



СОФИЙСКИ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. КЛ.
ОХРИДСКИ"
ФИЗИЧЕСКИ ФАКУЛТЕТ
КАТЕДРА "МЕТЕОРОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА"

**СРАВНИТЕЛНО ИЗСЛЕДВАНЕ НА
ВОДНАТА ПАРА ПО МЕТОДА ГНСС
МЕТЕОРОЛОГИЯ И АЕРОЛОГИЧЕН
СОНДАЖ ЗА ПЕРИОДА 2001-2010
ГОДИНА**

БАКАЛАВЪРСКА ДИПЛОМНА РАБОТА

на

Евгени Владимиров Владимиров
ф.н. 80081

Научен ръководител:

/доц. д-р Г. Герова/

Ръководител катедра:

/доц. д-р Н. Рачев/

Рецензент:

/доц. д-р Н. Рачев/

София Юли 2013

Съдържание

1 Роля на водната пара в климатичната система	5
1.1 Хидрологичен цикъл	5
1.2 Парников ефект	7
1.3 Дългосрочни трендове	8
2 Аерологичен сондаж	10
2.1 История на аерологичните сондажи	10
2.2 Описание на метода	11
2.3 Радиосонда Vaisala RS92-SPG	12
3 Приложение на ГНСС метеорология за мониторинг на климат	15
3.1 ГНСС метеорология	16
3.2 ГНСС метеорология: дългосрочни ИВП трендове	18
3.3 Неопределенистии в трендовете на ИВП	19
3.4 ГНСС метеорология: оценка на климатичните модели	22
4 Приложението на метода ГНСС метеорология за климатни наблюдения в България	24
4.1 Сравнение на ИВП от аерологичен сондаж и ГНСС метеорология	25
5 Заключение	31

Списък на фигураните

1.1	Хидрологичен цикъл на Земята	6
1.2	Спектър на излъчване на Слънцето и Земната повърхност. Линии на поглъщане на водната пара и въглеродния диоксид.	7
2.1	Радиосонда VAISALA RS92-SGP	13
3.1	Въздействия върху сигнала от ГНСС; предаване и обработка на сигнала	16
3.2	Трендове на ИВП за 42 глобални ГНСС станции за периода 1997-2011.	19
3.3	Стойност на неопределеностите за 42 глобални ГНСС станции.	20
4.1	Времевите редове на ИВП получени от аерологичен сондаж и МГЦ-1 за периода 2001-2007 за станция София.	27
4.2	Разлики на ИВП от ГНСС МГЦ-1 и аерологичен сондаж за периода 2001-2007.	28
4.3	Времевите редове на ИВП получени от аерологичен сондаж и МГЦ-2 за периода 2001-2010 за станция София.	29
4.4	Разлики на ИВП от ГНСС МГЦ-2 и аерологичен сондаж за периода 2001-2010.	30

УВОД

Климатът на Земята се влияе от много фактори - слънчева радиация, въздушни и океански течения, антропогенна дейност и други. Тези физични процеси са с различни времеви и пространствени машаби. За да се обясни естеството на техния произход, детайлизирано се изследват обратните връзки в климатичната система. Проучвания показват, че водната пара е най-важната такава връзка.

В настоящата дипломна работа ще бъде направен обзор на приложението на нов метод, основаващ се на анализ на радио сигнали на Глобални Навигационни Спътникови Системи (метод ГНСС метеорология), за оценка на климатичните тенденции на водната пара. Водната пара е най-важният парников газ със 75%-ен принос към парниковия ефект на Земята.

Количеството водна пара в атмосферата се регулира от температурата на въздуха. Като следствие на глобалното повишаване на температурите се очаква повишаване на количеството водна пара с приблизително 7% всеки 1°K. Традиционно, дългосрочните наблюдения на водната пара се правят посредством аерологични сондажи (представен в глава 2). Недостатък на този метод са систематичните грешки, поради калибриране или смяна на сензорите.

През последните две десетилетия започва използването на нов метод за оценка на количеството водна пара с висока точност - чрез наземни наблюдения от Глобални Навигационни Спътникови Системи (ГНСС метеорология). В глава 3 е представен метода ГНСС метеорология и приложението му за мониторинг на климата. По-подробно разгледани са дългосрочните изменения на водната пара и сравнение на измерванията с получените резултати от глобални и регионални климатични модели. В глава 4 са

представени първите резултати от приложението на метода ГНСС метеорология за климатични наблюдения в България.

Темата е изключително актуална в последните години. Анализите на дългосрочни глобални трендове показват изменение на водната пара в диапазона $-1,62 - +2,32 \text{ kg}/(\text{m}^2.\text{decade})$, като неопределеностите на тези трендове са в интервала $+0,21 - +1,52 \text{ kg}/(\text{m}^2.\text{decade})$. Тази дипломна работа е първа стъпка в приложението на метода ГНСС метеорология за мониторинг на климата в България и Югоизточна Европа.

Глава 1

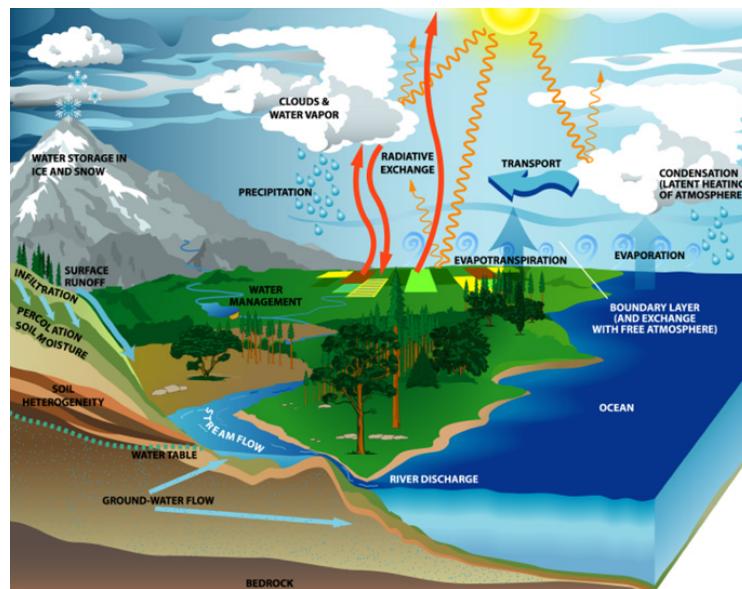
Роля на водната пара в климатичната система

1.1 Хидрологичен цикъл

В настоящата дипломна работа се разглежда газообразното агрегатно състояние на водата - водна пара. В климатичната система на Земята водната пара ефективно пренася, преразпределя и съхранява топлина в атмосферата. Процесите на пренос и преразпределение се обясняват с хидрологичния цикъл, а съхранението на топлината е в основата на парниковия ефект.

Хидрологичният цикъл на Земята описва последователните фазови преходи на водата. В първия етап на цикъла, вода в течно агрегатно състояние се изпарява и образува водна пара, която навлиза в атмосферата. Тъй като влажната въздушна маса е по-лека от въздуха, се задействат конвективни възходящи течения. Във втория етап водната пара кондензира във височина и се образуват облаци; от тях пада валеж върху земната повърхност и цикълът се затваря. В хидрологичния цикъл водната пара участва в преноса и преразпределението на топлинна енергия от земната повърхност към атмосферата (*L.Bengtsson*, 2010). В допълнение към динамичната и роля в атмосферата, водната пара е много важен парников

газ, защото има способност да абсорбира дълговълнова топлинна радиация, преизлъчвана от повърхността на Земята (*Greenhouse gases and Greenhouse effect*). Дългосрочният мониторинг на водната пара в атмосферата е с голяма важност.

