

БЪЛГАРСКА АКАДЕМИЯ НА НАУКИТЕ

НАЦИОНАЛЕН ИНСТИТУТ ПО ГЕОФИЗИКА, ГЕОДЕЗИЯ И ГЕОГРАФИЯ

Департамент География

Секция “Физическа география”

Доц. д-р Петър Петров Ножаров

**ПРОСТРАНСТВЕНИ И ВРЕМЕВИ ИЗМЕНЕНИЯ НА КЛИМАТА В БЪЛГАРИЯ
ПРЕЗ ВТОРАТА ПОЛОВИНА НА XX ВЕК И НАЧАЛОТО НА XXI ВЕК**

АВТОРЕФЕРАТ

**на дисертационен труд за присъждане на научната степен ”доктор на
географските науки”**

**Професионално направление: 4.4. Науки за Земята
(География – Климатология)**

СОФИЯ, 2017

Дисертационният труд е обсъден и насочен за защита на разширен семинар на Департамент „География” на Националния Институт по Геофизика, Геодезия и География при Българската Академия на Науките, проведен на 07.07.2017 г. съгласно Заповед № 01-133/30.06.2017 г.

Изследванията по дисертацията са проведени в Департамент „География” на Националния Институт по Геофизика, Геодезия и География при Българската Академия на Науките.

Обща характеристика

Дисертационният труд се състои от седем глави: 1. Увод; 2. Теоретични основи на изследването; 3. Изходна информация и методи на изследване; 4. Фактори, определящи климата в България; 5. Пространствени и времеви изменения на климатични елементи; 6. Генетична климатична подялба на Балканския полуостров. Времева и пространствена динамика; 7. Изводи, и Литература. Общият обем на дисертацията е 370 стр., който включва текст, 145 фигури и 22 таблици. Литературата е с обем от 24 стр. и включва 50 източника на български език и 159 източника на английски език.

Защитата на дисертационния труд ще се проведе на..... от часа в зала 101 на Националния Институт по Геофизика, Геодезия и География при Българската Академия на Науките, ул. Акад. Г. Бончев, бл.3 на заседание на утвърдено за процедурата научно жури.

Материалите по защитата са публикувани на интернет страницата на НИГТГ – БАН и са на разположение на интересувашите се в канцеларията на Националния Институт по Геофизика, Геодезия и География при Българската Академия на Науките, ул. Акад. Г. Бончев, бл.3.

СЪДЪРЖАНИЕ

1. Увод.....	4
1.1 Актуалност на темата.....	4
1.2 Обект и предмет на изследването.....	6
1.3 Цел и задачи на изследването.....	6
2. Теоретични основи на изследването.....	7
2.1 Фактори за формиране на климата.....	7
2.2 Изученост на проблема.....	8
3. Изходна информация и методи на изследване.....	12
4. Фактори, определящи климата в България.....	14
4.1 Радиационен фактор.....	14
4.2 Състав на атмосферата.....	18
4.2.1 Водна пара (специфична влажност) в тропосферата над България.....	18
4.2.2 Въглероден диоксид в тропосферата над България.....	20
4.2.3 Метан в атмосферата над България.....	21
4.2.4 Оптична дебелина на аерозолите в атмосферата над България.....	22
4.2.5 Връзки между газовия и аерозолен състав на атмосферата над България и приземните радиационни потоци.....	23
4.2.6. Озон в атмосферата над България.....	28
4.3 Циркулационен фактор.....	30
5. Пространствени и времеви изменения на климатични елементи.....	31
5.1 Атмосферно налягане.....	31
5.2 Слънчево греење.....	33
5.3 Температура на въздуха.....	37
5.4 Облачност.....	41
5.5 Валежи.....	42
5.5.1 Причини и механизми за увеличаването на септемврийските валежи в Средиземноморския регион.....	46
6. Генетична климатична подялба на Балканския полуостров. Времева и пространствена динамика.....	55
7. Изводи.....	62

1. Увод

1.1 Актуалност на темата

Петият оценъчен доклад на IPCC (IPCC 2013) показва, че антропогенното влияние върху климатичната система е отчетливо и настоящите антропогенни емисии на парникови газове са най-високите в човешката история. Затоплянето на климатичната система е недвусмислено. Всяко от последните три десетилетия е било по-топло от което и да е от предишните десетилетия след 1850 г. Също така се отчита, че периодът 1983-2012 г. вероятно е най-топлият 30 годишен период за последните 1400 години в северното полукълбо. Затоплянето на глобално ниво за периода 1880-2012 г. е средно 0,85°C (от 0,65 до 1,06°C). В доклада се казва още, че концентрациите на CO₂, CH₄ и N₂O в атмосферата са най-високите за последните 800000 години и тези концентрации са основната причина за наблюдаваното през последните десетилетия глобално затопляне. Влиянията на тези промени в климатичната система са в най-различни посоки – промени в хидроложките системи, които влияят върху количеството и качеството на водоизточниците; много растителни и животински видове променят хабитата, поведението и взаимодействията помежду си; негативните последици върху добивите при растениевъдството преобладават над позитивните; увеличава се честотата на някои екстремни явления като горещи вълни (в Европа, Азия и Австралия), много високи морски приливни вълни в резултат от покачващото се морско равнище, екстремно високи единични извалявания, които водят след себе си рискове от локални наводнения.

Изследванията върху климата на България през настоящия век са ограничени, най-вече поради липса на достъпна и пълна база от данни за различните климатични елементи. Това води до непълна изученост на промените в климата на България през последните десетилетия и особено през 21 в. Така например данните и съответно резултатите относно различните радиационни потоци в България са от средата на 20 в. и също така се основават на изчисления по косвени данни, а не на преки наблюдения (Лингова 1981, 1996). Това се явява определен проблем при изучаването на радиационния фактор и неговите промени през последните десетилетия, а е известно, че той е определящ за наблюдаваните промени в температурата на приземния въздух. Същото до голяма степен важи и за използваните данни в изследванията върху продължителността на слънчевото греење, които обхващат периоди от средата на 20 в. В статии от последните години (Власков 2010, 2012) обаче беше разкрито съществено повишение на продължителността на слънчевото греење, което налага изследване на възможните механизми, които водят до наблюдаваната тенденция. Както беше споменато по-горе промените в температурата на въздуха и в различните радиационни потоци се дължат на промени в газовия състав на атмосферата, най-вече на промени в парниковите газове и аерозолите. В България обаче на практика липсват изследвания, които да се базират на данни от директни измервания на парниковите газове. Съответно до този момент няма резултати относно връзката и влиянието на парниковите газове върху промените в различните радиационни потоци и температурата на въздуха. Малко по-добре стои въпросът с измерванията на общото съдържание на аерозоли в атмосферата, но отново липсват изследвания, които да обвързват количеството аерозоли с промените в радиационните потоци и температурата на въздуха. По този начин няма направена оценка на регионалните (за територията на България) прави и обратни връзки между газовия и аерозолен състав на атмосферата от една страна, и различните радиационни потоци и температурата на въздуха от друга. През последните години вече има натрупана достатъчно информация по този въпрос, което изисква провеждането на съответното изследване.

Промените в пространственото разпределение на термичните условия в атмосферата предизвикват и промени в нейната циркулация. Съответно липсата на изученост на тези промени води и до липса на резултати относно промените в атмосферната циркулация над България. Известно е, че циркулацията е водеща за важни климатични елементи като облачност и валежи, и също така допринася, макар и в по-малка степен, за изравняване на термичните разлики между отделни райони, т.е. влияе върху температурата на въздуха в даден район. Основни елементи на циркулацията са атмосферното налягане, циклоните и антициклоните. Тяхната изученост за територията на България също се базира на данни от средата на 20 в., което не позволява да се разкрият съвременните тенденции. Това също се явява определен проблем, върху който следва да се обърне подобаващо внимание. През последните години се появиха редица модели на атмосферната циркулация (със съответно числово изражение), които покриват района на Северния Атлантук, Европа и Азия (NOAA National Weather Service Climate Prediction Center, <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>). От тези модели е изследвано единствено влиянието на Северноатлантическата осцилация (NAO) върху температурите на въздуха и валежите в България (Топлийски 2005; Николова и Ценков 2007). Липсват изследвания за връзката на останалите три модела и климатичната система на България.

Основна тенденция в глобален мащаб е покачването на приземната температура на въздуха. Повечето изследвания за територията на България обаче обхващат период най-общо до края на 20 в. и първите няколко години на 21 в. В тях не се откриват съществени трендове при средногодишните температури, а само флуктуации във времето. Някои по-нови изследвания разкриват увеличение само на зимните температури и то в някои части на България. От друга страна изследванията на автора на дисертацията, както и на Grunewald et al. (2008), Grunewald and Scheithauer (2011), Grunewald et al. (2016) показват много съществено увеличение на температурите във всички части на България и особено през лятото. Всичко това налага изясняване на този проблем чрез използването на максимално актуални данни относно температурата на въздуха в България. Подобна е и ситуацията с валежите в България. Повечето изследвания разкриват разнопосочни тенденции при валежите през различните месеци и сезони от годината, както и в различните части от страната. Част от този разнобой се дължи на различните периоди на изследване. Останалата част обаче изисква изясняване на ситуацията, тъй като наблюдаваните през последните години тенденции водят до съществено преразпределение на вътрешногодишния ход на валежите в България. Най-изявена от тези тенденции е увеличението на валежите през септември в България, което е отбелязано в статиите на Дреновски и Стоянов (2009, 2010). В тях обаче не е разкрит механизмът, който стои зад тези промени, което налага изясняването и на този проблем.

Промените в циркулацията водят със себе си и промени в облачността. Тя също така е от основно значение и за различните радиационни потоци, както и за продължителността на слънчевото греење. Изследванията за облачността над България също се базират на стари (от средата на 20 в.) данни от наземни наблюдения. Както е известно наземните наблюдения на облачността са натоварени с определен субективизъм и в този смисъл не са съвсем точни (Топлийски 2006). През последните години се появиха множество данни за облачността на базата на сателитни наблюдения, които се основават на обективни методи и алгоритми за изчисление. Всичко това налага необходимост от осъвременяване на данните и получаване на

съответните резултати относно пространственото и времево разпределение на общата облачност над територията на България.

Климатичната система чрез своите компоненти показва определени различия в пространствен аспект. Тези различия водят до образуването на определени териториални единици, всяка с определени характеристики на климатичната система. Наблюдаваните промени в тази система през последните десетилетия водят и до съответни промени в местоположението и обхвата на тези пространствени единици. Тази пространствена динамика на практика не е изследвана за района на България и Балканския полуостров. От друга страна преобладаващият брой климатични регионализации се отнасят само до територията на определена държава и йерархичните единици в много случаи са отграничени пространствено чрез държавните граници. Също така регионализациите са базирани на различни методи и принципи, което води и до съществени различия между отделните пространствени единици на съседни държави. Това е проблем, който следва да се реши, тъй като климатичното райониране е от съществено значение при дейностите по планиране в различни сектори на икономиката на дадена държава. Необходимо е създаването на обща методика, която да се базира максимално на обективни, числено измерими данни, които да позволяват и съответната им обективна обработка. Това ще позволи и разкриването на времевата динамика в местоположението и обхвата на отделните йерархични единици.

1.2 Обект и предмет на изследването

Обект на изследването се явява климатът в района на Балканския полуостров с фокус върху неговата източна част, която попада в територията на България.

Предмет на изследването е климатичната система с нейните външни и вътрешни фактори и взаимодействия. Факторите включват радиационните потоци, газовият състав на атмосферата и циркулацията на въздушни маси. Разгледано е взаимодействието както и времевите и пространствените промени в изследваните фактори. Също така предмет на изследване са и някои основни климатични елементи като температура на въздуха, валежи, атмосферно налягане, слънчево греене и облачност. Изследват се и възможни механизми на взаимодействие между различните фактори, при които промени в някой от факторите водят до промени в определени елементи на климата. Предмет на изследване е и териториалната диференциация на климата в рамките на Балканския полуостров, както и времевата динамика на тази диференциация.

1.3 Цел и задачи на изследването

Целта на изследването е да се установят пространствените и времевите изменения през последните десетилетия на климатичната система в България, която включва както вътрешни и външни фактори, така и определени климатични елементи. За постигането на тази цел бяха поставени следните задачи:

- разкриване на пространствената и времева изменчивост, и установяване на факторите, които влияят на различните радиационни потоци и на радиационния баланс за територията на България.
- разкриване на пространствената и времева изменчивост на газовия и аерозолния състав на атмосферата, който има отношение към нейните термични характеристики.
- определяне на показатели (индекси, циркулационни модели), които характеризират в достатъчно добра степен атмосферната циркулация над България.
- характеристика на пространствените и времеви тенденции в циркулацията и атмосферното налягане.

- определяне на настъпилите промени във времевото и пространствено разпределение на слънчевото греење, както и на причините отговорни за наблюдаваните процеси.

- разкриване на пространствените и времевите тенденции в температурата на въздуха в България и на факторите, които определят наблюдаваните тенденции.

- разкриване на пространствените и времевите тенденции при валежите в България и на факторите, които ги определят.

- определяне на възможните механизми, които предизвикват наблюдаваните промени във валежните количества през определени периоди от годината.

- създаване на методика за климатична подялба и на базирана на нея климатична подялба на Балканския полуостров от генетичен тип.

- проследяване на времевата и пространствена динамика на отделните климатични единици.

2. Теоретични основи на изследването

2.1 Фактори за формиране на климата

Според Петия оценъчен доклад на IPCC (IPCC 2013) климатът в тесен смисъл се определя като "средно време", или по-строго, като статистическо описание по отношение на средната стойност и променливостта на съответни количествени показатели за период, вариращ от месеци до хиляди или милиони години. Климатът в по-широк смисъл е състоянието, включително статистическото описание, на климатичната система. Въздушната среда притежава голяма динамика на процесите в нея и поради тази причина може да се променя съществено за сравнително кратки периоди от време. Атмосферата, като система, се влияе от множество външни фактори. Същевременно тя е сложна, многокомпонентна система с голям брой преки и обратни връзки вътре в нея. В този смисъл промените във външните или вътрешните за системата фактори водят до съществени промени в климата на различни пространствени нива на обхват. В климатичната система съществуват възможности за саморегулация и частична компенсация, но в повечето случаи толерансът е малък, което определя системата като нестабилна. От външните за системата фактори най-важен е астрономическият, тъй като той определя количеството енергия постъпващо в атмосферата. Астрономическият фактор отчита взаимното положение на Земята и Слънцето, което е основният източник на енергия. Разстоянието и ориентацията между двете тела се променя във времето, което обуславя и промени в постъпващата към Земята енергия. В резултат на това се променя и климатът на планетата като обхватът на тези промени в повечето случаи е планетарен. Друг важен външен за атмосферата фактор са твърдата и течната части от повърхността на Земята. Както е известно те също са променливи във времето, което обуславя и различните климати, които са съществували, съществуват или ще съществуват. Има също така и прехвърляне на енергия от течната и твърдата фази на планетата към атмосферата. Енергетичният поток от твърдата фаза към атмосферата е сравнително слаб и в повечето случаи се пренебрегва като фактор. От друга страна обаче енергетичното взаимодействие между течната фаза (основно световният океан) и атмосферата е доста по-интензивно, протича и в двете посоки и съответно е важен фактор за климата на планетарно равнище. Основният вътрешен за системата фактор е газовият и аерозолен състав на атмосферата. Той също търпи съществени промени във времеви аспект поради физичните и химичните свойства на газовете и аерозолите, които влизат в състава на въздуха, а също така и под въздействието на други фактори като биотата и отделяните газове и аерозоли от твърдата и течната фази на планетата. Съществува постоянен кръговрат на газовете и аерозолите в атмосферата, който зависи както от източниците и усвоителите,

така и от наличната енергия в системата. Като цяло повечето енергия засилва кръговрата, намалявайки по този начин стабилността на системата, както е вярно и обратното – по-малкото енергия води до по-бавен кръговрат. Физичните и химичните свойства на газовете и аерозолите могат също да оказват влияние върху стабилността на системата. Например в момента атмосферата съдържа един химически много реактивен газ като кислорода и един химически нереактивен (инертен) газ като аргона. Количеството на кислорода е доста по-голямо, което прави системата относително нестабилна.

През последните години все повече нараства ролята на антропогенния фактор, което дава основания той да бъде отделен от биотичния фактор. Експоненциалното нарастване на населението само по себе си води до промени в газовия състав на атмосферата намалявайки количеството на кислорода и увеличавайки количеството на въглеродния диоксид. Нуждата от изхранване на това увеличено население изисква усвояването на все повече земеделски площи, което се осъществява в повечето случаи чрез изсичането на гори и заменянето им с тревисти култури. Горите произвеждат доста повече кислород в сравнение с тревите, и следователно описаният по-горе процес води до нетно намаляване на постъпващия в атмосферата кислород и съответно увеличение на въглеродния диоксид. Отпадъчните продукти от човешката дейност в голямата си част финишират в световния океан. Част от тези продукти нямат естествен аналог, представляват химически и физически устойчиви съединения, в резултат на което не се разлагат чрез естествени процеси и се натрупват в световния океан. Това от своя страна вреди на фитопланктона, който е основният източник на кислород за атмосферата. Т.е. и този процес води до намаляване на кислорода и увеличение на въглеродния диоксид. Като цяло може да се обобщи, че човекът със съпътстващите го дейности има тенденция да променя газовия състав на атмосферата в посока на намаляване на кислорода и увеличаване на въглеродния диоксид. Също така част от човешките дейности водят директно към увеличение на аерозолното съдържание в атмосферата. Макар и аерозолите да се задържат за сравнително кратко време във въздуха, постоянното им постъпване в атмосферата има съществено променящо влияние върху протичащите в нея процеси. Човешката дейност също така успява да вкара в атмосферата и неприсъщи за нея газове, които не могат да се образуват по естествен път. Гореизброените тенденции на промяна на газовия и аерозолен състав на атмосферата оказват влияние в няколко посоки. Увеличаването на количествата на въглеродния диоксид поради характерният му прозорец на поглъщане на дълговълновата радиация води до по-голямо задържане на енергия в атмосферата и съответно до покачване на нейната температура. Спадането на количествата на кислорода води до промени в термодинамичния баланс на системата, което пък от своя страна променя циркулацията на въздуха. Пример в това отношение е количеството на озона в стратосферата, което зависи основно от постъпващия от земната повърхност кислород. Стратосферният озон определя в голяма степен температурата на въздуха в този атмосферен слой и следователно циркулацията в него, тъй като тя се дължи основно на термодинамични причини. Нетният ефект на по-голямото количество на аерозолите във въздуха като цяло понижава енергията в системата (намалява температурата), а също така те влияят върху химичните и физичните свойства на газовете в атмосферата. Всичко описано до тук показва, че антропогенният фактор може да влияе по различен начин и в различни посоки върху климата като това влияние се усилва постоянно през последните десетилетия въпреки предприемането на някои мерки за ограничаването му.

2.2 Изученост на проблема

Въпросите на слънчевото греење и различните радиационни потоци са разработени основно от Ст. Лингова (1978, 1979, 1981, 1995). Данните са от 45 станции за периода 1951-76 г. Определени са някои статистически характеристики на продължителността на слънчевото греење. Различните радиационни потоци както и радиационния баланс са изчислени по косвени данни (обща облачност, температури и др.) на базата на общоприети формули. Също така е разкрито пространственото и времево разпределение на тези климатични елементи за територията на България.

Измерванията на количествата на парниковия газ, който се счита, че има основно влияние върху наблюдаваните през последните години климатични промени (CO_2) започват в края на 50-те г. на 20 век (Keeling 1976). Към края на 20 в. са дефинирани основните газове, които оказват парников ефект, както и че тяхното увеличение се дължи на антропогенния фактор. През настоящия век мониторингът на парниковите газове се разширява, както с наземни, така и със сателитни наблюдения. Обръща се специално внимание върху източниците и усвоителите на парникови газове, най-вече на CO_2 (Keeling et al. 2011, Ballantyne et al. 2012). Констатира се, че през последните десетилетия антропогенният фактор увеличава своята тежест при емисиите на парникови газове.

Важността на аерозолите за промените в климата е оценена сериозно едва в последните години. Ето защо в момента основните усилия са насочени към изграждане на функционираща и унифицирана мрежа от пунктове, които следят този компонент на околната среда (Baltensperger 2003). Този процес се осъществява в рамките и под надзора на WMO (Световната Метеорологична Организация). Параметрите, които се измерват са различни в различните станции като се акцентира на оптичната плътност на аерозолите, тяхната концентрация, химичен състав и коефициент на разсейване. Това се извършва както за отделни точки, така и за целия атмосферен профил. В България има измервания и изследвания предимно на аерозолите в целия атмосферен профил правени с лидар (Deleva et al. 2010). Те обхващат както планински (Peshev et al. 2010, Savov et al. 2002), така и крайморски територии (Kolev et al. 1998, Kolev et al. 2000).

Съдържанието на озон в атмосферата е от основно значение за здравето на човека, както и за термодинамичните процеси в нея. Максималната концентрация на озон е в долната част на стратосферата (17-20 км за средните и високите ширини или нива 50-70 hPa) (Fortuin 1996, Stolarski et al. 1995). На тази височина той е един от основните температурни фактори и по такъв начин влияе върху всички термодинамични процеси, които се осъществяват там. Озонът има силно влияние върху стратосферната циркулация и по този начин и върху тропосферната циркулация. Също така той е важен за радиационния баланс на повърхността на Земята. Всичко това доказва голямото значение на този газ и необходимостта от подробното му изследване. В България изследванията са малко. Наземни измервания са правени в Калиакра през лятото на 1989 г. (Жеков и др. 1993) и в Стара Загора през периода 1997 – 2005 г. (Petkov et al. 2001; Mendeva et al. 2005; Gogosheva et al. 2009). Те показват сходство с данните, получавани от сателитните измервания. Общото съдържание на озон е изследвано от Nojarov (2004) като се отбелязва значимо намаление в периода 1978 – 2004 г. Също така е изследвана и връзката между общото съдържание на озон и ултравиолетовата (UV-AB) радиация в района на връх Мусала (Ножаров 2006б). Зависимостите между съдържанието на озон в приземния въздух и атмосферната циркулация на връх Мусала са разкрити в изследването на Nojarov et al. (2009). Kilifarska (2012a, 2012 б) установява връзки между галактичните космически лъчи и количеството озон в долната стратосфера, а също така и между количеството озон в долната стратосфера и приземната температура на въздуха. В статията на Kaleyна et al.

(2014) се разглежда общото съдържание на озон в атмосферата над България за периода 1997 – 2012 г. като се прави извода, че липсва някакъв статистически значим тренд и същевременно то е във връзка със стратосферната квазидвугодишна осцилация.

Изследванията на атмосферното налягане и циркулация над България са редки и повечето от тях са стари. Атмосферното налягане е разгледано в няколко публикации - Ангелов и Лингова (1955), Стефанов (1966а), Стефанов (1966б), Рачев и Жечев (1992). Атмосферната циркулация над България и околните райони е проучвана в още по-малко публикации от български автори. Стефанов (1966б) изчислява броя на дните във всеки месец от годината с определена циркулация (циклонална или антициклонална) за период от 20 години. Образуването, пътищата и влиянието върху времето в България на Средиземноморските циклони са описани в трудовете на Мартинов (1966, 1970) и Писарски (1955). Циркулационни модели, обхващащи по-широк район (основно Средиземноморието) и тяхното влияние върху климата на България през различните сезони са изследвани от Latinov (2001) и Marinova et al. (2005). Топлийски (2005) изследва връзката между Северноатлантическата осцилация (NAO) и температурите на въздуха и валежите в България, като се разкрива значима връзка между NAO и температурата на въздуха през зимата за периода 1961 – 2000 г. До същия извод достигат и Николова и Ценков (2007) като периодът на изследване при тях е 1961 – 2003 г. Nikolova and Penev (2007) откриват връзка между екстремно топлите месеци през периода 1961 - 2004 г. и EA модела на циркулация. Велев (2006а) разкрива влиянието на NAO върху режима на температурата на въздуха и валежите в София.

Основна тенденция, която се наблюдава през последните години в световен мащаб, е непрекъснатото увеличение на температурата на въздуха. Този процес не подминава и България. Има проучвания за извънпланинската част на страната, но в повечето случаи те обхващат определени периоди от 20-ти век (Ванкова 1995, Alexandrov et al. 2004, Топлийски 2005, Велев 2006б). Констатациите в тези проучвания не показват статистически значимо повишение на температурите на въздуха в България. В статиите на Alexandrov et al. (2004), Petkova et al. (2008) и Николова и Ценков (2007), които обхващат период до 2000-2005 г., се разкрива значително увеличение на зимните температури в някои части на Северна България. Николова и др. (2016), изследвайки българското крайбрежие на река Дунав, достигат до извода, че за периода 1931 – 2013 г. има съществено повишение на летните и зимните температури на въздуха, като повишението на летните температури е по-голямо и се случва след 1985 г. Последните проучвания на температурата на въздуха в българските планини (Grunewald et al. 2008; Grunewald and Scheithauer 2011; Grunewald et al. 2016; Veleв 2012; Nojarov 2008; Nojarov 2009a; Nojarov & Kalapov 2010; Nojarov 2012a) показват, че е налице статистически значимо увеличение на средните температури на въздуха през последните 60-70 г. във всички планини.

Количеството обща облачност над България е застъпено в няколко изследвания, но с данни от средата на 20 в. Има както отделни разработки само върху облачността (Събев 1955), така и по-обща върху климата на България, които включват и облачността (Велев 1990; Станев и др. 1991; Топлийски 2006). По данни от наземни наблюдения е разкрито времевото и пространствено разпределение на този климатичен елемент. Също така съществуват и изследвания, които установяват връзката между облачността и продължителността на слънчевото греене (Калчева 1955б).

През последните години има достатъчно публикации за промените на валежите в България (Alexandrov et al. 2004; Grunewald et al. 2008; Топлийски 2005; Велев 2000; Велев 2006б; Денев 2010; Ножаров 2006а; Ножаров 2010; Nojarov 2010 и др.). Велев (2000, 2006б) изследва предимно ниски станции като периодът на изследване е от 1961

до 2005 г. Разкрит е незначителен спад на валежите суми в ниските части на страната (2-5%) и то не във всяка станция. Топлийски (2005) изследва различни периоди от 1901 до 1999 г. като са открити смесени, статистически незначими тенденции. Значими са само негативните трендове във валежните суми през януари в Югозападна България и при средногодишните суми на валежите в половината от изследваните станции. Alexandrov and Hoogenboom (2000), Alexandrov and Genev (2003), Alexandrov et al. (2004) изследват валежите в ниските части на България за периода 1901-2000 г. Открити са статистически незначими предимно негативни трендове в годишните валежни количества. През лятото и есента преобладава намалението на валежите, а през зимата и пролетта има позитивни трендове. Подобни резултати са получени и от Koleva and Alexandrov (2008) за Дунавската равнина и Горнотракийската низина. Grunewald et al. (2008) изследва Югозападна България. Установено е значително намаляване на валежите в станция Банско през всички сезони с изключение на лятото. Периодът на изследване е от 1955 до 1995 г. Andreeva et al. (2003) откриват намаляване на зимните валежи във високопланинските станции Мусала, Черни връх и Ботев за периода 1961 - 2002 г. Nikolova and Vassilev (2005), Nikolova and Boroneant (2011) изследват валежите в района на река Дунав и по-конкретно на Долнодунавската низина. Установено е увеличение на летните валежи след изключително сухия период от 1983 до 1993 г. Същите тенденции се наблюдават и през есента. През зимата трендът е обратен. Tran et al. (2002) установяват негативни трендове във валежните количества в България през периодите 1960-95 и 1976-95 г. Тези тенденции са най-добре изразени през зимните месеци. Nojarov (2010a, 2010b, 2012a, 2012b, 2012c) изследва предимно валежите в българските планини, където се наблюдава значимо намаление на техните количества през последните около 60 години.

През последните години през септември в България се наблюдава интересна тенденция на чувствително увеличение на валежните суми. Това е особено ясно изразено след 1995 г. Има вече и няколко публикации, които засягат или директно въпроса (Дреновски и Стоянов 2009; Дреновски и Стоянов 2010; Drenovski and Karashtranova 2011; Дреновски 2012), или са част от изследване на трендовете във вътрешногодишния ход на валежите (Nojarov 2017).

Климатичните регионализации на определени райони от Земята се характеризират с това, че се извършват в границите на отделните страни. Йерархичните единици от по-ниско ниво много често не съвпадат на границата между две държави. Понякога има несъвпадение дори и на основните йерархични единици. Причините за това най-често се дължат на различните регионализационни (генетични, емпирични или комбинация от двете) методи, използвани в различни страни или в рамките на дадена страна. Климатичните регионализации на Балканския полуостров илюстрират много добре тези проблеми. По принцип територията на полуострова е трудна за регионализация, тъй като се намира на границата между умерения и субтропичния климат, и също на границата между океанското и континенталното влияние. Климатичните регионализации на България се основават на смесени (генетични и емпирични) методи. Само в трудовете на Киров (Киров 1929; Киров и Кючукова 1955) се използва изцяло емпирична класификационна система, която се базира на пространственото разпределение на температурата на въздуха и валежите. Други автори (Димитров 1968; Събев и Станев 1963; Станев и др. 1991; Топлийски 2006; Велев 1990) използват генетичната класификация на Алисов, но отделят различните йерархични единици въз основа на температурата на въздуха и вътрешногодишния ход на валежите. Според най-разпространената регионализация България е разделена на три основни области - умерено-континентална (Северна България и района около

София), преходна (Горнотракийската низина, районите около Кюстендил и Благоевград) и континентално-средиземноморска (южните части на България и цялото Черноморие). Климатичното райониране на Румъния (Posea 2006), което се основава на приблизително същите принципи, обаче, показва някои различия. Голяма (западната) част на Дунавската равнина в границите на Румъния принадлежи към преходно-средиземноморския климат. Районът около Тимишоара също принадлежи към тази климатична област. От друга страна, климатичното райониране на Сърбия (Rakićević 1980) показва, че районът, който е близо до Тимишоара (Кикинда), има умерен океански климат. Към границата с Хърватия, районът на север от река Дунав има умерен океански климат и районът на юг от реката има умерено-континентален климат. Климатичната подялба на Хърватска (Šegota & Filipčić 2003), която се основава на емпирични методи (класификацията на Köppen), обаче показва, че областта, близо до границата със Сърбия принадлежи към само един тип климат - умерен влажен с топло лято. Прилежащата област на Босна и Херцеговина (Alibegovic-Grbic 2009) се характеризира с умерено-континентален климат. В климатичното райониране на Словения (Ogrin 1996; Ogrin 2004), което е от смесен тип, по-голямата част на страната принадлежи към умерено-континенталния климат. В този смисъл, северната и източната части на Хърватска, класифицирани по класификацията на Köppen като имащи умерен влажен с топло лято климат трябва да съответстват на умерено-континентален климат. Крайбрежието на Адриатическо море принадлежи на преходен към субтропичен (Словения, Хърватска) или субтропичен (Хърватска, Босна и Херцеговина, Черна гора - Prvi nacionalni izvještaj Crne Gore o klimatskim promjenama prema okvirnoj Konvenciji Ujedinjenih nacija o klimatskim promjenama 2010, Албания - Merkosć et al. 2010) климат. Климатичното райониране на Македония (Zikov 1995) показва, че югозападните части на страната принадлежат към умерено-континенталния климат. Двете съседни държави Албания и Гърция (Kokkini et al. 2004) обаче, имат типичен субтропичен климат. Има и някои проблемни области в климатичната регионализация на Турция (Iyigun et al. 2013; Unal et al. 2003) като например Черноморското крайбрежие, което попада в границите на умерения климат, докато точно на север от него се среща субтропичен климат (южната част на Кримския полуостров). Всички тези примери показват големите различия, които съществуват в климатичните регионализации на различните балкански страни.

