

Г О Д И Ш Н И К
НА СОФИЙСКИЯ УНИВЕРСИТЕТ
„СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“

Физически факултет

A N N U A L
OF SOFIA UNIVERSITY
“ST. KLIMENT OHRIDSKI”

Faculty of Physics

Том/Volume 110

УНИВЕРСИТЕТСКО ИЗДАТЕЛСТВО „СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“
ST. KLIMENT OHRIDSKI UNIVERSITY PRESS
СОФИЯ • 2017 • SOFIA

Editor-in-Chief

Assoc. Prof. Elisaveta Peneva, PhD elfa@phys.uni-sofia.bg

Editorial Board:

Assoc. Prof. Ventzislav Yankov, PhD rusanov@phys.uni-sofia.bg
Assoc. Prof. Milena Georgieva, PhD mgeorgieva@phys.uni-sofia.bg
Assoc. Prof. Plamen Dankov, PhD mgeorgieva@phys.uni-sofia.bg
Head Assist. Prof. Dimo Arnaudov, PhD dlarnaudov@phys.uni-sofia.bg

Editor Tsvetanka Fizieva cvet@phys.uni-sofia.bg

Address for correspondence:

Faculty of Physics
St. Kliment Ohridski University of Sofia
5, J. Bourchier, Blvd, 1164 Sofia, Bulgaria
Fax: (+359 2) 96 25 276
E-mail: annual@phys.uni-sofia.bg

© St. Kliment Ohridski University of Sofia
Faculty of Physics
2017

ISSN 0584-0279

СЪДЪРЖАНИЕ

Антония Вълчева, Пенчо Маркишки, Милен Минев, Андон Костов, Ганчо Ганчев, Евгени Овчаров, Петко Недялков. ПОСЛЕДНИ ПОДОБРЕНИЯ И ТЕСТВАНЕ НА ОПТИЧНАТА СИСТЕМА НА 35 СМ ТЕЛЕСКОП В СТУДЕНТСКАТА АСТРОНОМИЧЕСКА ОБСЕРВАТОРИЯ „ПЛАНА“	5
Йенс Боневиц, <u>Евгени Сираков</u> , Стилиян Евтимов. ВЛИЯНИЕ НА ОРОГРАФСКИТЕ И ТЕРМИЧНИТЕ ХОРИЗОНТАЛНИ НЕЕДНОРОДНОСТИ В ПГС ВЪРХУ ОТКЛОНЕНИЕТО НА СИНОПТИЧНИТЕ ВИХРИ ОТ ВОДЕЩИЯ ПОТОК.....	15
Елисавета Пенева, Емил Станев, Атанас Палазов. НОВИЯТ ЧЕРНОМОРСКИ ЦЕНТЪР ЗА МОНИТОРИНГ И ПРОГНОЗА ПО ПРОГРАМА „КОПЕРНИК“: КЪМ ОПЕРАЦИОННА ЧЕРНОМОРСКА ОКЕАНОГРАФИЯ.....	36
Елена Топузова, Николай Рачев. ПРОГНОЗА НА МЪГЛИ НАД ЛЕТИЩЕ БУРГАС.....	51
Елена Топузова, Николай Рачев. СИНОПТИЧНИ ОБСТАНОВКИ, ВОДЕЩИ ДО СЪЗДАВАНЕТО НА ОПАСНИ ЗА АВИАЦИЯТА УСЛОВИЯ НА ЛЕТИЩЕ БУРГАС	65
Люба Димова, Ренета Райкова, Алберто Армилято, Джанлука Паньони, Стефано Тинти. ДЕТАЙЛНО МОДЕЛИРАНЕ НА ЦУНАМИ ЗА СЕВЕРОИЗТОЧНОТО КРАЙБРЕЖИЕ НА БЪЛГАРИЯ	81
Надежда Кадийска, Цветелина Димитрова, Боряна Маркова, Румяна Мицева, Николай Рачев. СРАВНЕНИЕ МЕЖДУ МЕТЕОРОЛОГИЧНИ ДАННИ ОТ НАБЛЮДЕНИЯ И ЧИСЛЕНИ МОДЕЛИ ЗА РАЙОНИТЕ НА БЪРДАРСКИ ГЕРАН И ГЕЛЕМЕНОВО	92
Николай Рачев, Пламен Крайчев. ИЗСЛЕДВАНЕ ИЗМЕНЕНИЯТА НА ТЕМПЕРАТУРАТА НА МОРСКАТА ВОДА В ПОВЪРХНОСТНИЯ СЛОЙ КРАЙ ЗАПАДНИЯ БРЯГ НА ЧЕРНО МОРЕ ЗА ПЕРИОДА 2000–2015 г.	104
Сребрин Колев. ПРИЛОЖЕНИЕ НА ЕКСПОНЕНЦИАЛНО МОДИФИЦИРАНО ГАУСОВО РАЗПРЕДЕЛЕНИЕ ЗА МОДЕЛИРАНЕ НА ФОРМАТА НА АЛФА-ПИКОВЕ В АЛФА-СПЕКТРИ.....	121

CONTENTS

Antoniya Valcheva, Pencho Markishki, Milen Minev, Andon Kostov, Gantcho Gantchev, Evgeni Ovcharov, Petko Nedialkov. RECENT UPGRADES AND TESTING THE OPTICAL SYSTEM OF THE 35 CM TELESCOPE AT THE STUDENTS ASTRONOMICAL OBSERVATORY „PLANA“	5
Jens Bonewitz, <u>Evgeni Syrakov</u> , Stilian Evtimov. ON THE INFLUENCE OF OROGRAPHIC AND THERMAL HORIZONTALLY NONHOMO- GENITIES IN THE PBL ON DEVIATION OF BARIC FORMATIONS FROM THE LEADING FLOW	15
Elisaveta Peneva, Emil Stanev, Atanas Palazov. THE NEW COPERNICUS BLACK SEA MONITORING AND FORECASTING CENTRE: TOWARDS BLACK SEA OPERATIONAL OCEANOGRAPHY	36
Elena Topuzova, Nikolay Rachev. A FORECAST OF FOGS AT BURGAS AIRPORT.....	51
Elena Topuzova, Nikolay Rachev. SYNOPTIC SITUATIONS RELATED WITH DANGEROUS CONDITIONS FOR AVIATION AT BURGAS AIRPORT	65
Lyuba Dimova, Reneta Raykova, Alberto Armigliato, Gianluca Pagnoni, Stefano Tinti. DETAILED TSUNAMI MODELING IN THE REGION OF NE COAST OF BULGARIA	81
Nadezhda Kadiyska, Tsvetelina Dimitrova, Boryana Markova, Rumjana Mitzeva, Nikolay Rachev. COMPARISON BETWEEN METEOROLOGICAL DATA OBTAINED BY OBSERVATIONS AND NUMERICAL MODELS FOR THE REGIONS BARDARSKI GERAN AND GELEMENOV.....	92
Nikolay Rachev, Plamen Kraichev. CHANGES IN THE SEA SURFACE TEMPERATURE ALONG THE WESTERN BLACK SEA COAST FOR THE PERIOD 2000–2015	104
Srebrin Kolev. APPLICATION OF THE EXPONENTIALLY MODIFIED GAUSS DISTRIBUTION FOR PEAK SHAPE MODELING OF ALPHA-PEAKS IN ALPHA-SPECTRA.....	121

ГОДИШНИК НА СОФИЙСКИЯ УНИВЕРСИТЕТ „СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“
ФИЗИЧЕСКИ ФАКУЛТЕТ

Том 110

ANNUAL OF SOFIA UNIVERSITY “ST. KLIMENT OHRIDSKI”

FACULTY OF PHYSICS

Volume 110

RECENT UPGRADES AND TESTING THE OPTICAL SYSTEM OF THE 35 CM TELESCOPE AT THE STUDENTS ASTRONOMICAL OBSERVATORY „PLANA“

ANTONIYA VALCHEVA¹, PENCHO MARKISHKI², MILEN MINEV¹,
ANDON KOSTOV², GANTCHO GANTCHEV¹, EVGENI OVCHAROV¹,
PETKO NEDIALKOV¹

¹ *Department of Astronomy,*

² *Institute of Astronomy with NAO Rozhen, BAS*

Антония Вълчева, Пенчо Маркишки, Милен Минеv, Андон Костов, Ганчо Ганчев, Евгени Овчаров, Петко Недялков. ПОСЛЕДНИ ПОДОБРЕНИЯ И ТЕСТВАНЕ НА ОПТИЧНАТА СИСТЕМА НА 35 CM ТЕЛЕСКОП В СТУДЕНТСКАТА АСТРОНОМИЧЕСКА ОБСЕРВАТОРИЯ „ПЛНА“

Оптичната система на 35 cm (350/1600) телескоп на катедра „Астрономия“, монтиран в Студентската астрономическа обсерватория „Плана“, беше модернизирана. Вторичното огледало бе заменено, с цел да се минимизират ефектите от винетирането на полето. Бе монтиран нов автоматичен фокусер за бързо и фино фокусиране на звездния профил. Качеството на звездните изображения и дълбочината на звездната фотометрия, получени с подобрената система, е оценено и резултатите са представени тук.

Antoniya Valcheva, Pencho Markishki, Milen Minev, Andon Kostov, Gantcho Gantchev, Evgeni Ovcharov, Petko Nedialkov. RECENT UPGRADES AND TESTING THE OPTICAL SYSTEM OF THE 35 CM TELESCOPE AT THE STUDENTS ASTRONOMICAL OBSERVATORY „PLANA“

The optical system of the 35 cm (350/1600) telescope of the Department of Astronomy, situated at the Students Astronomical Observatory „Plana“ has been upgraded. The secondary

For contact: Antoniya Valcheva, Department of Astronomy, Faculty of Physics, University of Sofia „St. Kliment Ohridski“, 5 J. Bourchier Blvd., 1164 Sofia, Bulgaria, Phone: +359 2 81 61 716, E-mail: valcheva@phys.uni-sofia.bg

mirror was replaced to minimize the effects of the vignetting on the images. A new automated focuser was mounted to fasten and precised focusing of the stellar profiles. The image quality and the photometry depth obtained with the upgraded system is gauged and presented here.

Keywords: telescope performance, vignetting, FWHM distribution, aperture photometry

PACS numbers: 95.55.Cs, 95.55.Qf, 95.75.Mn, 95.75.De,95.85.Kr

1. INTRODUCTION: THE OPTICAL SYSTEM OF THE 35 CM TELESCOPE AT SAO „PLANA“ AND IMAGE VIGNETTING

The Department of Astronomy at the University of Sofia „St. Kliment Ohridski” has at its disposal a 35 cm Newtonian telescope VX 14” Orion Optics, positioned at the Students Astronomical Observatory „Plana” (SAO „Plana”). Its optical parameters are described in [1].

In general, the vignetting effect is a gradual darkening of the image towards its edges, i.e. part of the incoming light is reduced by objects intruding into the light path. Schematically, the vignetting from a diaphragm is explained in Fig. 1, where r_{mir} is the radius of the primary mirror; d is the distance from the sensor to the diaphragm; f is the focal length of the primary mirror.

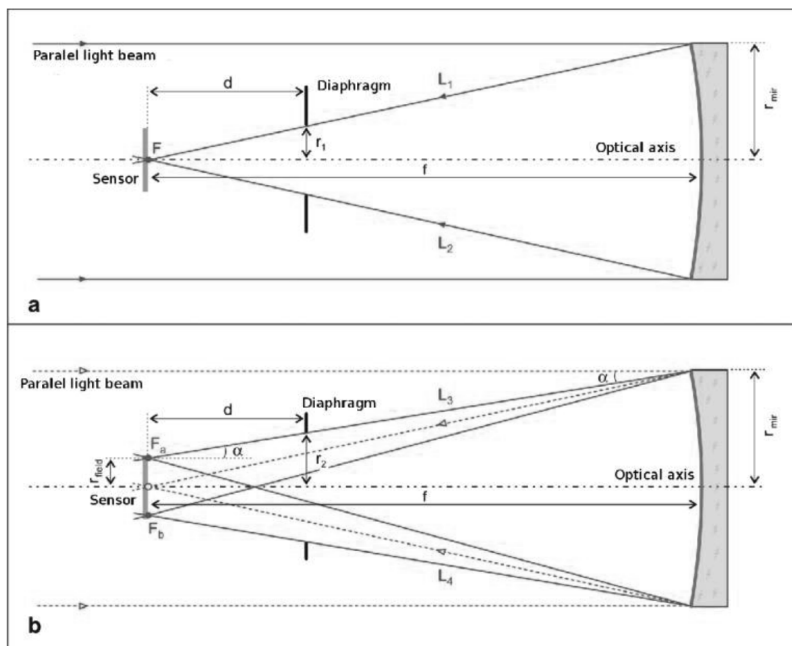


Fig. 1. a) Scheme of the vignetting effect caused by a diaphragm with radius r_1 ; b) scheme of the reduced vignetting using a diaphragm with radius r_2 where $r_1 < r_2$

Case A: L_1 and L_2 are parallel rays focused on the main focus F (see Fig. 1a). In radius r_1 (the radius of the diaphragm) the entire convergent beam reflected from the primary mirror is focusing only in the main focus F . For all other points on the surface of the sensor (i.e. away from F) only part of the flux reaches it, since the surface is partially shaded (vignetted):

$$r_1 = d * r_{mir} / f \quad (1)$$

Case B: Reduction of the vignetting can be made by increasing the diameter of the diaphragm as it is shown in Fig. 1b, where r_2 is the radius of the diaphragm; r_{field} is the radius of the vignetting-free field on the sensor; F_a and F_b are the images of two stars, being projected in two opposite ends of the vignetting-free field.

In order to prevent the convergent bundles from being partially shaded (i.e. the parallel rays L_3 and L_4 to also reach the focus), the radius r_2 of the diaphragm should be larger, as:

$$r_2 = r_{field} + (\tan\alpha * d), \quad \tan\alpha = (r_{mir} - r_{field}) / f. \quad (2)$$

The vignetting is most prominent in the Newtonian telescopes and is mainly caused by the secondary mirror insufficient size or the focuser inside diameter, or both. So, if the vignetting is due to the insufficient size of the secondary mirror, then the minor axis of the secondary mirror should be enlarged as $2 * r_2$, and the major axis – $(2 * r_2) / \sin 45^\circ$.

The 35 cm telescope at SAO Plana is equipped with a secondary mirror with axes $b/a = 82/116$ mm and in its case, the central vignetting-free field, theoretically, should have a diameter of ~ 4 mm (445 pix), which is a small part of the image area. This effect can be easily evaluated in the flat field profiles (the profiles of images taken on the sky after the sunset and before the dawn). In Fig. 2, top panels, the central BVR flat field profiles are shown and the vignetting-free central area has a diameter of ~ 600 pix and after that the relative flux starts to drop. Moreover, the central vertical profiles (the input boxes) show some misalignment in the optical components.

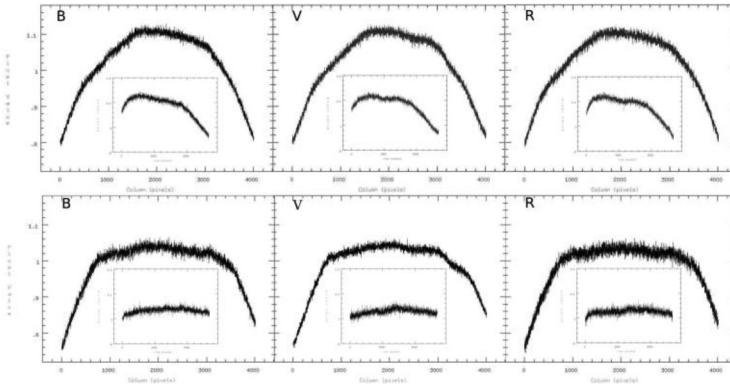


Fig. 2. Top: BVR central flat field profiles: horizontal profiles taken with the secondary elliptical $b/a = 82/116$ mm mirror and vertical profiles in the input boxes; Bottom: BVR central flat field profiles: horizontal profiles taken with the larger elliptical $b/a = 100/141$ mm mirror with the input vertical profiles

One of the main goal of this work is to increase the vignetting-free field and to prevent losing part of the incoming light. As it was shown earlier, this can be achieved by increasing the size of the secondary mirror. The calculations show that to get the entire field free of vignetting, the secondary mirror should have a size $b/a = 112.3/158.8$ mm. Unfortunately, the focuser diameter of 51 mm imposes a restriction and does not allow to achieve full-frame vignetting-free field. The reasonable maximal ratio of the secondary mirror is $b/a = 92.7/131.1$ mm. Mirror, offered by Orion Optics UK, with similar size is $b/a = 100/141$ mm. In its case, the vignetting-free area on the image would have diameter of 18 mm (~ 2000 pix), which is nearly the short side of the CCD frame. This mirror was bought and mounted in the telescope tube.

Later on, the system was collimated and flat fields were taken. The central flat field profiles are shown in Fig. 2, bottom panels. The change is clearly visible. Now, the vignetting-free region can be evaluated to ~ 2500 pix (22.5 mm) in diameter. The profiles also allow us to test the mirrors collimation. The central vignetting-free area in the horizontal profiles is well centered on the frame and the vertical profiles are flat as expected.

Another upgrade of the telescope, important for the telescope performance and for the observers, was also made. The existing manual focuser was replaced with Moonlite 2" short Crayford focuser with precise accessory locking and fine 1:8 dual speed transmission. This focuser is automated with MoonLite High Resolution Stepper Motor which works with MoonLite miniV2 controller and allows very precise, quick and automatic focusing of the system.

2. TESTING THE FIELD QUALITY

2.1. PERFORMANCE OF THE SYSTEM BEFORE THE UPGRADE

In order to test the full-frame image quality before the system upgrade, a set of images at different altitudes, i.e. different positions of the telescope tube according to the meridian flip were taken. The positions were ~ 70 deg in East and West direction and around zenith in East and West direction. During the observation campaign, the fields around M92 globular cluster and Vega star were observed with short exposures (30 and 60 sec) in *R* filter. The images were processed with IRAF (Image Reduction and Analysis Facility) and the finding algorithm searched for stellar objects in every observed field. Later, their individual FWHMs were obtained and the values of the measured FWHMs increase moving away from the center of the image. This effect is known as coma and is due to the blurring of the off-axis beams and creates a ‘comet’ like shape of the stellar images. The coma aberration is radial dependent, i.e. the minimum (fully focused) is around the central axis and increases towards the image edges. When the length of the coma exceeds the seeing of the image, the coma becomes noticeable and near the edges strongly distorts the stellar profiles. The addition of a coma corrector would cause substantial reduction in the detected flux therefore it is preferable to use the central parts of the image without coma corrector and avoid the edges.

For every field, the stars were divided into 3 groups according to their FWHM – smaller than 3 pix (black dots), between [3–4] pix (gray filled circles) and between [4–5] pix (open circles), and the distributions of the groups over the image are shown in Fig. 3. The ellipses enclose the majority of the stars in a given FWHM interval and are drawn only to outline these distributions. Regardless the position of the telescope, the elliptical distribution is visible. This effect could probably be attributed to a perpendicular rotation at a small angle of the secondary mirror and also to its insufficient size. While the distributions in the zenith direction are probably due to some other displacements of the mirrors.

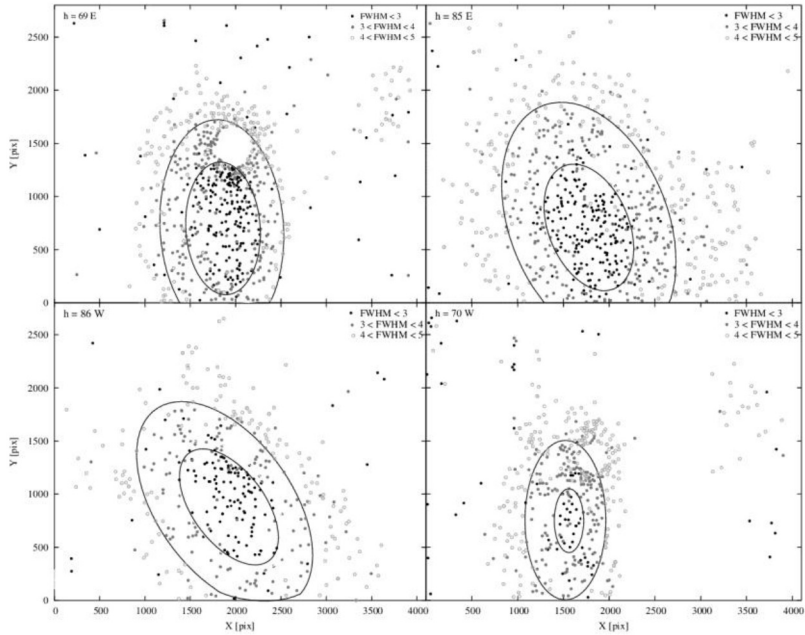


Fig. 3. Distribution of stars with FWHM in a given interval – less than 3 pix (black dots), between [3–4] pix (gray filled circles), and between [4–5] pix (open circles). The field of M92 cluster was observed at altitudes: 69 deg East (top left); 86 deg West (bottom left); and 70 deg West (bottom right). The field around Vega star was observed at 85 deg East. (The cited altitudes show the direction at which the object was observed thus the telescope tube was in the opposite direction according to the meridian flip.) The ellipses enclose the majority of the stars with a given FWHM and are used only to outline the distributions. The empty circle region close to the center of the frames is the core of M92 and the vicinity of Vega

2.1. PERFORMANCE OF THE SYSTEM AFTER THE UPGRADE

After the secondary mirror and focuser replacement, test observations were made to study the collimation and the overall performance of the upgraded system. Random star fields were observed at 4 different positions of the telescope in East and West direction. The images were processed, all stellar objects were identified and their individual FWHMs were obtained. For every field, the stars were grouped according to their FWHM value – smaller than 3 pix (black dots), between [3–4] pix (gray filled circles) and between [4–5] pix (open circles) – and the groups distributions are shown in Fig. 4 and Fig. 5.

In Fig. 4, the results from the observations of random stellar fields in the eastern sky are presented and the telescope tube was on the West of the meridian flip. The altitudes of the observed fields are 55, 63, 78 and 90 deg. In Fig. 5 – the observed stellar fields were in the western sky and the telescope tube was on the

East of the meridian flip. In both figures, circles are drawn to outline the stars with FWHM in a given interval and one can see that FWHM distributions had nearly circular form and the stars with minimal FWHM can be found in the center of the image, without being affected by the position of the telescope.

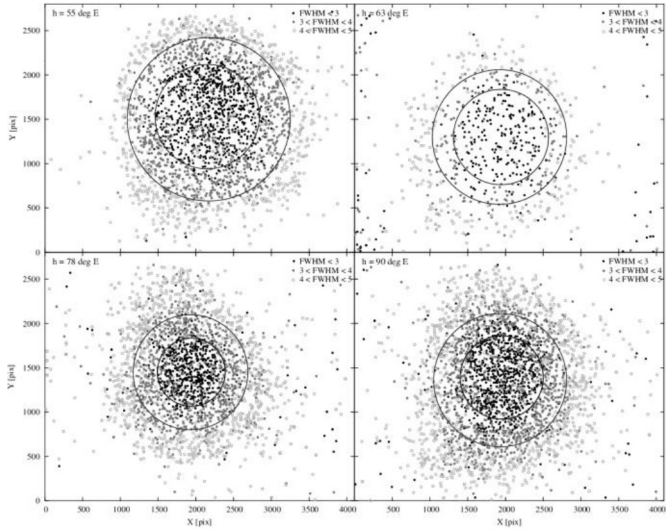


Fig. 4. Distribution of stars with FWHM in a given interval – less than 3 pix (black dots), between [3–4] pix (gray filled circles), and between [4–5] pix (open circles). Random stellar fields in East direction were observed at different altitudes – 55, 63, 78 and 90 deg – in order to test the performance of the optical system of the telescope after the upgrade.

The circles enclose the majority of the stars with a given FWHM and are used only to outline the distributions

Despite the outwards stellar profile degradation which is due to the coma aberration, a circle area with diameter nearly equal to the small side of the CCD frame can be certainly used, even in the cases with very good seeing conditions.

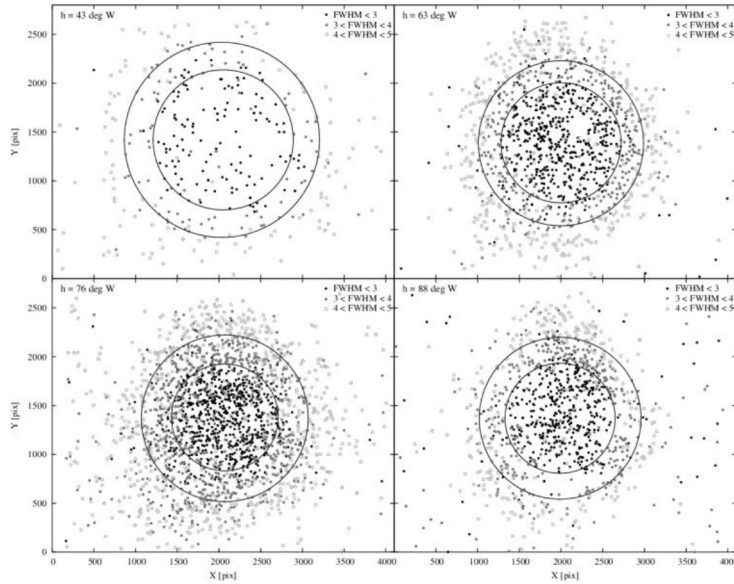


Fig. 5. Distribution of stars with FWHM in a given interval – less than 3 pix (black dots), between [3–4] pix (gray filled circles), and between [4–5] pix (open circles). Random stellar fields in West direction were observed at different altitudes – 43, 63, 76 and 88 deg – in order to test the performance of the optical system of the telescope after the upgrade. The circles enclose the majority of the stars with a given FWHM and are used only to outline the distributions

3. PHOTOMETRY DEPTH AND DATA QUALITY

To test the depth and the quality of the photometry after the telescope upgrade (see in [1] the test results obtained before the upgrade), we need standard stars to calibrate our instrumental magnitudes. For this purpose, the photometric standard fields of [2] are very suitable – they cover large areas and contain large number of stars. M92 globular cluster (NGC 6341) is one of the largest standard fields – $31'.4 \times 27'.1$ – and contains between 2000 and 4000 photometric standards in each UBVR filters. We obtained 5×300 sec of M92 (see Fig. 6, left panel) in BVR filters. Calibration images – flat fields and dark currents – were also obtained.

After the initial reduction, the images in each filter were aligned and combined. Due to the high crowding, PSF photometry is required but in the case of variable FWHM (due to the coma aberration) a better approach is the aperture photometry. We excluded a circle area with radius ~ 2 arcmin centered on M92 to avoid strong star profiles overlapping. The atmospheric conditions were fairly good with seeing of ~ 3.2 arcsec. After DAOFIND/APPHOT have selected the objects in the field, the

stars with FWHM larger than $2 \times \langle \text{FWHM} \rangle$ ($\langle \text{FWHM} \rangle$ – the average FWHM in the central region) were excluded (these stars are highly affected by the coma). The PHOT/APPHOT task determined the instrumental magnitudes of the sources and finally we have 1736, 1760 and 1796 stars in B , V , and R filter, respectively. Their positions are shown in Fig. 6, right panel.

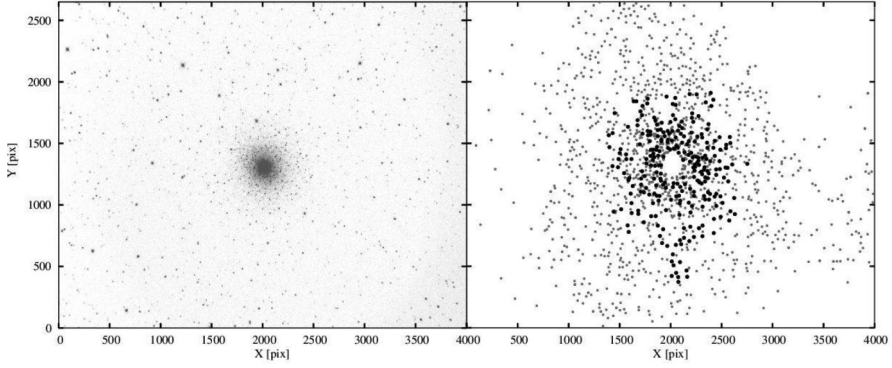


Fig. 6. Left: $78' \times 52'$ field around M92 globular cluster observed in R filter with the 35 cm telescope; Right: Positions of all stars with standard R magnitudes (small gray circles) and the cross-identified stars with [2] (black filled circles) are presented

To standardize our photometry, we needed to cross-identify our photometry with the standard stars of [2]; 228, 253, 130 stars were cross-identified in B , V and R filter, respectively, and the following transformation equations were found:

$$\begin{aligned} B &= -4.243 (0.004) + b \\ V &= -4.567 (0.005) + v \\ R &= -4.875 (0.005) + r \end{aligned}$$

where b , v , r are the instrumental magnitudes and B , V and R are the standard magnitudes of the stars. Fig. 7 shows the standard magnitudes for stars with $\sigma < 0.2$ mag. Photometry with fairly good accuracy ($\sigma < 0.05$ mag) can be achieved up to ~ 18.3 mag in R (~ 18.5 mag in V ; ~ 19 mag in B) and more than 19.5 mag with $\sigma < 0.2$ mag for the three filters.

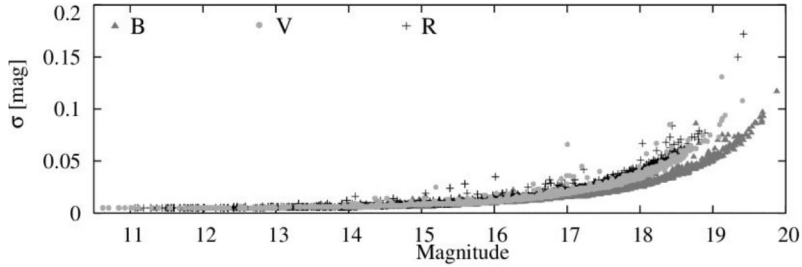


Fig. 7. Standard magnitudes versus uncertainties for *B* (triangle), *V* (circles) and *R* (crosses) filters. Only the stars with $\sigma < 0.2$ mag are plotted

4. CONCLUSIONS

The replacement of the secondary mirror of the 35 cm telescope at SAO „Plana” with bigger one led to minimization of the vignetting of the images taken with it. From flat fields central profiles was evaluated that the vignetting-free field increased from ~ 4 mm (445 pix) to ~ 22.5 mm (2500 pix) in diameter. The performance of the telescope and the image quality after the upgrade was tested by set of observations at different altitudes in East and West directions. Regardless the telescope tube position, the area with minimal FWHM is well centered on the image and the FWHM increased symmetrically from the center towards the edges. In all weather conditions, an area with diameter of ~ 2500 pix (small side of the CCD frame – 52 arcmin) can be used for science projects because the coma aberration effects are unessential.

The photometry depth was tested with 5×300 sec exposures in BVR filters and showed that magnitudes up to ~ 18.3 mag in *R* (~ 18.5 mag in *V*; ~ 19 mag in *B*) can be achieved with fairly good accuracy ($\sigma < 0.05$ mag) and deeper than 19.5 mag with $\sigma < 0.2$ mag for the three filters.

Acknowledgments. This project is funded by the 2015 fellowship of the program „For women in Science” and part of the results was presented at the XI conference of the Bulgarian Astronomical Society, 14–16 July, 2016, Kardzhali, Bulgaria. IRAF is distributed by the National Optical Astronomy Observatories, which are operated by the Association of Universities for Research in Astronomy, Inc., under cooperative agreement with the National Science Foundation.

REFERENCES

- [1] Ovcharov, E. et al. *BulgAJ*, 2014, 21, 19.
- [2] Stetson, P. *PASP*, 2000, 112, 925.

ГОДИШНИК НА СОФИЙСКИЯ УНИВЕРСИТЕТ „СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“
ФИЗИЧЕСКИ ФАКУЛТЕТ

Том 110

ANNUAL OF SOFIA UNIVERSITY “ST. KLIMENT OHRIDSKI”

FACULTY OF PHYSICS

Volume 110

ВЛИЯНИЕ НА ОРОГРАФСКИТЕ И ТЕРМИЧНИТЕ ХОРИЗОНТАЛНИ НЕЕДНОРОДНОСТИ В ПГС ВЪРХУ ОТКЛОНЕНИЕТО НА СИНОПТИЧНИТЕ ВИХРИ ОТ ВОДЕЩИЯ ПОТОК

ЙЕНС БОНЕВИЦ, ЕВГЕНИ СИРАКОВ, СТИЛИЯН ЕВТИМОВ

Катедра „Метеорология и геофизика“

Йенс Боневич, Евгени Сираков, Стилиян Евтимов. ВЛИЯНИЕ НА ОРОГРАФСКИТЕ И ТЕРМИЧНИТЕ ХОРИЗОНТАЛНИ НЕЕДНОРОДНОСТИ В ПГС ВЪРХУ ОТКЛОНЕНИЕТО НА СИНОПТИЧНИТЕ ВИХРИ ОТ ВОДЕЩИЯ ПОТОК

Предложени са прости, качествени правила за отклоненията на приземните траектории на синоптичните вихри от водещия поток. Правилата са базирани на някои теоретични резултати относно отклоняващото влияние на орографско-термичните хоризонтални нееднородности в ПГС. Верификацията на правилата е върху реалните траектории на 28 синоптични вихъра през периода 01/01/2004–12/12/2013, преминаващи главно през Балканския полуостров. За тази цел са използвани дескриптивни и тестови статистически методи. Убедително е подкрепен изводът, че отклонението на един вихър надясно, наляво или без отклонение от водещия поток се определя от отклоняващото влияние на орографско-термичните нееднородности в същата посока, или, докато единият от двата фактора (орографския или термичния) отклонява в същата посока, то другият е неутрален.

За контакти: Йенс Боневич, Катедра „Метеорология и геофизика“, Физически факултет, Софийски университет „Св. Климент Охридски“, бул. „Джеймс Баучърс“ 5, 1164 София, тел.: +49 1573/ 29 66 539, E-mail: jensbonewitz@abv.bg

Jens Bonewitz, Evgeni Syrakov, Stilian Evtimov. ON THE INFLUENCE OF OROGRAPHIC AND THERMAL HORIZONTALLY NONHOMOGENITIES IN THE PBL ON DEVIATION OF BARIC FORMATIONS FROM THE LEADING FLOW

Simple qualitative rules for the deviation of surface trajectory of the synoptic vortices from the leading flow are proposed. The rules are based on some theoretical results about the deviate influence of the orographically and thermally non-homogeneous PBL. The verification of the rules is based on real trajectories of 28 synoptic vortices, that mostly passes over Balkans during 01/01/2004–12/12/2013 period. Descriptive and test statistical methods are used for this purpose. It is convincingly sustained the conclusion that a leftward, right or missing deviation of one eddy from the leading flow corresponds to an influence of both orographic and thermal factors in the same direction, or as a factor deviates in the same direction, the other is neutral.

Keywords: synoptic vortices, rule of the leading flow, orographically and thermally non-homogeneous PBL

PACS number: 92.60 ± e

1. УВОД

В синоптичната практика е добре известно така нареченото правило на водещия поток. А именно, приземните барични системи се преместват в направлението на устойчивия слабозавихрен поток на височина 4–6 km [1]. До известна степен това правило е теоретично обосновано в работата на Кибель [2] при определени предположения. Практиката обаче показва, че прогнозите за преместването на вихрите с правилото на водещия поток са непълни, а в редица случаи даже и неудовлетворителни, дори и за ниските циклони и антициклони [1]. Причините за това са от различно естество, но поне една от тях е очевидна. А именно, неотчитането на влиянието на приземния граничен слой (ПГС) [3].

В настоящата работа ние разглеждаме влиянието на хоризонталните нееднородности в ПГС върху отклонението на приземните траектории на синоптичните вихри от правилото на водещия поток. Конкретната цел е качествена верификация на простите и нагледни правила за тези отклонения, произтичащи от теоретичните резултати на [4, 5]. Анализираните нееднородности са два типа – орографски и термични. Термичните отчитат локалната стратификация на ПГС и са представени с полето на дефекта на потенциалната температура между върха на ПГС и земята. В работата този параметър е наречен за краткост $\delta\theta$ -топография.

Верификацията се провежда чрез сравняване между действителното и очакваното отклонение на вихъра от водещия поток според формулираните в работата правила. За целта ние използваме статистически методи. На базата на обширен картов материал се проследяват приземните траектории на 28 синоптични вихъра от средиземноморски тип през периода 01/01/2004–12/12/2013. За всеки от последователните основни синоптични срокове се определя наличието или посоката на действителните отклонения на центъра на вихъра от водещия поток и наличието или очакваната посока на отклонения поради

влиянието на орографията и $\delta\theta$ -топографията. В крайна сметка ние формираме един масив от данни, чиито редове са отделните наблюдения, а стълбовете са действителните и очакваните отклонения, поотделно от орографията и от $\delta\theta$ -топографията, кодирани в три нива: без отклонение, отклонение надясно и отклонение наляво. Самата верификация се провежда със специфични за случая дескриптивни и тестови статистически техники за изследване на зависимостите между нивата на споменатите по-горе три факторни променливи.

Съдържанието на работата е, както следва. В секция 2 се привежда теоретичната основа и се формулират правилата за отклоненията на вихрите от водещия поток поради влиянието на орографията и $\delta\theta$ -топографията. В секция 3 се описват използваните данни и тяхната предварителна обработка. В секция 4 използваната методология на обработката се илюстрира с два конкретни примера. Самият статистически анализ, а с това и верификацията на нашите правила, са изложени в секция 5. Обсъждането на получените резултати е в заключителната секция 6.