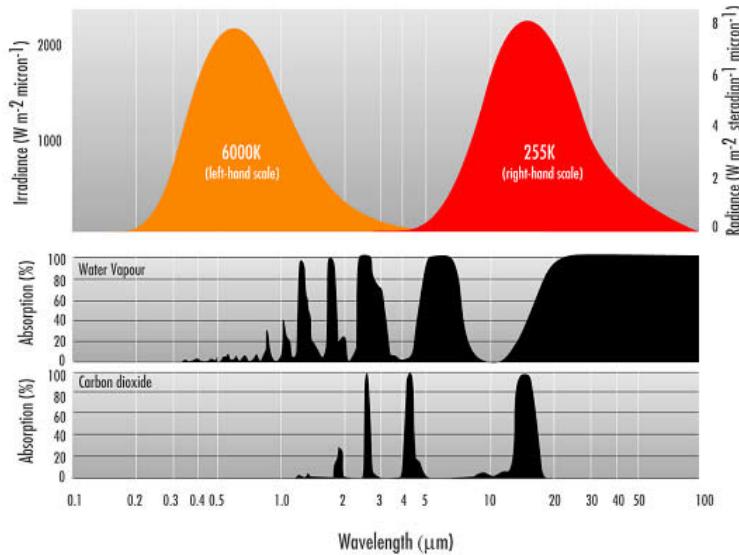


Фигура 1.1: Хидрологичен цикъл на Земята.

Както беше обсъдено, процесът на преминаване на водата в трите състояния се описва от хидрологичния цикъл (Фигура 1.1) (Trenberth et al., 2007). Движението на водната пара в хидрологичния цикъл е свързано с валежите и почвената влага. Тези процеси на изпарение и кондензация водят до бързо преразпределение на енергията в атмосферата. Достатъчно надеждни и дългосрочни наблюдения на водната пара биха довели до детайлзирано разбиране на хидрологичния цикъл. Ключовата роля на водната пара в енергийния баланс на Земята е обобщена от (L.Bengtsson, 2010). Според него, почти 50% от абсорбираната слънчева радиация на земната повърхност се погъща при процес на изпарение, което води до охлажддане на повърхността. Когато водната пара достигне до точката на оросяване, тя кондензира и от нея се освобождава енергия, която води до затопляне на атмосферата. В допълнение, (Bevis et al., 1992) подчертава значението на разпределението на водна пара с височина, което е

показател, както за вертикалната устойчивост на атмосферата, така и за структурата и развитието на конвективни системи. (Kuo *et al.*, 1993) също посочва, че използването на наблюденията на водните пари в числени модели за прогноза на времето, значително подобряват краткосрочните прогнози за валежите.

1.2 Парников ефект



Фигура 1.2: Спектър на излъчване на Слънцето и Земната повърхност. Линии на поглъщане на водната пара и въглеродния диоксид.

Парниковият ефект е от голямо значение за климата на планетата. Когато късовълновата радиация от Слънцето достигне до земната повърхност, тя се поглъща. След това погълнатата енергия се преизлъчва като дълговълнова инфрачервена радиация обратно към космоса, през атмосферата. Парниковите газове, като водната пара, въглеродният диоксид, метанът и др., пропускат късовълновата радиация, излъчвана от Слънцето, но поглъщат дълговълновото инфрачервено лъчение на Земята. Парниковият ефект възпрепятства пълната загуба на топлина и поддържа повърхността на Земята по-топла. Ако ефектът отсъстваше, атмосферата

на Земята би била средно около 30-35°C. по-студена (*Greenhouse gases and Greenhouse effect*).

В сравнение с другите газове, водната пара има най-голям принос към парниковия ефект. Около 75% от парниковия ефект на Земята (*Kondratyev*) се дължи на наличната в ниската атмосфера пара. Фигура 1.2 показва спектъра на слънчевата радиация и този на земната повърхност, както и процентното поглъщане от водната пара и въглеродния диоксид. На Фигура 1.2 се вижда, че водната пара доминира в процеса на абсорбция на инфрачервената радиация. Според (*Buehler et al.*, 2006), увеличение от 20% на водната пара в тропичните райони, ще доведе до приблизително същото въздействие като от удвояването на концентрацията на въглеродния диоксид. Прякото човешкото влияние върху количеството на основния парников газ в атмосферата е почти незначително (*Solomon et al.*, 2007). Количество водна пара зависи от активността на естествените източници. Въпреки това, парниковият ефект ще се усили, поради емисиите на антропогенните парникови газове, което ще предизвика и глобално увеличение на температурата.

1.3 Дългосрочни трендове

Тъй като количеството водна пара се регулира от температурата на въздуха, глобалното затопляне ще повиши нейното количество. Ако приемем, че стойността на относителната влажност се запази, то повишението ще бъде в съотношение приблизително 7% за всеки 1°K. (*Trenberth et al.*, 2003). Това отношение също е изследвано и от (*Mears et al.*, 2007), който наблюдава сходни резултати - увеличение на водната пара с 5-7% на всеки 1°K. Поради това, дългосрочната тенденция на основния парников газ може да се използва като независим източник на данни за оценка на глобалното затопляне.

Традиционно, дългосрочните наблюдения на количеството водна пара се предоставят посредством аерологични сондажи. (*Ross and Elliott*, 1996),(2001) анализира данни от аерологични сондажи за периода 1973-1995. Той открива положителни тенденции на водната пара над Китай, островите в

Тихия океан и Северна Америка с изключение на североизточната част на Канада. В по-голямата част на Евразия се наблюдават както положителни, така и отрицателни тенденции. (*Gaffen et al.*, 1992) прави друга оценка на тенденциите за 50 аерологични станции за периода 1973-1990. Резултатите отново показват увеличение на количеството водна пара в повечето станции.

Основният недостатък при използване на радиосонди за оценка на тренда са систематичните грешки, причинени, или от калибриране, или от замяна на измервателните прибори (*Wang and Zhang*, 2008).

Сравнително нов метод е използването на наземни наблюдения получени чрез метода - Глобални Навигационни Спутникови Системи (ГНСС метеорология), източник на дългосрочни данни с висока точност за количеството водна пара. Предишни проучвания за периода 1993-2002, направени от (*Grandinarsky et al.*, 2002) и (*Elgered et al.*), установяват тенденция на увеличение на количеството водна пара с 7-14% на десетилетие над Скандинавския полуостров. Друго проучване за същата област, но за периода 1996-2006, е извършено от (*Nilsson and Elgered*, 2008), който също така, открива преобладаващи положителни тенденции. (*Ning*, 2012) сравнява водната пара получена по метода ГНСС метеорология с числени симулации с регионален климатичен модел и констатира тенденция за понижаване на количеството водна пара през летните месеци в модела.

Глава 2

Аерологичен сондаж

Първият от методите е аерологичният сондаж. Той представлява пускане на балон, пълен с водород, към който е прикрепена радиосонда. Целта му е определянето на физичните величини, характеризиращи състоянието на атмосферата на различна височина. Радиосондата е устройство за измерване на търсените метеорологични параметри. В нея има измерващ прибор и предавател, чрез който измерените стойности се предават към фиксирали наземни приемници, разположени в дадена метеорологична станция.

2.1 История на аерологичните сондажи

Исторически, аерологичният сондаж е първия тип измервателна система, чрез която дистанционно могат да се измерват метеорологични елементи в дадена точка. Първите опити за измерване на атмосферно налягане и температура са направени през 19 век. През 1892г. за пръв път се използва балон, с прикачен на него уред за измерване на температура и налягане (метеограф). Започват регулярни измервания на метеоелементите, с които за пръв път се показва, че температурата намалява до определена височина, която зависи от сезона, и след тази височина, тя се стабилизира. По този начин е открита тропопаузата. През 1935г. за пръв път се използва радиосонда, която през следващите години се налага като

най-разпространения метод за проучване на атмосферата. С откриването и доказването на важни свойства на атмосферата, методът е одобрен от Световната метеорологична организация (СМО). Той се използва широко за измерване на вертикалното разпределение на температурата, налягането, влажността на въздуха в атмосферата и за определяне на скоростта и посоката на вятъра.

