



## The importance of seasonal climate assessments in the analysis of the contemporary climate of Bulgaria

Krastina Malcheva\*, Hristo Chervenkov, Lilia Bocheva

*National Institute of Meteorology and Hydrology,  
Tsarigradsko shose 66, 1784 Sofia, Bulgaria*

**Abstract:** Seasonality is a key feature of the Earth's climate system. The latest global and regional studies confirm that the observed fluctuations and changes in seasonal cycles in recent decades are related to human activity. Also, climate change considerably increases the risk of extreme climate events in each season. Monitoring and forecasting global climate on a seasonal time scale are highly important because of their undeniable socio-economic significance, but the uncertainty of global analyses varies substantially between regions. Preparing seasonal climate analyses, assessments and forecasts at the national level based on quality data from long-term climate observations is a priority task for national hydrometeorological services. The presented overview analysis aims to contribute to a clearer understanding of climate changes in Bulgaria, evaluating the variation of the seasonal characteristics of surface air temperature and precipitation in the period 1961-2020. Their trends for a relatively long historical period (1931-2020), as well as expected changes by the end of the century under the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios, are also discussed.

**Keywords:** Seasonal climate assessment, climate change, climate scenarios, Bulgaria.

---

\* [krastina.malcheva@meteo.bg](mailto:krastina.malcheva@meteo.bg)

# Значението на сезонните климатични оценки в анализа на съвременния климат на България

Кръстина Малчева, Христо Червенков, Лилия Бочева

*Национален институт по метеорология и хидрология,  
Цариградско шосе 66, 1784 София, България*

**Резюме:** Сезонността е ключова характеристика на климатичната система на Земята. Най-новите глобални и регионални изследвания потвърждават, че наблюдаваните колебания и промени в цикличността на сезоните през последните десетилетия са свързани с човешката дейност. Климатичните промени увеличават осезаемо и риска от екстремни климатични явления през всеки един сезон. Мониторингът и прогнозата на глобалния климат в сезонен времеви мащаб са изключително важни поради тяхното безспорно социално-икономическо значение, но достоверността на глобалните анализи варира съществено между отделните региони. Изготвянето на сезонни климатични анализи, оценки и прогнози на национално ниво на базата на качествени данни от дългогодишни климатични наблюдения е приоритетна задача за националните хидрометеорологични служби. Основната цел на представения обзорен анализ е да допринесе за по-ясното разбиране на климатичните промени в България, оценявайки измененията на сезонните характеристики на приземната температура на въздуха и валежите в периода 1961-2020 г. Разгледани са също тенденциите им за относително дълъг исторически период (1931-2020 г.), както и очакваните промени до края на века според два основни климатични сценария (RCP4.5 и RCP8.5).

**Ключови думи:** Сезонни климатични оценки, климатични промени, климатични сценарии, България

## 1. УВОД

Сезонният климат в умерените ширини се определя от многогодишните средни условия в атмосферата и океана за периоди от порядъка на три месеца, в съответствие с годишния цикъл на постъпващата върху земната повърхност слънчева енергия. Широко прието е разделянето на годината на четири „метеорологични“ сезона с фиксирана продължителност от три последователни календарни месеца, което улеснява сравняването на резултати от регионалните климатични анализи и представянето на обобщена климатична информация. Следвайки годишния ход на приземната средноденонощна температура на въздуха в Северното полукълбо, най-студеният и най-топлият период от годината попадат, съответно, в сезоните зима (декември, януари и февруари; съкр. DJF) и

лято (юни, юли и август; съкр. JJA), а преходните сезони са пролет (март, април и май; съкр. MAM) и есен (септември, октомври и ноември; съкр. SON).

Сезонността е ключова характеристика на климатичната система на Земята, която до голяма степен определя структурата и динамиката на екосистемите (и на редица икономически сектори), а процесите, водещи до дългосрочни климатични промени, се проявяват най-вече в сезонен времеви мащаб (Carré&Cheddadi, 2017). Методите за анализ на динамични редове позволяват, чрез извличане на сезонни сигнали (индикатори) от основните климатични променливи, да се изследва изменението на климата както в историческото минало на планетата, така и за бъдещи периоди (Kwiecien et al., 2022).

Въпреки че сезонните климатични характеристики и интензивността на сезонните явления варират естествено от година на година, изменението на климата фундаментално променя реакциите и дългосрочното взаимодействие на природните и обществените системи (EPA, 2021). Жизненият цикъл на различни видове сухоземни и водни организми е повлиян от колебанията и изместването на сезонните преходи, а редица нови глобални и регионални изследвания свързват наблюдаваните промени с човешката дейност. Wang et al. (2021) предвиждат, че ако тези тенденции продължат, и при липса на усилия за смекчаване на изменението на климата, зимата в умерените ширини може да се свие до два месеца към края на века, пролетта и есента ще бъдат по-кратки, докато лятото ще бъде значително по-дълго и горещо. Средиземноморският регион, включващ Югоизточна Европа, е сред районите претърпели значителни колебания в цикличността на сезоните след средата на XX-ти век.

Ето защо мониторингът на сезонния климат е изключително важен при анализа и прогнозирането на климатичните промени, които (чрез пряко им въздействие върху продължителността и честотата на сезонните явления) увеличават осезаемо риска от екстремни климатични събития през всеки един сезон. Световната метеорологична организация изготвя периодични тримесечни актуализации на глобалния климат (GSCU; <https://public.wmo.int/en/our-mandate/climate/global-seasonal-climate-update>), които се фокусират върху колебанията на основни характеристики на общата атмосферна циркулация и широкомащабните океански аномалии и тяхното потенциално въздействие върху приземната температура и валежите. Достоверността на глобалните анализи и прогнози може да варира значително между отделните региони, затова изготвянето на сезонни оценки и прогнози на национално ниво на базата на качествени данни от дългогодишни климатични наблюдения е приоритетна задача за националните хидрометеорологични служби.

Основната цел на представения тук обзорен анализ е да допринесе за по-ясното разбиране на климатичните промени в България, оценявайки измененията на сезонните характеристики на приземната температура на въздуха и валежите в периода 1961-2020 г. В 133-годишната история на Националния институт по метеорология и хидрология (НИМХ) климатичните изследвания са имали винаги специална роля поради безспорното им научно-приложно значение както за

развитието на самата климатология в България, така и за прилагането на физически (метеорологично) обоснован подход при изготвяне на климатични анализи и оценки за различни икономически сектори. За съжаление, след издаването на колективната монография „Климатът на България“ (Stanev et al., 1991) следващите, по-нови изследвания върху съвременния климат на страната не са представени в такъв цялостен, обобщен вид, но прецизен обзор на научните публикации през последните десетилетия е направен в монографията „История на климатичните изследвания в Националния институт по метеорология и хидрология“ (ed. Branzov, 2020). Без да имаме претенции, че можем да компенсираме този пропуск, и с ясната идея да подчертаем именно физически обосновавания подход към климатичния анализ, разширихме увода на статията като включихме части от един непубликуван текст на доц. д-р Анелия Гочева в подраздели 1.1 и 1.2, както и откъси (в синтезирана форма) от фундаменталния труд „Климатичните райони на България и техният климат“ (Sabev&Stanev, 1959) в подраздел 1.3. В раздел 2 сме се опитали да обхванем разнообразието от данни, методи и климатични индикатори, които използваме в нашата работа. В раздел 3 са представени основните резултати от пространствено-времевия анализ на годишните и сезонни характеристики на температурата на въздуха и валежите, обобщени за два подпериода – 1961-1990 и 1991-2020 г. В раздел 4 са разгледани тенденциите на изменението им за един относително дълъг исторически период (1931-2020 г.), а в раздел 5 – очакваните промени до края на века според два основни климатични сценария (RCP4.5 и RCP8.5).

### **1.1. Понятие за климат и климатична система на Земята**

Съгласно съвременното ниво на познание, климатът има глобален характер и не е просто съвкупност от отделни локални климати, а различните климатични условия са негови проявления. Механизмите, които формират климата (обуславящи неговото разнообразие и контролиращи неговите колебания и изменения), са част от сложен комплекс на взаимодействия и обратни връзки, развиващи се в широк диапазон от пространствено-времеви мащаби, в резултат на множество физични, химични и биологични процеси. Разработването на теорията на климата става обект на математическата физика чрез използването на мощните инструменти на физико-математическото моделиране, без това да изключва възможностите на класическата климатология и нейните методи за анализ и оценка на регионалните климатични закономерности и особености. В съответствие с тези схващания е и общоприетото съвременно определение за климат от Конференцията по физични основи на климата и климатично моделиране, проведена в Стокхолм през 1974 г. (WMO&ICSU, 1975):

«Климатът е статистически ансамбъл от състояния през който преминава системата атмосфера-хидросфера-литосфера-криосфера-биосфера за периоди от порядъка на няколко десетилетия».

Първопричината за възникването на климатичните различия на Земята е неравномерният приток на енергия от Слънцето, както и да се класифицират факторите, които го обуславят – астрономически, геофизически, космически, външни и вътрешни, радиационни (виж напр. [Nikolov&Petrov, 2014](#)). Процесите, имащи отношение към формирането на климата на планетата като динамично-равновесно състояние на климатичната система с нейните пет взаимносвързани компонента – атмосфера, литосфера, хидросфера, криосфера и биосфера, са процеси на непрекъснат приток, натрупване, пренасяне и разход на топлина и се управляват в крайна сметка от общите физични закони – за излъчване, поглъщане, запазване на енергията и количеството движение и т.н.

При описанието и оценката на разнообразните климатични условия е широко използвано групирането и класифицирането на климатообразуващите фактори като радиационни, циркулационни, физико-географски и антропогенни. Съгласно една най-опростена схема на тяхното взаимодействие, за основни (водещи) в процеса на климатообразуване се приемат радиационните фактори, понеже имат решаващо значение за възникването на всички процеси, от които зависят времето и климата. Количеството слънчева радиация постъпващо на земната повърхност (инсолацията) зависи от излъчвателната способност на Слънцето, разстоянието Земя-Слънце и височината на Слънцето над хоризонта, която е различна за различните части на земното кълбо, а поради геоидната (почти сферична) форма на Земята нейният денонощен и годишен ход може да се проследи удобно спрямо географската ширина.

Неравномерното разпределение на потока енергия от Слънцето, най-напред на горната граница на атмосферата (т. нар. соларен климат), а след многократно разсейване, отражение и поглъщане, също и на земната повърхност, се явява първопричина за формирането на въздушни течения в атмосферата. Физико-географските условия оказват съществено влияние върху атмосферната циркулация, посредством която се осъществява вертикален и хоризонтален обмен на различни по свойства въздушни маси и преразпределение на запасите от топлина и влага. Географската ширина лимитира инсолационния поток, но с увеличаването на надморската височина се наблюдават изменения, които могат да са толкова значими, че да елиминират нейната роля. Различните физични свойства на сушата и океана са причината за възникването на местна циркулация, която се наслажда към общата атмосферна циркулация – планинските системи променят въздушните течения, а сложният релеф става причина за формирането на различни регионални и локални климатични особености. От значение за климатообразуващите процеси е и видът на подложната повърхност.

Климатът на даден географски район се изменя естествено с времето, поради което климатичните характеристики обикновено се оценяват за крайни времеви интервали от порядъка на няколко десетилетия (30 години, според препоръките на Световната метеорологична организация; [WMO, 2017](#)). Човешката дейност, изразена най-вече чрез замърсяването на атмосферата (пряко въздействащо върху парниковия ефект), промените в естествения ландшафт и вида на подложната

повърхност, както и активирането на допълнителни източници на топлина, слага съществен отпечатък върху сложния комплекс от взаимодействия и обратни връзки, формиращи климата. Кумулативният ефект от въздействието на антропогенните фактори може е толкова значителен, че климатичните изменения да излязат извън мащаба на локалните климатични аномалии и колебания.

Климатичната зоналност (разпределението на различните типове климат по паралелите) се дължи преди всичко на астрономически и геофизични причини, обуславящи зоналното разпределение на постъпващата слънчева радиация. Простата схема на соларния климат, обаче, се усложнява значително под влияние на атмосферната циркулация и особеностите на подложната повърхност. Съществуват множество климатични класификации въз основа на различни критерии за систематизиране на многообразните климатични условия на планетата. В зависимост от това дали се основават на проявленията на климата, свързани например с особеностите на разпространение на различните видове растителност, или на закономерностите при формирането на един или друг тип климатични условия, класификационните системи се подразделят на емпирични и генетични (най-популярни са тези на В. Кьопен и Б. Алисов).

Класификацията на Кьопен датира от края на XIX-ти век (Köppen, 1884; 1900) и, независимо че има известни недостатъци, си остава една от най-сполучливите и удобните както поради сравнително доброто съответствие между климатичните и растителните зони, така и поради достъпността на метеорологичната информация, която използва (Trewartha&Horn, 1980; Peel et al., 2007; Poulter et al., 2011; Rohli et al., 2015; Beck et al., 2018). Кьопен развива концепцията за климатичните типове, търсейки биоклиматични прилики между отдалечени райони по света. Той въвежда прости климатични индикатори за разграничаване на растителните зони и използва същите индикатори в ясно структурирана класификационна схема, за да очертае границите на съответните климатични зони (Köppen, 1936; Geiger, 1954).

Класификацията на Алисов е представена най-напред през 1936 г., доразвита е в неговата докторска дисертация „Генетична класификация на климата“, а към средата на миналия век е разработена по-детайлно (Alisov, 1936; 1950). Тя се основава на географските типове въздушни маси, които се формират при характерни инсоляционни и циркулационни условия и особености на подложната повърхност. Във всяко полукълбо се разграничават екваториални, тропични, на умерените ширини, полярни въздушни маси и съответните им климатични пояси. Границите между основните типове въздушни маси се наричат климатични фронтове (тропичен, на умерените ширини и полярен), които през лятото се изместват към полюсите, а през зимата – към екватора, и по този начин се разграничават още поясите на субекваториален, субтропичен и субполярен климат. Под влиянието на подложната повърхност се формират и четири подтипа климат – континентален, океански, на западните и източните крайбрежия.

## 1.2. Климатични промени и климатични сценарии

Колебанията на климата отразяват неговата естествената изменчивост и представляват временни аномалии, макар и понякога твърде големи, с връщане към равновесното състояние и смяна на посоката на отклонението. Изменението на климата предполага преход към ново климатично равновесно състояние. За по-късите времеви интервали (от порядъка на десетилетия) не може да се установи дали изменението на климатичните характеристики е резултат от изразена тенденция, при това свързана с промени в климатообразуващите фактори, поради което е прието да се говори за колебания (вариации) на климата.

Съществуват много и различни хипотези за климатичните промени в историческото минало на планетата. Астрономическите хипотези ги разглеждат като следствие от измененията на елементите на земната орбита (Berger et al., 1993). Физическите хипотези свързват измененията на климата с промени в инсолационния поток, предизвикани от физични процеси в самото Слънце, както и от промени в състава на земната атмосфера и развиващите се в нея процеси (Gray et al., 2010). Геофизическите хипотези търсят причините за изменение на климата в променящия се физико-географския облик на Земята (епейрогените движения, промените в конфигурацията на континентите, измененията в нивото на Световния океан, формирането на планински масиви; de Wit, 2007). Като цяло всяка хипотеза, обяснявайки добре едни факти не е в състояние да обясни други, не по-малко важни.

Според Междуправителствената група по изменение на климата (IPCC), създадена през 1988 г. под егидата на Програмата на ООН за околната среда (UNEP) и Световната метеорологична организация (WMO), глобалното затопляне през XX-ти век се дължи до голяма степен на човешката дейност, усилваща парниковия ефект чрез увеличените емисии на парникови газове и аерозоли в атмосферата. Докладите за оценка на климатичните промени (Assessment Reports, AR) обобщават научния напредък в моделирането на климатичната система под въздействието на естествени и антропогенни фактори (IPCC, 2001; 2007; 2014). Моделите на общата циркулация на атмосферата и океана, които се използват за симулиране и прогнозиране на влиянието на антропогенните фактори върху глобалния климат при различни сценарии за социално-икономическо развитие, предоставят количествени оценки на бъдещото изменение на климата с приемлива достоверност, особено в континентален и по-голям мащаб. По този начин изменението на климата се превръща във все по-централна тема на всички нива на вземане на решения, а осигуряването на качествена информация и инструменти, които подпомагат разработването на планове и стратегии за адаптиране и смекчаване на последиците от изменението на климата, се реализира чрез програми и проекти с големи публични инвестиции, каквато е например програмата на Европейския съюз за наблюдение на Земята „Коперник“ (Copernicus, <https://climate.copernicus.eu>).

Концепцията за климатичните сценарии е с около 40-годишна история като досега са разработени пет поколения групи сценарии, представени в поредицата

доклади на IPCC. Най-популярно понастоящем е четвъртото поколение – Representative Concentration Pathways (RCPs), използвано в петия оценъчен доклад (Moss et al., 2010). Съществуват четири RCP-сценария: RCP2.6 (оптимистичен), RCP4.5 и RCP6.0 (реалистични) и RCP8.5 (песимистичен), като числото в името отразява промяната към 2100 г. на радиационното въздействие ( $W/m^2$ ) върху климатичната система спрямо предииндустриалната епоха. Оптимистичният сценарий предвижда достигане на максимална концентрация на парникови газове около 2050 г., реалистичните – стабилизиране на нивата към 2100 г., а песимистичният – продължаващо увеличение на концентрациите и след този времеви хоризонт (главно в резултат на значителна употреба на изкопаеми горива). За разлика от предходните три поколения RCP-сценариите отчитат явни полититки за смекчаване на антропогенното въздействие – дори RCP8.5 предвижда намален темп на емисиите след 2050 г. При всички сценарии се предполага и съществено намаление на атмосферните аерозоли, но единствено при реализацията на оптимистичния сценарий RCP2.6 могат да се постигнат основните цели на Парижкото споразумение от 2015 г. към Рамковата конвенция на ООН по изменение на климата (<https://www.un.org/en/climatechange/paris-agreement>), а именно – ограничаване на глобалното затопляне до 2 °C към 2050 г. (респективно 1.5 °C към края на века) спрямо периода преди индустриализацията.

В региона на източното Средиземноморие, който включва Балканския полуостров, преобладава обща тенденция на затопляне, най-силно изразена от 80-те години на миналия век (Xoplaki et al., 2003; Alexandrov et al., 2004; Philandras et al., 2008; Toreti et al., 2010). Летните температури са основен фактор на тази тенденция, свързана както с увеличаване на дългосрочните средни стойности, така и с увеличаване на броя на екстремните топлинни събития (Kostopoulou and Jones, 2005; Bartolini et al., 2012). Летните горещини, които рядко са се случвали в периода 1961-1990 г. и дори в края на XX-ти век, могат да станат норма към средата или края на века (Lelieveld et al., 2012). Като цяло регионът се оказва „гореща точка“ на климатичните промени, застрашен е също от продължителни тежки суши (Giorgi, 2006; Diffenbaugh et al., 2007; EEA, 2017).

### 1.3. Климатът на България през първата половина на XX-ти век

В монографията „Климатичните райони на България и техният климат“ (Sabev&Stanev, 1959) е представен цялостен и систематизиран анализ на климата на страната през първата половина на XX-ти век. Предложеното климатично райониране следва генетичната класификация на Алисов, но разкрива и местните особености на основните климатообразуващи процеси, като за целта е анализирана значителна по обем информация от метеорологични наблюдения главно през периода 1921-1955 г.