3. Изходна информация и методи на изследване

Месечните данни за специфичната влажност на нива 1000 hPa и 700 hPa, общата облачност, както и за различните радиационни потоци при земната повърхност - насочена надолу късовълнова радиация (сумарна радиация), насочена нагоре късовълнова радиация (отразена късовълнова радиация), насочена надолу дълговълнова радиация (срещулъчене на атмосферата) и насочена нагоре дълговълнова радиация (земно дълговълново излъчване) - за територията на България са получени от The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA-Interim reanalysis. Те покриват периода от 1979 до 2015 г.

Данните за два от парниковите газове в атмосферата на Земята CO₂ (въглероден диоксид) и CH₄ (метан), както и за O₃ (озон) са взети от нструмента AIRS (Atmospheric Infrared Sounder), качен на сателита на НАСА Aqua. Сателитът е изстрелян на 04.05.2002 г. като започва да предава данни от 09.2002 г., което определя и началото на възможния период на изследване. Общото количество на аерозолите над България се изразява чрез оптичната дебелина на аерозолите при дължина на вълната 0,55 микрона като данните са получени от нструмента MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), разположен на спътника на НАСА Terra. Спътникът е изстрелян на

18.12.1999 г. и предава данни от 03.2000 г. Тъй като периодът на работа на инструмента MODIS е сравнително къс в изследването бяха използвани и данни за оптичната дебелина на аерозолите, получени от The Global Aerosol Climatology Project (GACP), част от Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX). Те обхващат периода от август 1981 г. до юни 2006 г. Използвани са и данни за озона от инструмента TOMS качен на спътниците Nimbus-7 и Earth Probe за периода 1980 – 2002 г.

Информацията за броя на циклоните и антициклоните над България се получава чрез използване на данните за приведеното към морско равнище атмосферно налягане (ПМРАН) и Омега на ниво 700 hPa (посока и сила на вертикалните движения) за клетки, покриващи територията на България за периода 1948-2010 г. предоставени от реанализа на The National Center for Atmospheric Research/National Centers for Environmental Prediction (NCAR/NCEP). Данните за ПМРАН се използват и за изчислението на двата циркуляционни индекса за България - зонален и меридионален. В изследването се използват четири индекса за далечни корелационни връзки (циркуляционни модели), които са: NAO, EA, EA/WR и SCAND. Също така са използвани и данни от наземни измервания на атмосферното налягане в станциите Бургас, Плевен и Сандански за периода 1948 -2010 г.

Данните за продължителността на слънчевото греене са от 12 ниски станции и 5 планински станции разпределени относително равномерно по територията на България и обхващащи периода 1999 – 2013 г. Данните за температурата на въздуха на височина 2 м. над земната повърхност са от 16 метеорологични станции и обхващат периода 1979 - 2015 г. Количеството обща облачност е представено чрез два вида данни – от реанализ (ECMWF) и наземни. Данните от реанализа обхващат периода 1979 - 2015 г., а наземните наблюдения са в 5 метеорологични станции и са за периода 1999 – 2014 г. Данните за валежите са от 20 метеорологични станции, разпределени равномерно в и в близост до България. Техният период е от 1950 до 2012 г.

При изследването на промените във валежите през септември отново бяха използвани главно данни от NCEP/NCAR реанализ за периода 1950 – 2014 г., които включват: приведеното към морско равнище атмосферно налягане (ПМРАН), и (зонален) вятър на ниво 200 hPa, специфична влажност на ниво 1000 hPa, температура на въздуха на ниво 500 hPa. Данните за септемврийските валежи в Средиземноморския регион са получени от Precipitation Reconstruction over Land (PREC/L) на NOAA. Данните за температурата на морската повърхност през септември са получени от базата данни COBE (Japan Meteorological Agency). При генетичната климатична подялба на Балканския полуостров бяха използвани данни за ПМРАН в 61 метеорологични станции, намиращи се в или около района на изследване, като периодът на изследване е 1950 – 2012 г.

В дисертацията се използват основно статистически методи. Изходните редове от данни бяха изчистени от сезонния цикъл чрез използване на модел със сумиране. Тренд анализът се осъществява с помощта на линейна регресия. Също така беше използвана и корелацията на Спирмън като основен инструмент, за да се разкрият връзките между изследваните елементи на климата. В някои случаи за по-добро представяне на корелационните връзки изчистените от сезонност данни бяха изчиствани и от тренда чрез използването на отклоненията на наблюдаваните стойности от изчисления линейен модел. В изследването беше използвана и кроскорелацията между различни климатични елементи с цел да се установи дали съществува някакво времево изместване в зависимостта между два определени елемента. За да има сравнимост между изчислените трендове изчистените от сезонност редици от данни бяха привеждани в безразмерни величини като се използва следният

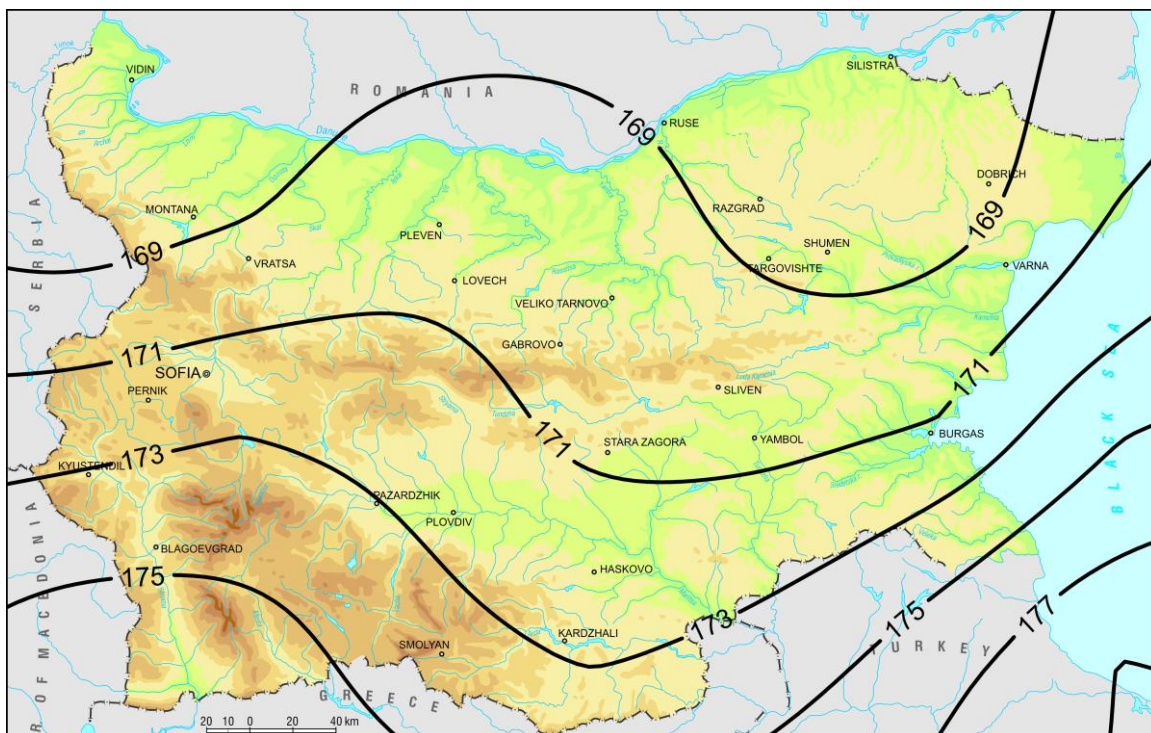
метод. Изчислява се средната стойност за цялата редица от данни. След това се изчислява отклонението на всяка месечна стойност от тази средна стойност и след това това отклонение се разделя на стандартното отклонение за цялата редица от стойности. Така получените данни дават възможност да се определи приносът на всеки климатичен елемент към тенденциите в друг климатичен елемент при наличие на определена връзка между тях. Подобен резултат се постига и чрез въвеждането на отделни климатични елементи като предиктори в множествен линейнорегресионен (МЛР) модел. Статистиката коригиран R^2 дава информация кои предиктори оказват съществено влияние върху зависимата променлива и в каква степен тяхната съвкупност описва зависимата променлива. Пространствено представяне на резултатите е направено чрез използване на картографския метод, като основният начин за интерполация на данните е кригинг.

Методът за разделяне на отделните климатични зони, използван в това изследване, е клъстер анализът. Беше прието, че годишният ход на ПМРАН най-добре отразява различните въздушни маси, които се разполагат над Балканския полуостров в течение на годината. Ниското налягане се свързва с циклоните, които в средните ширини се движат по полярния фронт. Високото налягане е свързано с местоположението на основните антициклонални центрове (Азорски максимум, Сибирски максимум), които определят дали над полуострова ще се разполагат континентални, океански, умерени или тропични въздушни маси. Беше използван йерархичен клъстеринг метод и по-точно осреднена връзка между групите. За измерването на интервалите най-подходяща се оказа корелацията на Пиърсън, която е най-нечувствителна към възможни нехомогенности във входните данни.

4. Фактори, определящи климата в България

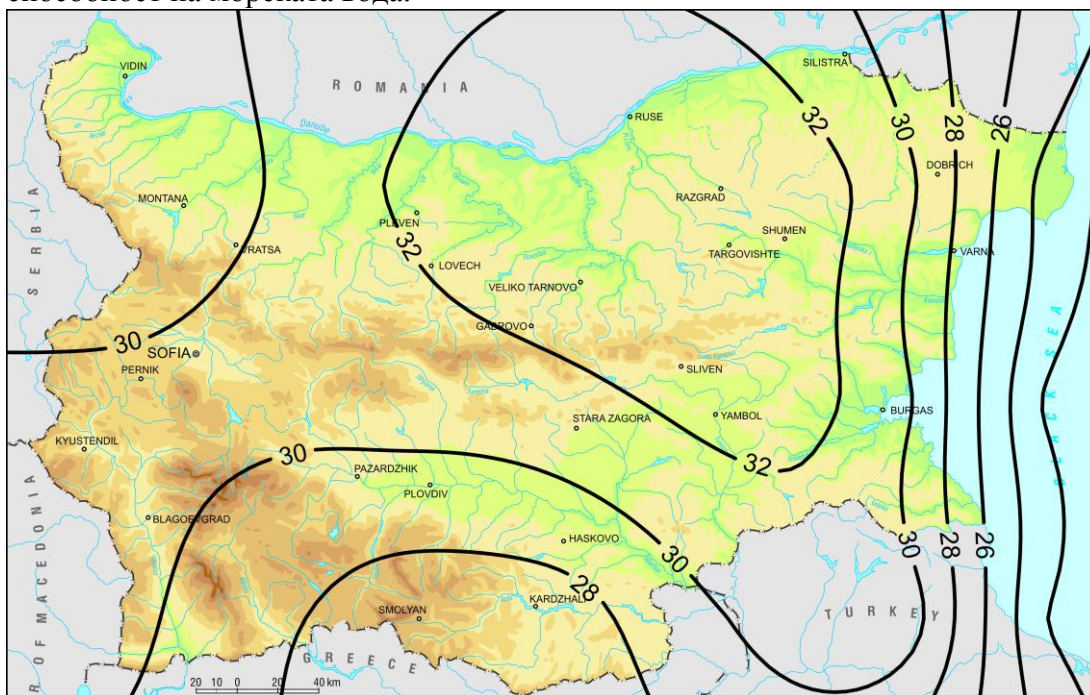
4.1 Радиационен фактор

Вътрешногодишният ход на двата късовълнови (насочен надолу и насочен нагоре) радиационни потоци за територията на България се характеризират с максимум през юли и минимум през декември. Пространственото разпределение на средногодишното количество късовълнова сумарна (насочена надолу) радиация за периода 1979 – 2015 г. е показано на фигура 4.1.2. Стойностите на разглеждания радиационен поток нарастват най-общо от север на юг. По-ниски стойности се наблюдават в районите на северозападна, както и в части от източна България. Такова пространствено разпределение е следствие от два основни фактора – общата облачност и надморската височина. Основната част от насочената надолу късовълнова радиация се пада на директната радиация. Тя зависи основно от два фактора – облачност и оптична дебелина на атмосферата. Средната надморска височина на югозападна България е висока, което намалява оптичната дебелина на атмосферата. В източна България оптичната дебелина на атмосферата е по-голяма (което се дължи и на по-ниската ѝ надморска височина). Като цяло факторът оптична дебелина на атмосферата е водещ в тези райони, което обяснява и наблюдаваните пространствени разлики в количеството сумарна радиация. По-малката облачност обуславя по-високите стойности на сумарната радиация в района на централната част на Дунавската равнина (около Плевен), както и по черноморското крайбрежие и над самото Черно море.



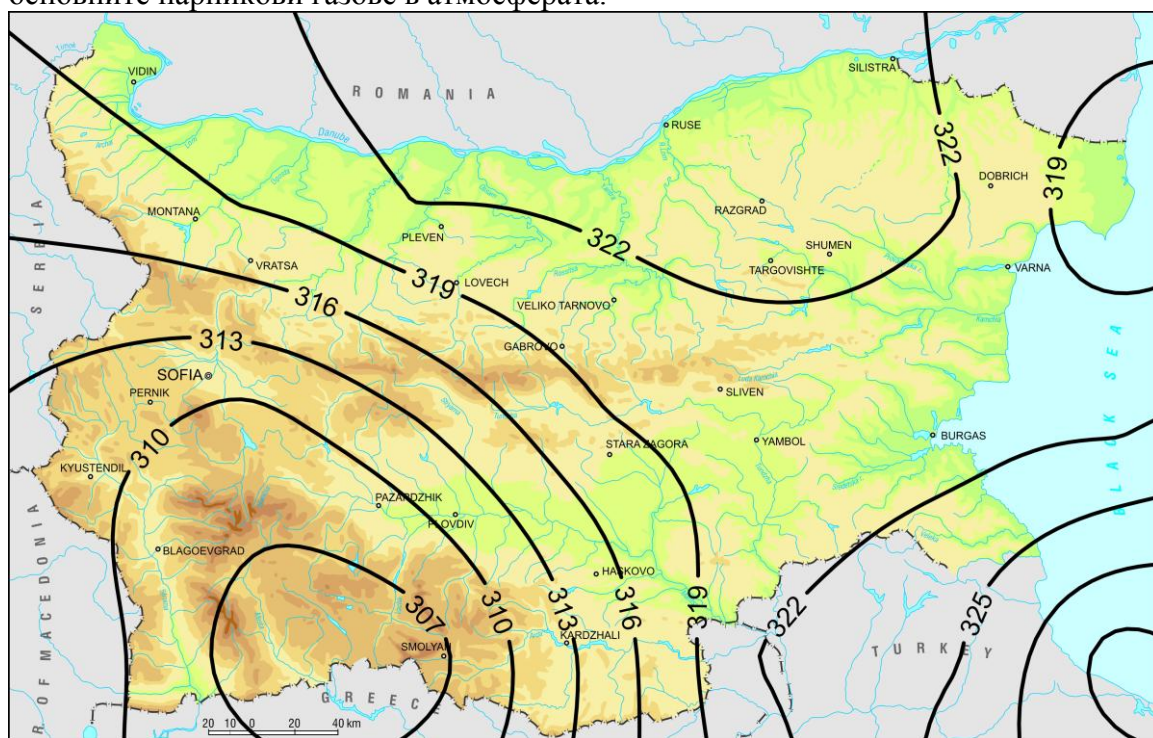
Фигура 4.1.2. Пространствено разпределение на средногодишното количество късовълнова сумарна (насочена надолу) радиация ($W \cdot m^{-2}$) за периода 1979 – 2015 г.

Пространственото разпределение на средногодишните стойности на отразената от земната повърхност късовълнова радиация в България е показано на фигура 4.1.5. Вижда се, че има едно сравнително равномерно разпределение на този радиационен поток. Основните фактори, които оказват влияние върху него са географското положение и подстилящата повърхнина. Малко по-високите стойности над северна България се дължат на по-големия брой дни със снежна покривка там, докато по-ниските стойности над Черно море са обусловени от по-ниската отражателна способност на морската вода.



Фигура 4.1.5. Пространствено разпределение на средногодишното количество отразена късовълнова (насочена нагоре) радиация ($W \cdot m^{-2}$) за периода 1979 – 2015 г.

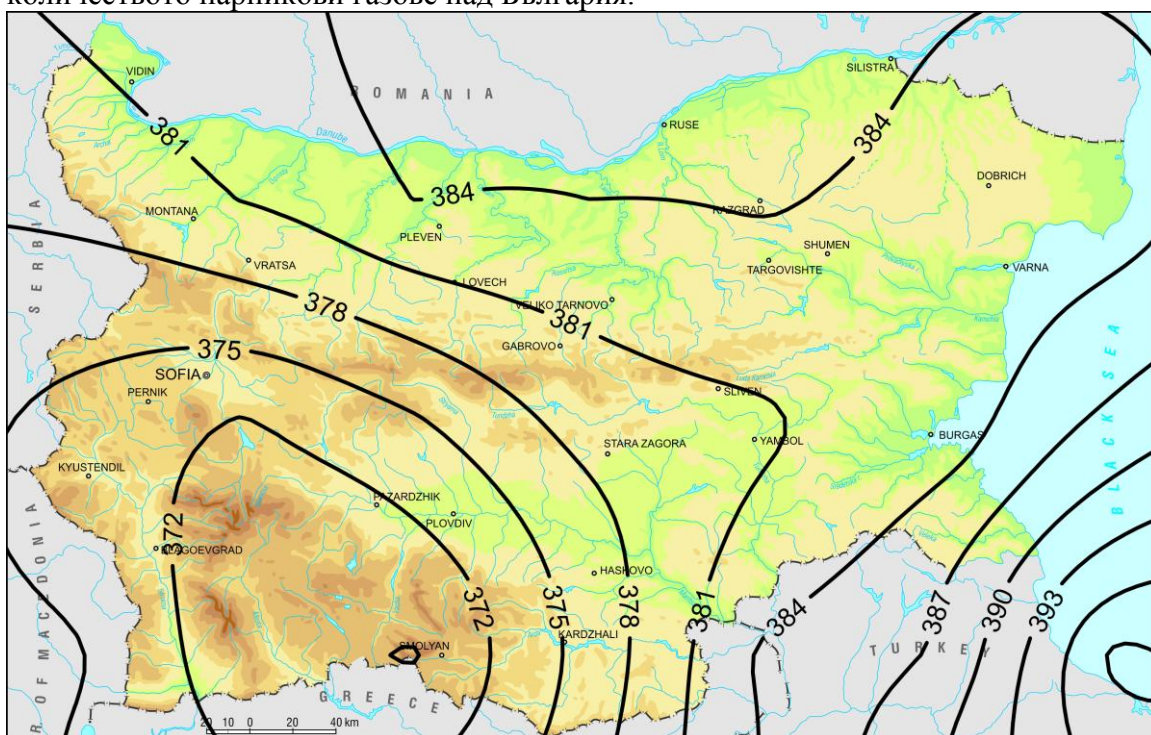
Вътрешногодишният ход на двата дълговълнови (насочен надолу и насочен нагоре) радиационни потока за територията на България за периода 1979 – 2015 г. се характеризира с максимум през юли и минимум през януари. Пространственото разпределение на средногодишните стойности на срещулъченето на атмосферата в дълговълновия спектър в България е показано на фигура 4.1.9. Вижда се, че стойностите са най-ниски в югозападната висока част на България, докато най-високите се наблюдават в централна северна България, както и в най-югоизточните части на страната. Това пространствено разпределение се дължи основно на разпределението на земното излъчване на дълговълнова радиация, както ще се види от следващата фигура. Трендът в средногодишните стойности на срещулъченето на атмосферата в дълговълновия спектър за изследвания период е $+2,1 W \cdot m^{-2}$ на десетилетие и е статистически значим. Този тренд се обуславя както от нарастването на излъчваната от земната повърхност дълговълнова радиация, така и от нарастването на някои от основните парникови газове в атмосферата.



Фигура 4.1.9. Пространствено разпределение на средногодишното количество насочена надолу дълговълнова радиация ($W \cdot m^{-2}$) за периода 1979 – 2015 г.

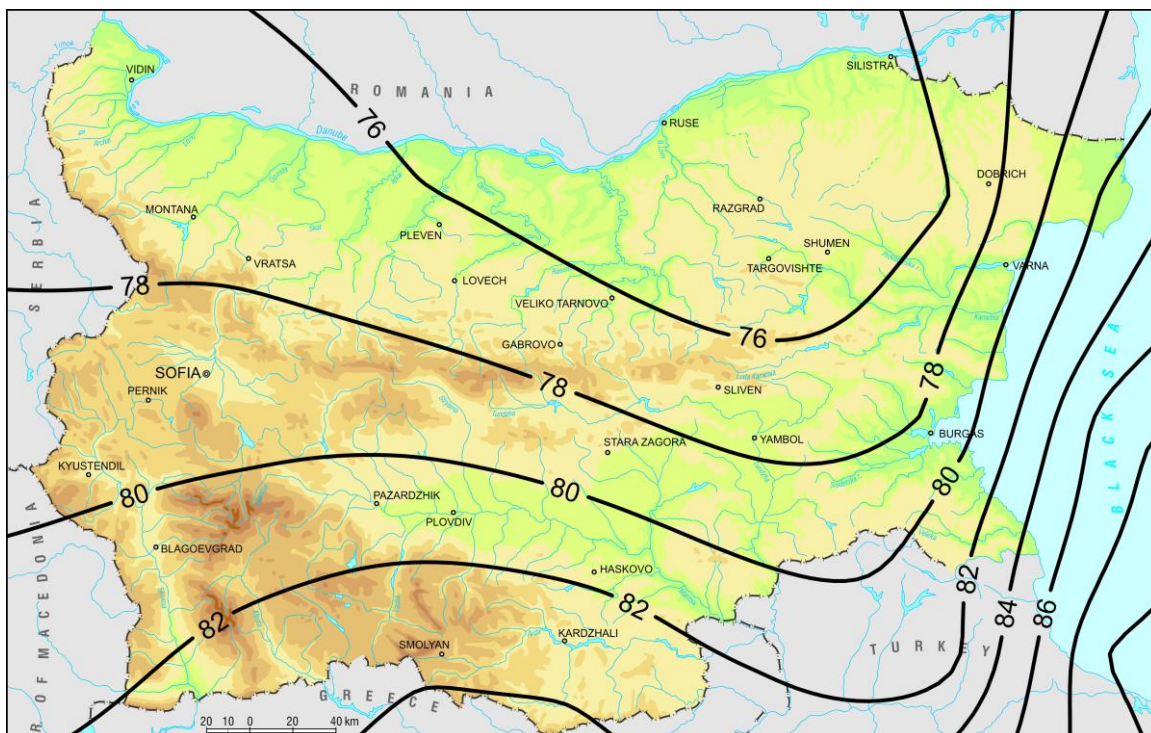
Пространственото разпределение на средногодишните стойности на излъчената от земната повърхност дълговълнова радиация е показано на фигура 4.1.12. Ясно се откроява районът на Рило-Родопския масив, който е с по-ниски стойности. Причината за това е по-голямата надморска височина на района, което обуславя и по-ниска температура на въздуха, дължащо се на неговата разреденост в условия на понижено атмосферно налягане. По-ниската температура на въздуха води и до по-ниска температура на прилежащата земна повърхност, което намалява количеството излъчвана дълговълнова радиация. В източна и най-вече в североизточна България се наблюдава още един район с понижени стойности на земното излъчване. Причината

там е по-малкото количество постъпваща към земната повърхност късовълнова радиация, която е основният фактор за загряването ѝ. От своя страна по-малкото количество сумарна радиация се дължи на повишеното количество обща облачност в района. В югоизточна посока стойностите на земното излъчване се увеличават, което се дължи както на по-благоприятния астрономически фактор, така и на по-малката облачност. Трендът в средногодишните стойности на насочения нагоре дълговълнов радиационен поток за периода 1979 – 2015 г. е позитивен, статистически значим и има стойност от $+2,5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ на десетилетие. Имайки предвид, че при късовълновите радиационни потоци няма ясно изразена тенденция, увеличението на излъчваната от земната повърхност дълговълнова радиация се дължи на увеличението на срезулъченето на атмосферата, част от което се дължи на увеличението на количеството парникови газове над България.



Фигура 4.1.12. Пространствено разпределение на средногодишното количество насочена нагоре дълговълнова радиация ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) за периода 1979 – 2015 г.

Радиационният баланс при земната повърхност има приходна част, която се определя от постъпващата към земната повърхност късовълнова и дълговълнова радиации и разходна – късовълновата и дълговълновата радиации насочени към атмосферата. Вътрешногодишният ход на радиационния баланс за територията на България за периода 1979 – 2015 г. е с максимум през юни и минимум през декември. Пространственото разпределение на средногодишните стойности на радиационния баланс в България е показано на фигура 4.1.16. Като цяло стойностите се повишават в посока от север на юг, което е в съгласие с географското разположение на изследваната територия. Характерното разпределение на средногодишния поток насочена надолу късовълнова радиация има своето влияние и върху пространственото разпределение на радиационния баланс, определяйки занижени стойности в ниската източна част на България и по-високи стойности в посока черноморско крайбрежие и особено над Черно море.



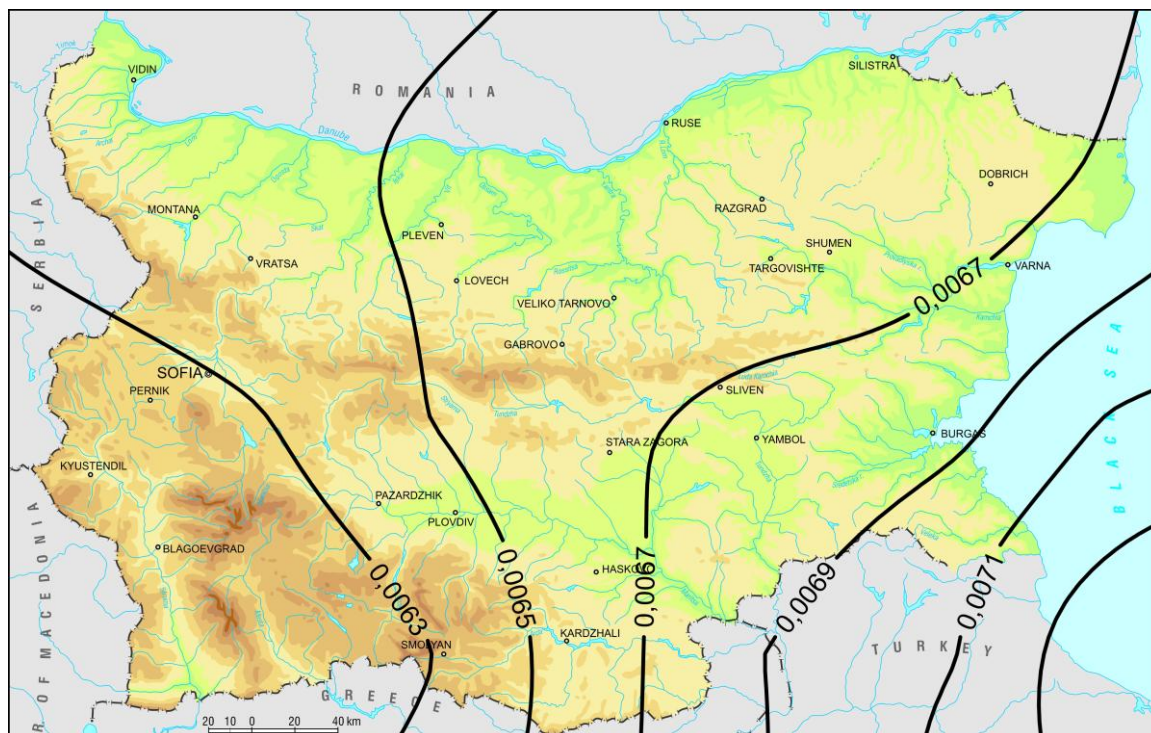
Фигура 4.1.16. Пространствено разпределение на средногодишните стойности на радиационния баланс ($W \cdot m^{-2}$) за периода 1979 – 2015 г.

4.2 Състав на атмосферата

4.2.1 Водна пара (специфична влажност) в тропосферата над България

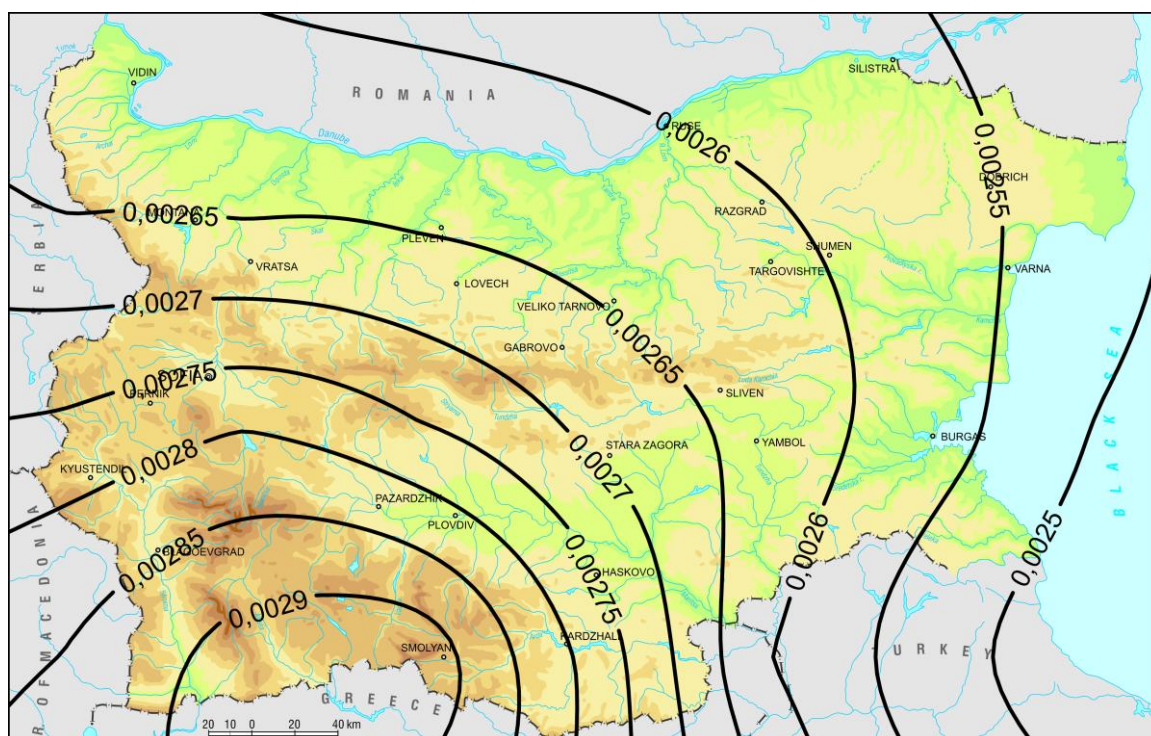
На ниво 1000 hPa максимумът в съдържанието на водна пара в атмосферата е през юли, а минимумът е през януари. На ниво 700 hPa отново максимумът е през юли, а минимумът се измества към февруари, което е свързано с факта, че през зимата възходящите движения в атмосферата са сравнително слаби и съответно минималното количество водна пара в приземния атмосферен слой през януари достига по-високите атмосферни слоеве с определено закъснение, което в случая е около един месец. Трендът в специфичната влажност над България на ниво 1000 hPa за периода 09.2002-12.2015 г. изчислен на база на безразмерните стойности е $+0,00477$ на месец и е статистически значим. Трендът в специфичната влажност над България на ниво 700 hPa за същия период изчислен на база на безразмерните стойности е $+0,00494$ на месец и е статистически значим. Всичко това показва, че в долната тропосфера над територията на България в началото на 21 в. се наблюдава едно съществено увеличение на водната пара, което е сериозна предпоставка за увеличаване на парниковия ефект.