2.2 Описание на метода

Радиосондата е традиционно устройство за измерване на метеорологичните елементи в метеорологията. Устройството е оборудвано с различни сензори (Фигура 2.1), които служат за измерване на налягане, температура, относителна влажност и др. Всички сензори на радиосондата, заедно с радиопредавателя, са прикрепени към към балон, който се пълни водород и се пуска, обикновено четири пъти на ден - 0:00, 06:00, 12:00 и 18:00 UTC (но по-често е два пъти на ден - 0:00, 12:00 UTC). В станция София на Националния Институт по Метеорология и Хидрология при Българската Академия на Науките (НИМХ-БАН) се извършват ежедневни аерологични сондирации в 12 UTC.

В настоящата дипломна работа внимание се обръща върху измерваните метеоелементи, които са нужни за изчисляването на Интегрираната по височина Водна Пара в атмосферата (ИВП - IWV). Интерес представлява профила на вертикалната относителна влажност (изразена в %), чрез което е възможно да се изчисли абсолютната влажност (изразена в kg/m^3). Пресмятането на ИВП в атмосферния слой над станцията, се извършва чрез интегриране във височина на профила на плътността на водната пара, използвайки следната формула:

$$IWV = \frac{1}{\rho_w} \int_{h_0}^{h_{top}} \rho_{wv}(h) dh \quad (2.1)$$

където h_0 е надморската височина, на която се намира измервател-

ната станция, h_{top} е височината, до която достига сондата, ρ_w е плътността на течната вода, а ρ_{wv} е плътността на водната пара, ИВП се получава с размерност в милиметри (*Guerova et al.*, 2003).

От ежедневните аерологични измервания получаваме редове данни, които участват в изготвянето на синоптични прогнози. Аерологичните сондажи не са подходящи за извършване на точни измервания при ниски температури и лоши атмосферни условия; в горната тропосфера, стратосферата и на полюсите.

Трудности при провеждането на дългосрочни наблюдения на ИВП се появяват при развитието на измервателните прибори в радиосондата. За да се повиши тяхната точност, те се усъвършенстват. Това води до промени в техните качества. В резултат неопределенностите при оценката на дълги времеви редове от данни нарастват. Те, от своя страна, затрудняват както оценката на промените на влажността през последните 20 години, така и разграничаването на краткосрочните изменения от дългосрочните (*Wang and Zhang*, 2008). Следователно, заради изисквания за дългосрочна стабилност, данните от радиосондажите са с ограничена приложимост в научните изследвания на климата на Земята (*Titchner et al.*, 2009).

2.3 Радиосонда Vaisala RS92-SPG

През последните 15 години в световен мащаб най-често използвани сонди са от типа Vaisala RS80 и RS92. В станция НИМХ-БАН се използва втората конфигурация - RS92-SPG (Фигура 2.1). Тя е снабдена със сензори за пряко измерване на: температура, влажност и налягане. Температурният сензор, който се използва е тънък капацитивен проводник, който има зависимост на съпротивлението, основно от температурата. Сензорът измерва температури в интервала -90°C . до $+60^{\circ}\text{C}$. с 0.1°C . точност. Сумарната абсолютна неопределеноност е 0.5% .

Сензорът за измерване на относителна влажност е кондензаторен хигрометър, който има зависимост на диелектричната проницаемост на въздуха



Фигура 2.1: Радиосонда VAISALA RS92-SGP.

от съдържанието на водни пари в него. Измерителният кондензатор променя своя капацитет пропорционално на промените на диелектричната си проницаемост. Изходен параметър на кондензаторните хигрометри се явява честотата f , която е функция на влажността, температурата и налягането. Относителната влажност се измерва в интервала 0% - 100%, със стъпка 1%. Сумарната абсолютна неопределеност е 3.6%.

За измерване на налягането се използва силиконов сензор. Използва се пиеzosъпротивителен ефект, т.е. се наблюдава промяна на диелектричната проницаемост, в зависимост от приложеното налягане. Сензора измерва в интервала 1080hPa - 3hPa, с точност 0.1hPa. Сумарната абсолютна неопределеност е 1hPa.

Въз основа на глобални сравнения на количеството ГНСС ИВП, *Wang and Zhang (2008)* установява, че и двете конфигурации Vaisala радиосонди допускат около 5% абсолютна неопределеност при измерванията. *Miloshevich*

et al. (2009) предлага емпирична корекция, която намалява неопределенностите до $\pm 4\%$ от измерената относителна влажност стойност за нощно измерване и $\pm 5\%$ за дневно.

Глава 3

Приложение на ГНСС метеорология за мониторинг на климата

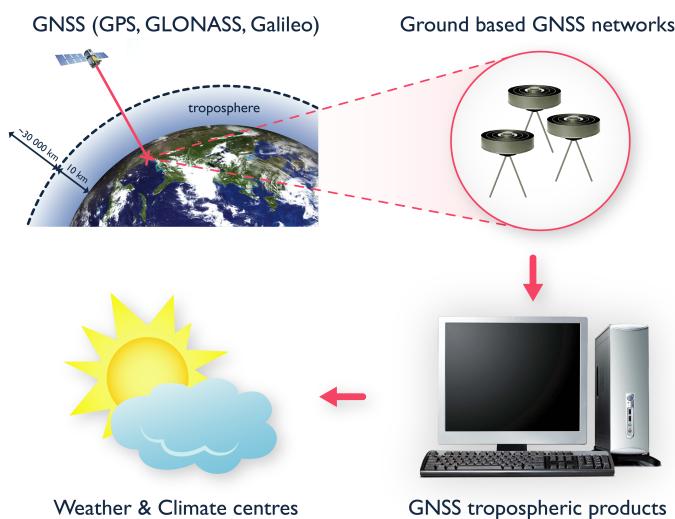
Както е дискутирано в глава 1.3 дългосрочните измервания на ИВП са с голямо значение поради факта, че това е независим източник на информация за оценка на възможните сценарии за развитие на глобалното затопляне.

Традиционно, аерологичните сондажи предоставят дълги редове от данни за ИВП. Неточности в калибрирането и промени в измервателните уреди водят до нехомогени редове и затруднява използването им за климатични проучвания.

Вторият метод, описан в настоящата дипломна работа е ГНСС метеорологията. Чрез него се получават данни с висока пространствената резолюция, както локално така и глобално, при всички метеорологични условия. Той се доказва като надежден източник на хомогенни редове от данни за ИВП за последните 15 години.

3.1 ГНСС метеорология

Когато сигналът от глобалните навигационни спътникovi системи преминава през атмосферата от спътника до наземния приемник (Фигура 3.1), той е подложен на различни въздействия. Големината им зависи от ъгъла на спътника над хоризонта и от атмосферните условия. Атмосферата причинява малки, но отчитани при обработката на радиосигнала ефекти, които включват: (1) йоносферно групово закъснение и йоносферни разряди; (2) групово закъснение в тропосферата и стратосферата и (3) атмосферно отслабване на сигнала. Тук ще бъде разгледано подробно само влиянието на тропосферата върху ГНСС сигналите.



