443.

Janjić, Z. I. (1994). The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Monthly Weather Review*, *122*(5), 927-945.

Janjic, Z. I. (1996). The surface layer parameterization in NCEP Eta model. *WMO, Geneva, CAS/C WGNE*, 4.16–4.17.

Jarvis, P. (1976). The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B, Biological Sciences*, *273*(927), 593-610. https://doi.org/10.1098/rstb.1976.0035

Kendon, E. J., Jones, R. G., Kjellström, E., & Murphy, J. M. (2010). Using and designing GCM–RCM ensemble regional climate projections. *Journal of Climate*, *23*(24), 6485-6503. https://doi.org/10.1175/2010JCLI3502.1

Kjellström, E., Boberg, F., Castro, M., Christensen, J. H., Nikulin, G., & Sánchez, E. (2010). Daily and monthly temperature and precipitation statistics as performance indicators for regional climate models. *Climate Research*, *44*(2-3), 135-150. https://doi.org/10.3354/cr00932

Klein Tank, A. M., Wijngaard, J. B., Können, G. P., Böhm, R., Demarée, G., Gocheva, A., ... & Petrovic, P. (2002). Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, *22*(12), 1441-1453. https://doi.org/10.1002/joc.773

Knist, S. (2018). *Land-atmosphere interactions in multiscale regional climate change simulations over Europe* (Doctoral dissertation). Universitäts- und Landesbibliothek Bonn.

Koster, R. D., Sud, Y. C., Guo, Z., Dirmeyer, P. A., Bonan, G., Oleson, K. W., ... & Xue, Y. (2006). GLACE: the global land–atmosphere coupling experiment. Part I: overview. *Journal of Hydrometeorology*, *7*(4), 590-610. https://doi.org/10.1175/JHM510.1

Koster, R. D., Mahanama, S. P. P., Yamada, T. J., Balsamo, G., Berg, A. A., Boisserie, M., ... & Wood, E. F. (2010). Contribution of land surface initialization to subseasonal forecast skill: First results from a multi-model experiment. *Geophysical Research Letters*, *37*(2). https://doi.org/10.1029/2009GL041677

Kotlarski, S., Keuler, K., Christensen, O. B., Colette, A., Déqué, M., Gobiet, A., ... & Wulfmeyer, V. (2014). Regional climate modeling on European scales: a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble. *Geoscientific Model Development*, *7*(4), 1297-1333. https://doi.org/10.5194/gmd-7-1297-2014

Kotlarski, S., Szabó, P., Herrera, S., Räty, O., Keuler, K., Soares, P. M., ... & Pianko-Kluczyńska, K. (2017). Observational uncertainty and regional climate model evaluation: a pan-European perspective. *International Journal of Climatology*. https://doi.org/10.1002/joc.5249

Kržić, A., Tošić, I., Đurdjević, V., Veljović, K., & Rajković, B. (2011). Changes in some indices over Serbia according to the SRES A1B and A2 scenarios. *Climate Research*, *49*(1), 73-86.

Kyselý, J., & Plavcová, E. (2010). A critical remark on the applicability of E-OBS European gridded temperature data set for validating control climate simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *115*(D23). https://doi.org/10.1029/2010JD014123

Lalić, B., Ejcinger, J., Dalamarta, A., Orlandini, S., Sremac, A., & Paher, B. (2021). *Meteorologija i klimatologija za agronome*. Univerzitet u Novom Sadu, Poljoprivredni fakultet.

Lakatos, M., Bihari, Z., Szentimrey, T., Spinoni, J., & Szalai, S. (2016). Analyses of temperature extremes in the Carpathian Region in the period 1961–2010. *Időjárás*, *120*(1), 41-51.

Lawrence, D. M., Fisher, R. A., Koven, C. D., Oleson, K. W., Swenson, S. C., Bonan, G., ... & Zeng, X. (2019). The Community Land Model version 5: Description of new features, benchmarking, and

impact of forcing uncertainty. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *11*(12), 4245-4287. https://doi.org/10.1029/2018MS001583

Lenderink, G. (2010). Exploring metrics of extreme daily precipitation in a large ensemble of regional climate model simulations. *Climate Research*, *44*(2-3), 151-166. https://doi.org/10.3354/cr00946

Lin, Y., Dong, W., Zhang, M., Xie, Y., Xue, W., Huang, J., & Luo, Y. (2017). Causes of model dry and warm bias over central US and impact on climate projections. *Nature Communications*, *8*(1), 881. https://doi.org/10.1038/s41467-017-01040-2

Van Looy, K., Bouma, J., Herbst, M., Koestel, J., Minasny, B., Mishra, U., ... & Vereecken, H. (2017). Pedotransfer functions in Earth system science: Challenges and perspectives. *Reviews of Geophysics*, *55*(4), 1199-1256. https://doi.org/10.1002/2017RG000581

Lorenz, E. N. (1969). The predictability of a flow which possesses many scales of motion. *Tellus, 21*(3), 289-307.

Lorenz, R., Pitman, A. J., Hirsch, A. L., & Srbinovsky, J. (2015). Intraseasonal versus interannual measures of land–atmosphere coupling strength in a global climate model: GLACE-1 versus GLACE-CMIP5 experiments in ACCESS1. 3b. *Journal of Hydrometeorology*, *16*(5), 2276-2295. https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0206.1

Luu, L. N., van Meijgaard, E., Philip, S. Y., Kew, S. F., de Baar, J. H., & Stepek, A. (2023). Impact of surface roughness changes on surface wind speed over western Europe: a study with the regional climate model RACMO. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *128*(12), e2022JD038426. https://doi.org/10.1029/2022JD038426

Mahrt, L., & Ek, M. (1984). The influence of atmospheric stability on potential evaporation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology, 23*(2), 222-234. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1984)023%3C0222:TIOASO%3E2.0.CO;2

Mahrt, L., & Pan, H. (1984). A two-layer model of soil hydrology. *Boundary-Layer Meteorology*, *29*, 1-20. https://doi.org/10.1007/BF00119116

Mahrt, L., Pan, H. L., Ruscher, P. H., & Chu, C. T. (1988). *Boundary layer parameterization for a global spectral model* (Vol. 87, No. 246). Air Force Geophysics Laboratory, Air Force Systems Command, United States Air Force.

Manabe, S. (1969). Climate and the ocean circulation: II. The atmospheric circulation and the effect of heat transfer by ocean currents. *Monthly Weather Review, 97*(11), 775-805. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097%3C0775:CATOC%3E2.3.CO;2

Marchuk, G. I. (1968). Some application of splitting-up methods to the solution of mathematical physics problems. *Aplikace Matematiky*, *13*(2), 103-132.

Martens, B., Miralles, D. G., Lievens, H., Van Der Schalie, R., De Jeu, R. A., Fernández-Prieto, D., ... & Verhoest, N. E. (2017). GLEAM v3: Satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture. *Geoscientific Model Development*, *10*(5), 1903-1925. https://doi.org/10.5194/gmd-10-1903-2017

Mearns, L. O., Giorgi, F., McDaniel, L., & Shields, C. (1995). Analysis of daily variability of precipitation in a nested regional climate model: comparison with observations and doubled CO2 results. *Global and Planetary Change*, *10*(1-4), 55-78. https://doi.org/10.1016/0921-8181(94)00020-E

Mellor, G. L., & Yamada, T. (1974). A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *Journal of Atmospheric Sciences*, *31*(7), 1791-1806.

Mellor, G. L., & Yamada, T. (1982). Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, *20*(4), 851-875.

Mellor, G. L. (2002). *User's guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model*. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, Princeton University.

Mesinger, F. (1974). An economical explicit scheme which inherently prevents the false two-grid-interval wave in the forecast fields. In *Symp."Difference and Spectral Methods for Atmosphere and Ocean Dynamics Problems", Academy of Sciences, Novosibirsk* (pp. 18-34).

Mesinger, F., Janjić, Z. I., Ničković, S., Gavrilov, D., & Deaven, D. G. (1988). The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment. *Monthly Weather Review*, *116*(7), 1493-1518. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116%3C1493:TSMCMD%3E2.0.CO;2

Middelkoop, H., Daamen, K., Gellens, D., Grabs, W., Kwadijk, J. C., Lang, H., ... & Wilke, K. (2001). Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin. *Climatic Change*, *49*, 105-128. https://doi.org/10.1023/A:1010784727448

Miller, D. A., & White, R. A. (1998). A conterminous United States multilayer soil characteristics dataset for regional climate and hydrology modeling. *Earth Interactions*, *2*(2), 1-26. https://doi.org/10.1175/1087-3562(1998)002%3C0001:ACUSMS%3E2.3.CO;2

Min, E., Hazeleger, W., Van Oldenborgh, G. J., & Sterl, A. (2013). Evaluation of trends in high temperature extremes in north-western Europe in regional climate models. *Environmental Research Letters*, *8*(1), 014011.

Miralles, D. G., Gentine, P., Seneviratne, S. I., Teuling, A. J. (2019). Land–atmospheric feedbacks during droughts and heatwaves: state of the science and current challenges. *Annals of the New York Academy of Sciences*, *1436*(1), 19.

Mitchell, K., & Coauthors. (2005). *The community Noah land-surface model (LSM), user's guide, public release version 2.7.1*. The Research Applications Laboratory. https://ral.ucar.edu/document-or-file/noah-lsm-users-guide. Accessed June 1, 2024.

Moberg, A., & Jones, P. D. (2004). Regional climate model simulations of daily maximum and minimum near-surface temperatures across Europe compared with observed station data 1961–1990. *Climate Dynamics*, *23*, 695-715. https://doi.org/10.1007/s00382-004-0464-3

Moon, H., Guillod, B. P., Gudmundsson, L., Seneviratne, S. I. (2019). Soil moisture effects on afternoon precipitation occurrence in current climate models. *Geophysical Research Letters*, *46*(3), 1861-1869. https://doi.org/10.1029/2018GL080879

Niu, G. Y. (2011). The community Noah land-surface model (LSM) with multi-physics options. *USer Guide, Heritage*, 1-21.

Noguer, M., Jones, R., & Murphy, J. (1998). Sources of systematic errors in the climatology of a regional climate model over Europe. *Climate Dynamics*, *14*, 691-712. https://doi.org/10.1007/s003820050249

Oki, T., & Kanae, S. (2006). Global hydrological cycles and world water resources. *Science*, *313*(5790), 1068-1072. DOI: 10.1126/science.1128845

Pal, J. S., Small, E. E., & Eltahir, E. A. (2000). Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 105*(D24), 29579-29594. https://doi.org/10.1029/2000JD900415

Pan, H. L., & Mahrt, L. (1987). Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. *Boundary-Layer Meteorology, 38*, 185-202. https://doi.org/10.1007/BF00121563

PannEx White Book: A GEWEX Regional Hydroclimate Project (RHP) over the Pannonian Basin. (2019). In *WCRP Report 3/2019* (p. 108). World Climate Research Programme.

Patz, J. A., Campbell-Lendrum, D., Holloway, T., & Foley, J. A. (2005). Impact of regional climate change on human health. *Nature, 438*(7066), 310–317. https://doi.org/10.1038/nature04188

Pérez, C., Nickovic, S., Pejanovic, G., Baldasano, J. M., & Özsoy, E. (2006). Interactive dust-radiation modeling: A step to improve weather forecasts. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *111*(D16). https://doi.org/10.1029/2005JD006717

Penman, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences, 193*(1032), 120-145. https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037

Prein, A. F., & Gobiet, A. (2017a). Impacts of uncertainties in European gridded precipitation observations on regional climate analysis. *International Journal of Climatology*, *37*(1), 305-327. https://doi.org/10.1002/joc.4706

Prein, A. F., Liu, C., Ikeda, K., Trier, S. B., Rasmussen, R. M., Holland, G. J., & Clark, M. P. (2017b). Increased rainfall volume from future convective storms in the US. *Nature Climate Change*, *7*(12), 880-884. https://doi.org/10.1038/s41558-017-0007-7

Prömmel, K., Geyer, B., Jones, J. M., & Widmann, M. (2010). Evaluation of the skill and added value of a reanalysis-driven regional simulation for Alpine temperature. *International Journal of Climatology*, *30*(5), 760. DOI: 10.1002/joc.1916

Qin, H., Klein, S. A., Ma, H. Y., Van Weverberg, K., Feng, Z., Chen, X., ... & Webster, S. (2023). Summertime near-surface temperature biases over the Central United States in convection-permitting simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *128*(22), e2023JD038624. https://doi.org/10.1029/2023JD038624

Räisänen, J., Hansson, U., Ullerstig, A., Döscher, R., Graham, L. P., Jones, C., ... & Willén, U. (2004). European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dynamics*, *22*, 13-31. https://doi.org/10.1007/s00382-003-0365-x

Richardson, L. F. (1922). *Weather prediction by numerical process*. Cambridge University Press.

Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics, 1*(5), 318-333. https://doi.org/10.1063/1.1745010

Ruti, P. M., Somot, S., Giorgi, F., Dubois, C., Flaounas, E., Obermann, A., ... & Vervatis, V. (2016). MED-CORDEX initiative for Mediterranean climate studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *97*(7), 1187-1208. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00176.1

Schulzweida, U. (2023). *CDO user guide; Version 2.3.0*. Max Planck Institute for Meteorology. https://code.mpimet.mpg.de/projects/cdo/embedded/cdo.pdf

Segele, Z. T., Stensrud, D. J., Ratcliffe, I. C., & Henebry, G. M. (2004). Influence of a hailstreak on boundary layer evolution. *Monthly Weather Review*, *133*(4), 942-960. https://doi.org/10.1175/MWR2897.1

Seneviratne, S. I., Lüthi, D., Litschi, M., Schär, C. (2006). Land–atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, *443*(7108), 205-209. https://doi.org/10.1038/nature05095

Seneviratne, S. I., Corti, T., Davin, E. L., Hirschi, M., Jaeger, E. B., Lehner, I., Orlowsky, B., Teuling, A. J. (2010). Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, *99*(3-4), 125-161. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02.004

Separovic, L., De Elia, R., & Laprise, R. (2008). Reproducible and irreproducible components in ensemble simulations with a regional climate model. *Monthly Weather Review*, *136*(12), 4942-4961. https://doi.org/10.1175/2008MWR2393.1

Soto-Navarro, J., Jordá, G., Amores, Á., Cabos, W., Somot, S., Sevault, F., ... & Sein, D. (2020). Evolution of Mediterranean Sea water properties under climate change scenarios in the Med-CORDEX ensemble. *Climate Dynamics*, *54*, 2135-2165. https://doi.org/10.1007/s00382-019-05105-4

Spinoni, J., Lakatos, M., Szentimrey, T., Bihari, Z., Szalai, S., Vogt, J., & Antofie, T. (2015). Heat and cold waves trends in the Carpathian Region from 1961 to 2010. *International Journal of Climatology*, *35*(14), 4197-4209. https://doi.org/10.1002/joc.4279

Stensrud, D. J. (2009). *Parameterization schemes: Keys to understanding numerical weather prediction models*. Cambridge University Press.

Stewart, J. B. (1988). Modelling surface conductance of pine forest. *Agricultural and Forest Meteorology, 43*(1), 19-35. https://doi.org/10.1016/0168-1923(88)90003-2

Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *106*(D7), 7183-7192. https://doi.org/10.1029/2000JD900719

Tebaldi, C., & Knutti, R. (2007). The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate projections. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 365*(1857), 2053-2075. https://doi.org/10.1098/rsta.2007.2076

Teuling, A. J., & Seneviratne, S. I. (2008). Contrasting spectral changes limit albedo impact on land-atmosphere coupling during the 2003 European heat wave. *Geophysical Research Letters*, *35*(3). https://doi.org/10.1029/2007GL032778

Teuling, A. J., Uijlenhoet, R., van den Hurk, B., & Seneviratne, S. I. (2009). Parameter sensitivity in LSMs: An analysis using stochastic soil moisture models and ELDAS soil parameters. *Journal of Hydrometeorology*, *10*(3), 751-765. https://doi.org/10.1175/2008JHM1033.1

Torma, C., Giorgi, F., & Coppola, E. (2015). Added value of regional climate modeling over areas characterized by complex terrain—Precipitation over the Alps. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *120*(9), 3957-3972. https://doi.org/10.1002/2014JD022781

Torma, C. Z. (2019). Detailed validation of EURO-CORDEX and Med-CORDEX regional climate model ensembles over the Carpathian Region. *Időjárás, 123*(2), 217-240.

Unkašević, M., & Tošić, I. (2011). The maximum temperatures and heat waves in Serbia during the summer of 2007. *Climatic Change*, *108*(1), 207-223. https://doi.org/10.1007/s10584-010-0006-4

Vautard, R., Yiou, P., D'andrea, F., De Noblet, N., Viovy, N., Cassou, C., ... & Fan, Y. (2007). Summertime European heat and drought waves induced by wintertime Mediterranean rainfall deficit. *Geophysical Research Letters*, *34*(7). https://doi.org/10.1029/2006GL028001

Vautard, R., Gobiet, A., Jacob, D., Belda, M., Colette, A., Déqué, M., ... & Yiou, P. (2013). The simulation of European heat waves from an ensemble of regional climate models within the EURO-CORDEX project. *Climate Dynamics*, *41*, 2555-2575.

Vautard, R., Kadygrov, N., Iles, C., Boberg, F., Buonomo, E., Bülow, K., ... & Wulfmeyer, V. (2020). Evaluation of the large EURO-CORDEX regional climate model ensemble. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *126*(17), e2019JD032344.

Vidale, P. L., Lüthi, D., Frei, C., Seneviratne, S. I., & Schär, C. (2003). Predictability and uncertainty in a regional climate model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *108*(D18).

Viterbo, P., Beljaars, A., Mahfouf, J. F., & Teixeira, J. (1999). The representation of soil moisture freezing and its impact on the stable boundary layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 125*(559), 2401-2426. https://doi.org/10.1002/qj.49712555904

Vogel, M. M., Orth, R., Cheruy, F., Hagemann, S., Lorenz, R., van den Hurk, B. J., Seneviratne, S. I. (2017). Regional amplification of projected changes in extreme temperatures strongly controlled by soil moisture-temperature feedbacks. *Geophysical Research Letters, 44*(3), 1511-1519.

Vogel, M. M., Zscheischler, J., Seneviratne, S. I. (2018). Varying soil moisture–atmosphere feedbacks explain divergent temperature extremes and precipitation projections in central Europe. *Earth System Dynamics*, *9*(3), 1107-1125.

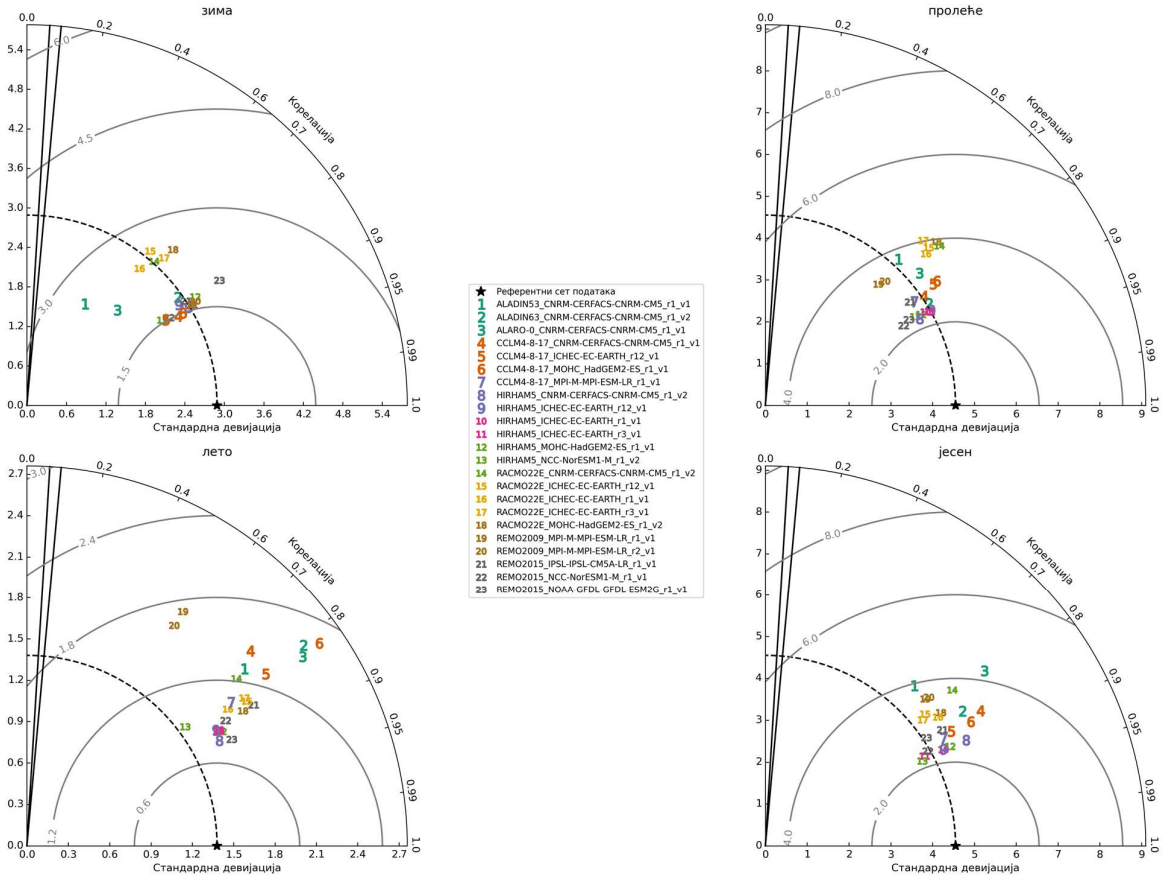
Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic press.

Winninghoff, F. J. (1968). *On the adjustment toward a geostrophic balance in a simple primitive equation model with application to the problems of initialization and objective analysis*. University of California, Los Angeles.