Пространственото разпределение на средногодишната специфична влажност на ниво 1000 hPa над България за периода 09.2002-12.2015 г. е показано на фигура 4.2.1.4. Вижда се, че стойностите се увеличават най-общо от запад на изток. Това е свързано с разпределението суша-вода и по-конкретно с наличието на Черно море на изток от България, което се явява и основният източник на водна пара в атмосферата в изследвания регион.



Фигура 4.2.1.4. Пространствено разпределение на средногодишната специфична влажност ($\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$) на ниво 1000 hPa над България за периода 09.2002-12.2015 г.

Пространственото разпределение на средногодишните стойности на специфичната влажност на ниво 700 hPa над България за периода 09.2002-12.2015 г. е показано на фигура 4.2.1.7. На нея се вижда, че максималните стойности са в крайната югозападна част на България, а минималните са в източната част. Основно влияние върху така разкритото пространствено разпределение оказва релефът. По принцип основният източник на водна пара в атмосферата е земната повърхност. Югозападната част на България се отличава с по-висока средна надморска височина, което е причината и за по-високата специфична влажност на ниво 700 hPa. Източната част на страната е преобладаващо низинна и съответно източникът на водна пара се намира по-далече от ниво 700 hPa в атмосферата, което обуславя и по-ниските стойности на специфичната влажност в тази част на страната.

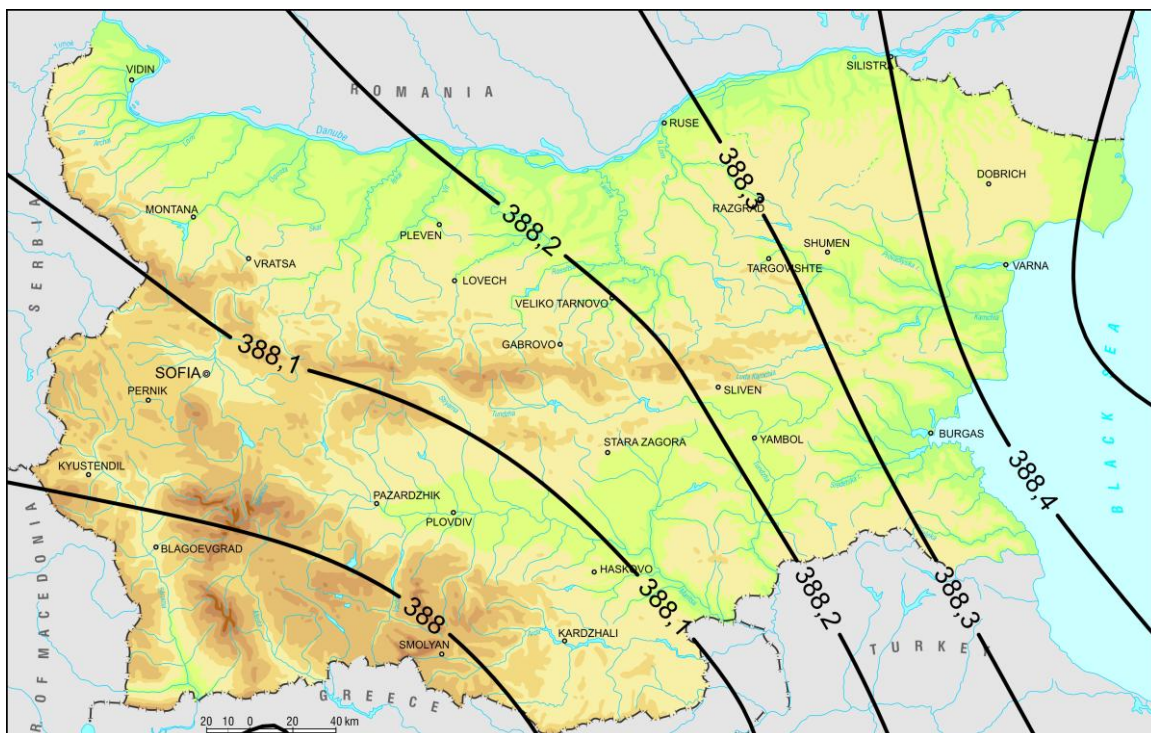


Фигура 4.2.1.7. Пространствено разпределение на средногодишната специфична влажност ($\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$) на ниво 700 hPa над България за периода 09.2002-12.2015 г.

4.2.2 Въглероден диоксид в тропосферата над България

Вътрешногодишният ход на CO_2 в тропосферата над България за периода 09.2002-12.2015 г. се характеризира с максимум през април, а минимумът е през октомври. Този вътрешногодишен ход е свързан основно с дейността на растенията, които са основният поглъщател на въглероден диоксид. Трендът в количеството на CO_2 в тропосферата над България за изследвания период изчислен на база на безразмерните стойности възлиза на $+0,02148$ на месец и е статистически значим.

Пространственото разпределение на средногодишните стойности на CO_2 в тропосферата над България за периода 09.2002-12.2015 г. е показано на фигура 4.2.2.3. Концентрацията се увеличава съвсем слабо в посока от югозапад на изток. Това разпределение също до голяма степен е свързано с растителността, като най-югозападните части на страната са с най-високи средногодишни температури на въздуха, което позволява по-дълга активност на растенията и съответно по-голямо усвояване на CO_2 от въздуха, което води и до намаляването на концентрацията му. Повисоките стойности в източната част и особено над Черно море са свързани със специфичния факт, че морето е сравнително бедно на фитопланктон, който е основният консуматор на CO_2 . Това се дължи на наличието на сероводород на дълбочина от 120 м до дъното му, което ограничава слоя с развитие на фитопланктон.

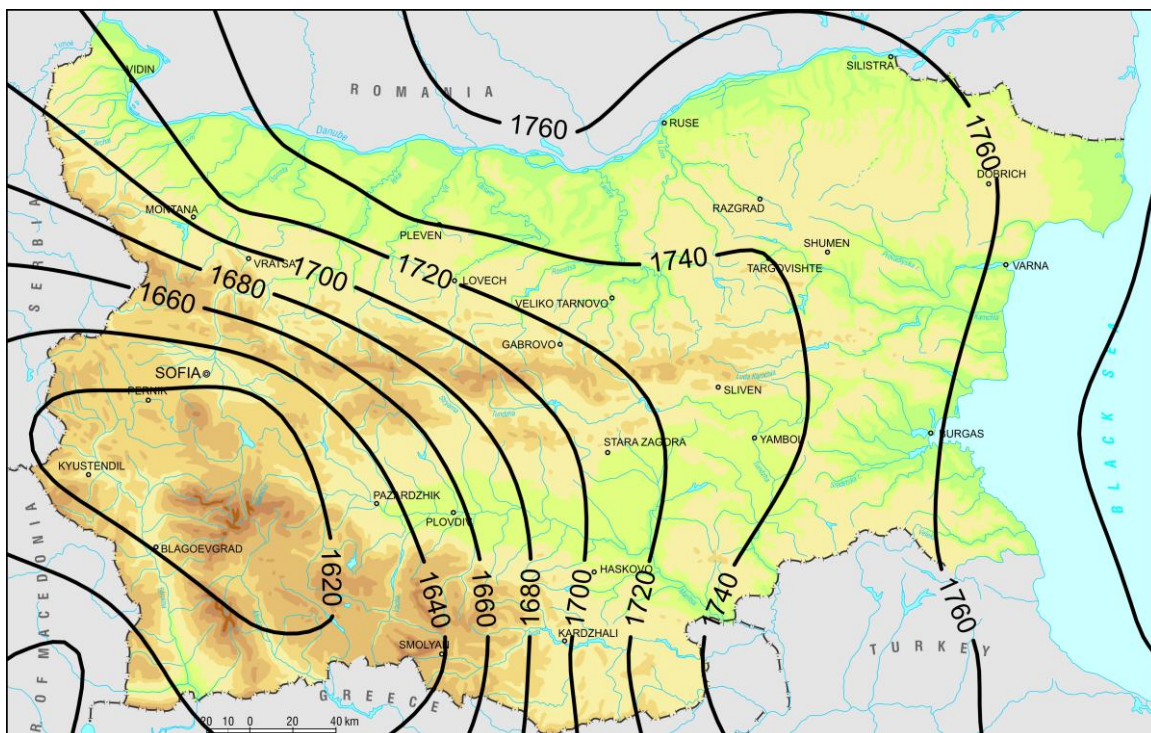


Фигура 4.2.2.3. Пространствено разпределение на средногодишните стойности на CO_2 (ppm) в тропосферата над България за периода 09.2002-12.2015 г.

4.2.3 Метан в атмосферата над България

Ходът на нощното измерване на метана от инструмента AIRS в атмосферата над България за периода 09.2002-12.2015 г. има максимум през декември и минимум през април. Източниците на метан са много и разнообразни, но този вътрешногодишен ход може най-добре да се свърже с жизнения цикъл на растенията в географските ширини, в които е разположена територията на България. Ходът на дневното измерване на метан е малко по-сложен имайки два максимума и два минимума. Главният максимум е през август, а вторичният е през декември, докато главният минимум е през март, а вторичният е през ноември. Трендът в количеството метан в атмосферата над България за периода 09.2002-12.2015 г. изчислен по безразмерните стойности е $+0,0194$ на месец и е статистически значим. Той е сравним с този на CO_2 и е с порядък по-голям от този на водната пара.

На фигура 4.2.3.3 е показано пространственото разпределение на средногодишните стойности на количеството метан в атмосферата над България за периода 09.2002-12.2015 г. Най-ниските стойности се наблюдават в югозападна България, най-високите – в източна България. Югозападната част на страната е с преобладаващо планински релеф, където или почти липсва растителност (най-високите части), или тя се състои от иглостни видове, които са вечнозелени и не произвеждат съществени количества мъртва биомаса. Също така и температурата на въздуха в тези части е по-ниска, което допълнително затруднява гниенето. Съответно и количеството на метана е по-ниско. На изток преобладават низинни области с по-висока средногодишна температура на въздуха, с активно растениевъдство и широколистни видове, при които се произвеждат сравнително големи количества мъртва биомаса, която обуславя и по-големи количества метан. Същото се отнася и за фитопланктона в Черно море, при който има постоянен процес на измиране, гниене и производство на метан.

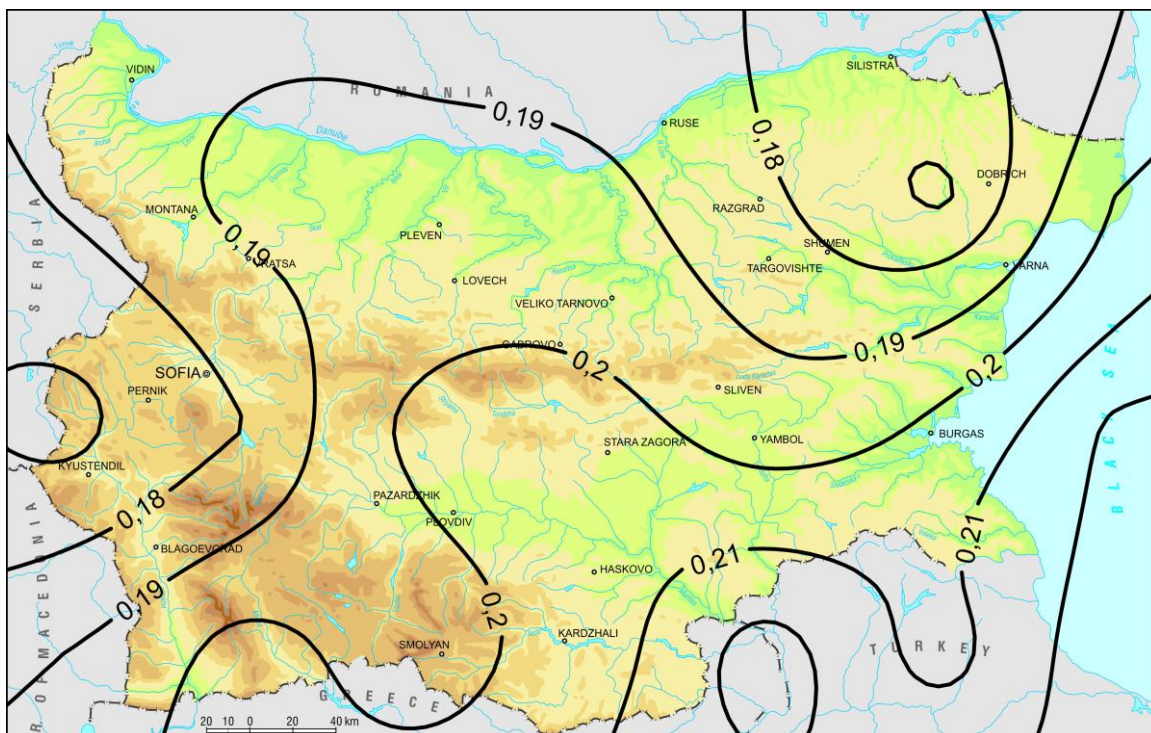


Фигура 4.2.3.3. Пространствено разпределение на средногодишните стойности на количеството метан (ppb) в атмосферата над България за периода 09.2002-12.2015 г.

4.2.4 Оптична дебелина на аерозолите в атмосферата над България

Вътрешногодишният ход на оптичната дебелина на аерозолите в атмосферата над България при дължина на вълната 0,55 микрона за периода 09.2002-12.2015 г. се характеризира с максимум през юли, а минимумът е през декември. Основният източник на аерозоли са земната или морската повърхности. В този смисъл вертикалните движения в атмосферата имат основна роля за разпространението на аерозолите във височина. Трендът в оптичната дебелина на аерозолите в атмосферата над България за периода на изследване изчислен на база на безразмерните стойности е - 0,00569 на месец и е статистически значим.

Пространственото разпределение на средногодишните стойности на оптичната дебелина на аерозолите над България за периода 09.2002-12.2015 г. е показано на фигура 4.2.4.3. Като цяло картината е доста шарена, но най-общо се наблюдава едно увеличение на аерозолите в посока от северозапад на югоизток като Дунавската равнина и Горнотракийската низина се отличават с повишени количества аерозоли. По-големите стойности в тези райони се дължат на засилената антропогенна дейност, която включва промишлени и селскостопански дейности, както и сравнително гъста населеност със съответния интензивен транспортен поток.



Фигура 4.2.4.3. Пространствено разпределение на средногодишните стойности на оптичната дебелина на аерозолите в атмосферата над България при дължина на вълната 0,55 микрона за периода 09.2002-12.2015 г.

4.2.5 Връзки между газовия и аерозолен състав на атмосферата над България и приземните радиационни потоци

Съществува статистически значима отрицателна корелация между насочената надолу късовълнова радиация и специфичната влажност и на двете изследвани нива (1000 hPa и 700 hPa) като корелацията е по-силна на ниво 700 hPa. По принцип специфичната влажност отразява количеството водна пара в атмосферата и колкото то е по-голямо, толкова е по-голяма и възможността за образуване на облаци. А облачността е един от основните фактори намаляващи сумарната радиация. Доказателство за така установената връзка е и факта, че корелацията е по-силна на ниво 700 hPa (или около 3 км. височина в атмосферата), където става и основното формиране на облаци. Като цяло може да се приеме, че насочената надолу късовълнова радиация зависи от съдържанието на водна пара в атмосферата и от друга страна тя определя отразената от земната повърхност късовълнова радиация и излъчваната от земната повърхност дълговълнова радиация.

Почти всичките връзки на отразената от земната повърхност късовълнова радиация са опосредствани през друг от изследваните елементи. Единствената връзка, която е пряка е между отразената късовълнова радиация и излъчваната от земната повърхност дълговълнова радиация, като корелацията е отрицателна, тъй като по-голямото количество отразена късовълнова радиация ще доведе до по-малък приход на късовълнова радиация към земната повърхност, което ще понижи нейната температура, а от тук и излъчваната дълговълнова радиация.

Най-важен, от гледна точка на парниковия ефект, е потокът насочена надолу (към земната повърхност) дълговълнова радиация. Корелацията между този поток и специфичната влажност и на двете изследвани нива е положителна и статистически значима. Тук се наблюдават и най-високите коефициенти на корелация измежду всички

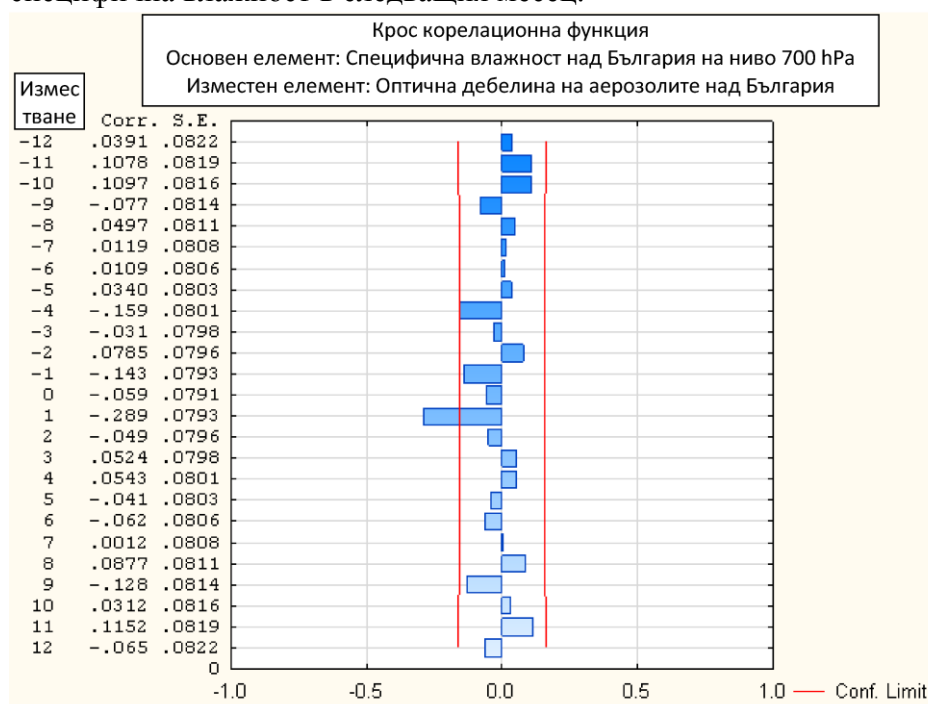
изследвани елементи, които достигат 0,76. Като цяло водната пара е основният парников газ и е известно, че връзката е правопрпорционална. При повдигане на квадрат на този корелационен коефициент се вижда, че водната пара самостоятелно обуславя около 58% от вариациите на насочената към земната повърхност дълговълнова радиация. Въглеродният диоксид има също положителна, но статистически незначима корелация с този радиационен поток. В сравнение с водната пара, обаче, CO_2 има значително по-малък принос за увеличаването на насочения надолу дълговълнов радиационен поток (2,3%). Връзката между срещульченето на атмосферата и излъчваната от земната повърхност дълговълнова радиация е положителна и статистически значима. По-големият приток на дълговълнова радиация от атмосферата води и до по-голямо нагриване на земната повърхност, увеличавайки по този начин нейното излъчване в дълговълновия спектър. Като цяло може да се направи изводът, че насочената надолу дълговълнова радиация се влияе основно от водната пара в атмосферата, а от своя страна тя влияе върху излъчваната от земната повърхност дълговълнова радиация.

Излъчваната от земната повърхност дълговълнова радиация е в положителна корелация с водната пара, която е и статистически значима, но нейните стойности са по-ниски в сравнение с тези при срещульченето на атмосферата. Това се дължи на факта, че срещульченето на атмосферата определя само част от радиационния баланс на земната повърхност. Още едно следствие от това е статистически незначимата положителна корелация между CO_2 и излъчваната от земната повърхност дълговълнова радиация. Това, което е важно да се отбележи тук е, че съдържанието на аерозоли в атмосферата е в обратнопропорционална статистически значима връзка с този радиационен поток. Причината за това се крие във влиянието на аерозолите върху двата късовълнови потока. Аерозолите са в отрицателна корелация със сумарната радиация и в положителна с отразената от земната повърхност късовълнова радиация като и двете стойности обаче не са статистически значими. Ако се разгледа кумулативният ефект се вижда, че и двете зависимости действат в една посока. По-голямото съдържание на аерозоли в атмосферата намалява постъпващата към земната повърхност късовълнова радиация и от друга страна увеличава отразената от земната повърхност радиация. Всичко това води до сумарно по-голямо намаление на късовълновия радиационен баланс при земната повърхност, който от своя страна има съществено влияние върху нагриването на тази повърхност и съответно върху количеството излъчвана дълговълнова радиация. Като цяло може да се направи извода, че излъчваната от земната повърхност дълговълнова радиация зависи основно от съдържанието на водна пара и аерозоли в атмосферата, както и от постъпващите към земната повърхност късовълнови и дълговълнови радиационни потоци.

Налице е статистически значима обратнопропорционална корелация между водната пара и метана в атмосферата. Както е известно основната химична реакция, която намалява количеството метан в атмосферата е свързването му с хидроксилния радикал ($\cdot\text{OH}$), която химична реакция води след няколко други в крайна сметка до производство на CO_2 и H_2O . Повечето водна пара в атмосферата увеличава количеството на хидроксилните радикали, което от своя страна способства за намаляването на количеството на метан в атмосферата. Ето защо съществува тази обратнопропорционална зависимост между тези две химични съединения (H_2O и CH_4). В този смисъл всички корелационни коефициенти на метана с изследваните четири радиационни потока при земната повърхност са опосредствани от връзките на водната пара с тези радиационни потоци. Когато водната пара има положителна корелация, метанът има отрицателна и обратното, като във всички случаи стойностите на

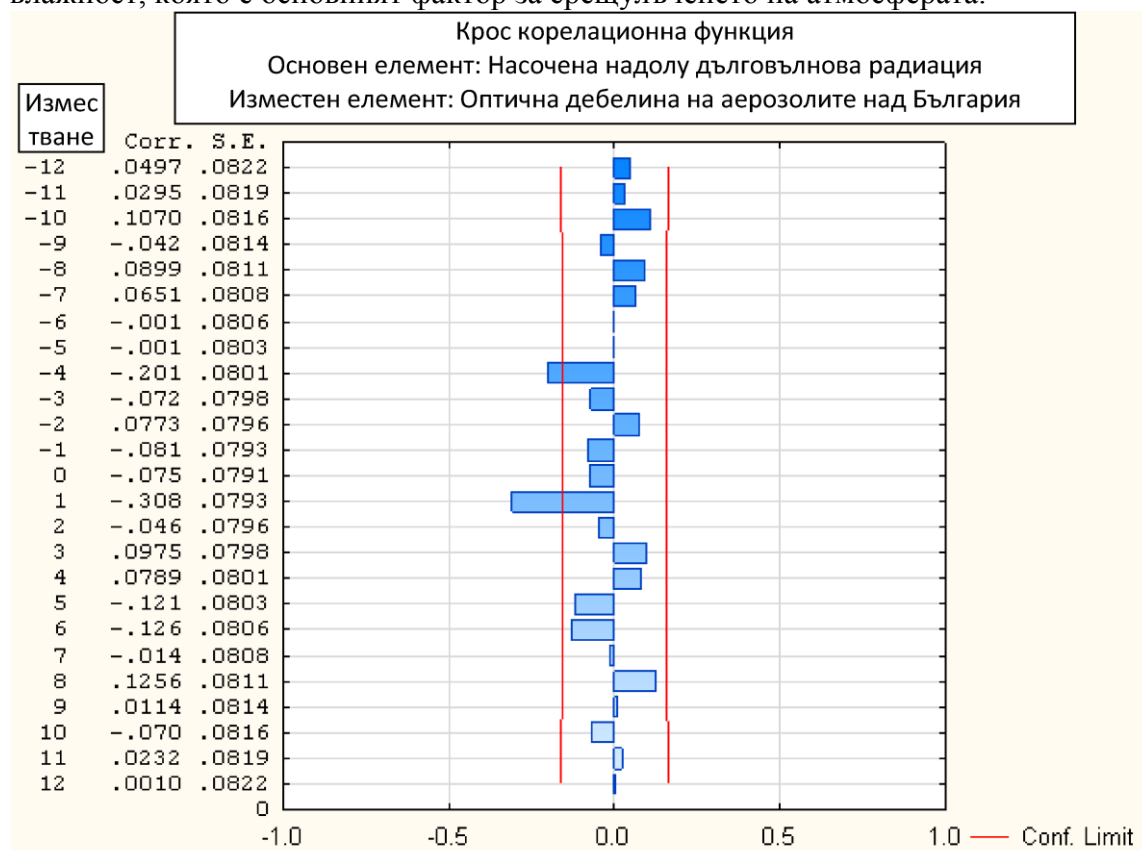
корелационните коефициенти са статистически значими. Така, определянето на приноса на метана към парниковия ефект се затруднява значително, защото наличието на водна пара (която също така е най-силният парников газ) води до отнемане на метан от атмосферата. В този случай приносът на метана за парниковия ефект би могъл да се оцени само при ниски количества на водна пара в атмосферата.

За да се види дали съществуват някакви взаимодействия между изследваните климатични елементи, които не са в рамките на месец, а имат някакво забавяне във времето, което е над един месец, бяха изчислени крос корелации между тези елементи. При повечето климатични елементи връзката е най-силна в рамките на конкретния месец, т.е. не се наблюдава някакво изоставане във времето. Единствено при крос корелацията на оптичната дебелина на аерозолите в атмосферата и специфичната влажност се наблюдава изоставане от един месец. Изчислените крос корелации между оптичната дебелина на аерозолите и специфичната влажност на ниво 700 hPa над България за периода 09.2002-12.2015 г. са показани на фигура 4.2.5.1. Вижда се, че най-големия коефициент на корелация, който е и статистически значим, се наблюдава с един месец закъснение. Стойността е отрицателна, което означава, че по-голямото количество аерозоли в даден месец води до по-ниска специфична влажност в следващия и обратното. Връзката със специфичната влажност на ниво 1000 hPa е същата. Този процес може да се обясни с механизма на отстраняване на аерозолите от атмосферата. Освен чисто механичното придвижване надолу на частиците аерозоли под собствената им тежест, те се явяват също така и кондензационни ядра за водната пара в атмосферата. Повечето аерозоли ще благоприятстват кондензацията на по-голямо количество водна пара върху тях. Новообразуваните частици от аерозол и водна пара стават по-тежки и съответно по-бързо излизат от атмосферата и се отлагат по земната повърхност. От друга страна този процес изисква определено време, поради което се наблюдава и това изоставане от един месец. Може да се обобщи, че по-голямото количество аерозоли в атмосферата отнема от нея в следващия месец и по-голямо количество водна пара, което води до по-ниски стойности на специфичната влажност. Обратното също е валидно – по-малко аерозоли в атмосферата водят до по-висока специфична влажност в следващия месец.



Фигура 4.2.5.1. Крос корелация (стъпка на изместване 1 месец) между оптичната дебелина на аерозолите и специфичната влажност на ниво 700 hPa над България за периода 09.2002-12.2015 г.

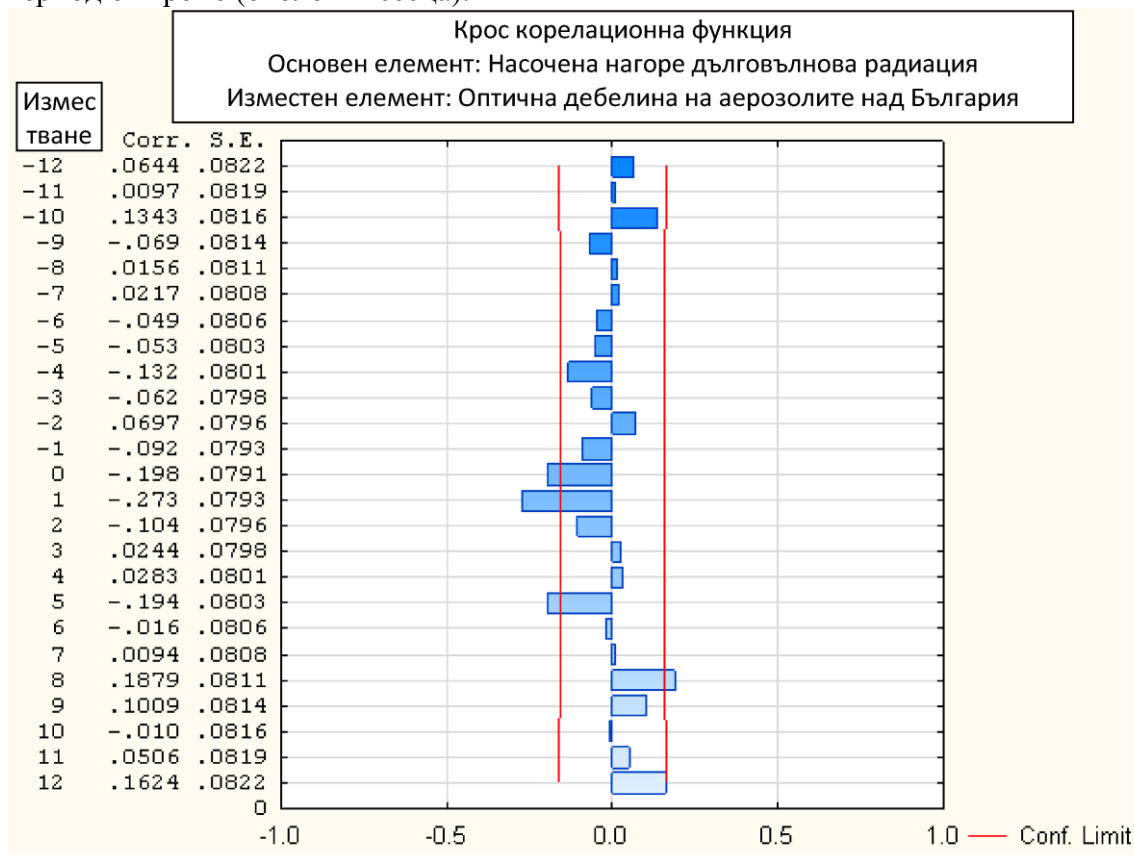
Така разкритата зависимост, обаче се проявява ясно и при дълговълновите радиационни потоци поради факта, че водната пара е основният парников газ и е много добре корелирана с тези радиационни потоци. На фигура 4.2.5.2 е показана крос корелацията между оптичната дебелина на аерозолите и насочения надолу дълговълнов радиационен поток за територията на България за периода 09.2002-12.2015 г. Стойността на корелационния коефициент при един месец закъснение е негативна и статистически значима. И тук много ясно се вижда, че по-високото съдържание на аерозоли води в следващия месец до по-ниски стойности на срещулъченето на атмосферата и обратното. Това се дължи на по-ниските стойности на специфичната влажност, която е основният фактор за срещулъченето на атмосферата.