Фигура 3.1: Въздействия върху сигнала от ГНСС; предаване и обработка на сигнала

Тропосферата може да се разглежда като съставена от сух въздух и водна пара. Основните газове в състава на сухия въздух са азот, кислород, аргон и въглероден диоксид. Тропосферното групово закъснение е следствие от рефракцията и е основен източник на неопределеност при ГНСС. Обикновено тропосферното закъснение се пресмята по посока зенит и се нарича Пълно зенитно закъснение (Zenith Total Delay, ZTD). Два са източниците на закъснението. Първото и по-голямо закъснение се дължи на сухия въздух, главно на азота и кислорода, и се нарича Зенитно хидрос-

татично закъснение (ЗХЗ - ZHD). ЗХЗ е около 2.1m на морското равнище и се изменя с температурата и атмосферното налягане по лесен за оценка начин. Изменението с времето на ЗХЗ е по-малко от 1% от средната стойност за няколко часа. Второто закъснение е причинено от водната пара. То се нарича Зенитно водно закъснение (ЗВЗ - ZWD), по-малко е от ЗХЗ и е от 1 до 80 cm по посока зенит, но има значително изменение във времето. Връзката между общото и съставните закъснения се дава от уравнението:

$$ZTD = ZHD + ZWD \quad (3.1)$$

Времевото изменение на ЗВЗ може да превиши 10-20% от средната стойност в рамките на няколко часа и е трудно за оценяване. Интегрираната по височината водна пара (ИВП - IWP) се получава от ЗВЗ по формулата:

$$IWP = \frac{10^6}{(k_3/T_m + k'_2)R_v} [ZTD - (2.2768 \pm 0.0024) \frac{p_s}{f(h, \theta)}] \quad (3.2)$$

където ZTD е Пълното Зенитно Закъснение, k_3 , k'_2 и R_v са константи, T_m е средната по вертикалата температура на атмосферата, p_s е налягането в точката на измерване а $f(h, \theta)$ е параметър, описващ зависимостта на земното ускорение от географска ширина.

Използването на глобалните навигационни спътникови системи в метеорология е предложено през 1992 г. от *Bevis et al. (1992)*. В голям брой изследвания е проучена точността на получената от ГНСС ИВП и възможностите за нейното приложение в метеорологията. В тази работа ще се разгледаме приложението за мониторинг на промените в климата.

3.2 ГНСС метеорология: дългосрочни ИВП трендове

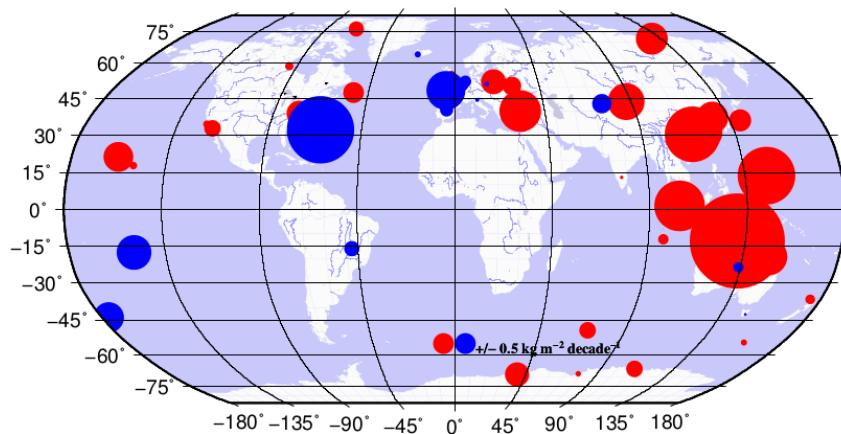
За мониторинг на климата са нужни наблюдения, които отговарят на две основни условия: да бъдат постоянни и дългосрочни.

Линейни трендове на редове от данни за ИВП могат да се получат, използвайки модел, който предвижда нейните сезонните вариации. За откриване на Сезонните вариации в редове ГНСС наблюдения се намират с периодограми на Ломб-Скаргъл. Периодограмите на Ломб-Скаргъл откриват периодите на повтаряемост в ГНСС наблюденията. *Ning* (2012) изследва ИВП получена по метода ГНСС метеорология и открива, че периодограмите индикират годишните и полугодишните периоди като най-често маркирани вариации на ИВП. Дневните и полудневните периоди са с по-високи честоти и имат много малка амплитуда, въпреки това те оказват влияние върху резултатния тренд. За това при анализа се използват годишните и полугодишните периоди като водещи. Моделът, който *Ning* (2012) използва за установяване на трендовете на ИВП е:

$$y = y_0 + a_1 t + a_2 \sin(2\pi t) + a_3 \cos(2\pi t) + a_4 \sin(4\pi t) + a_5 \cos(4\pi t) \quad (3.3)$$

където y е количеството водна пара, а t е времето в години. Параметърът y_0 е средното отместване на началната точка по ординатната ос; a_1 е наклона на линийния тренд на ИВП; a_2 и a_3 са годишните коефициенти; a_4 и a_5 са полугодишните. Всички неизвестни коефициенти могат да се намерят с помощта на χ^2 -квадратната статистика, която е представител на семейството от методи на най-малките квадрати.

Използвайки уравнение (3.3), *Ning* (2012) установява трендовете за изменение на количеството ИВП за 42 глобално разпределени ГНСС станции, използвайки данни за 15 годишен период (1997-2011). Фигура 3.2 показва изчислените трендове на ИВП. Преобладават положителни трендове, а намаляване на ИВП се отчита само в западните части на Европа и по източното крайбрежие на Северна Америка.



Фигура 3.2: Трендове на ИВП за 42 глобални ГНСС станции за периода 1997-2011. В червено е показан положителен тренд а в синьо отрицателен. Големината на тренда съответства на големината на кръгчето.

3.3 Неопределености в трендовете на ИВП

Ning (2012) констатира, че неопределеността в линейния тренд на ИВП се определя от няколко фактора: интервалите от време, през който се извършват наблюденията, амплитудата на изменение и автокорелацията на шума (*Weatherhead et al.*, 1998). Дължината на редовете и краткосрочните им вариации също имат принос към неопределеността, но това не е описано от модела 3.3. Трендът се определя трудно при внезапни промени в някои от индивидуалните измервания. Това може да бъде предизвикано, както от замяна на антената или осъществяване на микровълнова абсорбция от конструктивните материали на приемника, така и от фактор със случаен характер.

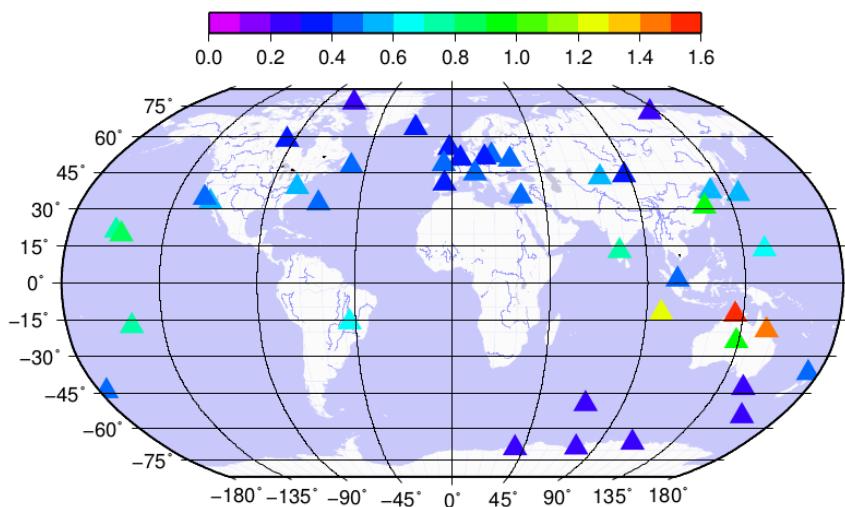
Неопределености от краткосрочните изменения на ИВП

За проверка на точността на модела *Ning* (2012) използва χ -квадратична статистика, с която се изследват остатъците (разликата между стойността на реалното измерване и моделния фит) след като е използван модела 3.3. Колкото по-малки са стойностите на остатъците, толкова по-добре полу-

ченият регресионен модел описва наблюдаваните стойности. Величината χ^2 се дава с :

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^N \frac{[V_i - v_i]^2}{\sigma_i^2} \quad (3.4)$$

където N е броя на точки в моделния фит; V_i е стойността на количеството ИВП, получено по ГНСС метода, а σ_i е грешката на същото измерване; v_i е стойността, получена от моделния фит.