2. ОТКЛОНЕНИЕ НА СИНОПТИЧНИТЕ ВИХРИ ОТ ВОДЕЩИЯ ПОТОК ПОРАДИ ОРОГРАФСКО-ТЕРМИЧНИТЕ НЕЕДНОРОДНОСТИ В ПГС

Сираков [4, 5] предлага аналитичен израз за отклоненията на траекториите на приземните центрове на синоптичните вихри поради влиянието на орографско-термичните и адвективно-бароклинни хоризонтални нееднородности в ПГС. Самата формула се базира върху кинематичното условие за екстремален геопотенциал в центъра на вихъра, връзката между геопотенциалната тенденция и индуцираните от ПГС вертикални скорости [6] и интегрална параметризация на генерираните вертикални скорости на върха на хоризонтално нееднородния ПГС [4, 5, 7]. В случая само на орография и $\delta\theta$ -топография опростените за синоптични мащаби формули са

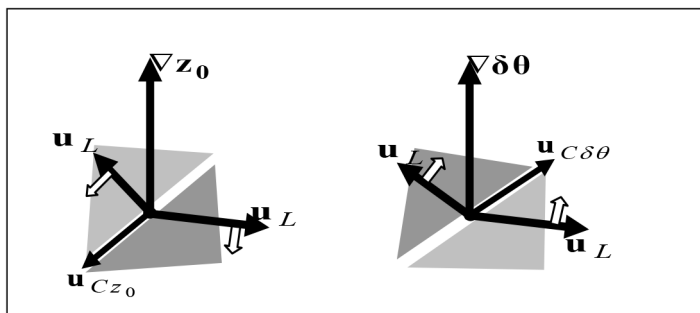
$$\mathbf{u}_c = c_0 (g/f) (\mathbf{u}_{cz_0} + \mathbf{u}_{c\delta\theta}) \quad (1)$$

и

$$\begin{aligned} \mathbf{u}_{cz_0} &= (1+a) \mathbf{e}_z \times \nabla z_0 - b \nabla z_0, \\ \mathbf{u}_{c\delta\theta} &= a_1 \mathbf{e}_z \times \nabla \delta\theta - b_1 \nabla \delta\theta, \end{aligned} \quad (2)$$

където \mathbf{u}_c е сумарната скорост на отместването на центъра на вихъра, а \mathbf{u}_{cz_0} и $\mathbf{u}_{c\delta\theta}$ са скоростите поради влиянието на орографията $z = z_0(x,y)$ и $\delta\theta$ -топографията, съответно. В (1) и (2) $c_0 \approx 0.3$, f е параметърът на Кориолис, g – ускорението на силата на тежестта, \mathbf{e}_z – единичният вектор в локалния зенит, константите a и b са строго положителни, а a_1 и b_1 – строго отрицателни.

Тъй като засега конкретните стойности на константите a , b , a_1 и b_1 не са известни, то директното оперативно прилагане на теоретичните резултати (1) и (2) е силно затруднено. На тази основа може обаче да се предложат прости качествени правила за отклоненията на вихрите от водещия поток. Тези правила са илюстрирани на фиг. 1. Левият и десният панел визуализират влиянието на орографията и $\delta\theta$ -топографията. По-масивните черни стрелки са водещият поток \mathbf{u}_L , по-тънките са допълнителните скорости \mathbf{u}_{Cz_0} и $\mathbf{u}_{C\delta\theta}$, дължащи се съответно на орография-



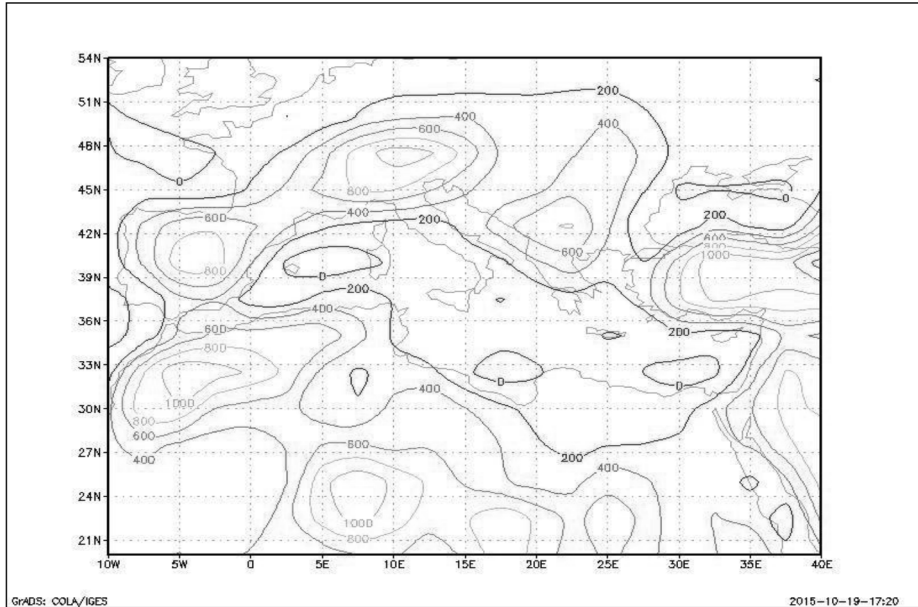
Фиг. 1. Влияние на орографията (ляво) и $\delta\theta$ -топографията (дясно) върху движението на приземните центрове на синоптичните вихри

та и $\delta\theta$ -топографията. По-дългите незапълнени стрелки са градиентите, а по-широките и по-къси, дават посоката на отклонението на действителната скорост на центъра на вихъра C от водещия поток. В съответствие с (1) и (2) и знаците на параметрите a , b , a_1 и b_1 , \mathbf{u}_{Cz_0} е задължително наляво, в противоположна посока на градиента на орографията, а $\mathbf{u}_{C\delta\theta}$ – надясно и по посока на градиента на $\delta\theta$ -топографията. Освен това, докато носещата права на \mathbf{u}_{Cz_0} е по-близо до изолиниите, отколкото до градиента на орографията, то теоретичният ъгъл между носещата права на $\mathbf{u}_{C\delta\theta}$ и градиента на $\delta\theta$ -топография е $\pi/4$.

От фиг. 1 лесно можем да формулираме следните правила. И в двата случая имаме по една разделителна линия, а именно линията на орографската скорост и линията на $\mathbf{u}_{C\delta\theta}$. При орографията, ако водещият поток е надясно от разделителната линия, т.е. в по-тъмната половина, отклонението на траекторията от водещия поток е също надясно, ако потокът е наляво, в по-светлата област, то и отклонението е наляво. При $\delta\theta$ -топографията е обратно, когато водещият поток е надясно от разделителната линия, отклонението е наляво и обратно.

3. ДАННИ И МЕТОДОЛОГИЯ

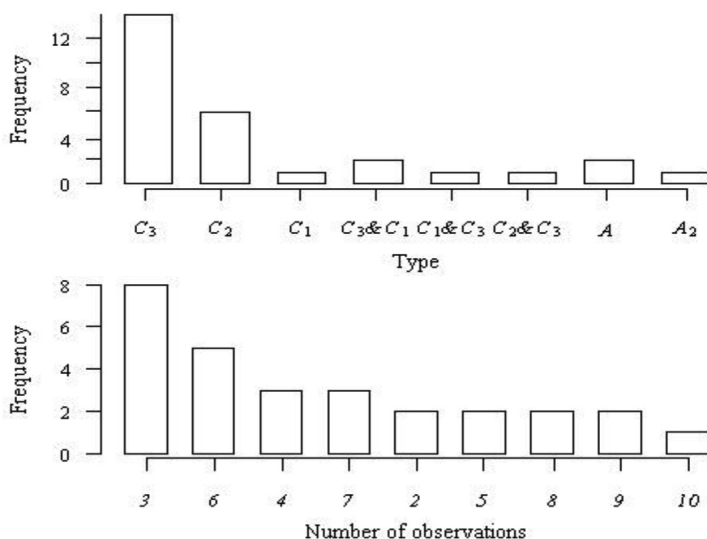
В работата са използвани следните данни за релефа: (i) географска карта на Европа в мащаб 1:19500000 и (ii) карта на геопотенциалната височина на орографията [8]. Фигура 2 представя полето на орографията в



Фиг. 2. Поле на орографията в района 21°N–54°N и 10°W–40°E

района 21°N–54°N и 10°W–40°E. Дискретизацията е $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$. Контурните линии са приземните изохипси. Единицата е [grdm]. Ясно очертани са Пиринейте, Алпите и планинските масиви на Балканския полуостров.

Използваните синоптични карти са на American service for meteorology forecasts (GFS) през метеорологичните интернет страници [9] и [10]. Самите карти са, както следва: (i) карти на приземното барично поле за Северното полукълбо, (ii) карти на абсолютната топография с токови линии и скорост на вятъра на нивото 500 hPa за Северното полукълбо, (iii) карти на абсолютната топография и температурата на нивото 850 hPa за Северното полукълбо. От [9] са използвани данните за полето на приземната потенциална температура в основните синоптични срокове. С помощта на тези данни ние анализираме 28 синоптични вихъра – 25 циклона и 3 антициклона през периода 01/01/2004–12/12/2013. Разглежданата област е между 30°N–54°N и 10°W–40°E. Броят на наблюденията върху всичките вихри е 145. Анализираните барични образувания са от средиземноморски тип, като зоната от особен интерес е Балканският полуостров, през който минават повечето вихри.



Фиг. 3. Класификация на вихрите по подтипове (горе) и брой на наблюденията върху тях (долу)

Следвайки [11], ние класифицираме вихрите по подтипове, като за всеки вихър даваме и броя на наблюденията върху него. Резултатите от тази класификация са представени на фиг. 3. По хоризонталните оси са категориите, а по вертикалните – броят на вихрите. Както се вижда от горния панел, най-много – 14, са средиземноморските циклони от подтип C_3 , следвани от подтип C_2 . Категориите с две букви са за случаите, в които вихърът променя своя подтип. При двата антициклона, означени с A , бяхме затруднени да определим техния подтип. От долния панел на фиг. 3 се вижда, че най-много – 8, са вихрите с три последователни наблюдения, следвани от петте вихъра с 6 наблюдения. Имаме и един вихър с 10 последователни наблюдения.

Методиката на обработка и анализ на описания базов материал е, както следва:

(i) По приземните и височинните синоптични карти се идентифицира съответният синоптичен вихър и се проследява движението на неговия приземен център в основните синоптични срокове, т.е. през 6 h.

(ii) Върху географската и топографската карта се нанасят последователните положения на приземния център на вихъра и точките се свързват с начупена линия, визуализираща неговата приземна траектория.

(iii) От височинните карти се определя водещият поток на ниво 500 hPa и се нанася в точките на последователните положения на центъра на вихъра върху географската и топографската карта.

(iv) Всяко от последователните наблюдения се класифицира с факторната променлива с три нива: отклонение на траекторията от водещия поток надясно, наляво и без отклонение.

(v) Изчислява се потенциалната температура на ниво 850 hPa по формулата $\theta_{850} = T_{850} (1000/850)^{0.291}$, където T_{850} е абсолютната температура на ниво 850 hPa, и се определя полето на $\delta\theta$ -топографията по формулата $\delta\theta = \theta_{850} - \theta_{2m}$, където θ_{2m} е приземната потенциална температура, взета от [9].

(vi) Изолиниите на орографията и $\delta\theta$ -топографията се нанасят върху картите в района около последователните положения на центъра на вихъра, т.е. през 6 h. Мрежата е $2.5^\circ \times 2.5^\circ$.

(vii) Всяко от последователните наблюдения се класифицира по още две факторни променливи с по три нива. Те са свързани с очакваните отклонения поради влияние на орографията и $\delta\theta$ -топографията на центровете на вихрите съгласно правилата, илюстрирани с фиг. 1. Нивата са: очаквано отклонение надясно, наляво и без отклонение.

По описаната методика ние формираме един 145×3 масив от данни. Редовете са отделните наблюдения, а стълбовете са въведените три факторни променливи.

4. ДВА ИЛЮСТРАТИВНИ ПРИМЕРА

Тук ще приведем два конкретни примера на циклон и антициклон, за да илюстрираме описаната по-горе методика. Целта е да се демонстрират условията, при които влиянието на орографията или $\delta\theta$ -топографията може да се пренебрегне или трябва да се отчете.

Първият пример е средиземноморският циклон на 27–29/12/2009. Фиг. 4 представя неговата приземна траектория. Водещият поток е на нивото 500 hPa. Траекторията е проследена около 54 h. Генезисът на циклона е в адриатическото крайбрежие на Италия. Първоначално той се движи през Балканския полуостров, но между точките t_4 и t_5 , вместо да продължи с водещия поток на североизток към Стара планина, циклонът се отклонява на юг към полуостров Халкидики, Гърция. По-нататък циклонът вече е с водещия поток на североизток към Черно море, край западния бряг на Черно море и на североизток към Русия, където се запълва. Ние фокусираме нашето внимание върху срока 28/12/2009 00 UTC. На фиг. 4 това е точката t_5 . В тази точка циклонът се премества с водещия поток.

Синоптичната обстановка на 28/12/2009 00 UTC е показана на фиг. 5. Тази фигура представя абсолютната топография на нивото 500 hPa, относителната топография за нивата 1000 hPa и 500 hPa и приземното налягане. В черно е абсолютната топография, белите криви са приземното налягане. В полето на относителната топография зоните с адвекция на топлина или студ са в скалата на сивото.

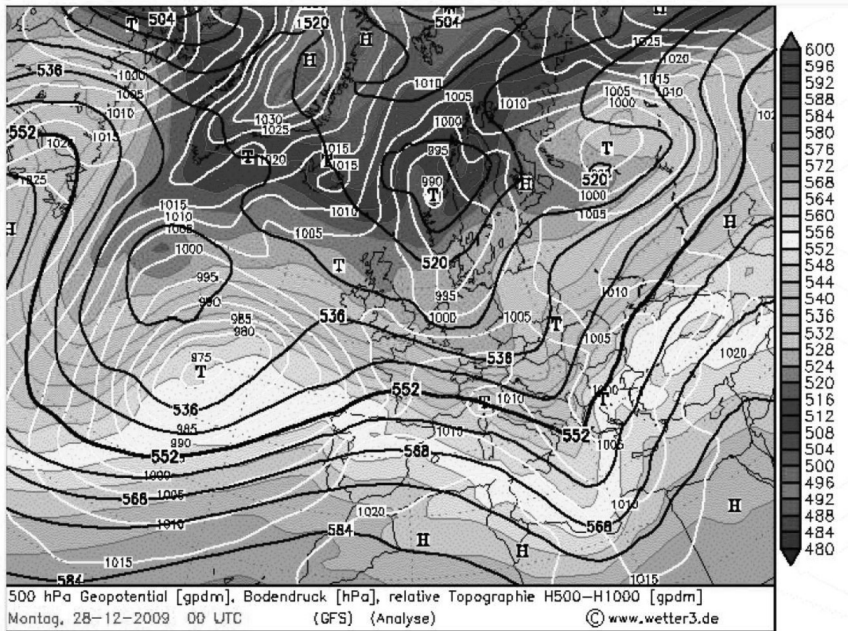


**Траектория циклон,
27.-29.12.09**

- t1=27.12.09 / 00 UTC
- t2=27.12.09 / 06 UTC
- t3=27.12.09 / 12 UTC
- t4=27.12.09 / 18 UTC
- t5=28.12.09 / 00 UTC
- t6=28.12.09 / 06 UTC
- t7=28.12.09 / 12 UTC
- t8=28.12.09 / 18 UTC
- t9=29.12.09 / 00 UTC
- t10=29.12.09 / 06 UTC

- Приземна траектория
- > Водещ поток на 500 hPa

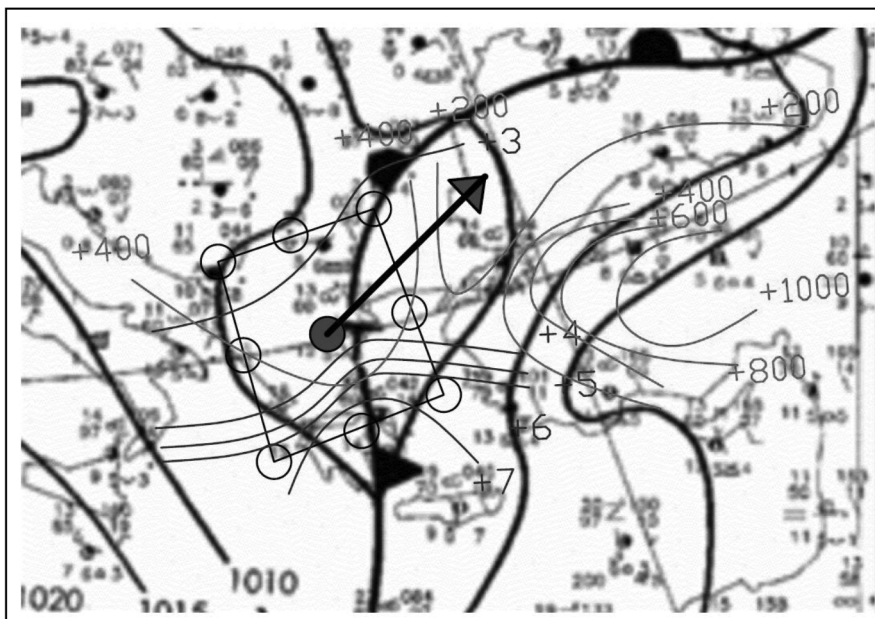
Фиг. 4. Приземна траектория на средиземноморския циклон 27–29/12/2009



Фиг. 5. Карта на абсолютната топография на ниво 500 hPa ,
относителната топография за нивата 1000 hPa и 500 hPa
и приземното налягане на 28/12/2009 00 UTC

Както се вижда от полето на приземното налягане и полето на абсолютната топография, на ниво 500 hPa имаме добре изразен циклон над Балканския полуостров с център в точката (22.5°E, 40°N). Водещият поток на това ниво е на североизток. Вижда се също така и разположението на околните фронтове.

Фиг. 6 представя полетата на орографията и $\delta\theta$ -топографията върху картата за приземното налягане на 28/12/2009 00 UTC. Плътните линии са орографията и $\delta\theta$ -топографията. Единиците са [gpdm] и [K]. Запълненият кръг е центърът на вихъра, а плътната черна стрелка показва посоката на водещия поток. По-тънките линии маркират центрирания във вихъра $5^\circ \times 5^\circ$ квадрант и по данните от него се пресмятат градиентите на орографията и $\delta\theta$ -топографията. Тук този квадрант е с върхове в точките (20°E, 37.5°N), (25°E, 37.5°N), (25°E, 42.5°N) и (20°E, 42.5°N).



Фиг. 6. Полета на орографията и $\delta\theta$ -топографията върху картата на приземното барично поле в района на циклона на 28/12/2009 00 UTC

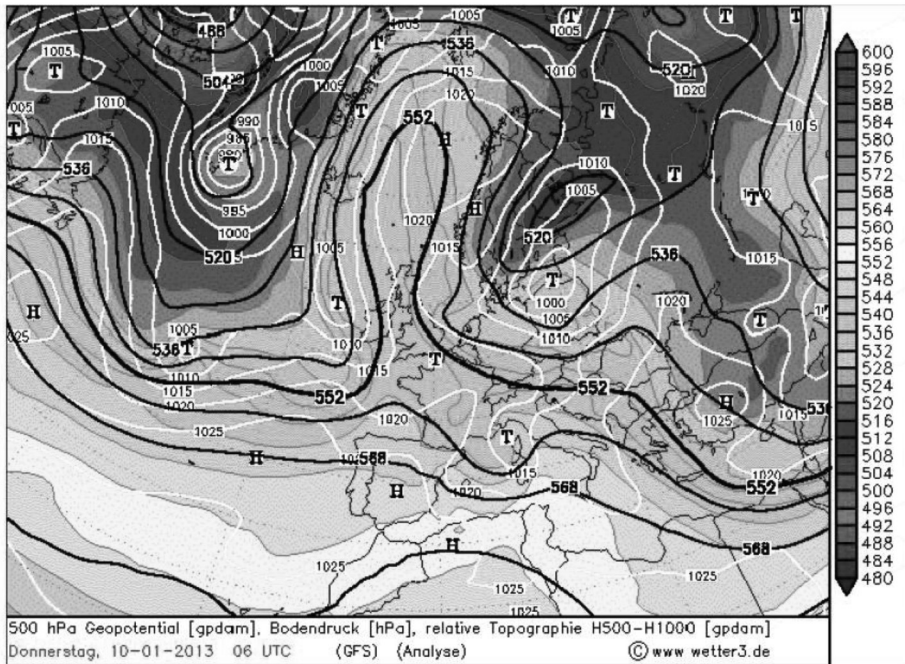
В настоящото изследване ние фиксираме долни прагове от 100 gpdm / 100 km за градиента на орографията и 1 K / 250 km за градиента на $\delta\theta$ -топографията, под които влиянието на тези два фактора върху траекторията на синоптичния вихър може да се пренебрегне. Завръщането към фиг. 6 показва, че в случая градиентите на орографията и $\delta\theta$ -топографията са под праговите стойности и ефектът от тях е пренебрежим. В крайна сметка анализираният наблюдение се кодира като: отклонение от водещия поток – без отклонение,

очаквано отклонение вследствие на орографията – без отклонение, и отклонение от $\delta\theta$ -топографията – без отклонение.

Като втори илюстративен пример ще разгледаме антициклона 09–11/01/2013. Фиг. 7 представя неговата приземната траектория. Траекторията е проследена около 30 h. В началото антициклонът е с два центъра – над Румъния и България, минава през Балканския полуостров на юг, след това на югоизток, пресичайки съответните планински масиви. По-нататък антициклонът се движи от Босфора към Мала Азия през планинските масиви на вътрешната част на Турция. Към края на периода той вече е почти стационарен. През цялото време движението е със сравнително малки отклонения от водещия поток. Ние ще фокусираме нашето внимание върху срока 10/01/2013 06 UTC. На фиг. 7 това е точката t_3 . В тази точка антициклонът леко се отклонява наляво от водещия поток.



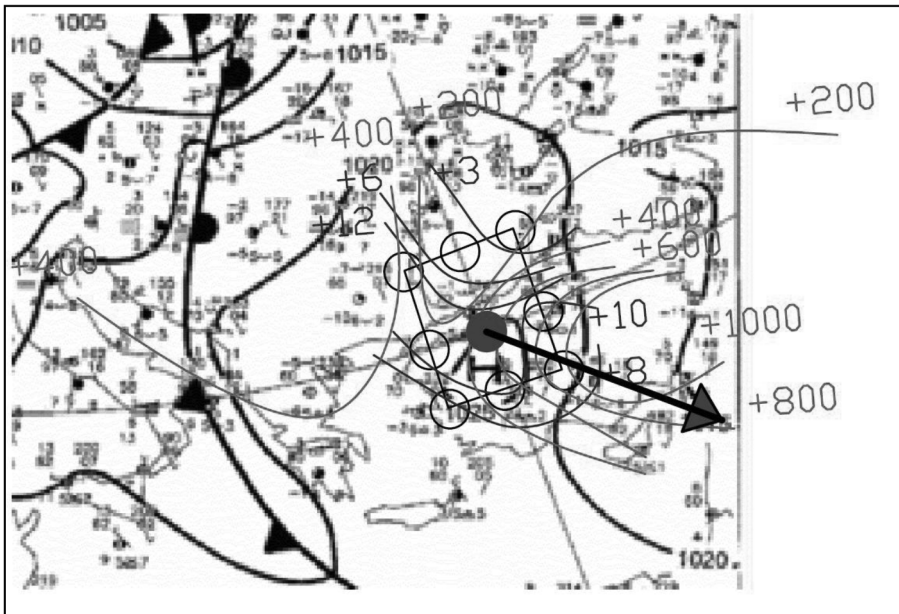
Фиг. 7. Приземна траектория на антициклона 09–10/01/2013



Фиг. 8. Карта на абсолютната топография на ниво 500 hPa, относителната топография за нивата 1000 hPa и 500 hPa и приземното налягане на 10/01/2013 06 UTC

Синоптичната обстановка на 10/01/2013 00 UTC е илюстрирана на фиг. 8, която представя абсолютната топография на ниво 500 hPa, относителната топография за нивата 1000 hPa и 500 hPa и приземното налягане. В черно е абсолютната топография, белите криви са приземното налягане. В полето на относителната топография в скалата на сивото са визуализирани зоните с адвекция на топлина или студ. Както се вижда, над западна Турция имаме добре изразен антициклон с център в (30°E, 40°N). Водещият поток е на югоизток.

Фиг. 9 представя полетата на орографията и $\delta\theta$ -топографията върху картата за приземното налягане на 28/12/2009 00 UTC. В случая квадрантът, по данните в който се пресмятат градиентите, е с върхове в точките (27.5°E, 37.5°N), (32.5°E, 37.5°N), (32.5°E, 42.5°N) и (27.5°E, 42.5°N).



Фиг. 9. Полета на орографията и $\delta\theta$ -топографията върху картата на приземното барично поле и района на антициклона на 10/01/2013 06 UTC

Оценките за големината на градиентите на орографията и $\delta\theta$ -топографията са съответно 300 gpdm / 100 km и 2 K / 250 km. Двата градиента са над праговите стойности и следователно и двата фактора действат едновременно. Като направление градиентът на орографията е на изток-югоизток и съгласно левия панел на фиг.1 орографията отклонява приземния център на антициклона наляво от водещия поток. Градиентът на $\delta\theta$ -топографията е на север-северозапад и съгласно десния панел на фиг.1 центърът на вихъра се отклонява наляво. Анализираното наблюдение се кодира като: отклонение на вихъра от водещия поток – наляво, очаквано отклонение вследствие на орографията – наляво, и отклонение от $\delta\theta$ -топографията – наляво.

5. СТАТИСТИЧЕСКИ АНАЛИЗ

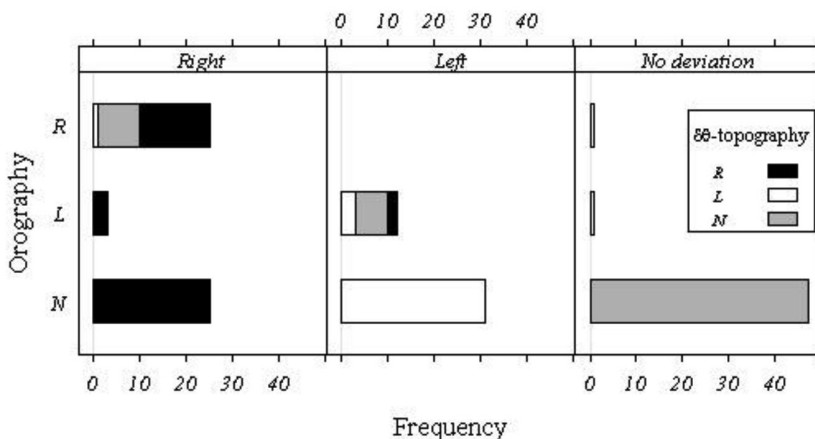
В секция 3 бе формирана една 145×3 матрица от данни. Редовете на матрицата дават информацията за всяко от 145-те наблюдения върху вихрите. Стълбовете са трите факторни променливи. Първата променлива е наблюдаваното отклонение на траекторията на вихъра от посоката на водещия поток, категоризирано в три нива: отклонение надясно, отклонение наляво и без отклонение. Другите две променливи са свързани с очакваните отклонения на центровете на вихрите поради влияние съответно на орографията и $\delta\theta$ -то-

пографията, оценени по правилата, илюстрирани на фиг. 1. Категоризацията отново е на три нива: отклонение от водещия поток надясно, наляво и без отклонение.

Ние класифицираме наблюденията по нивата на трите факторни променливи: фактическо отклонение на центъра на вихъра от направлението на водещия поток, очаквано отклонение вследствие на орографията и очаквано отклонение вследствие на $\delta\theta$ -топографията. Тъй като всяка от променливите е с три нива, резултатът е една $3 \times 3 \times 3$ честотна таблица. По осите на този примерен масив са трите факторни променливи, а във всяка от 27-те клетки е броят на съответните наблюдения.

Фиг. 10 представя категоризираната стълбична диаграма на честотната таблица. Трите панела на диаграмата съответстват на нива на фактора наблюдавано отклонение на вихъра – отклонение надясно (*Right*), отклонение наляво (*Left*) и без отклонение (*No deviation*). По хоризонталните оси е броят на вихрите. По вертикалните оси са нивата на фактора отклонение вследствие на орографията – отклонение от водещия поток надясно (*R*), отклонение наляво (*L*) и без отклонение (*N*). Натрупванията в стълбовете на диаграмата в черно, бяло и сиво визуализират нивата на фактора отклонение вследствие на $\delta\theta$ -топографията, а именно: отклонение от водещия поток надясно (*R*), отклонение наляво (*L*) и без отклонение (*N*).

Прегледът на диаграмата води до следните заключения. При реално отклонение на вихъра надясно по отношение на влиянието на орографията всичките случаи практически се разпределят почти поравно между очаквано отклонение надясно и без отклонение. Както се вижда обаче, при липсата на орографско въздействие отклонението от $\delta\theta$ -топографията е изцяло надясно. Това са главно ситуациите, в които вихрите са над морето.



Фиг. 10. Класификация на наблюденията по нивата на факторите отклонение на вихъра, отклонения вследствие на орографията или $\delta\theta$ -топографията

При орографско отклонение надясно в повече от половината случаи $\delta\theta$ -топографията също отклонява надясно, а в останалата половина тя не оказва влияние с изключение на единствения случай, когато действа наляво. Що се отнася до трите случая на орографско отклонение наляво, то отклонението от $\delta\theta$ -топографията е изцяло надясно.

При реално отклонение на вихъра наляво нещата са сравнително по-прости. В извадката няма нито един случай на орографско отклонение надясно, а при липсата на орографско въздействие $\delta\theta$ -топографията винаги отклонява наляво. Ще отбележим отново, че това са главно ситуацияите, в които вихрите са над морето. Що се отнася до орографското отклонение наляво, то $\delta\theta$ -топографията или не въздейства, или отклонява наляво и само в два от случаите – надясно.

С изключение само на два случая при движение на вихъра заедно с водещия поток влиянието както на орографията, така и на $\delta\theta$ -топографията, липсва. Що се отнася до изключенията, то в единия от случаите орографията отклонява надясно, а $\delta\theta$ -топографията – наляво, а в другия и двете отклонения са в една посока – наляво.

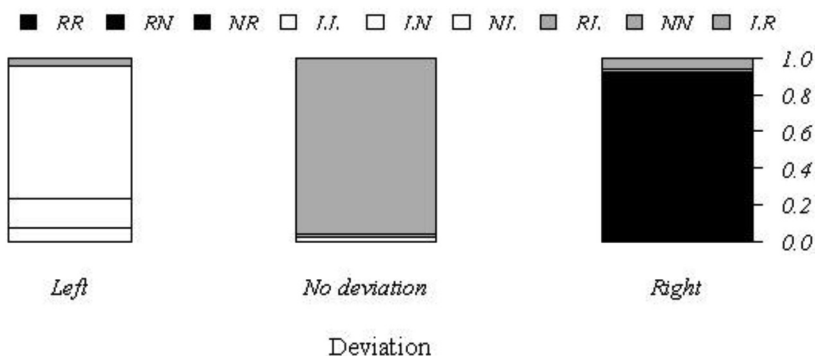
Да дадем още едно, в известен смисъл алтернативно представяне на нашите данни. За целта ние обединяваме очакваните отклонения от орографията и $\delta\theta$ -топографията в една нова факторна променлива – съвместно влияние, която кодираме с две букви – комбинациите на първоначалните нива: R – отклонение от водещия поток надясно, L – наляво, и N – без отклонение. Първата позиция е за отклонението вследствие на орографията, втората – вследствие на $\delta\theta$ -топографията. Например LL означава, че както орографията, така и $\delta\theta$ -топографията отклоняват наляво. Ние класифицираме наблюденията по деветте нива на новата факторна променлива и нивата на фактора действително отклонение на вихъра от водещия поток с трите нива отклонение надясно (*Right*), отклонение наляво (*Left*) и без отклонение (*No deviation*).

Резултатите са сумирани в честотната таблица 1. В една клетка на таблицата е броят на наблюденията, които попадат едновременно в съответната двойка нива на двата фактора. В най-десния стълб и най-долния ред са сумите по редовете и стълбовете на таблицата.

Таблица 1. Класификация на наблюденията по факторите реално отклонение и съвместно влияние на орографията и $\delta\theta$ -топографията

	Deviation			<i>Total</i>
	<i>Right</i>	<i>Left</i>	<i>No deviation</i>	
<i>RR</i>	15	0	0	15
<i>RN</i>	9	0	0	9
<i>NR</i>	25	0	0	25
<i>LL</i>	0	3	1	4
<i>LN</i>	0	7	0	7
<i>NL</i>	0	31	0	31
<i>RL</i>	1	0	1	2
<i>NN</i>	0	0	47	47
<i>LR</i>	3	2	0	5
<i>Total</i>	53	43	49	145

Ние представяме табл. 1 графично със стълбичната диаграма на фиг. 11. По хоризонталната ос на фигурата са трите категории на фактора реално отклонение на вихъра. По вертикалната ос са числата от 0 до 1. Както виждаме, трите стълба са с еднаква единична височина. Всеки от тях е разделен на сектори, чиято височина е равна на относителния брой на наблюденията от съответната категория на фактора съвместно влияние на орографията и $\delta\theta$ -топографията, нормирани с дадения в последния ред брой наблюдения от съответната категория на фактора реално отклонение на вихъра.



Фиг. 11. Връзка на наблюдаваните отклонения на вихъра с нивата на фактора съвместно влияние на орографията и $\delta\theta$ -топографията

Следователно височината на един сегмент е оценка на условната относителна честота за реализация на дадена категория на фактора съвместно влияние при дадено действително отклонение на вихъра. Широчината на даден

стълб е пропорционална на относителния брой случаи в съответната категория на фактора реално отклонение, като нормировката е с общия брой наблюдения – 145. Следователно широчината на един стълб визуализира относителната честота за реализация на дадена категория на фактора реално отклонение. И накрая, ние допълнително прегрупираме цветово нивата на фактора съвместно влияние. Категориите *RR*, *RN* и *NR* са в черно *LL*, *LN* и *NL* – в бяло, и *RL*, *NN* и *LR* – в сиво.

Както се вижда от фиг. 11, стълбът *Left* е по-тесен от останалите два стълба, които от своя страна са с приблизително еднаква широчина. Това е в съответствие с последния ред на табл. 1, от който се вижда, че броят на отклоненията на вихрите наляво са с около 20% по-малко от тези в останалите две категории.

Прегледът на фиг. 11 показва, че стълбът *Right* е запълнен почти изцяло в черно, т.е. с категориите *RR*, *RN* и *NR*. Те заемат около 92% от неговата площ. Сивият цвят на категориите *LR* и *RL* запълва останалите 8%. Останалите четири категории липсват. Налице са достатъчно основания за извода, че отклоненията на вихъра надясно от водещия поток са свързани с очаквани отклонения от орографията и $\delta\theta$ -топографията или и двете надясно или с едно отклонение надясно при липса на въздействие на другия фактор. Почти пренебрежимият брой изключения, при които орографията и $\delta\theta$ -топографията действат в различни посоки, може да бъде обяснен като доминиране на фактора, отклоняващ надясно.

Както се вижда, стълбът *Left* е запълнен почти изцяло в бяло, т.е. с категориите *LL*, *LN* и *NL*. Площта, съответстваща на тях, е около 95%. Сивият сектор от 5% е на категорията *LR*. Останалите пет категории липсват. Имаме достатъчно основания за извода, че отклоненията на вихъра наляво от водещия поток са свързани с очаквани отклонения от орографията и $\delta\theta$ -топографията или и двете наляво или с едно отклонение наляво при липса на въздействие на другия фактор. Що се отнася до двата случая *LR*, то те се обясняват с доминиращото влияние на орографията наляво в сравнение с отклонението надясно на $\delta\theta$ -топографията.

И накрая, стълбът *No deviation* е практически в сиво. Категорията *NN* запълва 96% от цялата площ. Останалите 4% се разделят между *RL* и *LL*. Всички други категории липсват. Можем да заключим, че вихърът се премества с водещия поток основно при липса на въздействие както на орографията, така и на $\delta\theta$ -топографията. Едното изключение *RL*, когато орографията и $\delta\theta$ -топографията действат в различни посоки, намира своето обяснение като компенсиране на ефектите от двете противоположни въздействия. Що се отнася до единствения случай *LL*, то ще напомним, че освен орографията и $\delta\theta$ -топографията върху траекториите на синоптичните вихри оказва влияние и адвективно-бароклинната хоризонтална нееднородност на ПГС. В тази работа този ефект не се разглежда, защото той обикновено е значително по-слаб

от другите два. Именно с него обаче ние свързваме случая *LL*, когато той би трябвало да компенсира отклоняващото влияние на орографията и $\delta\theta$ -топографията.

Да резюмираме. От всичките 145 случая в 94% от тях орографията и $\delta\theta$ -топографията действат в посоката на наблюдаваното отклонение на вихъра или, ако единият от тези фактори не оказва влияние, то другият е в посока на действителното отклонение. Останалите 6% от случаите са до известна степен проблематични. При тях имаме отклонение на вихъра, но орографията и $\delta\theta$ -топографията действат в различни посоки. Те обаче имат своето обяснение като компенсиране на двете въздействия или доминация на едното от тях в посока на наблюдаваното отклонение на вихъра. И накрая, имаме едно-единствено наблюдение, за чийто анализ трябва евентуално да се привлече адвективно-бароклинната хоризонтална нееднородност.

Основната цел на тази секция е да се оцени доколко действителното отклонение на вихъра от водещия поток се обуславя от влиянието на орографията и $\delta\theta$ -топографията. За целта ние разполагаме с извадка от 145 синхронни наблюдения върху трите факторни променливи: фактическо отклонение на центъра на вихъра от направлението на водещия поток, очаквано отклонение вследствие на орографията и отклонение вследствие на $\delta\theta$ -топографията. Проведеният досега дескриптивен анализ даде убедителни основания за положителен отговор на поставения въпрос. Да продължим с по-строг, формално-статистически анализ.

Ако орографията и $\delta\theta$ -топографията не оказваха влияние върху траекторията на вихъра, то това би трябвало да означава, че променливата действително отклонение, от една страна, и двумерната променлива отклонения вследствие на орографията и $\delta\theta$ -топографията, от друга, са статистически независими случайни величини. Формулиран така, този проблем може да се третира с подходяща статистическа техника. От не по-малък интерес са и причините за евентуална статистическа зависимост.