Фигура 4.2.5.2. Крос корелация (стъпка на изместване 1 месец) между оптичната дебелина на аерозолите над България и насочената надолу дълговълнова радиация за периода 09.2002-12.2015 г.

На фигура 4.2.5.3 е показана крос корелацията между оптичната дебелина на аерозолите и насоченият нагоре от земната повърхност дълговълнов радиационен поток за територията на България за периода 09.2002-12.2015 г. Отново при един месец закъснение има статистически значима отрицателна стойност на корелацията като причинно-следствената връзка е повече аерозоли - по-ниска специфична влажност в следващия месец – съответно по-слабо срещулъчене на атмосферата – по-малко постъпваща към земната повърхност дълговълнова радиация – по-слабо излъчване на дълговълнова радиация от земната повърхност и обратното. Прави впечатление, че този

ефект на аерозолите е дори малко по-силен от непосредствения ефект, осъществяващ се в рамките на даден месец и обяснен по-горе. Като цяло може да се направи извода, че влиянието на аерозолите върху дълговълновите потоци в атмосферата (а от там и върху температурата на въздуха) е по-комплексно, по-силно и се осъществява за по-дълъг период от време (около 2 месеца).



Фигура 4.2.5.3. Крос корелация (стъпка на изместване 1 месец) между оптичната дебелина на аерозолите над България и насочената нагоре дълговълнова радиация за периода 09.2002-12.2015 г.

След така разкритите взаимодействия бяха съставени МЛР статистически модели (за периода 09.2002-12.2015 г.), за да се види каква е ролята на изследваните газове и аерозолите в атмосферата при отделните радиационни потоци. Най-високата стойност на статистиката коригиран R^2 беше използвана за получаване на информация кои предиктори (газове и аерозоли) оказват съществено влияние върху зависимата променлива (радиационни потоци) и в каква степен тяхната съвкупност описва зависимата променлива (радиационните потоци). Статистическият модел за насочената надолу късовълнова радиация показва, че три предиктора имат статистически значимо влияние – специфичната влажност на ниво 700 hPa, оптичната дебелина на аерозолите и специфичната влажност на ниво 1000 hPa. Достигнатата стойност на коригирания R^2 е 0,250. Това показва, че сравнително малка част от сумарната радиация се описва от тези три фактора и има също така и други, които оказват съществено влияние. При насочения нагоре късовълнов радиационен поток предикторите, които попадат в МЛР модела са специфичната влажност на нива 1000 hPa и 700 hPa, и оптичната дебелина на аерозолите. Достигнатата стойност на статистиката коригиран R^2 е 0,136, което показва, че този статистически модел описва още по-малка част от насочената нагоре късовълнова радиация в сравнение с предния. Това се дължи до голяма степен на факта,

че в модела не е включена сумарната късовълнова радиация. При нейното включване стойността на коригирания R^2 достига 0,330 и тя става водещият фактор. Предикторите, които влизат в МЛР модела за насочената надолу дълговълнова радиация са специфичната влажност на нива 1000 hPa и 700 hPa, както и оптичната дебелина на аерозолите от предишния месец. Най-силно е влиянието на специфичната влажност на ниво 700 hPa (мястото за образуване на облаци), която определя 62,4% от вариациите на зависимата променлива; след това се нареждат специфичната влажност на ниво 1000 hPa (33,5% от вариациите на зависимата променлива) и оптичната дебелина на аерозолите от предишния месец (4,1% от вариациите на зависимата променлива). Като цяло се вижда, че използваните предиктори описват в много голяма степен насочената надолу дълговълнова радиация (коригиран R^2 достига стойност от 0,666). Ако се направи едно обобщение на резултатите от предишните изследвания и резултатите от настоящото (с уговорката, че настоящото се отнася само за територията на България) най-силно влияние върху насочената надолу дълговълнова радиация има водната пара, която определя от около 48 до около 62% (70% в някои региони на Земята) от вариациите на този радиационен поток. CO_2 се нарежда на второ място с влияние от около 3,6 до около 5,3%. Предикторите, които влизат в МЛР модела на насочената нагоре дълговълнова радиация са специфичната влажност на ниво 1000 hPa, оптичната дебелина на аерозолите и оптичната дебелина на аерозолите от предишния месец. Стойността на статистиката коригиран R^2 е 0,329. Това показва, че има и други фактори, които влияят върху излъчването в дълговълновия спектър на земната повърхност. Това са срещульченето на атмосферата, както и получаваната от земната повърхност късовълнова радиация (насочената надолу минус насочената нагоре късовълнова радиация). Ако тези предиктори също се поставят в статистическия модел стойността на коригиран R^2 се увеличава до 0,892 като водещ става радиационният баланс в късовълновия спектър, а на второ място се нарежда количеството дълговълнова радиация постъпващо от атмосферата.

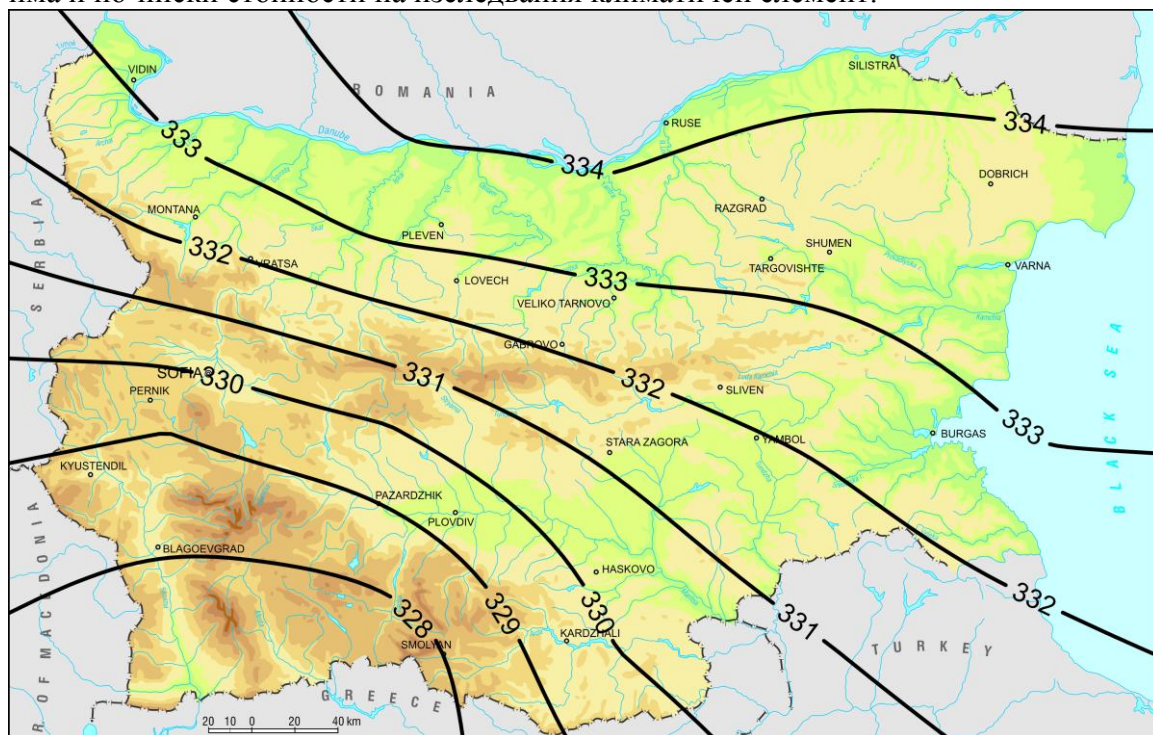
4.2.6. Озон в атмосферата над България

Вътрешногодишният ход на общото съдържание на озон според данните от двата използвани инструмента (TOMS и AIRS) показва един максимум през април при данните от инструмента TOMS, който се измества към март при данните от инструмента AIRS. Минимумът в общото съдържание на озон е през октомври според данните от TOMS и през ноември според данните от AIRS. Причините за такова разпределение са свързани главно с циркулацията в стратосферата. В нея се наблюдава специфична циркулация на озона, която се нарича циркулация на Брюър-Добсън (Brewer 1949; Dobson 1956). Тя се характеризира с възходящи движения в района на екватора, които изнасят богат на кислород въздух от приземния слой към долната стратосфера. Там под въздействието на UV радиацията се образува и натрупва озон. След това този озон се пренася в посока към полюсите. Този пренос обаче е интензивен през студеното полугодие на съответното полукълбо. По този начин в географските ширини на България през студеното полугодие в стратосферата става постепенно натрупване на озон, който достига своя максимум през март-април. След това през топлото полугодие на практика липсва пренос на озон от екваториалните ширини, което води и до плавното му намаление, обуславяйки по този начин минимум през октомври-ноември.

Средногодишните стойности на общото съдържание на озон в атмосферата над България получени от уреда TOMS за периода от 1980 до 2002 г. показват наличието на статистически значим негативен тренд. Стойността на този тренд е -1 DU/година. При

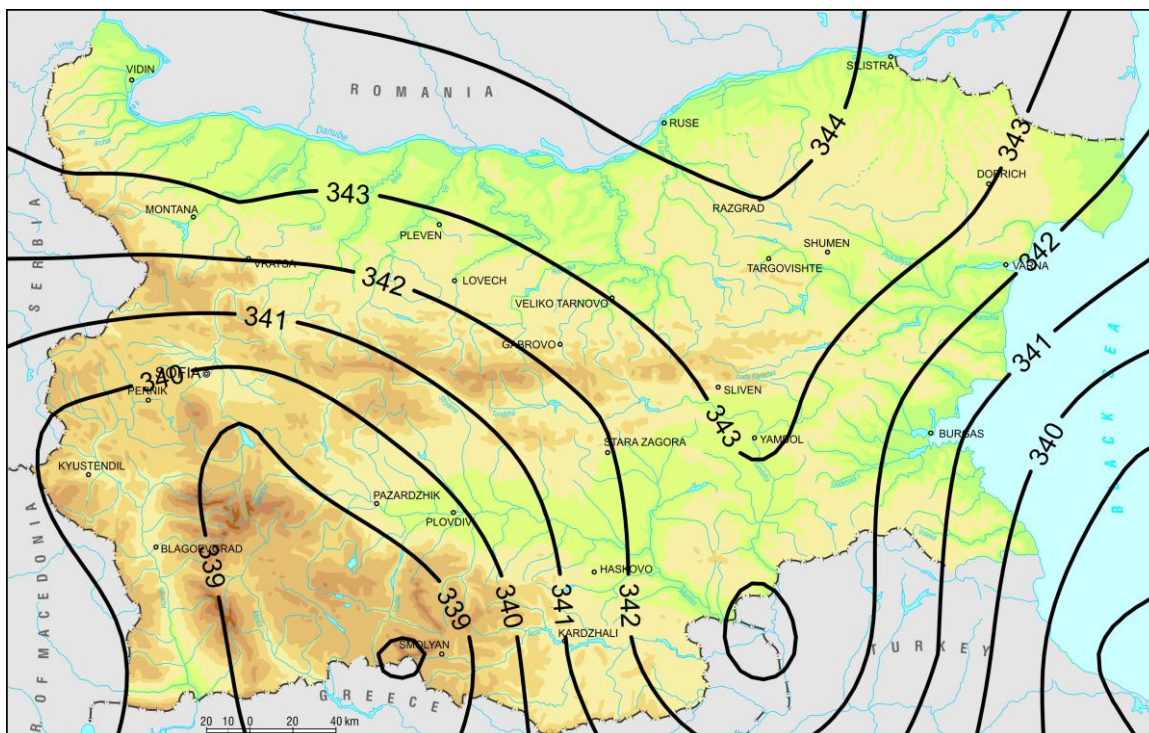
данните от инструмента AIRS за периода 2003 – 2015 г. също има негативен тренд от - 0,9 DU/година, който обаче не е статистически значим.

Пространственото разпределение на средногодишните стойности на общото съдържание на озон според инструмента TOMS за периода 1980-2002 г. е показано на фигура 4.2.6.4. Вижда се, че като цяло стойностите се увеличават в посока север. Това се дължи на факта, че северна България се намира по-близо до центъра с повишено съдържание на озон – умерените ширини на северното полукълбо. Също така фигурата показва и някои териториални различия, които се дължат на тропосферния озон (той определя около 10% от общото количество на озон в атмосферата). Тропосферният озон е продукт от замърсяването на приземния въздух с азотни окиси, въглероден окис и летливи органични съединения, повечето от които са свързани с антропогенната дейност. В този смисъл по-ниските и гъсто населени райони на България, като Дунавската равнина и особено Горнотракийската низина, показват завишени стойности на общото съдържание на озон. Същевременно югозападна България, която има предимно планински характер и съответно изпитва по-малко антропогенно натоварване има и по-ниски стойности на изследвания климатичен елемент.



Фигура 4.2.6.4. Пространствено разпределение на средногодишните стойности на общото съдържание на озон (D.U.) според уреда TOMS за периода 1980-2002 г.

На фигура 4.2.6.5 е показано пространственото разпределение на средногодишните стойности на общото съдържание на озон според инструмента AIRS за периода 2003 – 2015 г. Виждат се същите пространствени тенденции и поради по-високата резолюция на данните от този уред, увеличените стойности на съдържанието на озон, дължащи се на тропосферния озон, изпъкват още по-ясно (особено в източната част на Горнотракийската низина). Като цяло може да се направи извода, че през двата изследвани периода не се наблюдават никакви изразени тенденции на пространствено преразпределение на общото съдържание на озон в атмосферата над България.



Фигура 4.2.6.5. Пространствено разпределение на средногодишните стойности на общото съдържание на озон (D.U.) според уреда AIRS за периода 2003 - 2015 г.

4.3 Циркулационен фактор

Циркулацията над дадена територия се свързва с движението на въздушни маси. Това движение може да се разглежда по два начина. Първият е чрез движението на циклоните и антициклоните, които са видими образувания в атмосферата и съответно техният път може да бъде проследен. Вторият е чрез различни циркулационни индекси, които отразяват движението на въздуха в хоризонтална посока. Тези циркулационни индекси обикновено се базират на пространственото разпределение на атмосферното налягане, приведено към морското равнище. Такива индекси бяха изчислени за територията на България. Зоналният индекс отразява движението на въздушни маси в посока запад-изток, а меридионалният – в посока юг-север. Също така бяха преброени циклоните и антициклоните преминаващи над страната ни. Най-малко на брой циклони преминават над България през февруари и октомври, а основният максимум е през април, като има и един вторичен през декември. Това разпределение е свързано с общата атмосферна циркулация в северното полукълбо. Антициклоните показват максимум през декември (и изобщо през студеното полугодие с изключение на февруари) и минимум през август.

Трендовете в атмосферната циркулация над България за периода 1948 - 2010 г. показват, че средногодишният брой на циклоните намалява и в четирите изследвани части на България като тази тенденция е статистически значима в североизточна България. Тенденцията при броя на антициклоните е противоположна - те се увеличават навсякъде, макар и статистически незначимо. Положителни трендове при зоналния индекс за България през периода 1948 - 2010 г. се наблюдават основно през студеното полугодие в периода от октомври до май (с изключение на декември). Тези трендове, обаче, не са статистически значими. През лятото (в периода от юни до септември) преобладават негативните трендове, което означава, че тогава се засилва преносът на въздушни маси от изток. През август тази тенденция е и статистически

значима. При меридионалния индекс се наблюдава спад на стойностите през всички месеци на годината, статистически значимо през август и септември. Това означава увеличение на преноса на въздушни маси от север на юг, което се явява значима тенденция и на годишна база.

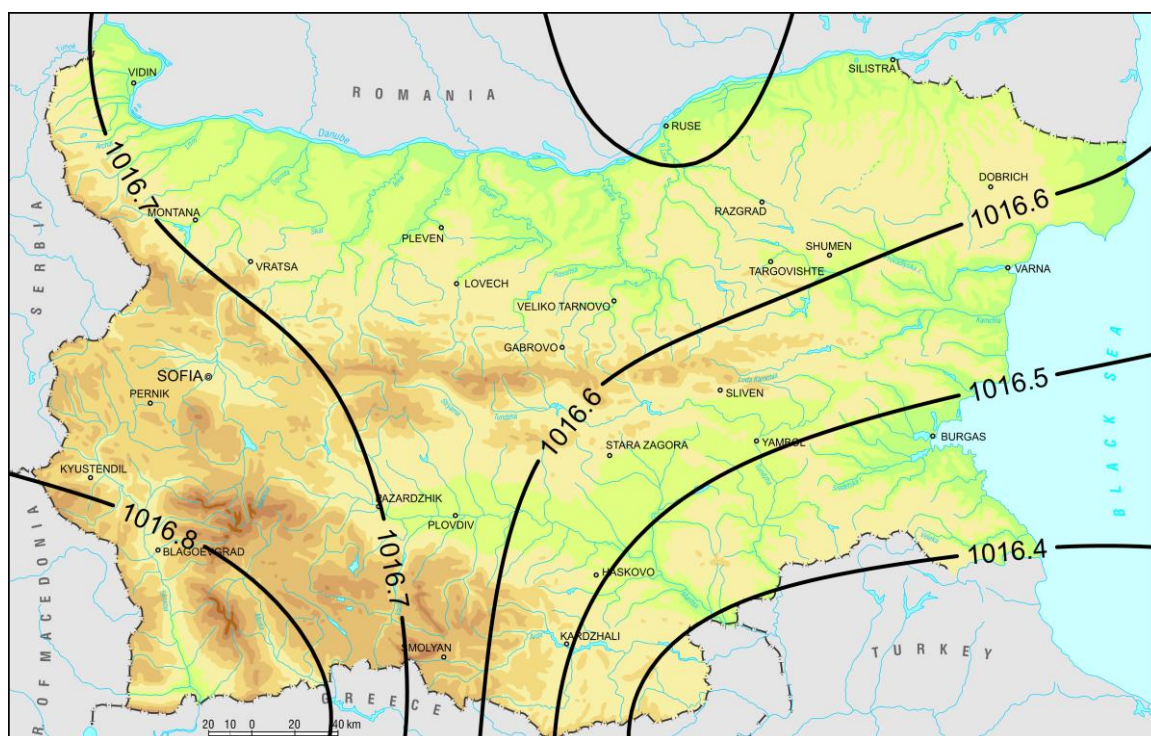
За да се разгледат взаимовръзките на циркулацията над България (изразена чрез броя на циклоните и антициклоните, както и чрез двата индекса) с общата атмосферна циркулация в Атлантико-Евразийската част на северното полукълбо бяха изчислени корелации между 4 основни за изследваната част от северното полукълбо циркуляционни модела и елементите на циркулацията над България. Резултатите показват, че зоналната циркулация над България се определя основно от NAO, EA и SCAND модели на циркулация, докато меридионалната циркулация над България зависи основно от SCAND модел на циркулация и в доста по-малка степен от останалите три модела на циркулация. Броят на циклоните над България през есента, зимата и пролетта се определя от EA/WR и NAO моделите на циркулация, а през лятото – от SCAND модел на циркулация. Връзката на броя на антициклоните над България с разглежданите модели на циркулация в Атлантико-Евразийския сектор на северното полукълбо не е пряка, а зависи от броя на циклоните.

Трендовете в четирите основни циркуляционни модела отразяващи общата атмосферна циркулация в Атлантико-Евразийската част на северното полукълбо за периода 1950 – 2010 г. показват, че моделът EA увеличава стойностите си през практически всички месеци от годината, като в повече от половината от месеците наблюдаваният тренд е статистически значим. При средногодинните стойности също има статистически значима положителна тенденция. При модела EA/WR не се наблюдават никакви съществени тенденции с изключение на месец юни, когато има статистически значимо намаление. Моделът SCAND няма статистически значими стойности по месеци, но на годишна база има статистически значимо намаление. Този отрицателен тренд води до увеличаване на обстановките с циклон над Скандинавския полуостров за сметка на обстановките с антициклон. Моделът NAO показва статистически значим тренд на нарастване през периода от януари до март и статистически значимо намаление през октомври.

5. Пространствени и времеви изменения на климатични елементи

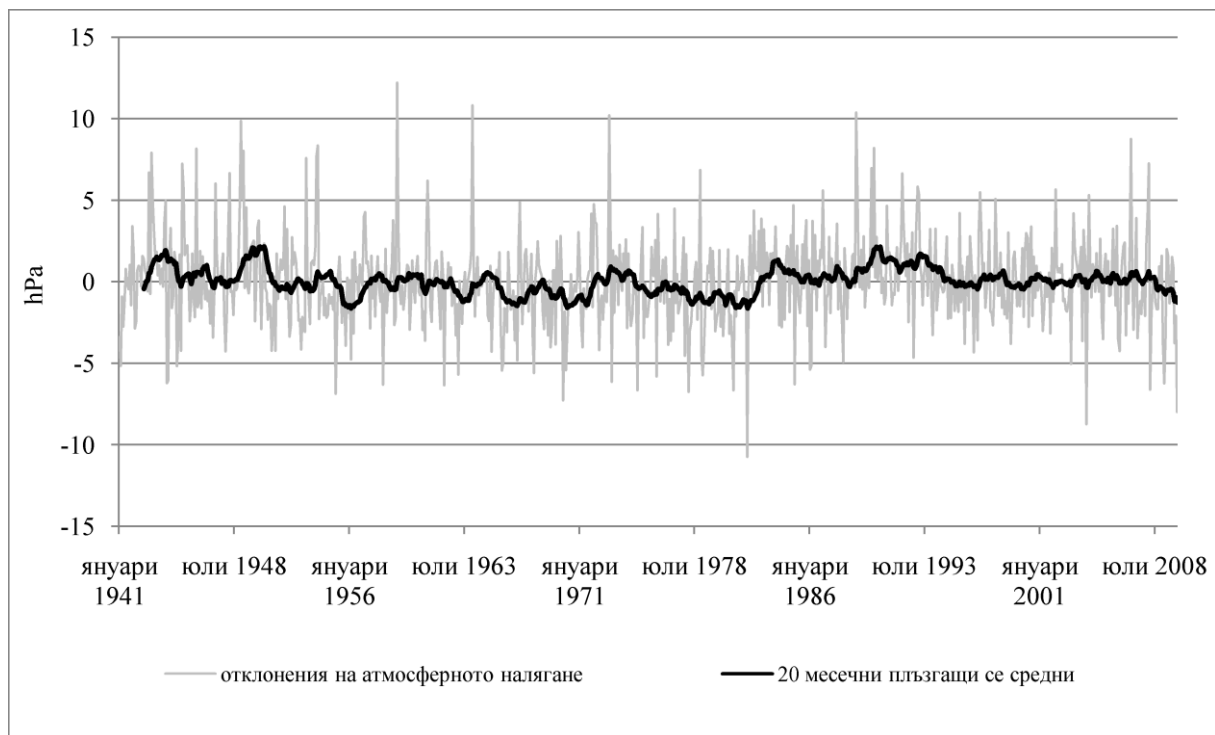
5.1 Атмосферно налягане

Пространственото разпределение на средногодишните стойности на приведеното към морско равнище атмосферно налягане в България за периода 1948 – 2010 г. (данни NCAR/NCEP реанализ) е показано на фигура 5.1.4. Както се вижда стойностите се променят слабо движейки се в рамките на 0,4 hPa. Най-ниски са в югоизточна България, а максималните стойности се достигат в югозападна България. Малко по-високи стойности се наблюдават и в североизточната част на страната. Като цяло това пространствено разпределение отразява местоположението на основните барични центрове по отношение на територията на България. По-високите стойности в югозападна България се свързват с по-близкото ѝ местоположение спрямо Азорския максимум, който е наличен целогодишно. Повишените стойности в североизточна България се свързват със Сибирския максимум, който обаче е представен само през студеното полугодие. По-ниските стойности в югоизточна България се дължат на факта, че през топлото полугодие тази част от страната се намира най-близо до северозападната периферия на Иранския минимум, а през студеното полугодие повечето от средиземноморските циклони преминават от там.



Фигура 5.1.4. Пространствено разпределение на средногодишните стойности на приведеното към морско равнище атмосферно налягане (hPa) в България за периода 1948 – 2010 г. (данни NCAR/NCEP реанализ)

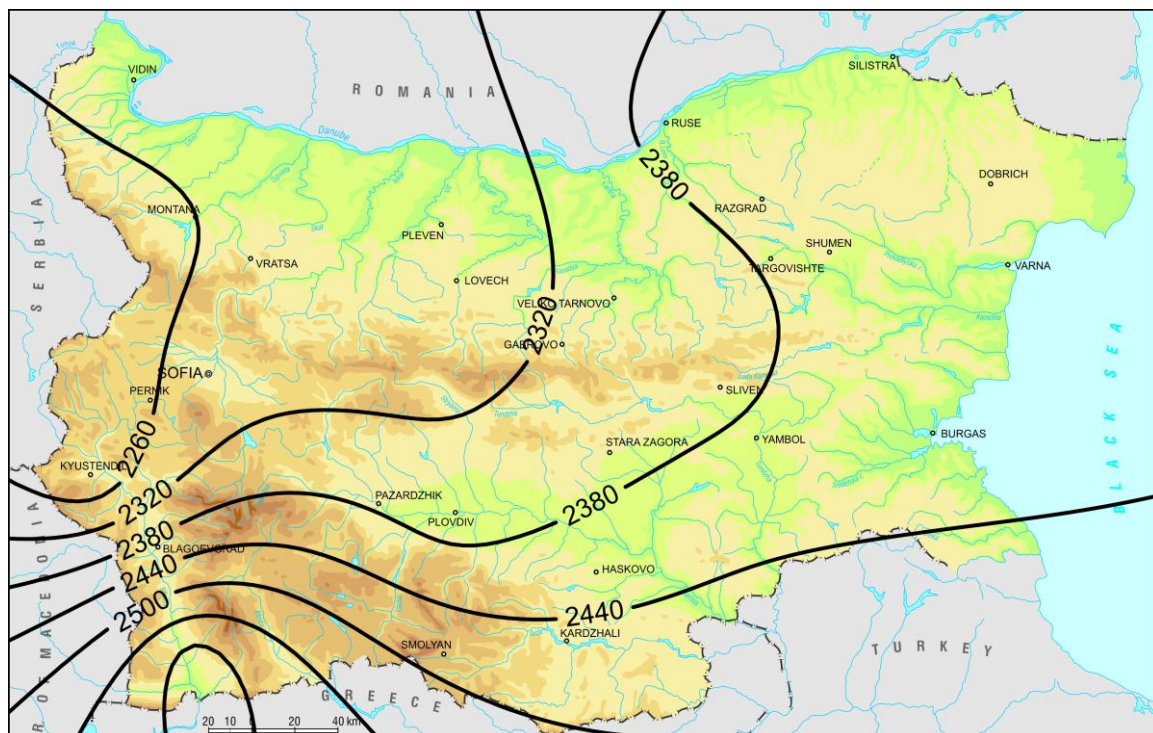
Целият период на изследване (70 години) беше взет като редица от месечните стойности, защото цикличността не е задължително свързана с определена времева стъпка (например 12 месечната стъпка (година), използвана обикновено). След това, бяха изчислени отклоненията на средномесечните стойности на атмосферното налягане от стойностите на моделираното чрез линейна регресия атмосферно налягане. По такъв начин беше получена хронологичната редица на положителните или отрицателните месечни отклонения за периода 1941-2010 г. Тази редица за станция Сандански е показана на фигура 5.1.9. Лесно могат да се видят периодите с положителни или отрицателни аномалии на атмосферното налягане. Периодите с положителни аномалии на атмосферното налягане са от 1941 до 1949 г. и от 1981 до 1993 г. Периодите с отрицателни аномалии на атмосферното налягане са от 1963 до 1970 г. и от 1973 до 1980 г. Автокорелацията и спектралният анализ на така построените редици от отклоненията на стойностите на атмосферното налягане в трите изследвани станции не разкри никакви статистически значими цикли.



Фигура 5.1.9. Ход на отклоненията в измереното атмосферно налягане в станция Сандански за периода 1941-2010 г.

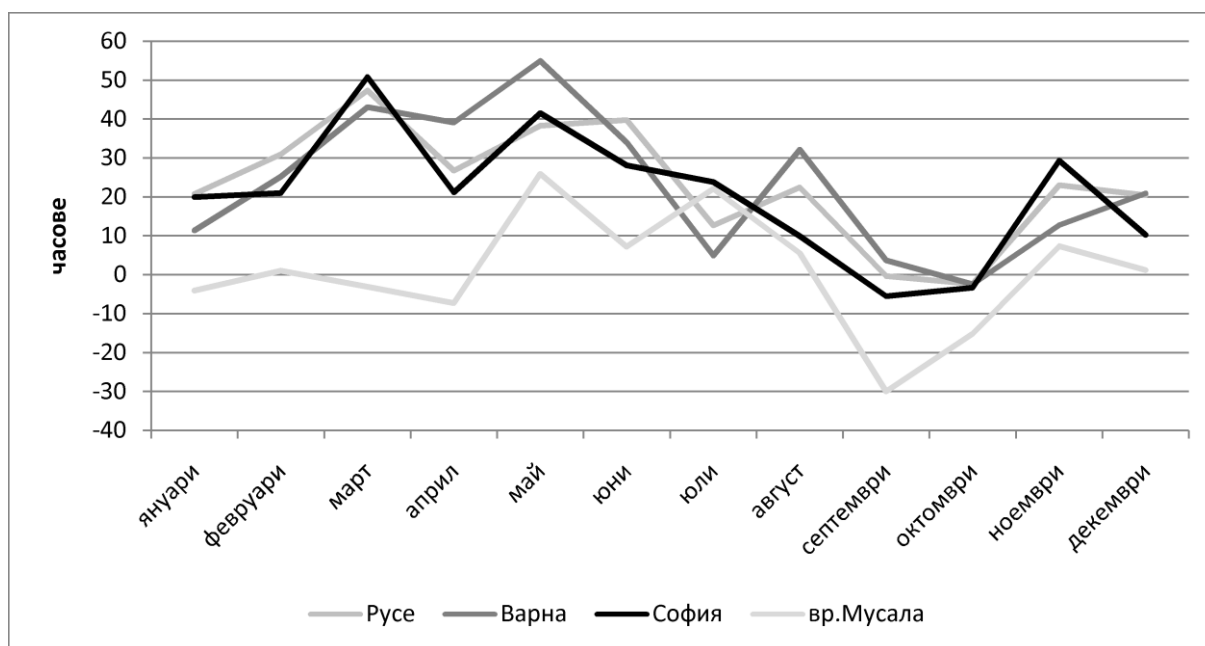
5.2 Слънчево греене

Пространственото разпределение на годишната сума на часовете със слънчево греене в България (само за 12^{-те} ниски станции) за периода 1999-2013 г. е показано на фигура 5.2.1. От нея се вижда, че най-ниските стойности се наблюдават в централната част на западна България - под 2260 ч. годишно. Най-високи са стойностите в Санданско-Петричкото поле – над 2620 ч. годишно. В източна България полето на продължителността на слънчевото греене е по-еднородно и се движи в границите на 2320 до 2440 ч. годишно. В планинските станции годишните суми на слънчевото греене са по-ниски в сравнение с непланинските и са както следва: Мургаш – 2043 ч., Рожен – 2250 ч. (много висока стойност съпоставима с тези в Краището), Черни връх – 1793 ч., Ботев – 1794 ч. и Мусала – 1920 ч. Ако се погледне вертикалното разпределение (абстрахирайки се от конкретното географско положение на станцията) се вижда, че с най-малко слънчеви часове е поясът 2000-2400 м., който през почти всички сезони попада в облачния слой.