Фигура 3.3: Стойност на неопределеностите за 42 глобални ГНСС станции след отчитане на краткоперiodичните изменения на ИВП.

Ако моделът, зададен чрез уравнение 3.3, описва редовете от данни за количеството ГНСС ИВП достатъчно добре, отношението на вариацията на остатъците $[V_i - v_i]^2$ към неопределеността на получената от ГНСС ИВП $[\sigma^2]$, трябва да е около 1. Ning (2012) обобщава резултатите от анализа на 42 глобални станции. Всички стойности на χ^2 вариират значително от 4 до 196, като са обратнопропорционални на абсолютната географска ширина (Фигура 3.3). Голямата вариация показва, че остатъците не са просто шум, а описват краткосрочните (дневни и полудневни) вариации в ИВП, които не са моделирани от уравнение 3.3. Ning (2012) открива, че заради тези краткосрочни колебания е нужно остатъците да се коригират

през определен период от време- няколко дни. Получените по този метод неопределености варират от $+0,21$ до $+1,52$ ($kg/m^2.decade$).

Неопределености от грешки при изчисление на ИВП

Неопределености в ИВП трендовете предизвикват промените в наземната или спътниковите компоненти на ГНСС. Свързаните с тези промени неопределености могат да доведат до систематични скокове във времевите ИВП серии и да променят резултатните тенденции. *Ning* (2012) сравнява резултати за станция, в която е сменен сензор, и открива разлика в тенденцията от -0.2 ($kg/m^2.decade$) до $+0.2$ ($kg/m^2.decade$).

Многократното отражение на сигнала също може да доведе до систематични грешки при определянето на количеството ИВП. Тези ефекти не са коригирани във времето, тъй като са чувствителни към околната среда, чиито свойства на отражение могат да се променят, например променяща се растителност и/или различна влага на почвата. Влиянието на многократното отражение е по-съществено за измервания при малки ъгли на получаване на радиосигнала. Свързаните с този ефект неопределености също са включени с цел да се подобри геометрията и да се намали грешката на ИВП. За намирането на ИВП тенденциите се препоръчват радиосигнали преминаващи под по-големи ъгли спрямо хоризонта.

Ning (2012) показва, че ако редовете от ГНСС ИВП са получени за кратък период, краткосрочните вариации доминират неопределеностите на установените линейни тенденции. Втори по важност са неопределености, предизвикани от фактори със случаен характер. Систематичната грешка, дължаща се на подмяната на инструментите, също не може да бъде пренебрегната. Преди моделиране ГНСС ИВП трендове е необходима корекция за изброените неопределености.

3.4 ГНСС метеорология: оценка на климатичните модели

Климатичната система на Земята включва процеси с различни времеви и пространствени размери. За числени симулации на тези процеси се използват Глобални Климатични Модели (ГКМ), които симулират климатичните системи и промяната на заложените в тях параметри във времето. ГКМ са с хоризонтална резолюция 100-300 km. ГКМ също се използват за симулиране на реакцията на климатичната система към актуални и бъдещи промени, например увеличаване на парниковите газове (*Meehl et al.*, 2007). При промени от този тип климатичната система реагира по определен начин, който се нарича отклик на системата.

Освен глобални се използват и Регионални климатични модели (РКМ), които имат хоризонтална резолюция от 10 до 50 km (*Ruttkainen et al.*, 2010). Числени симулации с РКМ възпроизвеждат добре много особености на регионалния климат (*Christensen et al.*, 2010). *Wyser et al.* (2008) сравнява осем РКМ с еднакви начални условия за западната част на Северния ледовит океан и намира, че те добре симулират месечните и дневните амплитуди на ИВП, но има значителни разлики между индивидуалните модели.

Регионалният Росби Централен Атмосферен (РЦА) климатичен модел е разработен от Шведския метеорологичен и хидрологичен институт. За инициализация на РЦА се използват реанализи на Европейският Център за Средносрочни Метеорологични Прогнози (ЕЦСМП). Числените симулации с РЦА за 14 годишен период са сравнени с ГНСС наблюдения от 99 станции в Европа. Моделът описва добре средно-месечните стойности на ИВП, но има голяма разлика в сезонния цикъл и тенденция за по-ниски стойности през летните месеци.

Времевите серии от данни за ИВП получени по ГНСС метода могат да се използват за оценка на климатичните модели чрез:

- Оценяване на ИВП в моделите след сравнение с получената от ГНСС

ИВП. Използвайки ИВП получена от ГНСС могат да идентифицират недостатъците на модела за различни условия, например специфични микро-райони, брегове на морски или океански басейни и други.

- Дневните цикли са показателни за промени на климата. Поради високата си времева резолюция ГНСС ИВП е подходяща за оценка на денонощния ход на ИВП в климатичните модели.
- Сравнение ИВП от числените симулации с различна хоризонтална резолюция може да се използва за изследване на чувствителността на модела.

Глава 4

Приложението на метода ГНСС метеорология за климатични наблюдения в България

Международният ГНСС център (МГЦ, International GNSS Service IGS) е обединение на учени от повече от 200 научни институти и университети в над 80 държави от целия свят. Шест регионални центъра на МГЦ обработват ежедневно над 350 наземни ГНСС станции.

От основаването си през 1994, МГЦ обработва и предоставя тропосферни ГНСС данни. ГНСС станция София е създадена през 1997 и е част от глобалната мрежа на МГЦ. Времевият ред на обработените за станция София данни започва от основаването ѝ и продължава до началото на 2013 без дълги прекъсвания. От началото на 2013 година станцията не предоставя данни на МГЦ поради липса на интернет връзка.

Данните за станция София са налични в базата данни СУАДА (<http://suada.phys.uni-sofia.bg/>), което ни дава възможност да ги сравним с тези от аерологичния сондаж.

МГЦ предоставя няколко различни типа обработки. Обработката, която се използва при ежедневната работа на ГНСС центровете, е в реално време, но тропосферните продукти са със занижена точност и не са

подходящи за мониторинг на климатични тенденции. Съществува и друг тип обработка наречен пост-процесиране. Такава обработка е направена в рамките на две кампании инициализирани от МГЦ през 2008 (МГЦ-1) и през 2011 (МГЦ-2). Целта на МГЦ-1 и МГЦ-2 обработките е да се получи по-добра оценка за координатите на станциите, което води и до намаляване на грешките на тропосферните продукти.