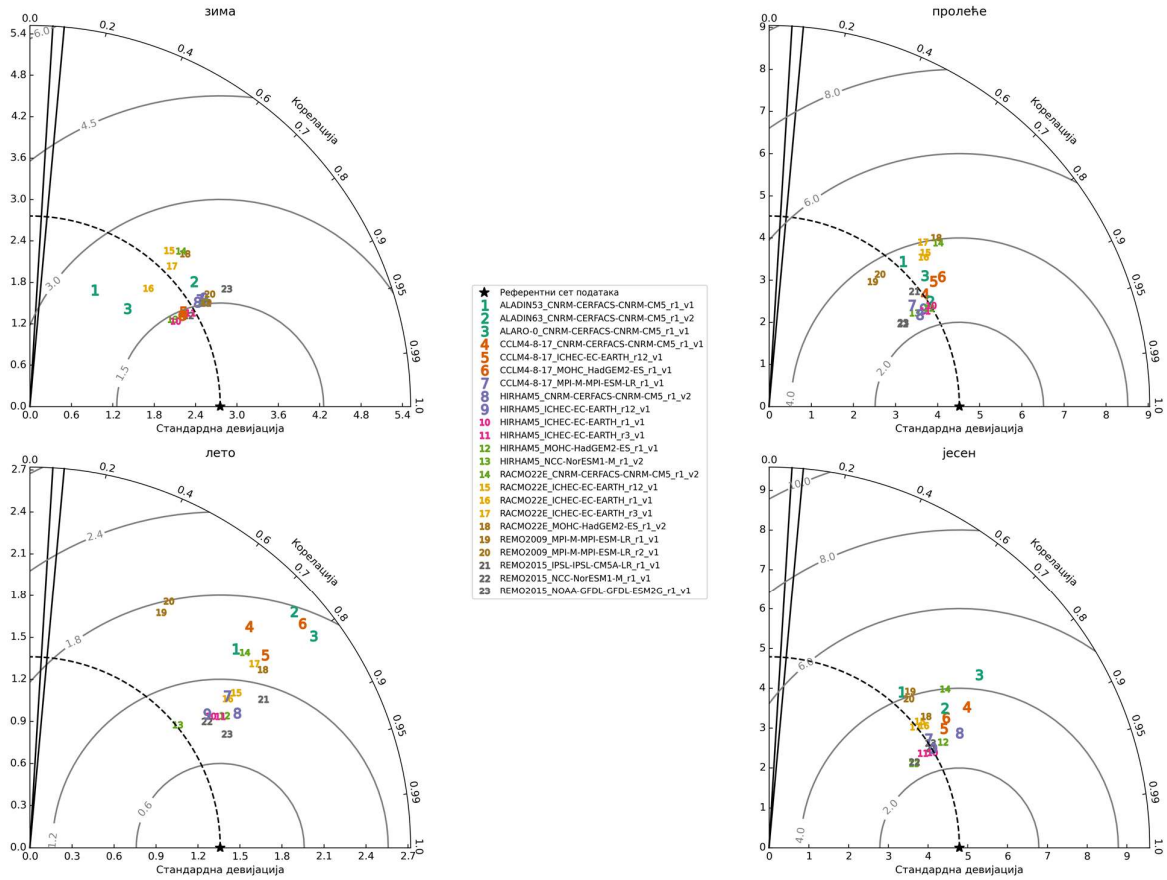
Zaitchik, B. F., Macalady, A. K., Bonneau, L. R., & Smith, R. B. (2006). Europe's 2003 heat wave: a satellite view of impacts and land–atmosphere feedbacks. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society, 26*(6), 743-769. DOI: 10.1002/joc.1280

Zobler, L. (1986). A world soil file grobal climate modeling. *NASA Technical Memo*, *32.*

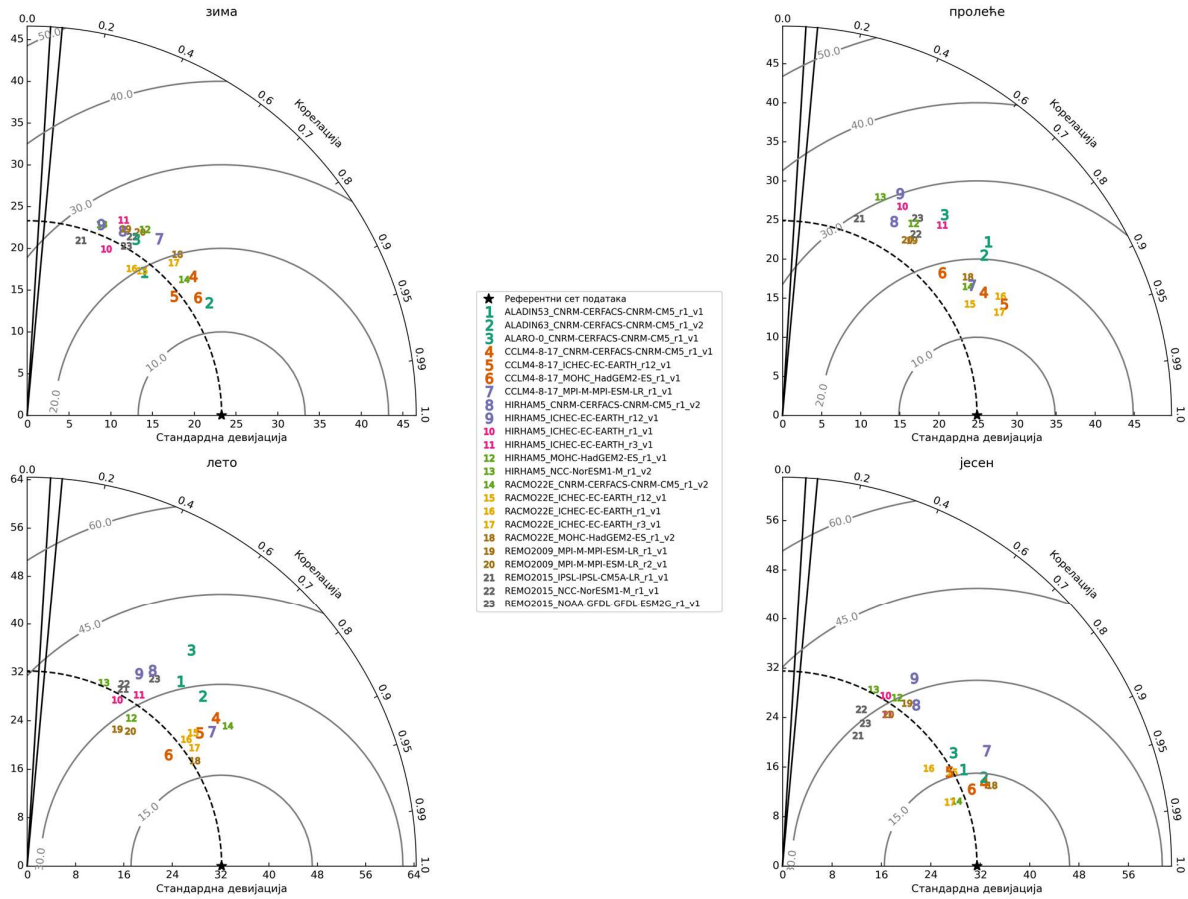
Прилог 1



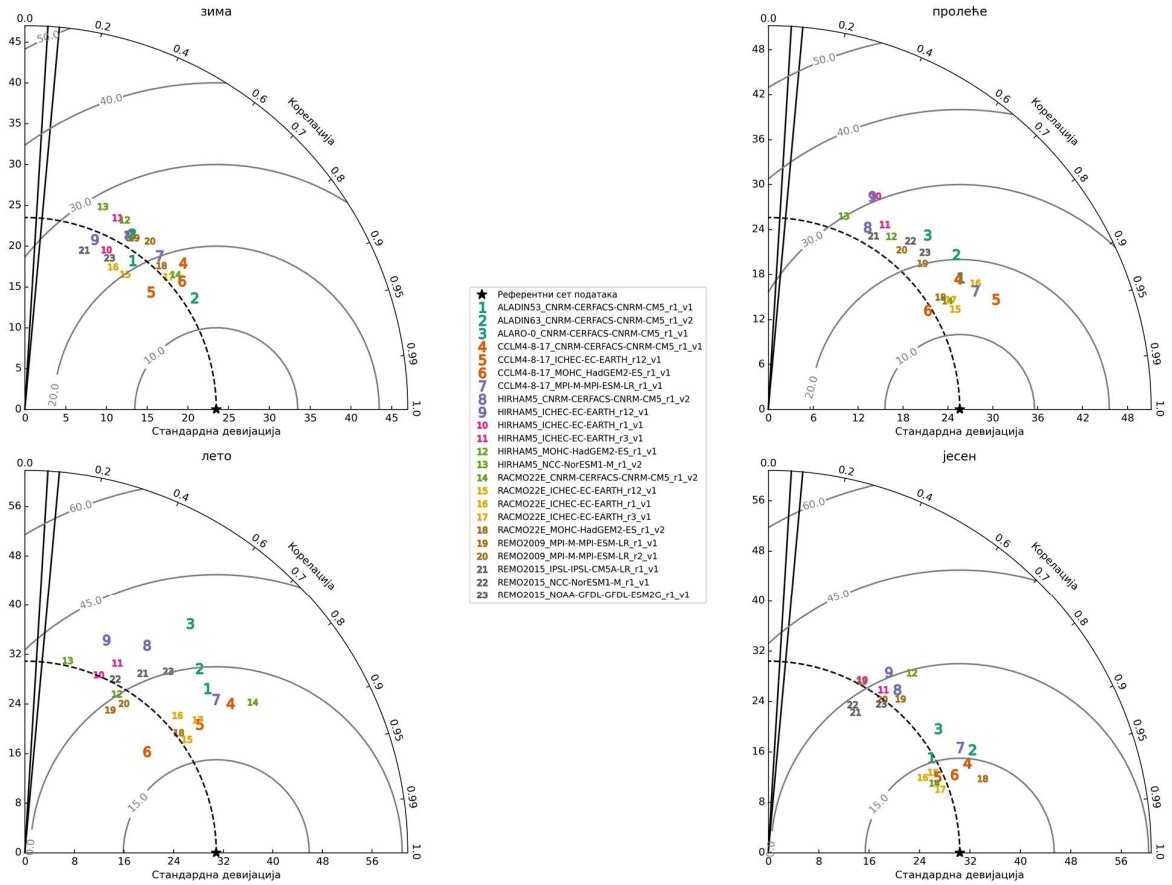
Слика П1.1. Тејлоров дијаграм за средњу сезонску температуру ваздуха на 2m, који приказује стандардну девијацију (°C), центрирани корен средње квадратне грешке (°C) и корелацију за сваку EURO-CORDEX симулацију у области Панонске низије. Период верификације је од 1951. до 1980. године, док је E-OBS референтни сет података. Четири панела представљају сезоне: зима обухвата децембар, јануар и фебруар; пролеће март, април и мај; лето јун, јул и август; а јесен септембар, октобар и новембар. Осмотрено референтно поље је означено звездицом. Испрекидана црна линија представља контуру референтне стандардне девијације (осматрања). Контуре средње квадратне грешке су приказане сивом пуном линијом. Црна линија представљена корелационим линијама са леве и десне стране означава 95. и 99. ниво значајности, респективно.



Слика П1.2. Тејлоров дијаграм за средњу сезонску температуру ваздуха на 2m, који приказује стандардну девијацију (°C), центрирани корен средње квадратне грешке (°C) и корелацију за сваку EURO-CORDEX симулацију у области Панонске низије. Период верификације је од 1961. до 1990. године, док је E-OBS референтни сет података. Четири панела представљају сезоне: зима обухвата децембар, јануар и фебруар; пролеће март, април и мај; лето јун, јул и август; а јесен септембар, октобар и новембар. Осмотрено референтно поље је означено звездицом. Испрекидана црна линија представља контуру референтне стандардне девијације (осматрања). Контуре средње квадратне грешке су приказане сивом пуном линијом. Црна линија представљена корелационим линијама са леве и десне стране означава 95. и 99. ниво значајности, респективно.

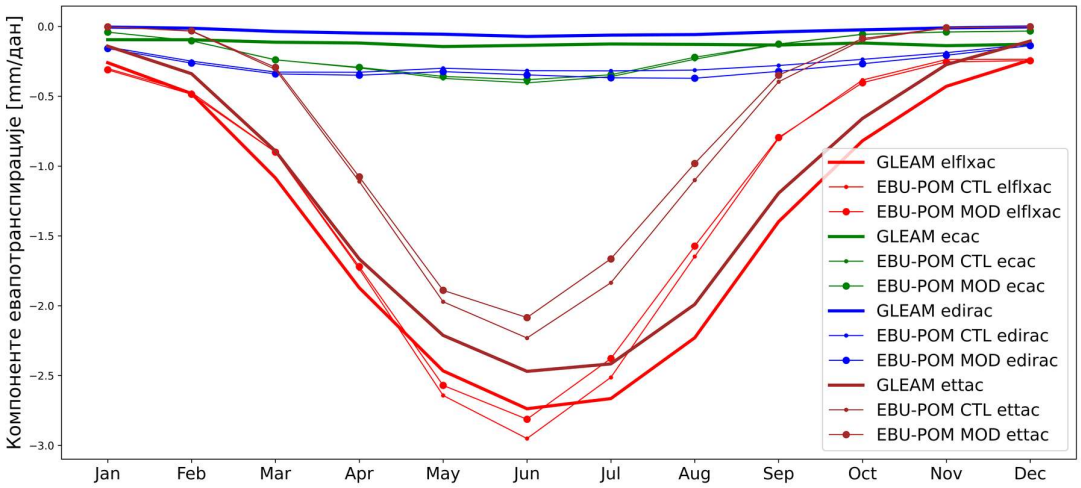


Слика П1.3. Тејлоров дијаграм за средње сезонске падавине, који приказује стандардну девијацију (mm/месец), центрирани корен средње квадратне грешке (mm/месец) и корелацију за сваку EURO-CORDEX симулацију у области Панонске низије. Период верификације је од 1951. до 1980. године, док је E-OBS референтни сет података. Четири панела представљају сезоне: зима обухвата децембар, јануар и фебруар; пролеће март, април и мај; лето јун, јул и август; а јесен септембар, октобар и новембар. Осмотрено референтно поље је означено звездицом. Испрекидана црна линија представља контуру референтне стандардне девијације (осматрања). Контуре средње квадратне грешке су приказане сивом пуном линијом. Црна линија представљена корелационим линијама са леве и десне стране означава 95. и 99. ниво значајности, респективно.