Фигура 5.2.1. Пространствено разпределение (хоризонтално) на годишната сума на часовете със слънчево греене в България (само за 12-те изследвани ниски станции) за периода 1999-2013 г.

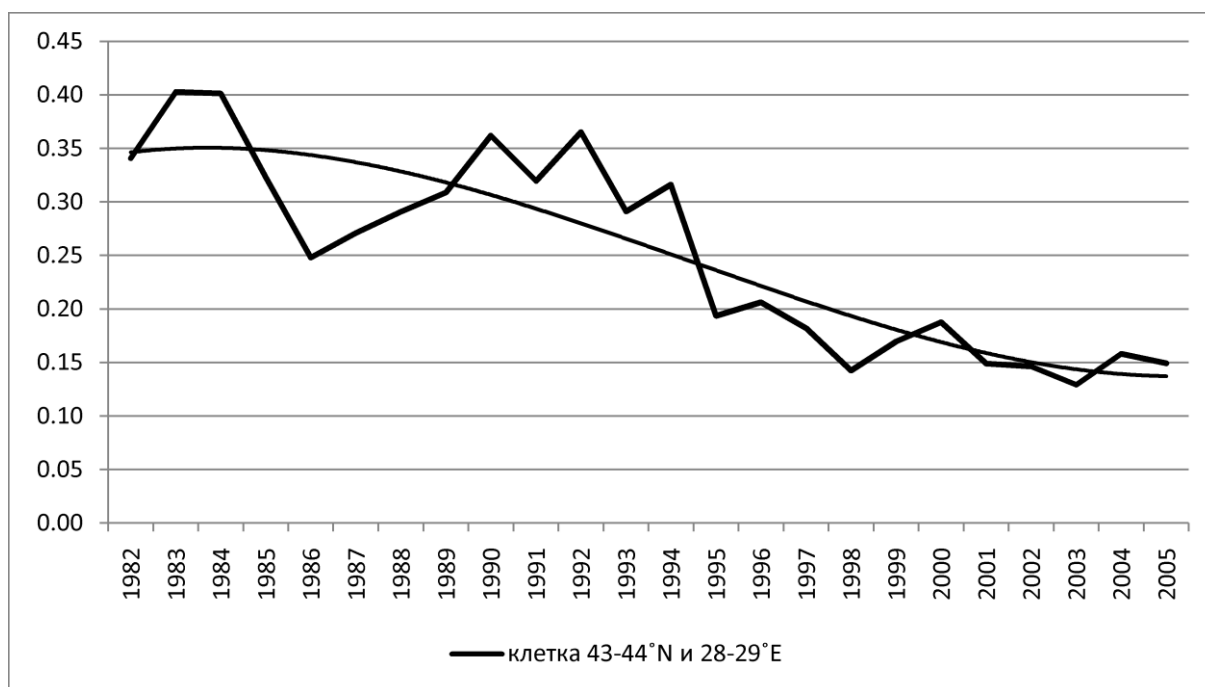
През 21 в. се наблюдава едно съществено покачване на стойностите на часовете със слънчево греене в България. В извънпланинската част то е от порядъка на около 10% (в абсолютни стойности около 250 ч.) за годишната сума. В планините обаче нарастване практически не се наблюдава. За да се проследят тенденциите по месеци бяха изчислени разликите в стойностите на продължителността на слънчевото греене между текущия период (1999-2014 г.) и минал период (1951-70 г. според Климатичния справочник на НР България). Резултатите за три ниски (Русе, Варна и София) и една планинска (вр.Мусала) станции са показани на фигура 5.2.4. Вижда се, че нарастването в ниските станции се осъществява през почти всички месеци, като е най-изразено в периода март-юни. Отрицателни тенденции се наблюдават само през септември и октомври, което е в синхрон с увеличението на облачността тогава. Връх Мусала следва общите тенденции по месеци, само че стойностите са много по-ниски и се движат около 0. Увеличение на продължителността на слънчевото греене се наблюдава в периода май-август, докато през септември и октомври намалението е най-голямо.



Фигура 5.2.4. Разлики в средномесечните стойности на продължителността на слънчевото греене между текущия период (1999-2014 г.) и минал период (1951-70 г.) в 4 станции в България.

В петия оценъчен доклад на IPCC (IPCC 2013) темата за прозрачността на атмосферата и съдържанието на аерозоли в нея е засегната сравнително подробно, като се подчертава, че определянето на дългосрочни трендове, дължащи се на естествени източници на аерозоли е сравнително трудно. Ситуацията при антропогенните източници е по-добре изучена. Основният извод в доклада, по отношение прозрачността на атмосферата е, че на базата на сателитни и наземни измервания прозрачността над Европа и източната част на САЩ се увеличава от средата на 90-те години на 20 в. Наземните измервания на аерозоли (най-вече прах) показват намаление на тяхното количество от приблизително средата на 80-те години на 20 в. в части от Европа и САЩ. Обяснението за тези тенденции може да се търси в процесите в икономиката, както на регионално, така и на глобално равнище. Основният източник на такъв тип замърсяване е промишлеността. В края на 80-те и началото на 90-те години на 20 в. в Източна Европа рухват тоталитарните режими, което доведе и до бърз упадък на икономиката в съответните държави. Същевременно в този период голяма част от замърсяващите производства на Западна Европа и САЩ бяха изнесени основно в посока Азия. Всичко това доведе и до намаляване на антропогенното замърсяване на въздуха.

Изменението на средногодишните стойности на оптичната дебелина на аерозолите (по данни от GACP, GEWEX) в клетка 43-44°N и 28-29°E (в непосредствена близост до станция Варна) за периода 1982-2005 г. е показано на фигура 5.2.6. На нея се вижда, че съществен спад на тези стойности се наблюдава около 1995 г. Това означава, че количеството аерозоли намалява и съответно прозрачността на атмосферата се увеличава. Това потвърждава, че направените в IPCC AR5 изводи, важат с пълна сила и за територията на България, тъй като измерените стойности в крайбрежните части до голяма степен са функция на източници на аерозоли, намиращи се на сушата в съответния прилежащ район.

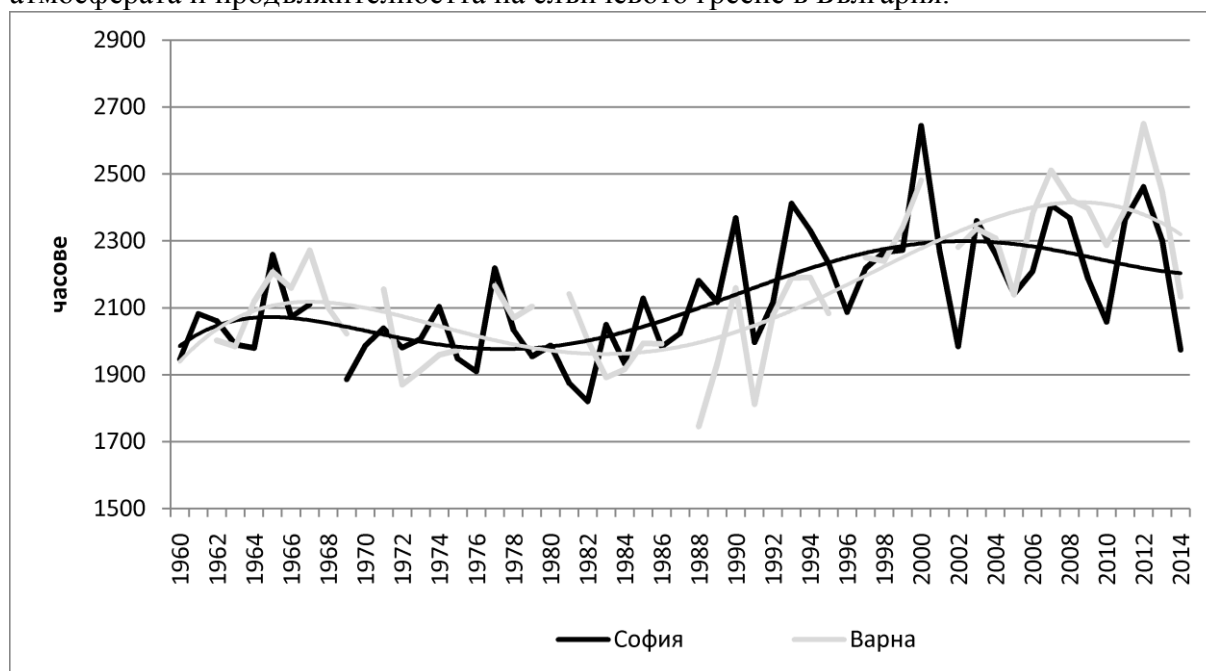


Фигура 5.2.6. Средногодишни стойности на оптичната дебелина на аерозолите в клетка 43-44°N и 28-29°E (в непосредствена близост до станция Варна) за периода 1982-2005 г.

За да се проследят дългосрочните трендове в продължителността на слънчевото греене бяха събрани данни за периода 1960-2014 г. за две станции – София и Варна. Ходът на средногодишните суми е показан на фигура 5.2.7. Вижда се, че съществено увеличение на стойностите се наблюдава в периода 1990-96 г. (София) и 1994-96 г. (Варна). Това е точно периодът, в който се отчита увеличаване на прозрачността на атмосферата и намаляване на аерозолите във въздуха над Европа и западната част на Черно море. От тук може да се направи и изводът, че увеличението на продължителността на слънчевото греене в България се осъществява в края на 20^{-ти} в. и се дължи на увеличението на прозрачността на атмосферата. От друга страна основните източници на аерозоли, които са прекратили дейността си през този период, се намират в ниските части на България и съответно са замърсявали основно приземния атмосферен слой. В този смисъл в планинските части на България не се наблюдава промяна на продължителността на слънчевото греене, тъй като там прозрачността на атмосферата, както и общата облачност, не са се променили съществено.

Продължителността на слънчевото греене в България се измерва с помощта на хелиографи (тип Кемпбъл-Стокс) , които прогарят лента при достигане на определена интензивност на слънчевата радиация. През 2003 г. Световната Метеорологична Организация определя минимален праг на интензивност на пряката късовълнова радиация от $120 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (WMO 2003), над който започва прогарянето на лентата. Интензивността на слънчевата радиация зависи основно от прозрачността на атмосферата и височината на Слънцето над хоризонта. Обикновено след изгрев и преди залез има определен период, когато поради ниското положение на Слънцето над хоризонта, интензивността на слънчевата радиация е слаба и съответно хелиографът не прогаря лентата и не се отчита слънчево греене. При увеличаване на прозрачността на атмосферата обаче и в тези часове от деня ще се увеличи интензивността на слънчевата радиация, която ще премине специфичния за уреда праг на чувствителност и съответно ще се отчете някакво допълнително слънчево греене. Това е един възможен механизъм

(подкрепен и от редица изследвания - Sanchez-Romero 2014; Eltbaakh et al. 2012; Horseman et al. 2008), който обяснява връзката между съдържанието на аерозоли в атмосферата и продължителността на слънчевото греење в България.



Фигура 5.2.7. Годишни суми на продължителността на слънчевото греење в София и Варна за периода 1960-2014 г.

5.3 Температура на въздуха

Статистически значими позитивни трендове в температурата на въздуха за периода 1979 - 2015 г. в България се наблюдават през юли, август и ноември. Стойностите в някои станции достигат до 1°C повишение за десет години! Значими позитивни трендове се наблюдават и през май и юни в около половината от изследваните станции, а по черноморското крайбрежие (Варна и Бургас) този период с положителни трендове се разширява и с месеците април, март и септември. Като цяло се вижда, че позитивните тенденции са концентрирани през топлото полугодие, което се дължи на по-големите стойности на радиационните потоци тогава и съответно по-засиленото действие на парниковите газове. Трендовете в средногодишната температура на въздуха в България за изследвания период имат статистически значими стойности в цялата страна и се движат от 0,28°C/десетилетие (Плевен) до 0,55°C/десетилетие (Варна).

Зоналният индекс е в значима положителна корелация с температурата на въздуха през по-голямата част от годината, изключвайки периода от юни до септември. Това означава, че при условия с предимно западен пренос на въздушни маси, температурата на въздуха е по-висока и обратното. Само през лятото (юни-септември) източният пренос е свързан с по-високи температури на въздуха, докато западният пренос носи хладни океански въздушни маси. През по-голямата част от годината стойностите са статистически значими. Изключение правят месеците от май до септември, когато влиянието на радиационния фактор е най-голямо. Меридионалният индекс показва статистически значима положителна корелация през отделни месеци - юни и септември. Това е очаквана ситуация, при която преносът от юг води до по-високи температури на въздуха и обратното. Като цяло, меридионалната циркулация

има по-малко влияние върху температурата на въздуха в България в сравнение със зоналната.

От глобалните циркулационни модели, които са разположени в Атлантико-Евразийската част на Северното полукълбо най-съществено влияние върху температурата на въздуха в България има моделът ЕА. През много месеци от годината моделът ЕА има статистически значима позитивна корелация с температурата на въздуха – януари, февруари, април, май, август и ноември. Това означава, че при по-силно развит Азорски максимум температурата в България е по-висока и обратното. По принцип Азорският максимум се свързва с по-топли въздушни маси над България. В тази връзка може да се предположи, че през тези месеци Азорският максимум оказва съществено влияние върху циркулацията над България. От останалите модели ЕА/WR има съществено влияние само през месеците април и декември като връзката е отрицателна. Тази връзка е естествена тъй като този индекс при положителните си стойности се свързва с антициклон над Европа и циклон над Каспийско море. Това означава пренос на въздушни маси от север спрямо територията на България и съответно по-ниски температури на въздуха. Моделът SCAND има статистически значима връзка с температурата на въздуха в България през февруари, март и август. Връзката е обратнопропорционална. Този модел в позитивната си фаза се свързва с наличието на антициклон над Скандинавския полуостров. През зимата, пролетта и есента разположението на този антициклон е такова, че той достига България с южната си периферия и преносът на въздушни маси е най-общо от изток. Този пренос обуславя по-ниски температури през студеното полугодие (февруари, март). През лятото, обаче, антициклонът над Скандинавския полуостров е изтеглен на север и територията на България попада в южната част на областта с ниско налягане. При тази ситуация преносът на въздушни маси е от запад, което през лятото обуславя и по-ниски температури на въздуха. Наблюдаваната статистически значима корелация през май се свързва с факта, че това е пролетен месец и в този случай силно развитият антициклон над Скандинавския полуостров обуславя пренос на въздушни маси от изток. През този месец обаче източният пренос вече води до по-високи от нормалните температури на въздуха. Циркулационният модел NAO има статистически значима връзка с температурата на въздуха в България през януари и юли. Връзката през януари е правопропорционална, което означава, че при засилен зонален пренос от запад температурата на въздуха е по-висока и обратното. Това е типична ситуация за зимата. Потвърждава се и от посоката на връзката при зоналния (локален) индекс, който е изчислен по подобие на NAO индекса. През летните месеци (юли) връзката е обратнопропорционална, което означава, че засиленият зонален пренос (от запад) води до по-ниски температури и обратното.

След като беше разгледана по отделно връзката на различните елементи на радиационните и циркулационните фактори с температурата на въздуха в България, бяха съставени МЛР модели, в които различните елементи влизат като предиктори на температурата на въздуха. Статистиката коригиран R^2 показва, че съставените МЛР модели описват добре температурата на въздуха – моделират се от 75,2% до 92,3% от вариациите ѝ. При средногодишните стойности на температурата се вижда, че те се определят на 100% от излъчваната от земната повърхност дълговълнова радиация, като пропорцията е права. Ако се разгледа ситуацията по месеци се вижда, че този фактор е водещ през почти всички месеци от годината с изключение на юни и декември. Относителната му тежест се движи от 25,1% до 98,8% като през топлото полугодие се наблюдават и най-високите стойности. Това се дължи на астрономическия фактор, който през тази част от годината обуславя високо положение на Слънцето над

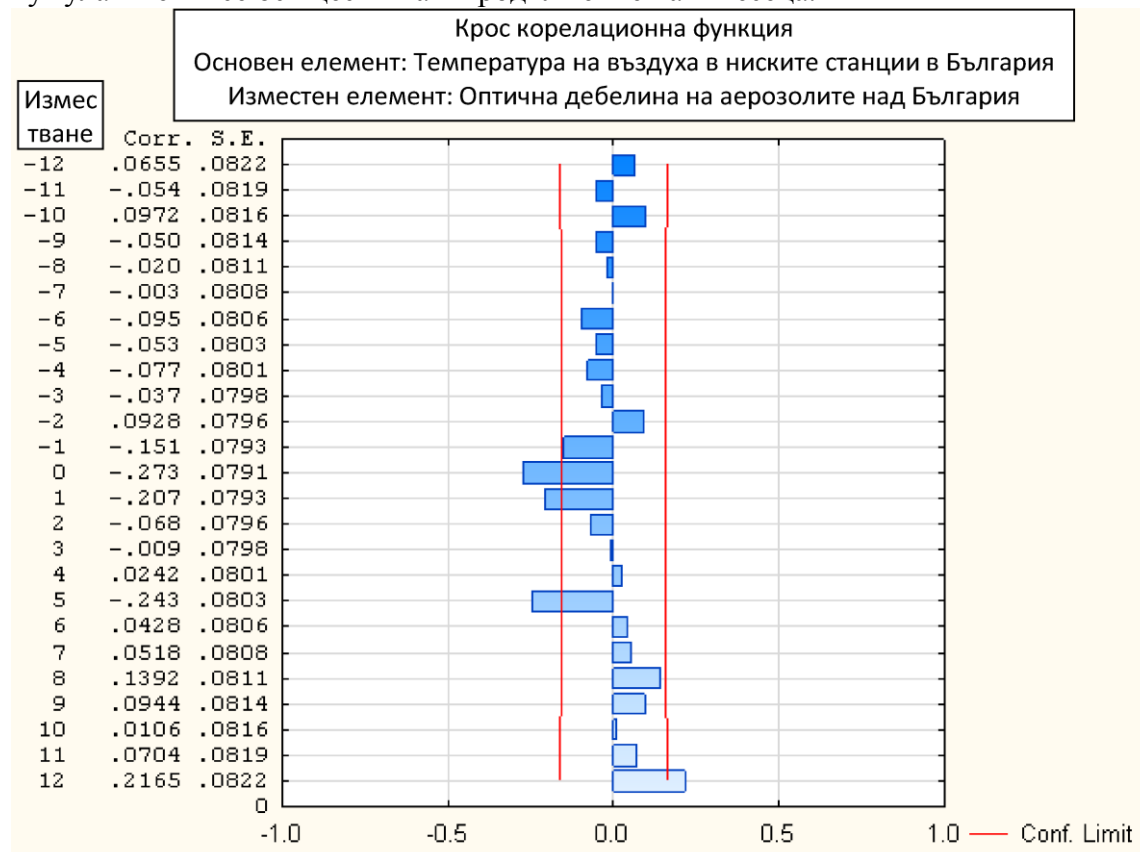
хоризонта, големи количества постъпваща радиация и съответно по-голяма тежест на този фактор. През отделни месеци и другите радиационни потоци имат съществено влияние при определянето на температурата на въздуха. Например през месеците със снежна покривка (януари – март, април в планинските територии) се увеличава относителната тежест на насочената нагоре късовълнова радиация, което се дължи на високото алbedo през тези месеци. Съответно и връзката е обратнопропорционална. Насочените надолу късовълнови и дълговълнови радиационни потоци увеличават своето значение през лятото (юни – септември), което се дължи отново на астрономическия фактор. През май и особено през юни ролята на отделните радиационни потоци намалява, а се увеличава тази на радиационния баланс (който е водещ през юни). През този период от годината в България се наблюдава максимум на загубата на топлина за изпарение, който е един от факторите за топлинния баланс на земната повърхност. По този начин на първо място излиза комплексната тежест на четирите изследвани радиационни потока (радиационния баланс), а тежестта на всеки поток по отделно е по-малка. Връзката на радиационния баланс с температурата на въздуха е правопропорционална.

Ролята на циркулационните фактори за температурата на въздуха в България е второстепенна. Зоналният индекс има сравнително по-важно значение през отделните месеци от годината. През студеното полугодие връзката му с температурата на въздуха е в права пропорция, което означава, че засиленият пренос на въздушни маси от запад води до по-високи температури и обратното. През летните месеци връзката се обръща и западният пренос обуславя по-ниски температури. Причините за характера на наблюдаваната зависимост вече бяха обяснени по-горе. Следва да се отбележи, че зоналният пренос на въздушни маси става водещ фактор за температурата на въздуха през декември, когато е и минимумът на радиационните потоци в България. Тежестта му е относително голяма и през януари и февруари. От останалите изследвани модели на циркулация в Атлантико-Евразийския сектор на северното полукълбо по-съществено влияние имат EA и EA/WR. EA е в положителна връзка с температурите в България, независимо от сезона. Това означава, че засиленото влияние на Азорския максимум винаги води до покачване на температурите и обратното. EA/WR в повечето случаи е в обратнопропорционална връзка с температурите на въздуха в България. Като цяло може да се направи изводът, че водещ фактор за температурата на въздуха в България са радиационните потоци и по-конкретно насочената нагоре дълговълнова радиация. Циркулационният фактор има по-силно влияние през зимата, като водещ е преносът на въздушни маси в посока запад – изток.

След като бяха разкрити връзките, както комплексно, така и по отделно, между факторите, които определят температурата на въздуха и температурата на въздуха в България, остава да се определи, кои фактори допринасят за наблюдаваните трендове в изследвания климатичен елемент. Както вече беше констатирано по-горе основният фактор е излъчваната от земната повърхност дълговълнова радиация, която има статистически значим позитивен тренд през периода 1979 – 2015 г., което обяснява и наблюдаваното покачване на температурата на въздуха в България. Значимият тренд на насочената надолу дълговълнова радиация също допринася за наблюдавания тренд при температурата на въздуха, като основно чрез този радиационен поток се осъществява и въздействието на парниковите газове. Вижда се и, че моделът EA показва статистически значим тренд на повишение, което също обуславя повишение на температурата на въздуха в България.

Корелациите между температурата на въздуха в България и съдържанието на основните парникови газове и аерозоли в атмосферата за периода 09.2002-12.2015 г.

показват, че най-силна е връзката на температурата на въздуха със специфичната влажност, особено тази на ниво 1000 hPa. Механизмът на тази положителна корелация беше вече разкрит в предишната подточка по отношение на насочената нагоре дълговълнова радиация. Като цяло водната пара в атмосферата увеличава сериозно насочената надолу дълговълнова радиация, която се явява важен приходен елемент при нагряването на земната повърхност, а от там и за излъчването ѝ в дълговълновия спектър, което съответно определя и температурата на въздуха в приземния атмосферен слой. Връзката на температурата на въздуха с CO₂ е правопрпорционална, но не е статистически значима, тъй като CO₂ определя сравнително малка част от срещульченето на атмосферата и съответно влиянието на този газ върху излъчваната от земната повърхност дълговълнова радиация и температурата на въздуха е още по-слабо. Отрицателната статистически значима корелация на температурата на въздуха с метана е изцяло предопределена от връзката на метана и водната пара в атмосферата, който механизъм вече беше обяснен по-горе. Влиянието на оптичната дебелина на аерозолите върху температурата на въздуха е статистически значимо и е с отрицателен знак, следвайки механизма на влияние на аерозолите върху насочената нагоре дълговълнова радиация, който също беше обяснен по-горе. В предната подточка също така беше разкрито и едно вторично влияние на аерозолите в атмосферата върху насочената нагоре дълговълнова радиация, което се осъществява с 1 месец закъснение. За да се види дали има такова влияние и върху температурата на въздуха беше направена крос корелация между оптичната дебелина на аерозолите и температурата на въздуха в България. Резултатите са показани на фигура 5.3.19. Вижда се, че най-силна е връзката, която се осъществява в рамките на дадения месец, но и тази с 1 месец закъснение също е статистически значима, което означава, че и тя трябва да се взема под внимание. Т.е. и тук ефектът на аерозолите върху температурата на въздуха е кумулативен и се осъществява в продължение на 2 месеца.



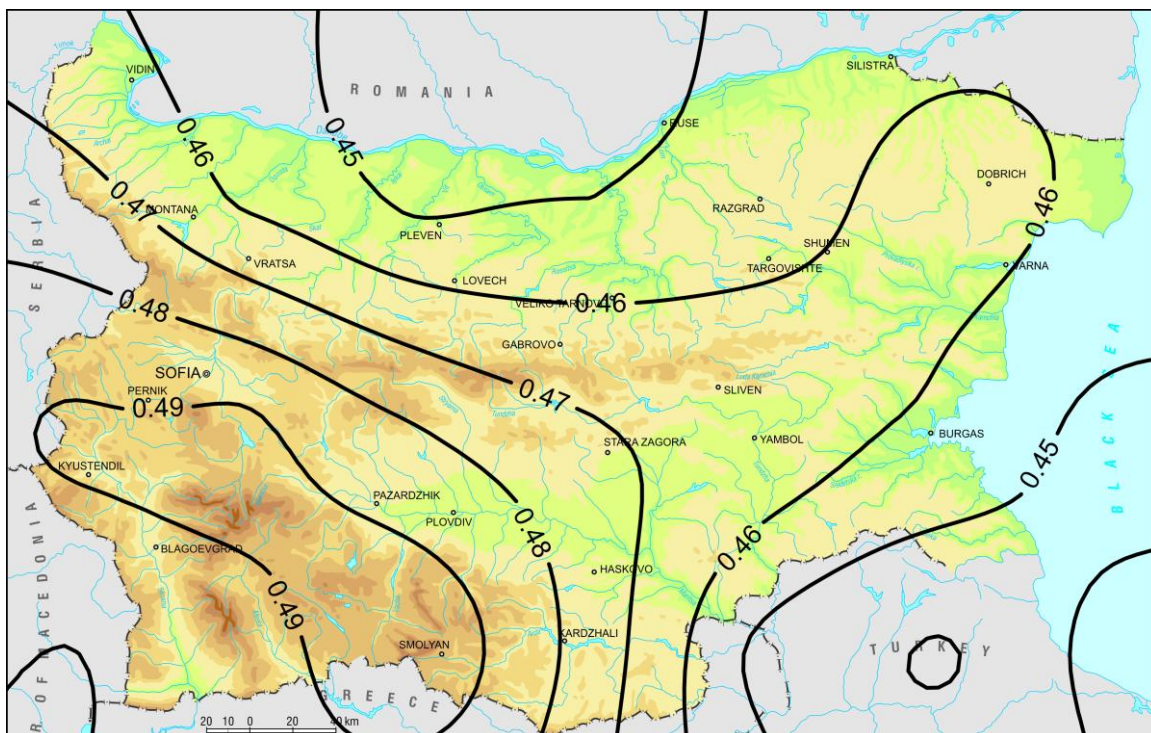
Фигура 5.3.19. Крос корелация (стъпка на изместване 1 месец) между оптичната дебелина на аерозолите над България и средната температура на въздуха в ниските станции за периода 09.2002-12.2015 г.

След така разкритите взаимодействия бяха съставени МЛР статистически модели, за да се види каква е комплексната роля на изследваните газове и аерозолите в атмосферата за температурата на въздуха. Предикторите, които влизат в МЛР модела на температурата на въздуха са специфичната влажност на ниво 1000 hPa (положителна корелация, водещ предиктор, определящ около 80% от вариациите на зависимата променлива), оптичната дебелина на аерозолите в атмосферата без закъснение (отрицателна корелация, предикторът определя около 19% от вариациите на зависимата променлива) и CO₂ (положителна корелация, предикторът определя около 1 % от вариациите на зависимата променлива). Като цяло съдържанието на водна пара и аерозоли в атмосферата при този модел са основните фактори определящи приземната температура на въздуха. Достигната стойност на статистиката коригиран R² не е много висока при този модел и е 0,403.

Проблемът на връзката между специфичната влажност и отделните радиационни потоци и съответно температурата на въздуха е, че съществува както права, така и обратна връзка. От една страна водната пара е основният парников газ, който определя повишаването (или понижаването) на температурата на въздуха, чрез увеличение (намаление) на насочената към земната повърхност дълговълнова радиация, но от друга страна повишената температура на въздуха води до по-голямо съдържание на водна пара в атмосферата и обратното. И двете зависимости са правопрпорционални, което прави много трудно разделянето на двата ефекта. Един корелационен коефициент ще включва както правата, така и обратната връзки. В този случай се получава увеличение на ефекта на водната пара върху температурата, което обаче не е така. Този увеличен ефект маскира до голяма степен влиянието на другите изследвани фактори, което вероятно е подценено. В този смисъл полученият резултат, че водната пара определя около 80% от вариациите на температурата на въздуха (взимайки предвид само изследваните тук парникови газове и съдържанието на аерозоли в атмосферата) не е точен. В изследването на Prata (2008) се дава една стойност от 25% увеличение на насочения към земната повърхност дълговълнов поток, което се дължи на повишеното количество водна пара в атмосферата, дължащо се само на повишението на температурата на въздуха. Т.е. може да се каже, че 75% от наблюдаваната корелация между температурата на въздуха и водната пара в атмосферата се дължи на влиянието на водната пара върху температурата на въздуха и 25% от тази корелация се дължи на влиянието на температурата на въздуха върху водната пара.