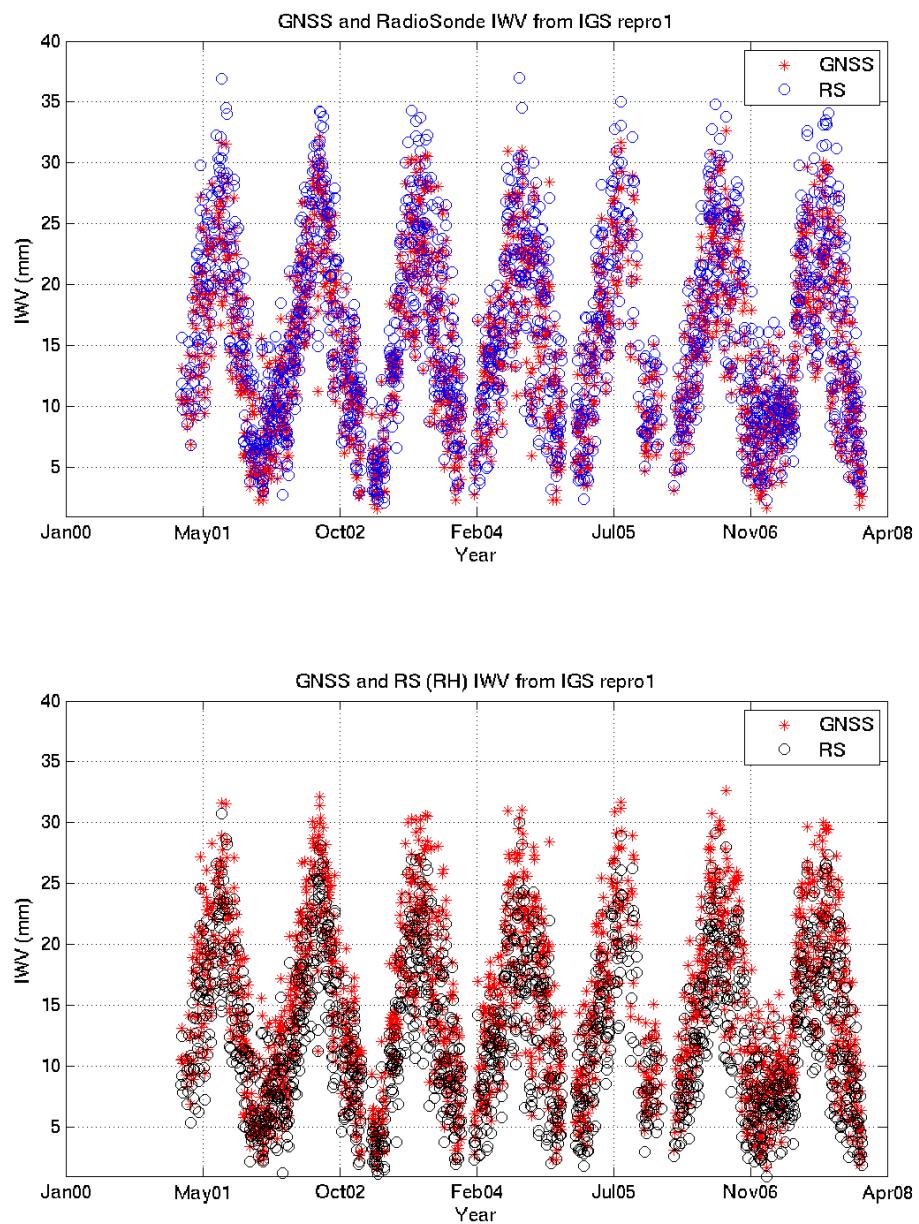
Друго предимство на МГЦ-1 и МГЦ-2 е генерирането на статистика за подобрения в изчислителните методи за обработка на ГНСС. При осъвременяването на изчислителния ГНСС софтуер е необходимо оценените данни с предишните версии на софтуера да бъдат сравнени с по-новите. В базата данни СУАДА са заредени данни от двете пост-процесионни кампании МГЦ-1 и МГЦ-2. Данните от първата кампания са за периода от 1997 до 2007 година за станция София. Данните от втората кампания са за периода 2000-2010 година, като обхващат станции София, Зимервалд (Швейцария), Онсала (Швеция), Ондрейов (Чехия), Матера и Медицина (Италия), Потсдам (Германия). В тази дипломна работа са използвани обработките само за станция София (SOFI).

4.1 Сравнение на ИВП от аерологичен сондаж и ГНСС метеорология

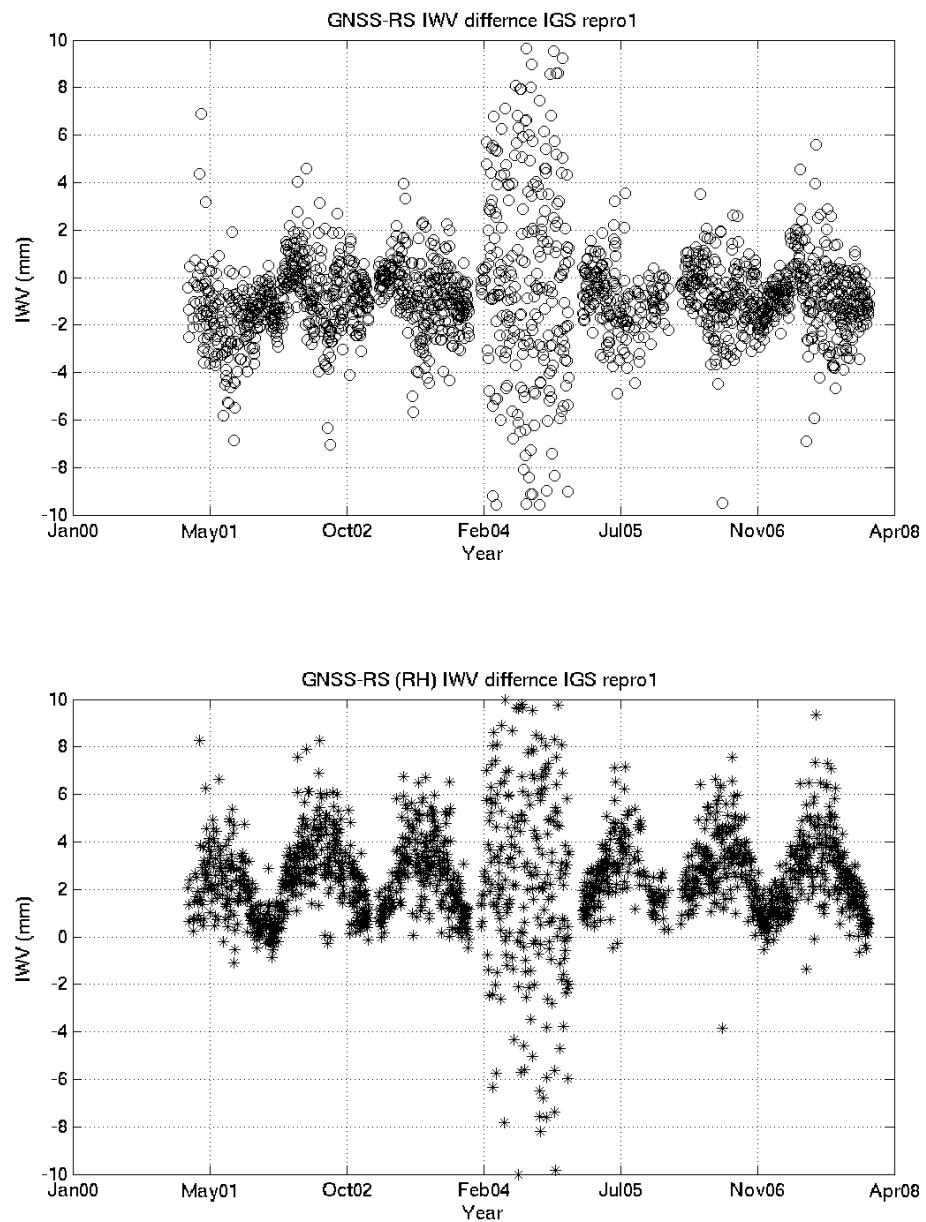
На Фигура 4.1a са представени времевите редове на ИВП получени от аерологичен сондаж и МГЦ-1 за седем годишен период 2001-2007. ГНСС приемникът на станция София (SOFI) е поставен на надморска височина 1120 m, а началната височина на аерологичния сондаж е 595 m (надморска височина на НИМХ-БАН). На Фигура 4.1b са показани направените корекции за височина. От двете фигури се вижда добре изразен сезонен ход на ИВП с минимум през зимата и максимум през лятото. За седем годишият период усреднената стойност на ИВП от ГНСС е $15,2 \text{ kg/m}^2$, а средната стойност на ИВП, получена от аерологичния сондаж от височина 595m е $16,0 \text{ kg/m}^2$. При корекция на височината на сондажа, средната ИВП стойност е $12,6 \text{ kg/m}^2$. На Фигура 4.2 са представени разликите на

индивидуалните стойности на ИВП. През 2004 година, се наблюдава голям разброс в диапазона $\pm 10 \text{ kg/m}^2$, което е индикация за наличието на проблеми в обработката на един от двата метода. Също така се наблюдава добре изразен сезонен ход в разликите, най-вече за приведените към височина 1120 m ИВП данни. Приведените разлики са в диапазона от 0 - +6 kg/m^2 , докато тези без привеждане са в диапазона -4 - +2 kg/m^2 . Както би могло да се очаква, най-близки стойности на приведеното към височина ИВП от аерологичен сондаж са през зимните месеци, когато процесите на изпарение могат да се пренебрегнат. Привеждането към височина не е подходящо в случаите, когато доминират процесите на изпарение, защото не могат да се опишат големите локални времеви и пространствени изменения на ИВП в слоя на смесване.