И така, ние имаме хипотезата за независимост на действително отклонение от отклоненията вследствие на орографията и $\delta\theta$ -топографията. Да тестваме глобално тази хипотеза като нулева. За целта, следвайки Nothorn *et al.* [12] и Nothorn *et al.* [13], ние ще използваме техниката на т. нар. пермутационни тестове за независимост. Резултатите от процедурата са, както следва. Стойността на χ^2 -статистиката е 273.1774 при 16 степени на свобода и *p*-стойност – 2.2×10^{-16} . При тази *p*-стойност имаме повече от достатъчно основания да отхвърлим глобалната нулева хипотеза за независимост. Налице е значително нарушение на независимостта на действителното отклонение на вихъра и отклоненията вследствие на комбинираните орографията и $\delta\theta$ -топографията.

В светлината на проведените вече дескриптивни разглеждания може да се очаква, че значителните отклонения от независимост са обусловени от сравнително малък брой клетки в честотната табл. 1. Следвайки рекомендациите в

Hothorn *et al.* [12], ние използваме т. нар. многомерни линейаризирани статистики T , за да анализираме вътрешната структура на връзките между нивата на факторите действително отклонение на вихъра и отклонения вследствие на комбинираните орография и $\delta\theta$ -топография.

Таблица 2. Стойности на линейната стандартизирана статистика T при $maxT$ -тест за независимост

	Deviation		
	<i>Right</i>	<i>Left</i>	<i>No deviation</i>
<i>RR</i>	5.3705	-2.6466	-2.9122
<i>RN</i>	4.0671	-2.0043	-2.2054
<i>NR</i>	7.2163	-3.5563	-3.9131
<i>LL</i>	-1.5341	2.0066	-0.3757
<i>LN</i>	-2.0513	4.1625	-1.9309
<i>NL</i>	-4.7495	9.6377	-4.4707
<i>RL</i>	0.3963	-0.9214	0.4863
<i>NN</i>	-6.3076	-5.3957	11.6320
<i>LR</i>	1.1042	0.5136	-1.6202

Както трябваше да се очаква, нулевата хипотеза за глобална независимост отново се отхвърля убедително при стойност на статистиката $maxT = 11.632$ и съответната p -стойност $- 2.2 \times 10^{-16}$.

Таблица 2 представя стойностите на многомерната стандартизирана статистика T . Числата в нея би трябвало да се интерпретират подобно на остатъците на Pearson спрямо хипотезата за независимост в една честотна таблица. Прегледът на табл. 2 води до следните изводи. Отклоненията от независимост са обусловени от големия, в сравнение с очакваното, брой наблюдения от тип *RR*, *RN* в категорията *Right*. Излишък имаме също така на *LN* в *Left*. Категориите *NR*, *NL* и *NN* имат сходна структура относно нивата на фактора реално отклонение. За *NR* имаме значително превишаване на случаите от категорията *Right* и недостиг в категориите *Left* и *No deviation*. При *NL* превишаването е в *Left*, а недостигът в *Right* и *No deviation*, а при *NN* излишъкът е в *No deviation* и недостигът – в *Right* и *Left*. Що се отнася до категориите *LL*, *RL* и *LR*, то при тях отклоненията от независимост са незначителни.

Съвместното разпределение на елементите на табл. 2 може да се апроксимира с едно 27-мерно гранично нормално разпределение. Това позволява да се пресметнат съответните p -стойности. За целта се използва т. нар. едностъпкова $maxT$ -процедура [12]. Таблица 3 дава тези p -стойности. С по-черен шрифт са маркирани клетките, за които се отхвърля нулевата хипотеза за независимост. Интерпретацията е аналогична на тази на елементите на

стандартизираната честотна таблица. А именно, при реално отклонение на вихъра надясно хипотезата за независимост се отхвърля поради превишаването на случаите *RR*, *RN* и *NR* и по-малкото случаи *NL* и *NN*.

Таблица 3. *p*-Стойности при *maxT*-тест за независимост

	Deviation		
	Right	Left	No deviation
RR	2.5×10^{-6}	0.18	0.08
RN	0.0013	0.63	0.47
NR	9.5×10^{-12}	0.0098	0.0024
LL	0.93	0.63	0.99
LN	0.59	8.326×10^{-4}	0.69
NL	5.1×10^{-5}	0.0000	0.0002
RL	1.00	0.99	0.99
NN	5.9×10^{-9}	1.5294×10^{-6}	0.0000
LR	0.99	0.99	0.89

При отклонение на вихъра наляво *NR* и *NN* не достигат, а *LN* и *NL* са в излишък. И накрая, при липсата на отклонения от водещия поток категорията *NN* е представена много над очакваното за независимост, а *NR* и *NL* много по-слабо.

Можем да резюмираме. Както дескриптивните разглеждания, така и статистическите тестове убедително подкрепят извода, че отклонението на един вихър надясно, наляво или без отклонение от водещия поток се определя от влиянието на орографията и $\delta\theta$ -топографията в същата посока или, когато единият от двата фактора действа в необходимата посока, то другият е неутрален.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящата работа изследвахме отклонението на движението на центровете на синоптичните вихри от правилото на водещия поток вследствие на хоризонталните нееднородности на орографията и $\delta\theta$ -топографията.

Като начало бяха формулирани прости и нагледни правила за тези отклонения, базирани на общите теоретични резултати. По-нататък бяха описани използваните изходни данни и тяхната предварителна обработка. Данните включваха географски, приземни и височинни метеорологични карти и данни за приземната потенциална температура, свързани с наблюденията върху 28 синоптични вихъра в района 30°N , 54°N и 10°W , 40°E през периода 01/01/2004–12/12/2013. Методиката на обработка се състоеше от седем основни стъпки, които бяха илюстрирани подробно с два конкретни приме-

ра. В крайна сметка ние формирахме една масив от данни за наблюденията върху вихрите в главните синоптични срокове. Масивът включваше трите факторни променливи – фактическо отклонение на траекторията на вихъра от посоката на водещия поток и очаквани отклонения поради влиянието на орографията или $\delta\theta$ -топографията, оценени по формулираните вече правила. Категоризацията на факторите е на три нива: отклонение надясно, наляво и без отклонение.

Ние проведехме едно статистическо изследване върху съответствието на очакваните отклонения съгласно предложените правила и действителните отклонения на траекториите на синоптичните вихри от правилото на водещия поток. Процедурата стартира с класификация на наблюденията по нивата на трите факторни променливи. Анализът на графичното представяне на получената тримерна честотна таблица показва, че на дескриптивно ниво имаме удовлетворително съответствие между очакваните според теорията и фактически наблюдаваните отклонения на вихрите. Този резултат бе потвърден и от друго, алтернативно представяне на данните, в което отклоняващото влияние на орографията или $\delta\theta$ -топографията бяха обединени в един фактор.

Работата завърши с формален статистически тест на нулевата хипотеза, че факторните променливи, свързани с орографията и $\delta\theta$ -топографията, и фактическото отклонение на вихрите от водещия поток са статистически независими. За целта ние използвахме техниката на т. нар. пермутационни тестове за независимост. Тестовите показаха, че имаме повече от достатъчно основания да отхвърлим глобалната нулева хипотеза за независимост. Процедурата бе продължена с анализ на вътрешната структура на връзките между нивата на факторите действително отклонение на вихъра и отклоненията вследствие на комбинираните орография и $\delta\theta$ -топография. С помощта на специално конструирани за подобни случаи многомерни статистики ние в крайна сметка статистически убедително подкрепихме извода, че отклонението на един вихър надясно, наляво или без отклонение от водещия поток се определя от влиянието на орографията и $\delta\theta$ -топографията в същата посока или, когато единият от двата фактора отклонява в необходимата посока, а другият е неутрален.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Зверев, А. С. Синоптическая метеорология. Ленинград, 1957.
- [2] Кибель, И. А. Применение к метеорологии уравнений механики бароклинной жидкости к метеорологии. *Известии АН СССР, Серия Геогр. и геофиз.*, 1940, **5**.
- [3] Palmen, E, Newton, C. Atmospheric Circulation Systems. New York, London, 1969.
- [4] Syrakov, E. A Generalized Approach for Studying the Horizontal Inhomogeneities in PBL in synoptic scale. *Zb. Meteorol. i Hidr. Rad.*, 1985, **12**, 200.

- [5] Сираков, Е. Атмосферен граничен слой – структура, параметризация, взаимодействия. София, 2011.
- [6] Марчук, Г. Н. Численны методы в прогнозе погоды. Ленинград, 1967.
- [7] Сираков, Е. О параметризации пограничного слоя атмосферы над орографской и термической нееднородной земной поверхности. В: Доклады на IX-та межд. конф. по метеор., Карпат С, 1979, 281.
- [8] Earth System Research Laboratory: NCEP/NCAR Reanalysis 1: Surface, geopotential height(hgt), www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.surface.html
- [9] Wetterzentrale – www.wetterzentrale.de, synoptic charts of American service for meteorology forecasts (GFS).
- [10] Wetter3.de – <http://www1.wetter3.de/>, synoptic analysis charts 2004-2013.
- [11] Типове време над България. *Трудове на Института по хидрология и метеорология*, том VII, 1960.
- [12] Hothorn, T., K. Hornik, M. A. van de Wiel, A. Zeileis. A Lego System for Conditional Inference. *The American Statistician* ,2006, **60**, 3, 257.
- [13] Hothorn, T., K. Hornik, M. A. van de Wiel, A. Zeileis. Implementing a class of permutation tests: The coin package. *Journal of Statistical Software*, 2008, **28**, 8, 1.

THE NEW COPERNICUS BLACK SEA MONITORING
AND FORECASTING CENTRE: TOWARDS BLACK SEA
OPERATIONAL OCEANOGRAPHY

ELISAVETA PENEVA¹, EMIL STANEV¹, ATANAS PALAZOV²

¹Department of Meteorology and Geophysics

²Institute of Oceanology, Bulgarian Academy of Science

Елисавета Пенева, Емил Станев, Атанас Палазов. НОВИЯТ ЧЕРНОМОРСКИ ЦЕНТЪР ЗА МОНИТОРИНГ И ПРОГНОЗА ПО ПРОГРАМА „КОПЕРНИК“: КЪМ ОПЕРАЦИОННА ЧЕРНОМОРСКА ОКЕАНОГРАФИЯ

Целта на статията е да представи новият Черноморски център за мониторинг и прогноза (ЧМ-ЦМП), създаден през април 2016 г. в рамките на Морските услуги по Програма „Коперник“ на Европейската комисия. Оперативната работа на ЧМ-ЦМП стартира през октомври 2016 г. с издаване на регулярна информация за действителното състояние и 10-дневна прогноза на физическите и био-геохимичните параметри на Черно море. Качеството на издаваните продукти се осигурява чрез постоянно сравнение с данни от спътникови и in-situ измервания. Системата за анализ и прогноза се състои от 3 компоненти: 1) физичен модел на морето – BS-currents, базиран на числения модел за океанска циркулация NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean); 2) био-геохимичен модел – BS-biogeochemistry, базиран на числения модел Biogeochemical Model for Hypoxic and Benthic Influenced areas (BAMHBI); 3) модел на вълнението – BS-Waves, базиран на числения модел WAM, за когото е предвидено съвместно интегриране с физичния модел на по-късен етап.

For contact: Elisaveta Peneva, Department of Meteorology and Geophysics, Faculty of Physics, Sofia University “St. Kliment Ohridski”, 5 James Bourchier Blvd., Sofia 1164, Bulgaria, Phone: +359 2 8161289 , E-mail: elfa@phys.uni-sofia.bg

Elisaveta Peneva, Emil Stanev, Atanas Palazov: THE NEW COPERNICUS BLACK SEA MONITORING AND FORECASTING CENTRE: TOWARDS BLACK SEA OPERATIONAL OCEANOGRAPHY

The aim is to present the new Black Sea Monitoring and Forecasting Centre (BS-MFC) which was established in April 2016 as a part of the Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS). The objective of BS-MFC is, starting from October 2016, to release regularly information about the actual state and 10-days forecast of the Black Sea physical and biological parameters. The good quality of the products is ensured by continuous comparison with data from in-situ and satellite measurements. The analysis and forecast system consists of 3 modules: 1) a physical model, BS-currents, based on the model Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO); 2) a biogeochemical model, BS-biogeochemistry, based on is the Biogeochemical Model for Hypoxic and Benthic Influenced areas (BAMHBI); 3) a wave model, BS-Waves, based on WAM will be coupled with the physical model at later stage.

Keywords: Black Sea, Copernicus Marine Environment Monitoring Service

PACS numbers: 92.10 ad, 92.10ak

1. Introduction
2. BS-MFC analysis and forecasting system
 - 2.1. Physical model
 - 2.2. Biogeochemical model
 - 2.3. Wave model
3. Data assimilation in the physical model.
4. Model results validation for physics parameters
5. BS-MFC on-line products.
6. Conclusions
7. References

1. INTRODUCTION

The objective of the European Earth observation Programme Copernicus is to provide up-to-date information on how our planet and its climate are changing and to help the right actions, decision making, businesses and citizens. Copernicus services address six main thematic areas (Land Monitoring, Emergency Management, Marine Monitoring, Atmosphere Monitoring, Security, and Climate Change) which have reached different degrees of maturity and are expected to evolve continuously (<http://copernicus.eu>).

Presently, Copernicus Marine Environment Monitoring Services (CMEMS) provides regular information on the basic characteristics of the global ocean and European regional seas with high scientific quality. This is done combining satellite, in-situ observations and numerical simulations and special efforts are devoted to the estimation of the product quality and its improvement. The services are grouped in 4 Thematic Assembly Centres (TACs: ocean and sea ice, sea level, ocean colour

and In-situ) and 7 Monitoring and Forecasting Centres (MFCs: Global Ocean, Arctic Ocean, Baltic Sea, European North-West Shelf seas, Iberia-Biscay-Ireland regional seas, Mediterranean Sea and Black Sea) (<http://marine.copernicus.eu>). These operational services are created through competitive procedures and unite the expertise of leading marine physicist and biogeochemists for the respective basins: the Global Ocean MFC is led by the Mercator Ocean (www.mercator.fr); the Arctic MFC is led by the Norwegian Meteorological institute (www.met.no); the Baltic Sea MFC is led by Danish Meteorological Institute (www.dmi.dk) and German Hydrographic Service (www.bsh.de); the European North-West Shelf Seas MFC is led by UK Meteorological Office (<http://www.metoffice.gov.uk>); the IBI regional seas MFC is led by the Spanish State Ports Service; the Mediterranean MFC is led by the Euro-Mediterranean Center for climate change (www.cmcc.it); and Black Sea MFC Is led by the Institute of Oceanology in Bulgarian Academy of Science.

The Black Sea is one of the largest inland basins of the world with a surface area of $\sim 4.2 \times 10^5$ km² (zonal and meridional dimensions ~ 1000 km and ~ 400 km) and a maximum depth of ~ 2200 m. It is almost completely isolated from the world oceans; it is connected to the Sea of Azov via the Kerch Strait in the North and to the Marmara Sea (which is connected to the Aegean Sea through Dardanelles Strait) via the Bosphorus in the southwest. The other characteristic of the Black Sea is the large river catchment area and the great amount of fresh water discharge in the sea (coming from the basic rivers Danube, Dniepr and Dniestr). The fresh water input and the Mediterranean inflow through the Bosphorus Straits are the main reasons to form extremely strong density stratification, which leads to limited ventilation and anoxic conditions under ~ 100 m depth. Thus the Black Sea is unique environment both from physical and biogeochemical point of view, and very difficult to be numerically simulated in realistic way [1].

The model to represent adequately the Black Sea hydrodynamics has to take into account the following points:

- To permit eddy resolving resolution.
- Good representation of vertical processes in order to represent adequately the stratification and the permanent pycnocline. The second problem is the existence of a layer of cold intermediate water (CIL) that persists during the summer. In general the applied models are too diffusive, so that this cold intermediate water had the tendency to disappear during the summer.
- Various bathymetries: rather small and shallow continental shelf, which rapidly falls to about 2000 m depth.
- Representation of fresh river input in northern part and the Bosphorus plume of Mediterranean saline water.
- Flexible to put in the operative chain, fast enough to perform the simulations in due time.

Since October 2016 the Black Sea Monitoring and Forecasting Centre is operational (BS-MFC), with the main objective to produce regular information on the Black Sea physical and biogeochemical state with quality evaluation. The consortiums unite the 6 scientific organisations: Institute of Oceanology in Bulgarian Academy of Science, Sofia University “St. Kliment Ohridski”, Euro-Mediterranean Centre of climate change, Helmholtz Zentrum Geeststadt, University of Liege, and Technical University of Istanbul. This paper describes the components of the forecasting system and gives more details on the validation of the physical component comparing model simulations to satellite and in-situ data.

2. BS-MFC ANALYSIS AND FORECASTING SYSTEM

2.1. PHYSICAL MODEL

The Black Sea Forecasting System BSFS is the physical component of the BS-MFC and is providing since October 2016 analysis and forecast for the Black Sea within CMEMS [2].

The hydrodynamic state is supplied by the Nucleus for European Modeling of the Ocean (NEMO, v 3.6, [3]). The theoretical bases of NEMO are the Navier-Stokes equations along with a nonlinear equation of state are coupled with the two active tracers (temperature and salinity) to the fluid velocity. The model uses the following additional assumptions made from scale considerations:

- Spherical earth approximation: the geopotential surfaces are assumed to be spheres so that gravity (local vertical) is parallel to the earth’s radius.
- Thin-shell approximation: the ocean depth is neglected compared to the Earth’s radius.
- Turbulent closure hypothesis: the turbulent fluxes (which represent the effect of small scale processes on the large-scale) are expressed in terms of large-scale features.
- Boussinesq hypothesis: density variations are neglected except in their contribution to the buoyancy force
- Hydrostatic hypothesis: the vertical momentum equation is reduced to a balance between the vertical pressure gradient and the buoyancy force (this removes convective processes from the initial Navier-Stokes equations and so convective processes must be parameterized instead).
- Incompressibility hypothesis: the three dimensional divergence of the velocity vector is assumed to be zero.

The model solves six equations, namely the momentum balance (1), the hydrostatic equilibrium (2), the incompressibility equation (3), heat (4) and salt (5) conservation equations:

$$\frac{\partial \mathbf{U}_h}{\partial t} = - \left[(\nabla \times \mathbf{U}) \times \mathbf{U} + \frac{1}{2} \nabla (\mathbf{U}^2) \right]_h - f \mathbf{k} \times \mathbf{U}_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + D^{\mathbf{U}} + F^{\mathbf{U}}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g, \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{U} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (T \nabla \mathbf{U}) + D^T + F^T, \quad (4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (S \nabla \mathbf{U}) + D^S + F^S, \quad (5)$$

where \mathbf{U} is the vector velocity, $\mathbf{U} = \mathbf{U}_{h+v}$ (horizontal and vertical parts), T – the potential temperature, S – the salinity, p is the pressure, ρ – the in-situ density and it is related to the other variables by the equation of state

$$\rho = \rho(T, S, p). \quad (6)$$

Additionally, D is the diffusion term and F is the friction term, which describes the processes of diffusion and friction with various parameterizations schemes.

The model resolves the entire Black Sea with horizontal grid resolution $1/36^\circ$ in zonal resolution, $1/27^\circ$ in meridional resolution (~ 3 km) and has 31 unevenly spaced vertical levels. Fig 1. shows the bathymetry of the model domain, it is based on the General Bathymetric Chart of the Oceans GEBCO 1' ocean bathymetry (www.gebco.net).

The model initial condition comes from climatological data for 3D fields of temperature and salinity [4] and a spin-up period of 2 years of integration is applied.

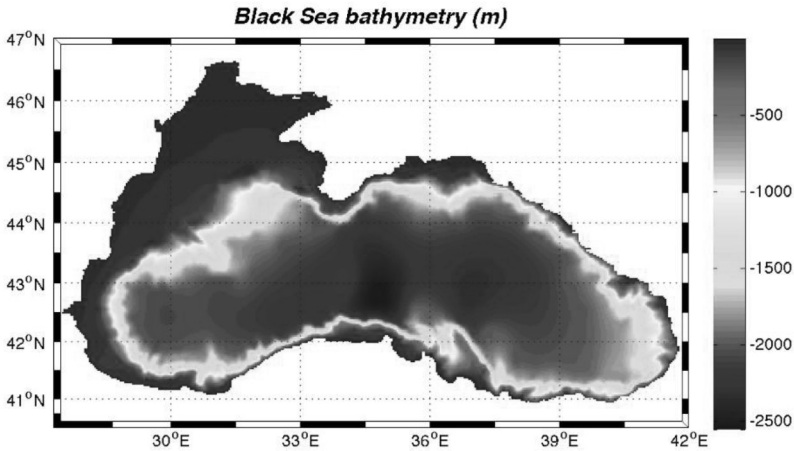


Fig. 1. Model domain bathymetry based on GEBCO data set (www.gebco.net)

As for the atmospheric boundary conditions at the sea surface the model uses the data of the European Centre for Medium-range Weather Forecast (ECMWF) analysis and forecast at $1/8^\circ$ spatial resolution: for forecast, 3 h time resolution fields are used for the first three days while 6 h time resolution fields are used for the remaining 7 days. In particular, the atmospheric fields used are: zonal and meridional components of 10 m wind [m s^{-1}], total cloud cover [%], 2 m air temperature [K], 2 m dew point temperature [K] and mean sea level pressure [Pa]. Precipitation fields over the basin are from GPCP rainfall monthly data [5, 6].

The atmospheric fields are used for computing the momentum, heat and water fluxes at the air-sea interface based on the Black Sea bulk formulae [7].

Concerning the land forcing, in particular the river runoff contribution, an estimate of the inflow using monthly mean dataset provided by SESAME project [8] is used.

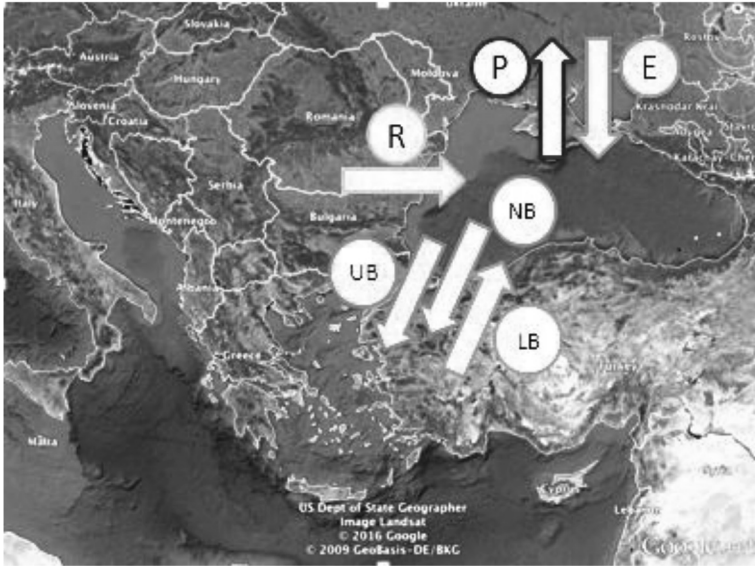


Fig. 2. Schematic representation of the fresh water balance and the exchange with Mediterranean through Bosphorus Straits

The rivers in the model are given as surface boundary conditions in several points where the river mouth lies. In similar way the Bosphorus Strait two-way exchange is parameterized: the net transport consists of upper (Q_U) and lower (Q_L) currents and the barotropic transport $Q_B = Q_U - Q_L$ is calculated as a residual from the fresh water balance equation

$$S_{BS} \frac{\partial \eta}{\partial t} = Q_R + Q_P - Q_E - Q_B, \quad (7)$$

where SBS is the Black Sea surface, Q_R – the summary river runoff, Q_p – the summary precipitation, Q_E – the summary evaporation, and η is the free sea surface.

The equation is closed assuming that on monthly basis $\frac{\partial \bar{\eta}}{\partial t} = 0$, which allows to calculate the barotropic Bosphorus transport Q_B . This method is described in more details in [9] and [10]. Fig. 2 shows the schematic picture of the fresh water balance components including the barotropic Bosphorus transport.

The current nominal CMEMS product of the Black Sea Physical Analysis and Forecasting system is composed by: 3D, daily mean and hourly mean fields of Potential Temperature, Salinity, Zonal and Meridional Velocity; by 2D, daily mean and hourly mean fields of Sea Surface Height, and Mixed Layer Depth.

2.2. BIOGEOCHEMICAL MODEL

The current CMEMS nominal product of the Black Sea Biogeochemistry Analysis and Forecasting system is composed by: 3D, daily mean fields of chlorophyll, phosphate, nitrate, primary production, dissolved oxygen, phytoplankton biomass and 2D fields of bottom oxygen.

The biogeochemistry component of the BS-MFC is based on the Biogeochemical Model for Hypoxic and Benthic Influenced areas (BAMHBI, [11], [12] and [13]). It describes the food web from bacteria to gelatinous carnivores through 24 state variables including three groups of phytoplankton: diatoms, small phototrophic flagellates and dinoflagellates, two zooplankton groups: micro- and mesozooplankton, two groups of gelatinous zooplankton: the omnivorous and carnivorous forms, an explicit representation of the bacterial loop: bacteria, labile and semi-labile dissolved organic matter, particulate organic matter. The model simulates oxygen, nitrogen, silicate and carbon cycling. In addition, an innovation of this model is that it explicitly represents processes in the anoxic layer.

The atmospheric forcing is identical to the one described for BS-MFC physical component. Rivers nutrients loads data are issued from the SESAME and PERSEUS projects [8] and are introduced into the 6 main river entrances represented in the model domain, which are the Danube, Dniepr, Dniestr, Rioni, Sakarya and Kizilirmak. These river loads consist of annual loads modulated by repeated seasonal distribution. For the forecast, the climatological mean values computed over the last 5 years are used. The Bosphorus Strait is open and the boundary condition is described in details in [9] and [10].

2.3. WAVE MODEL

The information on waves will be available after April 2017. The wave model code is based on WAM Cycle 4.5.4, a state of the art third generation wave model successfully used for the last 20 years by various institutes and operational centres worldwide for wave hindcasting and forecasting. WAM model cycle 4.5.4 is a

modernized and improved version of the standard WAM Cycle 4 with high-grade modular composition and interfaces for parallelization purposes. WAM solves the wave transport equation explicitly without any presumptions on the shape of the wave spectrum. The basic physics and numerics of the WAM Cycle 4 wave model, which is described in [14]. In WAM 4.5.4, the source function integration scheme of [15] and the reformulated wave model dissipation source function [16].

Depth-induced wave breaking [17] has been included as an additional source function. Depth and/or current fields can be non-stationary. Grid points can fall dry and refraction due to spatially varying current and depth is accounted for. It calculates the two-dimensional energy density spectrum at each of the 44 699 active model grid points in the frequency and directional space. The solution of the energy balance equation is provided for 36 directional bands at 10° each, starting at 5° and measured clockwise with respect to true north, and 30 frequencies logarithmically spaced from 0.042 Hz to 0.66 Hz at intervals of $\Delta f/f = 0.1$.

The following basic wave physics are accounted for in the WAM Cycle 4.5.4 code:

- Wave propagation in time and space.
- Wave generation by the wind.
- Shoaling and refraction due to depth.
- Refraction due to currents.
- White-capping and bottom friction.
- Quadruplet wave-wave interactions.

The Black Sea WAM implementation will use the shallow water mode with shoaling and refraction due to bathymetry and surface currents provided in off-line mode by the Black Sea physical system. The regional wave model for the semi-enclosed Black Sea runs in shallow water mode on a model grid same as the one shown in Fig. 1.

WAM calculates the two-dimensional energy density spectrum at each of the 44699 active model grid points in the frequency and directional space. The solution of the energy balance equation is provided for 36 directional bands at 10° each, starting at 5° and measured clockwise with respect to true north, and 30 frequencies logarithmically spaced from 0.042 Hz to 0.66 Hz at intervals of $\Delta f/f = 0.1$.

The driving force for the wave model are the ECMWF data, same as the described in 2.1 atmospheric data.

3. DATA ASSIMILATION IN THE MODEL

The data assimilation system of the physical component of BS-MFC is based on a three-dimensional variational (3DVAR) assimilation scheme, originally developed for the Mediterranean Sea [18] and later extended for the global ocean [19], [20]. The system is called OceanVar. The variational cost function is solved

with the incremental formulation [21]. The pre-conditioning of the cost function minimization is achieved through a change-of-variable transformation.

In the BS-MFC system implementation of the OceanVar, the control vector in physical space is formed by the three-dimensional fields of temperature and salinity. The assimilation frequency is daily, with a 1-day assimilation time-window.

Background-error covariances are decomposed in vertical covariances and horizontal correlations. The former are modelled through 15-mode multi-variate Empirical Orthogonal Functions (EOFs). EOFs were calculated from a dataset of anomalies with respect to the long-term mean of a model simulation without data assimilation, using the full model resolution. Horizontal correlations are modelled through a third-order recursive filter [22], with spatially inhomogeneous correlation length-scales [23] specified as a function of the distance from coast, ranging approximately from 9 to 27 km.

The assimilation of sea level anomaly (SLA) is performed by imposing local hydrostatic adjustments as multi-variate balance between the sea level innovation and vertical profiles of temperature and salinity [19].

The observations assimilated in the BS-MFC include: i) in-situ hydrographic profiles of temperature and salinity (mostly Argo floats) from CMEMS. If profiles are disseminated at high vertical resolution, a vertical thinning is applied to the profile before ingestion in OceanVar; ii) along-track sea level anomalies, currently from AltiKa, Cryosat-2 and Jason-2, pre-processed and distributed by CMEMS. The mean dynamic topography for the assimilation of SLA is computed from a 4-year (2011–2014) model mean sea surface height, rescaled through gridded sea level products from CMEMS to match the reference period for altimetry (1993–2012); iii) gridded sea surface temperature (SST) observations provided by CMEMS. The assimilation of SST assumes that satellite observations are co-located with the first model level.

4. MODEL RESULTS VALIDATION FOR PHYSICS PARAMETERS

A largely discussed and cited in the literature problem about the Black Sea is lack of systematic data to be used for the near-real time model validation. The quality of the BS-MFC model results is evaluated against satellite SST data and in-situ Argo profiler's measurements. As mentioned above in Section 3, these are data assimilated in the model, thus the validation is against semi-independent data. The physical component of BS-MFC is run over a 17 years period (1999–2015) overlapping two periods of different spatial resolution of the atmospheric forcing: from January 1999 until September 2008, ECMWF at 50 km resolution has been used, while from September 2008 until December 2014 – at 25 km. Fig. 3 shows the averages at the sea surface quantities of temperature, salinity and height. The graphics shows good representation of the seasonal cycle.

The interannual variability is also adequate: it is known that 2006 and 2012 winters were extremely cold and freezing along the coast in the northern part were

observed. From the plot it is seen that the SST in 2006 and 2012 winters are lowest for the decade.

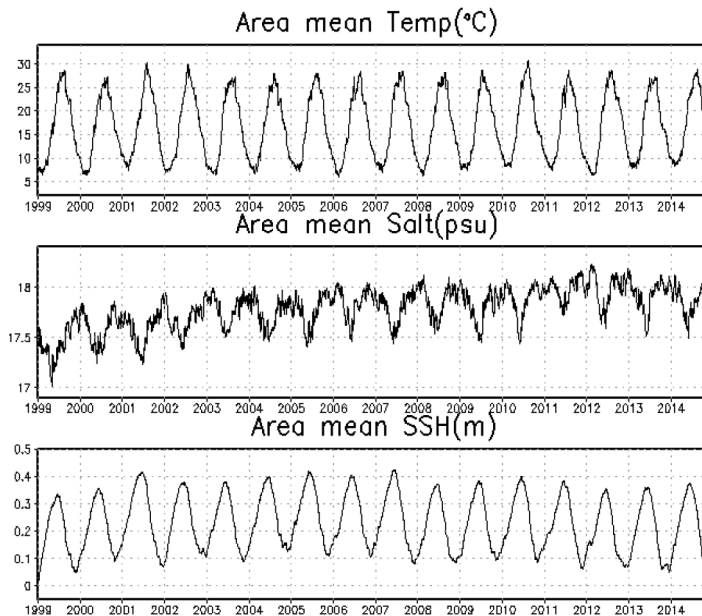


Fig. 3. Mean sea surface temperature, salinity and height over the period 1999–2014

The first two years (1999–2000) are considered a spin-up period for the model, thus the evaluation of the SST is done for the later period 2001-2015. The CMEMS product SST_BS_SST_L3S_NRT_OBSERVATIONS_010_013 is used for the validation.

Table 1. BIAS and RMSE from SST misfits over the whole basin for the period 2001–2008 and 2009–2015

Variable	BIAS 2001-2008	RMS 2001-2008	BIAS 2009-2015	RMS 2009-2015
SST [°C]	-1	1.3	-0.8	1

The Table 1 summarizes the results for two separated periods when ECMWF switched to finer horizontal resolution of the analysis and forecast product (from ~50 km to ~25 km). In general the model at the sea surface is colder than the observations with RMSE ~1°C.

The interesting fact is that one can reveal the influence of the atmospheric forcing data: the better spatial resolution in the second period has decreased the RMS error with ~20%.

Evaluation of the thermohaline fields is performed for the last two years of the period 2014–2015 against available data for temperature and salinity from the Argo autonomous profilers and the results are summarized in the Tables 2 and 3 for different layers.

Table 2. BIAS and RMSE of the model Temperature relative to the Argo measurements over the whole basin for the period 2014–2015 given for different depth layers

Layer [m]	BIAS [°C]	RMS [°C]
0–10	-0.48	1.24
10–20	0.75	2.38
20–40	-0.03	1.58
40–60	-0.16	1.12
60–80	-0.12	0.47
80–100	-0.06	0.29
100–200	0.11	0.20
200–500	0.08	0.10
500–1000	-0.04	0.05

Table 3. BIAS and RMSE of the model Salinity relative to the Argo measurements over the whole basin for the period 2014–2015 given for different depth layers

Layer [m]	BIAS [psu]	RMS [psu]
0–10	-0.69	0.74
10–20	-0.68	0.71
20–40	-0.67	0.68
40–60	-0.42	0.57
60–80	0.13	0.61
80–100	0.52	0.79
100–200	0.79	0.87
200–500	0.29	0.33
500–1000	0.11	0.12

The temperature is accurate with a RMS error of about 1oC. Higher errors in the first 0–60 m layer, decreasing in the deepest layers. This is undoubtedly related to the Cold Intermediate Layer (CIL) formation. The salinity is accurate with RMS error ~ 0.7 psu in the layer 0–200 m, where the permanent halocline lies. That could be due to very schematic representation of the Bosphorus Strait, modeled as surface boundary condition. Overall, the system presents a satisfactory accuracy regarding the SST and 3D fields of the temperature and salinity.

4. BS-MFC ON-LINE PRODUCTS

Fig. 4 presents a snapshots of the CMEMS website for the Black Sea products provided by BS-MFC and available on-line and updated every day (<http://marine.copernicus.eu>). Below is given the list of product nomenclature and short description of included variables and fields.

- BLKSEA_ANALYSIS_FORECAST_PHYS_007_001

Analysis and 7-days forecast for the daily and hourly mean 3D fields of currents velocity, potential temperature and salinity as well as 2D fields of the sea surface height and mixed layer for the period 2014 until present at ~3 km spatial resolution.

- BLKSEA_REANALYSIS_PHYS_007_004

Reanalysis of the daily-, monthly- and seasonal- mean 3D fields of currents velocity, potential temperature and salinity as well as 2D fields of the sea surface height and mixed layer for the period January 2005–December 2015 at ~3 km spatial resolution.

- BLKSEA_ANALYSIS_FORECAST_BIO_007_002

Analysis and 7-days forecast for the daily mean 3D fields of phytoplankton, NO₃, Chlorophyll, O₂, PO₄ and Primary Production for the period 2014 until present at 0.05 deg spatial resolution.

- BLKSEA_REANALYSIS_BIO_007_005

Reanalysis of weekly mean 3D fields of phytoplankton, NO₃, Chlorophyll, O₂, PO₄ for the period January 1980–December 2005 at 0.14 deg spatial resolution.

- BLKSEA_REANALYSIS_BIO_007_007

Reanalysis of weekly mean 3D fields of phytoplankton, NO₃, Chlorophyll, O₂, PO₄ for the period January 2006–December 2015 at 0.14 deg spatial resolution.

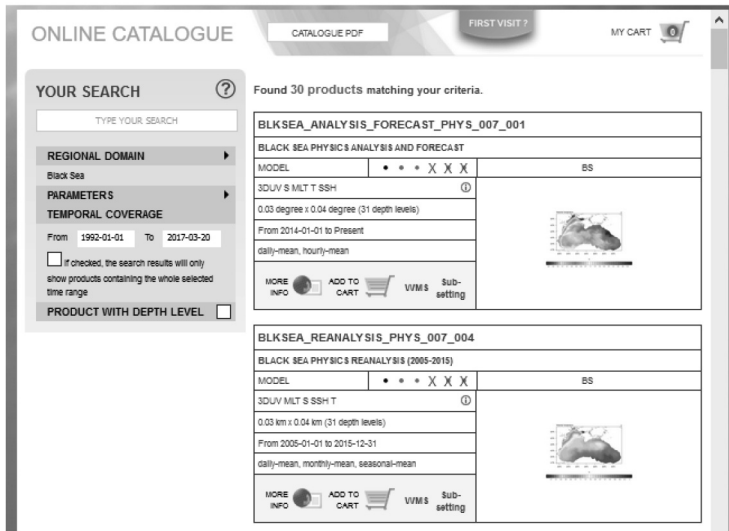


Fig. 4. Snapshots of the CMEMS website (marine.copernicus.eu) regarding BS-MFC products

5. CONCLUSIONS

This article aims to present the work done to establish the new Black Sea Monitoring and Forecasting Centre (BS-MFC) as a part of the Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS). The BS-MFC is operational since October 2016 and gives daily information about the actual state and 10-days forecast of the Black Sea physical and biological parameters. Starting in April 2017 Black Sea waves will be also predicted. The analysis and forecasting system consists of 3 components: 1) a physical model based on Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO); 2) a biogeochemical model, based on is the Biogeochemical Model for Hypoxic and Benthic Influenced areas (BAMHBI); 3) a wave model based on WAM will be coupled with the physical model at later stage. The physical component assimilates in near-real time the information from satellite observations of the Sea Surface Temperature and Height, as well as in-situ vertical profiles of the Temperature and Salinity, mostly coming from the Argo autonomous floats.