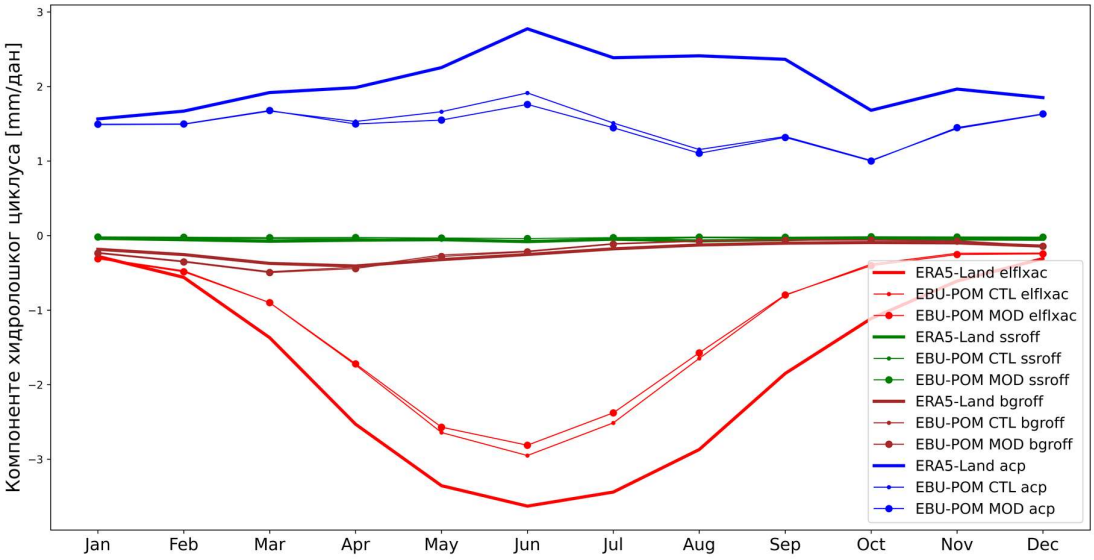


Слика П1.4. Тејлоров дијаграм за средње сезонске падавине, који приказује стандардну девијацију (mm/месец), центрирани корен средње квадратне грешке (mm/месец) и корелацију за сваку EURO-CORDEX симулацију у области Панонске низије. Период верификације је од 1961. до 1990. године, док је E-OBS референтни сет података. Четири панела представљају сезоне: зима обухвата децембар, јануар и фебруар; пролеће март, април и мај; лето јун, јул и август; а јесен септембар, октобар и новембар. Осмотрено референтно поље је означено звездицом. Испрекидана црна линија представља контуру референтне стандардне девијације (осматрања). Контуре средње квадратне грешке су приказане сивом пуном линијом. Црна линија представљена корелационим линијама са леве и десне стране означава 95. и 99. ниво значајности, респективно.

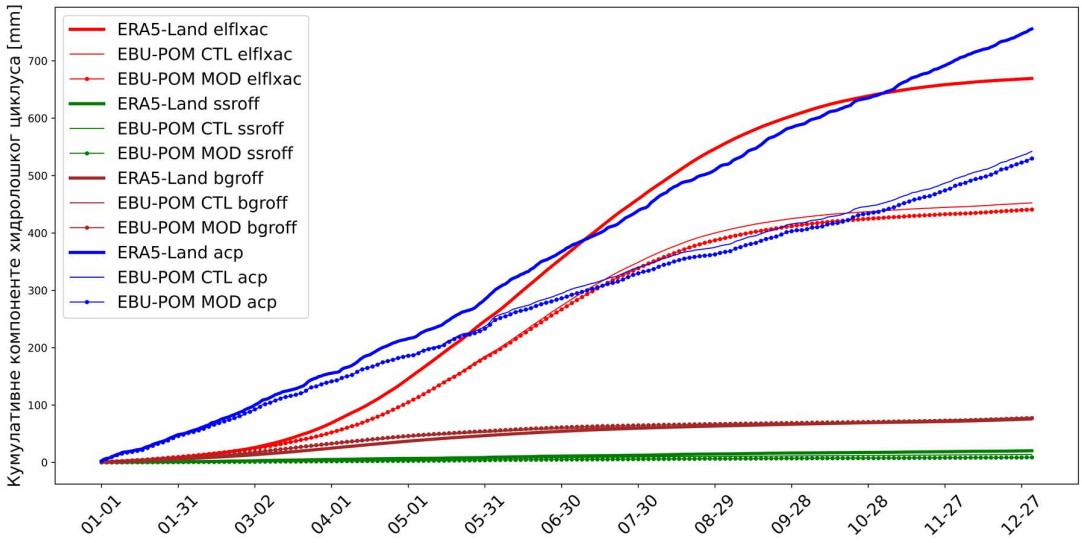
Прилог 2



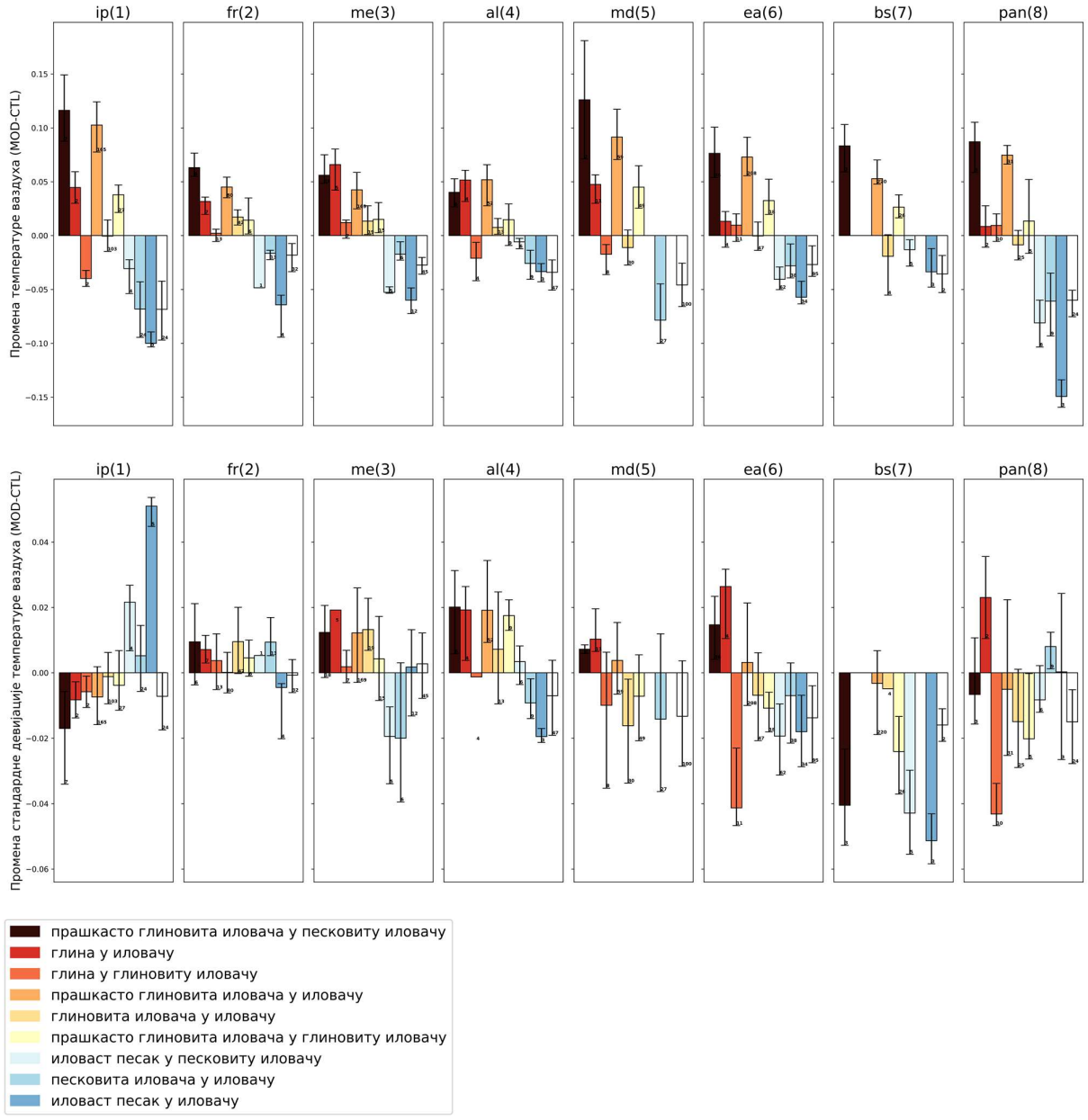
Слика П2.1. Годишњи режим компонената евапотранспирације [mm/дан] за GLEAM сет података, EBU-POM CTL експеримент и EBU-POM MOD експеримент, осредњен за област Панонске низије и период 2000–2010. Црвене линије представљају укупну евапотранспирацију (elflxac), зелене линије представљају испаравање из интерцепционог резервоара (ecac), плаве линије приказују испаравање са голе површине тла (edirac), а браон линије указују на транспирацију (ettac).