5.4 Облачност

Пространственото разпределение на средногодишната обща облачност над България по данни от ECMWF реанализ за периода 1979 – 2015 г. е показано на фигура 5.4.1. От нея се вижда, че най-голяма е облачността над котловинните полета в централна западна България и планините в югозападна България (Витоша, Рила, Западни Родопи) като стойностите са около 0,49. Най-ниски стойности (около 0,45) се наблюдават в централната част на Дунавската равнина и в крайните югоизточни райони на страната. Като цяло общата облачност се променя слабо по територията на България и зависи в по-голяма степен от релефа, който определя някакви пространствени различия в този климатичен елемент. Влиянието на циркулационния фактор не се забелязва при средногодишните стойности.



Фигура 5.4.1. Пространствено разпределение на средногодишната обща облачност над България по данни от ECMWF реанализ за периода 1979 – 2015 г.

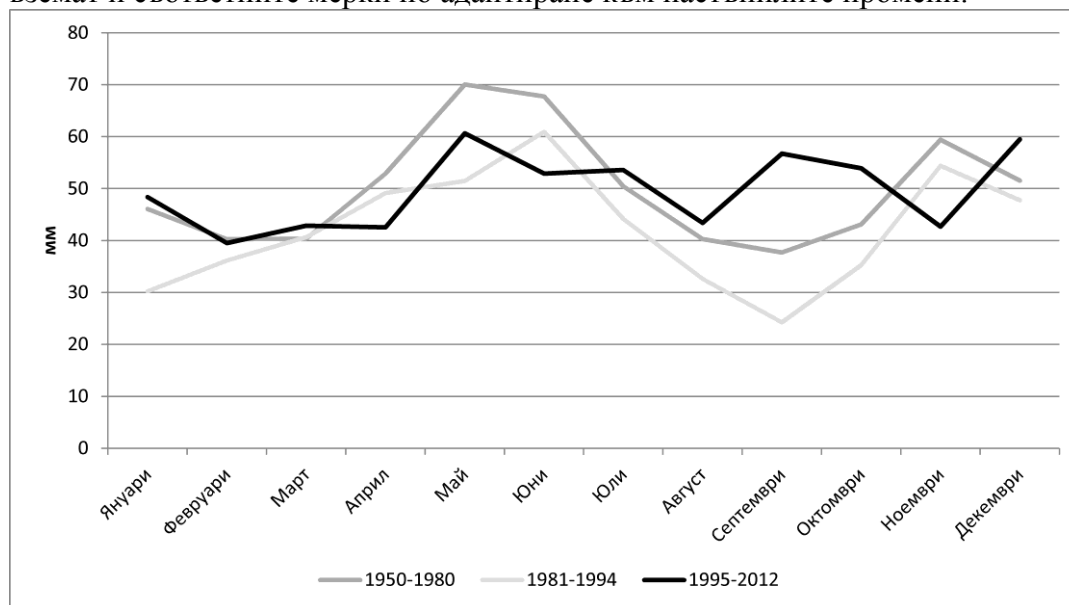
Трендовете на общата облачност в България по данни от ECMWF реанализа за периода 1979-2015 г. показват, че средногодишните стойности в западната част на страната изобщо не се променят, докато в източната част има намаление на облачността, което е статистически значимо в североизточна България. Ако се разгледат тенденциите при средномесечните стойности се вижда, че през по-голямата част от годината има намаление на облачността. Това включва периода от февруари до август, както и ноември. В западна България нито един от месеците с намаление няма статистически значима стойност, но в източна България през юли и август наблюдаваното намаление е статистически значимо. Това може да се обясни с две причини. На първо място влияние оказва циркулационният фактор, защото през този период от годината най-ясно се забелязва настъпването на север на континентални тропични въздушни маси от района на Близкия изток. Източна и особено югоизточна България попадат най-силно под влиянието на Иранския минимум, чиито въздушни маси са сухи и топли и съответно няма условия за образуване на облачност. Втората причина е релефът. Западната част на страната има по-планински характер. През топлото полугодие планините подпомагат образуването на конвективна облачност, като този процес се влияе основно от вертикалните движения в атмосферата. Това обяснява и сравнително по-слабия отрицателен тренд в западна България. Повсеместно статистически значимо (без североизточна България) увеличение на облачността се наблюдава през месец септември.

5.5 Валежи

Тенденциите по месеци в метеорологичните станции за периода 1950 - 2012 г. показват намаляване на валежите в почти всички изследвани станции през април, май, юни и ноември. Най-значимите от статистическа гледна точка стойности се наблюдават през ноември. Причините за това са промените в циркулацията. Антициклоните с

центрове на изток от България са по-чести през ноември и те заменят преобладаващата циклонална циркулация, типична за началото на изследвания период. Другият месец с повече от един статистически значими негативни тренда е юни. Влиянието на Азорския максимум през този месец се увеличава за сметка на Исландския минимум. Атмосферното налягане е по-високо, въздушните маси са по-стабилни, което също води до намаляване на валежните суми. Повсеместни позитивни трендове във валежните количества в България се наблюдават само през месец септември. В някои от станциите стойностите са статистически значими. Преобладаващо позитивни трендове се наблюдават и през август, октомври и декември, като през август и октомври в някои станции стойностите са статистически значими. Тенденциите в тези два месеца до голяма степен са повлияни от процесите през септември, които не се ограничават само в рамките на един месец, а обхващат части и от съседните месеци.

Разкритите тенденции водят и до промени във вътрешногодишния ход на валежите. На фигура 5.5.5 са показани вътрешногодишните ходове на валежите в България за три подпериода – с относително по-високи валежи (1950-1980 г.), с относително по-ниски валежи (1981-1994 г.) и с относително по-високи валежи (1995-2012 г.). Вижда се, че първите два подпериода имат сравнително синхронен ход с главен масимум през май-юни и вторичен през ноември, и главен минимум през септември и вторичен през януари-февруари. Ситуацията през последния подпериод (1995-2012 г.) обаче е доста по-различна. Докато главният максимум все още се запазва през май, се появяват и нови два – през декември и през септември. Също така има и три минимума – през февруари, август и ноември. Количествата валежи по месеци са доста изравнени, което не позволява определянето на главен минимум, въпреки че за такъв би следвало да се приеме вероятно месец февруари. Като цяло някои от максимумите в предишните два подпериода стават минимума и обратното. Тази реорганизация на валежите си личи най-ясно в последната третина на годината – от септември до декември. Причините за това са основно промени в циркулацията в Атлантико-Евразийската част на северното полукълбо, които се дължат, както на промени в температурите на сушата и морската вода, така и на промени в газовия и аерозолен състав на атмосферата. Това преразпределение на вътрешногодишния ход на валежите неминуемо ще оказва влияние върху различни стопански сектори в България, най-вече селското стопанство, транспорта и туризма. В този смисъл ще бъде необходимо да се вземат и съответните мерки по адаптиране към настъпилите промени.



Фигура 5.5.5. Вътрешногодишен ход на валежите в България за три подпериода: с относително по-високи валежи (1950-1980 г.), с относително по-ниски валежи (1981-1994 г.) и с относително по-високи валежи (1995-2012 г.).

През всички месеци от годината корелацията между зоналният индекс и валежите в България е отрицателна. Това означава, че преносът от запад на въздушни маси над България е свързан с по-ниски от нормалните валежи и обратното. Корелацията е статистически значима през повечето месеци от годината, което означава, че влиянието на зоналния пренос върху валежите в България е съществено. Преносът от запад над България обикновено се обуславя от антициклон на юг и циклони, преминаващи на север от страната, който модел обикновено се свързва с по-ниски от нормалните валежи. Засилващото се влияние на Иранския минимум през лятото донякъде размива този циркулационен модел и съответно тогава се наблюдават и някои статистически незначими корелационни коефициенти. Преносът от изток е свързан с антициклон на север от България и циклони, преминаващи южно, който модел се свързва с по-високи от нормалното валежи, особено през студеното полугодие. Корелациите между меридионалния индекс и валежите показват различни, предимно статистически незначими стойности. Преносът от юг на въздушни маси е свързан с по-високи валежи през месеците от ноември до февруари. Това е типичен за България модел, когато средиземноморските циклони са основните причинители на валежи. Преносът от север е свързан с по-високи валежи през останалите месеци (с изключение на юни). Този модел е типичен, особено през топлото полугодие, когато циклоните, генерирани в Исландския минимум, преминават през България. Съответно и статистически значима корелация между този индекс и валежите се наблюдава само през август. Следва да се отбележи, че през този месец меридионалният индекс има водеща роля при определянето на валежните суми.

Моделът ЕА има отрицателни стойности на корелацията с валежите в България през всички месеци, което означава, че положителната му фаза (мощен антициклон на запад или на югозапад от страната) е свързана с по-ниски от нормалните валежи и обратното. Както вече бе споменато, положителната фаза води до засилен запад-източен пренос на въздушни маси, изместване на пътя на циклоните в северна посока и съответно намаляване на валежните суми. Моделът ЕА има най-голямо влияние върху валежите в България през януари, февруари, май, юни, август, октомври и ноември. Той е водещ циркулационен модел през май, октомври и ноември. Това са месеците на преход от зимен към летен тип валежи и обратното. Моделът ЕА/WR има отрицателни стойности на корелацията през повечето месеци от годината, като те са статистически значими през зимните месеци (декември, януари и февруари). През тези месеци той е и един водещите циркулационни модели (заедно с NAO), характеризиращ се с антициклон (в положителната си фаза), намиращ се на запад от България, който оказва влияние върху най-важната за валежите посока на пренос - запад-изток. Влиянието е същото, както на ЕА през преходните сезони (разгледано по-горе). Моделът SCAND показва предимно положителна корелация с валежите, което означава, че един мощен антициклон над Скандинавия (при позитивната фаза на модела) е свързан с повече валежи над България. В такива условия страната се намира в южната му периферия, което обуславя попадане в зона на циклони, преобладаващ пренос от изток на запад, водещо и до съответно повишаване на валежните суми. Статистически значими положителни стойности се наблюдават предимно през летните месеци (юни и август), както и през февруари. През двата летни месеца това е водещият циркулационен модел в България. Моделът NAO има най-голямо влияние върху валежите в България през

зимата (януари-март), когато стойностите на корелацията са отрицателни и статистически значими. Това означава, че при засилен зонален пренос над Атлантико-Европейския сектор на северното полукълбо валежите в България са по-ниски и обратното. Механизмът на това въздействие съвпада с този, характерен за моделите EA и EA/WR. През зимните месеци NAO е и водещ циркуляционен модел в България. Трябва да се отбележи също, че през лятото стойностите на корелацията стават положителни, но не са статистически значими. Основният извод тук е, че през зимата валежите в България се определят основно от моделите NAO и EA/WR, през пролетта и есента - от модела EA, а през лятото - от модела SCAND.

Най-важният фактор за валежите в България са вертикалните движения в атмосферата, изразени чрез стойностите на омега. През всички месеци връзката е обратнопропорционална и статистически значима. Положителните стойности на омега показват низходящи движения в атмосферата, които или предотвратяват образуването на облаци, или допускат образуването само на ниски слоести облаци. При тези условия почти няма валежи. И обратно, отрицателните стойности на омега показват възходящи вертикални движения в атмосферата, които благоприятстват образуването на валежносни облаци и съответно валежните суми са по-големи.

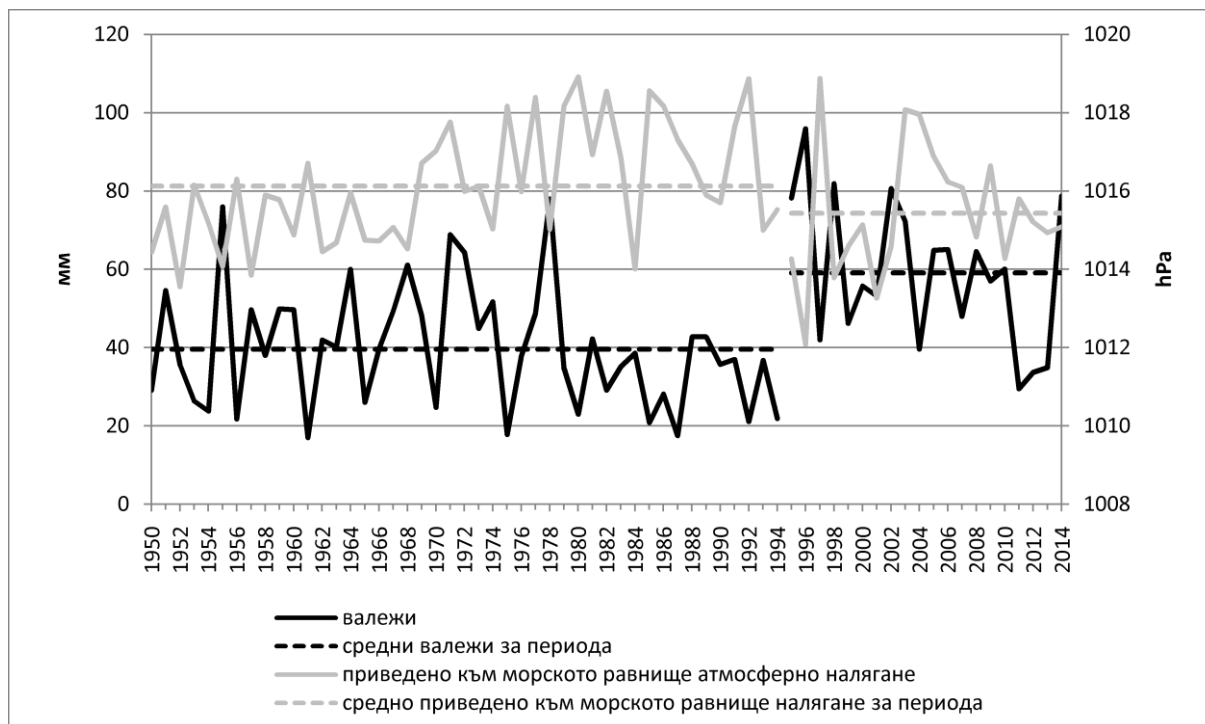
След като беше разгледана по отделно връзката на различните елементи на атмосферната циркулация с валежите в България, бяха съставени МЛР модели, в които различните елементи влизат като предиктори на валежите. Ако се погледне статистиката коригиран R^2 се вижда, че съставените МЛР модели описват в по-слаба степен валежите в сравнение с температурите на въздуха в България. Това се дължи на факта, че валежите зависят от множество фактори, които много често са с локален мащаб и няма как да бъдат включени в съставените статистически модели. Това се потвърждава и от факта, че по-ниските стойности на статистиката коригиран R^2 са характерни за топлото полугодие, когато местните физикогеографски условия имат по-голямо влияние върху валежите. През студеното полугодие много по-често валежните суми се натрупват в резултат от по-крупномасщабни атмосферни процеси (фронтове, свързани с циклони), което дава възможност за по-доброто им статистическо описание с наличните предиктори. Основният фактор, който определя валежните суми през всички месеци в България са вертикалните атмосферни движения, изразени чрез стойността на омега на ниво 700 hPa (нивото на облакообразуване). Връзката навсякъде е обратнопропорционална. Относителната тежест на вертикалните атмосферни движения е различна през различните месеци. Вижда се, че през юни и декември те определят на 100% валежите в България. Най-ниска е относителната тежест на този предиктор през януари, септември, октомври и ноември, като през тези месеци се усилва влиянието на другите разглеждани фактори. На второ място по честота като предиктор се нарежда меридионалният индекс. Той се среща в 9 от 12 месеца от годината и в повечето случаи е втори по значимост след вертикалните атмосферни движения. По-съществена е неговата относителна тежест през август и септември. Навсякъде меридионалният индекс е в обратнопропорционална връзка с валежите, което означава, че преносът от север води до по-високи валежи и обратното. През лятото обикновено валежните обстановки в България са свързани с преминаването на студен фронт от северозапад на югоизток през територията на страната, което обуславя пренос от запад и север. На трето място по честота на срещане е зоналният индекс, който има по-съществено значение през януари, октомври и ноември. Връзките навсякъде имат отрицателен знак, което означава, че западният пренос се свързва с по-малко валежи в България и обратното. Следващи по честота на срещане са моделите SCAND и EA/WR. Те имат по-голяма относителна тежест през януари (EA/WR) и

септември (SCAND). Посоката на връзката е обратнопропорционална при EA/WR и право пропорционална при SCAND, а механизмът на въздействие на двата циркуляционни модела върху валежите в България беше обяснен по-горе.

След като бяха разкрити връзките, както комплексно, така и по отделно, между факторите, които определят валежите и измерените валежи в България, остава да се определи, кои фактори допринасят за наблюдаваните трендове в изследвания климатичен елемент. Статистически значимо намаление на валежите в България се наблюдава през юни и ноември. През юни валежите се определят единствено от вертикалните движения в атмосферата и в този смисъл статистически значимото увеличение на стойностите на омега означава засилване на низходящите движения, което води и до спад във валежните суми. През ноември факторите, които определят валежите в България са вертикалните движения в атмосферата, зоналният и меридионалният индекси, както и циркуляционните модели EA/WR и SCAND. Повечето от тях са в обратна пропорция с валежите, а само моделът SCAND е в права пропорция. През този месец единствено омега на ниво 700 hPa показва статистически значим позитивен тренд, което отново както и през юни означава засилване на низходящите движения в атмосферата и съответно възпрепятстване на образуването на валежносни облаци и намаление на валежните суми. До голяма степен влияние през ноември оказва и зоналният индекс, който показва засилване на западния пренос (макар и не статистически значима, стойността на тренда е достатъчно висока), което от своя страна също води до понижаване на валежните суми. Като цяло може да се направи изводът, че вертикалните и хоризонталните движения в атмосферата над България имат определящо значение за валежите. Моделите на циркулация, които обхващат Атлантико-Евразийската част на северното полукълбо, имат вторична и значително по-слаба роля за валежните суми в България. В този смисъл фокусът на изследване на валежите би следвало да бъде насочен към по-малки териториални единици, при които много по-адекватно се отчитат както циркуляционния фактор, така и местните физикогеографски условия (най-вече релеф и разпределение суша-вода).

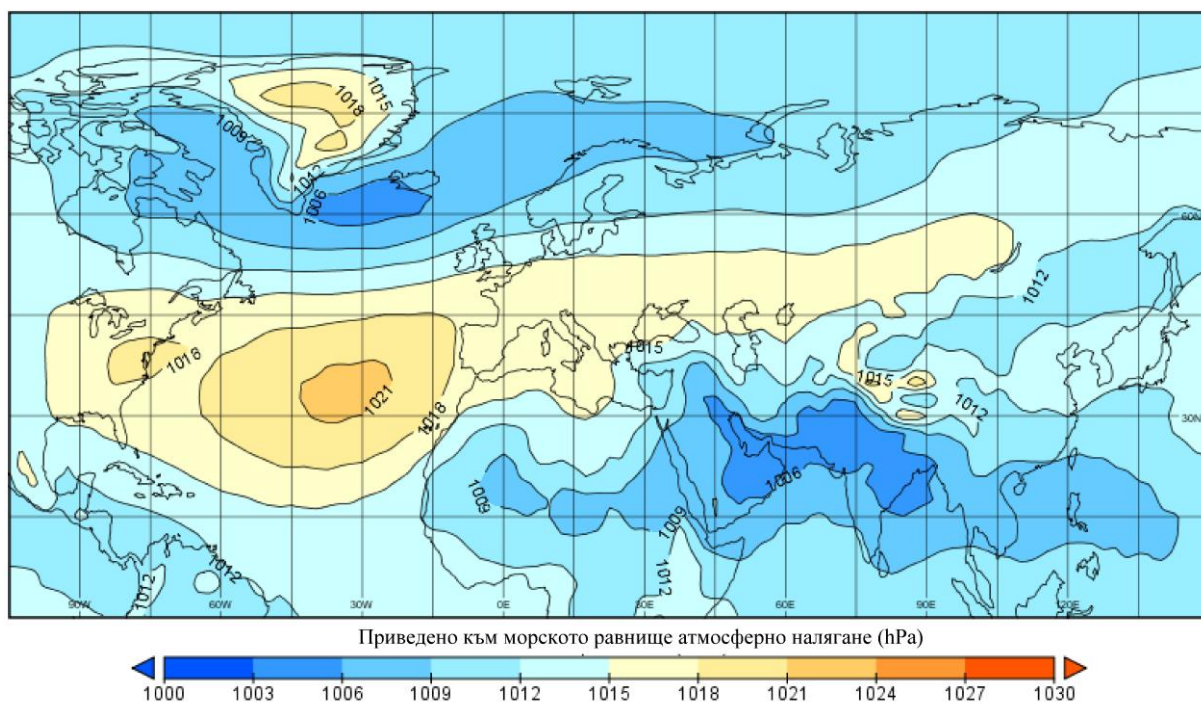
5.5.1. Причини и механизми за увеличаването на септемврийските валежи в Средиземноморския регион

В края на 20 и началото на 21 век в Средиземноморския регион (включително и в България) се наблюдава значителното увеличение на септемврийските валежи. Това може да се види много добре на фигура 5.5.1.1, която показва хода на валежите и атмосферното налягане за периода 1950 - 2014 г. Стойностите на двата елемента за всяка година са изчислени чрез осредняване на стойностите на 30 клетки (с резолюция 2,5x2,5°), които обхващат районите с най-значително увеличение на валежите - Балкански полуостров, южната част на Апенинския полуостров, Сицилия, Северна Африка (Тунис) и западната част на Мала Азия. Може ясно да се види, че има скок (с около 20 mm) на средните валежни суми между 1994 и 1995 г. Намалението на атмосферното налягане се проявява по-плавно, но негативната тенденция също започва около средата на 90-те години на 20-ти век. В резултат на това периодът 1995 - 2014 г. има средносептемврийско атмосферно налягане, което е по-ниско с около 0,7 hPa в сравнение с първия период (1950 – 1994 г.). Ето защо периодът на изследване тук е разделен на два подпериода - базов (1950 – 1994 г.) и настоящ (1995 – 2014 г.). Настоящият период вече е достатъчно дълъг, за да могат да се направят сравнително стабилни оценки на тенденциите.

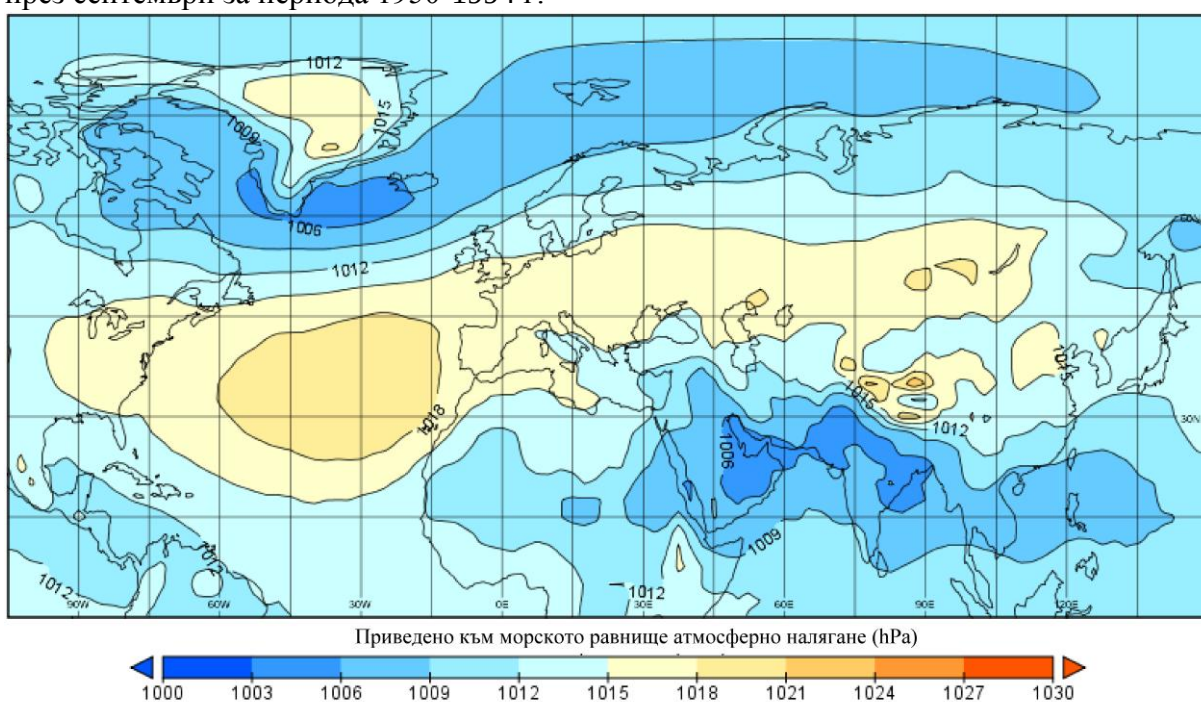


Фигура 5.5.1.1. Ход и средни стойности на валежите и приведеното към морско равнище атмосферно налягане в Средиземноморския регион за периода 1950 - 2014 г.

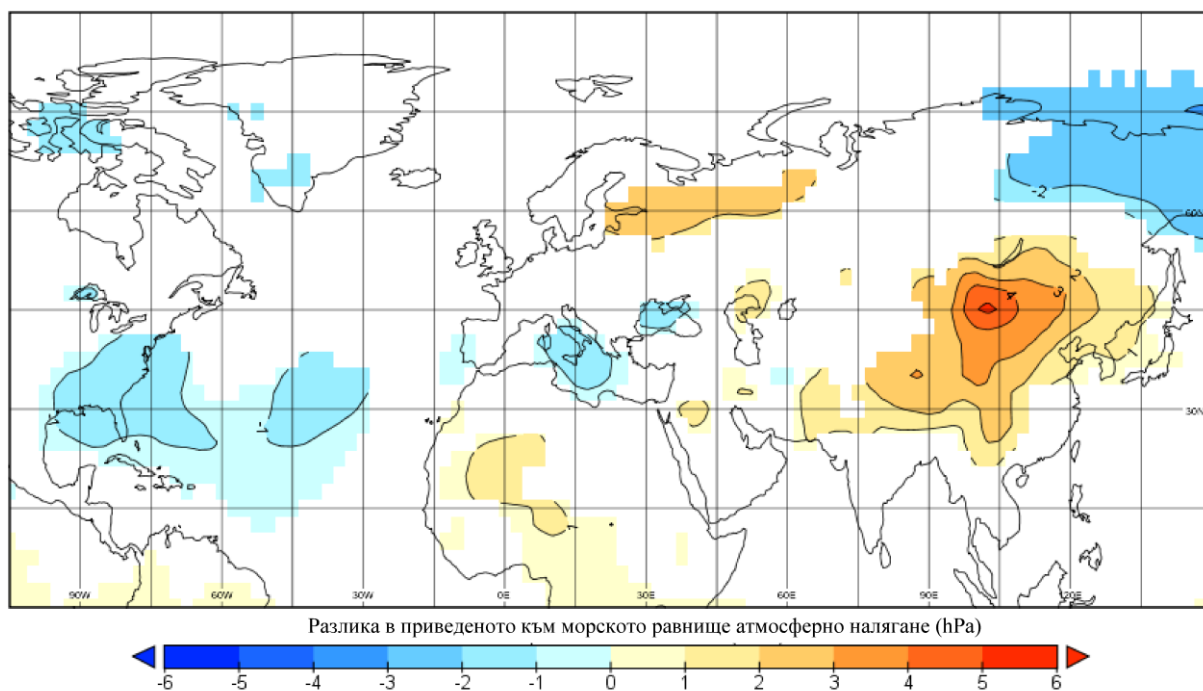
Местоположението на основните циркулационни центрове в Северноатлантическо-Евразийския регион на северното полукълбо, изразено чрез ПМРАН, за двата изследвани подпериода през септември е показано съответно на фигури 5.5.1.3 и 5.5.1.4. Фигура 5.5.1.5 показва клетки със статистически значима разлика в средното ПМРАН през септември между двата подпериода. Това, което се вижда от показаните фигури е, че южният циркулационен център на лятната НАО (Азорският максимум) се измества слабо в североизточна посока (зоната с около 2 hPa увеличение над южна Финландия и Северозападна Русия). Много ясно също така се вижда значителното намаление в неговия интензитет и съответно площ, изразено чрез спадане на налягането в неговия център. Понижението е от порядъка на около 1 hPa. Северният циркулационен център (Исландският минимум) показва слабо изместване на запад и на север в централната си част с леко понижение на стойностите на ПМРАН, което се дължи на отслабването на постоянния център на високо налягане над Гренландия. Налице е също така удължаване и разширяване на североизточната му част на изток, като на практика той покрива цялата северна част на Европа и Азия. Изместването на север на Азорския максимум води до намаляване на налягането в Средиземноморския регион на някои места с повече от 1 hPa. Този модел на разпределение на ПМРАН (високо налягане на север и ниско налягане над Южна Европа) води до по-високи валежи в Средиземноморския регион, т.е. представената тенденция на пространствено преразпределение на ПМРАН през септември до голяма степен обяснява наблюдаваното увеличение на валежите.



Фигура 5.5.1.3. Средно приведено към морското равнище атмосферно налягане през септември за периода 1950-1994 г.

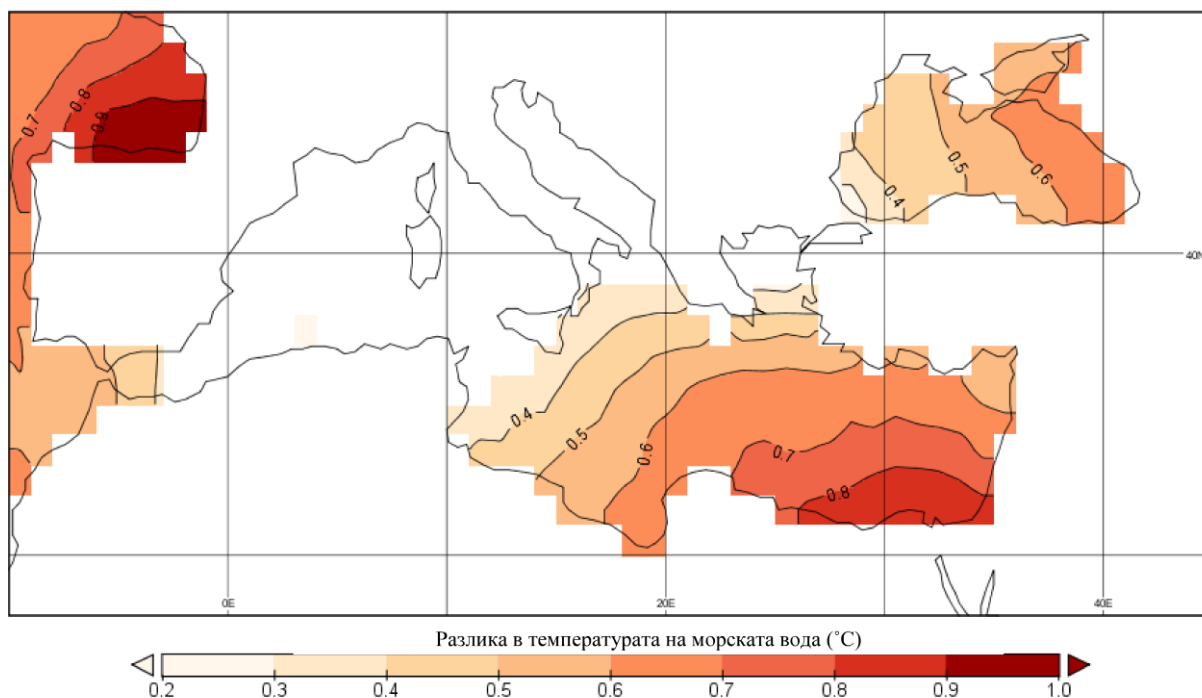


Фигура 5.5.1.4. Средно приведено към морското равнище атмосферно налягане през септември за периода 1995-2014 г.