Географската ширина, като основен физико-географски фактор, определя принадлежността на страната към районите с по-топъл климат на континента, а инсолационният поток е с добре изразена сезонност. Въпреки непосредствената



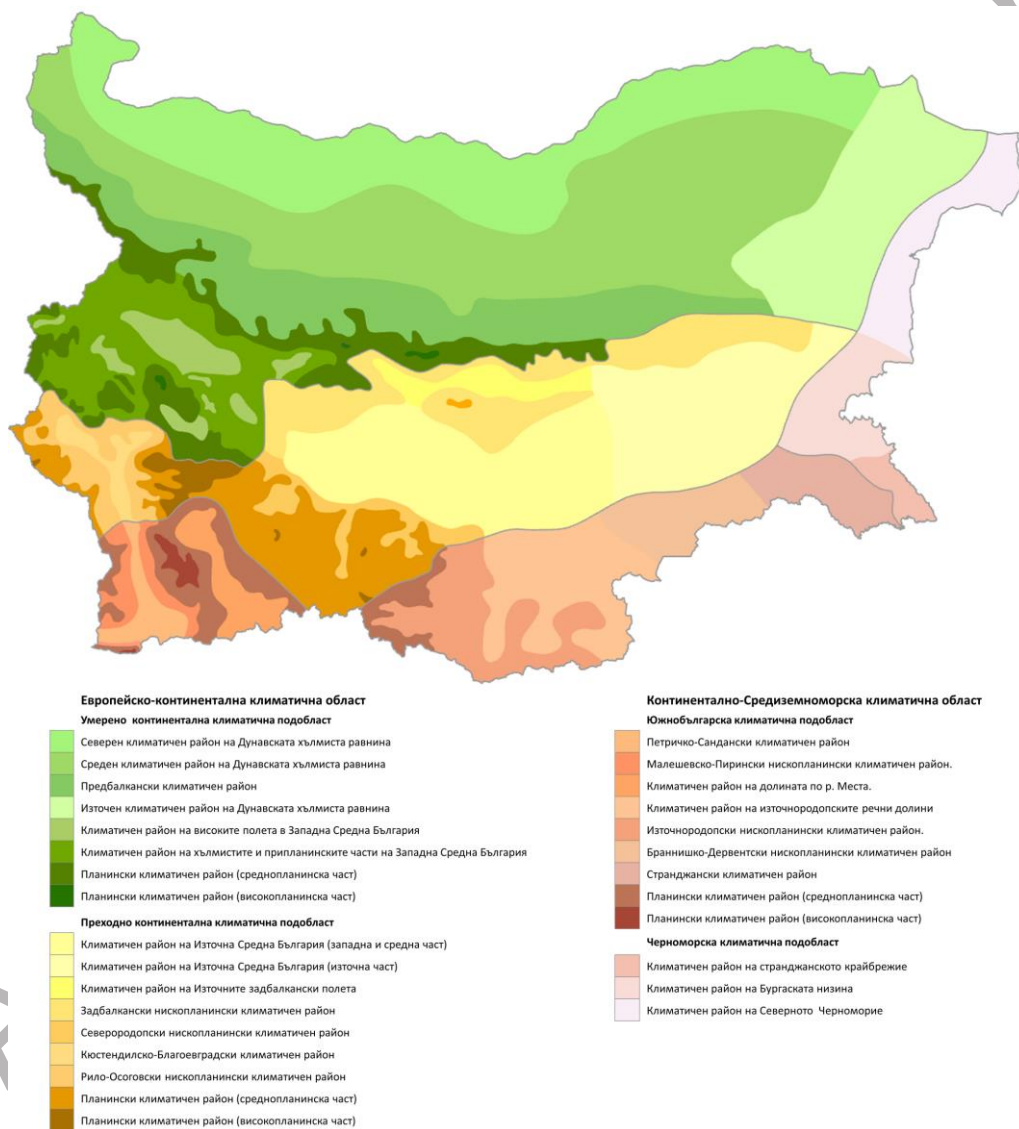
близост до Черно море проникването на въздушни маси от морето към сушата е ограничено от преобладаващият западно-източен пренос, а влиянието на морето се проявява в някои особености на атмосферната циркулация над страната през студеното полугодие и формирането на специфичен морски климат в сравнително тясна крайбрежна ивица (20-40 km). Отдалечеността от Атлантическия океан и откритостта на Балканския полуостров на север допринасят за по-изразената континенталност на климата – атлантическите въздушни маси достигат до България значително трансформирани, а студените континентални въздушни маси от по-големите географски ширини нахлуват свободно в северните части на страната през зимата. Относително голямата и компактна площ на Балканския полуостров създава благоприятни условия и за формирането на местни въздушни маси. Близостта до Средиземно море и орографските особености на страната допринасят за климатичното многообразие и обособяването на различни климатични условия на север и на юг от Стара планина.

Климатичното райониране на България включва двадесет и пет климатични района, разпределени в четири климатични подобласти (Умерено-континентална, Преходно-континентална, Южнобългарска и Черноморска) и две климатични области (Европейско-континентална и Континентално-средиземноморска). На Фиг. 1-1 е представена картата на климатичните райони, дигитализирана в QGIS 3.4 среда (QGIS Development Team, 2018). Границите на климатичните области са определени в съответствие с преобладаващия тип валежен режим (континентален или средиземноморски), климатичните подобласти са обособени части от климатичните области с по-специфични характеристики, а разделянето на всяка подобласт на климатични райони е направено въз основа на значимите разлики в количествените характеристики на валежа и температурата. Във всяка подобласт е включен и планински климатичен район, като за средна долна граница на планинския климат се приема 1000 m надморска височина. В планинските райони валежите запазват режима на прилежащите равнини, но нарастват количествено до около 2000 m. Континентално-Средиземноморската климатична област (включваща Южнобългарската и Черноморската подобласти) представлява най-северната част на субтропичната климатична зона в Европа – с есенно-зимен максимум на валежите, относително мека зима и горещо лято. Характерни особености на климата в Европейско-континенталната климатична област (включваща Умерено-континенталната и Преходно-континенталната подобласти) са летният максимум на валежите, относително студената зима и горещо лято. Пролетта и есента са типични преходни сезони, като есента е малко по-топла от пролетта.

### **1.3.1. Зима**

Доминиращият пренос на студени континентални въздушни маси в тила на преминаващите на изток и североизток средиземноморски циклони определя зимата в северните части на страната като относително студена. Нахлуванията от

североизток на континентални въздушни маси от трансформиран арктичен въздух са с по-малка честота, но се отличават със значителна вертикална мощност. При такива процеси застудяванията са интензивни и обхващат цялата страна, а в условията на развиващи се в тила на средиземноморските циклони антициклони, минималните температури падат до минус 10-20 °С (до минус 25-30 °С във високите полета на Западна България).



**Fig. 1-1** Climatic zoning of Bulgaria according to [Sabev&Stanev \(1959\)](#)

**Фиг. 1-1** Климатично райониране на България по [Sabev&Stanev \(1959\)](#)

Макар и по-рядко, при преминаването на циклони с начало от района на Генуезкия залив през Унгария към Украйна се наблюдават резки затопляния на времето – субтропични въздушни маси от топлия сектор на тези циклони нахлуват над страната със силни южни и югозападни ветрове, а в Северна България процесът е съпроводен с фьоновия явления поради орографското влияние на Стара планина. Зимата в южните райони е значително по-мека, тъй като те попадат по-често в централната част и топлия сектор на преминаващите на юг от страната средиземноморски циклони, а Стара планина и Рило-Родопският масив до голяма степен ги защитават от проникването на студените континентални въздушни маси. Но при някои резки застудявания температурите могат да паднат до минус 10-15 °C (до минус 25 °C в по-високите или с котловинен характер места). Най-студеният месец е януари, със средни температури в извънпланинските райони от минус 3 °C до 1-2 °C. По-ниските температури са характерни за Северна България и високите полета на Западна България, докато на юг от Стара планина януарските температури са около и над 1 °C (до 3 °C по странджанското крайбрежие). В планините средната сезонна температура е отрицателна – от 1-2 до 9-10 °C под нулата, в зависимост от надморската височина.

Валежите в Европейско-континентална климатична област падат предимно по оклюзионните фронтове на средиземноморските циклони. Те са чести, поради активния циклогенезис над Средиземно море, а количеството им се определя от относително бедното влагосъдържание на континенталните въздушни маси. Сезонната сума на валежите е 18-22% от годишната сума. По склоновете на Стара планина и Витоша, както и по северните части на Рило-Родопския масив, зимните валежи са най-големи – средно между 150 и 280 mm. Годишният минимум на валежите в тази климатична област е най-често през февруари. В Континентално-Средиземноморската климатична област валежният режим е съвсем различен – в цялата Южnobългарска подобласт зимата е най-валежният сезон (от 150 до 290 mm в отделните райони; до 350 mm в Странджа), като на много места годишният максимум на валежите е през декември. В Черноморската подобласт зимните валежи намаляват от юг на север (до около 90 mm по добруджанското крайбрежие). В най-южните райони 24-часовите валежни количества могат да достигат и надхвърлят 100 mm, когато в близост се намира центърът на регенериращ циклон, а откъм североизток над страната се е разпрострял активен антициклонален гребен.

### **1.3.2. Пролет**

Циркулационните условия през пролетта се характеризират с изместването на фронталната зона на умерените ширини на север и постепенното установяване на област с високо налягане над Западното Средиземноморие и Южна Европа, в резултат на развитието на гребени и придвижването на ядра от Азорския антициклон в североизточно направление. През втората половина на пролетта преходът към летните циркулационни условия се проявява с по-активния пренос

на атлантически въздух както в системата на преминаващите циклони, така и по антициклони. В най-южните райони температурите се задържат устойчиво над 5 °C още в началото на март, а в останалата част от страната – около средата на март или през втората половина на месеца (в по-високите долини). Но към средата на пролетта температурните условия в северните и южните части вече са почти изравнени. Средната температура за април в низините е 10-12 °C (от 9-11 °C по Черноморието до 13-14 °C в района на Петрич и Сандански). В най-високите части на планините сезонната температура остава под 0 °C.

През пролетта циклоналната активност над Средиземно море постепенно намалява, заедно с намаляването на температурната разлика между морето и континента, а циклоните започват да се придвижват предимно по северни траектории. Това се отразява върху разпределението на валежите, които се увеличават в западната част на страната и намаляват в крайните югоизточни райони. В Европейско-континенталната област в началото на сезона преобладават фронталните валежи от по-бедните на влага континентални въздушни маси и дори на места годишният минимум на валежите е през март. През втората половина на пролетта валежите все по-често имат характера на краткотрайни извалявания, а често пъти са и вътрешномасови. Сезонната сума на валежите в низините достига до 140-180 mm. В извънпланинската част на Континентално-Средиземноморската климатична област пролетните валежи са сравнително малки – от 110-120 mm по Северното Черноморие до 220-230 mm в ниските части на Източните Родопи.

### **1.3.3. Лято**

Характерна черта на лятната циркулация е преобладаващият западно-източен пренос на атлантически въздушни маси в системата на антициклони или клинове от високо налягане, но също така честото обхващане на южните райони от слабо подвижни антициклони в тропически въздух. Летните горещини са свързани главно с местно прегряване на въздуха в условията на слабоградиентно барично поле или стационариращи антициклони. В ниските части на страната максималните температури обикновено достигат 30-35 °C (по-рядко до 40 °C), но в низините на Южнобългарската подобласт те са 38-40 °C (до 42 °C при нахлувания на тропичен въздух). Лятото е най-горещо в южната част на долината на Струма, където на височина 100-300 m средните юлски температури са 23-25 °C. В останалата извънпланинска част от страната средната температура за юли е 22-24 °C в равнините, 22-23 °C по Черноморието и около 20 °C в по-високите полета. Летните захлаждания са свързани най-често с нахлуванията на атлантически въздушни маси. Поради бързата трансформация на океанския въздух в континентален те са краткотрайни, но при по-интензивни процеси времето може да се задържи за 2-3 дни облачно, с чести валежи и понижение на температурата до 12-15 °C. Валежите в Европейско-континенталната област често са обилни (над 10 или 25 mm) поради големите запаси от влага на атлантическите въздушни маси, а вследствие на увеличената неустойчивост на бързо затоплящия се океански

въздух, голяма част са вътрешномасови. Най-големите количества падат по северните и западните склонове на планините и в близост до тях. Сезонната сума на валежите в низините е 160-230 mm (около 30-35% от годишната сума). Годишният валежен максимум за цялата климатична област е през юни. През втората половина на лятото общата сума на валежите, както и броят на дните с валеж намаляват чувствително, като на места в най-южните части на областта годишният валежен минимум е през август. В почти цялата Континентално-Средиземноморска климатична област годишният валежен минимум е през август-септември, а в непланинската част се проявява ясно изразено засушаване. Летните валежи са около 100-110 mm в южната част на долината на Струма и южното Черноморие, 160-240 mm в източно-родопската част, до 250-280 mm в повисоките части на Пирин. През юни се очертава един вторичен валежен максимум, съответстващ на максимума в Европейско-континенталната област.

#### **1.3.4. Есен**

Времето в началото на есента обикновено е продължение на края на лятото, но поради намаления инсоляционен поток вече не е така топло. Атмосферната циркулация над Средиземноморието запазва антициклоналния си характер през септември, а намалената интензивност на атмосферната циркулация над континента обуславя лятно-есенното засушаване в Европейско-континенталната климатична област. През октомври се усилва циклоналната активност над Средиземно море, като немалка част от движещите се по южни пътища циклони минават през страната. Към края на есента вече по-голямата част от циклоните, които засягат Балканския полуостров, минават на юг от България. Облачността се увеличава и зачестяват периодите с продължителни и обилни валежи, следвани от доста резки промени в температурата. Валежите обхващат големи части от страната (често цялата страна), но към края на есента вече са значително повече в Континентално-Средиземноморската област. Есента е най-валежният сезон по Черноморието, а в някои райони на Южнобългарската климатична подобласт ноември е най-валежният месец. В извънпланинската част есенните валежи са в диапазона от 125 до 280 mm, най-малки са в добруджанската част на Черноморието, а най-големи – в южната част на Странджанския район. Валежите през есента в Европейско-континенталната област са предимно фронтални, като по-големите количества падат по топлите фронтове на средиземноморските циклони. В низините сезонната сума е 130-160 mm, около 23-24% от годишната им сума.

През втората половина на есента над Европейско-континенталната област вече преобладават континентални въздушни маси от по-северните части на Европа (възможни са и резки застудявания при арктически нахлувания), а температурите се понижават значително – в низините средната температура от 16-18 °C през септември достига до 5-7 °C през ноември. Есента в ниските части на областта е с почти същите средни температури като пролетта, докато в планинските райони

е с 2-4 °C по-топла. Температурите се понижават с надморската височина по-слабо поради честите инверсии при антициклонални условия и проникващите от Средиземноморието топли въздушни маси, които обхващат по-високите части на планините. В ниските части на Континентално-Средиземноморската област средната температура през октомври е 11-14 °C, на юг по долината на Струма достига 14-14.5 °C, а по Южното Черноморие – 15-15.5 °C. Есента е значително по-топла от пролетта, особено в крайбрежните райони, където разликата достига до 4-5 °C.

## 2. ДАННИ, МЕТОДИ И ИНДИКАТОРИ ЗА АНАЛИЗ НА СЕЗОННИ КЛИМАТИЧНИ ХАРАКТЕРИСТИКИ

### 2.1. Използвани данни, предварителен контрол и обработка на данните

Промените в режима на температура на въздуха и валежите са оценени чрез отклоненията на сезонните стойности спрямо нормалните условия (т.е. средните сезонни стойности за стандартен климатичен период от 30 години), както и чрез сравнението на многогодишните средни стойности (МСС) за различни стандартни периоди. За тази цел е обработена ежедневна информация от над 360 станции от метеорологичната мрежа на НИМХ за периода 1931-2020 г. Извършен е експертен контрол на данните от измервания за пропуски и грешки. За всички метеорологични станции с над 80% запълненост на редиците (в съответствие с препоръките на Световната метеорологична организация; [WMO, 2017](#)) са изчислени средномесечните стойности на температурата на въздуха и месечната сумата на валежите за всяка година през разглеждания период, както и съответните МСС по месеци, сезони и годишно за периодите 1961-1990 г. и 1991-2020 г. За пресмятанятия са използвани специализирани процедури в Microsoft SQL Server среда ([Brimhall et al., 2015](#)).

Предварителната статистическа оценка на получените времеви серии включва откриване на аутлаери (стойности, които се отличават значително от общата съвкупност) и точки на промяна. Аутлаерите са дефинирани като стойности по-големи от  $Q_3 + 1.5IQR$ , или по-малки от  $Q_1 - 1.5IQR$ , където  $Q_1$ ,  $Q_3$  и  $IQR = Q_3 - Q_1$  са, съответно, първият и третият квантил и интерквантилният диапазон, изчислени за всяка времева серия. Въвеждането на нови измервателни уреди и/или промени в режима на наблюденията води до появата на нехомогенности в редиците от данни. Ефектът от тези промени трябва да бъде внимателно оценен, а данните съответно коригирани, за да отразяват действителните метеорологични условия в района около станциите. Непараметричният тест на Петит (Pettitt) е често прилаган за откриване на точки на промяна във времеви редове, тъй като се счита за ефективен и устойчив при наличието на аутлаери ([Serinaldi&Kilsby, 2016](#)). Приложението RНtestsV4 е подходящо за откриване и локализиране на точки на промяна при наличието на пропуски, линеен тренд и автокорелация от първи порядък, дори при отсъствието на референтна времева серия ([Wang et al.,](#)

2007; Wang, 2008). Проверките за хомогенност, наличието на тренд и аутлаери са реализирани в R-среда, версия 3.6.2 (R Core Team, 2020) и RStudio 1.2 (RStudio Team, 2020) с помощта на RhtestsV4 (Wang&Feng, 2013) и R-пакетите 'trend' (Pohler, 2020) и 'stats' (R Core Team, 2020).

Програмата „Коперник“ (Copernicus) на Европейския съюз за наблюдение на Земята поддържа и непрекъснато обогатява най-големия свободно достъпен източник на данни в областта на климатологията – хранилището за климатични данни *Climate Data Store* (CDS, <https://cds.climate.copernicus.eu>). Данните са организирани в стандартни файлови формати, което прави възможна бързата им и ефективна обработка чрез специализиран софтуер. Наличните на часова база данни за приземната температура и валежа от реанализите на Европейския център за средносрочни прогнози (ECMWF) ERA5 (Hersbach et al., 2020) и ERA5 Land (Muñoz-Sabater et al., 2021) са агрегирани до многогодишни средносезонни стойности, респективно сезонни суми, с помощта на високопроизводителния софтуер 'cdo' (Schulzweida, 2022). От математическа гледна точка съответните процедури по осредняване/сумиране са същите, както при данните от стационарни наблюдения, но се обработва едновременно целият масив от данни в работната мрежа на района на интерес.