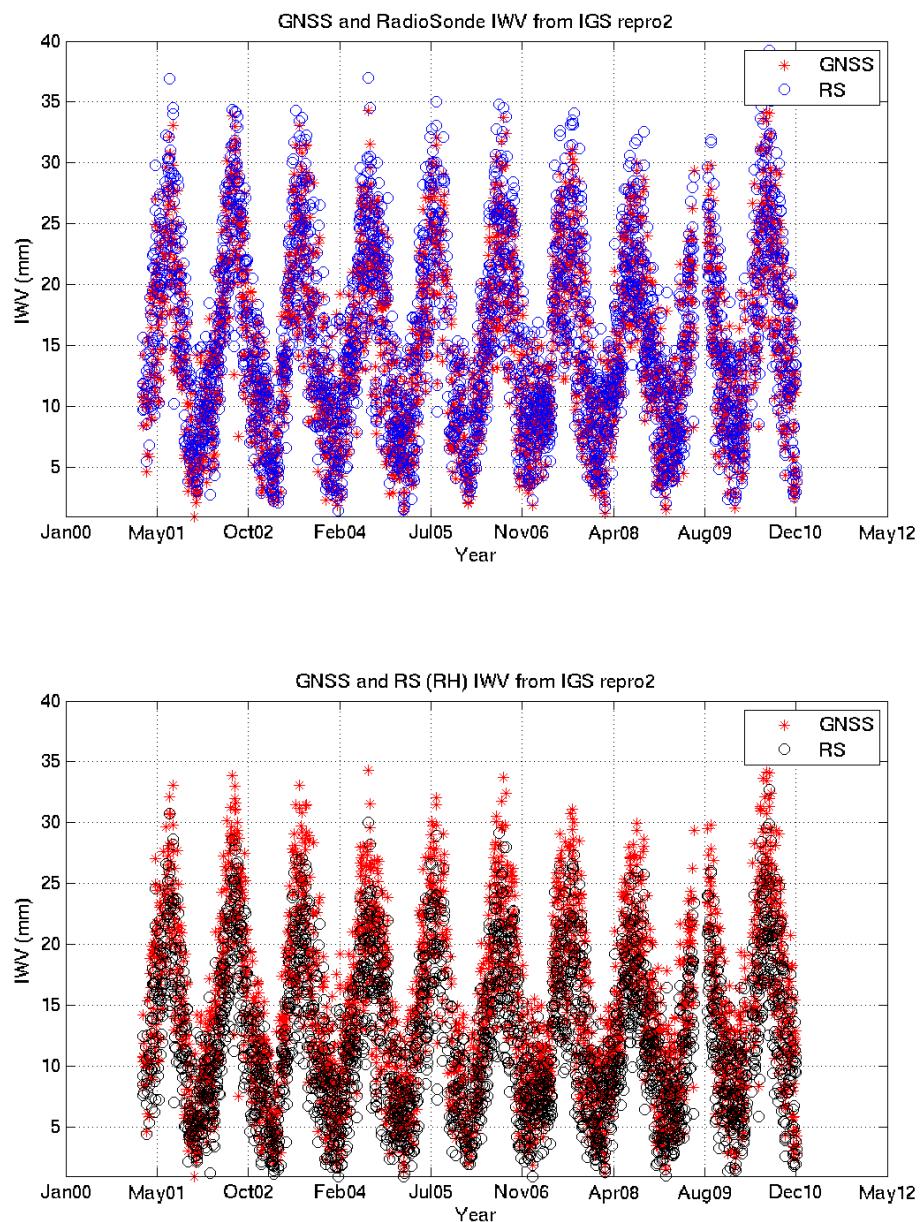
На Фигура 4.3 са представени времевите редове на ИВП получени от аерологичен сондаж и МГЦ-2 за десет годишен период 2001-2010. Наблюдават се сходни циклични зависимости, като средните за периода стойности на ИВП от ГНСС са $14,9 \text{ kg/m}^2$, а от аерологичният сондаж са съответно $15,4 \text{ kg/m}^2$ (без корекция за височина) и $12,2 \text{ kg/m}^2$ (с корекция за височина 1120 м.). На Фигура 4.4 са представени разликите на стойностите, получени по двата метода. Трябва да се отбележи, че през 2004 година не се наблюдава разброс в разликите. Това показва, че най-вероятно проблемът е в ИВП от МГЦ-1. Това мотивира използването на качествен контрол върху наблюденията с цел отстраняване на некачествени данни.



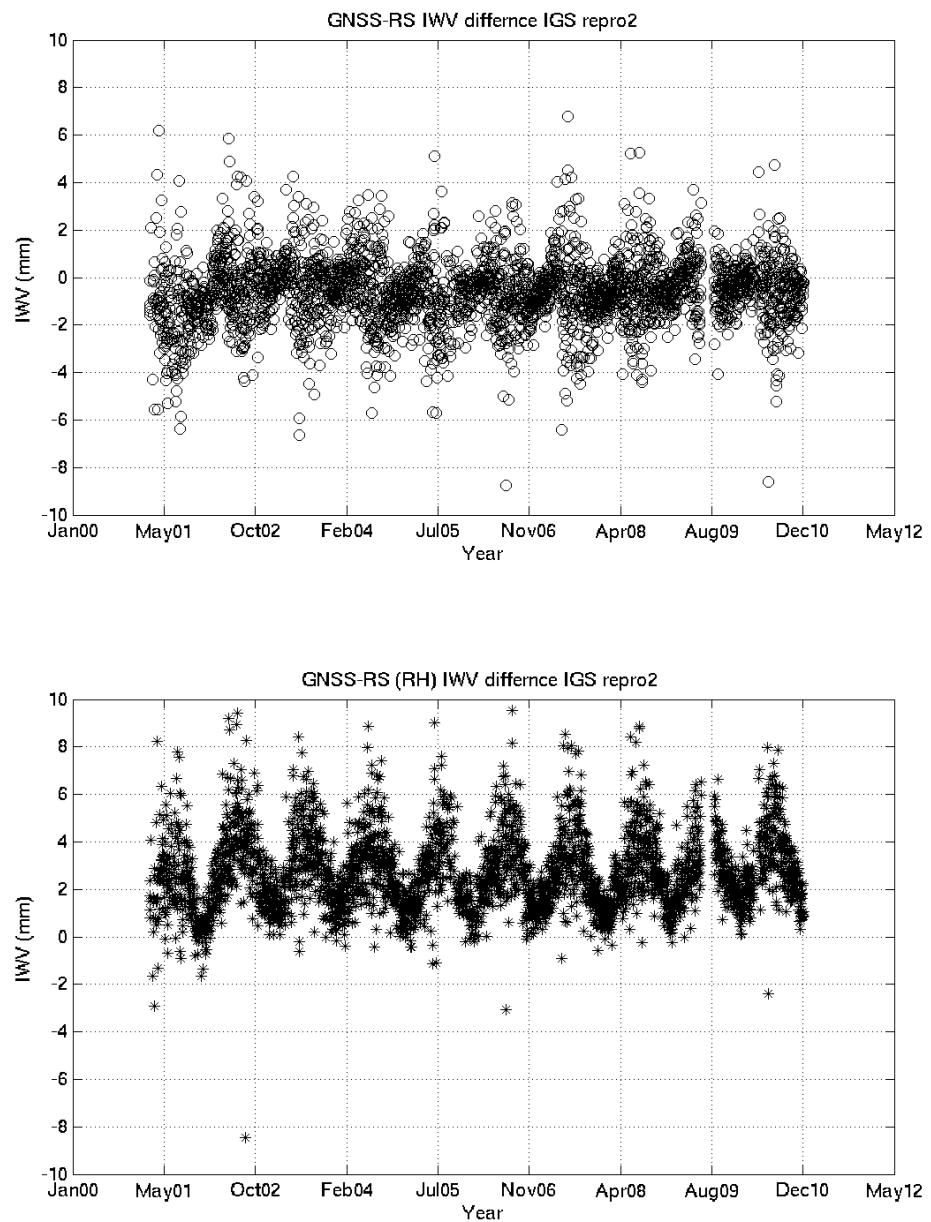
Фигура 4.1: Времевите редове на ИВП получени от аерологичен сондаж (сини кръгчета) и МГЦ-1 (червени звезди) за периода 2001-2007 за станция София. На горната фигура е сравнение на ИВП без привеждане към височината на ГНСС приемника (1120 м). На долната фигура ИВП от аерологичния сондаж е приведена към височината на ГНСС приемника (1120 м).