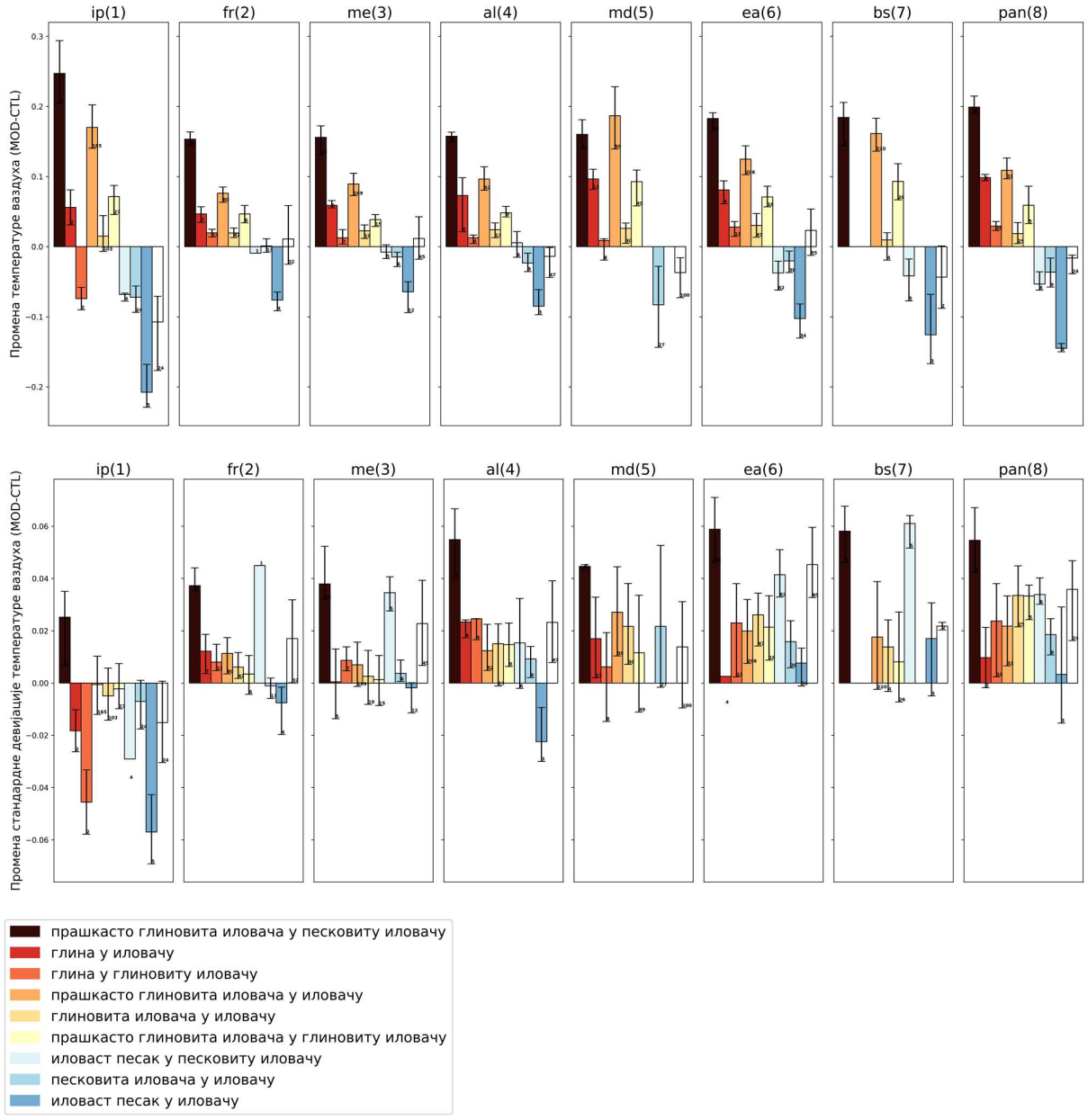
Слика П2.2. Годишњи режим компонената хидролошког циклуса [mm/дан] за ERA5-Land сет података, EBU-POM CTL експеримент и EBU-POM MOD експеримент, осредњен за област Панонске низије и период 2000–2010. Плаве линије представљају падавине (acp), црвене линије представљају укупну евапотранспирацију (elflxac), браон линије приказују отицај воде из плитких слојева тла у дубље слојеве тла (bgroff), а зелене линије указују на површински отицај воде (ssroff).



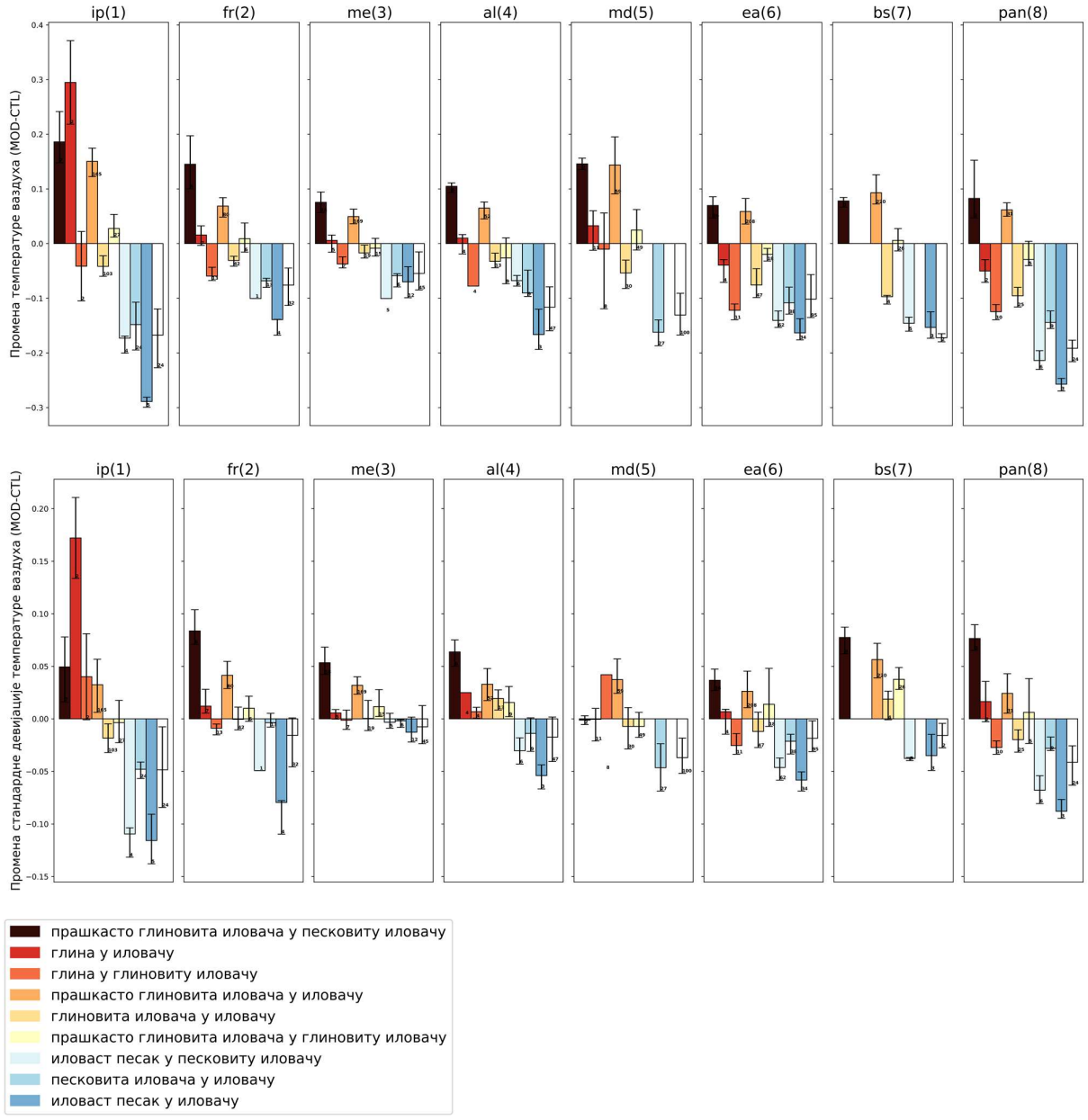
Слика П2.3. Површински хидролошки циклус исказан преко кумулативних вредности компонената хидролошког циклуса, за ERA5-Land сет података, EBU-POM CTL експеримент и EBU-POM MOD експеримент, осредњен за област Панонске низије и период 2000–2010. Плаве линије представљају падавине (acp), црвене линије представљају укупну евапотранспирацију (elflxac), браон линије приказују отицај воде из плитких слојева тла у дубље слојеве тла (bgroff), а зелене линије указују на површински отицај воде (ssroff).



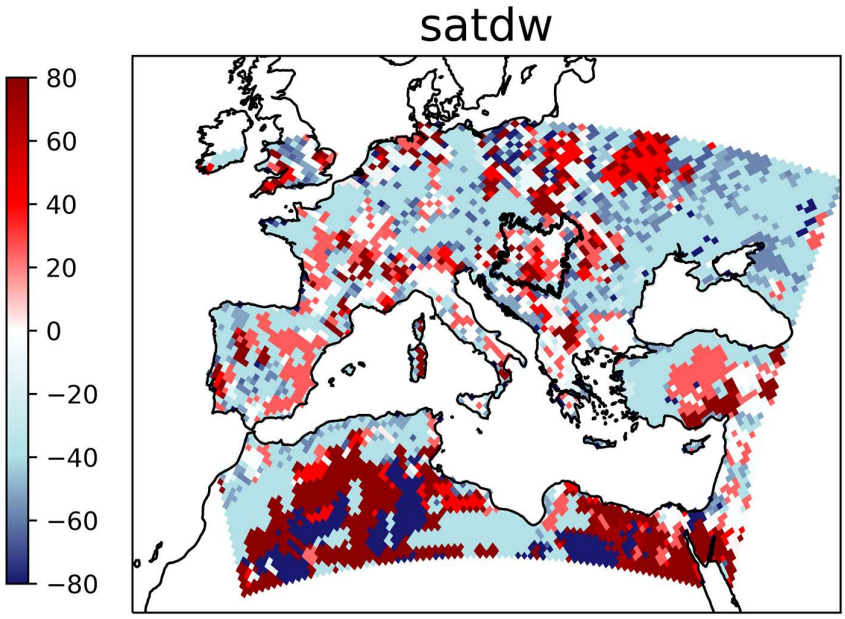
Слика П2.4. Промене зимске (децембар, јануар, фебруар) температуре ваздуха на 2 m [°C] настале због разлика у текстури тла (тип тла) између два EBU-POM експеримента (MOD-CTL) за период од 2000. до 2010. године. Први ред представља средњу промену температуре ваздуха на 2 метра, док други ред приказује међугодишњу варијабилност, представљену стандардним девијацијама температуре ваздуха за одабране подобласти наведене на слици 3.5. Легенда и одређени прелази из једног типа тла у други прате легенду на слици 3.5, уз додатни бели стуб на хистограму за све тачке унутар одређеног региона са истом текстуром тла у оба EBU-POM експеримента. Сви стубови на хистограму приказују горњи (75. перцентил) и доњи квартил (25. перцентил) за све тачке на мрежи у којима је дошло до одговарајућих промена типа тла, при чему бројеви у стубовима указују на број тачака на мрежи у којима је дошло до промене тла. У случају када је број тачака у којима је дошло до промене текстуре тла мали, перцентили и бројеви нису наведени.



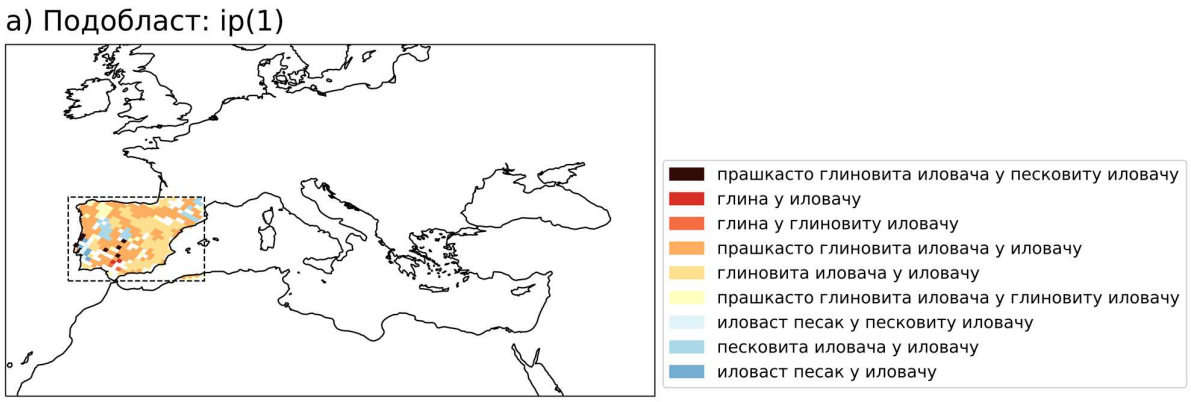
Слика П2.5. Промене пролећне (март, април, мај) температуре ваздуха на 2 m [°C] настале због разлика у текстури тла (тип тла) између два EBU-POM експеримента (MOD-CTL) за период од 2000. до 2010. године. Први ред представља средњу промену температуре ваздуха на 2 метра, док други ред приказује међугодишњу варијабилност, представљену стандардним девијацијама температуре ваздуха за одабране подобласти наведене на слици 3.5. Легенда и одређени прелази из једног типа тла у други прате легенду на слици 3.5, уз додатни бели стуб на хистограму за све тачке унутар одређеног региона са истом текстуром тла у оба EBU-POM експеримента. Сви стубови на хистограму приказују горњи (75. перцентил) и доњи квартил (25. перцентил) за све тачке на мрежи у којима је дошло до одговарајућих промена типа тла, при чему бројеви у стубовима указују на број тачака на мрежи у којима је дошло до промене тла. У случају када је број тачака у којима је дошло до промене текстуре тла мали, перцентили и бројеви нису наведени.