## 2.2. Методи на анализ и моделиране на времеви редове за определяне на сезонни климатични характеристики

Подбрани са статистически методи, които могат да бъдат приложени на сезонна и годишна база за анализ на времеви редове, формирани от дългогодишни метеорологични наблюдения или данни от реанализ, и чрез които могат да се проследят пространствено-времевите изменения на климатичните променливи.

### 2.3.1. Статистически анализ на времеви редове

Дескриптивният анализ е началният етап на всяко научно-приложно изследване, позволяващ обективно описание на данните, така че да бъдат представени в обобщен и удобен вид чрез техните честотни разпределения, статистики на централната тенденция (средна стойност, медиана, мода и квантили) и статистики на изменчивостта.

Най-широко използваната статистическа характеристика в климатологията е средната стойност, която се дефинира като сума от стойностите на членовете на времевия ред (на месечна, сезонна или годишна база), разделена на броя им. Климатичната норма е многогодишната средна стойност на дадена климатична променлива, изчислена обикновено за тридесетгодишен стандартен период. При асиметрични разпределения се препоръчва определянето на медианата, която е средна стойност на ранжирания в нарастваща или намаляваща посока времеви ред, като допълнение или вместо средната стойност (WMO, 2017). Модата, която се дефинира като най-често срещаната стойност във времевия ред, се използва в

случаите, когато средната стойност не е най-типичната (очакваната) стойност. Най-често прилаганите статистически показатели за изменчивост са вариацията (дисперсията), средноквадратичното отклонение и коефициентът на вариация. Чрез коефициентите на асиметрия и ексцес се оценява доколко разпределението на членовете на времевия ред е близко до нормалното (Sirakov, 1981; Wilks, 1995)

Квантилите са точки, разделящи обхвата на вероятностно разпределение на непрекъснати интервали с равни вероятности или разделящи членовете на времевия ред по същия начин. Най-често използваните квантили имат специални имена, като квантили, децили и проценти. Квантилите се дефинират като претеглени средни стойности на ранжиран ред  $X: x_1, x_2, \dots, x_n$  с дължина  $n$ , където  $x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_j \leq \dots \leq x_n$ :

$$\hat{Q}_i(p) = (1 - \gamma)x_j + \gamma x_{j+1}, \quad (1)$$

където  $i = 1 \div 9$  задава типа на използвания метод (Hyndman & Fan, 1996);  $x_j$  е  $j$ -та стойност в ранжирания ред;  $\frac{j-m}{n} \leq p < \frac{j-m+1}{n}$ ;  $0 \leq \gamma \leq 1$ ;  $m$  е константа, зависеща от използвания метод. В изчислителната среда R се поддържат всички методи, докато в MS Excel – само шести и седми тип.

Корелационният коефициент  $r$  на Пирсън (Pearson) е най-широко използваната статистика за оценка на линейна свързаност:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (2)$$

където  $r$  е коефициент на корелация между променливите  $x$  и  $y$ ;  $n$  е броят на членовете на времевия ред;  $x_i$  и  $y_i$  са стойности за  $i$ -тия член;  $\bar{x}$  и  $\bar{y}$  са съответните средни стойности.

Ранговата корелация на Спирмън (Spearman) оценява доколко добре връзката между две променливи може да бъде описана с помощта на монотонна функция:

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n d_i^2}{n(n^2 - 1)}, \quad (3)$$

където  $\rho$  е коефициент на корелация между  $x$  и  $y$ ;  $n$  е броят на членовете на времевия ред;  $d_i$  е разликата между ранговете на  $x$  и  $y$ . В този си вид формулата може да се прилага и в случаите на малък брой обвързани рангове.

Ранговата корелация на Кендъл (Kendall) измерва степента на съответствие (съгласуваност) между две променливи. Формулата за изчисляване на корелационния коефициент  $\tau$  между два времеви реда с дължина  $n$  е:

$$\tau_A = \frac{(n_c - n_d)}{n_0}, \quad (4)$$

където  $n_0 = \frac{n(n-1)}{2}$  е общият брой на комбинациите,  $n_c$  е брой на съответствията, а  $n_d$  – брой на несъответствията.

При наличието на повтарящи се стойности във времевите редове се използва формулата:



$$\tau_B = \frac{n_c - n_d}{\sqrt{(n_0 - n_1)(n_0 - n_2)}}, \quad (5)$$

$$n_1 = \sum_i t_i (t_i - 1)/2$$

$$n_2 = \sum_j u_j (u_j - 1)/2$$

където  $n_c$  е брой на съответствията;  $n_d$  е брой на несъответствията;  $t_i$  е брой на повторенията в  $i$ -та група за първата променлива;  $u_j$  е брой на повторенията в  $j$ -та група за втората променлива. Ранговата корелация на Кендъл дава значително по-достовърни оценки при наличието на аутлаери и нелинейна свързаност между променливите (Helsel et al., 2002).

### 2.3.2. Тенденции и статистическа прогноза

Тестът на Ман-Кендъл (англ.: Mann-Kendall) е непараметричен тест за проверка на статистическата хипотеза за наличие на монотонен тренд, използващ ранга на членовете на времевия ред  $Y: y_1, y_2, \dots, y_n$ , (Kendall, 1938; Mann, 1945). Нулевата и алтернативната хипотеза, означени традиционно  $H_0$  и  $H_A$ , се дефинират като:

$$H_0: Pr(y_j > y_i) = 0.5, j > i$$

$$H_A: Pr(y_j < y_i) \neq 0.5, j > i \quad (6)$$

Статистиката  $S$  се изчислява по формулата:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(y_j - y_k), \quad (7)$$

където  $\text{sgn}$ -функцията се дефинира като:

$$\text{sgn}(y_j - y_k) = \begin{cases} 1, \text{ ако } y_j - y_k > 0 \\ 0, \text{ ако } y_j - y_k = 0 \\ -1, \text{ ако } y_j - y_k < 0 \end{cases} \quad (8)$$

За големи стойности на  $n$  (според Jeneinova et al. (2014), при  $n \geq 8$ ) разпределението на  $S$  може да се апроксимира добре със стандартно, със средна стойност нула и дисперсия:

$$\text{var}(S) = \frac{1}{18} [n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^g t_p(t_p-1)(2t_p+5)], \quad (9)$$

където  $g$  е броят на групите, във всяка една от които членовете са равни, а  $p: p = \overline{1, g}$  е броят на членовете във всяка една група. Нормираната статистика  $Z$  се пресмята като:

$$Z = \begin{cases} \frac{S - 1}{\sqrt{\text{var}(S)}}, S > 0 \\ 0, S = 0 \\ \frac{S + 1}{\sqrt{\text{var}(S)}}, S < 0 \end{cases} \quad (10)$$

Методът за линейна регресия на Тейл-Сен (Theil, 1950; Sen, 1968) се основава на предположението, че ако имаме множество реализации на независимата променлива  $x_i, i = \overline{1, n}$  и на зависимата променлива  $y_i, i = \overline{1, n}$  и като се отчете, че регресионна права може да се дефинира чрез произволна двойка несъвпадащи точки, то съществуват  $\binom{n}{2} = \frac{n(n-1)}{2}$  на брой комбинации от двойки точки. Наклонът на правата през всяка една двойка точки  $\beta_{ij}$  се определя като отношение на изменението на зависимата променлива към изменението на независимата променлива. Наклонът на регресионната линия, определен по метода на Тейл-Сен се дефинира като медианата на множеството на всичките възможни наклони:

$$\hat{\beta}_1 = \text{median}\{\tilde{B}\}, \tilde{B} = \{\beta_{ij} | \beta_{ij} = \frac{y_j - y_i}{x_j - x_i}, x_i \neq x_j, 1 \leq i < j < n\} \quad (11)$$

Методът на Тейл-Сен се изчерпва с определяне на наклона  $\hat{\beta}_1$ . Еднозначното определяне на регресионната права, обаче, изисква намиране и на свободния член  $\hat{\beta}_0$ . Сред множеството решения с най-голяма популярност се ползва описаното в Conover (1999):

$$\hat{\beta}_0 = Y_{\text{median}} - \hat{\beta}_1 \times X_{\text{median}}, \quad (12)$$

където  $Y_{\text{median}}, X_{\text{median}}$  са медианите на зависимата и независима променлива съответно.

Главното достоинство на метода на Тейл-Сен е неговата устойчивост. Много автори (виж напр., Fernandes&Leblanc, 2005) посочват, че той е много по-малко чувствителен към наличието и броя на аутлаерите (outliers) от метода на най-малките квадрати (МНК). В едно сравнителното изследване на двата метода (Chervenkov&Slavov, 2019) е показан конкретен случай, при който МНК дава грешен резултат дори за характера (т.е. знака на стойността) на тренда, докато изчисленият посредством метода на Тейл-Сен тренд със същите данни е коректен. В действителност броят на аутлаерите може да достигне до  $1 - 1/\sqrt{2} \approx 29.3\%$  от общия брой точки без деградация на точността. Това е и основната причина методът на Тейл-Сен да се използва като стандартен инструмент за определяне на стойността на линейния тренд в редица научни области, включително и в климатологията.

Климатичната прогноза е най-добрата оценка на бъдещите климатични условия, изразена чрез вероятностни климатични показатели, т.е. стандартни квантили (характеристични стойности), а статистическата екстраполация е най-добрият метод за осъществяването ѝ (Sirakov, 1981). Статистическото моделиране

на времевите редове за определяне на характеристичните стойности на климатичните променливи при различни вероятности на превишаване или периоди на повторение включва следните стъпки: 1) определяне на емпиричните вероятностни криви; 2) избор на подходящи теоретични вероятностни разпределения и оценка на техните параметри; 3) проверка за съгласуваност (goodness-of-fit test) на статистическите модели и емпиричните данни.

Емпиричните функции на разпределение позволяват да се оцени вероятността на непревишаване за всяка стойност на времевата серия без използване на теоретичен модел, както и степента на съгласуваност, с която и да е теоретична функция на разпределение. Формулата на Weibull е известна в литературата като неизместена по отношение на емпиричните вероятности (Makkonen, 2006). Ако  $z_1, z_2, \dots, z_m$  са ранжираните стойности на дадена времева серия, тогава емпиричната функция на разпределение, оценена за всяко  $z_i$  може да бъде представена чрез формулата на Weibull:

$$\tilde{G}(z_i) = \frac{i}{m+1}, i = 1, 2, \dots, m \quad (13)$$

Неподходящият избор на теоретично вероятностно разпределение може да доведе до значителна грешка при определянето на характеристичните стойности, особено при по-малките вероятности на превишаване (по-дългите периоди на повторение). Теорията на екстремните стойности предоставя дупараметрични модели, които дават различна представа за поведението на крайните стойности (опашките) на времевите редове, формирани от сезонните или годишни максимуми на дадена климатична променлива (Coles, 2001). Обобщеното разпределение на екстремни стойности (GEV) комбинира трите основни модела, като кумулативната функция на разпределение има следния вид:

$$G(z) = \exp \left\{ - \left[ 1 + \xi \left( \frac{z - \mu}{\sigma} \right) \right]^{-\frac{1}{\xi}} \right\}, \quad (14)$$

където  $\mu$  е параметърът за местоположение,  $\sigma$  е параметърът на мащаба, а  $\xi$  е параметърът на формата. Различните стойностите на  $\xi$  определят връзката с трите дупараметрични разпределения на екстремни стойности, както следва:

$\xi > 0$  съответства на разпределението на Fréchet;

$\xi < 0$  съответства на разпределението на Weibull;

$\xi \rightarrow 0$  съответства на разпределението на Gumbel.

В научно-приложната литература има много примери за успешното използване на GEV за моделиране на екстремни стойности.

Ако GEV разпределението е оценено като подходящ модел на сезонна или годишна база, то е възможно да се изчислят нивата на превишение  $z_p$  (характеристичните стойности):

$$z_p = \begin{cases} \mu - \frac{\sigma}{\xi} [1 - y_p^{-\xi}] \xi \neq 0 \\ \mu - \sigma \log y_p \xi = 0 \end{cases}, \quad (15)$$

където  $y_p = -\log(1 - p)$ , а  $p$  е вероятността на превишаване.

Наличието на значителна нестационарност във времевите редове не може да се пренебрегне при оценката на характеристичните стойности за големи периоди на повторение. В R-пакета 'extRemes' (Gilleland&Katz, 2016) е предвидена възможност за моделиране на нестационарността и по трите параметъра на GEV-разпределението, но най-често параметърът на местоположението се приема като линейна функция на времето, докато параметрите на мащаба и формата остават постоянни:

$$G(z_t) = \exp \left\{ - \left[ 1 + \xi \left( \frac{z - \mu(t)}{\sigma} \right) \right]^{-\frac{1}{\xi}} \right\}, \mu(t) = \mu_1 t + \mu_0 \quad (16)$$

Обикновено статистическата прогноза предполага, че линейната тенденция на  $\mu$  продължава извън периода на наблюдение, което може да доведе до съществена грешка при прогнозирането. Стационарният модел е за предпочитане, когато развитието на моделирания процес не може да се предвиди достатъчно надеждно.

Описаната тук методика за определяне на характеристични стойности е приложена успешно за оценка на максималните 24-часови валежи в България с вероятност на превишаване 5%, 1% и 0.1% (Malcheva et al., 2020).

### 2.3.3. Пространствен анализ и моделиране

Голямото разнообразие от климатични условия в България изисква прилагането на усъвършенствани геостатистически методи за пространствен анализ и моделиране на климатичните променливи. Геостатистическият анализ позволява да се оценят средноплотно някои основни характеристики на климатичните променливи, които могат да се различават значително от средните, получени по измерени стойности в даден район, в зависимост от топографските му особености, броя на метеорологичните станции и разстоянието между тях. Основният метод, използван при пространствената интерполация на температурата на въздуха и валежите, е регресионният кригинг (комбиниращ най-често линеен регресионен модел с кригинг-интерполация на остатъците от регресията). Първо се моделира и изчислява експерименталната вариограма на остатъците, а след това с помощта на обикновен кригинг се оценява тяхното пространствено разпределение (Hengl et al., 2007):

$$\hat{z}(s_0) = \sum_{k=0}^p \hat{\beta}_k \cdot q_k(s_0) + \sum_{i=0}^n \lambda_{ik} \cdot e(s_i), \quad (17)$$

където  $\hat{z}(s_0)$  е очакваната стойност на променливата в целевата точка  $s_0$ ;  $\hat{\beta}_k$  са оценените коефициенти на регресионния модел;  $q_k(s_0)$  са стойностите на предикторите в точката  $s_0$ ;  $p$  е броят на предикторите;  $\lambda_{ik}$  са теглата на кригинга, определени от пространствената структура на остатъците;  $n$  е броят на точките с измервания;  $e(s_i)$  е регресионен остатък в точката  $s_i$ .

Въз основа на направения анализ на изчислените месечни стойности на средната температура на въздуха и валежите по данни от метеорологичните станции се избират регресионни модели с подходяща структура (с основен предиктор надморската височина) и се определят регресионните коефициентите за всеки месец, сезон и годишно. Пространственото моделиране се реализира в равномерна мрежа (грид) с висока резолюция в R-среда с помощта на R-пакетите 'caret' (Kuhn, 2008) и 'gstat' (Pebesma, 2004). За изготвянето на картите е използван свободно достъпния ГИС-софтуер QGIS 3.4 (QGIS Development Team, 2018), както и дигиталният модел на релефа AW3D30 на Японската агенция за аерокосмически изследвания (JAXA Earth Observation Research Center, 2018).

## 2.4. Климатични индекси

Климатичните индикатори са важен инструмент за проследяване и прогнозиране на промените в сезонността. Те фокусират вниманието върху съществените аспекти (индикативни характеристики) на климата, като по този начин го „представят“ ясно и разбираемо, както за експертите, така и за широк кръг потребители. Климатичните индекси са сравнително прости, но статистически обосновани количествени индикатори – резултат от сполучливия опит за обективно извличане на информация за климатичните екстремуми от ежедневните метеорологични наблюдения (Zhang et al., 2011). Климатичният анализ, основан на индекси, е непараметричен, приложим за различни типове климат и различни пространствено-времеви мащаби; позволява сравнително лесно изчисляване чрез стандартизирани процедури; индексите се отличават с добро съотношение шум-сигнал и статистическа устойчивост.

Широко използвани при мониторинга на климатичните промени са индексите, разработени от експертните групи на Световната метеорологична организация (ETCCDI; [http://etccdi.pacificclimate.org/list\\_27\\_indices.shtml](http://etccdi.pacificclimate.org/list_27_indices.shtml) и ET-SCI; <https://climipact-sci.org/indices/>), които могат най-общо да се разделят на: температурно-зависими – използват само данни за температурата на въздуха (средноденонощна, минимална и максимална), и валежно-зависими – изчисляват се само по данни за денонощната сума на валежа. От методологична гледна точка климатичните индекси могат да се групират в пет категории (Alexander et al., 2006):

- *Абсолютни индекси*: Те представят абсолютния минимум и максимум на температурата или максимум на валежа за даден период (месец, сезон, най-често година).
- *Прагови индекси*: Дефинират се като брой дни, в които температурата или валежа са над/под фиксирана прагова стойност.

- *Процентилни индекси*: Изчислява се броят дни, в които температурата или валежът са под/над праговата стойност, равна на определен процентил за представителна част от извадката (реферетен период).

- *Индекси за продължителност*: Те дефинират периодите на прекомерно студено, горещо, влажно или сухо време. В тази категория попадат и непрекъснатите периоди със специфични климатични условия, като например продължителност на вегетационния период.

- *Други индекси*: Това са индекси, които не могат да се причислят към другите четири категории, но тяхната дългосрочна промяна е важен сигнал за изменение на климата. Типични примери са денонощната температурна амплитуда, средната интензивност и годишната сума на валежа (изчислена понякога само за дните с валеж над 1 mm).

Въпреки че праговете индекси имат някои очевидни недостатъци, те могат да се използват успешно за оценка както на екстремни климатични събития, така и на дългосрочни промени, които не са „екстремни“ сами по себе си. Нещо повече, измененията в режима на праговете индекси могат да послужат като индикатор за критичното въздействие на климатичните промени върху околната среда и здравето на човека (Tye et al., 2022). В следващия раздел сме използвали няколко прагови индекса (описани в Табл. 1), именно като инструмент за диагностика на съществени, но не и екстремни, промени в режима на температурата и валежите.