The good quality of the products is ensured by continuous comparison with data from in-situ and satellite measurements. These are semi-independent data for the model, as the independent data at present are very difficult to obtain. Overall, the system presents a satisfactory accuracy regarding the SST and 3D fields of the temperature and salinity. In general the model at the sea surface is colder than the observations with RMSE $\sim 1^{\circ}\text{C}$.

The highest RMS error for the temperature in the deep part is in the first 0–60 m layer ($\sim 1^{\circ}\text{C}$), decreasing in the deepest layers. The salinity is accurate with RMS error

~ 0.7 psu in the layer 0–200 m, where the permanent halocline lies. The evolution of the BS-MFC foresees progressively to improve the model simulations including better representation of the exchange with Mediterranean Sea through the Bosphorus Strait and parameterization of the vertical diffusion which maintains the strong stratification.

REFERENCES

- [1] Stanev, E. V. Understanding Black Sea Dynamics: Overview of recent numerical modelling. *Oceanography*, 2005, **18**, 2, 52.
- [2] Ciliberti, S. A., Peneva, E., Storto, A., Kandilarov, R., Lecci, R., Yang, C., Coppini, G., Masina, S., Pinardi, N. Implementation of Black Sea numerical model based on NEMO and 3DVAR data assimilation scheme for operational forecasting. *Geophysical Research Abstracts*, 2016, **18**, EGU-2016-16222.
- [3] Madec, G., and the NEMO team. NEMO Ocean Engine. *Note du Pole de modelisation de l'Institut Pierre-Simon Laplace*, 2016, **27**, 396.
- [4] Simonov, A. I. and E. N. Altman (Editors). Hydrometeorology and hydrochemistry of the USSR seas. Vol. IV, The Black Sea, Gidrometeoizdat, 1991.
- [5] Adler, R. F., G.J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, and P. Arkin. The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). *J. Hydrometeor.*, 2003, **4**, 1147.
- [6] Huffman, G. J., R. F. Adler, D. T. Bolvin, G. Gu. Improving the Global Precipitation Record: GPCP Version 2.1. *Geophys. Res. Lett.*, 2009, **36**, L17808, doi:10.1029/2009GL040000.
- [7] Grayek, S., Stanev, E., Kandilarov, R. On the response of Black Sea level to external forcing: altimeter data and numerical modelling. *Ocean Dyn.*, 2010, **60**, 123.
- [8] Ludwig, W., E. Dumont, M. Meybeck, and S. Heussner. River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea: Major drivers for ecosystem changes during past and future decades? *Progress in Oceanography*, 2009, **80**, 199.
- [9] Stanev, E. and Beckers, J. M. Barotropic and baroclinic oscillations in strongly stratified ocean basins: Numerical study of the Black Sea, 1999. *Journal of Marine Systems*, 1999, **19**, 65.
- [10] Peneva, E. L., Stanev, E., Belokopytov, V., and Le Traon, P. Y. Water transport in the Bosphorus Straits estimated from hydro-meteorological and altimeter data: Seasonal to decadal variability. *J. Mar. Sys.* 2001, **31**, issue 1–3, 21.
- [11] Grégoire, M., Raick, C., Soetaert, K. Numerical modelling of the deep Black Sea ecosystem functioning during the late 80's (eutrophication phase). *Progress in Oceanography*, 2008, **76**, 9, 28.
- [12] Capet, A., 2014; Study of the multi-decadal evolution of the Black Sea hydrodynamics and biogeochemistry using mathematical modelling. PhD Thesis, Université de Liège, 2014.
- [13] Capet, A., Stanev, E., Murray, J., Grégoire, M. Recent decline of the Black sea Oxygen Inventory. *Biogeosciences*, 2016, **13**, 1287.
- [14] Komen, G. J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S. Janssen PAEM Dynamics and Modelling of Ocean Waves. Cambridge University Press, 1994.

- [15] Hersbach, H. Janssen PAEM Improvements of the short fetch behaviour in the WAM model. *J. Atmos Oceanic Tech*, 1999, **16**, 884.
- [16] Bidlot, J. R., Janssen, P., Abdalla, S., and Hersbach, H. A revised formulation of ocean wave dissipation and its model impact, ECMWF Tech. Memo. 509, Eur. Cent. for Medium-Range Weather Forecasting, Reading, UK, 2007.
- [17] Battjes, J. A., Janssen, P. Energy loss and setup due to breaking of random waves. International Conference on Coastal Engineering, ASCE, pp. 569–587, 1978.
- [18] Dobricic, S. and N. Pinardi. An oceanographic three-dimensional assimilation scheme. *Ocean Modelling*, 22, 89.
* Farina, R., S. Dobricic, A. Storto, S. Masina and S. Cuomo. 2015. A revised scheme to compute horizontal covariances in an oceanographic 3D-VAR assimilation system. *Journal of Computational Physics*, 2008, **284**, 631.
- [19] Storto, A., Dobricic, S., Masina, S. and Di Pietro, P. Assimilating along-track altimetric observations through local hydrostatic adjustments in a global ocean reanalysis system. *Mon. Weather. Rev.*, 2011, **139**, 738.
- [20] Storto A, et al. Steric sea level variability (1993–2010) in an ensemble of ocean reanalyses and objective analyses. *Climate Dynamics*, 2015. Early Online Release: DOI:10.1007/s00382-015-2554-9.
- [21] Courtier, P., J. N. Thepaut, and A. Hollingsworth. A strategy for operational implementation of 4D-Var, using an incremental approach. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 1994, **120**, 1367.
- [22] Farina, R., Dobricic, S., Storto, A., Masina, S., Cuomo, S. A revised scheme to compute horizontal covariances in an oceanographic 3D-VAR assimilation system. *Journal of Computational Physics*, 2015, **284**, 631.
- [23] Storto, A., Masina, S., Dobricic, S. Estimation and impact of nonuniform horizontal correlation length scales for Global Ocean physical analyses. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 2014, **31**, 2330.

ПРОГНОЗА НА МЪГЛИ НАД ЛЕТИЩЕ БУРГАС

ЕЛЕНА ТОПУЗОВА^{1,2}, НИКОЛАЙ РАЧЕВ¹

¹ Катедра „Метеорология и геофизика“

² ДП „РВД“, РЦ за ОВД София, ЕПЦ; София 1540 бул. „Брюксел“ 1

Елена Топузова, Николай Рачев. ПРОГНОЗА НА МЪГЛИ НАД ЛЕТИЩЕ БУРГАС

Разработени са 43 случая, при които няма мъгла, за есенно-зимния период на летище Бургас за 2014 г. За тях е приложен методът на Saunders за прогноза на температурата на точката на мъглата по данните от моделни сондажи и приземни наблюдения. Установено е, че за около 84 % от случаите без мъгли този прогностичен метод е успешен. Приложен е методът на Saunders за прогноза на температурата на разсейване на мъглата. Анализирани са 38 случая с мъгла на летището за 2014 г., от които в близо 74 % методът на Saunders дава успешни резултати. За случаите с мъгла на летище Бургас за 2014 г. е изчислен FOGSI индексът за оценка на вероятността за образуване на радиационна мъгла. Установено е, че за почти 73 % от случаите индексът прогнозира вярно наличието на мъгла.

Elena Topuzova, Nikolay Rachev. A FORECAST OF FOGS AT BURGAS AIRPORT

Forty three cases without fogs for the autumn-winter period at Burgas airport during 2014 are elaborated. The Saunders' forecasting method of the fog point temperature by means of sounding data and surface weather observations is used. It is established that this forecasting method is reliable for 84 % of the cases without fogs. The Saunders' forecasting method for the temperature of fog dissipation is used, also. Thirty-eight cases with fog over the airport for 2014 are analyzed and about 74 % of them give reliable results using the Saunders' forecasting

За контакти: Елена Топузова, Катедра „Метеорология и геофизика“, Физически факултет, Софийски университет „Св. Климент Охридски“, бул. „Джеймс Баучър“ 5, София 1164, телефон: +359 2 9623157, факс: +359 2 962 52 76; E-mail: elipeter780@yahoo.com

method. The *FOGSI* index for the cases with fog at Burgas airport for 2014 is calculated, in order to assess the probability of radiation fog development. It is established that almost 73 % of the cases the *FOGSI* index forecast fog well.

Keywords: fog

PACS numbers: 92.60.-e

1. УВОД

Според статистическите данни на федералната авиационна администрация (FAA), приблизително 70 % от закъсненията, регистрирани от системата за национално въздушно пространство в САЩ, се дължат на метеорологичните условия. Опасните синоптични обстановки продължават да оказват съществена роля за редица авиационни произшествия. Оказва се, че те са първопричината за 23 % от общия брой на самолетните катастрофи. Ниската долна граница на облачността и намалената видимост са от опасните явления за всякакъв тип авиация. Според статистическите доклади на САЩ [1] за периода 1989–1997 г. тези два фактора са допринесли за 24 % от общия брой на авиационните инциденти.

В друг доклад на САЩ [2], изготвен за 32-годишен период, са класифицирани 10-те най-опасни за авиацията метеорологични явления, станали причина за авиационни произшествия с фатален край. На първо място по значимост (40 %) е ниската долна граница на облачността, на второ място (28 %) е мъглата. Затова най-често фокусът в авиационната литература е насочен върху прогнозата на намалената видимост, която съществено влияе върху безопасността на полетите.

За формирането и разсейването на мъглите влияние оказват множество физични, орографски и местни (с антропогенен характер) фактори. За прогноза на мъгли се използват комбинации от различни подходи – синоптичен, числена прогноза на времето, анализ на спътникови изображения, прилагане на емпирични техники за прогноза и др. Въпреки това формирането на мъгла и ниска слоеста облачност са едни от най-сложните за прогноза метеорологични явления [3, 4].

Методът на Saunders [5] е приложен в предишно изследване [6] за прогноза на температурата на формиране на мъглите над летище Бургас. Една от целите на настоящото изследване е да се провери дали техниката на Saunders [5] за прогноза на радиационни мъгли с нейните модификации дава така наречените „фалшиви аларми“ за дни, в които не се е формирала мъгла на летище Бургас. Изследвани са 43 случая за 2014 г. за месеците с най-голяма честота на формиране на мъгла: януари, февруари, март, ноември и декември. Друга цел е да се изследва приложимостта на метода на Saunders с неговите модификации за прогноза на температурата на разсейване на мъглата. Анализирани са 38 ситуации с мъгла за 2014 г., за които са получени надеждни резултати.

Като допълнителен метод за прогноза на радиационна мъгла е изчислен индексът *FOGSI*, който оценява вероятността за образуване на мъгла. Индексът е пресметнат за 40 случая с мъгла на летище Бургас за 2014 г. Направена е проверка за „фалшиви аларми“, които биха се получили, като са направени изчисления за 43 обстановки за 2014 г., при които не се е формирала мъгла.

В последната част на работата са описани два случая с адвективна и фронтална мъгла на летището.

2. МЕТОД НА SAUNDERS ЗА ПРОГНОЗА НА ТЕМПЕРАТУРАТА НА РАЗСЕЙВАНЕ НА МЪГЛАТА

Методът на Saunders за прогноза на температурата на разсейване на мъглата T_{fogclear} се прилага успешно в оперативната практика на UK MetOffice. Приложим е за прогноза на разсейване на мъглите вследствие на слънчевата радиация. При останалите механизми на разсейване – адвекция на облачна покривка, усилване на вятъра, адвекция на сух въздух – е необходимо използването на други методи [7].

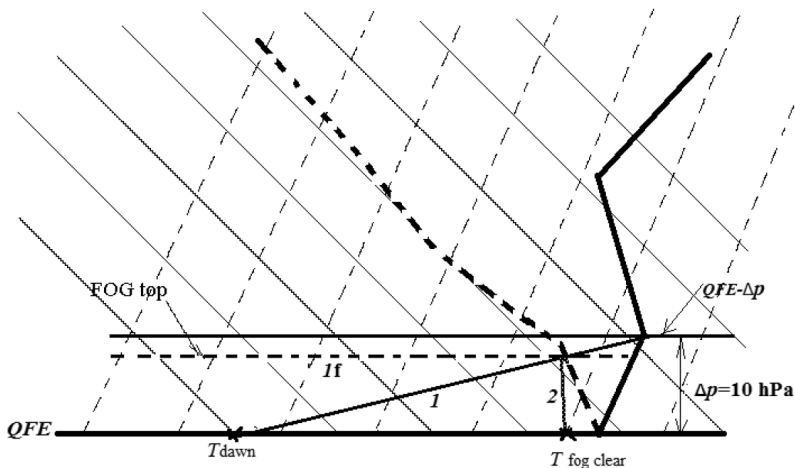
За прилагане на метода е необходим представителен сондаж на атмосферата в разглежданата станция или в близост до нея в полунощ. На тефиграмата се нанася изобарното ниво на станцията (*QFE*) и температурата при изгрева на Слънцето (T_{dawn}) – фиг. 1. Температурата T_{dawn} може да бъде прогнозна или от измервания. Построяването на конструкцията на Saunders има три модификации в зависимост от вертикалния профил на температурата при земната повърхност:

А. Небето се вижда от станцията, на аерологичната диаграма няма добре изразена приземна инверсия на температурата (фиг. 1).

В. Небето не се вижда от станцията, на аерологичната диаграма има добре изразена приземна инверсия.

С. Небето не се вижда от станцията, на аерологичната диаграма няма добре изразена приземна инверсия.

В случай А се приема, че при земята може да се формира слаба инверсия с дебелина $\Delta p = 10$ hPa. Тази стойност на Δp се приема за универсална за всички сезони и за всяка станция. На тефиграмата се нанася изобарно ниво *QFE*– Δp и от точката на пресичане с кривата на стратификация се прекарва права до точка T_{dawn} (линия 1 на фиг. 1). Точката, където тази линия пресича кривата на точката на оросяване, определя горната граница на слоя с мъгла (Fog top) – тънката пунктирна права линия I_r . От тази точка се прекарва влажната адиабата 2 до ниво *QFE* и се определя температурата, при която мъглата ще дисипира T_{fogclear} .



Фиг. 1. Процедура на Saunders за определяне на температурата на разсейване на мъглата T_{fogclear}^2 , когато небето се вижда от станцията и няма добре изразена инверсия на аерологичния сондаж. Тънките непрекъснати линии са сухите адиабати, прекъснатите наклонени линии са изограмите. Дебелата непрекъсната начупена линия е кривата на стратификацията, а дебелата прекъсната линия е кривата на точката на оросяване. Аерологичната диаграма е само за ниските слоеве на тропосферата (до ~ 800 hPa)

Процедурата при разработването на сондажа в случаите В и С е аналогична, като единствената разлика е в определянето на изобарното ниво, до което се разпространява ефектът от нощното понижаване на температурата. За случай В над нивото на наблюдаваната приземна инверсия се добавят следните емпирично установени от UK Metoffice стойности на Δp : 6 hPa за май, юни и юли; 12 hPa за февруари, март, април, август, септември и октомври; 18 hPa за ноември, декември и януари. При случай С нивото се определя, както в случай А ($QFE - \Delta p$), но стойностите на Δp са определени емпирично за отделните месеци на годината и са, както следва: 30 hPa за май, юни и юли; 35 hPa за февруари, март, април, август, септември и октомври; 40 hPa за ноември, декември и януари [5]. За определяне на T_{fogclear} се следват стандартните стъпки, илюстрирани на тефиграмата на фиг. 1.

3. ИЗПОЛЗВАНА МЕТЕОРОЛОГИЧНА ИНФОРМАЦИЯ

Голяма част от метеорологичната информация, използвана в настоящото изследване, е получена от редовните авиометеорологични съобщения тип METAR на Световната организация за гражданска авиация (ICAO) [8]. Архивът след 2005 г. е свободно достъпен в интернет [9]. Удобството е, че съобщенията тип METAR се излъчват на всеки 30 минути. Те съдържат

информация за вятъра, видимостта, метеорологичните явления в момента на наблюдението, облачността (или вертикалната видимост), приземната температура, температурата на точката на оросяване, атмосферното налягане, явления в изтекло време, тренд-прогноза-тенденция за следващите два часа и др.

Голямата честота на излъчване на сведенията позволява точното регистриране на часа на формиране и разсейване на мъглата. За мъгла се приемат случаите с хоризонтална видимост под 1 km, независимо дали мъглата е повсеместна, частична, или на вълма. За край на мъглата се счита моментът, в който тя преминава в димка. От съобщенията METAR са определени моментите на формиране и разсейване на мъглите на летище Бургас през 2014 г. и съответните температури. Разгледани са петте месеца с голяма честота на формиране на мъгла – януари, февруари, март, ноември и декември.

За петмесечния период са изключени фронталните мъгли след направен синоптичен анализ на Европа по архивни данни на числени модели за прогноза на времето [10, 11], атмосферни анализи и реанализи [12–14] и разработване на моделни сондажи [15]. Изброените материали са със свободен достъп в интернет. За 2014 г. са идентифицирани 40 ситуации с мъгла на летището от радиационен и адвективно-радиационен тип и 43 случая с благоприятни условия за мъгла, но без тя да се формира. Разгледани са и 38 случая на разсейване на радиационни и адвективно-радиационни мъгли. За всички случаи е приложена методиката на Saunders. Тя изисква представителен сондаж на атмосферата от 12:00 UTC за станцията при определяне температурата на формиране и от 00:00 UTC при определяне на температурата на разсейване. За целта се ползват архивните моделни сондажи за летище Бургас на глобалния числен модел GFS [15]. Те се модифицират с приземната температура и температурата на точката на оросяване или температурата преди изгрева на слънцето, взети от сведенията METAR за Бургас. След разработване на тефиграмата се получава прогностичната температура на точката на мъглата, която е сравнена с реалната температура от сведението METAR за летището, при която се е формирала/дисипирала мъглата.

За изчисляване на *FOGSI* индекса за оценяване вероятността за формиране на радиационна мъгла на летище Бургас са разгледани 40 дни с мъгла и 43 дни без мъгла за 2014 г. Фронталните мъгли са изключени. От архивните данни на сведенията METAR са взети приземната температура и температурата на точката на оросяване, необходими за изчисляването на индекса. От глобалния архивен прогностичен числен модел GFS са взети температурата на 850 hPa и вятърът на същото ниво, участващи във формулата на *FOGSI*. За летището е намерен численият интервал на индекса, при който има условия за формиране на мъгла.

4. РЕЗУЛТАТИ

4.1. МЕТОД НА SAUNDERS ЗА ПРОГНОЗА НА ТЕМПЕРАТУРАТА НА ТОЧКАТА НА МЪГЛАТА

От предходно изследване [6] е установено, че в 78,6 % от случаите методът на Saunders дава надеждни резултати за точката на формиране на мъгла от радиационен и адвективно-радиационен тип за летище Бургас. В настоящата работа е продължено изследването с помощта на техниката на Saunders за температурата на точката на формиране на мъглата, като идеята е да се провери дали методът дава така наречените „фалшиви аларми“. За целта за месеците с голяма честота на образуване на мъгла: януари, февруари, март, ноември и декември през 2014 г., са разработени обстановките, при които метеорологичните условия са били благоприятни, но не се е формирала мъгла.

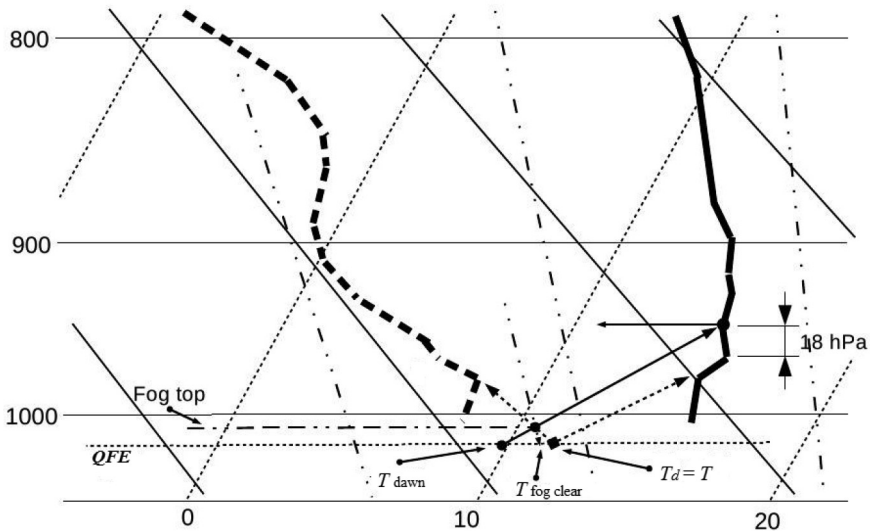
Според UK MetOffice [7] при получена разлика между прогнозираните температури на точката на мъглата и минималната ($T_f - T_{\min}$) по-малка или равна на -2°C не може да се очаква намалена видимост от мъгла или димка. След разработване на аерологичните диаграми за летището се установи, че при 36 случая (83,7 %) $T_f - T_{\min} \leq -2^\circ\text{C}$. Само при 7 случая (16,3 %) $T_f - T_{\min} > -2^\circ\text{C}$. В този смисъл се стига до заключение, че методът на Saunders е надеждно приложим при прогнозиране на радиационни и адвективно-радиационни мъгли на летище Бургас – в около 80 % от случаите прогнозира правилно точката на формиране на мъглата и не дава т. нар. „фалшиви аларми“.

4.2. МЕТОД НА SAUNDERS ЗА ПРОГНОЗА НА ТЕМПЕРАТУРАТА НА РАЗСЕЙВАНЕ НА МЪГЛАТА

Методът на Saunders за прогноза на температурата на разсейване на мъглата T_{fogclear} е приложен за 38 случая с мъгла на летище Бургас за 2014 г. За представителен сондаж на атмосферата се използва моделен сондаж за летището на глобалния числен прогностичен модел GFS от 00:00 UTC. Численият модел е с хоризонтална разделителна способност от $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ и е невъзможно да опише добре орографските особености, съответно да прогнозира добре приземното налягане и температури. Затова тефиграмата се модифицира с налягане на измереното в станцията налягане, приземните температура, точка на оросяване и температура при изгрева на слънцето (T_{dawn}), взети от сведенията METAR за летище Бургас от 00:00 UTC. Тези стъпки са в съответствие с резултатите от предишни изследвания [6, 16].

На фиг. 2. е представена ситуация на летище Бургас с мъгла, формирала се на 08.11.2014 г. в 17:30 UTC. Плътните линии на диаграмата са моделният сондаж на числения модел GFS за 00:00 UTC на 09.11.2014 г. Според сведенията METAR на летището има мъгла и $T = T_d = 11^\circ\text{C}$. От наблюденията на

летището е определена $T_{\text{dawn}} = 10 \text{ }^{\circ}\text{C}$. В 00:00 UTC над станцията има плътна слоеста облачност с долна граница 90 m (небето не се вижда), има добре изразена приземна инверсия и е необходимо прилагането на модификация. В на техниката на Saunders. Поправката за месец ноември е $\Delta p = 18 \text{ hPa}$. Следвайки стъпките, описани в параграф 2, се получава температура на разсейване на мъглата $T_{\text{fogclear}} = 10,7 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Реалната температура на дисипиране на мъглата от сведенията METAR е $T_{\text{clear}} = 10 \text{ }^{\circ}\text{C}$.



Фиг. 2. Прогноза на температурата на разсейване на мъглата по метода на Saunders по сондаж от 09.11.2014 г., 00:00 UTC. Непрекъснатите хоризонтални линии са изобари, непрекъснатите наклонени линии – сухи адиабати, прекъснатите линии с точки – влажни адиабати, наклонените пунктирани линии – изотерми, хоризонталната пунктирана линия е изобарата за летище Бургас (*QFE*). Дебелата непрекъсната начупена линия е кривата на стратификацията, дебелата прекъсната линия е кривата на точката на оросяване. Аерологичната диаграма е за ниските слоеве на тропосферата (до около 800 hPa)

Анализът на синоптичната обстановка на 08.11.2014 г. показва, че формиралата се мъгла над летище Бургас е адвективно-радиационна. В следобедните часове на 08.11.2014 г. е имало адвекция на по-влажен въздух от изток-североизток и е наблюдавано снижение на долната граница на облачността. Последвалото радиационно охлаждане води до създаване на приземна инверсия на температурата и допринася за усилване на мъглата. Във височина е разположен по-топъл и сух въздух и разликата между кривите на стратификация и на точката на оросяване нараства (фиг. 2). Трябва да се отбележи, че методът на Saunders успява да даде точни оценки на височината на горната граница на мъглата и на температурата ѝ на разсейване, въпреки че мъглата не е чисто радиационна.

Методът на Saunders е приложен за всички случаи с радиационни и адвективно-радиационни мъгли над летище Бургас за 2014 г. Получената температура на разсейване на мъглата (T_{fogclear}) е сравнена с реалната температура (T_{clear}), при която е дисипирала мъглата по данни от сведенията METAR. При 28 от случаите (73,7 %) методът прогнозира успешно температурата, при която мъглата ще се разсее. Само при 10 ситуации (26,3 %) резултатите не са удовлетворителни (табл. 1).

Таблица 1. Класификация на случаите с мъгла за 2014 г. по разминаването между прогнозираната по метода на Saunders и измерената от сведенията METAR температура на разсейване на мъглата

$ T_{\text{fogclear}} - T_{\text{clear}} $ [°C]	0	1	2	3	Неприложим
Брой	5	11	12	3	7
%	13,2	28,9	31,6	7,9	18,4
Кумулативен %	13,2	42,1	73,7	81,6	100

При 5 от случаите (13,2 %) методиката прогнозира точно температурата на разсейване на мъглата. Абсолютната стойност на разликата $|T_{\text{fogclear}} - T_{\text{clear}}|$ е по-малка или равна на 2 °C в 73,7 % от случаите. За 10 от ситуацияите, при които техниката на Saunders не прогнозира успешно дисипирането на мъглата, може да се каже, че при 7 от тях тя не може да бъде приложена поради факта, че температурата при изгрева на слънцето е по-висока от температурата на точката на оросяване в 00:00 UTC ($T_{\text{dawn}} > T_d$). Очевидно при тези случаи причина за разсейване на мъглата не е радиационното нагряване от слънцето, а адвекция на по-топъл въздух.

Трите случая, при които разликата $|T_{\text{fogclear}} - T_{\text{clear}}| = 3$ °C, са на 14.01., 20.04. и 07.11. 2014 г. Те са разгледани по-подробно.

През целия ден на 14.01.2014 г. вятърът е ориентиран от ESE със скорост 5–6 m s⁻¹ и пренася относително топъл и влажен въздух от морето. След стихването на вятъра в началото на нощта следва радиационно охлаждане с около 2 °C. В 22:00 UTC вятърът става североизточен, температурата се понижава с още 2 °C и в 23:00 UTC се формира мъгла. След 00:00 UTC на 15.01. вятърът отслабва до 1–2 m s⁻¹ и се преориентира от WSW до SW. На моделния сондаж се вижда добре изразена приземна инверсия, но температурата на най-ниското моделно ниво е с около 4 °C по-висока от наблюдаваната на летището. Мъглата се разсейва в 09:30 UTC на 15.01.2014 г. при скорост на вятъра 2 m s⁻¹. От направения анализ се стига до заключение, че доминираща е адвективната компонента както при формирането, така и при разсейването на мъглата, и затова приложеният метод на Saunders не прогнозира успешно температурата на разсейването ѝ.

В следобедните часове на 20.04.2014 г. вятърът е североизточен със скорост 3–4 m s⁻¹, около полунощ се преориентира в югозападен, скорост 2–3 m s⁻¹. В 23:00 UTC в сведенията METAR е регистрирана мъгла над летището, следва временно подобрене на видимостта и в 04:00 UTC на 21.04. отново е регистрирана мъгла. В този случай причините за формирането на мъглата са основно адвективни, като е наблюдавано снижение на ниска облачност. Разсейването на мъглата в 06:30 UTC също е главно по адвективни причини – вятър със скорост 3 m s⁻¹.

При третия случай в последните часове на 07.11.2014 г. на летището е наблюдаван югозападен вятър със скорост 3–4 m s⁻¹. Регистрирана е димка с хоризонтална видимост 2–3 km. След отслабване на вятъра в 03:00 UTC на 08.11. се формира мъгла. Тя се разсейва в 09:00 UTC след разрушаването на приземната инверсия по радиационни причини. Методът на Saunders дава с 3 °C по-ниска температура на разсейване на мъглата, понеже моделният сондаж е от 00:00 UTC и не отразява последвалите адвективни процеси.

За прилагане на метода на Saunders в оперативната практика на летище Бургас е предвидено да се използва прогностичен сондаж от GFS, модифициран с прогнозираната минимална приземна температура от локалния прогностичен числен модел ALADIN на НИМХ-БАН.

4.3. ИНДЕКСЪТ *FOGSI* КАТО КРИТЕРИЙ ЗА ФОРМИРАНЕ НА РАДИАЦИОННА МЪГЛА

Успеваемостта на числените прогнози на времето непрекъснато се увеличава, но моделите все още не са достатъчно надеждни при прогноза на намалена видимост и ниска облачност. Недостатък е фактът, че моделните параметризации на процесите в приземния слой и на локалните ефекти не описват достатъчно точно многобройните фактори, водещи до формирането на мъгла. Затова в оперативната практика се използват различни индекси, оценяващи вероятността за формиране на мъгла. Един от често използваните при прогноза на намалена видимост емпирични индекси е *FOGSI*. Той се изчислява по формулата [17–19]

$$FOGSI = 2 \left| T_{sfc} - T_{850} \right| + 2 (T_{sfc} - T_{dsfc}) + W_{850},$$

където T_{sfc} е приземната температура в [°C]; T_{dsfc} е приземната температура на точката на оросяване в [°C]; T_{850} – температура на ниво 850 hPa в [°C]; W_{850} – скоростта на вятъра на ниво 850 hPa във възли.

Предимствата на *FOGSI* са лесният начин за пресмятане и отчитането на най-важните фактори, водещи до формиране на мъгла. При изчисляването му се взема предвид вертикалният температурен градиент, влиянието на приземната влажност и смесването на въздуха вследствие на вятъра в планетарния

граничен слой. При ниски стойности на *FOGSI* условията за формиране на мъгла са благоприятни [19].

Стойностите на индекса *FOGSI* могат да бъдат използвани като допълнителен критерий при оценка на вероятността за формиране на радиационни мъгли на летище Бургас. Индексът е пресметнат за 40-те случая с мъгла и за 43-те случая без мъгла на летището през 2014 г. От сведенията METAR в 12:00 UTC са взети температурата и точката на оросяване. Температурата и вятърът на ниво 850 hPa са от моделния сондаж на GFS за 12:00 UTC.

Случаите с мъгла над летище Бургас през 2014 г. са разделени на три групи според причините за формирането им: радиационни (12); адвективно-радиационни с доминиращ радиационен фактор (18); адвективно-радиационни с доминиращ адвективен фактор (10). Установено е, че стойността за всички радиационни мъгли на *FOGSI* $\leq 39,1$, а за всички адвективно-радиационни с доминиращ адвективен фактор *FOGSI* $\geq 40,6$. В настоящото изследване е приета критична стойност на индекса *FOGSI* = 41. Тази стойност е с 6 единици по-голяма от приетата в изследването на други автори [20]. Причината за избора на тази стойност е необходимостта от отчитане на локалните условия, от които на първо място е наличието на бризова циркулация, водеща до увеличаване стойността на *FOGSI*, особено през пролетните месеци. Трябва да се има предвид и фактът, че оценките в предишното изследване [20] са направени по едновременни данни, а в настоящото изследване се пресмята стойността на индекса в 12:00 UTC. Това е една от причините и за по-високата минимална стойност на *FOGSI* в настоящото изследване (17,8), докато в [20] е 2,5.

При използване на критична стойност за *FOGSI* = 41 индексът успешно може да се приложи за прогноза на мъгла в 72,5 % от случаите. Ако се изключат адвективно-радиационните мъгли с доминиращ адвективен фактор, този процент нараства на 86.

За регистрираните 43 случая през 2014 г., в които мъгла не се е формирала, също е изчислен индексът *FOGSI*, с цел да бъде направена проверка за „фалшиви аларми“. За 25 от случаите (58,1 %) стойността на индекса е над критичната. Това са случаи с адвекция на сух (в повечето случаи топъл) въздух. В 16 от 18-те случая, при които стойността на *FOGSI* е под критичната, причината за невъзможността да се формира мъгла е наличието на плътна облачност. При комбинираното използване на стойностите на *FOGSI* и данните за облачността е възможно съществено намаляване броя на т. нар. „фалшиви аларми“ за формиране на мъгла.

Проверка за възможността да се използва индексът *FOGSI* като допълнително средство при прогноза на радиационни и адвективно-радиационни мъгли за летище Бургас е направена за ноември и декември 2016 г. За пресмятане стойностите на *FOGSI* са използвани прогнози на локалния числен модел ALADIN на НИМХ. За случая с мъгла на 25.11.2016 г. на летището е пресмет-

нат $FOGSI = 33,6$, а за следващите дни без мъгла (30.11. – 05.12.2016 г.) стойностите на индекса са над критичната.

Изследването показва, че индексът $FOGSI$ може успешно да се използва при 24-часовата прогноза на мъглите на летище Бургас. Планирано е по прогнозни данни от ALADIN да бъдат изчислявани часовите стойности на индекса, което ще даде възможност да се получи оценка и за промените във видимостта.

4.4. АДВЕКТИВНА МЪГЛА НА ЛЕТИЩЕ БУРГАС НА 22.03.2014 г.

Методът на Saunders [5] и индексът $FOGSI$ [18] дават добри резултати при прогноза на радиационни и адвективно-радиационни мъгли с доминиращ радиационен фактор. При прогноза на адвективни мъгли трябва да се използват други методи, като най-често се прилага синоптичният метод, използването на спътникови изображения и числени модели за прогноза на времето [17, 19]. В предишни изследвания [21, 22] е показано, че около 27 % от формираните се над летище Бургас мъгли са адвективни. Затова ще бъде разгледан случай за летището с адвективна мъгла.

Благоприятни условия за формиране на адвективна мъгла са: температурата на точката на оросяване на адвектираната въздушна маса да бъде по-висока от приземната температура; умерен вятър с подходяща посока. При по-силни ветрове е по-вероятно образуване на ниска слоеста облачност, докато в условия на тихо време тенденцията е мъглата бавно да се разсейва [20, 25].

На 22.03.2014 г. на летище Бургас е регистрирано намаление на хоризонталната видимост под 1 km в 14 срока на сведенията METAR, групирани в 4 периода: 4:30–5:30; 7:30–9:30; 16:30–17:00 и след 21:30 UTC. Между тях е наблюдавано рязко подобрение на видимостта, достигнало над 10 km в периода 10:30–11:30 UTC. Анализът на синоптичната обстановка показва, че източните райони от страната ни попадат под влияние на антициклон с център над Югозападна Русия. Северните части на Европа са под влиянието на серия от три оклюдирали циклона, формиращи обща фронтална линия, разположена от Испания до северозападните части на Русия. Във височина на 500 hPa за 12:00 UTC източните райони на страната ни попадат в тила на баричен гребен. Въздушната маса е топла, суха и устойчиво стратифицирана с инверсия около ниво 970 hPa. Над Югоизточна Европа времето е ясно, но в сведенията METAR за летище Бургас в 11:00 UTC е отчетена ниска разкъсана облачност с височина около 130 m, която се снижава до 30 m в 12:30 UTC.

Причините за формирането на мъглата в 4:30 UTC са адвективно-радиационни. В следобедните часове на 21.03.2014 г. е регистриран източен вятър със скорост, достигаща до 7 m s^{-1} , пренасящ над сушата топъл и влажен въздух. В първите часове на 22.03.2014 г. вятърът отслабва и се преориентира от изток-североизток. Последвалото радиационно охлаждане довежда до формиране на мъгла, разсеяла се час след изгрева на слънцето.

Изясняването на причините за регистрираната мъгла в 7:30 UTC не може да се осъществи единствено по данните от сведенията METAR и/или по синоптични данни. Затова са анализирани спътникови изображения [23, 24], даващи допълнителна информация за облачната покривка и състоянието на морската повърхност. Анализът им показва, че в 07:00 UTC температурата на морската вода в близост до българския бряг е около 5–6 °C, а на сушата е 8 °C. В открито море температурата на морската вода е 8,5 °C. От спътниковите изображения се вижда, че над студените крайбрежни води се е формирала мъгла с температура на горната граница 5 °C, т. е. с дебелина около 100 m. Причината за формиране на мъглата над морската повърхност е адвективна – пренос на по-топъл и влажен въздух от открито море над по-студените води по крайбрежието. Така формираната се мъгла е пренесена над сушата от слабия източен вятър. В резултат на усилването на вятъра до 5–6 m s⁻¹ и продължаващото радиационно нагряване мъглата преминава в ниска слоеста облачност. Трябва да се отбележи, че в синоптичната станция на НИМХ в Бургас мъгла е регистрирана без прекъсване над 24 часа – от 06:00 UTC на 22.03 до 06:00 UTC на 23.03.2014 г. [9].

Временното намаляване на видимостта до 900 m в периода 16:30–17:00 UTC е свързано с намаляването на скоростта на вятъра до 4 m s⁻¹ и снижение на ниската облачност при продължаващата от изток адвекция. След усилване на вятъра до 5 m s⁻¹ мъглата отново преминава в ниска облачност с долна граница от 30 m. В 21:30 UTC вятърът отслабва до 1 m s⁻¹ с променлива посока и видимостта отново става под 1 km. Температурата на въздуха е 6 °C и остава непроменена до 23:30 UTC. Най-вероятната причина за формиране на мъглата е снижение на долната граница на ниската плътна облачност. След 04:00 UTC на 23.03.2014 г. вятърът се ориентира от запад-югозапад и е със скорост 3 m s⁻¹. Едва в 07:30 UTC видимостта трайно се подобрява и слоестите облаци се издигат и разкъсват.