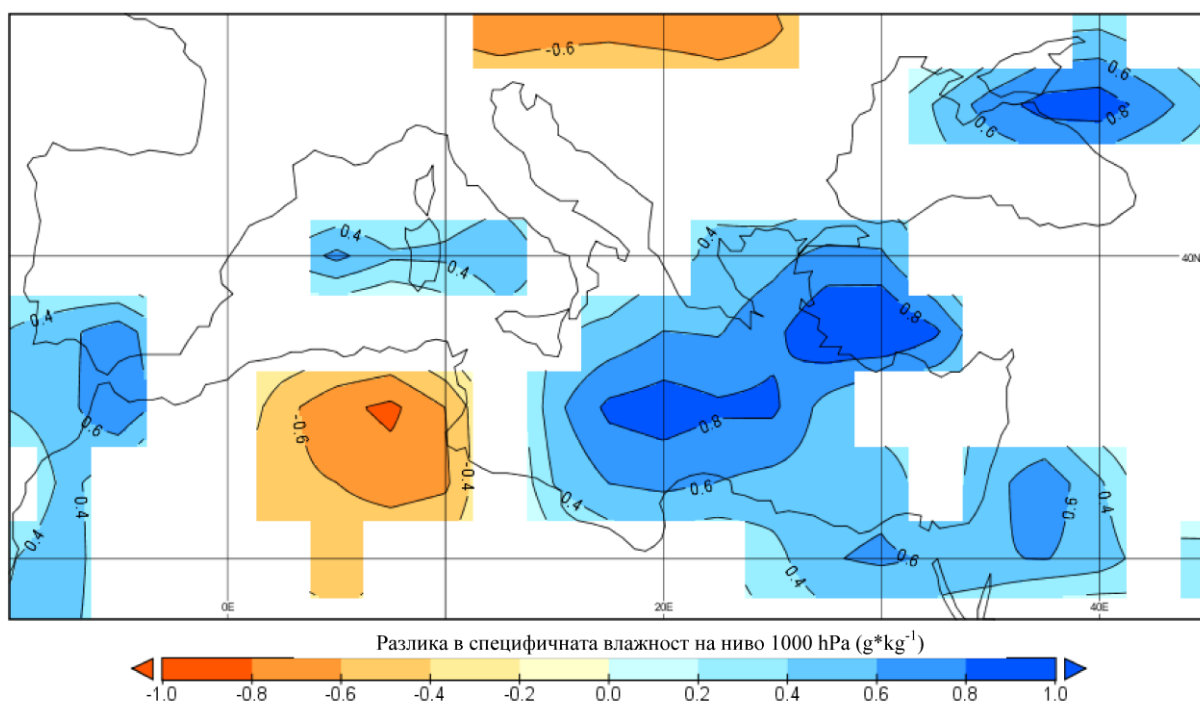
Фигура 5.5.1.5. Разлика в средното приведено към морското равнище атмосферно налягане през септември между подпериодите 1995-2014 г. и 1950-1994 г. Показани са само клетки със статистически значими разлики.

Другият важен фактор за валежите, който е с локално въздействие, е температурата на морската вода в Средиземно и Черно морета. Клетки със статистически значими разлики в температурата на морската вода между настоящия и базовия периоди са показани на фигура 5.5.1.6. Температурата на морската вода се повишава навсякъде, но в Западното Средиземноморие, Адриатическо море и северната част на Егейско море това увеличение не е статистически значимо и поради това не е показано на фигурата. Най-голямо повишение се наблюдава в югоизточната част на Средиземно море - около $0,8^{\circ}\text{C}$ и в източната част на Черно море – около $0,6^{\circ}\text{C}$. Върху това разпределение до голяма степен влияят и температурите на приземния въздух, които от своя страна са свързани с атмосферната циркулация и валежите. Като цяло през септември повишената циклоналност и повечето валежи резултират в по-ниски температури на въздуха. И въпреки това в целия Средиземноморски регион (включително и Черно море) се наблюдава повишение на температурата на морската вода. Това води до увеличено изпарение и съответно по-голямо съдържание на водна пара във въздуха. Кое то пък от своя страна благоприятства образуването на облачност и увеличението на количеството на валежите.



Фигура 5.5.1.6. Разлика в средната температура на морската повърхност през септември между подпериодите 1995-2014 г. и 1950-1994 г. в Средиземноморския регион. Показани са само клетки със статистически значими разлики.

Увеличението на количеството водна пара във въздуха може да се установи чрез специфичната влажност. Клетките със статистически значима разлика в специфичната влажност на ниво 1000 hPa между настоящия и базовия периоди в Средиземноморския регион са показани на фигура 5.5.1.7. Вижда се, че практически навсякъде над Средиземно и над Черно морета специфичната влажност се увеличава. На някои места в източните части на Средиземно и Черно морета това увеличение достига до $0,8 \text{ g*kg}^{-1}$. Т.е. повишената температура на морската вода води до по-голямо изпарение, което от своя страна води и до по-голямо съдържание на водна пара във въздуха. Това от своя страна благоприятства образуването на облаци и увеличението на валежните суми през септември.

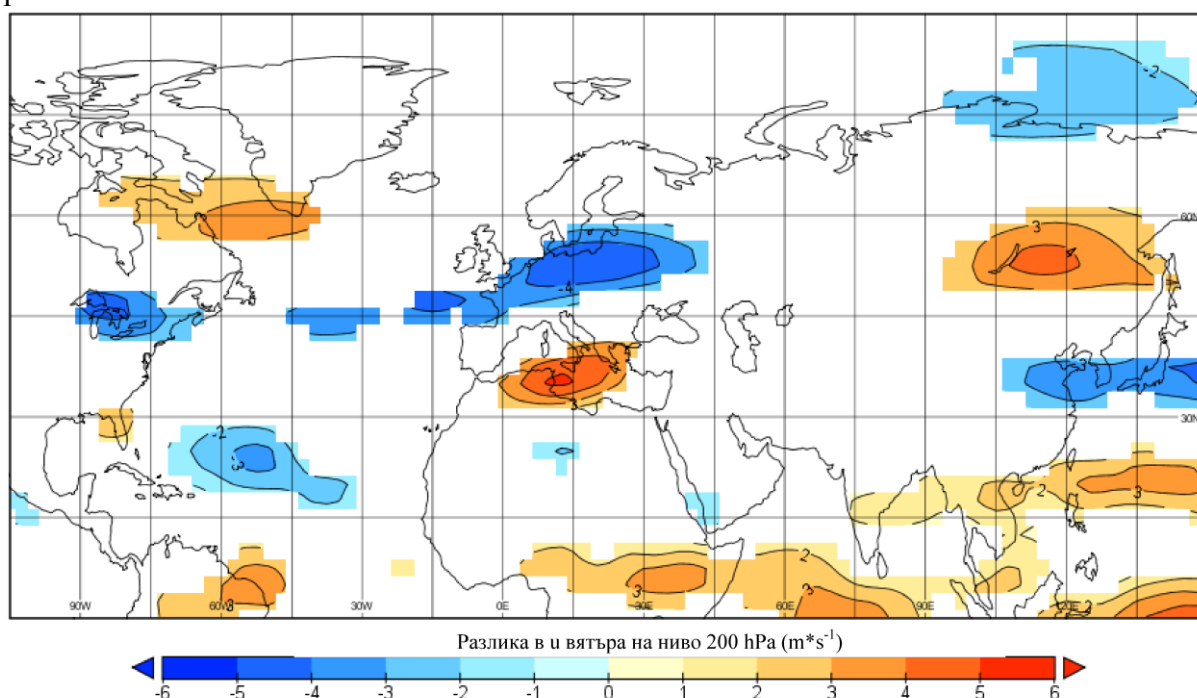


Фигура 5.5.1.7. Разлика в средната специфична влажност на ниво 1000 hPa през септември между подпериодите 1995-2014 г. и 1950-1994 г. в Средиземноморския регион. Показани са само клетки със статистически значими разлики.

Кои са основните фактори и механизми, които водят до промените в пространственото разпределение на ПМРАН в изследвания район? Азорският максимум се явява северният край на клетката на Хадли. Като цяло тропическата циркулация в своя северен край, където преобладават низходящите движения на въздуха, определя зоните на високо атмосферно налягане, които се явяват един от основните фактори за валежите в субтропите и в частност в Средиземноморския регион. В този смисъл промените в широчината и интензивността на тази клетка са от основно значение за промените в циркулацията и валежите в изследвания район. През последните десетилетия се наблюдава разширение в посока към полюса на тази клетка в северното полукълбо. Темпът на преместване на северната граница на север е различен, в зависимост от различните данни (реанализи, радиосонди, спътници и др.) или индикатори за определяне на северната граница (височината на тропопаузата, изходящата дълговълнова радиация, средната меридионална циркулация, разделянето на струйните течения и т.н.). Малко по-противоречиви са данните относно интензитета на тази меридионална циркулация. Механизмите, които вероятно са отговорни за наблюдаваните тенденции са разпределени най-общо в четири основни групи: повишаване на височината на тропическата тропопауза; извънтропични вихри; статична стабилност; въздействие на температурата на морската вода. Един възможен индикатор за северната граница на клетката на Хадли е субтропичното струйно течение. То показва междугодишни колебания, които са в добър синхрон с тези на клетката на Хадли. Отчита се също така, че субтропичното струйно течение е в добра корелация с ENSO, NAO, температурата на морската вода и други индекси, което го прави добър комплексен показател за глобалната атмосферна циркулация.

Позицията на северната граница на клетката на Хадли през септември в изследвания район ще бъде разкрита и проучена чрез субтропичното струйно течение. Неговата позиция е добре представена от зоналната компонента на вятъра (и вятъра) на

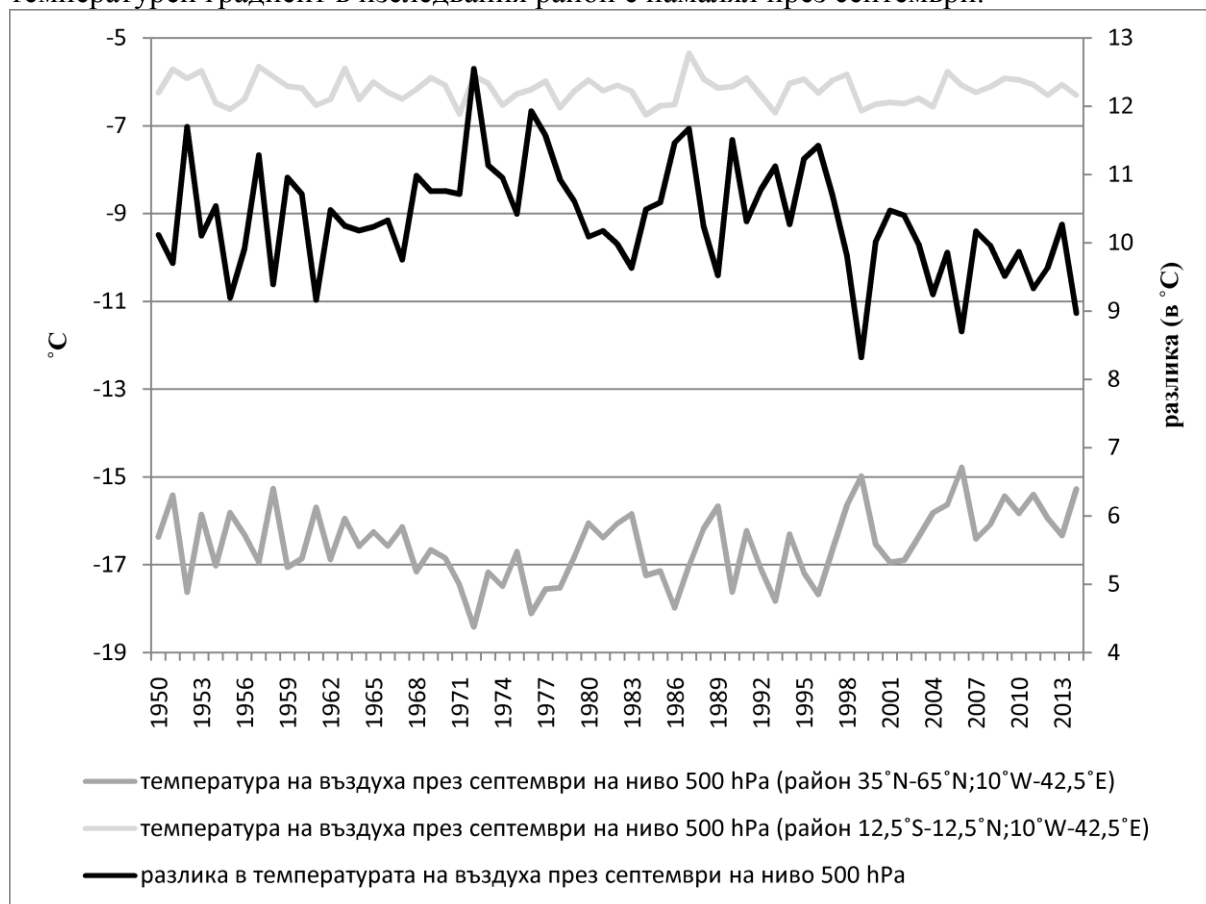
ниво 200 hPa. Клетки със статистически значима разлика в зоналната компонента на вятъра на ниво 200 hPa през септември между настоящия и базовия периоди са показани на фигура 5.5.1.8. Субтропичното струйно течение се простира от ширини около 30°N над Северна Африка до ширини около 40°N над Източна Азия през този месец. В районите около 30°N над Южна Европа и Северна Африка субтропичното струйно течение се е изместило на север, изразено чрез увеличение на скоростта на зоналната компонента на вятъра северно от 30°N и намаление на скоростта на зоналната компонента на вятъра южно от този паралел. Същият процес се наблюдава над източните части на Азия - увеличаване на скоростта на зоналната компонента на вятъра на север от 40°N и намаляване на скоростта на зоналната компонента на вятъра южно от този паралел. Това показва, че субтропичното струйно течение в тази област се е изместило на север. Може да се заключи, че според този индикатор северната граница на клетката на Хадли през септември се е изместила на север в изследвания район.



Фигура 5.5.1.8. Разлика в средния и вятър на ниво 200 hPa през септември между подпериодите 1995-2014 г. и 1950-1994 г. Показани са само клетки със статистически значими разлики.

Какви са възможните причини и механизми за наблюдаваните премествания на северната граница на клетката на Хадли? Като цяло основният движещ фактор за атмосферната циркулация на Земята са разликите в температурите на отделните части на атмосферата. При полюсите въздухът е по-студен и съответно по-тежък и се движи приземно в посока към екватора. На екватора по-топлият въздух се издига във височина и се придвижва в посока към полюса. Нивото 500 hPa е избрано с цел да представлява температурата на тропосферния въздух, поради факта, че то се намира приблизително в средата на този слой и може да се използва като индикатор за температурата на целия слой. Фигура 5.5.1.9 показва хода на средната температура на въздуха през септември на ниво 500 hPa в районите 35°N-65°N; 10°W – 42,5°E (Европа) и 12,5°S – 12,5°N; 10°W – 42,5°E (съответстващите дължини в екваториалната зона). Също така е показана и разликата в тези температури. На фигурата се вижда, че разликата в температурата на

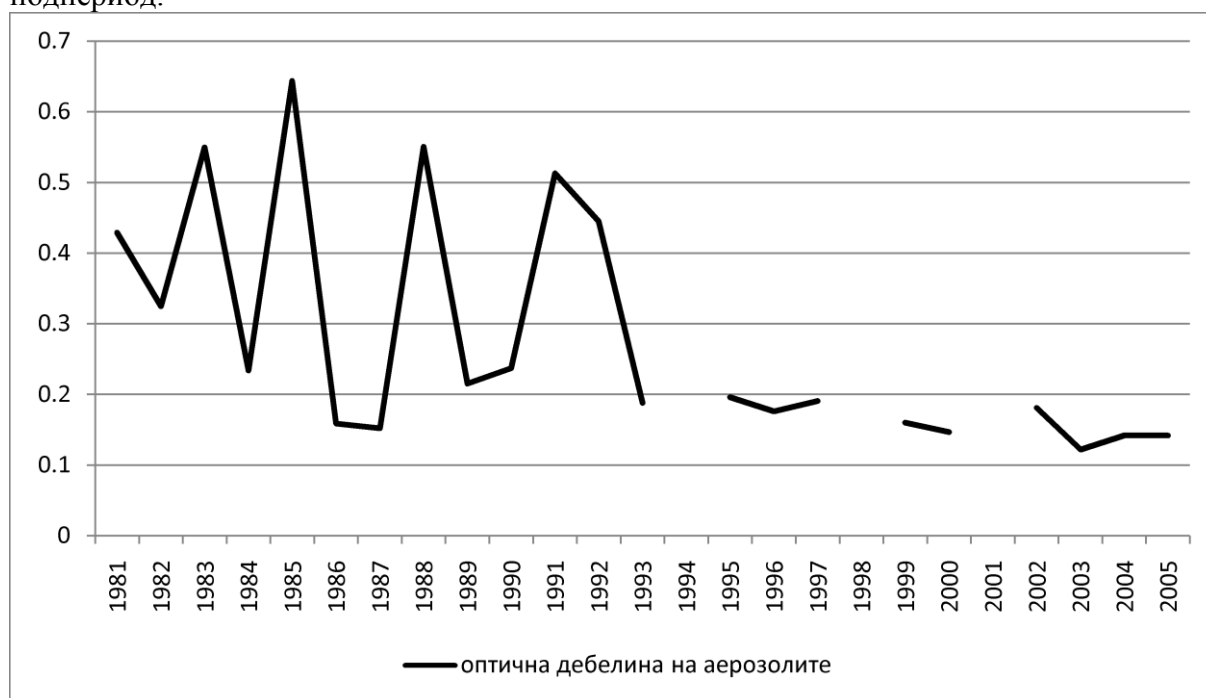
въздуха между двете области е намаляла значително в периода 1995 – 98 г. Средната разлика в периода 1950 - 94 г. е $10,6^{\circ}\text{C}$, докато в периода 1995-2014 г. тя е $9,9^{\circ}\text{C}$. Също така фигурата показва, че това намаление на разликата се дължи единствено на увеличението на температурата на тропосферата над Европа, което се осъществява в периода 1995 – 98 г. Температурата на тропосферата над екватора не показва значителни промени в изследвания период. Основният извод тук е, че меридионалният температурен градиент в изследвания район е намалял през септември.



Фигура 5.5.1.9. Ход на средната температура на въздуха през септември на ниво 500 hPa в домейните 35°N - 65°N ; 10°W - $42,5^{\circ}\text{E}$ (Европа) и $12,5^{\circ}\text{S}$ - $12,5^{\circ}\text{N}$; 10°W - $42,5^{\circ}\text{E}$ (съответстващи дължини в екваториалната зона) за периода 1950 - 2014 г. Ходът на разликата в тези температури е покан на дясната вертикална ос.

Един от факторите, който оказва значително влияние върху температурата на въздуха е съдържанието на аерозоли в атмосферата. Фигура 5.5.1.10 показва хода на оптичната дебелина на аерозолите през септември в клетка 43°N - 44°N ; 28°E - 29°E , която обхваща атмосферата над Черно море, в близост до източното крайбрежие на Балканския полуостров (данни от GACP, GEWEX). Периодът с налични данни тук е кратък – 1981 – 2005 г., като има няколко години с липсващи данни. Графиката ясно показва статистически значимо намаление на оптичната дебелина на аерозолите, което се случва около 1993 г. През първия подпериод (1981 – 1992 г.) средната стойност е около 0,37, а през втория подпериод (1993 – 2005 г.) е само 0,17. Ясно е също така, че намалението по време на втория подпериод е устойчиво като измерените стойности не надвишават през която и да е година 0,2. Подобен, макар и по-слабо изразен, спад се наблюдава и над централната част на Средиземно море (на юг от Сицилия), където

стойностите намаляват от средно 0,2 през първия подпериод до средно 0,15 през втория подпериод.



Фигура 5.5.1.10. Ход на оптичната дебелина на аерозолите през септември в клетка 43°N-44°N; 28°E-29°E за периода 1981-2005 г.

Механизмът на наблюдаваните промени в северната граница на клетката на Хадли вече може да бъде обяснен по следния начин. В западната част на изследвания район (източната част на Северна Америка, Северният Атлантик и Европа) аерозолите след средата на 90-те г. на 20 в. намаляват сериозно, което води след себе си повишение на температурите на тропосферния въздух в тези райони (които обхващат основно средните ширини на северното полукълбо). По този начин меридионалният температурен градиент намалява, съответно скоростта на придвижване на въздушните частици (на север в горната тропосфера и на юг в долната) също намалява. Това води до намаляване на кориолисовата сила и следователно точката на равновесие между кориолисовата сила и силата на градиента на налягането се е изместила по-далеч (на север в горната тропосфера) от началната точка. Това резултира и в наблюдаваното разширяване и съответно изместване на север на северната граница на клетката на Хадли.

Както вече беше споменато при намаление на меридионалния температурен градиент интензивността (силата) на циркулацията на Хадли би следвало да спада. По данните от тенденциите в ПМРАН (доколкото този показател може да характеризира интензивността на изследваната циркулация) се вижда, че тя намалява в западната част на разглеждания район. Това се изразява в покачване на налягането в междутропическата зона на конвергенция, от западна Африка до югоизточна Азия и съответно намаление на налягането в Азорския максимум, който е северната част на тази циркулация. Като цяло обаче следва да се внимава с определянето на тенденциите в интензивността на циркулацията на Хадли, тъй като съществуват и други фактори, които оказват влияние. Един от тях е глобалното повишение на температурите, което внася повече енергия в атмосферата, което би следвало да води след себе си интензифициране на циркулацията.

6. Генетична климатична подялба на Балканския полуостров. Времева и пространствена динамика.

Основният период на изследване 1950 – 2012 г. беше разделен на два подпериода: 1950 – 1986 и 1987 – 2012 г. Целта е да се види какви промени настъпват в положението на границите между отделните климатични зони. Първият подпериод може да се определи като студен, а вторият – като топъл. Това беше основната причина разделянето във времето да бъде точно такова. Характеристиката на отделните климатични зони ще се прави както по отношение на границата между умерения и субтропичния пояси, така и по отношение на океанско/континентално влияние. Субтропичният пояс по определение е с 6 месеца тропични и 6 месеца умерени въздушни маси. Беше възприето критерият за причисляване на определена зона към този пояс да е поне 4 месеца от годината да са с тропични въздушни маси. При 2-3 месеца се приема, че зоната е преходна (гранична) между субтропичния и умерения климат. При по-малко се приема, че зоната спада към умерения климат. При определянето океански/континентален климат няма ограничение в рамките на годината, поради което се възприе, че при 4-8 месеца влияние на едните или другите въздушни маси климатът да е преходен океанско-континентален. При 3 или по-малко месеца с влияние на определени въздушни маси климатичната зона се причислява към съответния тип, който преобладава.

Подпериод 1950 – 1986 г.

Резултатите от клъстер анализа и регионализацията за подпериода 1950 - 1986 г. са показани на фигура 6.1.



Фигура 6.1. Регионализация на Балканския полуостров за подпериода 1950 – 1986 г.

Клъстър I.1

Клъстър I.1 на фигура 6.1 е с умерен океански климат. Той включва станциите Любляна, Загреб, Госпич, Осиек, Сараево, Нови Сад, Валево, Белград, Тимишоара, Клуж, Сибиу и Бистрица. Океанското влияние е през следните периоди - районът е под влиянието на Исландския минимум през март и април, от май до септември е под влиянието на Азорския максимум и през ноември и декември отново е под влиянието на Исландския минимум. Континенталното влияние е свързано със Сибирския максимум, който определя въздушните маси над този район през януари, февруари и октомври. Сибирският максимум и Исландският минимум носят въздушни маси от умерените ширини. От друга страна, от важно значение е и позицията на Азорския максимум на север или на юг от дадената област. В този случай, той е на юг от района, което води отново до пренос на въздушни маси от умерените ширини. Ето защо, тази зона (клъстър) принадлежи към умерения климат.

Клъстър I.2

Клъстър I.2 на фигура 6.1 е с умерен преходен от океански към континентален климат. Той включва станциите Яш, Кишинев, Одеса, Бузю, Галац, Сулина, Кълъраш, Констанца и Варна. Трябва да се спомене, че очертаването на границите на различните клъстър е до някаква степен субективно, поради съществуващата база данни. В този случай, както и за следващия подпериод (1987 – 2012 г.) границата между този клъстър и клъстър II.2 минава най-общо по линията Букурещ - Кълъраш. Също така границите към краищата на фигурата трябва да се приемат като условни, тъй като в тези райони няма достатъчно станции. Океанското влияние в тази зона се усеща през април и декември (Исландски минимум) и през май и септември (Азорски максимум). Континенталното влияние преобладава през останалата част от годината – Сибирски максимум (януари - март и октомври - ноември) и Източноевропейски минимум (юни-август). През май и септември Азорският максимум е разположен южно от региона, а другите постоянни или сезонни барични центрове са свързани само с въздушни маси на умерените ширини. Ето защо клъстърът принадлежи към умерения климат.

Клъстър II.1

Клъстър II.1 на фигура 6.1 има преходен субтропичен към умерен и преходен океански към континентален климат. Той включва станциите Триест, Риека, Сплит и Ластово. Океанското влияние в района се осъществява от Исландския минимум (февруари - април и ноември - декември) и Азорския максимум (май - юни и септември). Континенталното влияние преобладава през януари и октомври (Сибирски максимум), и през юли и август (северозападният край на Иранския минимум). През май, юни и септември изследваният район се намира в северната част на Азорския максимум и може да се предположи, че той е под влиянието най-вече на въздушни маси на умерените ширини. От друга страна, северозападният край на Иранския минимум носи тропични въздушни маси. Т.е. в рамките на годината има два месеца с тропични въздушни маси. Ето защо този клъстър принадлежи на преходния субтропичен към умерен климат. По принцип, районът на клъстър II.1 и II.2 би могъл да се разглежда като много широка граница между субтропичния и умерения климат, защото ясно изразените граници са много редки в природата.

Клъстър II.2

Клъстър II.2 на фигура 6.1 има преходен субтропичен към умерен и преходен океански към континентален климат. Той включва следните станции: Ниш, Скопие, Враня, Димитровград (Цариброд), Кюстендил, Неготин, Видин, Лом, Крайова, Враца, София, Сандански, Плевен, Пазарджик, Букурещ, Русе, Велико Търново, Казанлък, Хасково, Кърджали и Сливен. Това е основната част от територията на България с най-

много станции. Океанското влияние в областта е свързано с Исландския минимум (март - април и декември) и Азорския максимум (май - юни и септември). Континенталното влияние е свързано със северозападния край на Иранския минимум (юли - август) и Сибирския максимум (януари - февруари и октомври - ноември). Може да се приеме, че районът е разположен на север от Азорския максимум през май, юни и септември, така че е под влиянието на въздушни маси на умерените ширини. Тропични въздушни маси се наблюдават само през юли и август (северозападният край на Иранския минимум). Ето защо, районът принадлежи към преходния субтропичен към умерен климат.

Клъстер III.1

Клъстер III.1 на фигура 6.1 има субтропичен, преходен океански към континентален климат. Той включва станции Подгорица, Керкира, Араксос и Метони. Океанското влияние се осъществява чрез Исландския минимум (декември - април) и Азорския максимум (май - юни). Континенталното влияние е свързано със северозападния край на Иранския минимум (юли - септември) и Сибирския максимум (октомври - ноември). В продължение на три месеца от годината (от юли до септември), районът е под влиянието на тропични въздушни маси. През юни, той е в южната периферия на Азорския максимум, което също води до доминиране на тропични въздушни маси. Ето защо, тази област принадлежи към субтропичния климат.

Клъстер III.2

Клъстер III.2 на фигура 6.1 има субтропичен, преходен континентален към океански климат. Той включва станции Атина, Ираклион и Измир. Северната му граница в Мала Азия е условна поради малкото количество станции там. Възможно е, тя да се простира и в по-северна посока. Исландският минимум донася океанското влияние в района. Той доминира в периода от декември до април. Континенталното влияние е свързано със северозападния край на Иранския минимум (от май до октомври) и Сибирския максимум (ноември). Това е типичен субтропичен климат, в който през шест месеца от годината доминират тропичните въздушни маси, а през останалите шест месеца доминират въздушни маси от умерените ширини.

Клъстер III.3

Клъстер III.3 на фигура 6.1 има субтропичен, преходен океански към континентален климат. Той включва станции Солун, Лариса, Лемнос, Александруполис, Бургас, Одрин, Чанаккале и Истанбул. Океанското влияние е свързано с Исландския минимум (април и декември) и Азорския максимум (май и септември). Континенталното влияние се осъществява от Сибирския максимум (януари - март и октомври - ноември) и северозападния край на Иранския минимум (юни - август). Последният определя наличието на тропични въздушни маси през лятото. През май тази зона остава в южната периферия на Азорския максимум, което също води до пренос на тропични въздушни маси. Ето защо този клъстер принадлежи към субтропичния климат.

Подпериод 1987 – 2012 г.

Резултатите от клъстер анализа и регионализацията за подпериода 1987 - 2012 г. са показани на фигура 6.2. Този подпериод се характеризира с по-високи спрямо предишния подпериод температури на въздуха.



Фигура 6.2. Регионализация на Балканския полуостров за подпериода 1987 – 2012 г.

Фигура 6.3 показва настъпилите промени в сравнение с първия подпериод, както по отношение на границите, така и в обхвата на отделните клъстър.

максимум), и през март - април (Исландски минимум). През втория подпериод се наблюдава повишение на ПМРАН от декември до март и спад от юни до септември. Сравнението на отношението океанско/континентално влияние (9/3 месеца) между двата подпериода показва, че няма промяна, но има известно преразпределение на тези влияния в течение на годината. Засилването на субтропичното влияние е видно и тук.