**Table 1.** The used threshold indices calculated by data of minimum ( $tn$ ) and maximum ( $tx$ ) daily temperature and 24-hour rainfall ( $rr$ )

**Таблица 1.** Използвани прагови индекси, изчислени по данни за минималната ( $tn$ ) и максималната ( $tx$ ) денонощна температура и 24-часовото количество валеж ( $rr$ )

Тип	Наименование	Дефиниция
Температурни	FD, мразовити дни	Годишен/сезонен брой дни, когато $tn < 0 \text{ }^\circ\text{C}$
	ID, ледени дни	Годишен/сезонен брой дни, когато $tx < 0 \text{ }^\circ\text{C}$
	SU, летни дни	Годишен/сезонен брой дни, когато $tx > 25 \text{ }^\circ\text{C}$
	TR, тропически нощи	Годишен/сезонен брой дни, когато $tn > 20 \text{ }^\circ\text{C}$
Валежни	R05mm, валеж над 5 mm	Годишен/сезонен брой дни, когато $rr > 5 \text{ mm}$
	R10mm, валеж над 10 mm	Годишен/сезонен брой дни, когато $rr > 10 \text{ mm}$

Броят на мразовитите и ледените дни е чувствителен към дългосрочните сезонни промени в разпределението на температурите в посока на ниските

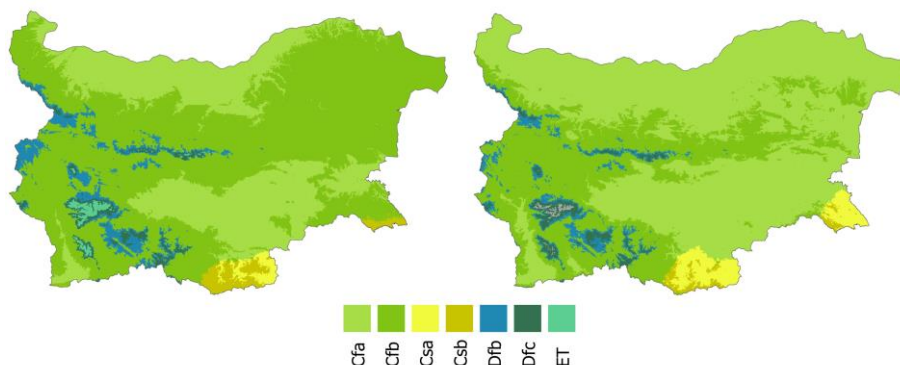
стойности, а броят на летните дни и тропическите нощи – към промените в посока на високите стойности. Дневните количества валеж от 5 и 10 mm са приети като прагови стойности при разграничаването на „слаби“, „умерени“ и „силни“ валежи (IPCC, 2021a, b).

### 3. КЛИМАТЪТ НА БЪЛГАРИЯ В ПЕРИОДА 1961-2020 г.

Климатичното райониране на [Sabev&Stanev \(1959\)](#) описва особеностите на климата на страната през първата половина на ХХ-ти век изчерпателно и систематизирано, но не предоставя детайлно дефинирана класификационна схема, която би позволила възпроизвеждането му за друг климатичен период. Въпреки че първата класификация на климата на България по системата на Кьопен е направена още през 1929 г. тя е използвана твърде ограничено, основно за изследване на засушаването. В условията на изменящия се климат класификационният алгоритъм на Кьопен-Гайгер се доказва като ефективен инструмент за оценка на степента и тенденциите на климатичните промени, благодарение на развитието на глобалната система за събиране, обработка и предоставяне на климатични данни, както и на методите за пространствено-времеви анализ.

Според климатичната класификация на Кьопен-Гайгер в България се разграничават три основни типа климат (Фиг. 3-1): 1) *умерен* (С, temperate), който може да бъде със сух летен сезон (средиземноморски тип) – горещ (Csa) или топъл (Csb), или без сухо лято – горещ (Cfa) и топъл (Cfb); 2) *бореален* (D, boreal), континентален тип – с топло лято (Dfb) или хладно лято (Dfc); 3) *полярен* (E, polar) – алпийски тип тундра (ET). Температурата на най-студения месец определя границата между умерения и бореалния климат, която е -3 °C в класическата класификационна схема на Кьопен-Гайгер или 0 °C в други по-съвременни модификации (напр. [Peel et al., 2007](#)).

Преобладаващият тип климат през периода 1961-1990 г. е Cfb (61%), следван от Cfa (28.7%). Общо около 93% от територията на страната попада в групата на умерените климати. Средиземноморското влияние е най-силно изразено в най-южните райони – типът Csa (1%) преобладава по поречията на източнородопските реки, а Csb (2.0%) е разпространен основно в ниските части на Източните Родопи и Странджа, вкл. странджанското крайбрежие. В сравнение с по-ранни изследвания, обобщени в [Stanev et al. \(1991\)](#), в периода 1961-1990 г. не се проявяват условията на степния тип климат (BSa), а относително по-влажните типове Cfa и Cfb са заместили средиземноморските Csa и Csb (характеризирани се с подчертано сухо лято) в голяма степен или изцяло по долината на Струма, черноморското крайбрежие, Бургаската низина и някои нископланински райони в Югоизточна България. В ниските части на планините (до около 1000 m по северните склонове и до 1500 m по южните склонове), както и в някои затворени котловинни полета е разпространен типът Dfb (4.9%). В средния планински пояс е застъпен типът Dfc (1.8%), а над 2200 m – алпийският тип ET (0.7%).



**Fig. 3-1** Köppen-Geiger climate classification (horizontal resolution: 30 arcsec) for the periods 1961-1990 (left) and 1991-2020 (right).

**Фиг. 3-1** Климатична класификация на Кьопен-Гайгер (хоризонтална резолюция: 30 arcsec) за периодите 1961-1990 г. (вляво) и 1991-2020 г. (вдясно).

В периода 1991-2020 г. настъпват съществени промени в разпределението на основните подтипове (Табл. 2). Преминаването от по-студен към по-топъл и/или по-сух климат е засегнало около 36% от територията на страната, а относителната промяна при планинските климатични подтипове показва значително намаление (с 60-70%) на районите с алпийски климат (Malcheva&Bocheva, 2023).

**Table 2.** Transitions in the Köppen-Geiger classification between periods 1961-1990 and 1991-2020 and respective affected area as a percentage of the total area; # denotes “a” or “b”

**Таблица 2.** Преходи в класификацията на Кьопен-Гайгер между периодите 1961-1990 г. и 1991-2020 г. и съответната площ като процент от общата площ; # означава „a“ или „b“

C (Temperate)		D (Boreal)		E (Polar)	
Transition	Area	Transition	Area	Transition	Area
Cfb → Cfa	30.6%	Dfc → Dfb	0.4%	ET → Dfc	0.5%
Cf# → Cs#	1.5%	Dfb → Cfb	2.0%		
Csb → Csa	1.2%				

### 3.1. Сезонни особености на атмосферната циркулация

Циркулационните условия са основен климатообразуващ фактор за даден район. Добре известен факт от синоптичната климатология е, че наличието на Азорския максимум и Исландския минимум (като основни квазипостоянни центрове на действие в Европейско-Атлантическия синоптичен район) определя мащабна активна фронтална зона, разположена между 40 и 60 паралел. Тази зона обуславя преобладаващия западно-източен пренос на въздушни маси, както и образуването и преместването от запад на изток на различни барични системи (Sabev&Stanev,



1959). През зимата, с увеличаване на температурния градиент полюс-екватор над Северното полукълбо, зоналният тропосферен пренос се интензифицира. През топлото полугодие и особено през лятото, той отслабва, а се повишават случаите на слабоградиентно циклонично и безградиентно поле. Атмосферната циркулация над страната е свързана непосредствено с особеностите на циркулацията над Балканския полуостров и Югоизточна Европа. Естеството на циркулационните процеси се изследва по-систематично, ако непрекъснатото множество на многообразните им прояви се представи като краен (и сравнително малък) брой еднородни класове.

Циркулационните условия през първата половина на ХХ-ти век и влиянието им върху климата на страната са обобщени в [Stanev et al. \(1991\)](#) на базата на цялостен анализ и субективна класификация на синоптичните обстановки за един относително дълъг период. Активната циклонална дейност над Средиземно море през студената част от годината оказва съществено влияние върху времето и климата на целия регион. Средиземноморските циклони имат най-голяма честота от ноември до май. Когато честотата на циклоните по северни траектории е по-голяма, зимите в България са меки и с поднормени валежи, а когато преобладават циклоните с южни траектории, зимите са студени, с по-големи валежи и продължително задържане на снежната покривка. При активен циклогенезис над европейската територия на Русия през топлото полугодие част от атлантическите циклони се отклоняват на юг и се придвижват към Балканския полуостров от северозапад или север. Те носят хладен и влажен въздух, което е свързано с нарастването на валежите в края на пролетта и началото на лятото. Средно около 1/5 от дните в годината са под влияние на циклонална циркулация.

Антициклоните се придвижват към Балканския полуостров основно от северозапад, запад, югозапад и североизток. Различните групи имат сезонни особености, свързани със специфични метеорологични и климатични условия. Северозападните антициклони са по-чести през пролетта и началото на лятото, а нахлуващите с тях студени въздушни маси причиняват застудяванията и някои по-интензивни валежи през топлата част на годината. Антициклоните от запад и югозапад са най-често гребени или ядра от Азорския максимум. Западните антициклони имат сравнително равномерна повтаряемост през цялата година. В челната им част нахлува океански въздух от умерените ширини. През зимата те причиняват затопляне, през лятото – захладяване, а валежите в северозападната и източната част от страната са обикновено по-слаби. Югозападните антициклони имат най-голяма повтаряемост през летните месеци, а въздушните маси в тях са най-често тропични. Свързани са с регистрирането на много високи температури и засушавания. Арктичните антициклони, преместващи се на юг-югозапад по ултраполярни оси, формират североизточната група и са по-характерни за зимата. По източната периферия на техните южни гребени над Балканския полуостров прониква студен континентален или арктичен въздух, а при активен циклогенезис над Черно море се регистрират продължителни снеговалежи (и снежни виелици, главно в Източна България). Под влияние на орографията в гребените им често

възникват местни антициклони и температурите достигат много ниски стойности. В югозападната периферия на барични гребени от Сибирския максимум през студеното полугодие също нахлуват континентални въздушни маси, а времето над Балканския полуостров се задържа сухо и студено.

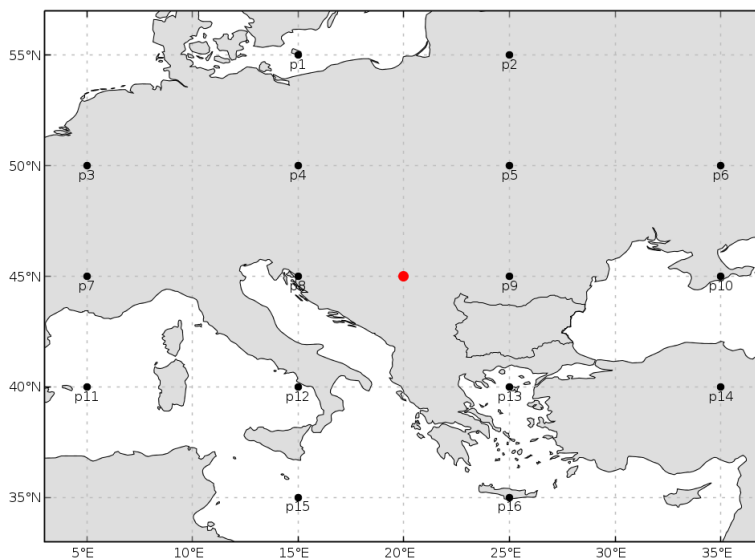
Обстановки на слабоградиентни барични полета (предните части на обширни барични долини или циклони, тилни части на барични гребени, деформационни полета) се наблюдават най-често през лятото, а най-рядко – през зимата. Около 80 дни в годината (22%) са със слабоградиентно барично поле.

Застудяванията на времето са свързани основно с развитието на меридионални процеси, докато затопляния се наблюдават и при трите вида атмосферна циркулация – зонална, меридионална и източна.

За класифициране на атмосферната циркулация над страната в периода 1961-2020 г. сме използвали метода на Дженкинсън-Колисън (JC; [Jenkinson&Collison, 1977](#)) за количествена оценка на интензивността, посоката и завихреността на приземния въздушен поток по данни от приведеното към морско ниво атмосферно налягане ([Jones et al., 1993](#)). Причините да бъде избран този метод са, на първо място, неговата обективност, достъпност и популярност. Методът на JC и модификациите му се използват широко вече няколко десетилетия за различни части на света при анализа на циркулационните особености на минал, настоящ и проектен бъдещ климат – виж напр. [Otero et al. \(2017\)](#) и литературния обзор там. От друга страна, някои по-нови изследвания показват, че класификационната схема на Хес-Брезовски ([Hess&Brezowsky, 1952](#)) е по-малко подходяща за района на Средиземноморието, Югоизточна и Източна Европа ([Sýkorová&Huth, 2020](#)).

В конкретния случай методът на JC е приложен за района на Югоизточна Европа (Фиг. 3-2). Циркулационните обстановки на дневна база се представят от 11 основни типа, които характеризират вида (геометрията) на приземния въздушен поток – два ротационни, циклонален и антициклонален (означени с С и А, съответно); осем адвективни, в осем-румбовата скала за посоката на вятъра (N, NE, E, SE, S, SW, W и NW); и един клас, обхващащ слабо- и безградиентни синоптични обстановки (LF). Изчислена е многогодишната повтораемост по сезони и на годишна база за двата периода 1961-1990 и 1991-2020 г.

Фиг. 3-3 представя относителните сезонни честоти за всеки циркулационен тип. Като цяло сезонните разпределения се съгласуват добре с резултатите в [Stanev et al. \(1991\)](#). Най-голяма през всички сезони, респективно и на годишна база, е повтораемостта на антициклоналният тип. Повтораемостта на LF типа е с ясно изразен сезонен ход: минимум през зимата и максимум през лятото. През есента и пролетта, както и на годишна база, честотата на LF е съизмерима с тази на циклоналният тип. Честотата на адвективните типове общо е около 40%, през лятото и есента е по-ниска (30-35%), а през пролетта и зимата достига 45-50%. Годишно с най-ниска честота са типовете от западния сектор (NW, W и SW), а с най-висока – североизточният (NE) и източният (E) тип.

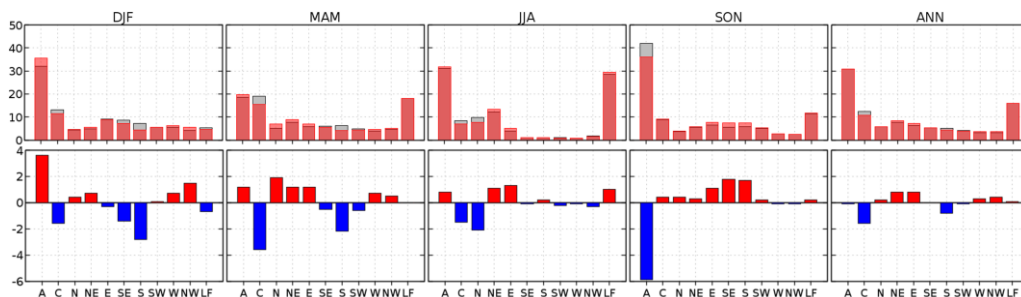


**Fig. 3-2** Domain for calculation of circulation types by the JC method. The central point is marked in red, and the remaining points of the working network are in black.

**Фиг. 3-2** Район за изчисляване на циркуляционните типове по метода на JC. Централната точка е означена в червено, а останалите точки от работната мрежа – в черно.

На годишна база разликите в повторемостта на циркуляционните типове за двата периода (1991-2020 г. спрямо 1961-1990 г.) са в рамките на  $\pm 2\%$ , но през отделните сезони има и по-големи по абсолютна стойност разлики. Честотата на циклоналния тип намалява през всички сезони с изключение на есента, като най-съществено е намалението през пролетта (с 3-4%). Този резултат се съгласува добре с някои регионални изследвания, напр. [Lionello et al. \(2016\)](#) установяват значими негативни тенденции през зимата и пролетта над североизточната част на Средиземноморския регион (включващ Югоизточна Европа). Най-голямата по абсолютна стойност разлика между двата периода, от близо 6%, е намалението на антициклоналната циркулация през есента, когато този тип е с максимум както спрямо останалите типове, така и в сравнение с останалите сезони. Най-големите относителни разлики спрямо първия период (до  $\pm 36\%$ ) са свързани предимно с адвективните типове – през зимата нараства честотата на NE и NW за сметка на S и SE типове; през пролетта типовете от южния сектор също намаляват, а нарастват тези със северна компонента, докато през есента се установява отново нарастване на SE и S типове. През лятото се увеличава източния тип циркулация, но намалява северния. Тези изменения като цяло са в синхрон с резултатите от обширното изследване на [Kučerová et al. \(2017\)](#), в което са анализирани тенденциите в честотата на циркуляционните типове въз основа на методиката и данните от COST733 Action „Хармонизация и приложения на класификациите на метеорологичните типове за европейските региони“. Значимите тенденции доминират през зимата и при типовете с относително малък

дял (обикновено < 20%), като намаляването е свързано най-често с южния и западния сектор, а нарастването – със северния и източния сектор.



**Fig. 3-3** First row: Multiyear seasonal and annual frequencies (in %) of the 11 circulation types for 1961-1990 (in gray) and 1991-2020 (in red). Second row: Absolute difference between the frequencies of the second period compared to the first.

**Фиг. 3-3** Първи ред: многогодишна сезонна и средногодишна повторяемост (в %) на 11-те циркуляционни типа за периодите 1961-1990 (в сиво) и за 1991-2020 г. (в червено). Втори ред: Абсолютна разлика между повторяемостите на втория период спрямо първия.

Редица изследвания през последните години разглеждат промените в режима на температурата и валежите в контекста на изменението на циркуляционните условия над Европа. [Otero et al. \(2017\)](#) свързват нарастването на честотата на E и LF типове през лятото с по-високите температури в Южна Европа, докато през зимата източният пренос води до отрицателни температурни аномалии. Авторите прогнозираят увеличаване на честотата на типовете с източна компонента и на ситуациите със слабоградиентен поток през лятото до края на века, т. е. могат да се очакват повече топли дни. Според [Herrera-Lormendez et al. \(2023\)](#) нарастването на честотата на A, NE, E и SE типовете през лятото благоприятства появата на повече сухи дни. Предвижда се и увеличаване на дните, доминирани от LF типа, което също ще усилва засушаванията над Южна Европа през следващите десетилетия. Анализирайки зимните температури и валежите в Европа за дълъг исторически период, [Küttel et al. \(2011\)](#) установяват, че само малка част от наблюдаваните промени могат да бъдат обяснени с промяна в честотата на циркуляционните типове, докато вариациите в рамките на типа, които са по-скоро свързани с промяна на характеристиките на самите типове, обясняват 30-50% от дългосрочните изменения (над 80% в Източна Европа). Следователно за съставянето на по-общи и категорични заключения е от голямо значение да се оценят вариациите в рамките на типа, което изисква многостранен анализ и не е предмет на нашето изследване.

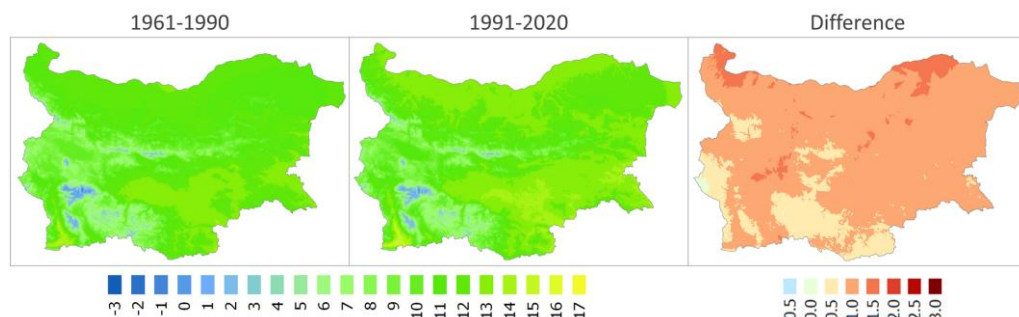
### 3.2. Средна температура на въздуха и валежи

В голяма част от страната сезонните температури и валежният режим са се променили значително след средата на XX-ти век. Промените на температурата

включват както повишение на средните сезонни температури, така и по-чести температурни екстремуми (Malcheva et al., 2021). При режима на валежите се наблюдават промени и в сезонните количества, и в разпределението на слабите, умерените и силните валежи (Bocheva, 2015).