В предишни изследвания е показано, че около 12 % от мъглите в Бургас се образуват при снижаване на ниска облачност [21]. За адвективни мъгли, формиращи при снижаване на долната граница на слоеста облачност или за адвекция на мъгла, формирана над морската повърхност, сателитните изображения могат успешно да се използват за прогнозирането им. В конкретния случай на 22.03.2014 г. формирането на мъгла над централните райони на Черно море е видимо още в 19:00 UTC, а на следващите спътникови изображения се проследява придвижването и еволюцията на зоната с мъгла.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получените резултати от предишно изследване [6] и направената проверка за „фалшиви аларми“ дават основание да се твърди, че методът на Saunders за прогноза на точката на мъглата е приложим за летище Бургас. След направените модификации на моделните сондажи с реалните приземни температури

ра и точка на оросяване, взети от сведенията METAR за Бургас, се получават удовлетворителни резултати.

За определяне температурата на разсейване на мъглата по метода на Saunders отново са извършени модификации на моделния сондаж с реалните приземни температура и точка на оросяване от сведенията за летището. Резултатите са надеждни и могат да се използват успешно в оперативната практика на авиометеоролога. Методиката не е приложима при мъгли с доминираща адвективна компонента.

Като допълващ емпиричен метод при изготвяне на прогноза за мъгла от радиационен или адвективно-радиационен тип за летище Бургас може да се използва *FOGSI* индексът.

Направена е проверка на настоящото изследване с използвани данни от локалния числен прогностичен модел ALADIN на НИМХ към БАН, с какъвто разполага в оперативната практика Летищната метеорологична служба на летище Бургас. Първоначалните резултати от тази година сочат голяма надеждност при изчисляване на *FOGSI* индекса. Предстоят по-нататъшни изследвания в тази насока.

Разгледан е случай с адвективна мъгла над летище Бургас. Показано е, че използването на спътникови изображения може съществено да подпомогне анализа и прогнозата на адвективни мъгли на летището.

Благодарности. Настоящото изследване е осъществено с подкрепата на проект ВГ051 РО001-3.306-0057 „Изграждане на съвременна образователна и научно-изследователска среда за развитието на докторанти, постдокторанти и млади учени във Физическия факултет на СУ „Св. Климент Охридски“.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Gloria Kulesa. The Potential impact of Climate Changes on Transportation; Weather and Aviation : How Does Weather Affect the Safety and Operations of Airports and Aviation, and How Does FAA Work to Manage Weather – related Effects? <https://climate.dot.gov/documents/workshop1002/kulesa.pdf>
- [2] Andrew, J, Fultz & Walker S, Ashley (2016) : Fatal weather –related general aviation accidents in the United States, Physical Geography, DOI : <http://chubasco.niu.edu/pubs/Fultz and Ashley 2016.pdf>
- [3] COST 722. Short range forecasting methods of fog, visibility and low clouds, 2003.
- [4] Dejmál, K, V. Repal. In: *New aspects of fluid mechanics, heat transfer and environment, WSEAS*, 2010, 283.
- [5] Saunders, W. E. *Meteor.Mag.*, 1950, **79**, 213.
- [6] Топузова, Ел., Н. Рачев. *Ann. of Sofia Univ. "St. Kl. Ohridski"*, 2016, **109**, 80.
- [7] Met Office College. Radiation fog forecasting techniques, 30 November 2009, www.caem.wmo.int/_pdf/low_cloud_visibility/lowcloudvis_05_saunders.pdf
- [8] WMO. Manual on Codes - International Codes, Volume I.1, 2014, **306**.

- [9] www.ogimet.com/metars.phtml.en
- [10] www.wetter3.de/Archiv/archiv_ukmet.html
- [11] www.wetterzentrale.de/topkarten
- [12] www2.wetter3.de/Archiv/archiv_dwd.html
- [13] www.meteociel.fr/modeles/archives.php
- [14] www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis/era-interim
- [15] www.ready.noaa.gov/readymet.php
- [16] Markova, B and R. Mitzeva. *Bul. J. Meteo & Hydro*, 2011, **16**, 1, 86.
- [17] Wantuch, F. Visibility and fog forecasting based on decision tree method, 2001, **2**, **3**, 1. https://www.researchgate.net/.../228420283_Visibility_and_fog
- [18] Dejmal, K., J. Novotny. Application of Fog Stability Index for Significantly Reduced Visibility forecasting in the Czech Republic. In: *Recent advances in fluid mechanics and heat and mass transfer*, 2011, 317.
- [19] Holtslag, M. C., G. J. Steeneveld, A. A. M. Holstlag. Fog forecasting: “old fashioned” semi-empirical methods from radio sounding observations versus “modern” numerical models. Münster, Germany, 2010.
- [20] Science Plan-Forecast Demonstration Project – Fog <https://es.scribd.com/document/130208841/Fog-Sc-Plan>
- [21] Иванов, Г. Л. Мъглите на летище Бургас за периода 1985–1991 г., СДК, 1993.
- [22] Топузова, Ел., Н. Рачев. *Ann. of Sofia Univ. “St. Kl. Ohridski”*, 2015, **108**, 115.
- [23] <http://dvs.net.ru/mp/index.shtml>
- [24] <https://worldview.earthdata.nasa.gov>
- [25] Environment Canada–National Marine Weather Guide –Capter 4-Fog <http://www.ec.gc.ca/meteo-weather/279ac7ed-E09d-4e2a-A884-57321ea46b24/Met%20101%20chapter%204%20Eng.pdf>

СИНОПТИЧНИ ОБСТАНОВКИ, ВОДЕЩИ ДО СЪЗДАВАНЕТО НА ОПАСНИ ЗА АВИАЦИЯТА УСЛОВИЯ НА ЛЕТИЩЕ БУРГАС

ЕЛЕНА ТОПУЗОВА^{1,2}, НИКОЛАЙ РАЧЕВ¹

¹ Катедра „Метеорология и геофизика“

² ДП „РВД“, РЦ за ОВД София, ЕПЦ; София 1540 бул. „Брюксел“ 1

Елена Топузова, Николай Рачев. СИНОПТИЧНИ ОБСТАНОВКИ, ВОДЕЩИ ДО СЪЗДАВАНЕТО НА ОПАСНИ ЗА АВИАЦИЯТА УСЛОВИЯ НА ЛЕТИЩЕ БУРГАС

Разгледани са някои опасни за авиацията метеорологични явления (силен вятър, снежни виелици, гръмотевични бури) на летище Бургас за периода 2003–2016 г. Показано е, че опасните явления най-често са свързани с влиянието на преминаващи средиземноморски циклони. Анализирано е придвижването на средиземноморските циклони през периода 2004–2016 г.

Elena Topuzova, Nikolay Rachev. SYNOPTIC SITUATIONS RELATED WITH DANGEROUS CONDITIONS FOR AVIATION AT BURGAS AIRPORT

Some hazardous to aviation weather (strong winds, drifting snow, thunderstorms) at Burgas airport for the period 2003–2016 are considered. It is shown that dangerous phenomena are most often associated with the influence of Mediterranean cyclones. The movement of Mediterranean cyclones during the period 2004–2016 is analyzed.

Keywords: strong wind, thunderstorm, Mediterranean cyclones

PACS numbers: 92.60.-e, 92.60.Wc, 92.60.Gn

За контакти: Елена Топузова, Катедра „Метеорология и геофизика“, Физически факултет, Софийски университет „Св. Климент Охридски“, бул. „Джеймс Баучър“ 5, София 1164, телефон: +359 2 9623157, факс: +359 2 962 52 76; E-mail: elipeter780@yahoo.com

УВОД

През последните десетилетия се отчита постоянно повишение на сигурността на полетите при всички типове авиационни услуги [1, 2]. Изследвания за периода 2003–2007 г. показват, че около 20 % от всички авиоинциденти в САЩ се дължат на опасни атмосферни условия [2]. В около 50 % от случаите опасните метеорологични явления не са довели до съществени проблеми при осъществяването на полетите, в 15 % от случаите последиците не са били сериозни, в 12 % – са били съществени, а в 24 % – с фатален край. Националният борд по безопасност на транспорта на САЩ идентифицира следните причини от метеорологичен характер, довели до нарушаване безопасността на полетите: вятър (51,7 %), видимост (18,1 %), турбулентност (5,1 %), обледяване на карбуратора на въздухоплавателното средство (3,9 %), възходящи и низходящи потоци (3,6 %), валежи (3,6 %), обледяване (2,9 %), гръмотевични бури (1,9 %), срез на вятъра (1,7 %), екстремни температури (0,6 %), мълнии (0,2 %) и други (0,4 %) [2]. Най-често вятърът (страничен, гръбен, с висока скорост, с внезапна промяна на посоката и т.н.) е причина за повреди на наземното техническо оборудване на летищата и/или на въздухоплавателните средства, особено на по-малките такива.

Много често причина за инцидентите е комбинираното въздействие на няколко метеорологични фактора както върху самите летателни апарати и наземното оборудване, така и върху персонала, обслужващ полетите. В този смисъл се търсят връзки между синоптичната обстановка и други фактори, като оперативни правила, процедури от наредбите за безопасност и квалификацията на полетния екипаж [2]. Разбира се, получените изводи за даден географски район не могат да се пренесат директно за друг район, характеризиращ се с различни метеорологични условия. Това е и един от основните мотиви за провеждането на настоящото изследване.

Основната цел на изследването е да бъде определена честотата на поява на някои опасни за авиацията метеорологични условия на летище Бургас и да бъде потърсена връзката им със синоптичните обстановки. В предишни изследвания [5, 6] са анализирани мъглите на летище Бургас и затова те не са обект на настоящото изследване, което е тяхно продължение. Разглежданият период е 2003–2016 г. Анализирани са следните опасни за авиацията условия на летище Бургас: силен приземен вятър със скорост над 15 m s^{-1} ; вятър с опасна посока; снежни виелици; гръмотевични бури с наличие или отсъствие на валеж. Разгледана е сезонната изменчивост в появата на споменатите опасни за авиацията условия и са идентифицирани синоптичните ситуации, благоприятстващи тяхната поява. Показано е, че съществено влияние върху метеорологичните условия на летище Бургас има придвижването на средиземноморските циклони. Анализирани са траекториите на средиземноморските циклони за периода 2004–2016 г. и е направено сравнение с предишни изследвания на пътищата на тези циклони [3, 4].

2. ИЗПОЛЗВАНИ ДАННИ И МЕТОДОЛОГИЯ

За определяне на броя на случаите със силен вятър (със скорост $\geq 15 \text{ m s}^{-1}$), снежни виелици и поземки, гръмотевични бури на летище Бургас за разглеждания период 2003–2016 г. са използвани редовните авиометеорологични сведения тип METAR на Световната организация за гражданска авиация (ICAO) [7]. Те са свободно достъпни в интернет от 2005 г. [8]. За двугодишния период 2003–2004 г. е ползвана информацията на НИМХ към БАН, достъпна в интернет [9]. Сведенията SYNOP се публикуват на всеки три часа и съдържат богата метеорологична информация. Удобството на съобщенията METAR е, че се излъчват на всеки 30 минути и това позволява извършването на по-подробни анализи на изменчивостта на метеорологичните елементи и явления.

За идентифициране на синоптичните обстановки на летище Бургас, свързани с появата на опасни за авиацията условия, и за изследване траекториите на средиземноморските циклони са анализирани синоптични карти на Европа по архивни данни от числени модели за прогноза на времето [10–12], атмосферни реанализи на ECMWF [13] и NCEP [14], приземни синоптични карти [10, 11] и данни от анализирани и прогностични сондажи на атмосферата [15]. Изброените материали са със свободен достъп в интернет.

От приземните карти на Европа на метеорологичните служби на Германия [10] и Великобритания [11] са определени баричните образувания и свързаните с тях атмосферни фронтове. От комбинираните карти на приземното барично поле, на баричната топография на ниво 500 hPa и на относителната топография 500–1000 hPa са определени баричните образувания във височина, както и адвекцията на студ или топлина. На ниво 700 hPa се определя влажността на въздушната маса. От картите с атмосферни анализи [12] и реанализи [13, 14] се допълва информацията, необходима за изследване на случаите с комбинираните карти на приземно барично поле и геопотенциала на ниво 500 hPa и температура на 850 hPa. Определя се типът на въздушната маса – топла или студена, както и нейната стратификация – устойчива или неустойчива. Допълнително са разгледани и аерологични диаграми [15].

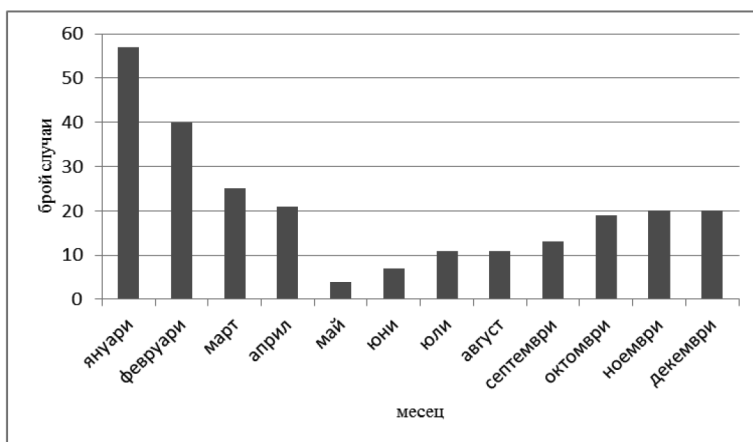
За периода 2003–2016 г. е анализирана всяка една от метеорологичните обстановки със силен вятър (248 случая) и снежна виелица или поземка (24 случая) на летище Бургас. Честотата на гръмотевичните бури (347 случая) и траекториите на средиземноморските циклони (555 случая) са разгледани за периода 2004–2016 г. Някои от анализите са обобщени за полугодия, които са определени, както следва: топло – от април до септември, и студено – от октомври до март.

3. РЕЗУЛТАТИ

3.1. СИЛЕН ПРИЗЕМЕН ВЯТЪР СЪС СКОРОСТ $\geq 15 \text{ m s}^{-1}$

От направеното проучване за територията на САЩ за периода 2003–2007 г. вятърът е бил причина за авиоинциденти в 51,7 % от случаите с неблагоприятни атмосферни условия, като най-съществено е влиянието му при фазите на излитане (18,8 %) и кацане (57,7 %) на самолетите [2]. Най-опасни за авиацията се оказват поривистият вятър (33 %) и страничният (32,3 %), следвани от гръбния (19 %). С по-малко негативно влияние върху полетите са силните ветрове (7,5 %). Най-незначителен е процентът на ветрове с неблагоприятна ориентация за пистата (3 %), с внезапна промяна на посоката (2,4 %) и на последно място са неориентираните ветрове (1,7 %).

За разглеждания период 2003–2016 г. на летище Бургас са идентифицирани 248 случая със силен вятър (със скорост $\geq 15 \text{ m s}^{-1}$). 181 от случаите (73 %) са през студеното полугодие, а 67 случая (27 %) са през топлото полугодие. Полугодията са определени, както следва: топло – от април до септември; и студено – от октомври до март.



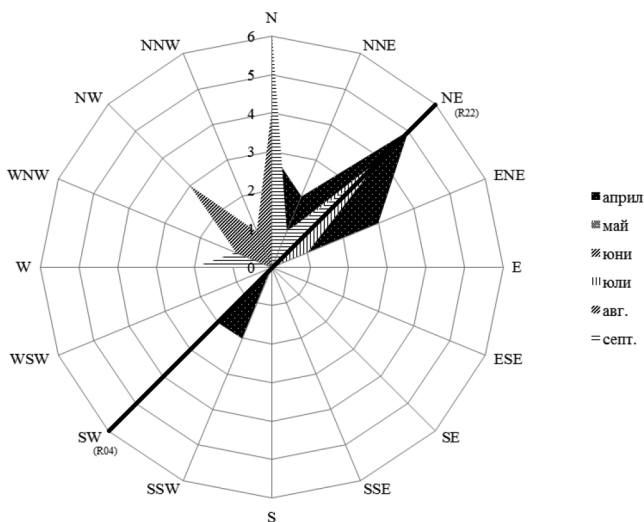
Фиг. 1. Месечно разпределение на броя случаи със силен вятър (скорост $\geq 15 \text{ m s}^{-1}$) на летище Бургас за периода 2003–2016 г.

На фиг. 1 е представено месечното разпределение на идентифицираните 248 случая със силен вятър за летище Бургас. Най-чести са ситуацияите със силен вятър през януари – 23 %, февруари – 16,1 %, март – 10,1 %, следвани от октомври – 7,7 %, ноември – 8,1 %, и декември – 8,1 %. Най-рядко е наблюдаван силен вятър през май и юни.

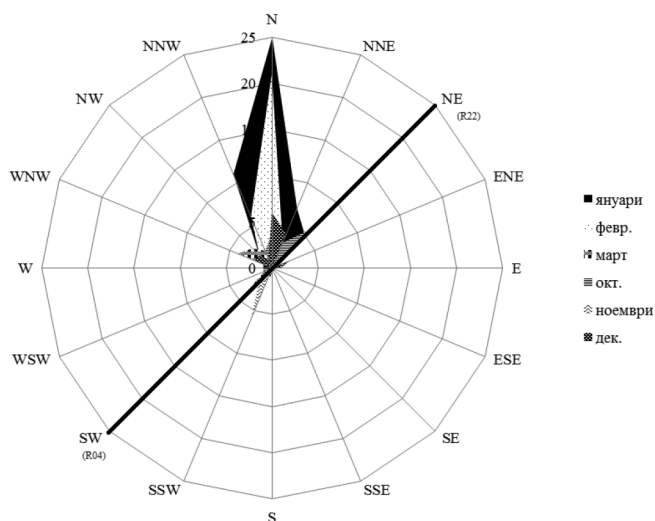
Построена е розата на силния вятър за летище Бургас за всички месеци за периода 2003–2016 г. Установено е, че най-чести са случаите със силен вятър, ориентиран от северния сектор (65,4 %), с компоненти от: север (33,5 %), североизток (12,1 %), север-северозапад (10,5 %) и север-североизток (9,3 %).

На фиг. 2 е представена розата на силния вятър само за топлите месеци. С плътна черна линия е изобразена ориентацията на пистата R04 и R22 (R04 – полосата е ориентирана на югозапад, R22 – на североизток). За изследвания период със силен вятър за топлото полугодие за летище Бургас отново доминира вятърът, ориентиран от север (28,4 %), следван от: североизток (19,4 %), изток-североизток (9 %) и северозапад (9 %).

За студеното полугодие на летището преобладаващият силен вятър (фиг. 3) също е от северния сектор (67 %) с компоненти от: север (35,4 %), север-северозапад (12,2 %), север-североизток (10 %), североизток (9,4 %). При сравнението на фиг. 2 и фиг. 3 трябва да се има предвид различният брой на случаите със силен вятър през зимното и лятното полугодие.



Фиг. 2. Роза на силния вятър за топлото полугодие за летище Бургас от 2003 до 2016 г.



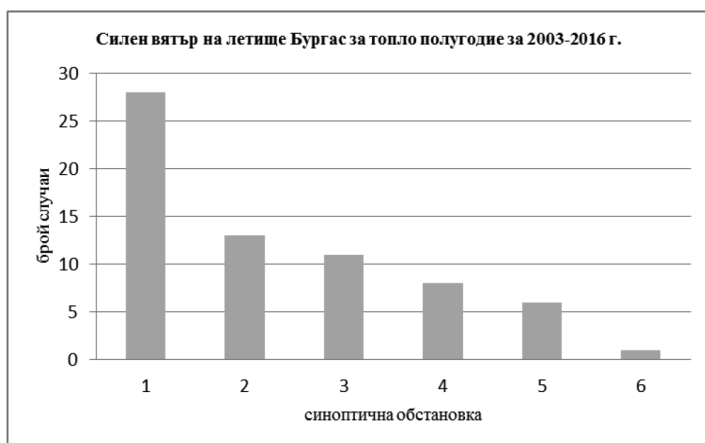
Фиг. 3. Роза на силния вятър за студеното полугодие за летище Бургас от 2003 до 2016 г.

За летище Бургас страничен вятър е този, ориентиран от северозапад (310°) и от югоизток (130°). За изследвания период от розите на вятъра се вижда, че само през топлото полугодие при 9 % от случаите силният вятър е едновременно и страничен за пистата.

Изследвани са синоптичните обстановки на летище Бургас за топлото и студеното полугодие, благоприятстващи появата на силен вятър, като резултатите са представени на фиг. 4 и 5.

За топлия период най-честите случаи (41,8 %) са идентифицирани след преминал студен атмосферен фронт в югоизточната/южна периферия на антициклон; или след преминал студен атмосферен фронт на циклон.

За студеното полугодие (фиг. 5) най-чести са обстановките (45,3 %) на комбинирано влияние на източна/югоизточна/южна/югозападна (или бариечен гребен от север) периферия на антициклон и средиземноморски циклон на североизток/изток/югоизток/юг/югозапад от страната; или след преминал студен атмосферен фронт в източната периферия на антициклон. Следващите типични обстановки, които благоприятстват силен вятър, са при топъл сектор на циклон (17,7 %) и източна/югоизточна/южна/ югозападна периферия на антициклон (14,9 %).



Фиг. 4. Брой на синоптичните обстановки със силен вятър на летище Бургас за топлото полугодие за 2003–2016 г. Номерирането на синоптичните обстановки е: 1) след преминал студен атмосферен фронт в SE/S периферия на антициклон; или след преминал студен атмосферен фронт на циклон; 2) комбинирано влияние на E/SE/S/SW периферия на антициклон и тил на средиземноморски циклон на NE/E/SE/S; 3) E/SE/S/SW периферия на антициклон; 4) тил на средиземноморски циклон на NE/SE/S от страната; 5) термичен циклон (падане на налягането по дневен ход) или слабо изразена фронтална система; 6) топъл сектор на средиземноморски циклон



Фиг. 5. Брой на синоптичните обстановки със силен вятър на летище Бургас за студеното полугодие за 2003–2016 г. Номерирането на синоптичните обстановки е: 1) комбинирано влияние на E/SE/S/SW (или баричен гребен от север) периферия на антициклон и средиземноморски циклон на NE/E/SE/S/SW от страната; или след преминал студен атмосферен фронт в източната периферия на антициклон; 2) топъл сектор на циклон; 3) E/SE/S/SW периферия на антициклон; 4) циклонално барично поле – след преминал студен атмосферен фронт; или топъл атмосферен фронт на S/SW; 5) тил на средиземноморски циклон над Черно море на NE/SE от страната; 6) оклюдиращ средиземноморски циклон над Източна България

3.2. СНЕЖНИ ВИЕЛИЦИ

Снежна виелица може да се образува по време на валеж от сняг или от вече натрупан на земната повърхност сняг, издигнат от силен вятър. Тя представлява издигане на сняг от земната повърхност до 2 m и по-високо, вследствие на силен вятър, съпроводено с намаление на хоризонталната видимост през студеното полугодие. Когато издигането на снежинките е до височина 2 m над земната повърхност, се използва метеорологичният термин поземка, която често се свързва със снежната виелица [16].

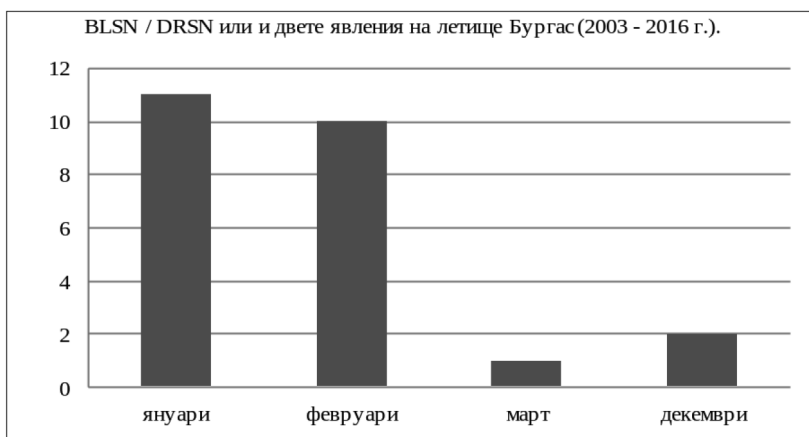
За изследвания период 2003–2016 г. със силен вятър на летището са регистрирани 24 случая със снежна виелица (BLSN), нисконосещ се сняг (поземка DRSN) или и двете явления. След анализ на синоптичните обстановки се достига до извода, че всяка една от тях се образува при комбинирано влияние на периферия на антициклон (от север-североизток) и тил на средиземноморски циклон (на североизток-югоизток или юг от България), изтеглящ се на североизток над Черно море или стационариращ над морето (табл. 1).

Таблица 1. Посока на вятъра при ситуации със снежна виелица или поземка на летище Бургас за периода 2003–2016 г.

Посока на вятъра при BLSN / DRSN на летище Бургас	N	NNW	NE
Брой случаи	17	6	1
%	70,8	25	4,2

Както се вижда от табл. 1, при всички обстановки със снежна виелица или нисконосещ се сняг вятърът е ориентиран от северния сектор, като при 70,8 % от случаите доминираща е северната компонента, при 25 % от случаите вятърът е от север-северозапад и при 4,2 % – от североизток.

На фиг. 6 е представен броят на синоптичните обстановки със снежна виелица, поземка или и двете явления по месеци за студеното полугодие на летището за 2003–2016 г. Най-чести са случаите през януари (46 %) и февруари (42 %), незначителни са през месеците декември (8 %) и март (4 %).



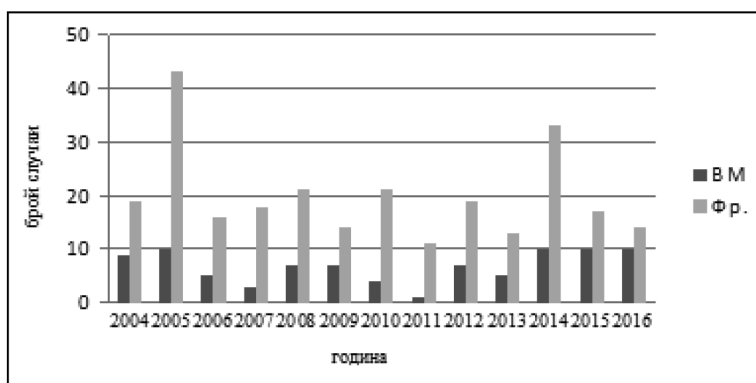
Фиг. 6. Брой на синоптичните обстановки със снежна виелица, поземка или и двете явления на летище Бургас за студеното полугодие за 2003–2016 г.

3.3. ГРЪМОТЕВИЧНИ БУРИ

Гръмотевичните бури са съпътствани с редица опасни за авиацията явления, като град, срез на вятъра, микробърст, обледяване, турбулентност торнадо, проливни валежи, поривисти ветрове, мълнии, намалена видимост. Негативното им влияние е най-съществено по време на полет (47,6 %), по-слабо при фазите на кацане (14,3 %) и излитане (11,9 %) на самолетите [2].

За развитието им са необходими следните условия: неустойчиво стратифицирана въздушна маса; висока влажност в приземния слой на атмосферата; отключващ механизъм (прегрев на земната повърхност, адвекция при фронтални системи, обтичане на орографски препятствия или конвергенция на потока); срез на вятъра при силните гръмотевични бури [17].

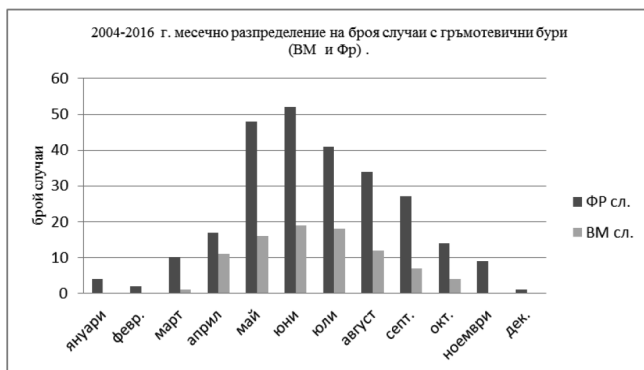
В настоящата работа са изследвани синоптичните обстановки с гръмотевични бури за летище Бургас от 2004 до 2016 г. Регистрирани са 347 ситуации, които са разделени на вътрешномасови – 88 случая (25,4 %), и фронтални – 259 случая (74,6 %). Броят на случаите с гръмотевични бури през разглеждания период е представен на фиг. 7. Очевидна е значителна междугодишна изменчивост на броя на регистрираните гръмотевични бури на летище Бургас, като най-много те са били през 2005 и 2014 г. За всяка една от годините броят на фронталните гръмотевични бури е съществено по-голям от броя на вътрешномасовите.



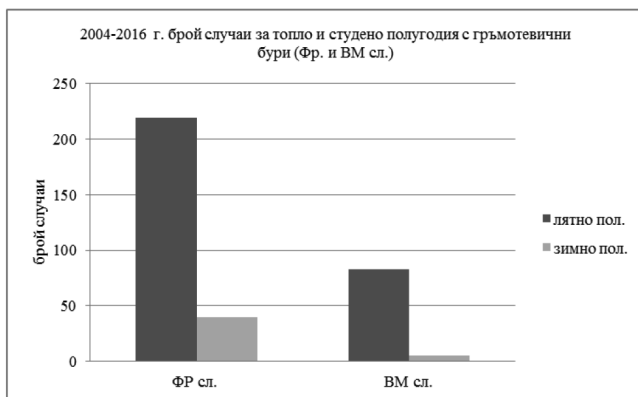
Фиг. 7. Годишно разпределение на броя случаи с вътрешномасови и фронтални гръмотевични бури на летище Бургас за периода 2004–2016 г.

Анализът на синоптичните обстановки, при които са наблюдавани гръмотевични бури с наличие или отсъствие на валеж на летище Бургас, показва, че най-често бурите са свързани с фронталните системи на средиземноморските циклони. За да не се претрупва изложението с графичен материал, не са представени синоптични карти на типичните обстановки.

На фиг. 8 и 9 са представени съответно месечното разпределение на броя случаи с гръмотевични бури на летище Бургас (вътрешномасови и фронтални) за разглеждания период, както и разпределението им за двете полугодия. Ясно се вижда доминирането на фронталните бури през топлото полугодие (84,6 %) в сравнение с тези през студеното (15,4 %), и по-конкретно през месеците май (18,5 %), юни (20,1 %), юли (15,8 %), август (13,1 %) и септември (10,4 %). Вътрешномасовите гръмотевични бури са главно през топлото полугодие (94,3 %), като през студеното са регистрирани изолирани случаи (5,7 %).



Фиг. 8. Месечно разпределение на броя случаи с вътрешномасови и фронтални гръмотевични бури на летище Бургас за периода 2004–2016 г.

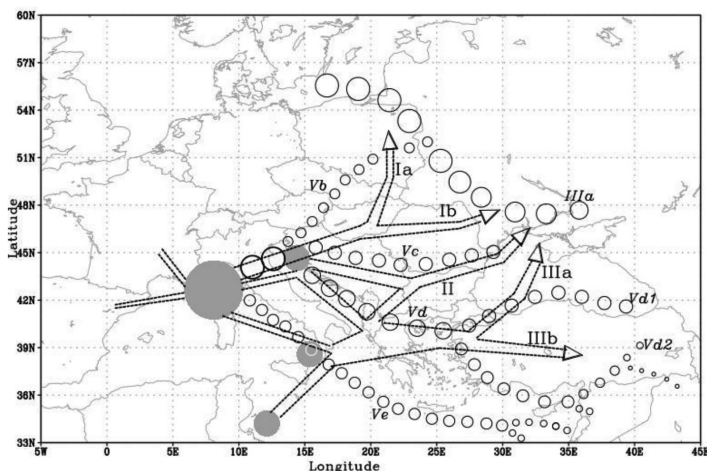


Фиг. 9. Брой случаи с вътрешномасови и фронтални гръмотевични бури на летище Бургас за топло и студено полугодия за периода 2004–2016 г.

3.4. ТРАЕКТОРИИ НА СРЕДИЗЕМНОМОРСКИТЕ ЦИКЛОНИ

От особено климатично и прогностично значение за България са така наречените „пътища на средиземноморските циклони“, чиито траектории преминават през или са в близко съседство на страната ни.

Първото изследване на пътищата на средиземноморските циклони е представено от К. Киров през 1929 г. [3]. Използвани са означения на пътищата в близост до територията на България, предложени от други автори (*IIIa*, *Vb*, *Vc*, *Vd1*, *Vd2*, наклонен шрифт на фиг. 10). През 1956 г. Писарски [4] прави прецизна и професионална оценка на зараждането и придвижването на средиземноморските циклони, като идентифицира пет пътя: *Ia*, *Ib*, *II*, *IIIa*, *IIIb* (фиг. 10).



Фиг. 10. Главни пътища на барометричните минимуми по Киров [3] (окръжности), зони на образуване (сиви кръгове) и пътища на средиземноморските циклони по Писарски [4] (стрелки). Авторска репродукция по оригиналните схеми на [3] и [5]

Според класификацията на Писарски [4] циклоните, преминаващи по път I, се зараждат в района на Генуезкия залив или над Адриатическо море. Този път е ориентиран на североизток и се разделя на два клона съответно през Унгария до Полша (Ia) и до Украйна (Ib). Циклоните с траектория по път II се придвижват през територията на България и стигат до северозападните части на Черно море. Средиземноморските циклони по път III преминават през Гърция и Егейско море. Път III се разделя на два клона: първият от тях (IIIa) е през Мраморно и Черно море, а вторият (IIIb) – през Мала Азия на изток-югоизток.

От фиг. 10 може да се направи следното приблизително съответствие между пътищата на циклоните по Писарски [4] и Киров [3]: път II почти съвпада с път *Vc*; път III е подобен на път *Vd*, съответно IIIa и IIIb са подобни на *Vd1* и *Vd2*, като последните са отместени в южна посока; пътища Ia и Ib са подобни на траекторията *Vb*, но последната е отместена на север. Придвижването на средиземноморските циклони по тези траектории оказва съществено влияние на времето в България.

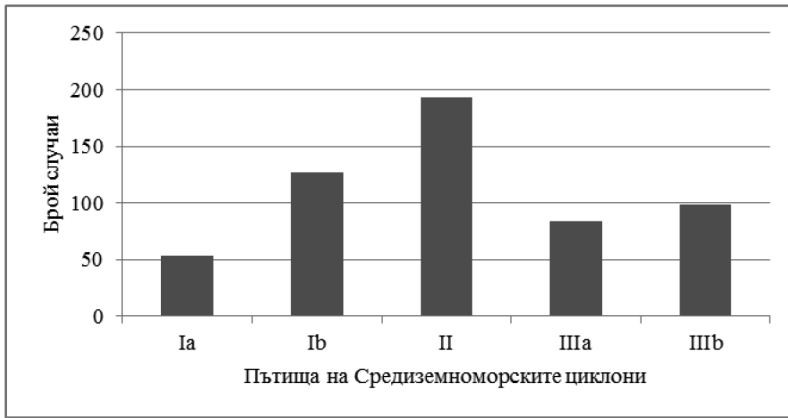
В настоящото изследване е проследено придвижването на средиземноморските циклони за периода 2004–2016 г. и е определена честотата им на преминаване по пътищата Ia, Ib, II, IIIa, IIIb по схемата на Писарски [4]. Направено е сравнение с честотите на преминаване на циклоните по съответстващите пътища от схемата на Киров [3], като разделение е направено за топлото и студеното полугодие.

По синоптични карти за Европа [10–14] са идентифицирани общо 555 синоптични обстановки с преминаване на барични депресии по пътищата от схемата на Писарски [4]. През топлото полугодие случаите са 257 (46,3 %), а през студеното – 298 (53,7 %).

На фиг. 11 е представен броят на случаите по петте пътища. Най-голяма е честотата на циклоните, движещи се по път II (34,8 %), следвани от тези по път Ib (28,9 %). С почти равен брой са пътищата IIIb (17,7 %) и IIIa (15,1 %), на последно място са циклоните по път Ia (9,55 %).

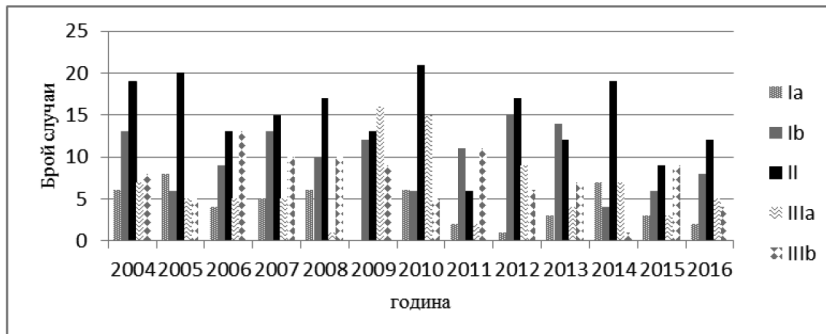
Други автори [18] изследват траекториите на средиземноморските циклони, като обединяват движещи се по път Ia и Ib в път I, а тези по път IIIa и IIIb, в път III.

В изследване направено за периода 1990–2001 г. [18] са регистрирани 101 случая, 84 от тях за студеното полугодие (октомври–март). 66 % от циклоните се придвижват по път III, а 27 % по път II. Този резултат съответства на настоящото изследване, при направено обединените на траекториите на циклоните, както е описано по-горе, по път III се придвижват 55 %, по път II – 37,6 %.



Фиг. 11. Брой средиземноморски циклони за периода 2004–2016 г., преминали по пътищата от схемата на Писарски [4]

Съществува значителна междугодишна изменчивост на броя средиземноморски циклони, преминали по отделните пътища (фиг. 12). Например, докато за целия разглеждан период най-много са циклоните, преминали по път II, то през 2009 г. най-много са циклоните по път IIIa, през 2013 г. най-многобройни са циклоните по път Ib, а през 2011 г. броят на циклоните по път II е необичайно малък. Общият брой на циклоните варира сравнително малко през годините, но през 2011, 2015 и 2016 г. са наблюдавани по-малко на брой циклони (30–32) от средния за разглеждания период (43).