Фигура 4.2: Разлики на ИВП от ГНСС МГЦ-1 и аерологичен сондаж за периода 2001-2007.



Фигура 4.3: Времевите редове на ИВП получени от аерологичен сондаж (сини кръгчета) и МГЦ-2 (червени звезди) за периода 2001-2010 за станция София. На горната фигура е сравнение на ИВП без привеждане към височината на ГНСС приемника (1120 м). На долната фигура ИВП от аерологичния сондаж е приведена към височината на ГНСС приемника (1120 м).



Фигура 4.4: Разлики на ИВП от ГНСС МГЦ-2 и аерологичен сондаж за периода 2001-2010.

Глава 5

Заключение

В настоящата дипломна работа е направен обзор на приложението на метода ГНСС метеорология за изследване на тенденциите на водната пара, както и сравнение с глобални и регионални модели. Анализите на дългосрочни глобални трендове в изменението на водната пара са в диапазона $-1,62 - +2,32 \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{decade})$, като неопределеностите на тези трендове са в интервала $+0,21 - +1,52 \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{decade})$. Сравнения с един регионален и един глобален модел показват добри средни месечни стойности за ИВП, като регионалният модел има голяма разлика в сезонния цикъл и тенденция за по-ниски стойности на количеството водната пара през летните месеци.

Дипломната работа е първа стъпка в приложението на метода ГНСС метеорология за климатични изследвания в България и Югоизточна Европа. За станция София е направено сравнение на ИВП получено от аерологичен сондаж и ГНСС метеорология за периода 2001-2010г.. Работата по темата ще продължи с приложение на модела разработен от *Ning* (2012) за определяне на ИВП трендовете за станция София.

Библиография

Greenhouse gases and greenhouse effect, <http://www.enotes.com/greenhouse-gases-greenhouse-effect-reference>, world of Earth Science.

Bevis, M., S. Businger, T. Herring, C. Rocken, R. Anthes, and R. Ware, Gps meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system, *JGR*, 97, 15 787–15 801, 1992.

Buehler, S., A. von Engeln, E. Brocard, V. John, T. Kuhn, and P. Eriksson, Recent developments in the line-by-line modelling of outgoing longwave radiation, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 98, 446–457, 2006.

Christensen, J., E. Kjellstrom, F. Giorgi, G. Lenderink, and M. Rummukainen, Weight assignment in regional climate models, *Climate Res.*, 44(2-3), 2010.

Elgered, G., B. Stoew, L. Gradinarsky, and H. Bouma, Analysis of atmospheric parameters derived from ground-based gps observations, in *International Workshop on GPS Meteorology*.

Gaffen, D., W. Elliott, and A. Robock, Relationship between tropospheric water vapor and surface temperature as observed by radiosondes, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1839–1842, 1992.

Gradinarsky, L., J. Johansson, H. Bouma, H.-G. Scherneck, and G. Elgered, Climate monitoring using gps, *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, 335–340, 2002.

Guerova, G., E. Brockmann, J. Quiby, F. Schubiger, and C. Matzler, Validation of nwp mesoscale models with swiss gps network agnes, *Journal of Applied Meteorology*, 42, 141–150, 2003.

- Kondratyev, K., Radiation processes in the atmosphere, *Geneva: World Meteorological Organization.*
- Kuo, Y.-H., Y.-R. Guo, and E. Westwater, Assimilation of precipitable water measurements into a mesoscale numerical model, *Mon. Weather Rev.*, *121*, 1215–1238, 1993.
- L.Bengtsson, The global atmospheric water cycle, *Environ. Res. Lett.*, *3*, 117–124, 2010.
- Mears, C., B. Santer, F. Wentz, K.Taylor, and M. Wehner, Relationship between temperature and precipitable water changes over tropical oceans, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, 2007.
- Meehl, G., et al., In climate change 2007: The physical science basis. contribution of working group i to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, *Cambridge University Press*, cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- Miloshevich, L., H. Vomel, D. Whiteman, and T. Leblanc, Accuracy assessment and correction of vaisala rs92 radiosondewater vapor measurements, *J. Geophys. Res.*, *114*, 2009.
- Nilsson, T., and G. Elgered, Long-term trends in the atmospheric water vapor content estimated from ground-based gps data, *Journal of Geophysical Research*, *113*, doi:10.1029/2008JD010110, 2008.
- Ning, T., Gps meteorology: With focus on climate applications, Ph.D. thesis, Chalmers University of Technology, 2012.
- Ross, R., and W. Elliott, Tropospheric water vapor climatology and trends over north america, *J. Climate*, *9*, 3561–3574, 1996.
- Ross, R., and W. Elliott, Radiosonde based northern hemisphere tropospheric water vapor trends, *J. Climate*, *14*, 1602–1612, 2001.
- Rummukainen, M., H. Vomel, D. Whiteman, and T. Leblanc, State-of-the-art with regional climate models, *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate change*, *82-96*, 2010.

- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller, *IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 996 pp., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- Titchner, H., P. Throne, M. McCarthy, S. Tett, L. Haimberger, and D. Parker, Critically reassessing tropospheric temperature trends from radiosondes using realistic validation experiments, *J. Climate*, 22, 465–485, 2009.
- Trenberth, K., A. Dai, R. Rasmussen, and D. Parson, The changing character of precipitation, *Bull Amer Meteor Soc.*, 9, 1,205–1,217, 2003.
- Trenberth, K., L. Smith, T. Qian, A. Dai, and J. Fassulo, Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data, *J. Hydrometeor.*, 8, 758–769, 2007.
- Wang, J., and L. Zhang, Systematic errors in global radiosonde precipitable water from comparisons with ground-based gps measurements, *J. Climate*, 21, 2218–2238, 2008.
- Weatherhead, E., et al., Factors affecting the detection of trends: Statistical considerations and applications to environmental data, *J. Geophys. Res.*, 17,149–17,161, doi:10.1029/98JD00995, 1998.
- Wyser, K., et al., An evaluation of arctic cloud and radiation processes during the sheba year: simulation results from eight arctic regional climate models, *Clim. Dyn.*, 30, 203–223, doi:10.1007/s00382-007-0286-1, 2008.