### 3.2.1. Сезонни особености и пространствено разпределение на средната температура на въздуха

На Фиг. 3-4 и 3-5 е представено пространственото разпределение на годишните и сезонните норми на средната температура на въздуха за периодите 1961-1990 и 1991-2020 г., както и абсолютна разлика между тях. Температурните условия в периода 1961-1990 г. са близки до тези през първата половина на ХХ-ти век. Най-студени са планинските райони, със средногодишни температури от  $-3^{\circ}\text{C}$  до  $8^{\circ}\text{C}$ , последвани от високите полета в Западна България ( $9-10^{\circ}\text{C}$ ) и районите, изложени на по-интензивни нахлувания на континентални въздушни маси през зимата, припланинските и хълмистите части ( $10-11^{\circ}\text{C}$ ). Районите с по-силно изразено средиземноморско влияние са добре очертани с температури над  $12-13^{\circ}\text{C}$ .

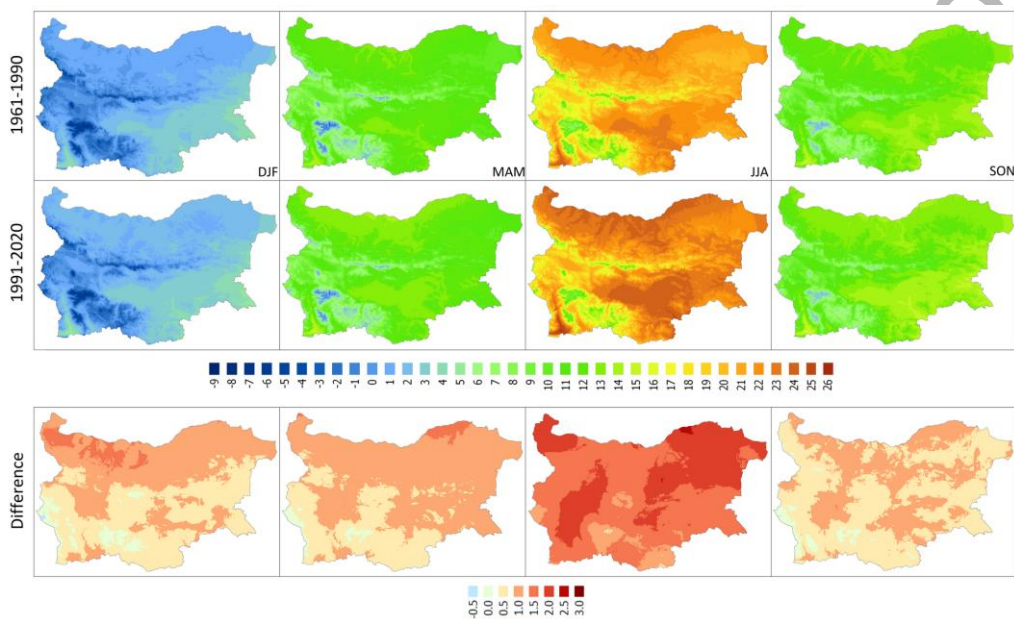


**Fig. 3-4** Spatial distribution of mean annual temperature for 1961-1990 and 1991-2020 and the absolute difference between the second and first period ( $^{\circ}\text{C}$ ).

**Фиг. 3-4** Пространствено разпределение на средната годишна температура за периодите 1961-1990 и 1991-2020 г. и абсолютната разлика между втория и първия период ( $^{\circ}\text{C}$ ).

В районите с континентален климат зимата е най-студена. Средната температура през януари е отрицателна в Дунавската равнина и в по-високите полета на Западна България (от  $-2.3^{\circ}\text{C}$  до около  $-1^{\circ}\text{C}$ ), но е положителна в Горнотракийска низина ( $0-1.5^{\circ}\text{C}$ ) и по южното Черноморие (над  $3^{\circ}\text{C}$ ). В планините температурата намалява с надморска височина с  $0.3-0.4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ . През пролетта температурните разлики между северната и южната част на страната намаляват, с изключение на най-южните части. Средната температура през април е  $10-13^{\circ}\text{C}$  (под  $10^{\circ}\text{C}$  в котловините и над  $13^{\circ}\text{C}$  в най-южните райони). В планинските райони температурата намалява средно с  $0.6-0.7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ . През лятото температурите на север и на юг от Стара планина са почти изравнени. Средната температура за юли е от порядъка на  $21-24^{\circ}\text{C}$  в равнинните райони (до

24-25 °C по долината на Струма) и значително по-ниска във високите полета на Западна България (19-20 °C). Температурата по Черноморието е около 22 °C, а в планините се понижава с надморска височина с около 0.7 °C/100 m. Средната температура през октомври е най-ниска в Дунавската равнина и високите полета на Западна България (10-12 °C). Есента е по-топла в Горнотракийската низина (12-13 °C), по Черноморието и в най-южните райони (13-14 °C). В планинските райони температурата намалява с 0.5 °C/100 m (Фиг. 3-5).



**Fig. 3-5** Spatial distribution of mean seasonal temperatures for 1961-1990 and 1991-2020 and the absolute difference between the second and first period (°C).

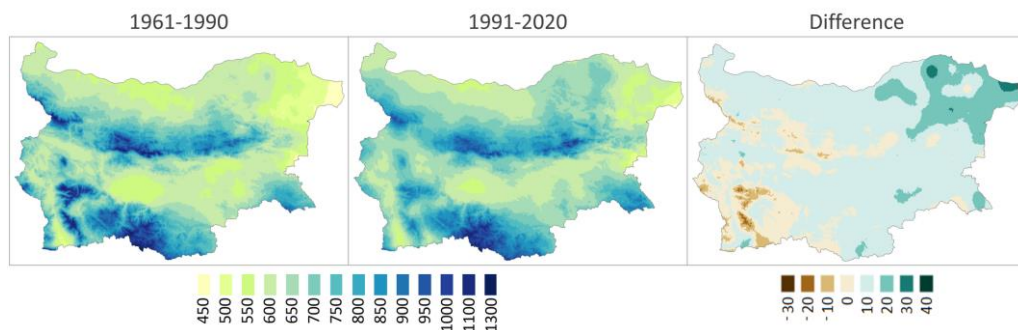
**Фиг. 3-5** Пространствено разпределение на средните сезонни температури за периодите 1961-1990 и 1991-2020 г. и абсолютната разлика между втория и първия период (°C).

През периода 1991-2020 г. средногодишната температура в България нараства с 0.8 °C в сравнение с периода 1961-1990 г. Затопянето в планините като цяло е по-слабо, докато в някои високи полета, крайдунавски райони и отделни места по долините на реките (предимно в Северна България) разликата е над 1.0 °C. Повишението на зимните температури е по-съществено на места в Северозападна и Централна Северна България (над 1 °C); в останалата северна част на страната, високите полета в Западна България (без Пернишкото поле) и отделни места по долините на по-големите реки в Южна България температурите нарастват с 0.5-1 °C. Увеличението на пролетните температури през втория период е с около 0.7 °C средно за страната. В сравнение със зимата умереното затопяне (0.5-1 °C) обхваща и Югоизточна България, а по-значително затопяне (над 1.0 °C) се установява само в отделни райони около р. Дунав. Лятото е сезонът с най-значимите разлики между двата периода – 1.5 °C средно за страната (на места,

главно в Северна България, над 2 °C), докато есента е сезонът с относително най-малки разлики – в голямата част от страната повишението на температурите е в диапазона 0.1-0.5 °C (само на отделни места надхвърля 1°C). През всички сезони, с изключение на лятото, се регистрират незначителни отрицателни аномалии в някои припланински и планински райони главно в южната част на страната.

### 3.2.2. Сезонни особености и пространствено разпределение на валежите

На Фиг. 3-6 и 3-7 е представено пространственото разпределение на годишните и сезонните норми на валежа за периодите 1961-1990 и 1991-2020 г. Режимът на валежите през първия период не се изменя съществено в сравнение с първата половина на ХХ-ти век. Средногодишните валежи варират значително – от 400-500 mm по Черноморието (с изключение на най-южната му част), отделни райони в североизточната и централната част на Дунавската равнина и Горнотракийската низина до над 1100-1200 mm в планините. Годишната сума на валежите нараства с надморска височина до около 2000 m. Вертикалният градиент зависи основно от изложението на планинските склонове и орографските особености (средно за страната е 20-40 mm/100 m).



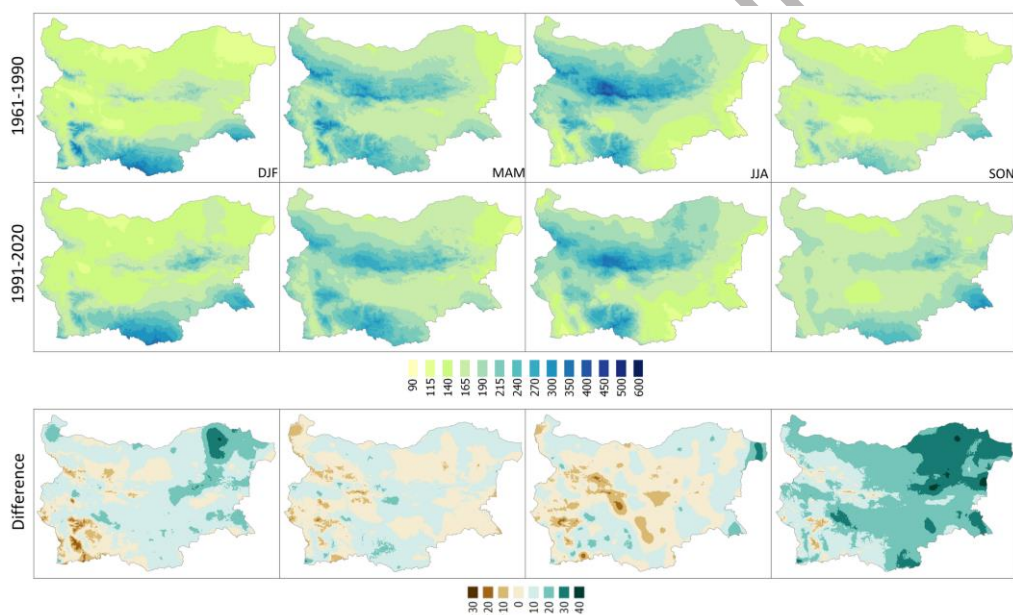
**Fig. 3-6** Spatial distribution of annual precipitation (mm) for 1961-1990 and 1991-2020 and the relative difference between the second and first period in %.

**Фиг. 3-6** Пространствено разпределение на годишната сума на валежа (mm) за периодите 1961-1990 и 1991-2020 г. и относителната разлика между втория и първия период в %

В Умерено-континенталната климатична подобласт зимните валежи са най-малки (18-20% от годишната сума). Те се изменят от 100-110 mm в низините до 190-200 mm в планините. В Континентално-средиземноморската климатична област зимните валежи са най-големи – около и над 30% от годишната сума (150-300 mm). През пролетта валежите в районите с континентален режим нарастват до 25-27% от годишната сума, докато в районите със средиземноморски валежен режим те намаляват до около 23-25%. В Умерено-континенталната подобласт валежите през лятото са около 30-35% от годишната сума. Увеличаването на валежите с надморската височина е много добре изразено особено в Стара

планина, Рила и Витоша. В районите с Континентално-средиземноморски климат летните валежи са най-малки – около 20% от годишната сума. През есента в Континентално-средиземноморската климатична област валежите са около 25% от годишната сума, а в районите с континентален режим са по-малки в сравнение с лятото и пролетта (Фиг. 3-7).

За разлика от средногодишната температура на въздуха, при годишната сума на валежа не се наблюдава значима промяна между двата периода за страната като цяло поради различните знаци на промяната в отделните райони. Все пак, след 1990 г. се установяват промени на валежния режим в почти цялата страна и тенденция за нарастване на приноса на силните, потенциално опасни валежи ( $\geq 30$  mm/24h) към сумарния годишен валеж, докато приносът на слабите ( $\leq 5$  mm/24h) и умерените (5-15 mm/24h) валежи намалява (Bocheva, 2015). Нарастването на проливните валежи ( $\geq 60$  mm/24h) е статистически значимо за Североизточна и Централна Южна България (Bocheva, 2015; Bocheva&Malcheva, 2020).



**Fig. 3-7** Spatial distribution of seasonal precipitation (mm) for 1961-1990 and 1991-2020 and the relative difference between the second and first period in %.

**Фиг. 3-7** Пространствено разпределение на валежите (mm) по сезони за периодите 1961-1990 и 1991-2020 г. и относителната разлика между втория и първия период в %.

Във високите части на планините валежите през всички сезони намаляват съществено (до 30%), докато в Североизточна България увеличението на валежите на места достига до 40%, особено през есента и зимата. Разликите при сезонните суми на валежа, с изключение на есента, за голяма част от страната са около  $\pm 10\%$ . Зимните валежи намаляват във високите части на Рила, Пирин и Стара планина, както и в Югозападна България с над 20% (-40% на Черни връх),



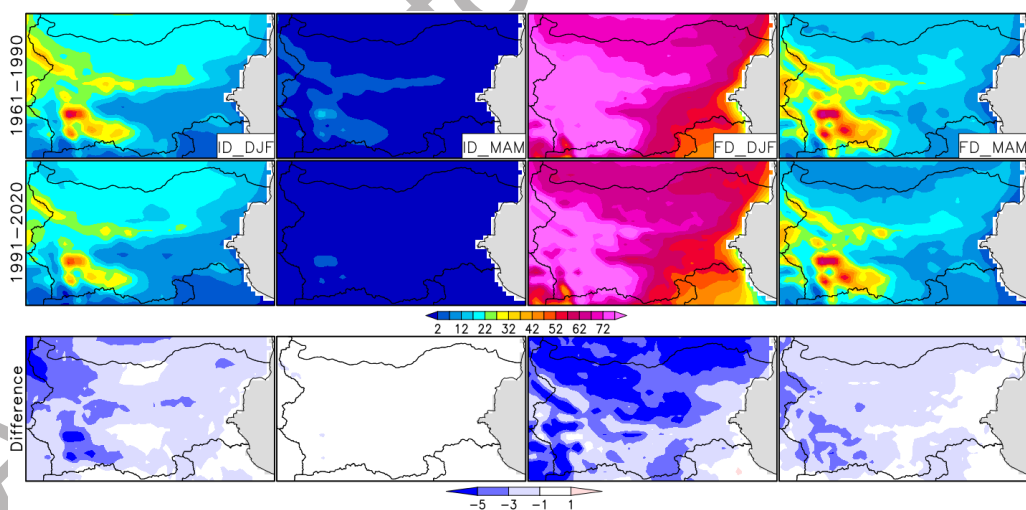
но в Североизточна България и по Черноморското крайбрежие нарастват с около 10-20%. Летните валежи нарастват през втория период с над 25% в крайните североизточни райони, докато във високите части на планините и някои задбалкански райони намаляват с над 10-15%. Есента е сезонът с най-висок ръст на валежите за периода 1991-2020 г. в цялата страна (средно с над 15%), с изключение на високите части на планините. Най-значимо е нарастването на есенните валежи в Североизточна България – между 25% и 40% (до 50-60% на отделни места).

Вероятна причина за намалението на сезонните валежни количества през зимата, пролетта и лятото е намалената честота през тези сезони на циклоналният тип циркулация, който води до валежни обстановки. Същественото намаление на антициклоналният тип (безвалежен тип време) през есента може да се асоциира с увеличението на сезонната валежна сума.

### 3.6. Климатични индекси

MCC за избрани климатични индекси (Табл. 1) са пресметнати за двата периода 1961-1990 и 1991-2020 г. по данни от ERA5 Land и измерванията в климатичните станции.

Фигура 3-9 представя сравнение на характерните за студеното полугодие индекси на ледените и мразовитите дни. Пространственото им разпределение се отличава с добре изразен вертикален градиент. Стойностите и на двата индекса са значително по-големи през зимата, отколкото през пролетта.

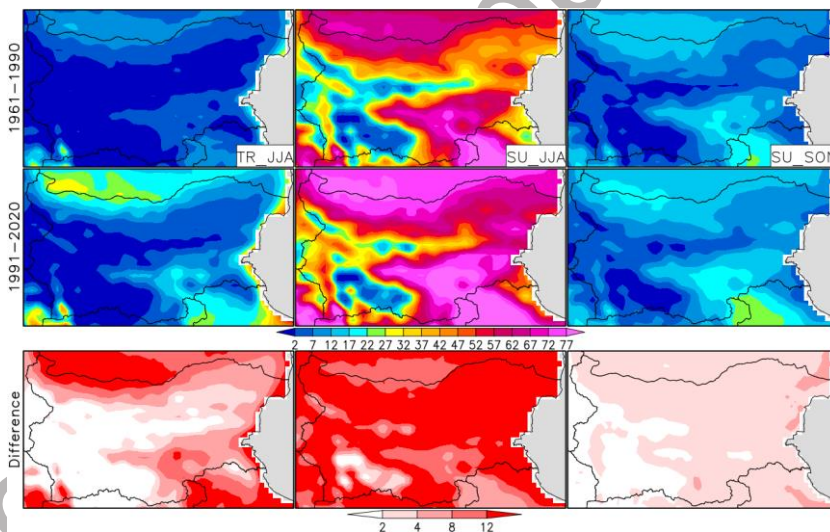


**Fig. 3-9** Multiyear means of ID and FD for winter and spring. The absolute differences between the second and first periods are shown in the third row. Units: number of days.

**Фиг. 3-9** Многогодишни средни стойности на ID и FD за сезоните зима и пролет. Абсолютните разлики на втория период спрямо първия са показани на третия ред. Единиците са брой дни.

Ледените дни през зимата са от 1-2 до 20-28 в ниската част и приблизително двойно повече в планинската част от страната (над 70-80 дни по върховете). За мразовитите дни съответните средни стойности са 60 и над 80. Площно осреднените МСС на ледените дни през преходните сезони, и особено през есента, са много малки дори в планинските райони, а в равнините са практически равни на нула. Ето защо не представяме карта за есента.

В периода 1991-2020 г. ID намалява през зимата средно с 2 дни в ниската част и с 4 дни в планините. В 54% от климатичните станции намалението е с повече от 1 ден (9-11 дни на места в Северозападна България). През пролетта изменението е незначително – само в 13% от станциите е повече от 1 ден. По отношение на мразовитите дни през зимата имаме както значително намаление (при 64% от станциите), така и нарастване (в 17% от станциите). FD намалява през втория период средно с 4 дни в ниската част и с 2 дни в планините. На места в Северна България разликата надвишава 5 дни. През пролетта FD намалява в 52% и нараства в 19% от станциите, но средно взето промяната в непланинската част е несъществена, за разлика от планините (-3 дни). През есента съотношението намаляване/нарастване на FD по станции е 68% към 6%; FD намалява средно с 2 дни в непланинската част и с 5 дни в планините.