Фиг. 12. Годишно разпределение на броя на средиземноморските циклони по петте пътища (по Писарски [4]) от 2004 до 2016 г.



Фиг. 13. Брой средиземноморски циклони за периода 2004–2016 г., преминали по пътищата от схемата на Писарски [4] през топлото и студеното полугодие

За студеното полугодие на изследвания период (фиг. 13) са идентифицирани 298 случая с петте пътища на средиземноморските циклони, като най-чести са тези, преминаващи по път II (37,6 %), следвани от път IIIb (28,5 %) и IIIa (26,5 %). Едва 7,4 % от циклоните се движат по път Ib и 0,3 % по път Ia.

През топлото полугодие (фиг. 13) циклоните се движат най-често по път Ib (41,1 %), следвани от път II (31,9 %), от път Ia (20,1 %), а с най-малка честота са тези по път IIIb (5 %) и IIIa (1,9 %).

Получените резултати за топлото и студеното полугодие потвърждават основните изводи от предишни изследвания [3, 4, 18]. От фиг. 10 е видно, че най-южната траектория на циклоните *Ve* [3] отсъства в схемата на Писарски [4]. Пътищата IIIa и IIIb по [4] са отместени на север от техните аналози *Vd1* и *Vd2* от схемата на Киров [3]. В настоящото изследване максимална през годината е честотата на придвижване на циклоните по път II (табл. 2).

Таблица 2. Сравнение на резултатите за траекториите на средиземноморските циклони, получени от Киров [3], и настоящите за периода 2004–2016 г.

Пътища / брой случаи (%)	Студено полугодие		Топло полугодие	
	Киров [3]	2004–2016г.	Киров [3]	2004–2016г.
<i>Vc</i> ~ II	20 (12)	112 (37,6)	32 (25)	82 (32)
<i>Vd1</i> ~ IIIa	77 (46)	79 (26,5)	42 (32)	5 (2)
<i>Vb</i> ~ Ia+Ib	12 (7)	22 (7,4)	15 (11,5)	157 (61)
<i>Vd2</i> ~ IIIb	58 (35)	85 (28,5)	41 (31,5)	13 (5)

За студеното полугодие според Киров [3] най-чести са циклоните по път *Vd1*, докато за периода 2004–2016 г. максимална е повтаряемостта на преминаване на циклоните по път II. През топлото полугодие според Киров [3] депресиите, преминаващи по пътища *Vd1* и *Vd2*, са най-чести, а в настоящото изследване най-често циклоните преминават по пътища Ia и Ib. Най-значително през последните години е намаляването на относителния брой на циклоните, преминаващи по път *Vd1*.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За периода 2003–2016 г. са разгледани случаите на летище Бургас с поява на някои опасни за авиацията атмосферни условия – силен вятър със скорост над 15 m s^{-1} , снежни виелици, гръмотевични бури. Направените анализи на синоптичните обстановки показват, че опасните условия на летището са свързани най-често с комбинираното влияние на периферията на антициклон с център, северно от територията на България, и тилната част на средиземноморски циклон, разположен над Черно море (пътища II и IIIa по [4]). Такива обстановки са типични за студеното полугодие и именно при тях са наблюдавани снежни виелици и над 2/3 от случаите със силен вятър. Преминаването на средиземноморски депресии е свързано и с 2/3 от регистрираните на летището гръмотевични бури.

За периода 2004–2016 г. са изследвани траекториите на средиземноморските циклони. През студеното полугодие най-често те се придвижват по път II от класификацията на Писарски [4], а през лятното полугодие – по път Ib.

Надеждното прогнозиране на придвижването на средиземноморските циклони би довело до своевременно определяне на опасни за авиацията условия и до повишаване сигурността на полетите на летището.

Благодарности. Настоящото изследване е осъществено с подкрепата на проект BG051 PO001-3.306-0057 „Изграждане на съвременна образователна и научно-изследователска среда за развитието на докторанти, постдокторанти и млади учени във Физическия факултет на Софийския университет „Св. Климент Охридски“.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Laroche, P, P. Blanchet, A. Delannoy, F. Issac. *AerospaceLab*, 2012, **5**, 1–13.
- [2] Federal Aviation Administration. Weather-Related Aviation Accident Study 2003–2007, 2010.
- [3] Киров, К. Т. Климатична скица на България. *Сборник на БАН*, 1929, **25**, 11, 57.
- [4] Писарски, П. *Хидрология и метеорология*, 1956, **6**, 3.

- [5] Топузова, Ел., Н. Рачев. *Ann. de l'Univ. "St. Kl. Ohridski"*, 2015, **108**, 115–132.
- [6] Топузова, Ел., Н. Рачев. *Ann. de l'Univ. "St. Kl. Ohridski"*, 2016, **109**, 80–92.
- [7] WMO, Manual on Codes – International Codes, Volume I.1, 2014, 306, 6.
- [8] www.ogimet.com/metars.phtml.en
- [9] www.stringmeteo.com/synop/bg_stday.php
- [10] www2.wetter3.de/Archiv/archiv_dwd.html
- [11] www.wetter3.de/Archiv/archiv_ukmet.html
- [12] www.wetterzentrale.de/topkarten
- [13] www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis/era-interim
- [14] www.meteociel.fr/modeles/archives.php
- [15] www.ready.noaa.gov/READYamet.php
- [16] www.weatheronline.co.uk/reports/wxfacts/Drifting-snow.htm
- [17] www.navcanada.ca/EN/media/pages/publications-operational-weather-manuals.aspx
- [18] Bocheva, L., Ch. G. Georgiev, P. Simeonov. A climatic study of severe storms over Bulgaria produced by Mediterranean cyclones in 1990–2001 period. *Atmospheric Research*, 2007, **83**, 284.

DETAILED TSUNAMI MODELING IN THE REGION OF NE COAST OF BULGARIA

LYUBA DIMOVA¹, RENETA RAYKOVA¹, ALBERTO ARMIGLIATO²,
GIANLUCA PAGNONI², STEFANO TINTI²

¹ *Department of Meteorology and Geophysics*

² *University of Bologna, Faculty of Physics and Astronomy, Sector of Geophysics*

Люба Димова, Ренета Райкова, Алберто Армилято, Джанлука Паньони, Стефано Тинти. ДЕТАЙЛНО МОДЕЛИРАНЕ НА ЦУНАМИ ЗА СЕВЕРОИЗТОЧНОТО КРАЙБРЕЖИЕ НА БЪЛГАРИЯ

В това изследване е оценена опасността от цунами за североизточното крайбрежие на България чрез числени симулации. Разгледани са четири хипотетични сеизмични източници и са използвани вградени една в друга мрежи с различна резолюция. Изчислени са съответните показатели на цунами и са приложени при построяването на полето на максимални и минимални отклонения на морското ниво, максимална скорост на частиците и максимален воден стълб на сушата. Симулациите показват височина на водния стълб на сушата за района на Варна не по-голям от 0,63 m, а за района на Балчик достига до 0,91 m.

Lyuba Dimova, Reneta Raykova, Alberto Armigliato, Gianluca Pagnoni, Stefano Tinti. DETAILED TSUNAMI MODELING IN THE REGION OF NE COAST OF BULGARIA

In this study we examined the tsunami impact on the north-eastern Bulgarian Black Sea coast by running numerical simulations. We considered four hypothetical seismic sources using two nested grids with different resolution. Corresponding tsunami settings are computed for each scenario and applied to build fields of maximum and minimum water elevation, maximum

For contacts: Lyuba Dimova, Department of Meteorology and Geophysics, Faculty of Physics, Sofia University „St. Kliment Ohridski”, 5, J. Bourchier blvd., 1165 Sofia, phone: (+359) 8161629, E-mail: lyuba_dimova@phys.uni-sofia.bg

particle velocity and maximum water column on land. Simulations indicate the water column on land in the region of Varna not greater than 0.63 m and for the region of Balchik it reaches values of 0.91 m.

Keywords: tsunami, numerical methods, earthquakes

PACS numbers: 91.30.Nw, 92.10.hl, 02.60.-x, 91.30.Px

1. INTRODUCTION

Tsunamis are long gravitational waves spreading across the oceans and seas. The wavelength is much longer than the tidal or wind waves. The speed is about 700–800 km h⁻¹ in the deep water but closer to the shore in shallow waters the velocity slows down up to 50 km h⁻¹. This is the reason for increasing height of the tsunamis close to the coast. Most of the tsunamis occur in Pacific and Indian oceans nevertheless these anomalous waves take place in small basins like Mediterranean or Black Seas. Historically known or recorded tsunamis in the region of the Eastern Mediterranean are more than 130, for the Black Sea events do not exceed 25 but still the hazard in some regions is moderate to high [1–3].

We summarized seven potentially tsunamigenic areas in the region of Black Sea according to the geographical position of the hypocenters for all recognized events [4]. The geological structure in the region is reviewed and the main faults are considered. We made simulations for the generation and propagation of tsunami waves by the numerical code UBO-TSUF, developed in the University of Bologna [5], for every tsunamigenic source in the Black Sea. The results of these simulations are described and discussed in Dimova et al. [6].

In this study we presented detailed modeling for the north-east Bulgarian coast of Black Sea. This part of Bulgarian coast is one of the potentially vulnerable due to local inundations. This study is focused on earthquake-induced tsunamis near the Shabla Seismic Zone. We present results of simulations of tsunamis generated by four different seismic sources and the effects on the Bulgarian coast from Varna bay to Balchik town.

2. OVERVIEW OF THE THEORY AND THE METHODS

To study local effects from tsunamis on a specific place we need a very detailed bathymetry. Previously [6] we used bathymetry data, provided by GEBCO [7]. This data is 30 arc seconds, which means about 500 m resolution. The geographical position of the grid spaced over the whole Black Sea is located between 27°–42° E and 40°–48° N with cell size of 500 m. Universal Transverse Mercator (UTM) coordinate system was used in calculations. Figure 1 shows the Western Black Sea and focal source mechanism solutions of the tsunamigenic sources considered in this study: three of them near Shabla seismic zone and one near north-western part of Turkey, located in Black Sea. The parameters of these sources are given in Dimova et al. [6].

The numerical code UBO-TSUFDM is able to manage several nested grids with different steps. In this study we used second grid, with more comprehensive data – for the NE coast of Bulgaria nested in the first grid for the Western Black Sea. The detailed data is provided by Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) [8]. The resolution of the data is about 90 m (Fig. 2) and thus the second nested grid has a step of 100 m. Position of several virtual tide gauge stations (black points and white triangles) are shown in Fig. 2. We selected the position of these virtual stations close to the big cities, resorts, or in shore zone.

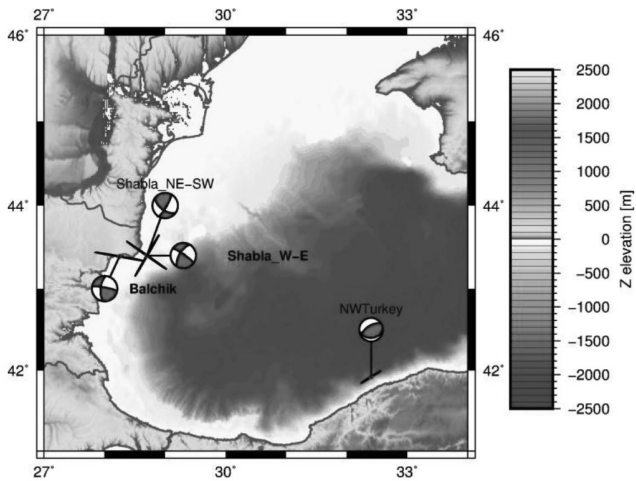


Fig. 1. Topography and bathymetry data for the Black Sea region – 30 arc seconds – data from GEBCO. Focal mechanisms for the selected seismic sources are presented

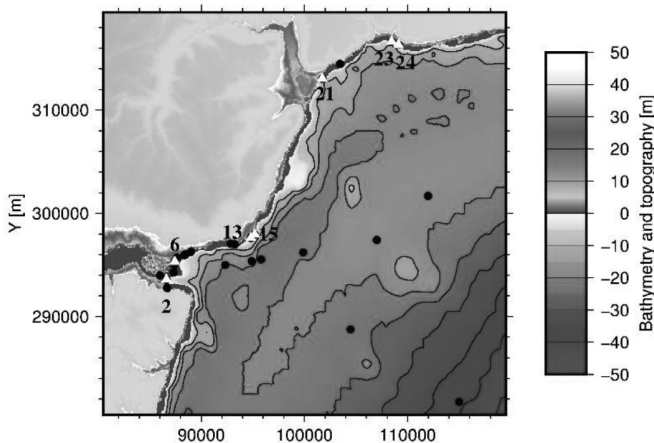


Fig. 2. Bathymetry and topography data for the region from Varna to Balchik town – 3 arc seconds (data from SRTM). The black points and white triangles show virtual tide gauge stations. The data is in UTM coordinate system. Mareograms in white triangles are shown in Fig. 7

They provide information about the water elevation at a specific point before, during and after the tsunami waves pass over this point. The simulations were made for 5 astronomical hours which includes the reflected waves from the shores.

We calculated the theoretical velocity of tsunami waves according to equation $c = \frac{\lambda}{T} = \sqrt{g \cdot h}$, where h is the depth in [m], and g —gravity acceleration in [ms^{-2}]. The speed is bigger than 150 m s^{-1} far from the shore while approaching the coasts the velocity decreases considerably (Fig. 3). An increase in wave amplitude results in „shoaling” when tsunamis, run from deep to shallow water. This slows down the wave: the shallower the water, the slower the wave. As a consequence, the leading edge of the tsunami slows dramatically due to the shallower water, but the trailing part of the wave is still moving rapidly in the deeper water. This effect easily can be seen close to the shelf zone i.e. north-western part of Black Sea.

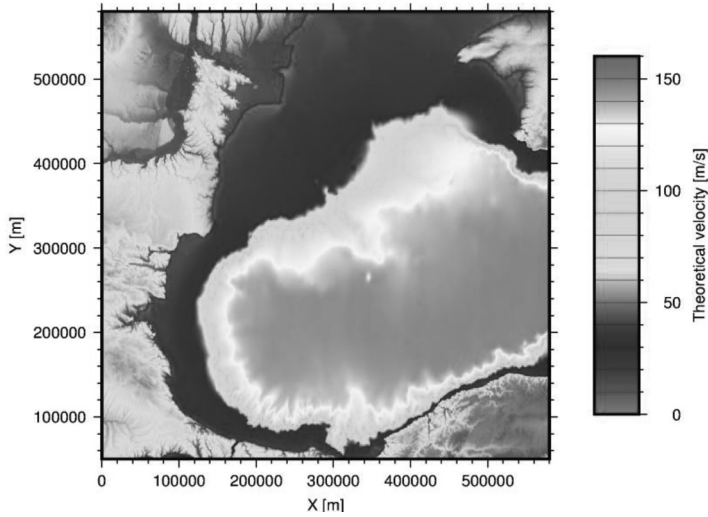


Fig. 3. Theoretical velocity of tsunami waves spreading in western Black Sea

3. RESULTS

We present results of several detailed simulations affecting the NE Bulgarian coastline. Moment magnitude for three of the hypothetical seismic sources near Cape Kaliakra is 7.5 and 7.0 for the hypothetical seismic source near the Turkish coast [6]. Figure 4 shows extreme water elevation fields computed for the selected sources for the second nested grid for the region of NE Bulgarian coast. The modeled maximum water elevation from four sources is shown in the left panels and modeled minimal water elevation – in the right panels. From top to bottom are represented simulations from ShablaNE-SW, ShablaW-E, Balchik source and NW Turkey.

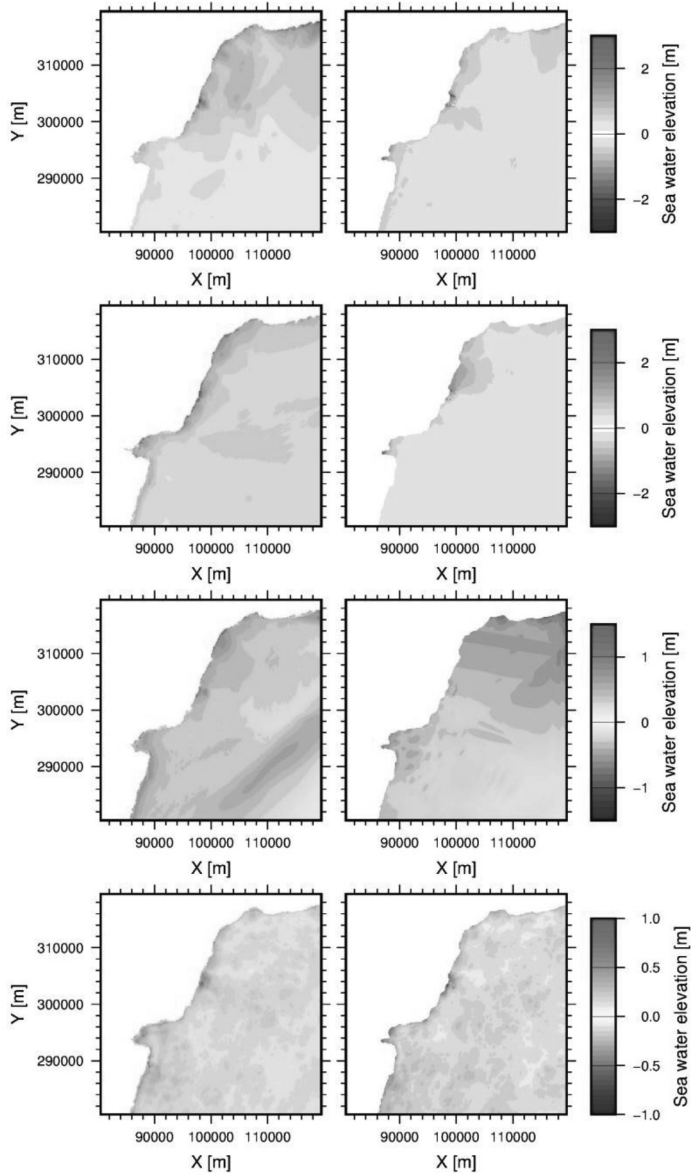


Fig. 4. Computed maximum (left) and minimum (right) sea water elevation.
 From top to bottom: ShablaNE-SW, ShablaW-E, Balchik source, NW Turkey scenarios

The estimated negative and positive wave heights of hypothetical source ShablaW-E are -2.14 m and $+3.42$ m and of ShablaNE-SW are -2.35 m and $+3.3$ m.

The computed wave heights from hypothetical source Balchik vary between -1.0 m and $+1.5$ m and reached the coast of Balchik town in less than 5 minutes.

Tsunami radiation pattern from seismic source NW Turkey spreads mainly along the western part of Black Sea [6]. The impact of this hypothetical source on the coast of NE Bulgarian coast is quite insignificant compared with the other three sources but computed maximum amplitudes of +0.5 m can cause damages.

Maximum values of the speed of the material fluid particles [9] were also modeled. Speed values are of interest close to the shore because increase in the shallow water regions and it is negligible offshore where the water is deeper. Fig. 5 shows the fields of maximum particle velocity.

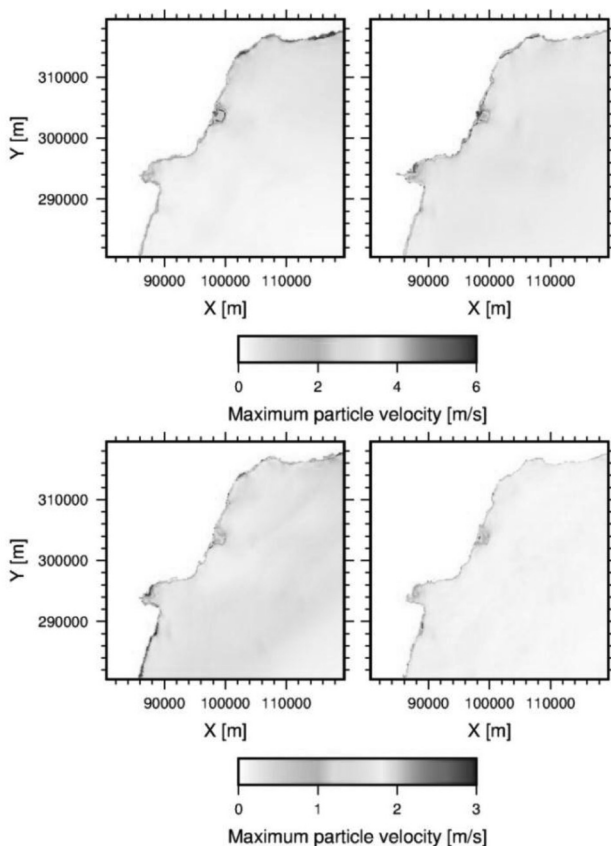


Fig. 5. Computed field of maximum particle velocity: ShablaNE-SW (upper left), ShablaW-E (upper right), Balchik (bottom left), NW Turkey (bottom right) scenarios

The speeds from sources ShablaNE-SW and ShablaW-E reach the values of 6 m s^{-1} (top left and top right panels). Seismic source Balchik caused a speed up to 3 m s^{-1} , south of the city of Varna (bottom left panel). All four cases caused a specific field near the area of Golden Sands resort, north of Varna due to the peculiarity of the shallow bathymetry in front of the resort (Fig. 6).

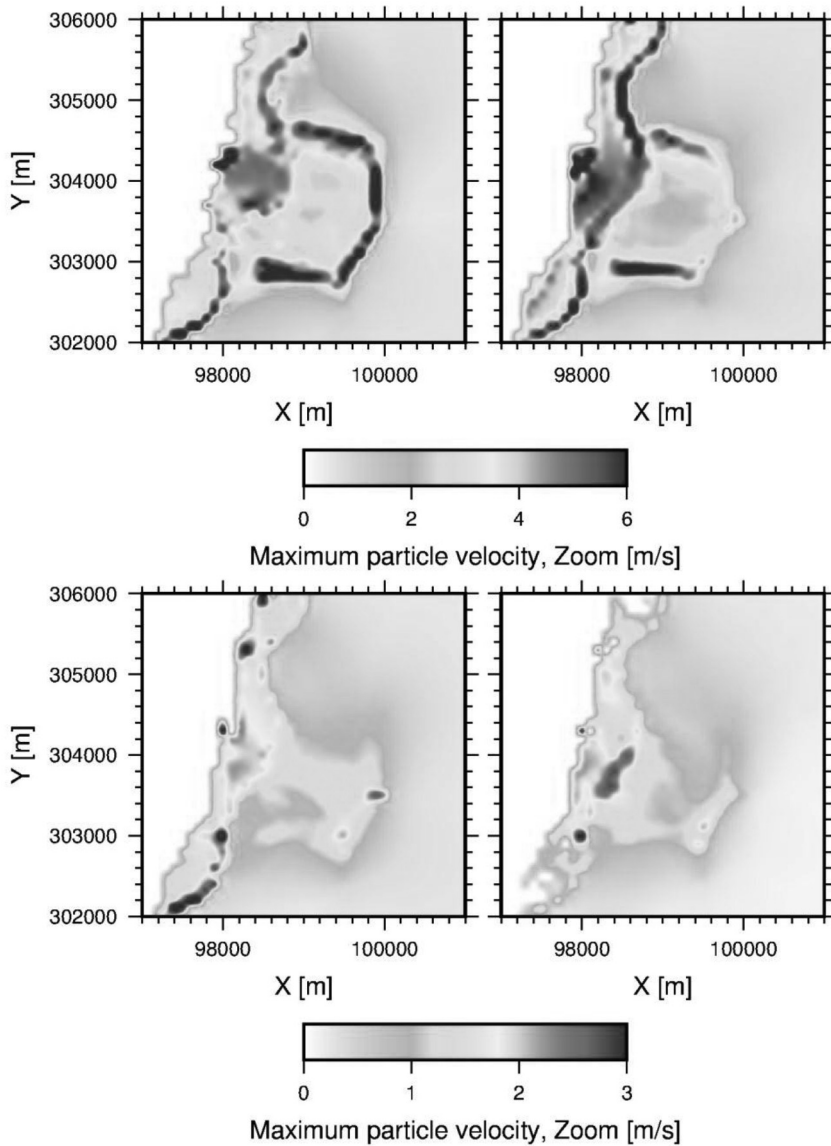


Fig. 6. Field of maximum particle velocity, zoom in on the area in front of Golden Sands resort, for all scenarios – see Fig. 5 caption

Entitled synthetic mareograms (virtual tide gauge stations) are obtained for a number of points close to the coastline and some points offshore (locations are shown in Fig. 2). These mareograms show the water elevations in certain point before, during and after the modeled tsunami waves. Thus we track out the sea water changes in each node due to the simulated earthquake-induced tsunami.

Fig. 7 shows time series at seven grid nodes from all four sources. Four points are on land (number 2, 6, 13 and 24) and the computed water elevations are only positive.

Virtual tide gauge n. 2 and n. 6 are placed very close to the shore – the first one close to the port of Varna, the second one near the central beach of Varna. In less than 50 minutes the waves from hypothetical seismic source ShablaNE-SW and seismic source Balchik reached the port of the city of Varna with amplitudes of +0.55 m. The maximum positive wave is computed for ShablaW-E source – about +1.0 m. The waves from NW Turkey seismic source reach the port in about 80 minutes after the origin time with estimated range of 0.5 m. Gauge n. 6 show larger water elevation, 1.7 m above sea level, again from ShablaW-E source. Most of the oscillations end 240 minutes after the origin time, with the exception of the ShablaNE-SW in which last about 300 minutes with amplitudes of +0.5 m due to the numerous reflections.

Virtual tide gauge n. 13 and n. 15 are placed close to “Sts. Constantine and Helen” resort, north of city of Varna. Gauge n. 13 show positive sea level elevations of +1.6 m and +0.9 m for ShablaW-E and ShablaNE-SW sources respectively. The oscillations subside very quickly in comparison with the other synthetic mareograms – 100 minutes after the origin time. Practically insignificant variations in sea level due to seismic sources Balchik and NW Turkey. Virtual tide gauge n. 15 displays initial negative waves from three of the seismic sources. The maximum wave height does not happen at the leading but the secondary waves. Computed extreme water elevations vary between -0.6 m and $+1.3$ m as a result of ShablaW-E seismic source. 110 minutes after the origin time the oscillations shift in the interval ± 0.4 m for all four sources.

Virtual tide gauge n. 21 is located near the coastline of the central beach of Albena resort. In this node, ShablaW-E source prevails with computed water elevations between -0.9 m $+1.6$ m. It is interesting that the behavior of ShablaNE-SW and ShablaW-E is almost the same at this point, initial negative oscillations and later positive waves with period of 17–20 minutes. The initial waves due to Balchik seismic source are negative with estimated water displacements of -0.6 m.

Virtual tide gauge n. 23 and n. 24 are placed very close to the port of Balchik. Although these gauges are near the hypothetical source of Balchik, maximum positive elevations are coming from seismic source ShablaNE-SW while the negative displacements of -0.73 m are induced by seismic source Balchik only 7 minutes after the origin time. Maximum sea water elevation is caused by ShablaNE-SW and ShablaW-E, around $+1.0$ m.

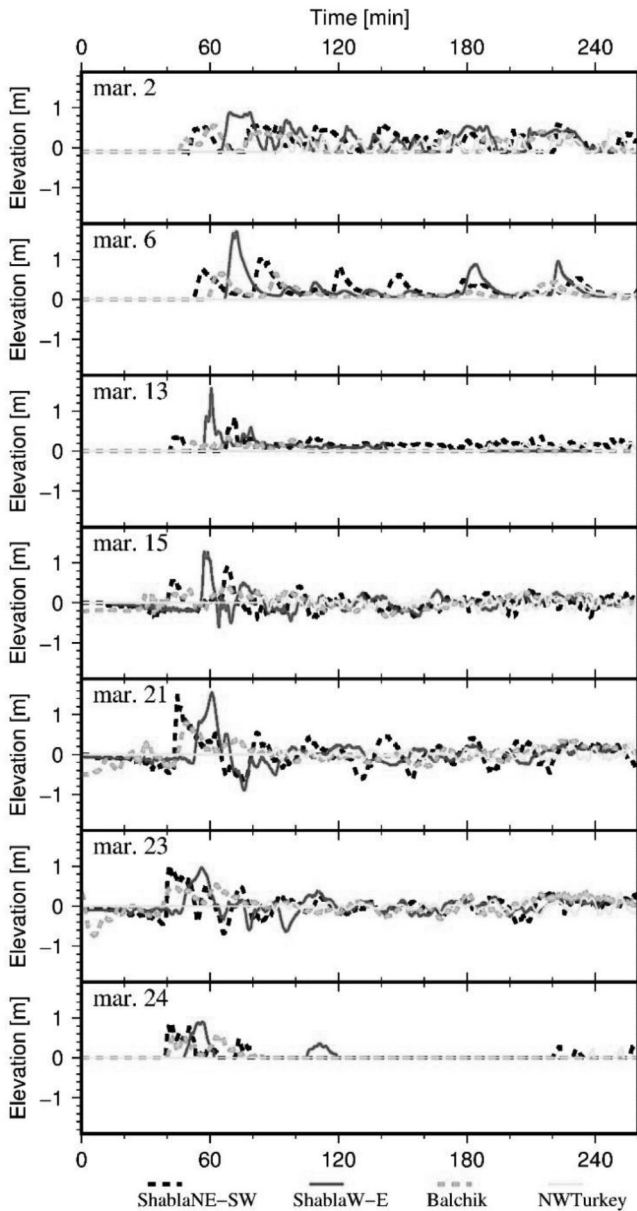


Fig. 7. Computed time series for all four scenarios for the first 260 min of tsunami propagation

The maximum water column on land is computed and plotted in Fig. 8, zooming on Varna and Balchik zones. The figure presents the inundation caused by ShablaNE-SW (left) and ShablaW-E (right) seismic sources for the region of Albena-Balchik (top panels) and Varna – “Sts. Constantine and Helen” resort

(bottom panels). We can conclude that hypothetical seismic source ShablaNE-SW affects much more the area of the city of Balchik, while ShablaW-E causes local inundations in the bay of Varna and especially near the port. Both of the sources could generate inundations in Albena resort. The computed water columns on land are between +0.4 m and +0.8 m. Hypothetical seismic source ShablaNE-SW does not affect Varna port according to presented simulations.

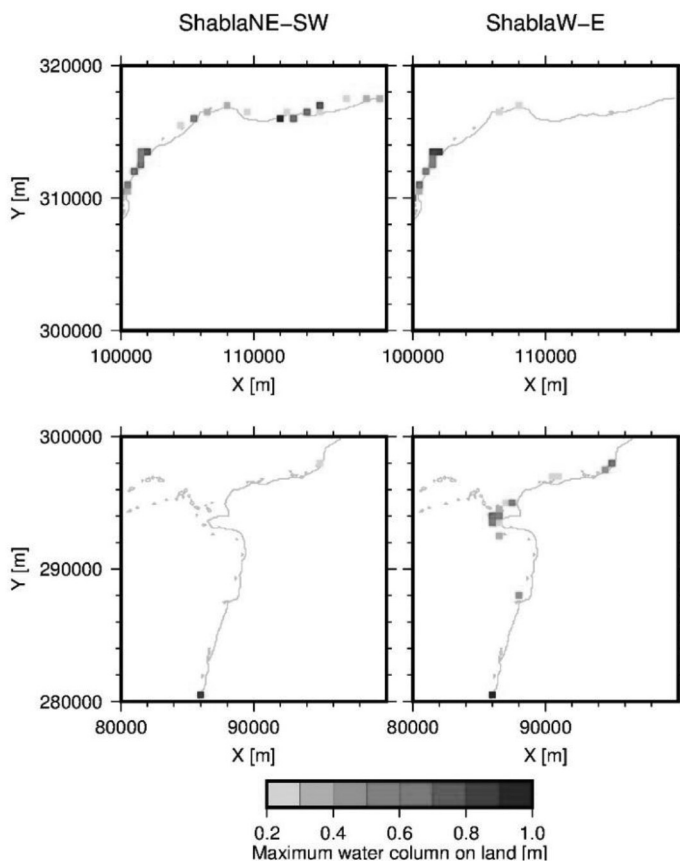


Fig. 8. Water column on land. Zoom in Albena-Balchik (top) and Varna – „Sts. Constantine and Helen” resort (bottom) areas. Hypothetical seismic sources ShablaNE-SW (left) and ShablaW-E (right)

4. CONCLUSIONS

In this study we examined the tsunami impact on the north-eastern part of Bulgarian Black Sea coast by using simulations performed by means of the numerical code UBO-TSUF. We considered earthquake-induced tsunamis related to four seismic sources – three of them near Shabla seismic zone and one situated

near the north-western part of the Turkish Black Sea coastline. We built two nested grids with different resolution. The propagation and time travel series in certain nodes are discussed in detail. We built the field of maximum particle velocity in the finest grid and we pointed out places with maximum water column on land. Simulations show that the region of Varna is affected moderately by inundations up to 0.63 m, while the water column in Balchik area can reach 0.91 m.

REFERENCES

- [1] Maramai, A., B. Brizuela, L. Graziani. *Annals of Geophysics*, 2014, **57**, 4, S0435.
- [2] Papadopoulos, G. A., A. Fokaefs. *ISET Journal of Earthquake Technology*, 2005, **463**, 42, 4.
- [3] Papadopoulos, G. A., E. Gràcia, R. Urgeles, V. Sallares, P. M. De Martini, D. Pantosti, M. González, A. Yalciner, J. Mascle, D. Sakellariou, A. Salamon, S. Tinti, V. Karastathis, A. Fokaefs, A. Camerlenghi, T. Novikova, A. Papageorgiou. *Marine Geology*, 2014, **354**, 81.
- [4] Dimova, L., R. Raykova. *Ann. of Sofia Univ. "St. Kliment Ohridski", Faculty of Physics*, 2016, **109**.
- [5] Tinti, S., R. Tonini. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2013, **13**, 1795.
- [6] Dimova, L., A. Armigliato, G. Pagnoni, S. Tinti, R. Raykova. In: Proceedings of the 3rd Bulgarian National Congress on Physical Sciences, Sofia, Bulgaria, Sep. 29–Oct. 02, 2016, S06.57:1, Heron Press, Sofia.
- [7] http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/gebco_30_second_grid/
- [8] Jarvis, A., H. I. Reuter, A. Nelson, E. Guevara. *International Centre for Tropical Agriculture (CIAT)*, 2008, available from <http://srtm.csi.cgiar.org>
- [9] Pagnoni, G., A. Armigliato, S. Tinti. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2015, **15**, 2669.

СРАВНЕНИЕ МЕЖДУ МЕТЕОРОЛОГИЧНИ ДАННИ
ОТ НАБЛЮДЕНИЯ И ЧИСЛЕН МОДЕЛ ЗА РАЙОНИТЕ
НА БЪРДАРСКИ ГЕРАН И ГЕЛЕМЕНОВО

НАДЕЖДА КАДИЙСКА¹, ЦВЕТЕЛИНА ДИМИТРОВА², БОРЯНА МАРКОВА³,
РУМЯНА МИЦЕВА¹, НИКОЛАЙ РАЧЕВ¹

¹ Катедра „Метеорология и геофизика“

² Изпълнителна агенция „Борба с градушките“

³ Национален институт по метеорология и хидрология, БАН

Надежда Кадийска, Цветелина Димитрова, Боряна Маркова, Румяна Мицева, Николай Рачев. СРАВНЕНИЕ МЕЖДУ МЕТЕОРОЛОГИЧНИ ДАННИ ОТ НАБЛЮДЕНИЯ И ЧИСЛЕНИ МОДЕЛИ ЗА РАЙОНИТЕ НА БЪРДАРСКИ ГЕРАН И ГЕЛЕМЕНОВО

Направено е сравнение между метеорологични измервания от мрежите на Изпълнителната агенция „Борба с градушките“ и Националния институт по метеорология и хидрология за станциите Бърдарски геран–Кнежа и Гелеменово–Ивайло за периодите май–септември 2010–2014 г. Коефициентите на линейна корелация на Пийърсън между измерванията за двете мрежи са най-високи за температурата и най-ниски за относителната влажност. За Бърдарски геран и Гелеменово избрани характеристики са пресметнати със софтуер за обработка на аерологичен сондаж чрез използване на данни от метеорологични наблюдения и аерологичен сондаж, получен от числения модел GFS (Global Forecast System), или чрез използване само на сондаж от модела GFS. Най-високи са коефициентите на корелация за температурата, по-ниски – за относителната влажност, точката на оросяване и CAPE.

За контакти: Надежда Кадийска, Катедра „Метеорология и геофизика“, Физически факултет, Софийски университет „Св. Климент Охридски“, бул. Джеймс Баучър 5, 1164 София, тел.: +359 2 8161 629, E-mail: n.s.kadiyska@phys.uni-sofia.bg

Nadezhda Kadiyska, Tsvetelina Dimitrova, Boryana Markova, Rumjana Mitzeva, Nikolay Rachev. COMPARISON BETWEEN METEOROLOGICAL DATA OBTAINED BY OBSERVATIONS AND NUMERICAL MODELS FOR THE REGIONS BARDARSKI GERAN AND GELEMENOVO

A comparison between meteorological observations from Hail suppression agency operational network and from National institute of meteorology and hydrology network for the stations Bardarski geran–Knezha and Gelemenovo–Ivailo for the period may–september, 2010–2014 is made. The Pearson correlation coefficients between the different networks are highest for the temperature and lowest for the relative humidity. For Bardarski geran and Gelemenovo selected characteristics are computed by sounding software by using meteorological data from observations and aerological sounding obtained by numerical model GFS (Global Forecast System) or by using the sounding obtained by GFS only. The correlation coefficients are highest for the temperature and lower for the relative humidity, dew point and CAPE.