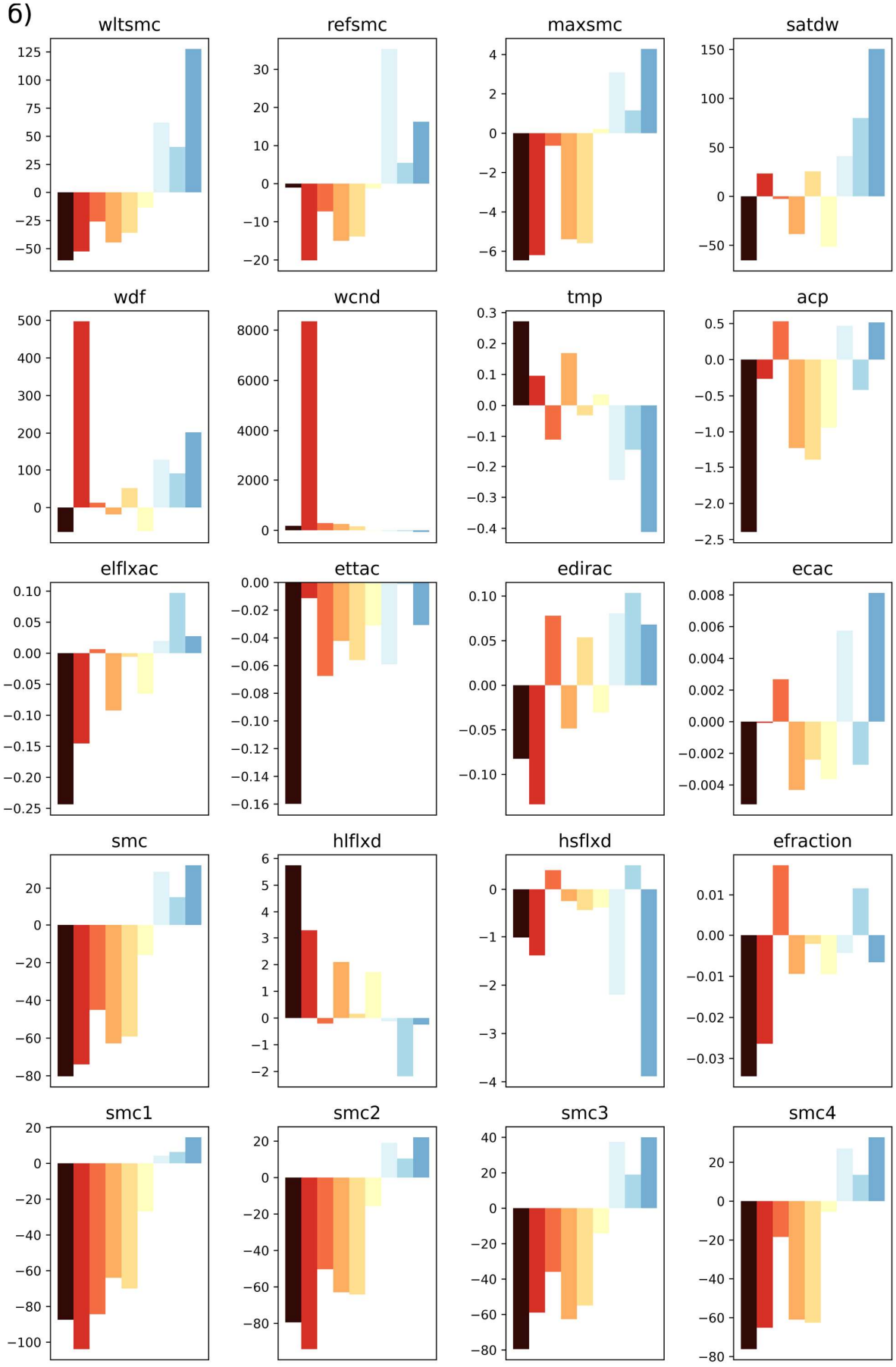
Слика П2.6. Промене јесење (септембар, октобар, новембар) температуре ваздуха на 2 m [°C] настале због разлика у текстури тла (тип тла) између два EBU-POM експеримента (MOD-CTL) за период од 2000. до 2010. године. Први ред представља средњу промену температуре ваздуха на 2 метра, док други ред приказује међугодишњу варијабилност, представљену стандардним девијацијама температуре ваздуха за одабране подобласти наведене на слици 3.5. Легенда и одређени прелази из једног типа тла у други прате легенду на слици 3.5, уз додатни бели стуб на хистограму за све тачке унутар одређеног региона са истом текстуром тла у оба EBU-POM експеримента. Сви стубови на хистограму приказују горњи (75. перцентил) и доњи квартил (25. перцентил) за све тачке на мрежи у којима је дошло до одговарајућих промена типа тла, при чему бројеви у стубовима указују на број тачака на мрежи у којима је дошло до промене тла. У случају када је број тачака у којима је дошло до промене текстуре тла мали, перцентили и бројеви нису наведени.



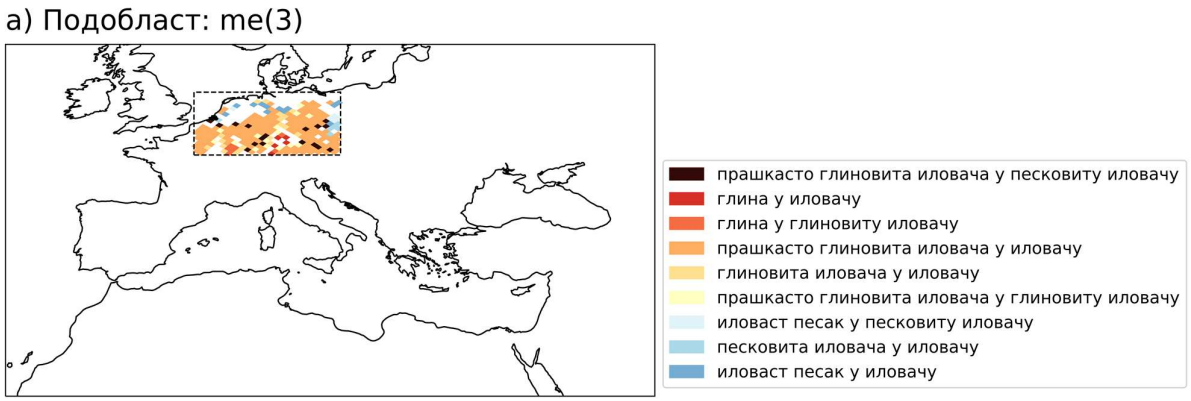
Слика П2.7. Разлике између два EBU-POM експеримента за сатурациону хидрауличку дифузивност воде у тлу (satdw) [%]. Релативне разлике су добијене према формули $\frac{MOD-CTL}{CTL} \cdot 100$.



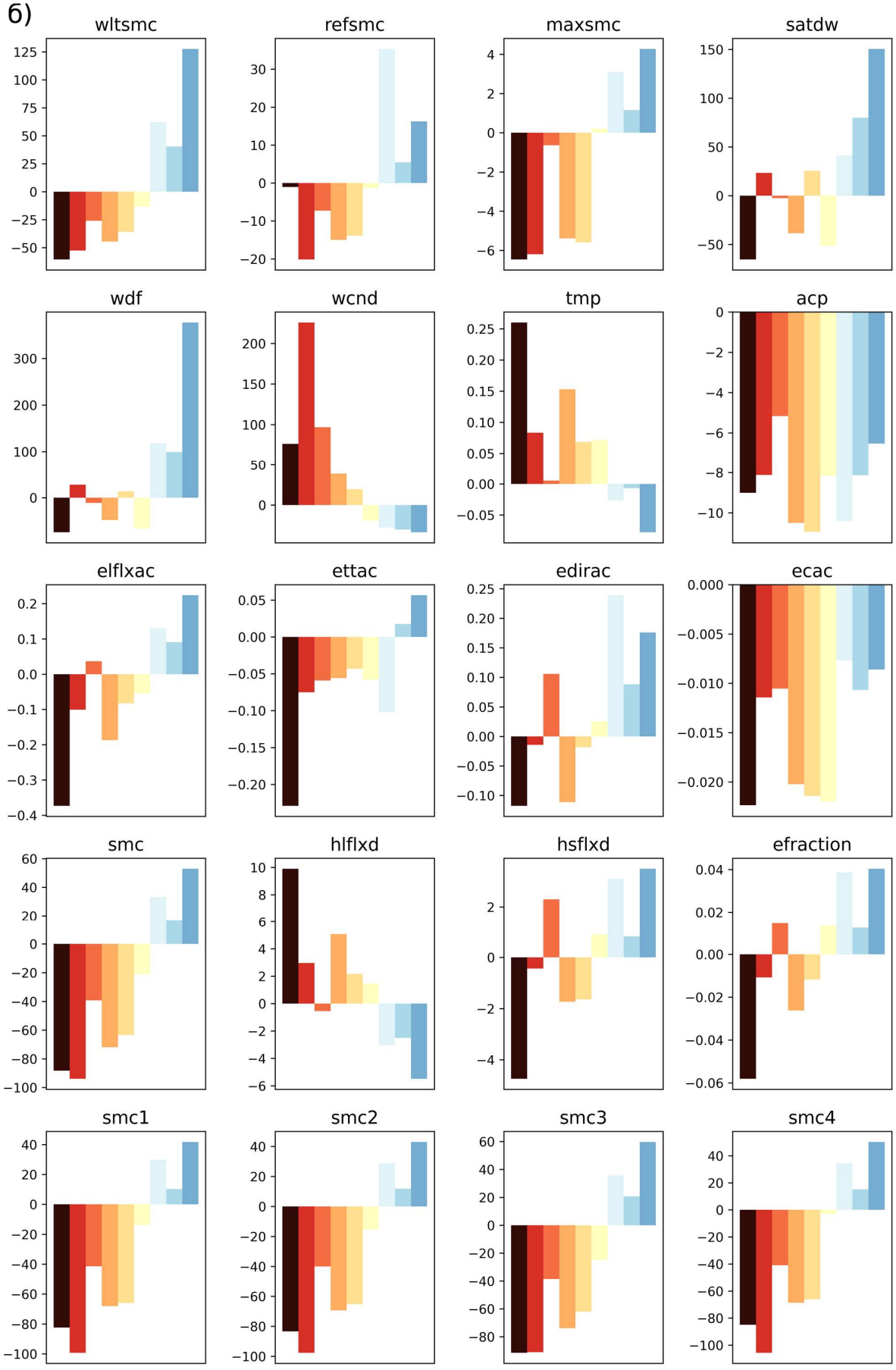
б)


wltsmc
refsmc
maxsmc
satdw
wdf
wcnd
tmp
acp
elflxac
ettac
edirac
ecac
smc
hlflxd
hsflxd
efraction
smc1
smc2
smc3
smc4