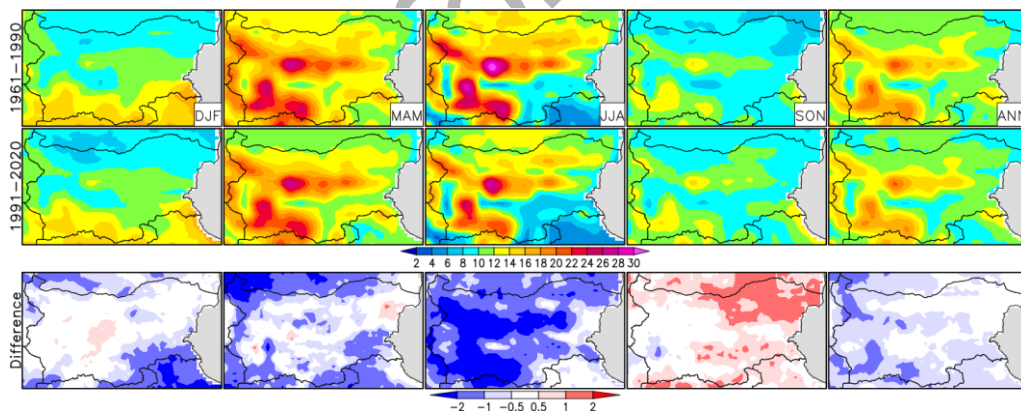
**Fig. 3-10** Multiyear means of TR (for summer) and SU (for summer and autumn). The absolute differences between the second and first periods are shown in the third row. Units: number of days.

**Фиг. 3-10** Многогодишни средни сезонни стойности на TR за лятото и на SU за лятото и есента. Абсолютните разлики на втория период спрямо първия са показани на третия ред. Единиците са брой дни.

Фигура 3-10 илюстрира измененията при характерните за топлото полугодие индекси тропически нощи и летни дни. Индексът TR е значим практически само

за ниската част на страната и то през най-горещия сезон – лятото. В периода 1961-1990 г. стойностите на TR са 3-7 дни в северната част на Дунавската равнина и по-голямата част от Горнотракийската низина, 8-12 дни по поречието на р. Дунав (и на отделни места по поречията на реките Марица и Тунджа), над 20 дни по черноморското крайбрежие и южната част на долината на р. Струма. През втория период установяваме нарастване на TR с 4-12 дни в по-голямата част от споменатите райони (над 12 дни по Черноморието и долината на р. Струма). МСС на SU през лятото са 60-75 дни в равнините и под 10 дни в планините, намалявайки значително с надморската височина. Най-съществено е нарастването на SU през лятото, което за голяма част от страната е над 12 дни. През есента SU нараства с повече от 2 дни само в непланинската част (над 8 дни на отделни места). Разликите между двата периода са положителни и значими и за двата индекса. Тези резултати потвърждават общата картина на сезонните промени, описана в раздел 3.2.

Отличителна особеност на валежно-базираните индекси е пространствената им нехомогенност. Вертикалният градиент е добре изразен през пролетта и лятото, когато конвективните валежи са определящи при формирането на сезонните суми. МСС на R05mm е около 8-15 дни в равнинната част от България и над 20 дни в планините (Фиг. 3-11). Разликите между двата периода през зимата, пролетта, лятото и годишно са преобладаващо отрицателни, а през есента – положителни. По абсолютна стойност са сравнително малки – 1-2 дни над по-голямата част от България.

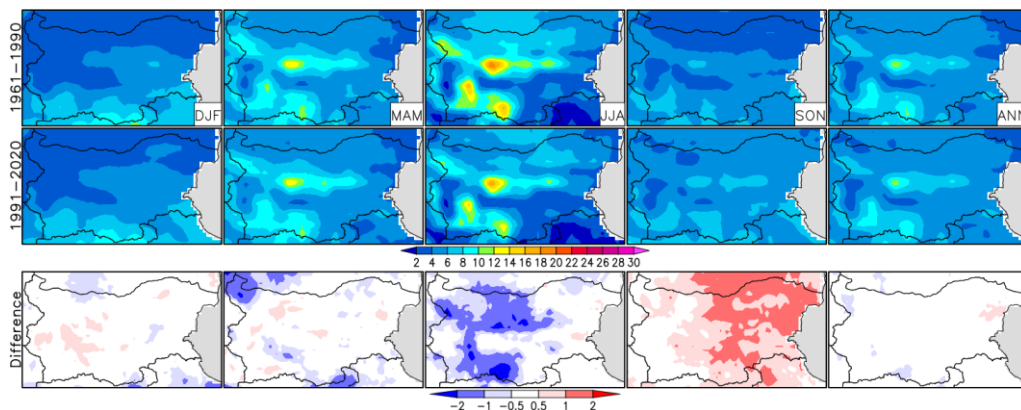


**Fig. 3-11** Multiyear means of R05mm for winter, spring, summer and autumn and annually (ANN). The absolute differences between the second and first periods are shown in the third row. Units: number of days.

**Фиг. 3-11** Многогодишните средни стойности на R05mm за сезоните зима, пролет, лято и есен, както и на годишна база (ANN). Абсолютните разлики на втория период спрямо първия са показани на третия ред. Единиците са брой дни.

Процентното съотношение на намаляване/нарастване на R05mm с повече от 1 ден по станции и сезони е 15/13 (зима), 9/14 (пролет), 25/9 (лято) и 4/40 (есен).

Пространствената и сезонна изменчивост на R10mm е сходна с тази на R05mm, но МСС са значително по-малки – над равнинната част от страната са под 9 дни (Фиг. 3-12). В 22% от станциите (предимно в източната част на страната) R10mm нараства с повече от 1 ден.



**Fig. 3-12** As Fig. 3-11 but for R10mm

**Фиг. 3-12** Като Фиг. 3-11, но за R10mm

Като цяло не се наблюдават съществени разлики между двата периода на годишна база поради различните знаци на промяната в отделните райони, което е в съзвучие с описаното в раздел 3.2 изменение на многогодишните суми на валежа. През есента нарастват случаите на умерени и силни валежи главно в източната част на страната. През лятото, особено в припланинските и планински райони, приносът на умерените и силните валежи в сезонната сума намалява.

#### 4. ТЕНДЕНЦИИ И ПРОМЕНИ НА КЛИМАТА В БЪЛГАРИЯ ПО СЕЗОНИ

Докладът на Световната метеорологична организация за състоянието на глобалния климат през 2020 г. посочва, че 2016, 2019 и 2020 г. са трите най-топли години за целия период на метеорологични наблюдения. Десетилетието 2011-2020 г. е най-топлото в световен мащаб, като от 80-те години на ХХ-ти век всяко следващо десетилетие е по-топло от предходното (WMO, 2021). Въпреки че сезонните температури се повишават през всяко следващо десетилетие, степента на затопляне варира както в рамките на сезоните, така и между десетилетията. Промените на валежите по сезони и десетилетия също са очевидни, но няма ясна тенденция, както при температурата. Променливостта в сезонното разпределение на температурата и валежите подсказва, че изменението на климата до края на века в различните региони, сезони и десетилетия вероятно ще следва различни модели (Allen et al., 2018).

Комбинираната диаграма на отклоненията на средните за страната средногодишна температура и годишна сума на валежа от нормите за периода 1961-1990 г. потвърждава общата тенденция на затопляне, както и липсата на ясен сигнал за изменение при валежите в периода 1931-2020 г. (Фиг. 4-1).

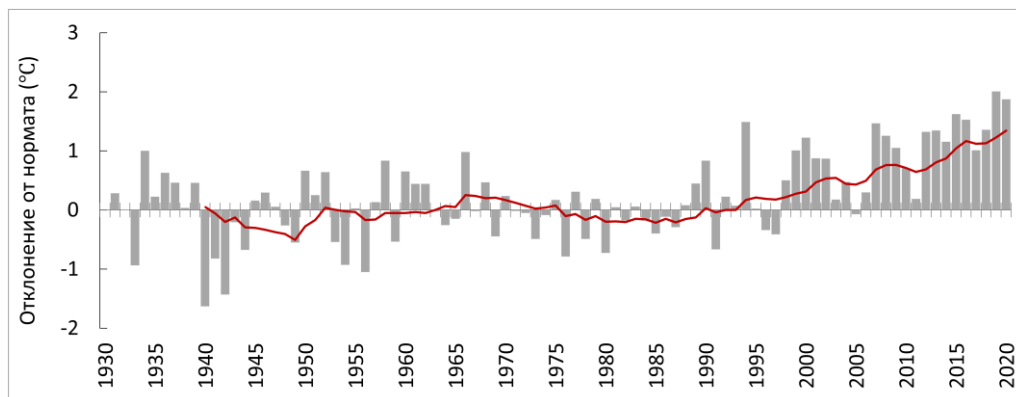


**Fig. 4-1** Combined diagram of anomalies of the country averaged annual temperature and precipitation (reference period: 1961-1990). The size of the bubbles is proportional to the absolute magnitude of the temperature anomaly.

**Фиг. 4-1** Комбинирана диаграма на отклоненията на средните за страната средногодишна температура и годишна сума на валежа от нормите за периода 1961-1990 г. Размерът на балончетата е пропорционален на абсолютната величина на температурната аномалия.

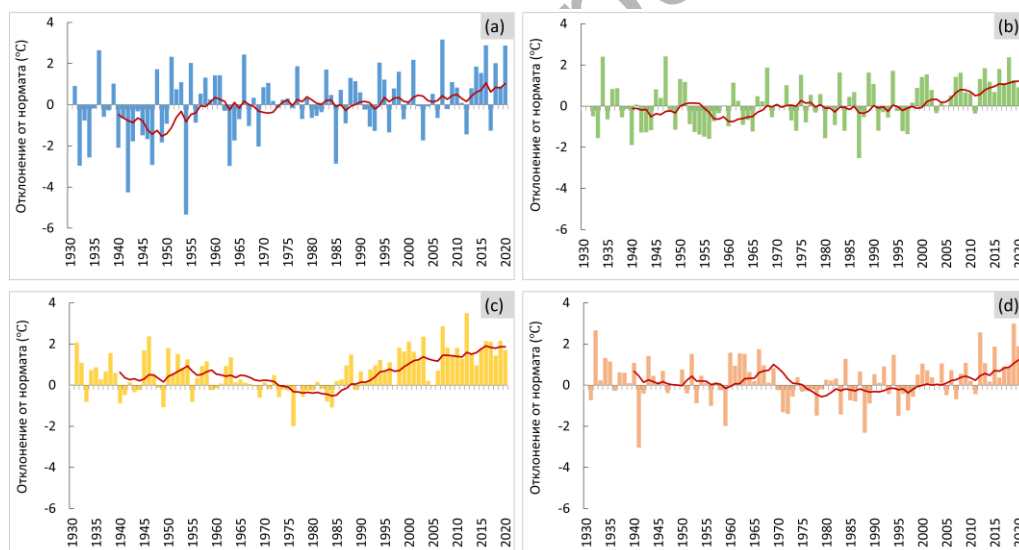
#### 4.1. Колебания и тенденции на средногодишната и сезонните температури на въздуха

Колебанията на средногодишната температура на въздуха в България в периода 1931-2020 г. спрямо климатичната норма 1961-1990 г. показват нарастваща, статистически значима тенденция от  $0.14\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ год.}$  До средата на 80-те години на миналия век отклоненията от нормата варират в диапазона от  $-1.6\text{ }^{\circ}\text{C}$  (1942 г.) до  $+1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$  (1934 г.), с редуващи се периоди на застудяване и затопляне, докато от началото на настоящия век на практика няма отрицателни отклонения от нормата (с изключение на 2005 г.), а след 2011 г. няма и такива по-малки от  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Температурната аномалия от  $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$  за 2019 г. е рекордна в разглеждания 90-годишен период (Фиг. 4-2).



**Fig. 4-2** Long-term variations of annual temperature anomaly in the period 1931-2020 relative to 1961-1990. The red line shows the 10-year moving average.

**Фиг. 4-2** Колебания на аномалията на средногодишната температурна в периода 1931-2020 г. спрямо нормата за периода 1961-1990 г. Червената линия показва 10-годишната пълзяща средна аномалия.



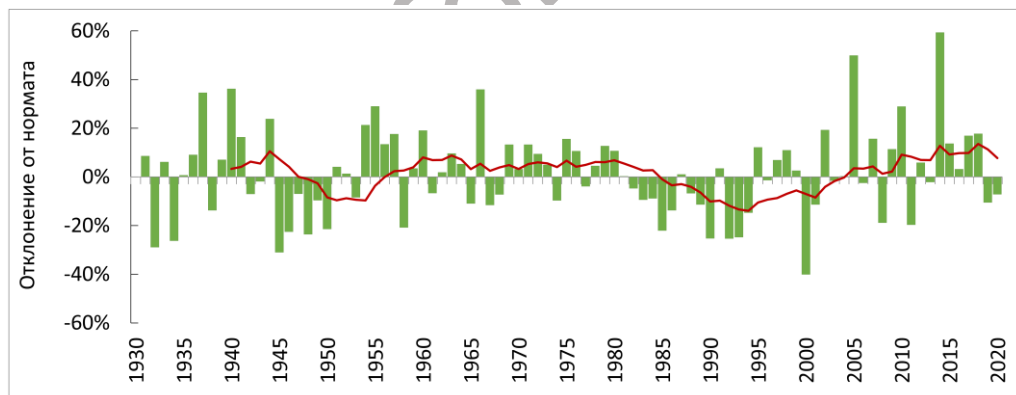
**Fig. 4-3** Long-term variations of seasonal temperature anomaly in the period 1931-2020 relative to 1961-1990: (a) winter, (b) spring, (c) summer, (d) autumn. The red line shows the 10-year moving average.

**Фиг. 4-3** Колебания на сезонните температури през периода 1931-2020 г. като отклонение от нормата за периода 1961-1990 г.: (а) зима, (б) пролет, (с) лято, (д) есен. Червената линия представя колебанията на температурната аномалия като 10-годишна пълзяща средна стойност.

Дългосрочното изменение на температурата е в съответствие наблюдаваното в световен мащаб (IPCC, 2014; 2021a). Затопляне се установява през всички сезони (Фигура 4-3). Статистически значимите положителни тенденции на средните температури за януари и февруари (+0.25 °C/10 год.) определят добре изразената тенденция на повишаване на зимните температури с +0.19 °C/10 год. Пролетта също показва тенденция към затопляне с около +0.17 °C/10 год., но от пролетните месеци само през март то е статистически значимо (+0.30 °C/10 год.). Повишаването на летните температури с +0.16 °C/10 год. се определя от статистически значимата тенденция на затопляне през юни, юли и август (+0.15, +0.12 и +0.18 °C/10 год., съответно). Есенните температури не следват ясна тенденция през разглеждания период, но от началото на века те също нарастват.

#### 4.2. Колебания и тенденции на годишната и сезонните суми на валежа

Колебанията на годишната сума на валежа в периода 1931-2020 г., спрямо нормата (1961-1990 г.), не показват статистически значима тенденция. Най-дългите периоди на засушаване са наблюдавани през 40-те години и последните две десетилетия на 20-ти век (Фиг. 4-4). По-значителен зимен валежен дефицит (до 50-60% под сезонната норма) се наблюдава през 70-те и 90-те години на XX-ти век. Най-значителните атмосферни засушавания в страната са регистрирани през 1945 и 2000 г. Най-валежни са 2005 и 2014 г. – 50-60% над средната за страната норма.

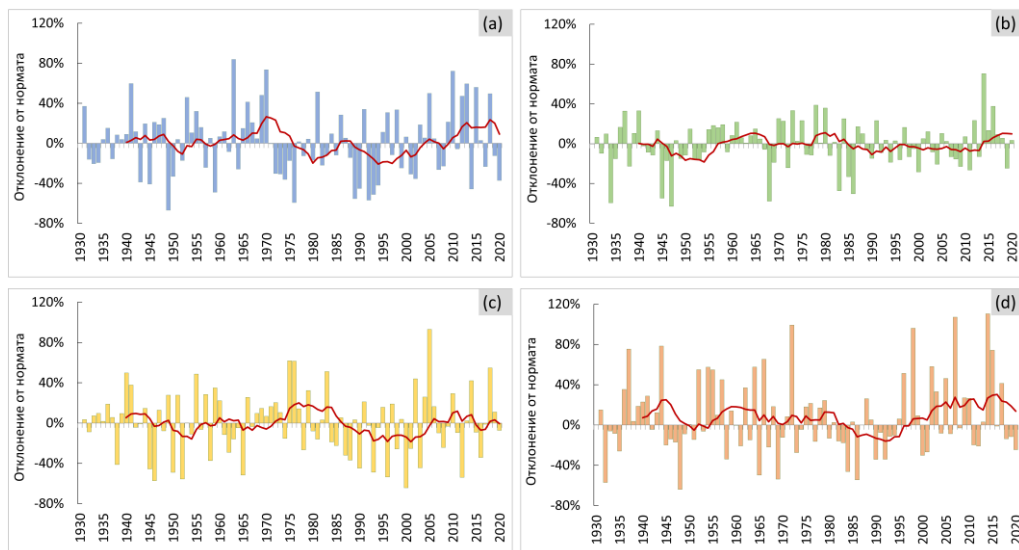


**Fig. 4-4** Long-term variations of annual precipitation anomaly in the period 1931-2020 relative to 1961-1990. The red line shows the 10-year moving average.

**Фиг. 4-4** Колебания на средната за страната годишна сума на валежа в периода 1931-2020 г. като отклонение от нормата за периода 1961-1990 г. Червената линия представя колебанията на валежната аномалия като 10-годишна пълзяща средна стойност.

Летните валежи като цяло намаляват през последните две десетилетия на XX-ти век, но за целия разглеждан период не се установява статистически значим тренд. Летният валежен дефицит достига максимум през 2000 г. – 64% под

нормата. От началото на XXI-ви век се наблюдава нарастваща тенденция главно при есенните валежи (Фиг. 4-5).



**Fig. 4-5** Long-term variations of seasonal precipitation anomaly in the period 1931-2020 relative to 1961-1990: (a) winter, (b) spring, (c) summer, (d) autumn. The red line shows the 10-year moving average.