Keywords: метеорологични наблюдения, модел

PACS numbers: 92.60.-e

1. УВОД

Точността на метеорологичните измервания и гъстотата на мрежата са от изключително значение за успешната прогноза на времето. В България има изградени няколко независими мрежи за набиране на метеорологична информация, в които начинът, точността и честотата на провежданите наблюдения са съобразени с конкретните цели, които трябва да изпълняват организациите собственици на метеорологичните мрежи. Естествено възниква въпросът дали е възможно и удачно комбинирането на метеорологични данни от една мрежа с такива от друга с цел получаването на по-пълна информация за процесите в атмосферата и евентуално попълване на липсващи или недостатъчни данни. От друга страна, за решаване на метеорологични задачи все по-често се използват и резултати от числени модели за прогноза на времето, които пресмятат множество метеорологични параметри.

В първата част на настоящото изследване са сравнени метеорологични данни от мрежата на Изпълнителната агенция „Борба с градушките“ (ИАБГ) и Националния институт по метеорология и хидрология (НИМХ) за двойките станции Бърдарски геран–Кнежа (Северна България) и Гелеменово–Ивайло (Южна България). Една от целите е да се определи има ли съществена разлика между измерванията в две сравнително близки точки и до каква степен може данните да бъдат взаимнозаменяеми. Чрез използване на софтуер за обработка на аерологичен сондаж, разработен от Димитър Сираков [1] и доразвит от Dimitrova et al. [2], са пресметнати избрани термодинамични индекси по два различни начина. Единият е чрез използване на приземни данни от мрежата на ИАБГ и получен от числения модел GFS [3] сондаж (вертикални профили на температурата и влажността), други-

ят е чрез използване само на моделния сондаж. Целта е да се провери до каква степен получените крайни резултати се различават и дали винаги е необходимо да се използват и приземни данни от измервания. Използването на сондаж, получен от числен модел, се налага, тъй като аерологичен сондаж в България се прави само веднъж в денонощието и в една точка (12:00 UTC, София).

2. ИЗПОЛЗВАНИ ДАННИ И МЕТОДОЛОГИЯ

Разстоянието между Бърдарски геран (с надморска височина 155 m) и Кнежа (116 m) е 12 km, а между Гелеменово (260 m) и Ивайло (222 m) е 6,8 km (фиг. 1). Независимо от близостта на двойките станции различната им надморска височина, локалните условия и др. водят до разлики в измерените метеорологични елементи. В настоящото изследване са сравнени приземните данни за температурата (T), налягането (P) и относителната влажност (RH). Разгледани са летните месеци май–септември за периода 2010–2014 г. Измерванията са направени в 12:00 UTC (15:00 ч. лятно местно време, EEST). Извадката за всяка двойка полигон–станция на НИМХ е разделена на три групи: всички дни (all), дни без валеж (clear), дни с валеж (rain), като класифицирането е направено на базата на регистрираните явления в мрежата на ИАБГ. Като „дни с валеж“ са означени тези, при които е валило поне в един от сроковете 12:00 UTC и 15:00 UTC и поне в една от ракетните площадки, като данните са за 3-часово количество валеж в изминал период. Използваните означения за всяка характеристика са, както следва: за Бърдарски геран (Bg), Кнежа (Kn), Гелеменово (Ge), Ивайло (Iv), числен модел (GFS) и за коя от трите групи (all, clear или rain).

Обемът на извадката е следният: за Бърдарски геран са разгледани общо 684 дни, от които 598 са без валеж и 86 с валеж; за Гелеменово – общо 694 дни, 474 без и 220 с валеж. В приложените таблици обемът на извадките е даден в ред с означение „N“.

Използвани са резултати от числения модел за прогноза на времето GFS, достъпни в базата данни на GDAS (Global Data Assimilation System) [3] с разделителна способност $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. В тази база данни се архивират анализирани полета на метеоелементите в основните синоптични срокове и 3-часовите прогнози. За допълване на информацията с полета, които не се анализират при инициализацията на модела в основните



Фиг. 1. Карта, показваща разположението на Бърдарски геран, Кнежа, Гелеменово и Ивайло

синоптични срокове, се използват 6-часовите прогнози на модела. В настоящото изследване са използвани данни от GDAS – вертикални профили на температурата и влажността на атмосферата (наричани по-долу моделен сондаж) за 12:00 UTC над двата полигона на ИАБГ. Съществуват значителни разлики (около 170 m за Bg и около 580 m за Ge) между най-ниското моделно ниво и реалната надморска височина на полигоните. Поради тази причина са сравнени приземните стойности на измерените метеорологични елементи (T , P , RH) и пресметнатите точка на оросяване (Td) и дефицит на точката на оросяване ($T - Td$) със съответните моделни стойности.

Избраните термодинамични индекси на неустойчивост са $CAPE$ [4] и Li [5], дефинирани, както следва:

$$CAPE = g \int_{LFC}^{EL} \frac{\theta - \theta_e}{\theta_e} dz, \quad Li = T_{500} - TP_{500},$$

където θ е потенциалната температура на издигащата се индивидуална въздушна частица (ИВЧ), θ_e – потенциалната температура на околната среда, LFC е ниво на свободна конвекция, EL – равновесното ниво на ИВЧ (височината, на която издигащата се частица има същата температура като заобикалящата среда), T_{500} – температурата на 500 hPa, TP_{500} – температурата на обем въздух, издигнат адиабатно до 500 hPa от първоначалното си ниво.

Пресмятането на $CAPE$ може да се осъществи чрез използване както на потенциална температура, така и на абсолютната температура или виртуалната температура. При високите стойности на индекса ефектите от използване на различни температури не води до съществени разлики [6]. В настоящото изследване е използвана формулата

$$CAPE = g \int_{LFC}^{EL} \frac{T - T_e}{T_e} dz,$$

където T_e е температурата на околния въздух.

Индексите $CAPE$ и Li са пресметнати чрез софтуер за обработка на аерологичен сондаж [1, 2] по два начина. При първия за начални данни при земята са ползвани моделните данни, а във втория – приземни данни от наблюденията в полигоните. Направено е сравнение между стойностите на $CAPE$ и Li , пресметнати по двата начина.

Термодинамичните индекси на неустойчивост от десетилетия се използват в прогнозата на конвекция и също така в редица научни публикации [7], макар сами по себе си те да имат известни ограничения [8]. Затова и тук са включени два от най-често използваните.

3. РЕЗУЛТАТИ

3.1. СРАВНЕНИЕ НА ДАННИ ОТ МЕТЕОРОЛОГИЧНИ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА БЪРДАРСКИ ГЕРАН (ИАБГ)–КНЕЖА (НИМХ) И ГЕЛЕМЕНОВО (ИАБГ)–ИВАЙЛО (НИМХ)

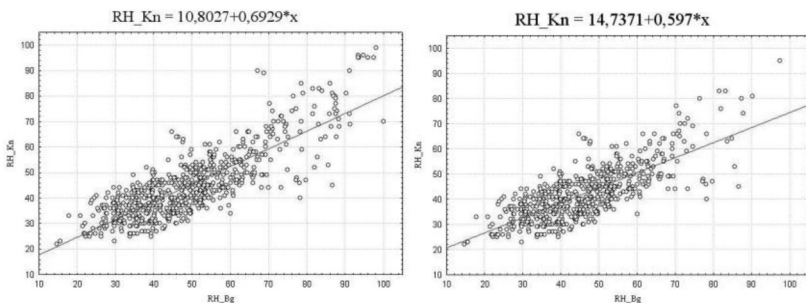
Изчислени са коефициенти на корелация между температурата, налягането и относителната влажност в три групи (all, clear, rain) за Бърдарски геран и Кнежа. Резултатите са представени в таблица 1. Коефициентът на линейна корелация на Пиърсън е означен с R , а с разделител долна черта е указано за кой район и коя група се отнася. За обработката на данните в настоящото изследване е използван софтуер STATISTICA 6 [9]. Избрано е ниво на значимост $\alpha = 0,5$ и всички изислени коефициенти на корелация при така избраното ниво са значими.

Коефициентите на корелация между температурите в Бърдарски геран и Кнежа са високи – 0,96–0,98, независимо в коя от групите попадат. За налягането са малко по-ниски, в интервала 0,88–0,92. Сравнително по-ниският коефициент на корелация за налягането вероятно се дължи на различната точност, с която се правят измерванията (ИАБГ – до 1 hPa, НИМХ – 0,1 hPa).

Таблица 1. Коефициенти на корелация за Бърдарски геран и Кнежа, 12:00 UTC

Параметър	R_Bg_Kn_all	R_Bg_Kn_clear	R_Bg_Kn_rain
T	0,98	0,97	0,96
P	0,90	0,88	0,92
RH	0,82	0,76	0,77
N	684	598	86

Сравнително по-ниски са коефициентите на корелация при относителната влажност. Определянето на относителната влажност се извършва по психрометричния метод, при който от съществено значение е точното измерване стойностите на атмосферното налягане и температурите на влажния и мокрия термометър. Малки неточности при измерване на температурите по двата термометъра могат да доведат до значителни грешки при определянето на относителната влажност [10]. Допълнително, значителни вариации на *RH* могат да бъдат предизвикани от локални източници на влага (наличие на водоеми, напояване, локално преваляване и др.). Коефициентът на корелация е най-нисък при ясните дни (0,76) и най-висок при всички дни (0,82). На фиг. 2 са показани диаграмите на разсейване (scatter plots) в двата случая.



Фиг. 2. Диаграма на разсейване на относителната влажност за всички дни (ляв панел) и дни без валеж (десен панел), измерени в Бърдарски Геран (BG) и Кнежа (Kn)

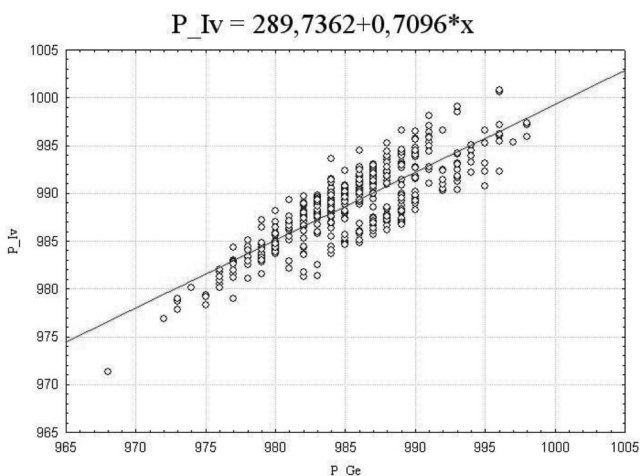
На фиг. 2 се вижда, че наклонът на правата (построена чрез линейна регресия) е по-малък в дните без валеж, което е по-ясно изразено при ниските стойности на относителната влажност.

В табл. 2 са представени коефициентите на корелация на метеоелементите за Гелеменово и Ивайло. Означенията са аналогични с тези в табл. 1, като след първата долна черта стои „Ge_Iv“.

Таблица 2. Коефициенти на корелация за Гелеменово и Ивайло, 12:00 UTC

Параметър	R_Ge_Iv_all	R_Ge_Iv_clear	R_Ge_Iv_rain
T	0,98	0,98	0,92
P	0,90	0,84	0,86
RH	0,82	0,86	0,83
N	697	474	220

Отново най-високи са коефициентите на корелация за температурата (над 0,92) във всички случаи. Относителната влажност е с коефициент на корелация в интервала 0,82–0,86 за различните групи. По-висок е, отколкото при предходната двойка полигон/станция на НИМХ. По-ниски са стойностите за коефициента на корелация между налягането, измерено в Гелеменово, и налягането в Ивайло в дните без валеж (0,84).



Фиг. 3. Диаграма на разсейване на налягането в дни без валеж за Гелеменово (по абсцисата) и Ивайло (по ординатата)

На фиг. 3 е представена диаграмата на разсейване за измереното налягане (без привеждане към морско ниво) в Гелеменово и Ивайло. Вероятно различните точности и методи (за ИАБГ – с барограф), с които се измерва атмосферното налягане, са причина за сравнително голямата разпръснатост на точките. Освен това трябва да се има предвид и разликата в надморската височина (около 40 m).

От сравненията могат да бъдат направени следните изводи: силната корелация между данните за температурите за двойките полигон– станция на

НИМХ позволява те да бъдат използвани при процедури за контрол на данните и отстраняване на грешки, а при липса на данни при едно от измерванията – и за попълването им. При използване на данните е необходимо да бъдат направени корекции, отчитащи различната надморска височина.

3.2. СРАВНЕНИЕ НА ДАННИ ОТ МЕТЕОРОЛОГИЧНИ НАБЛЮДЕНИЯ И ЧИСЛЕН МОДЕЛ

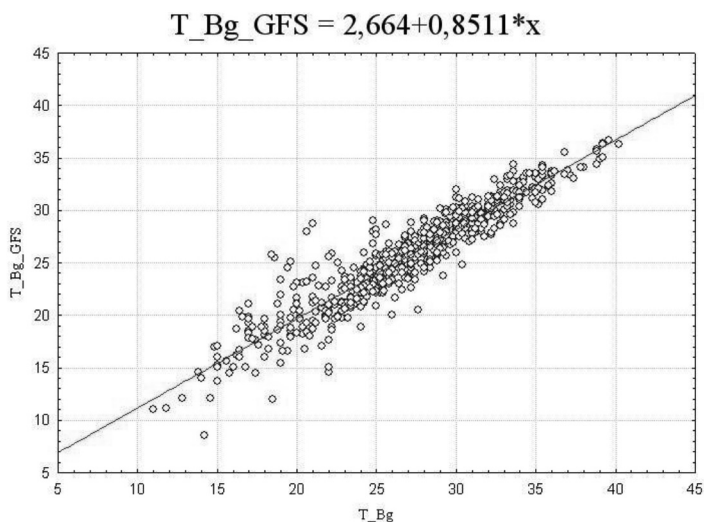
С помощта на софтуера за обработка на аерологичен сондаж по два различни начина са пресметнати избрани метеоеlementи и термодинамични индекси на неустойчивост. В първия случай за входни данни са използвани приземни измервания от полигон (температура, максимална температура, налягане, относителна влажност и скорост и посока на вятъра) и моделният сондаж за температура и точка на оросяване във височина. Във втория – само моделният сондаж.

В табл. 3 са представени коефициентите на корелация за описаните в предходния раздел параметри за Бърдарски геран между случаите с и без включването на приземни данни в моделния сондаж.

Таблица 3. Коефициенти на корелация за Бърдарски геран чрез моделни данни и данни от наблюдения, 12:00 UTC

Параметър	R_Bg_GFS_all	R_Bg_GFS_clear	R_Bg_GFS_rain
Li	0,75	0,74	0,77
T	0,94	0,94	0,87
Td	0,74	0,73	0,78
RH	0,77	0,73	0,63
CAPE	0,65	0,65	0,71
T-Td	0,79	0,76	0,64
N	684	598	86

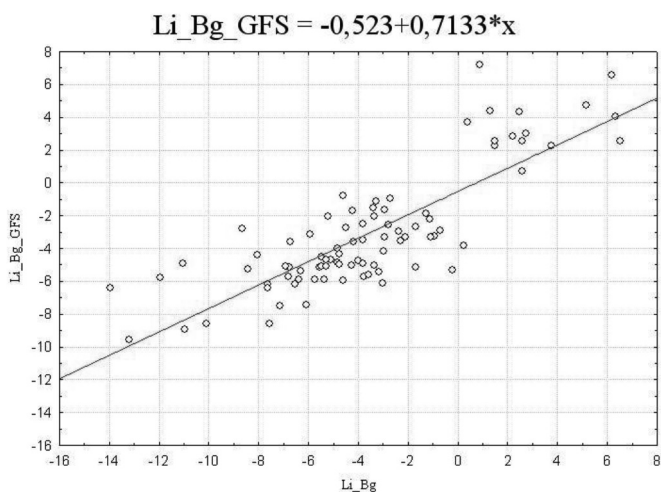
Коефициентите на корелация за температурата са високи и за трите групи данни (в интервала 0,87–0,94), независимо че има разлика във височината на най-ниското моделно ниво и реалната надморска височина на полигона. На фиг. 4 е показана диаграма на разсейване за всички случаи (all). Резултатите са без екстраполация (например по сухата адиабата) до нивото на полигона на данните за моделната температура, доколкото това би довело само до вертикално отместване на точките на фиг. 4.



Фиг. 4 Диаграма на разсейване на температурата от наблюдение и от модел (означена с „GFS“) за Бърдарски геран в 12:00 UTC

Коефициентите на корелация R за точката на оросяване и Li (табл. 3) също са добри, като в дни с валеж са малко по-високи (фиг. 5). Стойностите на R за $CAPE$ също са по-високи за дните с валеж, макар като цяло да са по-ниски. За относителната влажност и дефицита на точката на оросяване се наблюдава обратната зависимост в резултатите – коефициентите на корелация са по-ниски в дните без валеж, като са и с най-ниски стойности от изследваните характеристики (за RH : 0,63; за $(T - Td)$: 0,64). Една от възможните причини е по-малкият брой дни с валеж (86) .

Интересното при диаграмата на разсейване на Li в дните с валеж са някои високи стойности. По принцип, когато този индекс е с положителни стойности, атмосферните условия се считат за стабилни [11]. На фиг. 5 се виждат (в горния десен ъгъл) високи стойности на Li , а на полигона е регистриран валеж. Това още веднъж показва, че единствено стойностите на индекса Li в 12:00 UTC не могат да бъдат критерий за устойчивостта на атмосферата. Необходимо е провеждането и на подробен анализ на синоптичната обстановка и определяне на причините за възможен валеж – вътрешномасови или фронтални.



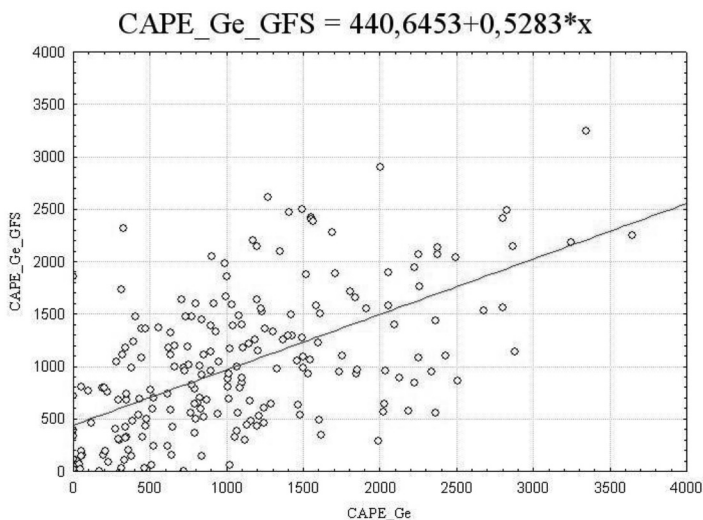
Фиг. 5. Диаграма на разсейване на *Li* от наблюдение и от модел за Бърдарски геран в 12:00 UTC

Корелационен анализ е направен и за Гелеменово, като резултатите са представени в табл. 4.

Таблица 4. Коefициенти на корелация за Гелеменово чрез моделни данни и данни от наблюдения, 12:00 UTC

Параметър	R_Ge_GFS_all	R_Ge_GFS_clear	R_Ge_GFS_rain
Li	0,86	0,86	0,71
T	0,91	0,91	0,90
Td	0,83	0,83	0,75
RH	0,79	0,73	0,69
CAPE	0,71	0,74	0,59
T – Td	0,81	0,75	0,75
N	697	474	220

Резултатите са почти аналогични, затова са отбелязани само разликите. За всички дни повечето от коefициентите на корелация в Гелеменово (табл. 4) са по-високи от съответните за Бърдарски Геран (табл. 3). Единствената характеристика, която има по-висок коefициент на корелация в тази група, е *T*. Броят на дните с валеж в Гелеменово (220) е по-голям, отколкото за Бърдарски геран (86). Най-нисък е коefициентът на корелация за *CAPE* в дните с валеж на Гелеменово, за които на фиг. 6 е представена диаграма на разсейване.



Фиг. 6. Диаграма на разсейване за *CAPE*, пресметнат с данни от наблюдение и от модел за Гелеменово в 12:00 UTC в дни с валеж

От фиг. 6 се вижда, че разликите в стойностите на *CAPE*, пресметнат по двата различни начина (чрез използване на измерени приземни данни и моделни и само по моделни данни), са големи. В преобладаващия брой случаи използването на входни данни само от моделен сондаж от GFS дава по-ниски стойности на този индекс.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Направени са сравнения между метеорологичните измервания, извършвани в два полигона на ИАБГ и съответните най-близки станции на НИМХ по време на топлото полугодие в рамките на пет години, разделени в три групи – всички дни, дни с валеж и дни без валеж. Резултатите са най-добри за температурата. За относителната влажност коефициентите на корелация са по-ниски, особено при ниските ѝ стойности в дни без валеж. За налягането от съществено значение е както надморската височина, така и начинът на измерване. Това може да е причината, поради която има разлика в измерените стойности на налягането, водеща до по-ниските коефициенти на корелация. Във втората част на изследването сравненията са между параметри, пресметнати със софтуер за обработка на аерологичен сондаж чрез използване на данни от метеорологични наблюдения, и моделен сондаж от GFS и чрез използване само на моделен сондаж.

Сравнявайки приземните данни (измерени и от числения модел), полученият за температурата коефициент на корелация е висок, но при относителната влажност и точката на оросяване получените стойности за коефициента на корелация са значително по-ниски. Нисък е и коефициентът на корелация за *CAPE*. Доколкото стойностите на индексите на неустойчивост са силно зависими от приземните температура и влажност, е желателно при пресмятането им да се използват данни от наблюдения с висока прецизност.

Markova and Mitzeva [12] показват, че използването на моделен сондаж в Североизточна България е оправдано. Настоящото изследване може да бъде продължено с използване на данни от моделен сондаж с добавени приземни данни, но изчисляването на термодинамичните индекси да се стартира с осреднени за приземните до 500 m метеорологични данни, както се препоръчва от редица автори [6–8]. Продължение на работата е възможно и чрез разделяне на дните с валеж на няколко подгрупи и изследване на индексите на неустойчивост за всяка подгрупа [13].

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Сираков, Д. Краен отчет по задача 16144-1: „Оптимизация на дейностите в противорадовата система на НРБ“ от ККП-2 „Проблеми на борбата с градушките и други неблагоприятни атмосферни явления“, тема № 16144, НИС, СУ „Климент Охридски“, 1987.
- [2] Dimitrova, Ts., Mitzeva, R., Savtchenko, A. *Atmos. Res.*, 2009, **93**, 30.
- [3] <http://www.ready.noaa.gov/READYamet.php>.
- [4] Moncrieff, M., Miller, M. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1976, **102**, 37.
- [5] Galway, J. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 1956, **37**, 528.
- [6] Doswell, C. A. III, Rasmussen, E. N. *Weather and Forecasting*, 1994, **9** (4), 625.
- [7] Doswell, C. A. III. On convective indices and sounding classification. Preprints. 5th Australian Severe Thunderstorm Conv., Avoca Beach, NSW, Australia, Bureau of Meteor., 1996, 7-12.
- [8] Doswell, C. A. III, D. M. Schultz. *Electronic J. Severe Storms Meteor.*, 2006, **1**(3), 1.
- [9] StatSoft, Inc. (2001). STATISTICA (data analysis software system), version 6.1, www.statsoft.com
- [10] <http://www.vaisala.com/Vaisala%20Documents/White%20Papers/lsh-Trouble-with-Humidity.pdf>
- [11] <http://www.woeurope.eu/cgi-bin/expertcharts?MODELL=gfs&MODELLTYP=1&VAR=lftx&INFO>
- [12] Markova, B. and R. Mitzeva. *Bul. J. Meteo & Hydro.*, 2011, **16**, 86.
- [13] Llasat, M. *Int. J. Climatol.*, 2001, **21**, 1385.

ИЗСЛЕДВАНЕ ИЗМЕНЕНИЯТА НА ТЕМПЕРАТУРАТА
НА МОРСКАТА ВОДА В ПОВЪРХНОСТНИЯ СЛОЙ
КРАЙ ЗАПАДНИЯ БРЯГ НА ЧЕРНО МОРЕ
ЗА ПЕРИОДА 2000–2015 г.

НИКОЛАЙ РАЧЕВ¹, ПЛАМЕН КРАЙЧЕВ²

¹ Катедра „Метеорология и геофизика“

² Национален институт по метеорология и хидрология, БАН

Николай Рачев, Пламен Крайчев. ИЗСЛЕДВАНЕ ИЗМЕНЕНИЯТА НА ТЕМПЕРАТУРАТА НА МОРСКАТА ВОДА В ПОВЪРХНОСТНИЯ СЛОЙ КРАЙ ЗАПАДНИЯ БРЯГ НА ЧЕРНО МОРЕ ЗА ПЕРИОДА 2000–2015 г.

В работата са оценени тенденциите в измененията на температурата на водата в повърхностния слой в четири станции по западното крайбрежие на Черно море за периода 2000–2015 г. Получените оценки за тенденциите са сравнени с аналогични от други изследвания, а също така и с тенденциите в изменението на температурата на въздуха. Установено е значително увеличение на средногодишните температури на морската вода за разглеждания период, което е обусловено основно от повишението на температурата на въздуха, а второстепенна роля имат морските течения. Показано е, че по-голямо е увеличението на температурите на морската вода в по-северните станции. Трендът на температурите през февруари е незначителен, а най-голям е през ноември.

Nikolay Rachev, Plamen Kraichev. CHANGES IN THE SEA SURFACE TEMPERATURE ALONG THE WESTERN BLACK SEA COAST FOR THE PERIOD 2000–2015

The changes of the sea surface temperature (SST) for four coastal stations along the western Black Sea coastline for the period 2000–2015 are determined. The estimated trends are

За контакти: Николай Рачев, Катедра „Метеорология и геофизика“, Физически факултет, Софийски университет „Св. Климент Охридски“, бул. „Джеймс Баучър“ 5, 1164 София, тел.: +359 2 8161 289, e-mail: nick@phys.uni-sofia.bg

compared with similar reports from other studies and with trends of the air temperature, also. It was found an increase in annual mean SST for the period of consideration, mainly coupled with the increase of the air temperature and the role of the sea currents is of secondary importance. It is shown that the SST trends are more significant in the northern stations. The trend of the SST in February is negligible, while the biggest trend is in November

Keywords: sea surface temperature, Black Sea

PACS numbers: 92.70.Kb, 92.05.Df

1. УВОД

През последните десетилетия една от най-дискутираните теми в обществото са климатичните изменения. В публикуваните за периода 1990–2013 г. 5 доклада на Междуправителствената експертна група по изменение на климата (IPCC) [1, 2] се документират все повече последици от глобалното затопляне. Най-съществени изменения се наблюдават в три от компонентите на климатичната система – атмосфера, хидросфера и криосфера.

Важна част от процеса на определяне на промените в климата на Земята са регионалните климатични изследвания. Измененията на средните температури не са еднопосочни по цялото земно кълбо, а едновременно се наблюдават райони с повишаващи се и намаляващи средни температури. През последните години са публикувани редица изследвания, разглеждащи измененията в температурата на повърхността в крайбрежните райони на Черно море, но в по-голямата си част те обхващат предимно северните части на морето. Недостатъчно внимание е отделено на промените на температурата на водата по българското черноморско крайбрежие. Основната идея на настоящото изследване е да бъдат обработени и анализирани налични данни за температурата на морската вода в западните части на морето, свободно достъпни от интернет, за периода 2000–2015 г.

Целта е да бъдат оценени тенденциите в измененията на температурата на морската вода в няколко крайбрежни станции в западната част на Черно море и те да се сравнят както с тенденциите за други райони на морето, а така също и с тенденциите на изменение на температурата на въздуха за територията на България.

2. КЛИМАТИЧНИ ПРОМЕНИ СПОРЕД ДОКЛАДИТЕ НА IPCC

Петият доклад на IPCC [1] със сигурност констатира, че глобалната средна температура на земната повърхност е нараснала от края на XIX век. Първото десетилетие на XXI век е било най-топлото за целия период на инструменталните записи. Много вероятно е най-топлият 30-годишен период за последните 1400 години да е този в северното полукълбо за периода 1983–2012 г. [1]. Средните глобални данни за приземната температура показват затопляне

със среден тренд от 0,08 °C за десетилетие за периода 1901–2012 г. Средният тренд за периода 1951–2012 г. е значително по-голям (0,118 °C за десетилетие). В сравнение със средната температура от периода 1850–1900 г. общите увеличения на средната глобална температура за периодите 1986–2005 г. и 2003–2012 г. са съответно 0,61 и 0,78 °C [1, 2]. Очевидно процесът на повишаване на средните глобални температури продължава с по-бързи темпове през последните години.

Най-голямо увеличение на температурите се наблюдава над континентите, като за периода 1979–2012 г. средният тренд е 0,262 °C на десетилетие. За същия период трендът на температурата в повърхностния слой (0–75 m) на океана е 0,12 °C за десетилетие по данни от преки измервания. Скоростта на нарастване на температурата на морската вода е над 2 пъти по-малка от тази на атмосферата [1]. За глобалната приземна температура трендът е 0,155 °C за десетилетие. Най-съществено е повишението на температурите в северното полукълбо. За океаните най-голямо увеличение на повърхностната температура се наблюдава в северния Атлантически океан.

Затоплянето на океаните се наблюдава и в дълбочина. Аномалиите на температурата на морската вода спрямо средната температура за периода 1971–2010 г. показват ясно затопляне след 1987 г., което след 2001 г. обхваща целия слой от 0 до 700 m. Повишението на температурите на морската вода в слоя от 0 до 700 m отново е най-добре изразено в тропичните и умерените ширини на северните части на океаните. След 1975 г. се наблюдава увеличаване на разликата между температурите на повърхността и на дълбочина 200 m, водещо до усилване на устойчивостта в повърхностните слоеве на океана. Налице е увеличение на топлосъдържанието на повърхностните (до 700 m) слоеве и промяна в режима на конвективните процеси в океаните. За периода 1971–2010 г. е отчетено нарастване на топлосъдържанието на системата океан–суша–атмосфера, като около 64 % от енергията е разходвана за повишаване температурата на горните 700 m на океана, а останалите 36 % са за увеличение температурата на останалата част на океаните, атмосферата, литосферата и за намаляване на криосферата [1].

3. ИЗМЕНЕНИЯ НА ТЕМПЕРАТУРАТА НА ВЪЗДУХА ЗА ТЕРИТОРИЯТА НА БЪЛГАРИЯ

През последните десетилетия са публикувани редица статии, разглеждащи климатичните характеристики на България [3–5]. Показано е, че локалният климат активно реагира на глобалните климатични промени. В изследването на Syrakova and Mateev [3] са анализирани климатични данни за температурата на въздуха за периода 1951–1995 г. Пресметнатите тенденции в изменението на температурите през лятото и есента са отрицателни, а през пролетта са положителни за територията на България, достигащи в някои станции интер-

вала 0,26–0,35 °C за десетилетие. При годишните трендове на температурата преобладават отрицателните стойности, особено в южна България, но трендовете са значително по-малки (от –0,06 до –0,15 °C за десетилетие) от сезонните. Положителни годишни трендове има само в някои станции на северна България, и то със стойности до 0,05 °C за десетилетие [3].

В климатичното изследване на Александров [4] е получено, че изменението на годишните температури през XX век не са статистически значими. От началото на 1980 година се наблюдава тенденция към слабо затопляне, усилено след 1990 г. За периода 1971–2010 г. е оценен тренд на повишаване на температурата от 0,38 °C за десетилетие. Последните години на XX столетие се характеризират и с увеличение на годишните максимална и минимална температури на въздуха [4].

Изследването на Рачев и Димитрова [5] разглежда периода 1995–2012 г. Оценената тенденция за повишаване на средногодишните температури за България е 0,58 °C на десетилетие по синоптични данни, 0,62 °C за десетилетие по данни от атмосферния реанализ ERA-Interim и 0,72 °C за десетилетие по климатични данни. Тези трендове са над два пъти по-големи от оценките на IPCC [1] за периода 1979–2012 г. Максималните температури се покачват повече от минималните. Това съответства на изводите на IPCC [1], направени за други райони. Най-много за разглеждания период се е повишила средната температура през есенните месеци [5].

Линейните трендове за периода 1995–2012 г., получени по синоптичните данни за станциите Варна и Бургас, са съответно 0,68 °C и 0,51 °C на десетилетие, а по климатичните данни са 0,9 °C и 0,62 °C на десетилетие. Средногодишните температури са най-високи през 2007 г. и значително превишават климатичните норми за Варна и Бургас – съответно с 1,8 °C и 1,5 °C [5].

Измененията на температурите за територията на България не са изолирани от тези за Европа и естествено е да ги следват в основни линии. Последното изминало десетилетие в Европа е било най-топлото за периода на инструменталните измервания [1].

4. ИЗМЕНЕНИЯ НА ТЕМПЕРАТУРАТА НА ВОДАТА В ЧЕРНО МОРЕ

Температурният тежим на полузатвореното Черно море е силно чувствителен към глобалните и регионалните изменения на температурата на атмосферата. Температурният режим в крайбрежните райони на Черно море се определя от географското местоположение, радиационните баланси на сушата и на повърхността на морето, процесите на обмен между повърхностните слоеве на морето и приводния слой на атмосферата, конвективния обмен между повърхностните и по-дълбоките слоеве, адвекцията на водни маси от морските течения, процесите на турбулентно смесване, сгонно-нагонните крайбрежни процеси [6]. В годишния топлинен баланс на морето

определящи са процесите на обмен през повърхността на морето, а поради уникалната термохалинна структура на повърхностните слоеве на Черно море климатичната изменчивост засяга най-силно горните 70–80 m от водите на морето.

В изследването на Репетин [6] са разгледани измененията на температурата на морската вода и на въздуха в 23 брегови станции, разположени от устието на р. Дунав до Кавказ. Показано е, че средногодишната температура на морската вода е по-висока от тази на въздуха във всички станции, като измененията на двете температури е почти синхронно. Аналогично е поведението и на годишните амплитуди на температурата на водата и въздуха, като съществува обратна пропорционалност между стойностите на средногодишните температури и годишните амплитуди.

При изследване на междугодишната изменчивост на температурата на повърхността на морето са използвани станциите с най-продължителни редове от данни, покриващи периода 1924–2006 г. За този период трендове във всички станции по северното крайбрежие (от Одеса до Феодосия) са положителни. Повишението на температурата е най-съществено през зимния период – между 0,9–1,6 °C за 83 години за различните станции. Летните температури са с незначителни повишения, като единствено в най-северните станции (Одеса, Очаков) е регистрирано намаление с около 0,2–0,4 °C. По данни за период от сто години (1906–2006 г.) температурата на водата в Ялта се е повишила с 0,9 °C (т.е. тренд от 0,09 °C за десетилетие). Оцененият тренд в тази станция за периода 1986–2006 г. е около 1 °C за десетилетие, т.е. на един порядък по-голям [6]. Тази рязка промяна на тренда след 1986 г. е характерна за всички станции по северното крайбрежие на Черно море, като средният линеен тренд на нарастване на температурата на морската вода е 0,7 °C за десетилетие.

За някои от станциите по югоизточното кавказко крайбрежие трендовете на температурата на морската вода за периода 1924–2006 г. са отрицателни, въпреки положителните им стойности през последните 20 години на разглеждания период [6]. Изследването на Гицба и Екба [7] за станция Сухуми показва, че от 1895 до 1944 г. температурата на морската вода се е повишила с 0,1 °C, следва намаление с 0,23 °C за периода 1945–1992 г., а увеличението само за 20 години след 1992 г. е 0,8 °C.

Оцененият линеен тренд на повърхностната температура за цялата акватория на Черно море в изследването на Nardelli et al. [8] е 0,75 °C за десетилетие за периода 1985–2006 г. Подобни са и резултатите в изследването на Shapiro et al. [9], даващи трендове за периода 1985–2000 г., които за открито море са 0,48 °C, а за западните крайбрежни райони са 0,63 °C за десетилетие. Корелацията между данните за температурата на морската вода и температурата на въздуха са съответно 0,826 и 0,845, докато коефициентът на корелация между температурните редове за открито море и за шелфовите райони

е 0,506. Това ясно показва, че в крайбрежните райони съществено влияние имат и процесите, свързани с динамиката на шелфовата зона и пресноводния баланс. Оцененият в [6] среден коефициент на корелация между годишните стойности на температурата на морската вода в крайбрежните райони и температурата на въздуха е 0,85. Най-голям е за станциите в северозападната част на морето (0,85–0,93), а най-нисък (0,68–0,77) за станциите по югоизточното кавказко крайбрежие. Възможно обяснение на тези особености е потърсено в промяната на количеството на валежите и речния вток, водещо до промяна в устойчивостта на повърхностните водни слоеве [6].

Измененията на приземната температура на въздуха в Европа са под влияние на годишните колебания на температурата на повърхността на океана в Северния Атлантик [6]. В изследването на Симонов и Алтман [10] са определени колебания на температурите на морската вода в Черно море и на въздуха с периоди 2,2; 2,9; 7 и 25 години. Периодите около 12–18 години не съвпадат, като обикновено тези за морската вода са с 2–3 години по-големи от тези за атмосферата. В изследването на Nardelli et al. [8] е получена добра корелация (–0,65) между фазите на Североатлантическата осцилация (NAO) и дългопериодичните колебания на температурата на повърхността на Черно море. Показано е, че морето реагира на промените на NAO със закъснение от 2,4–3,5 години, като това е обяснено с факта, че сигналът се разпространява и в по-дълбоките слоеве на морето, променя се термохалинната структура на повърхностните слоеве и свързаната с това система от течения в морето. Показано е, че при положителна фаза на NAO се увеличава интензивността на двата кръговрата в източната и западната част на морето.

5. ИЗПОЛЗВАНИ ДАННИ

За реализирането на настоящото изследване са използвани налични не-обработени данни, свободно достъпни от интернет, за периода 2000–2015 г. Източник на метеорологични и океанографски данни е сайтът <http://www.stringmeteo.com> [11]. От този сайт са получени данни за температурата на морската вода в 4 станции на западния бряг на Черно море – Констанца, Шабла, Варна и Бургас. Данните за температурата на въздуха в станции Варна и Бургас са изтеглени от същия сайт [5].