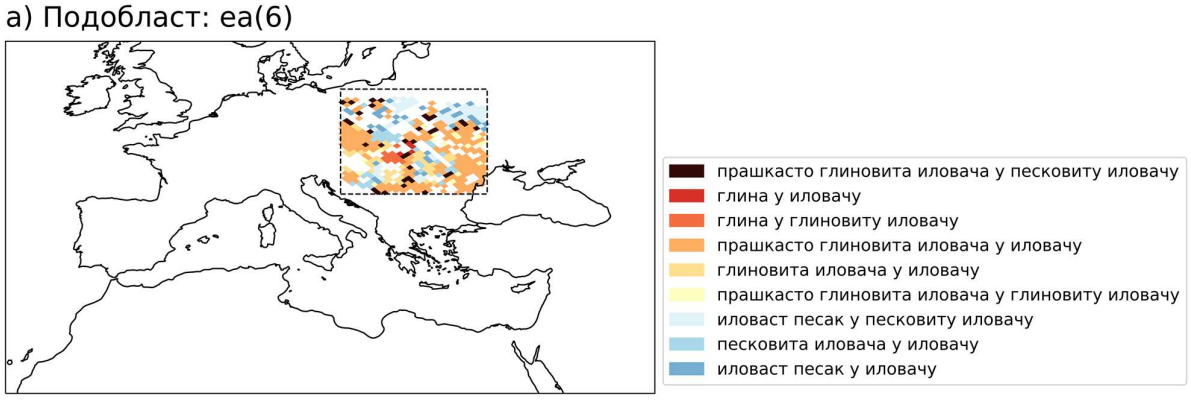
Слика П2.8. Средње промене током летње сезоне у периоду од 2000. до 2010. године, изазване разликама у текстури тла (типу тла) за Иберијско полуострво (ip) између два EBU-POM експеримента (MOD-CTL), за различите параметре тла и физичке величине које описују стање атмосфере и тла. Први график (а) приказује просторну расподелу промена типова тла из једне класе (CTL) у другу класу тла (MOD), док други график (б) приказује одговарајуће промене у параметрима тла и физичким величинама које описују стање атмосфере и тла. Легенда и одређени прелази из једног типа тла у други прате легенду на слици 3.5. Разлике су приказане на графику под (б) за (први ред) влажност венућа (wltsmc) [%], пољски водни капацитет (refsmc) [%], сатурациону влажност тла (maxsmc) [%], сатурациону дифузивност воде у тлу (satdw) [%], (други ред) хидрауличку дифузивност воде у тлу (wdf) [%], хидрауличку проводљивост тла (wcnd) [%], температуру ваздуха на 2 m (tmp) [°C], падавине (acp) [%], (трећи ред) укупну евапотранспирацију (elflxac) [mm/дан], транспирацију (ettac) [mm/дан], евапорацију са голе површине тла (edirac) [mm/дан], евапорацију из интерцепционог резервоара (ecac) [mm/дан], (четврти ред) садржај воде у тлу у површинском слоју дебљине 1 m (smc) [mm], флукс латентне топлоте (hlflxd) [W/m^2], флукс осетне топлоте (hsflxd) [W/m^2], евапорациону фракцију (efraction) [бездимензионална величина], и (пети ред) волуметријски садржај воде у тлу за слој тла 0-0.1 m (smc1) [l/m^3], волуметријски садржај воде у тлу за слој тла 0.1-0.4 m (smc2) [l/m^3], волуметријски садржај воде у тлу за слој тла 0.4-1 m (smc3) [l/m^3], и волуметријски садржај воде у тлу за слој тла 1-2 m (smc4) [l/m^3]. Хидрауличка дифузивност воде у тлу и хидрауличка проводљивост тла израчунати су помоћу једначина (25) и (24), у којима је коришћен садржај воде у површинском слоју тла дубине до 1 m (smc). Релативне разлике приказане у % израчунавају се према формули $\frac{MOD \quad \text{CTL}}{\text{CTL}} \cdot 100$.



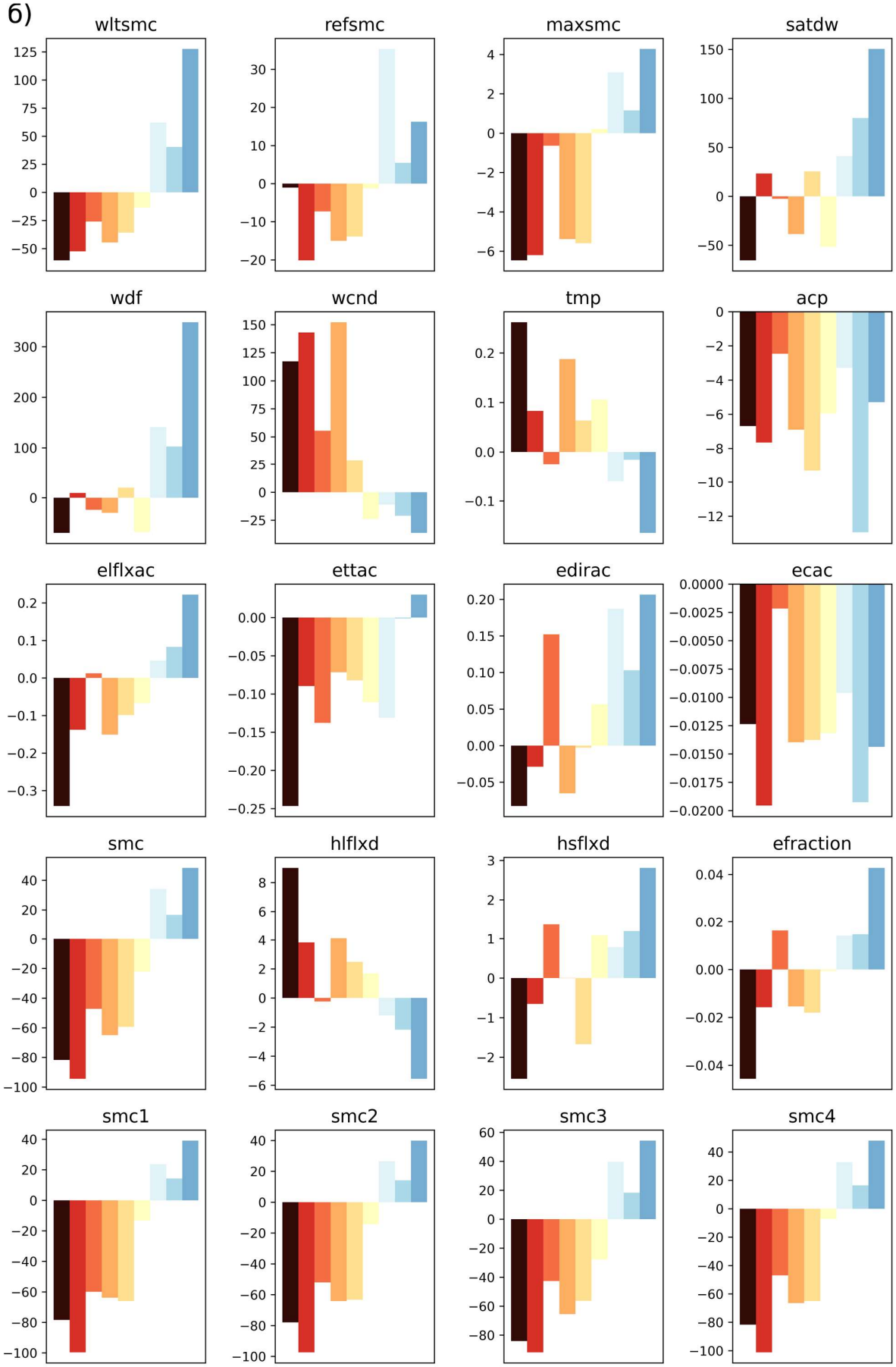
б)


wltsmc
refsmc
maxsmc
satdw
wdf
wcnd
tmp
acp
elflxac
ettac
edirac
ecac
smc
hlflxd
hsflxd
efraction
smc1
smc2
smc3
smc4

Слика П2.9. Средње промене током летње сезоне у периоду од 2000. до 2010. године, изазване разликама у текстури тла (типу тла) у средњој Европи (me) између два EBU-POM експеримента (MOD-CTL), за различите параметре тла и физичке величине које описују стање атмосфере и тла. Први график (а) приказује просторну расподелу промена типова тла из једне класе (CTL) у другу класу тла (MOD), док други график (б) приказује одговарајуће промене у параметрима тла и физичким величинама које описују стање атмосфере и тла. Легенда и одређени прелази из једног типа тла у други прате легенду на слици 3.5. Разлике су приказане на графику под (б) за (први ред) влажност венућа (wltsmc) [%], пољски водни капацитет (refsmc) [%], сатурациону влажност тла (maxsmc) [%], сатурациону дифузивност воде у тлу (satdw) [%], (други ред) хидрауличку дифузивност воде у тлу (wdf) [%], хидрауличку проводљивост тла (wcnd) [%], температуру ваздуха на 2 m (tmp) [°C], падавине (acp) [%], (трећи ред) укупну евапотранспирацију (elflxac) [mm/дан], транспирацију (ettac) [mm/дан], евапорацију са голе површине тла (edirac) [mm/дан], евапорацију из интерцепционог резервоара (ecac) [mm/дан], (четврти ред) садржај воде у тлу у површинском слоју дебљине 1 m (smc) [mm], флукс латентне топлоте (hlflxd) [W/m^2], флукс осетне топлоте (hsflxd) [W/m^2], евапорациону фракцију (efraction) [бездимензионална величина], и (пети ред) волуметријски садржај воде у тлу за слој тла 0-0.1 m (smc1) [l/m^3], волуметријски садржај воде у тлу за слој тла 0.1-0.4 m (smc2) [l/m^3], волуметријски садржај воде у тлу за слој тла 0.4-1 m (smc3) [l/m^3], и волуметријски садржај воде у тлу за слој тла 1-2 m (smc4) [l/m^3]. Хидрауличка дифузивност воде у тлу и хидрауличка проводљивост тла израчунати су помоћу једначина (25) и (24), у којима је коришћен садржај воде у површинском слоју тла дубине до 1 m (smc). Релативне разлике приказане у % израчунавају се према формули $\frac{MOD - \text{CTL}}{\text{CTL}} \cdot 100$.



б)


wltsmc
refsmc
maxsmc
satdw
wdf
wcnd
tmp
acp
elflxac
ettac
edirac
ecac
smc
hlflxd
hsflxd
efraction
smc1
smc2
smc3
smc4

Слика П2.10. Средње промене током летње сезоне у периоду од 2000. до 2010. године, изазване разликама у текстури тла (типу тла) у источној Европи (ea) између два EBU-POM експеримента (MOD-CTL), за различите параметре тла и физичке величине које описују стање атмосфере и тла. Први график (а) приказује просторну расподелу промена типова тла из једне класе (CTL) у другу класу тла (MOD), док други график (б) приказује одговарајуће промене у параметрима тла и физичким величинама које описују стање атмосфере и тла. Легенда и одређени прелази из једног типа тла у други прате легенду на слици 3.5. Разлике су приказане на графику под (б) за (први ред) влажност венуђа (wltsmc) [%], пољски водни капацитет (refsmc) [%], сатурациону влажност тла (maxsmc) [%], сатурациону дифузивност воде у тлу (satdw) [%], (други ред) хидрауличку дифузивност воде у тлу (wdf) [%], хидрауличку проводљивост тла (wcnd) [%], температуру ваздуха на 2 m (tmp) [°C], падавине (acp) [%], (трећи ред) укупну евапотранспирацију (elflxac) [mm/дан], транспирацију (ettac) [mm/дан], евапорацију са голе површине тла (edirac) [mm/дан], евапорацију из интерцепционог резервоара (ecac) [mm/дан], (четврти ред) садржај воде у тлу у површинском слоју дебљине 1 m (smc) [mm], флукс латентне топлоте (hlflxd) [W/m^2], флукс осетне топлоте (hsflxd) [W/m^2], евапорациону фракцију (efraction) [бездимензионална величина], и (пети ред) волуметријски садржај воде у тлу за слој тла 0-0.1 m (smc1) [l/m^3], волуметријски садржај воде у тлу за слој тла 0.1-0.4 m (smc2) [l/m^3], волуметријски садржај воде у тлу за слој тла 0.4-1 m (smc3) [l/m^3], и волуметријски садржај воде у тлу за слој тла 1-2 m (smc4) [l/m^3]. Хидрауличка дифузивност воде у тлу и хидрауличка проводљивост тла израчунати су помоћу једначина (25) и (24), у којима је коришћен садржај воде у површинском слоју тла дубине до 1 m (smc). Релативне разлике приказане у % израчунавају се према формули $\frac{MOD-\text{CTL}}{\text{CTL}} \cdot 100$.