**Фиг. 4-5** Колебания на средните за страната сезонни валежи през периода 1931-2020 г., спрямо климатичната норма 1961-1990 г.: (а) зима, (б) пролет, (с) лято, (д) есен. Червената линия представя колебанията на валежната аномалия като 10-годишна пълзяща средна стойност

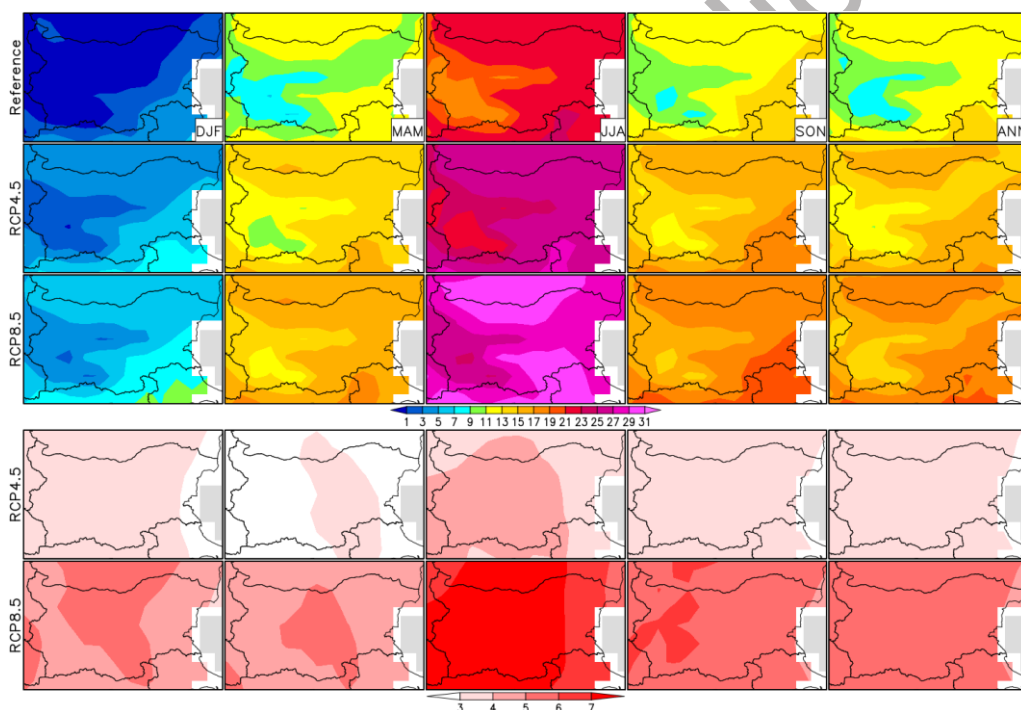
## 5. ОЧАКВАНИ ПРОМЕНИ НА КЛИМАТА В БЪЛГАРИЯ ПО СЕЗОНИ

Числените модели на общата атмосферна циркулация, отчитащи физическите процеси на взаимодействие на атмосферата с другите елементи на климатичната система (хидросфера, литосфера и криосфера), са подходящи инструменти за симулиране на минал, настоящ и бъдещ климат (Sillmann&Röckner, 2007; Sillmann et al., 2013a, 2013b). В петата фаза на международната инициатива CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) за изследване на резултатите от числените симулации на глобални циркулационни модели участват над двадесет групи за моделиране на климата от цял свят (Taylor et al., 2012). Тук представяме кратък анализ на очакваните сезонни промени на средната температура и валежите за територията на България в периода 2070-2099 г. според два основни климатични сценария (RCP4.5 и RCP8.5). Оценката на бъдещия климат се основава на резултати от първия симулационен кръг на Проекта за взаимно сравнение на междусекторни модели на въздействие (ISIMIP Fast Track), който включва данни



за над 20 климатични индикатора в равномерна мрежа с резолюция  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  от пет глобални циркулационни модела на CMIP5 за периода 1950-2099 г. (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/sis-agroclimatic-indicators?tab=overview>). Тези индикатори, изчислени първоначално по данни от реанализа ERA-Interim на ECMWF, са подложени на последваща обработка (пост-процесинг) с цел адаптирането им за нуждите на дългосрочната оценка на климатичните изменения, основно като референтни за настоящия климат (1981-2010 г.) В Chervenkov et al. (2020a, 2020 b) е демонстрирано използването на ансамбъл от наличните в ISIMIP Fast Track пет модела за оценка на изменението на температурата и валежите по многомоделната медиана.

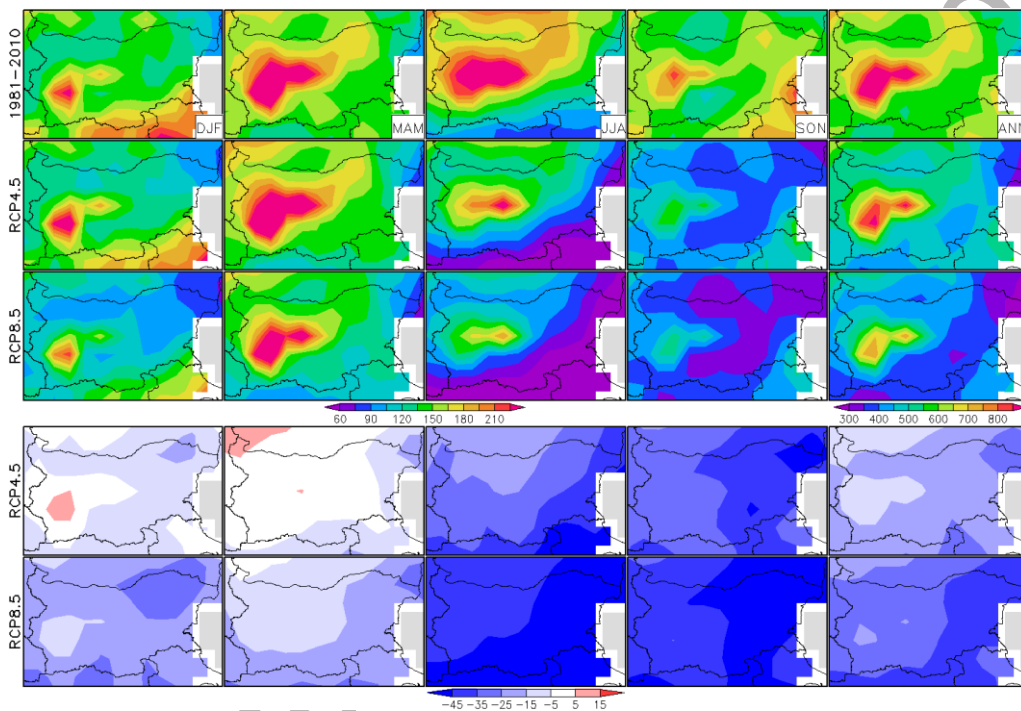
Фигура 5-1 показва разпределението на средната температура на въздуха за територията на България по сезони и годишно за референтния и бъдещия период съгласно данните от реанализа и климатичните симулации с двата сценария.



**Fig. 5-1** Multiyear means of the seasonal and annual (ANN) temperature for the reference (1981-2010) and future (2070-2099) periods under the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios. The fourth and fifth rows show the absolute differences between the future and reference periods under the two scenarios. Units are  $^{\circ}\text{C}$ .

**Фиг. 5-1** Многогодишни средни стойности на температурата по сезони и годишно (ANN) за референтния (1981-2010 г.) и бъдещия (2070-2099 г.) период, съгласно сценариите RCP4.5 и RCP8.5. На четвърти и пети ред са показани абсолютните разлики в бъдещия период спрямо референтния за двата сценария. Единиците са  $^{\circ}\text{C}$ .

Основният и най-отчетлив резултат е еднозначността на очакваното изменение – и при двата сценария, за територията на цялата страна, разликата е положителна. През всички сезони и на годишна база повишаването на температурата е по-голямо за песимистичния, отколкото за реалистичния сценарий. То се изменя в зависимост от сезона, като е най-съществено през лятото (при RCP8.5 надхвърля 6 °C почти за цяла България). Очакваното нарастване на средногодишната температура (последната колона на Фиг. 5-1) е 3-4 °C за RCP4.5 и 5-6 °C за RCP8.5.



**Fig. 5-2** Multiyear means of the seasonal and annual (ANN) precipitation for the reference (1981-2010) and future (2070-2099) periods under the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios. Units are mm. The fourth and fifth rows show the absolute differences between the future and reference periods under the two scenarios (in %).

**Фиг. 5-2** Многогодишни средни стойности на сумарния валеж по сезони и годишно (ANN) за референтния (1981-2010 г.) и бъдещия (2070-2099 г.) период, съгласно сценариите RCP4.5 и RCP8.5. Единиците са mm. На четвърти и пети ред са показани относителните разлики (в %) в бъдещия период спрямо референтния за двата сценария.

Изменението на разпределението на валежа както в пространството, така и във времето, особено в дългосрочен план, е значително по-разнородно от това на температурата. Разликите между симулационните резултати, получени чрез отделните модели, както и дисперсията в многомоделния ансамбъл са сравнително големи. Фигура 5-2 представя разпределението на количеството валеж за референтния и бъдещия период. Макар че пространствената резолюция

е сравнително груба за локална климатична оценка, ясно се очертават сезонните особености в площното разпределение на валежа за районите с различен валежен режим – континентален или средиземноморски тип.

Като цяло в проектния бъдещ климат се очаква намаляване на количеството валеж, по-силно изразено при песимистичния сценарий и в Източна България. Намалението на годишната сума на валежа е от -5% до -25% за RCP4.5 и от -10% до -30% за RCP8.5. Редукцията на сезонните валежи достига най-големи стойности през лятото (30-35% средно за страната при RCP8.5). При симулациите със сценария RCP4.5 не се установява съществена промяна при зимните и пролетните валежи, дори в отделни райони те нарастват с около 5-10%.

Тези резултати се съгласуват добре с установените и очакваните дългосрочни изменения на температурата и валежите в континентален и регионален мащаб (напр. [Georgoulas et al., 2022](#); [Gadzhev et al., 2021](#)).

## 6. ИЗВОДИ

Представеното изследване обобщава пространствено-времевите колебания на сезонните температури и валежите в периода 1961-2020 г., тенденциите на изменението им за един относително дълъг исторически период (1931-2020 г.) и очакваните промени до края на века според два основни климатични сценария (RCP4.5 и RCP8.5). Обсъдени са особеностите и промените в разпределението на типовете климат според класификация на Кьопен-Гайгер за територията на България, както и промените в атмосферната циркулация над Югоизточна Европа на базата на типизация на циркулационните условия по метода на Дженкинсън и Колисън. Получените резултати се съгласуват добре с наблюдаваните и прогнозираните изменения на температурата и валежите в регионален контекст. Паралелното им представяне в годишен и сезонен времеви мащаб подчертава важността на сезонните оценки за климатичния анализ. Колебанията на средногодишната температура на въздуха в периода 1931-2020 г. разкриват статистически значима тенденция на затопляне (+0.14 °C/10 год.), докато при годишната сума на валежа за същия период не се установява ясен сигнал. В голяма част от страната, обаче, валежният режим се променя след средата на ХХ-ти век – летните валежи намаляват съществено през последните две десетилетия на миналия век, а от началото на ХХI-ви век се наблюдава нарастваща тенденция главно при есенните валежи. Въпреки че средните температури се повишават, величината на тренда и неговата значимост се различават през отделните сезони – зимните температури нарастват най-бързо (+0.19 °C/10 год.), но затоплянето през лятото е най-ясно изразено (и за трите летни месеца трендът е статистически значим).

Климатичните преходи от началото на миналия век според класификацията на Кьопен-Гайгер могат да се обяснят до известна степен с естествените климатични колебания, но в периода 1991-2020 г. редуцирането на планинските климатични подтипове е значително, а измененията като цяло засягат по-голяма територия.

Преминаването към по-топъл (и сух в някои райони) климат се съгласува както с наблюдаваното в глобален и регионален мащаб дългосрочно повишение на средногодишните и сезонните температури (IPCC, 2014; 2021a), така и с промените при температурно-базираните климатични индекси (Alexander et al., 2006; Sillmann et al., 2013a). Ние установяваме по-отчетливо намаляване на ледените дни през зимата и на мразовитите дни през преходните сезони в планинските райони, отколкото в ниската част на страната, както и съществено нарастване на летните дни в почти цялата страна през периода 1991-2020 г. Тропическите нощи също нарастват значително в районите, за които са типични (с повече от 12 дни по Черноморието и долината на р. Струма).

До средата на 80-те години на миналия век колебанията на средната годишна температура спрямо нормата (1961-1990 г.) не надхвърлят +1 °C в периодите на затопляне, докато след 2011 г. няма отклонения по-малки от тази стойност. Температурната аномалия от +2 °C през 2019 г. е рекордна за последните над 90 години. В периода 1991-2020 г. средната годишна температура нараства с 0.8 °C спрямо предходния 30-годишен период. Като цяло затоплянето в планините е по-слабо, но в отделни райони от извънпланинската част на страната повишението на температурата надхвърля 1 °C. Пространственото разпределение на разликите на сезонните температури за двата периода също подчертава предимството на сезонния времеви мащаб при анализа на климатичните изменения. Затоплянето през зимата е по-отчетливо в Северна България, докато в южната част на страната повишаване на зимните температури с 0.5-1 °C се регистрира във високите полета на Западна България и на отделни места по долините на по-големите реки. През пролетта затоплянето обхваща и Югоизточна България. Нарастването на летните температури е с 1.5 °C средно за страната (с над 2 °C на места, главно в Северна България), докато през есента в голяма част от страната повишението на температурите е в диапазона 0.1-0.5 °C. През зимата и преходните сезони се установяват отрицателни аномалии в някои припланински и планински райони, предимно в южната част на страната. Въпреки прогнозираното дългосрочно повишаване на сезонните температури, степента на затопляне варира както в рамките на сезоните, така и между отделните периоди. През всички сезони и на годишна база нарастването на средната температура за периода 2070-2099 г. е с 1-2 °C по-голямо при песимистичния сценарий в сравнение с реалистичния, като повишението при летните температури е най-силно изразено.

За разлика от температурата на въздуха, при годишните и сезонните валежи като цяло не се наблюдава ясна дългосрочна тенденция и съществени разлики между периодите 1961-1990 г. и 1991-2020 г., главно поради различните знаци на промяната в отделните райони. Все пак, след 1990 г. в почти цялата страна нараства приносът на силните, потенциално опасни валежи към годишния валеж, докато приносът на слабите и умерените валежи намалява, следвайки общата регионална тенденция (Alpert et al., 2002). Нарастването на проливните валежи е статистически значимо за североизточните и централните южни части на страната. Тези изменения във валежния режим са отразени в пространствените и

сезонни промени на валежно-базираните индекси (R05mm и R10mm). През есента нарастват случаите на умерени и силни валежи предимно в източната част на страната. През лятото, особено в припланинските и планински райони, приносът на умерените и силните валежи в сезонната сума намалява.

В периода 1991-2020 г. за голяма част от страната изменението на сезонните суми на валежа е в рамките на  $\pm 10\%$  спрямо периода 1961-1990 г. Във високите части на планините валежите през всички сезони намаляват съществено (до 30-40%), докато в Североизточна България увеличението на места достига над 40%, особено през есента и зимата. Зимните валежи намаляват в Югозападна България (над 20%), а летните – в някои задбалкански райони (10-20%). Есента е сезонът с най-висок ръст на валежите за периода 1991-2020 г. в цялата страна (средно с над 15%), с изключение на високите части на планините. По-значителен зимен валежен дефицит (до 50-60% под средната за страната норма) се наблюдава през 70-те и 90-те години на миналия век. Летният валежен дефицит достига максимум през 2000 г. (64% под нормата). Есенните валежи през 2007 и 2014 г. са около два пъти над нормата. Колебанията на сезонните валежи подсказват, че е твърде вероятно изменението им до края на века да следва различни модели. Очакваното намаление на годишния валеж в проектния бъдещ климат е от -5% до -25% за RCP4.5 и от -10% до -30% за RCP8.5. Редукцията на сезонните валежи достига най-големи стойности през лятото (30-35% средно за страната при RCP8.5). При симулациите със сценария RCP4.5 не се установява съществена промяна при зимните и пролетните валежи, дори в отделни райони те нарастват с около 5-10%.

Редица изследвания през последните години са посветени на наблюдаваните и бъдещите промените в режима на температурата и валежите в контекста на изменението на циркулационните условия над Европа. Тъй като годишният ход на валежите е тясно свързан с особеностите на атмосферната циркулация над страната, представеният тук кратък анализ на промените в циркулационните условия и доброто съгласуване на получените резултати с някои нови регионални изследвания и предишни проучвания за България ни дават основание да обобщим, че:

- Вероятна причина за промените в пространственото разпределение на валежите на територията на страната от края на миналия век, свързана с намалението на валежните количества през зимата, пролетта и лятото, е по-малката честота на циклонални тип циркулация през тези сезони.
- Нарастването на есенните валежи може да се асоциира със същественото намаление на антициклонални тип циркулация през есента.

За съставянето на по-общи и категорични заключения е от голямо значение да се оценят не само измененията в честотите на циркулационните типове, но и т. нар. вариации в рамките на типа, което изисква многостранен анализ и ще бъде предмет на следващи изследвания.

## **ЛИТЕРАТУРА**

- Alexander, L.V., et al. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *J. Geophys. Res.*, 111, D05109, <https://doi.org/10.1029/2005JD006290>
- Alexandrov, V., Schneider, M., Koleva, E., et al. (2004). Climate variability and change in Bulgaria during the 20th century. *Theoretical and Applied Climatology* 79: 133-149. <https://doi.org/10.1007/s00704-004-0073-4>
- Alisov, BP (1936). Geographic types of climates. *Meteorology and hydrology*, № 6 (in Russian).
- Alisov, BP (1950). Climatic regions of foreign countries. *Geografiz*, Moscow, p. 352 (in Russian).
- Allen, M.R. et al. (2018). Framing and Context. In: *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report*. <https://doi.org/10.1017/9781009157940.003>
- Alpert, P., Ben-gai, T., Baharad, A., Benjamini, Y., Yekutieli, D., Colacino, M., Diodato, L., Ramis, , Homar, V., Romero, R., Michaelides, S., & Manes, A. (2002). The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values, *Geophys. Res. Lett.*, 29(11), <https://doi.org/10.1029/2001GL013554>
- Bartolini, G., di Stefano, V., Maracchi, G., Orlandini, S. (2012). Mediterranean warming is especially due to summer season - evidences from Tuscany (central Italy). *Theoretical and Applied Climatology*, 107(1-2), 279-295. <https://doi.org/10.1007/s00704-011-0481-1>
- Beck HE, Zimmermann NE, McVicar TR, Vergopolan N, Berg A, Wood EF (2018). Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific Data* 5:180214, DOI: 10.1038/sdata.2018.214, <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.214>
- Berger, A., Loutre, M.F., and Tricot, C. (1993). Insolation and Earth's orbital periods. *J. Geophys. Res.*, 98(D6), 10341-10362. <https://doi.org/10.1029/93JD00222>
- Bocheva, L. (2015). Comparative analysis of heavy precipitation in non-mountainous regions of Bulgaria. *Proceedings of the 15th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM*, June 18-24, 2015, ISBN 978-619-7105-38-4/ ISSN 1314-2704, Book4, 889-896.
- Bocheva, L., Malcheva, K. (2020). Climatological assessment of extreme 24-hour precipitation in Bulgaria during the period 1931-2019. *Proceedings of the 20th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM*, 18-24 August, 2020, Vol. 20(4.1), 357-364, <https://doi.org/10.5593/sgem2020/4.1/s19.045>
- Branzov, H. (ed.) (2020). *History of climate research at the National Institute of Meteorology and Hydrology*. Heron Press Publishing House, Sofia, p. 168
- Brimhall, J., Gennick, J., Sheffield, W. (2015). *SQL Server T-SQL Recipes*, Fourth Edition, Book Series: Professional and Applied Computing, Apress Berkeley, CA, e-ISBN 978-1-4842-0061-2
- Carré, M., Cheddadi, R. (2017). Seasonality in long-term climate change, *Quaternaire*, vol. 28/2, 173-177. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.8018>
- Chervenkov, H., Ivanov, V., Gadzhev, G., Ganev, K. (2020a). Assessment of the Future Climate over Southeast Europe Based on CMIP5 Ensemble of Climate Indices - Part One: Concept and Methods. In: Gadzhev G., Dobrinkova, N. (eds.) *Proceeding of 1st International Conference on Environmental Protection and disaster RISKs*, ISBN978-619-7065-38-1, pp. 144-156, <https://doi.org/10.48365/envr-2020.1.13>
- Chervenkov, H., Ivanov, V., Gadzhev, G., Ganev, K. (2020b). Assessment of the Future Climate over Southeast Europe Based on CMIP5 Ensemble of Climate Indices - Part Two: Results and Discussion. In: Gadzhev G., Dobrinkova, N. (eds.) *Proceeding of 1st International Conference on Environmental Protection and disaster RISKs*, ISBN978-619-7065-38-1, pp. 157-169, <https://doi.org/10.48365/envr-2020.1.14>