Клъстър I.3

Клъстър I.3 на фигура 6.2 съответства на клъстър I.2 на фигура 6.1. Той има преходен континентален към океански, умерен климат и включва станции Яш, Кишинев, Одеса, Бузю, Букурещ, Кълъраш, Галац и Сулина. Следва да се отбележи отново, че границата между този клъстър и клъстър II.2 минава по линията Букурещ - Кълъраш. Според фигура 6.3 има леко изместване на тази граница в югозападна посока. От друга страна, областта между Дунав и Черно море принадлежи вече към два други клъстъра (II.2 и III.3). Континенталното влияние в клъстър I.3 се осъществява от Източноевропейския минимум (май - август), Сибирския максимум (октомври - декември), а в някои години и от северозападния край на Иранския минимум (юни - август). Океанското влияние идва чрез Азорския максимум (януари - февруари и септември) и Исландския минимум (март - април). През втория подпериод има повишение на ПМРАН от декември до февруари. Това се дължи на прехода от влияние на Исландския минимум към влияние на Сибирския максимум през декември. Също така през януари и февруари има промяна от влияние на Сибирския максимум към влияние на Азорския максимум, което също води до по-високи стойности на ПМРАН. През останалата част от годината няма значими промени. Общата тенденция в зоната е към по-океански климат (5 месеца в този подпериод в сравнение с 4 месеца в предишния). Също така и тук може да се наблюдава засилване на субтропичността на климата.

Клъстър II.1

Клъстър II.1 на фигура 6.2 има преходен океански към континентален и преходен субтропичен към умерен климат. Според Фигура 6.3 неговият обхват се е разширил малко по северната му граница и включва станции Триест, Риека, Сплит и Ластово. Океанското влияние е свързано с Азорския максимум (януари, май и септември) и Исландския минимум (февруари - април, октомври - ноември). Континенталното влияние се проявява през юни - август (северозападният край на Иранския минимум) и декември (Сибирски максимум). През втория подпериод има значително повишение на ПМРАН от декември до март. Причините са същите, както при другите, вече разгледани по-горе, клъстъри, с тази разлика, че е налице засилване на влиянието на Азорския максимум през февруари и март, но тези месеци все още остават под доминиращото влияние на Исландския минимум. Налице е намаление на ПМРАН в периода от юни до септември, което се дължи на нарастващото влияние на северозападния край на Иранския минимум. От гледна точка на съотношението океанско/континентално влияние не се наблюдават разлики с предходния подпериод, въпреки че има известно преразпределение в рамките на годината. Също така е очевидно засилването и разширяването на влиянието на тропичните въздушни маси през лятото.

Клъстър II.2

Клъстър II.2 на фигура 6.2 има преходен океански към континентален и преходен субтропичен към умерен климат и включва станции Ниш, Неготин, Видин, Крайова, Лом, Враца, Плевен, Пазарджик, Велико Търново, Казанлък и Русе. Океанското влияние е свързано с Азорския максимум (януари - февруари, май и септември) и Исландския минимум (март - април). Континенталното влияние обхваща

останалите шест месеца от годината –от юни до август (северозападния край на Иранския минимум) и октомври - декември (Сибирски максимум). Фигура 6.3 показва, че този клъстер се е разширил на север в районите около Ниш и по Черноморското крайбрежие и се е свил в югозападна посока в района около Букурещ. През втория подпериод е налице значително повишение на ПМРАН от декември до февруари. Причините за това вече са обсъдени по-горе. Няма промени в съотношението океанско/континентално влияние (6/6 месеца), но има известно преразпределение в рамките на годината. Налице е тенденция към засилване и разширяване на влиянието на тропичните въздушни маси в района.

Клъстер III.1

Клъстер III.1 на фигура 6.2 има преходен континентален към океански, субтропичен климат и включва станции Подгорица, Керкира, Араксос и Метони. Океанското влияние се осъществява чрез Азорския максимум (януари, май) и Исландския минимум (февруари - април). Континентално влияние се наблюдава през юни - септември (северозападния край на Иранския минимум) и октомври - декември (Сибирски максимум). Фигура 6.3 показва, че северната му граница се е изместила на север като по този начин клъстерът разширява своя териториален обхват. През втория подпериод има добре открояващо се повишение на ПМРАН от декември до март и спад от юни до септември. Причините вече бяха споменати по-горе (клъстер II.1). Основните тенденции, наблюдавани в тази област са засилването на континенталното влияние (от 5 на 7 месеца в годината) и по-продължително задържане на тропичните въздушни маси. И двете тенденции са свързани с увеличеното влияние на северозападния край на Иранския минимум.

Клъстер III.2

Клъстер III.2 на фигура 6.2 има преходен континентален към океански, субтропичен климат и включва станции Атина, Ираклион и Измир. Океанското влияние е свързано с Азорския максимум (януари) и Исландския минимум (февруари - април). Континентално влияние има от май до октомври (северозападния край на Иранския минимум) и ноември - декември (Сибирски максимум). През втория подпериод се наблюдават по-високи стойности на ПМРАН от декември до март. Причините са същите, както в другите по-северни райони. Това води и до по-голямо континентално влияние - от 7 на 8 месеца в годината. Няма промяна в обхвата и степента на влияние на тропичните въздушни маси.

Клъстер III.3

Клъстер III.3 на фигура 6.2 има преходен континентален към океански, субтропичен климат и включва станции Враня, Скопие, Димитровград (Цариброд), Кюстендил, София, Сандански, Солун, Лариса, Констанца, Варна, Бургас, Сливен, Хасково, Кърджали, Одрин, Александруполис, Лимнос, Чанаккале и Истанбул. Следва да се отбележи, че това е областта, която разширява най-много териториалния си обхват (Фигура 6.3) в сравнение с предходния подпериод, най-вече поради изместване на север на северната си граница. По този начин голяма част от югозападна, южна и североизточна България се включват в този клъстер. Най-голяма промяна може да се наблюдава в района на Варна - Констанца, който преминава директно от умерен към субтропичен климат. Океанското влияние е свързано с Азорския максимум (януари - февруари и май) и Исландския минимум (март - април). Континенталното влияние се проявява от юни до септември (северозападния край на Иранския минимум) и октомври - декември (Сибирски максимум). През втория подпериод е налично характерното повишение на ПМРАН от декември до февруари и спадът от юни до октомври. Причините са същите като вече споменатите по-рано. Налице е засилване на

океанското влияние (от 4 на 5 месеца) поради смяната на Сибирския с Азорския максимум през януари и февруари. Т.е. океанското влияние се увеличава главно през зимата. От друга страна се засилва и разширява влиянието на северозападния край на Иранския минимум, което води до засилен пренос на тропични въздушни маси. Този процес е особено изразен в северната периферия на зоната.

7. Изводи

За периода 1979 – 2015 г. статистически значими трендове се наблюдават само при дълговълновите (насочен надолу и насочен нагоре) радиационни потоци при средногодишните им стойности. Този тренд се дължи основно на месеците от топлото полугодие, тъй като тогава той е значим. Имайки предвид, че два от основните фактори, определящи радиационните потоци в България, а именно астрономическият и местните физикогеографски условия, не са се променили през този период, то следва да се приеме, че наблюдаваните промени се дължат или на промени в циркулацията, или на промени в газовия и аерозолния състав на атмосферата. Настоящото изследване показва, че водещ фактор за тези промени е газовият и аерозолен състав на атмосферата, чиито промени водят и до промени в циркулацията.

Основните състави на атмосферата, които имат влияние върху радиационните потоци при земната повърхност са водната пара (H_2O), въглеродния диоксид (CO_2), метана (CH_4) и аерозолите. Както вътрешногодишния, така и междугодишния ход на водната пара в тропосферата над България се определят от съответния ход на температурата на въздуха в права пропорция. Съответно през изследвания период количеството водна пара показва статистически значим позитивен тренд. Нейното пространствено (хоризонтално) разпределение в атмосферата се определя основно от три фактора – атмосферната циркулация, релефа и наличието на големи водни тела, като релефът има преобладаващо влияние в по-горните атмосферни слоеве, а водните тела – в по-долните. Вътрешногодишният ход, както и пространственото разпределение на CO_2 в тропосферата се обуславят основно от жизнения цикъл на растенията и тяхното общо количество в определена територия или акватория. Като цяло пространствените различия не са големи и може да се каже, че CO_2 е сравнително равномерно разпределен в атмосферата над България. Наблюдаваният значим позитивен тренд не може да се обясни с естествени причини (като намаляване на количеството растителност например), което води до извода, че основният фактор тук е антропогенната дейност. Растителността, както и светлинните и температурно-влажностните условия определят до голяма степен вътрешногодишния ход и пространственото разпределение на концентрацията на CH_4 в атмосферата над България. Основните източници на метан са процесите на гниене на растителна биомаса, които се благоприятстват от по-високи температури и по-висока влажност. В този смисъл наблюдаваните положителни тенденции и в двата параметъра през изследвания период обуславят до голяма степен и наблюдавания положителен тренд в количеството метан в атмосферата над България. Оптичната дебелина на аерозолите зависи както от естествени, така и от антропогенни фактори. Вътрешногодишният ход се определя основно от естествени фактори като най-важните са вертикалните движения в атмосферата, както и наличието или липсата на снежна покривка. Междугодишните тенденции в количеството аерозоли, които са статистически значими и с отрицателен знак, се определят от горепосочените естествени фактори, но също така и от антропогенния фактор. Пространственото разпределение на оптичната дебелина на аерозолите зависи основно от антропогенния фактор през лятото и естествените фактори през зимата.

Температурата на въздуха в приземния атмосферен слой се определя основно от насочената нагоре дълговълнова радиация. Този радиационен поток от своя страна зависи от постъпващите към земната повърхност късовълнови и дълговълнови радиационни потоци. От така изследваните елементи парниковите газове обуславят насочената надолу дълговълнова радиация, а аерозолите – двата късовълнови радиационни потока (насочени надолу и нагоре). Въпреки че разкритата корелация между аерозолите и тези късовълнови потоци е слаба, въздействието на аерозолите върху насочения нагоре дълговълнов поток и съответно температурата на въздуха е доста по-голямо поради три причини. Първо, аерозолите намаляват постъпващата към земната повърхност късовълнова радиация и същевременно увеличават отразената късовълнова радиация, което увеличава нетния ефект в късовълновия спектър. Второ, влиянието на нетната постъпваща към земната повърхност късовълнова радиация върху насочената нагоре дълговълнова радиация е по-голямо от влиянието на насочената надолу дълговълнова радиация. Трето, беше разкрито статистически значимо влияние със закъснение от 1 месец на оптичната дебелина на аерозолите върху специфичната влажност, а от там и върху насочения надолу дълговълнов радиационен поток, насочения нагоре дълговълнов радиационен поток и температурата на въздуха. Всичко това води и до основния извод, че влиянието на аерозолите върху температурата на въздуха е комплексно и по-голямо от предполагаемото досега, като ефектът е по-продължителен във времето. Резултатите от изследването показват, че аерозолите се нареждат на второ място по влияние върху температурата на въздуха след водната пара.

Парниковите газове влияят върху насочената надолу дълговълнова радиация, която обаче има по-малка роля при вариациите на насочената нагоре дълговълнова радиация и съответно при вариациите на температурата на въздуха. Основният парников газ е водната пара, но по наличните данни е трудно да се прецени до колко тя оказва влияние върху температурата на въздуха и до колко температурата на въздуха оказва влияние върху съдържанието на водна пара в атмосферата. Вторият по значение парников газ е CO_2 , но той е трети по влияние върху температурата на въздуха. Ролята на CH_4 за парниковия ефект остава трудна за преценка, поради разкритата значима обратнопропорционална зависимост между този газ и водната пара. Повишеното съдържание на водна пара води до по-големи количества хидроксилен радикал в атмосферата, което от своя страна съществено намалява съдържанието на CH_4 във въздуха. В този смисъл наблюдаваният през последните години позитивен тренд при CH_4 е донякъде занижен от също така позитивния тренд при количеството водна пара в атмосферата.

Един от газовете, който има съществено влияние не само върху човешкото здраве, а и върху общата атмосферна циркулация е озонът. Той е основният фактор, който определя температурата на въздуха в ниските слоеве на стратосферата. Циркулационните процеси в този слой се дължат основно на термодинамични причини и в този смисъл озонът има основна роля за циркулацията в стратосферата. От своя страна циркулацията в стратосферата влияе върху циркулацията в горната тропосфера и най-вече върху струйните течения, които са разположени там (Kidston et al. 2015). А струйните течения имат основно влияние върху циркулацията в цялата тропосфера. Всичко това показва важната роля на озона за климата на Земята и необходимостта от неговото изследване. Основните фактори за образуването на озон са производството на кислород, което се осъществява от растителността и постъпването на ултравиолетова радиация от Слънцето. Потокът кислород се движи отдолу нагоре, а потокът ултравиолетова радиация – отгоре надолу. Вътрешногодишният ход на общото съдържание на озон в атмосферата над България се определя от стратосферната

циркуляция, изразена чрез меридионалния ѝ компонент. Наблюдаваният статистически значим негативен тренд в общото съдържание на озон в края на 20 в. се запазва като знак и в началото на 21 в., но вече не е статистически значим. Това означава едно стабилизиране на нива, които са по-ниски от наблюдаваните в средата на 20 в. Пространственото разпределение на общото количество озон се влияе както от гореспомнатите основни фактори, така и от някои вторични, които влияят най-вече върху количеството на тропосферния озон. Голяма част от тези вторични фактори са с антропогенен характер, но има и такива, които се дължат на специфики в атмосферната циркуляция. През изследвания период не се наблюдава никакво съществено пространствено преразпределение на общото съдържание на озон в атмосферата над България.

По отношение на зоналното направление на циркуляцията в България преобладава преносът на въздушни маси от запад. В този смисъл целогодишните циркуляционни центрове (Азорският максимум и Исландският минимум), които са разположени западно от страната ни имат съществено влияние върху климата на България. При меридионалния пренос на въздушни маси през различните месеци от годината има редуване на северна или южна посока, без някоя от тях да преобладава. Налице е увеличение на броя на антициклоните през изследвания период във всички части от България, въпреки че то не е статистически значимо. От друга страна особено ясно е изразено намалението на годишния брой на циклоните, най-вече в североизточна България. Броят на циклоните също така значително намалява през януари, юни и ноември. Това се дължи на промени в общата атмосферна циркуляция в Атлантико-Евразийската част на северното полукълбо, която се изразява в преместване в посока България или просто разширяване на обхвата на основни антициклонални центрове като Азорския максимум и Сибирския максимум. По този начин на годишна база се осъществява реорганизация на атмосферната циркуляция в посока на повече антициклонални модели. Зоналният и меридионалният индекси, изчислени за България също показват определена времева динамика. Честотата на зоналните модели с посока на пренос от запад на изток се увеличава в периода октомври - май. Зоналният индекс намалява през лятото, което означава засилване на въздушния пренос от изток на запад. Меридионалният индекс понижава своите стойности през всички месеци от годината, най-значимо през август и септември. Това означава увеличение на северния компонент при преноса на въздушни маси. Нетният резултат от тези процеси е увеличение на преноса от северозапад през зимата (което води до затопляне в България) и увеличение на преноса от североизток през лятото (което също води до затопляне в България).

От изследваните 4 основни модела на атмосферна циркуляция в Атлантико-Евразийската част на северното полукълбо, моделът NAO оказва влияние върху броя на циклоните преминаващи през България през преходните сезони, като това влияние е по-осезаемо в северна в сравнение с южна България. Моделът EA също има съществено влияние върху броя на циклоните, минаващи през България, през някои месеци от преходните сезони, а също така и върху зоналния пренос на въздушни маси целогодишно. В този смисъл моделът EA има по-важна роля от модела NAO по отношение на зоналния пренос в страната ни. Този модел показва и значимо нарастване на стойностите си през изследвания период, което означава засилване и разширяване на влиянието на Азорския максимум, което засяга и територията на България, водейки до повече антициклонални обстановки и намаление на циклоните. Моделът EA/WR оказва съществено влияние върху броя на циклоните през зимата в България, а също така и върху меридионалната циркуляция през този сезон. Моделът SCAND има значимо влияние върху броя на циклоните в България през лятото и също така този модел

определя меридионалната циркулация целогодишно. Като цяло се вижда, че разгледаните 4 основни модела на циркулация в Атлантико-Евразийската част на северното полукълбо покриват почти напълно циркулацията (изразена чрез броя циклони и антициклони, както и чрез два индекса) над България през различните части от годината. От друга страна обаче циркулацията над България е по-добре да се изразява и изследва чрез индекси, изчислени конкретно за тази територия, тъй като те отразяват най-комплексно и точно динамиката в атмосферата над страната ни.

Атмосферното налягане в България се определя от разликата между броя на циклоните и броя на антициклоните в даден период. През студеното полугодие антициклоните имат по-висок брой в сравнение с циклоните, което определя и по-високи стойности на атмосферното налягане. През топлото полугодие бройката им е приблизително равна и съответно стойностите на атмосферното налягане спадат. На годишна база поради преобладаването на антициклоните атмосферното налягане има стойности, които са по-високи от средното за цялата планета. Пространственото разпределение на ПМРАН по територията на България отразява нейното местоположение по отношение на основните барични центрове в Атлантико-Евразийската част на северното полукълбо.

Пространственото разпределение на продължителността на слънчевото греене в България се дължи основно на астрономическия фактор. Другите два фактора, които имат влияние са облачността (с по-голяма тежест – около и над 80%) и съдържанието на аерозоли в атмосферата (с по-малка тежест). През последните две десетилетия се наблюдава съществено покачване на часовете със слънчево греене в ниската част на България през почти всички месеци с изключение на септември и октомври. Основният фактор, който предизвиква това покачване е увеличаването на прозрачността на атмосферата през този период, свързано със закриването на много промишлени производства, както в страната, така и в Европа. По този начин намалява количеството на изхвърляните аерозоли в атмосферата. Този ефект обаче не се усеща в планинските части на България, тъй като те са достатъчно отдалечени от източниците на замърсяване. В планините продължителността на слънчевото греене не търпи съществени промени през последните десетилетия.

Средногодишните, както и повечето от средномесечните температури на въздуха през периода 1979 – 2015 г. се повишават. Изключение правят само някои станции през септември и декември. Най-голямо повишение на температурите на въздуха се наблюдава през лятото и през ноември. Повишението през лятото се дължи на радиационния фактор, както и на увеличението на парниковите газове, чийто ефект е най-изразен през лятото, когато и различните радиационни потоци имат най-големи стойности по територията на България. Увеличението на температурите през ноември се дължи главно на циркулационния фактор, който обаче моделира и радиационните потоци. През този месец България все по-често попада в западната част на Сибирския максимум за сметка на преобладаващите Средиземноморски циклони в началото на периода. Тази промяна в циркулацията води до засилване на преноса на въздушни маси от югозапад, по-стабилно и слънчево антициклонално време, по-високи стойности на някои радиационни потоци (сумарна късовълнова радиация, а от там и по-високи стойности на земното излъчване в дълговълновия спектър) и съответно по-високи температури на въздуха. Тенденциите в планинските части на България са в синхрон с тези в ниските части. В пространствено отношение най-голямо повишение на температурите за изследвания период се наблюдава в източна България, което се дължи на близостта на голям воден басейн (Черно море) и термичните специфики на водата, като по-голямата топлемкост и съответно различен темп на загряване.

Основният фактор, който оказва влияние върху температурата на въздуха в България е слънчевата радиация. От различните радиационни потоци с най-голямо значение е земното дълговълново излъчване. Също така значими са и сумарната (късовълнова) радиация и радиационният баланс. Циркулационните фактори също допринасят, макар и в по-малка степен, за температурата на въздуха в България. Зоналният пренос има съществено влияние върху температурата на въздуха като през по-голямата част от годината (есен, зима, пролет) преносът на въздушни маси от запад покачва температурата и обратното. Само през лятото западният пренос води до по-ниски температури и обратното. Меридионалният пренос има само изолирано (през отделни месеци от годината) влияние върху температурата на въздуха в България. От различните изследвани модели на атмосферната циркулация в Атлантико-Евразийската част на северното полукълбо с най-голямо значение е ЕА. Т.е. Азорският максимум е най-важният циркулационен център по отношение на температурата на въздуха в България. Останалите циркулационни модели (NAO, EA/WR и SCAND) оказват значимо влияние върху температурата на въздуха само през отделни месеци от годината.

Влиянието на парниковите газове и аерозолите върху температурата на въздуха е подобно на влиянието им върху насочената нагоре дълговълнова радиация. Това се дължи на факта, че температурата на въздуха в приземния атмосферен слой се определя в много голяма степен от дълговълновото излъчване на земната повърхност. Количеството водна пара в атмосферата определя около 80% от вариациите на температурата на въздуха, но тази връзка е двустранна – температурата на въздуха също влияе върху количеството водна пара в него. В този смисъл посоченият по-горе процент се отнася и за двете посоки на връзката. На второ място по влияние върху температурата се нареждат аерозолите – около 19%, следвани от CO_2 с около 1%. И аерозолите, и CO_2 обаче могат да се променят независимо от температурата (под влиянието на други фактори, включително и антропогенни), което ги прави водещи по отношение на температурните промени в атмосферата.

В по-голямата част от годината пространственото разпределение на облачността се определя от местните физикогеографски фактори като релеф и граница суша-вода. През зимните месеци се увеличава влиянието на циркулационния фактор, изразено основно чрез преминаващите на юг от България циклони, което се отразява по съответния начин върху пространственото разпределение на облачността. Сравнението между данните за облачността от използвания реанализ и наземните наблюдения показва определени разлики, които се дължат основно на разликите в мащаба на наблюдаваната част от небето. Изследването на тенденциите за един по-дълъг период (1940 – 2015 г.) чрез различни подпериоди показва определена динамика в стойностите на облачността. Средногодишните стойности не търпят никаква съществена промяна през целия период на изследване. Най-значими промени се наблюдават през есента. През септември през последните приблизително две десетилетия има съществено увеличение на облачността, дължащо се на промени в циркулацията над Средиземноморския регион, предизвикани от промени в аерозолното съдържание в атмосферата над Европа. От друга страна през ноември се наблюдава значим спад в стойностите на общата облачност, който също се дължи на промени в атмосферната циркулация над България и по-конкретно на засилването на влиянието на Сибирския максимум.

Повсеместен спад на валежите в България се наблюдава през ноември, поради по-антициклоналното време (засилване на влиянието на Сибирския максимум водещо до увеличаване на низходящите движения в атмосферата и съответно по-малка

облачност) и засилването на преноса на въздушни маси от запад (изразено чрез повишение на стойностите на зоналния индекс). Налице е също така намаляване на валежите през юни, поради нарастващото влияние на Азорския максимум (съответно засилени низходящи движения в атмосферата). Значимо увеличение на валежите се наблюдава през септември. Всичко това води до преразпределение на вътрешногодишния ход на валежите, като средногодишните суми на валежите остават без съществени промени.

Най-важният фактор за валежите в България са вертикалните движения в атмосферата. Зоналната циркулация също оказва, макар и по-малко, въздействие върху валежите в България. Преносът на въздушни маси от запад през цялата година води до по-ниски от нормалните валежи и обратното. Това е валидно за цялата територия на България. От друга страна, меридионалната циркулация показва разнопосочни и по-слаби връзки с валежите, както в пространствен, така и във времеви аспект. Когато обаче меридионалната циркулация се разглежда комплексно заедно с другите фактори нейната роля се засилва и тя показва обратнопропорционална зависимост с валежите, което означава, че при пренос на въздушни маси от север валежите са повече и обратното. По отношение на четирите основни циркулационни модела в Атлантико-Евразийската част на северното полукълбо основният извод е, че тяхната тежест при определяне на валежните количества е сравнително малка като през зимата валежите в България се влияят основно от моделите NAO и EA/WR, през пролетта и есента - от модела EA, а през лятото - от модела SCAND.

Промените в глобалната циркулация могат да водят до съществени промени в основни климатични елементи (температура на въздуха, валежи) на регионално равнище, особено в райони, които се намират на границата между два главни климатични пояса, какъвто е случаят със Средиземноморския регион (на границата между тропичния и умерения пояс). Същевременно все по-голямо значение придобиват и антропогенните въздействия не само чрез увеличеното количество парникови газове, но и чрез нивата на отделяните в атмосферата аерозоли. В този смисъл е установено, че намаляването на аерозолното замърсяване (съдържание) над Европа в края на 20-ти век води до повишение на температурите в региона, което от своя страна намалява меридионалния температурен градиент между този район и съответстващия му район в екваториалните ширини. Това води до отслабване и изместване на север на Азорския максимум (северният край на клетката на Хадли). Изместването на север поставя Средиземноморския регион в зона с намаляващо ПМРАН, което резултира в увеличение на броя или интензитета на циклоните, и увеличение на облачността и валежите. В периода 1995 – 2014 г. през септември регионът (особено неговата източна част) се намира в границите на вътрешнотропичната зона на конвергенция.

Представеното генетично климатично райониране на Балканския полуостров до голяма степен обединява климатичните районираания на отделните страни. Използването на вътрешногодишния ход на ПМРАН е добра основа за числена параметризация на класификация от генетичен тип. По този начин се решават много от съществуващите в този тип класификации проблеми. Клъстър анализът дава възможност за обективно групиране на изследваните станции. Но все още е необходим субективен контрол поради факта, че събраните данни не са перфектни и въпреки сериозната хомогенизация те все още могат да съдържат грешки или отклонения. В този случай, използването на по-нечувствителен подход за измерване на интервалите, каквато е корелацията на Пиърсън, изглежда най-подходящо. Използването на различни индекси, които характеризират регионалната или части от глобалната

атмосферна циркулация също биха могли да бъдат полезни при климатично райониране на определена територия.

Друг основен извод от направеното изследване е, че климатичните зони на Балканския полуостров не трябва да се дефинират еднозначно като континентални или океански. Това се прави в повечето от настоящите климатични районирации на страните, което води до много различия и несъответствия. В тези районирации източните, югоизточните и северозападните (Словения) части на полуострова са определени като имащи континентален климат, а централната северна (Сърбия) част - като имаща океански климат. Регионализацията, направена в това изследване, показва, че климатът на целия Балкански полуостров е преходен океански-континентален. Също така може да се заключи, че климатът на полуострова е преходен между субтропичен и умерен в посока юг-север.

Климатичната система е динамична във времето, което води до някои различия в пространствения обхват на различните климатични зони. През периода 1950 - 2012 г. са станали няколко съществени промени в атмосферната циркулация над Балканския полуостров, които влияят върху неговото климатично райониране. Налице е сериозно нарастване на влиянието на Азорския максимум в периода януари - март, което води до увеличение на ПМРАН и засилване на океанското влияние. Също така тези въздушни маси през студеното полугодие имат по-високи от нормалните температури на въздуха. Налице е увеличаване на влиянието на северозападния край на Иранския минимум в периода от юни до септември. Това води до по-континентален климат, но и до повече тропични въздушни маси над Балканския полуостров. Съответно, обхватът на субтропичния климат се разширява в северна посока. Налице е увеличаване на влиянието на Сибирския максимум в периода от октомври до декември. Това влияние обхваща централната и източната част на полуострова през октомври и ноември, и достига неговите западни части през декември. По този начин климатът става по-континентален. Тези въздушни маси имат по-ниски от нормалните температури на въздуха и произхождат от умерените ширини, но поради факта, че този процес се осъществява през студеното полугодие, това не влияе на обхвата на субтропичния или умерения климат.

СПРАВКА

Научни приноси в дисертационния труд

1. Разкрити са времевата и пространствена структури за територията на България, както и факторите, които ги обуславят, на четирите основни по отношение на климатичната система късовълнови и дълговълнови радиационни потоци при земната повърхност, както и на радиационния баланс. Получените резултати се базират на преки дистанционни измервания и обхващат настоящ (до 2015 г.) период.

2. Разкрити са времевата и пространствена структури, както и факторите, които ги обуславят, на някои основни парникови газове, като водна пара, въглероден диоксид и метан, а също така и на съдържанието на аерозоли в атмосферата над България. Получените резултати се базират на преки дистанционни измервания и обхващат настоящ (до 2015 г.) период.

3. Установен е механизъм на допълнително индиректно влияние на аерозолите върху температурата на въздуха, което се осъществява с един месец закъснение посредством ситема от връзки между аерозолите, и количеството водна пара, насочения надолу дълговълнов радиационен поток, насочения нагоре дълговълнов радиационен поток и температурата на въздуха.

4. Създадени са циркулационни индекси специално за територията на България, които характеризират зоналното и меридионалното направления на пренос на въздушни маси. Доказано е, че тези индекси описват по-добре циркулационните процеси над страната в сравнение с циркулационни модели, които обхващат по-големи райони от северното полукълбо.

5. Разкрита е връзката на общо четири циркулационни модела в Атлантико-Евразийската част на северното полукълбо с циркулацията и отделни климатични елементи в България.

6. Установена е промяна в продължителността на слънчевото греење в ниската част от територията на България и също така е представен механизъм, който предизвиква тази промяна.

7. Разкрита е пространствената и времева динамика на температурите на въздуха в България в края на 20 и началото на 21 век. Установени са факторите и механизмите, които предизвикват наблюдаваните промени.

8. Установени са промени във вътрешногодишния ход на облачността и валежите в България. Разкрити са факторите и механизмите, които предизвикват наблюдаваните промени.

9. Разкрит е механизъм, чрез който регионални промени в съдържанието на аерозоли в атмосферата водят до промени в общата атмосферна циркулация. Променената обща атмосферна циркулация от своя страна променя цялостно климатичната система и нейните елементи в даден регион. Такъв е случаят с наблюдаваното през последните две десетилетия повишаване на общата облачност и на валежните количества в североизточната част на Средиземноморския регион.

10. Предложена е нова методика за климатична регионализация на дадено пространство. Тя е от генетичен тип и се базира на обективен показател за циркулационните процеси и произхода на съответните въздушни маси, какъвто е приведеното към морско равнище атмосферно налягане. На базата на предложената методика е създадена климатична регионализация на Балканския полуостров. Климатичната регионализация е динамична във времето и в този смисъл отразява

промените в границите на отделните йерархични единици, които се осъществяват през втората половина на 20 век и началото на 21 век.

СПИСЪК НА ПУБЛИКАЦИИТЕ ПО ТЕМАТА НА ДИСЕРТАЦИОННИЯ ТРУД

1. Nojarov P. 2004. Total ozone content over Bulgaria according to satellite data. Проблеми на географията, 3-4: 83-93.
2. Nojarov P. 2014. Atmospheric circulation as a factor for air temperatures in Bulgaria. Meteorology and Atmospheric Physics, 125: 145-158. doi 10.1007/s00703-014-0332-6
3. Ножаров П. 2015. Съвременни тенденции в режима и разпределението на облачността и слънчевото греење в България. Проблеми на географията, 3-4: 34-53.
4. Nojarov P. 2016. The increase in September precipitation in the Mediterranean region as a result of changes in atmospheric circulation. Meteorology and Atmospheric Physics. doi 10.1007/s00703-016-0463-z
5. Ножаров П. 2016. Времеви и пространствени тенденции при парниковите газове и аерозолите в атмосферата над България. Проблеми на географията, 3-4 (под печат)
6. Nojarov P. 2017. Genetic climatic regionalization of the Balkan Peninsula using cluster analysis. Journal of Geographical Sciences, 27(1): 43-61. doi: 10.1007/s11442-017-1363-y
7. Nojarov P. 2017. Circulation factors affecting precipitation over Bulgaria. Theoretical and Applied Climatology, 127: 87-101. doi 10.1007/s00704-015-1633-5