Прилог 3

У овом прилогу налазе се табеле са типовима тла класификоване према текстури тла. Код Zobler и FAO/STATSGO мапа тла, „MAXSMC" представља сатурациону влажност тла, „DRYSMC" је садржај воде у тлу који је снажно везан за честице земљишта и репрезентује суво тло које више нема воду која лако може испарити са површине тла, „SATPSI" је сатурациони матрички потенцијал, „SATDK" је сатурациона хидрауличка проводљивост тла, „b" је параметар коришћен у једначинама у моделу тла, „REFSMC" је пољски водни капацитет, „WLTSMC" је влажност венућа, „SATDW" је сатурациона хидрауличка дифузивност воде у тлу, „F11" се користи у помоћном изразу у Noah моделу тла како би се израчунала термална проводљивост тла.

Табела П3.1. Zobler мапа текстуре тла са представљеним средњим вредностима параметара тла коришћеним у Noah моделу тла.

	Тип тла	MAXSMC	DRYSMC	SATPSI	SATDK	b	REFSMC	WLTSMC	SATDW	F11
1	Иловаст песак	0.421	0.07	0.04	1.41E-5	4.26	0.283	0.029	5.71E-6	-0.999
2	Прашкасто глиновита иловача	0.464	0.14	0.62	0.20E-5	8.72	0.387	0.119	2.33E-5	-1.116
3	Глина	0.468	0.22	0.47	0.10E-5	11.55	0.412	0.139	1.16E-5	-2.137
4	Песковита иловача	0.434	0.08	0.14	0.52E-5	4.74	0.312	0.047	7.95E-6	-0.572
5	Песковита глина	0.406	0.18	0.10	0.72E-5	10.73	0.338	0.020	1.90E-5	-3.201
6	Глиновита иловача	0.465	0.16	0.26	0.25E-5	8.17	0.382	0.103	1.14E-5	-1.302
7	Песковито глиновита иловача	0.404	0.120	0.14	0.45E-5	6.77	0.315	0.069	1.06E-5	-1.519
8	Иловача	0.439	0.10	0.36	0.34E-5	5.25	0.329	0.066	1.46E-5	-0.329
9	**Иловаст песак**	**0.421**	**0.07**	**0.04**	**1.41E-5**	**4.26**	**0.283**	**0.029**	**5.71E-6**	**-0.999**

Табела П3.2. FAO/STATSGO мапа текстуре тла са представљеним средњим вредностима параметара тла коришћеним у Noah моделу тла.

	Тип тла	MAXSMC	DRYSMC	SATPSI	SATDK	b	REFSMC	WLTSMC	SATDW	F11
1	Песак	0.339	0.010	0.069	1.07E-6	2.79	0.236	0.010	0.608E-6	-0.472
2	Иловаст песак	0.421	0.028	0.036	1.41E-5	4.26	0.383	0.028	0.514E-5	-1.044
3	Песковита иловача	0.434	0.047	0.141	5.23E-6	4.74	0.383	0.047	0.805E-5	-0.569
4	Прашкаста иловача	0.476	0.084	0.759	2.81E-6	5.33	0.360	0.084	0.239E-4	0.162
5	Прах	0.476	0.084	0.759	2.81E-6	5.33	0.383	0.084	0.239E-4	0.162
6	Иловача	0.439	0.066	0.355	3.38E-6	5.25	0.329	0.066	0.143E-4	-0.327
7	Песковито глиновита иловача	0.404	0.067	0.135	4.45E-6	6.66	0.314	0.067	0.990E-5	-1.491
8	Прашкасто глиновита иловача	0.464	0.120	0.617	2.04E-6	8.72	0.387	0.120	0.237E-4	-1.118
9	Глиновита иловача	0.465	0.103	0.263	2.45E-6	8.17	0.382	0.103	0.113E-4	-1.297
10	Песковита глина	0.406	0.100	0.098	7.22E-6	10.73	0.338	0.100	0.187E-4	-3.209
11	Прашкаста глина	0.468	0.126	0.324	1.34E-6	10.39	0.404	0.126	0.964E-5	-1.916
12	Глина	0.468	0.138	0.468	9.74E-7	11.55	0.412	0.138	0.112E-4	-2.138
13	Органски материјал - хумус	0.439	0.066	0.355	3.38E-6	5.25	0.329	0.066	0.143E-4	-0.327
14	Вода	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
15	Стена	0.20	0.006	0.069	1.41E-4	2.79	0.17	0.006	0.136E-3	-1.111
16	**Друго – лед на тлу**	**0.421**	**0.028**	**0.036**	**1.41E-5**	**4.26**	**0.283**	**0.028**	**0.514E-5**	**-1.044**
17	Бара или мочварно тло	0.468	0.030	0.468	9.74E-7	11.55	0.454	0.030	0.112E-4	-10.472
18	Лава	0.200	0.006	0.069	1.41E-4	2.79	0.17	0.006	0.136E-3	-0.472
19	Бели песак	0.339	0.01	0.069	1.07E-6	2.79	0.236	0.01	0.608E-6	-0.472

Табела П3.3. FAO/STATSGO класификација тла са представљеним уделом песка, праха и глине за сваки тип тла.

	Тип тла	**% Песка**	**% Праха**	**%Глине**
1	Песак	92	5	3
2	Иловаст песак	82	12	6
3	Песковита иловача	58	32	10
4	Прашкаста иловача	17	70	13
5	Прах	10	85	5
6	Иловача	43	39	18
7	Песковито глиновита иловача	58	15	27
8	Прашкасто глиновита иловача	10	56	34
9	Глиновита иловача	32	34	34
10	Песковита глина	52	6	42
11	Прашкаста глина	6	47	47
12	Глина	22	20	58
13	Органски материјал – хумус	0	0	0
14	Вода	0	0	0
15	Стена	0	0	0
16	Друго – лед на тлу	0	0	0
17*	Бара или мочварно тло	/	/	/
18*	Лава	/	/	/
19*	Бели песак	/	/	/

Биографија

Ирида Лазић рођена је 27. јула 1994. године у Београду, где 2013. године завршава XII београдску гимназију општег смера. Дипломира 2017. године на Физичком факултету Универзитета у Београду са просечном оценом 9.09 на катедри за Метеорологију. Мастерира 2018. године са просечном оценом 10.00 на Физичком факултету Универзитета у Београду, на катедри за Метеорологију, одбранивши мастер рад *Улога тропског циклона Офелија у транспорту сахарског песка од Северне Европе у периоду од 9. до 19. октобра 2017. године* са оценом 10.00 – под менторством проф. др Владимира Ђурђевића. Исте године је уписала докторске академске студије, уже научне студије Метеорологија, на Физичком факултету Универзитета у Београду. Током периода 2013–2018, добијала је студентску стипендију Министарства просвете, науке и технолошког развоја Србије. Као признање за најбољег студента и постигнут успех на студијама добија награду Светске метеоролошке организације из Фонда Боривоје Добриловић у фебруару 2016. године. Током мастер студија била је запослена као дипломирани метеоролог-синоптичар у Ратном ваздухопловству и противваздухопловној одбрани Војске Србије и радила је као студент сарадник у настави на Физичком факултету. Рачунске вежбе као студент сарадник у настави држи и током докторских студија. Од децембра 2018. године запослена је као истраживач-приправник на Физичком факултету Универзитета у Београду, а од децембра 2021. године напредује у звање истраживач-сарадник.

Ирида Лазић се бави научним радом из области нумеричког моделирања климе, као и анализом климатских промена и њиховог утицаја на различите секторе привреде. У досадашњем раду објавила је 13 радова из М20 категорије. Излагала је више пута на међународним конференцијама (више од 16 радова из М30 категорије). Од уписа докторских академских студија редовно је ангажована на пројектима Министарства просвете, науке и технолошког развоја, Фонда за науку Републике Србије и на другим државним и међународним пројектима.

Изјава о ауторству

Име и презиме аутора Ирида Лазић

Број индекса 8016/2018

Изјављујем

да је докторска дисертација под насловом

Узроци и могућа решења за смањење систематске грешке проузроковане интеракцијом између атмосфере и тла у вишегодишњим интеграцијама регионалног климатског модела у области централне Европе

- резултат сопственог истраживачког рада;
- да дисертација у целини ни у деловима није била предложена за стицање друге дипломе према студијским програмима других високошколских установа;
- да су резултати коректно наведени и
- да нисам кршила ауторска права и користила интелектуалну својину других лица.

Потпис аутора

У Београду, .2025.

_____

Изјава о истоветности штампане и електронске верзије докторског рада

Име и презиме аутора	Ирида Лазић
Број индекса	8016/2018
Студијски програм	Метеорологија
Наслов рада	**Узроци и могућа решења за смањење систематске грешке проузроковане интеракцијом између атмосфере и тла у вишегодишњим интеграцијама регионалног климатског модела у области централне Европе**
Ментор	Владимир Ђурђевић

Изјављујем да је штампана верзија мог докторског рада истоветна електронској верзији коју сам предала ради похрањивања у **Дигиталном репозиторијуму Универзитета у Београду.**

Дозвољавам да се објаве моји лични подаци везани за добијање академског назива доктора наука, као што су име и презиме, година и место рођења и датум одбране рада.

Ови лични подаци могу се објавити на мрежним страницама дигиталне библиотеке, у електронском каталогу и у публикацијама Универзитета у Београду.

Потпис аутора

У Београду,_____.2025.

_____

Изјава о коришћењу

Овлашћујем Универзитетску библиотеку „Светозар Марковић“ да у Дигитални репозиторијум Универзитета у Београду унесе моју докторску дисертацију под насловом:

Узроци и могућа решења за смањење систематске грешке проузроковане интеракцијом између атмосфере и тла у вишегодишњим интеграцијама регионалног климатског модела у области централне Европе

која је моје ауторско дело.

Дисертацију са свим прилозима предала сам у електронском формату погодном за трајно архивирање.

Моју докторску дисертацију похрањену у Дигиталном репозиторијуму Универзитета у Београду и доступну у отвореном приступу могу да користе сви који поштују одредбе садржане у одабраном типу лиценце Креативне заједнице (Creative Commons) за коју сам се одлучила.

1. Ауторство (CC BY)

2. Ауторство – некомерцијално (CC BY-NC)

3. Ауторство – некомерцијално – без прерада (CC BY-NC-ND)

4. Ауторство – некомерцијално – делити под истим условима (CC BY-NC-SA)

5. Ауторство – без прерада (CC BY-ND)

6. Ауторство – делити под истим условима (CC BY-SA)

(Молимо да заокружите само једну од шест понуђених лиценци.
Кратак опис лиценци је саставни део ове изјаве).

Потпис аутора

У Београду,_____.2025.

_____

1. **Ауторство**. Дозвољавате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце, чак и у комерцијалне сврхе. Ово је најслободнија од свих лиценци.

2. **Ауторство – некомерцијално**. Дозвољавате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела.

3. **Ауторство – некомерцијално – без прерада**. Дозвољавате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, без промена, преобликовања или употребе дела у свом делу, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела. У односу на све остале лиценце, овом лиценцом се ограничава највећи обим права коришћења дела.

4. **Ауторство – некомерцијално – делити под истим условима**. Дозвољавате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце и ако се прерада дистрибуира под истом или сличном лиценцом. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела и прерада.

5. **Ауторство – без прерада**. Дозвољавате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, без промена, преобликовања или употребе дела у свом делу, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца дозвољава комерцијалну употребу дела.

6. **Ауторство – делити под истим условима**. Дозвољавате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце и ако се прерада дистрибуира под истом или сличном лиценцом. Ова лиценца дозвољава комерцијалну употребу дела и прерада. Слична је софтверским лиценцама, односно лиценцама отвореног кода.