- Chervenkov, H., Slavov, K. (2019). Theil-Sen Estimator vs. Ordinary Least Squares – Trend Analysis for Selected ETCCDI Climate Indices C. R. Acad. Bulg. Sci. Vol. 72, No. 1 pp 47-54 DOI:10.7546/CRABS.2019.01.06
- Coles, S. (2001). An Introduction to Statistical Modelling of Extreme Values. 2nd ed. Springer-Verlag, London.
- Conover, W.J. (1999). Practical nonparametric statistics, Wiley series in probability and mathematical statistics: Applied probability and statistics, Wiley, Vol. 350 pp. 336
- de Wit, M.J. (2007). The Kalahari Epeirogeny and climate change: differentiating cause and effect from core to space. *South African Journal of Geology*, 110 (2-3): 367-392. doi: <https://doi.org/10.2113/gssajg.110.2-3.367>
- Diffenbaugh, N.S., Pal, J.S., Giorgi, F. and Gao, X. (2007). Heat stress intensification in the Mediterranean climate change hotspot, *Geophysical Research Letters*, 34(11), pp. 1-6. <https://doi.org/10.1029/2007GL030000>
- EEA (2017). Report No 1/2017. Climate change, impacts and vulnerability in Europe 2016. An indicator-based report, Luxembourg, 419 p. <https://doi.org/10.2800/534806>
- EPA (2021). Seasonality and Climate Change: A Review of Observed Evidence in the United States. U.S. Environmental Protection Agency, EPA 430-R-21-002. [www.epa.gov/climate-indicators/seasonality-and-climate-change](http://www.epa.gov/climate-indicators/seasonality-and-climate-change)
- Fernandes, R., Leblanc, S.G. (2005). Parametric (modified least squares) and non-parametric (Theil–Sen) linear regressions for predicting biophysical parameters in the presence of measurement errors, *Remote Sensing of Environment*, 95 (3): 303-316, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.01.005>
- Gadzhnev G., Ivanov V., Valcheva R., Ganev K., Chervenkov H. (2021). HPC Simulations of the Present and Projected Future Climate of the Balkan Region. In: Dimov I., Fidanova S. (eds) *Advances in High Performance Computing. HPC 2019. Studies in Computational Intelligence*, 902, 234-248 Springer, Cham. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-55347-0\\_20](https://doi.org/10.1007/978-3-030-55347-0_20)
- Geiger, R. (1954). Landolt-Börnstein – Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik, alte Serie Vol. 3, Ch. Klassifikation der Klimate nach W. Köppen. – Springer, Berlin. 603–607.
- Georgoulas, A.K., Akritidis, D., Kalisoras, A., Kapsomenakis, J., Melas, D., Zerefos, C.S., & Zanis, P. (2022). Climate change projections for Greece in the 21st century from high-resolution EURO-CORDEX RCM simulations. *Atmospheric Research*, 271, 106049. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106049>
- Gilleland E., Katz, R.W. (2016). ‘extRemes 2.0’: An Extreme Value Analysis Package in R. *Journal of Statistical Software*, 72(8), 1-39. <https://doi.org/10.18637/jss.v072.i08>
- Giorgi, F. (2006). Climate change hot-spots, *Geophysical Research Letters*, 33(8), p. L08707. <https://doi.org/10.1029/2006GL025734>
- Gray, L.J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J.D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G.A., Shindell, D., van Geel, B., White, W. (2010) Solar influences on climate, *Rev. Geophys.*, 48, RG4001
- Helsel, D.R., Hirsch, R.M., Ryberg, K.R., Archfield, S.A., and Gilroy, E.J. (2020). Statistical methods in water resources: U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 4, chap. A3, 458 p., <https://doi.org/10.3133/tm4a3>
- Hengl, T., Heuvelink, G.B.M., Rossiter, D.G. (2007). About regression-kriging: From equations to case studies, *Computers & Geosciences*, Volume 33, Issue 10, Pages 1301-1315. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.05.001>

- Herrera-Lormendez, P., John, A., Douville, H., & Matschullat, J. (2023). Projected changes in synoptic circulations over Europe and their implications for summer precipitation: A CMIP6 perspective. *International Journal of Climatology*, 1– 18. <https://doi.org/10.1002/joc.8033>
- Hersbach, H, Bell, B, Berrisford, P, et al. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Q J R Meteorol Soc.*, 146: 1999-2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Hess, P., & H. Brezowsky, (1952). *Katalog der Groswetterlagen Europas*. Ber. Dt. Wetterd. in der US-Zone 33. Bad Kissingen. Germany
- Hyndman, R.J. and Fan, Y. (1996). Sample quantiles in statistical packages, *American Statistician*, 50, 361-365. <https://doi.org/10.2307/2684934>.
- IPCC (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by J. T. Houghton et al. (Cambridge University Press, Cambridge, UK)
- IPCC (2007). *Climate Change 2007 - The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC*, edited by S. Solomon et al. (Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA)
- IPCC (2014). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by T. Stocker et al. (Cambridge University Press, Cambridge).
- IPCC (2021a). Seneviratne, S.I., X. Zhang, M. Adnan, W. Badi, C. Dereczynski, A. Di Luca, S. Ghosh, I. Iskandar, J. Kossin, S. Lewis, F. Otto, I. Pinto, M. Satoh, S.M. Vicente-Serrano, M. Wehner, and B. Zhou: Weather and Climate Extreme Events in a Changing Climate. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, pp. 1513-1766, <https://doi.org/10.1017/9781009157896.013>
- IPCC (2021b). Annex VI: Climatic Impact-driver and Extreme Indices [Gutiérrez J.M., R. Ranasinghe, A.C. Ruane, R. Vautard (eds.)]. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, pp. 2205-2214, <https://doi.org/10.1017/9781009157896.020>
- JAXA Earth Observation Research Center (2018). ALOS Global Digital Surface Model “ALOS World 3D-30m (AW3D30)”; [https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/gallery/new\\_arr.htm](https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/gallery/new_arr.htm)
- Jeneinova, K., Kohnova, S., Sabo, M. (2014). Detecting Trends in the Annual Maximum Discharges in the Vah River Basin, Slovakia, *Acta Silv. Lign. Hung.*, 10(2), 133-144, <https://doi.org/10.2478/aslh-2014-0010>
- Jenkinson, A.F., & Collison B.P. (1977). An initial climatology of gales over the North Sea. *Synop. Climatol. BranchMemo*. N°62, Meteorological Office, London, UK. 18 pp.
- Jones, PD, Hulme, M, Briffa, KR (1993). A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme. *Int J Climatol* 13:655-663
- Kendall, M.G. (1938). A new measure of rank correlation. *Biometrika*, 30, 81-93
- Köppen, W. (1884). *Die Waermezonen der Erde, nach der Dauer der heissen, gemassigten und kalten Zeit und nach der Wirkung der Waerme auf die organische Welt betrachtet*, *Meteorol. Z.* 1, 215–226 [The thermal zones of the earth according to the duration of hot, moderate and cold periods and to the impact of heat on the organic world: translated and edited by Volken E. and S. Bronnimann, *Meteorol. Z.* 20 (2011), 351-360]
- Köppen, W. (1900). Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt (Attempted climate classification in relation to plant distributions). *Geogr. Zeitschrift*, 6, 593-611, 657-679.



- Köppen, W. (1936). Das geographische System der Klimate, in: Handbuch der Klimatologie, edited by: Köppen, W. and Geiger, G., C. Gebr, Borntraeger, 1-44.
- Kostopoulou, E., Jones, P.D. (2005). Assessment of climate extremes in the Eastern Mediterranean. *Meteorol Atmos Phys* 89:69–85. <https://doi.org/10.1007/s00703-005-0122-2>
- Kučerová, M., Beck, C., Philipp, A., & Huth, R. (2017). Trends in frequency and persistence of atmospheric circulation types over Europe derived from a multitude of classifications. *Int. J. Climatol.*, 37: 2502-2521. <https://doi.org/10.1002/joc.4861>
- Kuhn, M. (2008). Building Predictive Models in R Using the caret Package. *Journal of Statistical Software*, 28(5), 1-26. <https://doi.org/10.18637/jss.v028.i05>
- Küttel, M., Luterbacher, J. & Wanner, H. (2011). Multidecadal changes in winter circulation-climate relationship in Europe: frequency variations, within-type modifications, and long-term trends. *Clim Dyn* 36, 957-972. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0737-y>
- Kwiecien, O., Braun, T., Brunello, C. F., Faulkner, P., Hausmann, N., Helle, G., Hoggarth, J. A., Ionita, M., Jazwa, C., Kelmelis, S., Marwan, N., Nava Fernandez, C., Nehme, C., Opel, T., Oster, J. L., Perşoiu, A., Petrie, C. A., Prufer, K. M., Saarni, S. M., Wolf, A., & Breitenbach, S. (2022). What we talk about when we talk about seasonality – A transdisciplinary review. *Earth-Science Reviews*, 225, [103843]. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103843>
- Lelieveld, J., Hadjinicolaou, P., Kostopoulou, E., Chenoweth, J., El Maayar, M., Giannakopoulos, C., Hannides, C., Lange, M.A., Tanarhte, M., Tyrllis, E., & Xoplaki, E. (2012). Climate change and impacts in the Eastern Mediterranean and the Middle East. *Climatic Change* 114, 667-687. <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0418-4>
- Lionello, P., Trigo, I.F., Gil, V., Liberato, M.L.R., Nissen, K.M., Pinto, J.G., Raible, C.C., Reale, M., Tanzarella, A., Trigo, R.M., Ulbrich, S. & Ulbrich, U. (2016). Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region: a consensus view among methods with different system identification and tracking criteria. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 68:1, <https://doi.org/10.3402/tellusa.v68.29391>
- Makkonen, L. (2006). Plotting positions in extreme value analysis. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 45: 334-340. <https://doi.org/10.1175/JAM2349.1>
- Malcheva, K., Bocheva, L. (2023). Assessment of Contemporary Climate Change in Bulgaria Using the Köppen-Geiger Climate Classification. In: Dobrinkova, N., Nikolov, O. (eds) *Environmental Protection and Disaster Risks. EnviroRISks 2022. Lecture Notes in Networks and Systems*, vol 638. Springer, Cham. [https://doi.org/10.1007/978-3-031-26754-3\\_12](https://doi.org/10.1007/978-3-031-26754-3_12)
- Malcheva, K., Bocheva, L., Chervenkov, H. (2021). Climatology of extremely hot spells in Bulgaria (1961–2019). In: Trofymchuk, O., Rivza, B., Eds. *Proceedings of the 21st International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2021, Volume 21*, 237-244.
- Malcheva, K., Marinova, T., & Bocheva, L. (2020). Statistical Assessment of Annual Maximum Daily Precipitation over Bulgaria in the Period 1892-2018. *Proceeding of 1st International Conference on Environmental Protection and Disaster RISks*, 2020, p. 452-466. <https://doi.org/10.48365/ENVR-2020.1.41>
- Mann, H.B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13, 245-259
- Moss, R.H. et al. (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment, *Nature*, Vol. 463, No. 7282, 747-756. <https://doi.org/10.1038/nature08823>
- Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo, G., Boussetta, S., Choulga, M., Harrigan, S., Hersbach, H., Martens, B., Miralles, D.G., Piles, M., Rodríguez-Fernández, N.J., Zsoter, E., Buontempo, C., Thépaut, J.-N. (2021). ERA5-Land: a state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth System Science Data*, 13, 9, 4349-4383. <https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021>

- Nikolov, T. & Petrov, N. (2014). Main factors influencing climate change: A review. *Comptes Rendus de L'Academie Bulgare des Sciences*, 67, 1455-1476.
- Otero, N., Sillmann, J., & Butler, T. (2017). Assessment of an extended version of the Jenkinson–Collison classification on CMIP5 models over Europe. *Climate Dynamics* 50(5-6), pp. 1559-1579). <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3705-y>
- Pebesma, E.J. (2004). Multivariable geostatistics in S: the gstat package. *Computers & Geosciences*, 30, 683-691. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2004.03.012>
- Peel, M.C., Finlayson, B.L., McMahon, T.A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 1633-1644. <https://doi.org/10.5194/hess-11-1633-2007>
- Philandras, C.M., Nastos, P.T., Repapis, C.C. (2008). Air temperature variability and trends over Greece. *Global Nest Journal*, 10: 273-285. <https://doi.org/10.30955/gnj.000470>
- Pohlert, T. (2020). 'trend': Non-Parametric Trend Tests and Change-Point Detection. R package version 1.1.2. <https://CRAN.R-project.org/package=trend>
- Poulter, B., Ciais, P., Hodson, E., Lischke, H., Maignan, F., Plummer, S., & Zimmermann, N.E. (2011). Plant functional type mapping for earth system models, *Geoscientific Model Development* 4, 993-1010. <https://doi.org/10.5194/gmd-4-993-2011>
- QGIS Development Team (2018). QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. <http://qgis.osgeo.org>
- R Core Team (2020). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <http://www.R-project.org/>
- Rohli, R.V., Joyner, T.A., Reynolds, S.J., Ballinger, T.J. (2015). Overlap of global Köppen–Geiger climates, biomes, and soil orders. *Physical Geography* 36, 158-175. <https://doi.org/10.1080/02723646.2015.1016384>
- RStudio Team (2020). RStudio: Integrated Development for R. RStudio, Inc., Boston, MA, <http://www.rstudio.com/>
- Sabev L, Stanev S (1959). The climatic regions of Bulgaria and their climate. *Papers of IHM*, vol. V, Sofia, Nauka I izkustvo, p. 174 (in Bulgarian).
- Schulzweida, U. (2022). CDO User Guide (2.1.0). <https://doi.org/10.5281/zenodo.7112925>
- Sen, P.K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau, *Journal of the American Statistical Association* 63: 1379-1389
- Serinaldi F., Kilsby, C.G. (2016). The importance of prewhitening in change point analysis under persistence. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 30 (2), 763-777. <https://doi.org/10.1007/s00477-015-1041-5>
- Sillmann, J., Kharin, V.V., Zhang, X., Zwiers, F.W., Bronaugh, D. (2013a). Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 1. Model evaluation in the present climate. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 1716-1733. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50203>
- Sillmann, J., Kharin, V.V., Zwiers, F.W., Zhang, X., Bronaugh, D. (2013b). Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 2. Future climate projections. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 2473-2493. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50188>
- Sillmann, J., Röckner, E. (2007). Indices for extreme events in projections of anthropogenic climate change. *Climatic Change* 86(1-2), 83-104. <https://doi.org/10.1007/s10584-007-9308-6>
- Sirakov, D. (1981). *Statistical methods in meteorology*. Sofia University "Kliment Ohridski" Publishing House, Sofia, p. 263 (in Bulgarian)
- Spearman C. (1904). The proof and measurement of association between two things. *American Journal of Psychology*, 15 (1): 72-101

- Stanev, S., Kyuchukova, M., Lingova, S. (eds.) (1991). The climate of Bulgaria. Sofia, BAN Publishing house, p. 499 (in Bulgarian).
- Sýkorová, P., Huth, R. (2020). The applicability of the Hess–Brezowsky synoptic classification to the description of climate elements in Europe. *Theor Appl Climatol* 142, 1295-1309. <https://doi.org/10.1007/s00704-020-03375-1>
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A. (2012). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 485-498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Theil, H. (1950). A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis. I, II, III, *Nederl. Akad. Wetensch. Proc.* 53:386-392, pp. 521-525, pp. 1397-1412
- Toreti, A., Desiato, F., Fioravanti, G., et al. (2010). Seasonal temperatures over Italy and their relationship with low-frequency atmospheric circulation patterns. *Climatic Change* 99: 211-227. <https://doi.org/10.1007/s10584-009-9640-0>
- Trewartha, G.T., Horn, L.H. (1980). Introduction to climate, 5th edn. McGraw Hill, New York, NY
- Tye, M.R., Dagon, K., Molina, M.J., Richter, J.H., Visioni, D., Kravitz, B., and Tilmes, S. (2022). Indices of extremes: geographic patterns of change in extremes and associated vegetation impacts under climate intervention, *Earth Syst. Dynam.*, 13, 1233-1257, <https://doi.org/10.5194/esd-13-1233-2022>
- Wang, J., Guan, Y., Wu, L., Guan, X., Cai, W., Huang, J., Dong, W., & Zhang, B. (2021). Changing lengths of the four seasons by global warming. *Geophysical Research Letters*, 48, e2020GL091753. <https://doi.org/10.1029/2020GL091753>
- Wang, X.L. (2008), Accounting for autocorrelation in detecting mean-shifts in climate data series using the penalized maximal t or F test. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 47, 2423-2444. <https://doi.org/10.1175/2008JAMC1741.1>
- Wang, X.L., Feng, Y. (2013). RHtestsV4 User Manual. Climate Research Division, Atmospheric Science and Technology Directorate, Science and Technology Branch, Environment Canada. <http://etcccdi.pacificclimate.org/software.shtml>
- Wang, X.L., Wen, Q. H., Wu, Y. (2007). Penalized maximal t test for detecting undocumented mean change in climate data series. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 46(6), 916-931. <https://doi.org/10.1175/JAM2504.1>
- Wilks, D.S. (1995). Statistical methods in the atmospheric sciences, second edition, International Geophysics Series, Vol 59, Academic Press, 464 pp. ISBN: 978-0127519654.
- WMO & ICSU (1975). The Physical Basis of Climate and Climate Modelling. Report of the International Study Conference, 29 July-10 August 1974, Stockholm, Sweden
- WMO (2017). WMO Guidelines on the Calculation of Climate Normals, WMO-No. 1203, Geneva, Switzerland, ISBN 978-92-63-11203-3
- WMO (2021). Statement on the State of the Global Climate in 2020, WMO-No. 1264, Geneva, Switzerland, ISBN 978-92-63-11264-4
- Xoplaki, E., González-Rouco, J.F., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Rickli, R., & Wanner, H. (2003). Interannual summer air temperature variability over Greece and its connection to the large-scale atmospheric circulation and Mediterranean SSTs 1950–1999. *Climate Dynamics* 20:537-554. <https://doi.org/10.1007/s00382-002-0291-3>
- Zhang, X., Alexander, L., Hegerl, G.C., Jones, P., Tank, A.K., Peterson, T.C., Trewin, B., Zwiers, F.W. (2011). Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *WIREs Clim Change*, 2:851-870. <https://doi.org/10.1002/wcc.147>