Температурата на морската вода в повърхностния слой се измерва след пробовземане от дълбочина не по-голяма от 1 m. Пробовземането обикновено се извършва от крайбрежно съоръжение, навлизащо на няколко десетки метра навътре в морето. Различните условия в отделните станции, заедно със субективния фактор при извършване на измерванията, са предпоставка за нарушаване съпоставимостта на данните. Това не е пречка за осъществяване на основната цел на настоящото изследване, а именно, оценка на трендовете на изменение на температурата на морската вода.

Измерванията на температурата на повърхностния слой морска вода се извършват в три от основните синоптични срокове 6, 12 и 18 UTC. В редиците от данни за някои от разглежданите станции и за отделни периоди присъстват само измерванията в 12 UTC. Най-пълни са данните за температурата на морската вода в Бургас. Те са с малко на брой липсващи срочни данни. С малко повече липсващи данните са тези за Констанца. В данните от Варна има няколко години, в който измерванията са правени по един път на ден, и то само в 12 UTC. За тази станция липсват данни за периода ноември 2011–януари 2012 г. Последната станция, от която са използвани данни, е Шабла, в която периодите с липсващи данни са най-много – изцяло липсват данни за януари–август 2000 г., февруари–септември 2001 г. и след октомври 2013 г. По тази причина времевият ред от данни за станция Шабла е с 4 години по-кратък. За разглеждания период има още една станция, в която е измервана температурата на морската вода – Ахтопол. Данните за нея са само за 12 UTC и за периода юни 2011– октомври 2013 г., поради което те не са използвани в настоящото изследване.

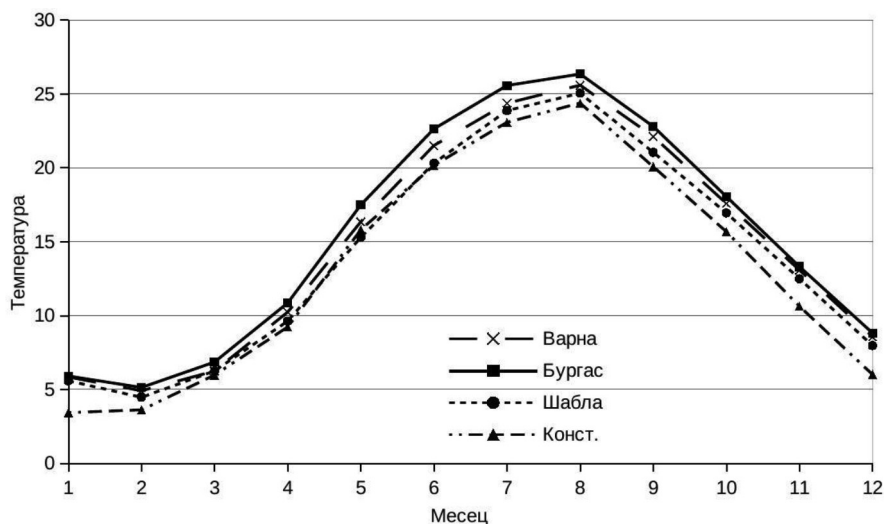
Определянето на средните дневни, месечни и годишни температури на водата е направено чрез осредняване на наличните данни. Липсата на регулярни данни естествено ще доведе до известно „изкривяване“ на получените резултати. Считаме, че това „изкривяване“ не е от голямо значение при изпълнението на целите на настоящото изследване, доколкото поради големия топлинен капацитет на водата денонощните амплитуди на температурата на морската вода са обикновено няколко десети от градуса и са на порядък по-малки от денонощните амплитуди на температурата на въздуха. При отсъствие на интензивни динамични процеси в крайбрежните райони (например ъпуелинг) месечните амплитуди на температурата на водата са обикновено до няколко градуса. Разбира се, най-добрият вариант е да се извърши хомогенизация на данните за температурата на морската вода чрез използване на данни за температурата на въздуха в станцията. Това е сложна процедура, доколкото денонощният ход на температурата на морската вода не зависи само от температурата на въздуха, а и от редица динамични причини. Използването на данни от съседните океанографски станции също не е възможно поради голямата им отдалеченост.

6. РЕЗУЛТАТИ

6.1. СРЕДНОМЕСЕЧНИ ТЕМПЕРАТУРИ НА МОРСКАТА ВОДА

Представянето на резултатите от обработката на данните започва с анализ на средномесечните температури. На фиг. 1 са представени осреднените за периода 2000–2015 г. средномесечни температури за четирите станции. Годишният ход на температурата се характеризира с постепенно затопляне от

3–6 °C през януари–февруари до максимална температура през август около 24–27 °C и последващ обратен процес на охлаждане на морската вода през есента до 6–8 °C. Стойностите на температурите са в пряка зависимост от географската ширина на станциите. Малко по-различен е годишният ход на температурата в станция Констанца, където най-ниските температури са през януари, а не през февруари.



Фиг. 1. Годишен ход на средните месечни температури на морската вода

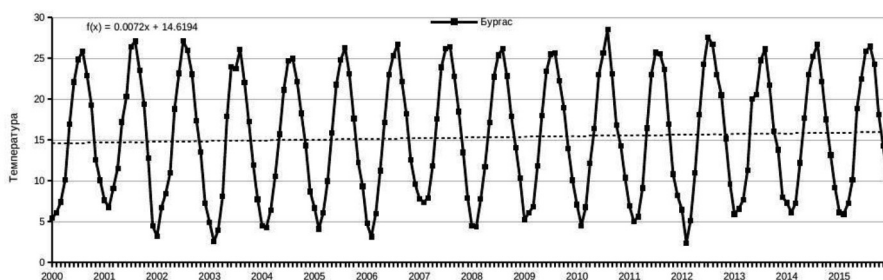
В разглеждания период има единични години, през които се наблюдава по-съществена разлика в годишния ход на температурата. Например за станциите Бургас и Варна януарските температури са били по-ниски от февруарските през 2000 и 2002 г. През 2002 и 2012 г. средномесечните температури през юли са били по-високи от тези през август за всички разглеждани станции. През 2003 г. средномесечните температури през юли са били необичайно ниски, като за станции Варна и Бургас са били по-ниски от температурите през юни 2003 г.

В табл. 1 са представени средните, максималните и минималните температури за четирите станции, а също така и максималните и минималните годишни амплитуди на температурата. В скоби е показан месеца и/или годината, през която са получени съответните стойности на температурата.

Таблица 1. Температурни характеристики за четирите станции през разглеждания период

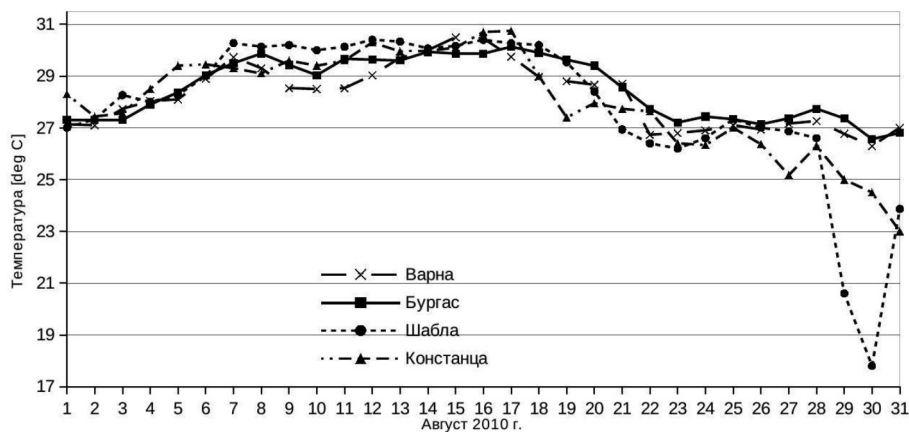
Температура	Бургас	Варна	Шабла	Констанца
Средногодишна	15,3	14,7	14	13,2
Най-висока средна месечна	26,3 (VIII)	25,6 (VIII)	25 (VIII)	24,4 (VIII)
Най-ниска средна месечна	5,1 (II)	4,9 (II)	4,5 (II)	3,4 (I)
Максимална месечна (VIII.2010)	28,5	28,2	27,9	27,9
Минимална месечна (II.2012)	2,4	2,8	1,8	1,1
Максимална годишна амплитуда	25,2 (2012)	24 (2010)	24,1 (2010)	25,7 (2010)
Минимална годишна амплитуда	19 (2007)	18,6 (2007)	19 (2011)	19,1 (2007)

През разглеждания период най-високи месечни температури са регистрирани през август 2010 г., а най-ниски – през февруари 2012 г., и за четирите станции. Максималните годишни амплитуди на температурата в три от станциите са през 2010 г. и са свързани с необичайно високите температури през август на тази година. Единствено в станция Бургас максималната годишна амплитуда е през 2012 г., когато температурата през февруари е била по-ниска от тази във Варна. През 2012 г. е отчетено и необичайно бързо затопляне на повърхностните води и достигане на максималните температури през юли. В три от станциите минимална е била годишната амплитуда на температурата през 2007 г. поради сравнително високите температури през февруари – с около 2 °С над средната за месеца температура. Единствено в Шабла минималната годишна амплитуда на температурата е през 2011 г., когато зимата е била относително топла, но с най-ниска температура през март и съответно при последвалото затопляне температурата през август е по-ниска от средната. Част от тези особености са видни на фиг. 2, на която е представен годишният ход на температурата по месечни данни за станция Бургас за периода 2000–2015 г.



Фиг. 2. Изменение на температурата на морската вода в станция Бургас

От данните в табл. 1 и фиг. 2 се вижда, че 2010 г. е била аномална по отношение на температурата на морската вода. През август 2010 г. са измерени рекордно високите срочни температури за целия разглеждан период, които са за: Шабла 31 °С (07.08.2010, 12 UTC); Варна 31,5 °С (13.08.2010, 12 UTC); Бургас 30,6 °С (17.08.2010, 18 UTC); Констанца 31,4 °С (17.08.2010, 12 UTC). На фиг. 3 са представени среднодневните температури за четирите станции за август 2010 г.



Фиг. 3. Среднодневни температури на морската вода през август 2010 г.

Характерно за първата седмица на август 2010 г. е, че температурата на морската вода в Констанца е по-висока от тази в трите по-южни станции. През втората седмица на август 2010 г. най-високи са температурите в Шабла, като се наблюдава и бързо повишение на температурата в станция Варна. В средата на третата седмица е регистрирана най-високата стойност на температурата в Бургас и едновременно и в Констанца. Следва понижение на температурите във всички станции до климатичните им норми. Към края на август (29–30.08.2010 г.) в района на Шабла се наблюдава рязък спад на температурите до 17,6 °С. Намаление на температурата се наблюдава и в Констанца. Основната причина за понижението на температурите в двете станции е явлението ъпуелинг, характерно за прибрежието на север от нос Калиакра, в резултат на духащия в случая близо две денонощия умерен южен вятър.

Регистрираните максимални температурни рекорди на морската вода през август 2010 г. са в резултат на комплексното влияние на няколко фактора: 1) продължително задържане на антициклонално барично поле над европейската част на Русия; 2) преобладаващо ясно време без валежи и достигане на необичайно високи температури на въздуха; 3) преобладаващ слаб североизточен вятър, водещ до даунуелинг в крайбрежните райони; 4) слаба бризова циркулация поради високите минимални температури; 5) необичайна циркулация в

западната част на Черно море, където западно от п-в Крим почти през целия месец е разположен квазистационарен антициклоничен вихър [12].

Едно от възможните обяснения за рекордните температури, измерени през август 2010 г. по нашето крайбрежие, е базирано на адвекцията на топли води от морските течения. Температурата на водата в началото на годината е близка до климатичните норми (фиг. 2). Според изследването на Гицба и Екба [7] за периода 1994–2012 г. максималните средни месечни температури в станция Сухуми (Грузия) за зимните месеци са измерени през 2010 г. и те са с около 2 °С по-високи от климатичните норми. Средногодишните температури на морската вода и на въздуха са били най-високи също през 2010 г. Хипотезата е следната: топлите води от източните части на Черно море са транспортирани от Основното черноморско течение в западната част на морето. След п-в Крим е формиран квазистационарен антициклоничен вихър, под чието влияние основната част от водите се отклонява на югозапад, а друга част се отклонява на северозапад, достигайки северозападните плиткни райони на морето. След допълнително затопляне при споменатите метеорологични условия в северозападните части на морето водите достигат българското крайбрежие. Имайки предвид факта, че затоплянето на морската вода през август 2010 г. е започнало от север на юг, вероятно адвекцията на топли води също е причина за достигането на рекордните температури на водата през лятото на 2010 г.

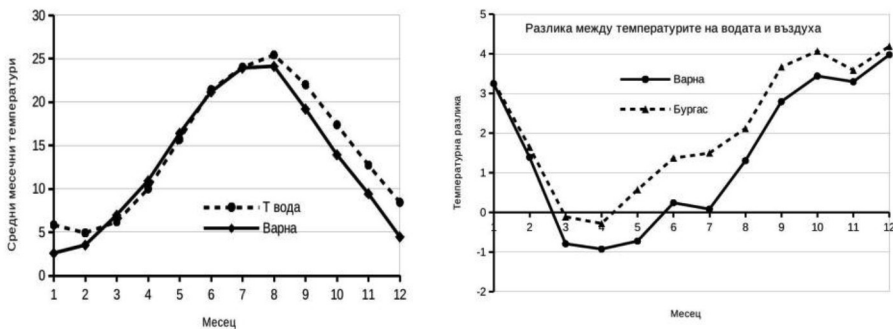
Адвекцията на студени води от крайбрежните течения е една от причините за регистрираните ниски температури през февруари 2012 г. Необичайно ниска през този месец е била и средната температура на въздуха, но намаление на средната месечна температура в станция Бургас от 0,7 °С през януари до –0,2 °С през февруари не може изцяло да обясни понижението на температурата на морската вода от 6,4 °С до 2,4 °С през този период. Допълнително температурата на морската вода през март 2012 г. в Бургас е с около 2 °С по-ниска от средномесечната, а е и с около 1,5 °С по-ниска от средната температура на въздуха. Анализът на спътникови изображения за температурата на морската вода [12] показва наличието на добре изразена фронтална линия край западните брегове на Черно море, разделяща студените крайбрежни води от топлите води в открито море. Най-ниска е температурата на водата в крайните северозападни райони на морето, като температурата постепенно се увеличава в южна посока. Фронталната линия се проследява и по югозападните брегове на морето [12]. През февруари 2012 г. северозападните крайбрежни райони на морето (включително Констанца) са били покрити с лед и адвекцията на студени води е една от причините за ниските температури на водата и в по-южните станции.

Подобна е ситуацията и през зимните месеци на 2011 г., когато средните температури на морската вода в Шабла и Варна през март са по-ниски от тези през февруари. В същото време средната температура на въздуха се е повишила – за станция Варна от 2,3 °С през февруари на 5,7 °С през март [11]. От фиг.

2 се вижда, че за станция Бургас температурата на морската вода през март е с около $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ по-висока от тази през февруари, при повишение на температурата на въздуха в станцията с $3,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Анализът на спътникови изображения за температурата на морската вода [12] отново показва наличието на добре изразена фронтална линия край западните брегове на Черно море, откриваща се до Босфора.

Адвекцията на води от Основното черноморско течение, а също така крайбрежните течения, речният вток, процесите на ъпуелинг и др. водят до изменения на температурата на морската вода и в някои случаи може да са определящи. Температурният режим на морската вода в крайбрежните станции зависи основно от взаимодействието с атмосферата [6, 9, 10, 13]. Имайки предвид това, е потърсена връзка между годишните изменения на температурата на въздуха и на водата в станции Варна и Бургас, за които са налични климатични данни за температурата на въздуха за периода до 2011 г. [5].

На фиг. 4 са представени годишният ход на температурата на морската вода и на въздуха за станция Варна и разликите между температурите на морската вода и на въздуха за станциите Бургас и Варна. Вижда се, че през зимните месеци ходът на температурата на водата от февруари до юни следва повишаването на температурата на въздуха. След месец май за Варна и април за Бургас температурите на водата са по-високи от тези на въздуха. Тази особеност се запазва и след достигането на максималните температури през месец август.



Фиг. 4. Годишен ход на температурата на морската вода и на въздуха за станция Варна (ляво) и разлики между средномесечните температури на морската вода и въздуха за Бургас и Варна (дясно), изчислени по данни за периода 2000–2011 г.

Това е свързано както с големия топлинен капацитет на водата, така и с адвекцията на води от Основното черноморско течение. За станция Варна е характерно, че за месеците март, април и май температурата на въздуха е по-висока от температурата на морската вода. За станция Бургас температурата на морската вода и въздуха почти се изравняват през март и април. Най-го-

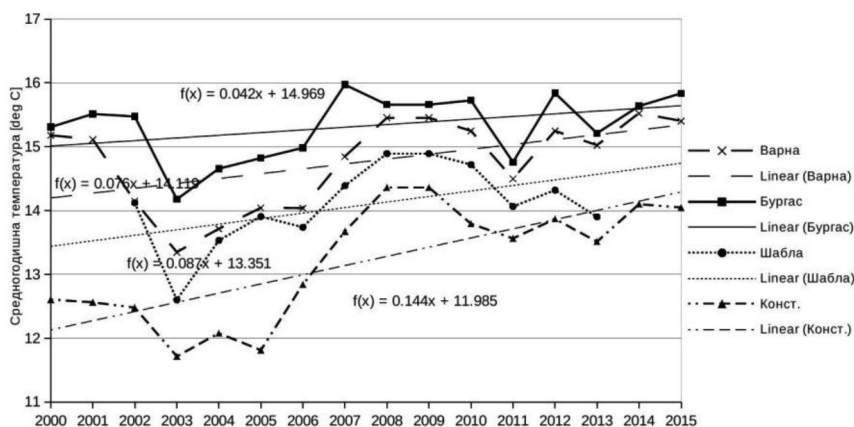
лемите разлики между температурата на морската вода и тази на въздуха са през декември – над 4 °С. Темпът на увеличение на разликата между двете температури във Варна за месеците юли–октомври е по-голям от съответния за Бургас.

6.2. ИЗМЕНЕНИЯ НА ТЕМПЕРАТУРАТА НА МОРСКАТА ВОДА ЗА ПЕРИОДА 2000–2015 г.

По данни за средногодишните стойности на температурата са оценени линейните трендове на изменение на температурата на повърхностния слой на морската вода за четирите разглеждани станции (фиг. 5). Те са, както следва: Бургас +0,42 °С за десетилетие, Варна +0,76 °С за десетилетие, Шабла +0,87 °С за десетилетие, Констанца +1,44 °С за десетилетие. Трендът за станция Шабла е за периода 2002–2013 г. Може да се направи изводът, че колкото по-северна е дадена станция, толкова по-голямо е увеличението на температурите. Сравнението на тези резултати с оценките на други автори [6, 8] за периода 1986–2006 г. показва, че увеличението на температурата на морската вода е с още по-бързи темпове за последните 16 години.

От фиг. 5 е видно добре, че междугодишните изменения на температурата на морската вода не са плавни и трендът не е линеен.

На фигурата са представени линейните трендове на температурата, за да могат да бъдат правени сравнения на стойностите им както между разглежданите станции, а така също и с резултати от други изследвания.



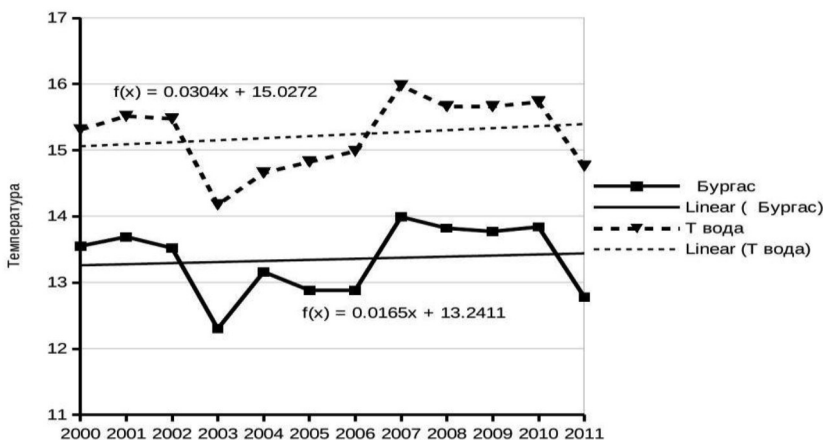
Фиг. 5. Средногодишни температури на морската вода за периода 2000–2015 г.

След относително топлите 2000 и 2001 г. следват няколко години с по-ниски температури. След 2006 г. до 2009 г. се наблюдава рязко увеличение на температурата. След поредното относително слабо понижаване до 2013 г.

следва ново увеличаване на средногодишните температури през последните две години 2013–2015 г. Подобни скокове в температурата на морската вода са регистрирани и през други години. По спътниковите данни за температурата на водата са открити бързи увеличения на температурата през 1993–1994 г., 1996–1998 г. и 2006–2007 г. [14]. Характерното е, че след подобни скокове на температурата в следващите няколко години тя остава относително висока.

Сравнени са измененията на температурата на морската вода и температурата на въздуха за периода 2000–2011 г. в станциите Варна и Бургас (фиг. 6). Средногодишната разлика между температурата на морската вода и въздуха е 1,5 °C за Варна и 1,9 °C за Бургас. Графиките на температурите на въздуха и на водата за Бургас имат приблизително еднакъв ход. По-съществено разминаване има за 2005 и 2006 г., когато по-ниските температури на въздуха не са довели до спад в температурата на морската вода. Изчисленият коефициент на линейна корелация между температурата на водата и въздуха е 0,96. Може да се направи заключението, че в дълбоко врязания в сушата и плитък Бургаски залив температурата се определя основно от вариациите в температурата на въздуха.

В станция Варна коефициентът на линейна корелация между температурата на водата и въздуха е 0,79, което показва, че повишаването на температурата на морската вода се дължи основно на повишаване на температурата на въздуха, но влияние има и адвекцията на водни маси от морските течения и други фактори.



Фиг. 6. Средногодишни температури на морската вода и въздуха в Бургас за периода 2000–2011 г.

Оцененият тренд за климатичните данни за температурата на въздуха в станция Бургас е 0,16 °C за десетилетие и е по-малък от тренда на нарастване на температурата на морската вода, който е 0,3 °C за десетилетие. Аналогична

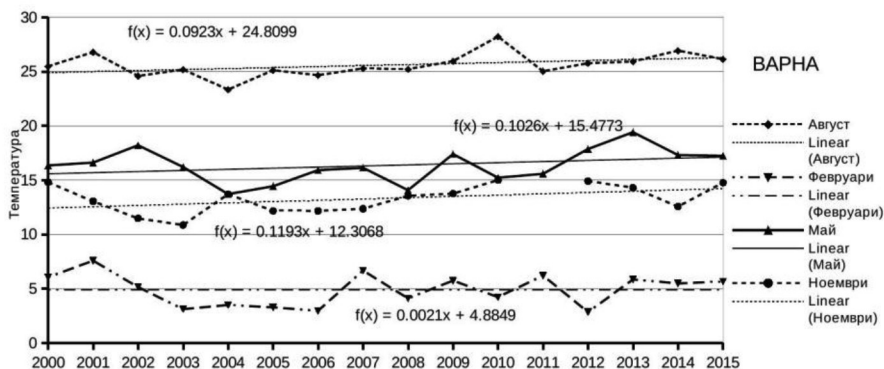
е и ситуацията във Варна, където и двата тренда са по-високи и са съответно 0,22 °C и 0,59 °C. Естествено, при къси редици от данни оценките за трендовете силно зависят от началната и крайната година на разглеждания период. Например оценените трендове на температурата на морската вода за периода 2000–2011 г. са с около 30 % по-малки от тези за периода 2000–2015 г. Сравнението за по-дълги периоди показва, че трендовете на изменение на температурите на морската вода и на въздуха в двете станции са почти еднакви. Това не е в съгласие с изводите от докладите на IPCC [1], според които температурата на въздуха над сушата се увеличава около 2 пъти по-бързо от температурата на повърхността на океаните. Оцененият среден за четирите станции тренд на температурата на морската вода за периода 2000–2015 г. е 0,87 °C и е няколко пъти по-голям от оценките на IPCC [1]. Една от причините за по-бързото повишаване на повърхностните температури в Черно море е, че поради уникалната термохалинна структура на водите измененията на температурата обхващат основно горните 70 m от водния стълб [15].

Анализ на някои от причините, водещи до наблюдаваните изменения на температурата на морската вода, е проведен в изследването на Полонски и др. [15]. В периода 1980–1990 г. е регистрирано съществено обновяване на водите на студения междинен слой (СМС), водещо до усилване устойчивостта през топлото полугодие и намаляване дебелината на повърхностния активен слой в морето. Принос за това има и тенденцията за разпресняване на повърхностните води. През 1990 г. горната граница на СМС се е издигнала до 40 m дълбочина. Показано е, че в повърхностните слоеве на морето до дълбочина 75 m определящи за промяната на температурата са сезонните колебания, а на по-големи дълбочини определящи са дългопериодичните изменения с периоди от порядъка на десетилетия. Очевидно за изясняване на факторите, водещи до промени на температурата на повърхността на Черно море, трябва да се отчетат не само промените в атмосферата, но и промените в термохалинната структура на морето, а също така и промените в морските течения. Пример за влиянието на теченията върху измерените температури на водата беше даден по-горе в текста.

Разгледани са и измененията в отделните станции през различните месеци за периода 2000–2015 г. На фиг. 7 са представени графики за измененията на температурата във Варна през февруари, май, август и ноември. Тези месеци са избрани като представителни месеци от сезоните. Най-голямо е увеличението на температурите за месец ноември, следвано от месец май. По-малко е увеличението на температурите за август, а трендът на температурите през февруари е близък до 0. Това се съгласува с изводите от Рачев и Димитрова [5] за сезонните трендове на изменение на температурата на въздуха за територията на България.

Аналогични резултати са получени и за станции Бургас и Констанца. Направените анализи показват, че тенденциите на изменение на февруарските

температури в тези станции са незначителни. Средният тренд на повишаване на температурите (за Бургас, Варна и Констанца) е най-голям за ноември: 1,5 °C за десетилетие, а по-малки са трендовете за май (1 °C за десетилетие) и за август (0,9 °C за десетилетие). Тези тенденции се различават от получените за станция Сухуми [7], където за периода 1992–2012 г. е получено най-голямо увеличение на температурата на морската вода през юли и август – съответно 2,2 и 1,6 °C, а февруарските температури са се понижали с 0,2 °C.



Фиг. 7. Средномесечни температури на морската вода за февруари, май, август и ноември във Варна за периода 2000–2015 г.

Приносът на отделните месеци към общото повишение на температурите на морската вода зависи от географската ширина. Например от общото за разглежданите четири месеца повишение на температурата в станция Бургас 45 % се дължи на повишението на температурите през месец май, а в Констанца съответният процент е 22. Обратна е зависимостта за месец август, през който относителното тегло на повишението на температурите нараства от 17 % в Бургас до 30 % в Констанца. Най-малко варира относителният принос на повишението на температурите през ноември – между 38 и 48 %, като най-много през разглеждания период са се повишили ноемврийските температури в Констанца.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тенденциите на нарастване на температурите на повърхността на Черно море по данни за четирите станции по западното крайбрежие, оценени за периода 2000–2015 г., са по-големи от тенденциите, получени от предишни изследвания [1, 6, 8]. Оцененият среден за четирите станции тренд на средногодишните температури е 0,87 °C за десетилетие. Най-голямо е увеличението на температурата в станция Констанца, а най-малко в станция Бургас. През

най-студения месец на годината (февруари) няма добре изразена тенденция на изменение на средногодишните температури на морската вода, докато през ноември са оценени най-големите трендове. Повишението на температурата на морската вода е пряко свързано с повишението на температурата на въздуха.

В някои от анализирания случаи трябва да се отчете и влиянието на морските течения, за да бъдат обяснени аномалните годишни и сезонни изменения на температурата на морската вода. За установяване и на други причини, свързани със същественото повишаване на температурата на морската вода, е необходимо изследването да бъде продължено с анализ и на промените в термохалинната структура на морето.

Настоящото изследване е част от дипломната работа на Пламен Крайчев „Изследване измененията на температурата на морската вода в повърхностния слой в западното крайбрежие на Черно море.“, защитена през 2016 г., ОКС „Магистър“, „Метеорология“, катедра „Метеорология и геофизика“.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Cambridge, 2013.
- [2] IPCC. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge, 2007.
- [3] Syrakova, M. and V. Mateev. *Bulgarian Geophysical Journal*, 2009, **35**, 33.
- [4] Александров, В. Климатични промени: състояние на проблема, научни изследвания в БАН и България. София, 2008.
- [5] Рачев, Н. и Д. Димитрова. *Annual of Sofia University „St. Kliment Ohridski“, Faculty of Physics*, 2016, **109**.
- [6] Репетин, Л.Н. В: *Мониторинг прибрежной и шельфовой зон морей*, УНИГМИ, 2012, 99-116.
- [7] Гицба, Я. и Я. Екба. *Известия Южного федерального университета, Технические науки*, 2013, **9** (146), 148.
- [8] Nardelli, B., S. Colella, R. Santoleri, M. Guarracino, A. Kholod. *Journal of Marine Systems*, 2010, DOI: 10.1016/j.jmarsys.2009.07.001.
- [9] Shapiro, G. I., D. L. Aleyunik, and L. D. Mee. *Ocean Sci.*, 2010, **6**, 491, doi:10.5194/os-6-491-2010.
- [10] Симонов, А. и Е. Алтман. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Черное моря*, т. 4, 1, Гидрометеоиздат, 1991.
- [11] <http://www.stringmeteo.com/synop/index.php>, Фактически данни, NOAA.
- [12] http://dvs.net.ru/mp/data/main_ru.shtml, Морской гидрофизический институт РАН.
- [13] Виноградов, К. А. *Очерки по истории отечественных гидробиологических исследований на Черном море*. Издательство академии наук Украинской ССР, 1958.
- [14] Гинзбург, А.И., А.Г.Константиной, Н.А.Шеремет. *СПДЗЗК*, 2011, **8**, 4, 209.
- [15] Полонски, А.Б, И.Г. Шокурова, В.Н. Белокопитов. *Мор. гидрофиз. Журн.*, 2013, **6**, 27.

ПРИЛОЖЕНИЕ НА ЕКСПОНЕНЦИАЛНО МОДИФИЦИРАНО
ГАУСОВО РАЗПРЕДЕЛЕНИЕ ЗА МОДЕЛИРАНЕ НА ФОРМАТА
НА АЛФА-ПИКОВЕ В АЛФА-СПЕКТРИ

СРЕБРИН КОЛЕВ

*Физически факултет
Софийски университет „Св. Климент Охридски“*

Сребрин Колев. ПРИЛОЖЕНИЕ НА ЕКСПОНЕНЦИАЛНО МОДИФИЦИРАНО ГАУСОВО РАЗПРЕДЕЛЕНИЕ ЗА МОДЕЛИРАНЕ НА ФОРМАТА НА АЛФА-ПИКОВЕ В АЛФА-СПЕКТРИ

Обект на настоящата работа е приложението на експоненциално модифицирания гаусиан като аналитичен модел за формата на асиметрични алфа-спектри (на моноенергетични алфа-частици) с дълги „опашки“ към ниските енергии. Даден е конкретен пример за моделиране на алфа-спектър по метода на най-малките квадрати, както и няколко идеи за оценка на началните параметри на модела и статистическите неопределености на оптималните параметри.

Srebrin Kolev. APPLICATION OF THE EXPONENTIALLY MODIFIED GAUSS DISTRIBUTION FOR PEAK SHAPE MODELING OF ALPHA-PEAKS IN ALPHA-SPECTRA

The subject of this work is the application of the exponentially modified Gaussian as an analytical model of the shape of asymmetric alpha-spectra (of monoenergetic alpha-particles) with low-energy tailing. A concrete example is given for the nonlinear least squares fitting of an alpha-spectrum, as well as some ideas regarding the initial educated guess of the parameters and the estimates of their statistical uncertainties after the minimization procedure.

Keywords: alpha spectroscopy, exponentially modified Gaussian

PACS number: 23.60.+e

За контакти: Сребрин Колев, Физически факултет, Софийски университет „Св. Климент Охридски“, бул. Джеймс Баучър 5, 1164 София, E-mail: srebrin.kolev@gmail.com

1. УВОД

Известно е, че енергетичният спектър на алфа-частиците, получени вследствие на радиоактивно разпадане, е дискретен. Въпреки това спектърът, който се наблюдава на изхода на една детектираща система, в повечето случаи е съществено по-различен по форма от отклика на детектора. Това прави задачата за деконволюция на алфа-спектри нетривиална и подканва за внимателно организиран подход при обработката на експериментални данни. В настоящата работа е разгледан един от най-успешните аналитични модели за апроксимиране и анализ на алфа-спектри, при който формата на пиковите (получени от алфа-частици) се моделира с експоненциално модифицирано гаусово разпределение. Изложена е същността на подхода и е демонстрирано приложението на метода за анализ на алфа-спектри, получени от сцинтилационен детектор с пластмасов сцинтилатор и източник Pu-239.

2. ЕКСПЕРИМЕНТАЛНА ПОСТАНОВКА

На фиг. 1 е показана експерименталната система, с която са получени спектрите (един от които е анализиран в настоящата работа). Тя се състои от източник Pu-239 (тип 1П9-122, произведен в СССР), пластмасов сцинтилатор (EJ-212, произведен от ELJEN Technology, САЩ); фотоелектронен умножител (R7600U-200, Hamamatsu, Япония); многоканален анализатор с вграден предусилвател (nanoMCA-SP, произведен от labZY, САЩ).

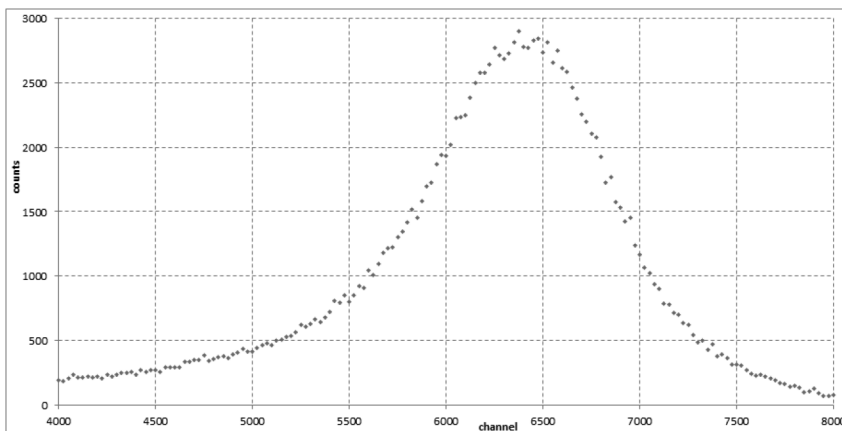


Фиг. 1. Схема на експерименталната система, с която са получени алфа-спектрите

Технологично между плутониевия източник и пластмасовия сцинтилатор има въздушен процеп с дебелина 0,5 mm. За подобряване на оптичния контакт между пластмасовия сцинтилатор и стъклото и между ФЕУ-то и стъклото е нанесен тънък филм от оптична смазка (Saint-Gobain crystals, Франция).

3. ХАРАКТЕРНИ ОСОБЕНОСТИ ПРИ АЛФА-ПИКОВЕ

На фиг. 2 е представен типичен алфа-спектър, получен от горната експериментална система. От съображения за прегледност в спектъра от фиг. 2 е показана само всяка 25-та точка. Избраният интервал на интерес (ROI) е [4000;8000]. Трябва да се подчертае, че лявата опашка в спектъра продължава до самото му начало, а в каналите след 8500 броят натрупани събития е незначителен, поради което наличието на какъвто и да било фон в диапазона на разглежданите енергии ще бъде пренебрегнато.



Фиг. 2. Алфа-спектър на Pu-239

Известно е, че характерната ширина на алфа-линията близо до максимума се дължи най-вече на гаусовия отклик на детектора. Наличието на дълга опашка към ниските енергии от своя страна може да се дължи на разнообразни фактори, водещи до загубата на енергия от алфа-частиците по пътя им към детектора. Това, разбира се, включва процеси като кулоново взаимодействие, стълкновения и генериране на фонони в материалната среда на източника и детектора (както и в средата между тях, с изключение на висок вакуум). Освен към ниските енергии обаче, опашки често се наблюдават и към високите енергии. Такива опашки се дължат главно на истински съвпадения от регистриране на алфа-частици едновременно с нискоенергетични гама-кванти или конверсионни електрони, излъчени след алфа-разпадането и попаднали в обема на детектора в рамките на разделителното време на системата [1].

4. МОДЕЛИРАНЕ НА ФОРМАТА НА АЛФА-ЛИНИИ

Ясно е, че дори функцията на отклика на детектора да бъде много добре известна, един директен опит за деконволюция на базата на преобразувания

на Фурие например би бил, меко казано, неуспешен, колкото и да е „добра“ натрупаната статистика.

През 1984 г. L'Noir предлага апроксимиране на опашката към ниските енергии с експоненциална зависимост [2]. Следователно за формата на спектъра на изхода на детектора би следвало да се очаква конволуция на експонента с гаусовия отклик на системата. Или

$$(f * g)(x) = \int_{-\infty}^{\mu} e^{\lambda(u-\mu)} e^{-\frac{(x-u)^2}{2\sigma^2}} du, \quad (1)$$

където μ има физичния смисъл на максимална енергия на алфа-частиците.

Пресмятането на интеграла (1) води до следния израз:

$$(f * g)(x) = \tilde{A} e^{\lambda(x-\mu)} \operatorname{erfc}\left(\frac{x-\mu+\lambda\sigma^2}{\sqrt{2}\sigma}\right), \quad (2)$$

където \tilde{A} е нормираща константа. Конволуцията на експонента с гаусиан често се нарича експоненциално модифициран гаусиан (EMG). Оказва се, че идеята за такъв модел е добра, но за да се опишат добре дългите опашки към ниските енергии, често се налага да бъдат добавени повече експоненти при конволуцията с гаусиана. Освен това опашката към високите енергии също може да бъде описана добре от няколко експоненти.

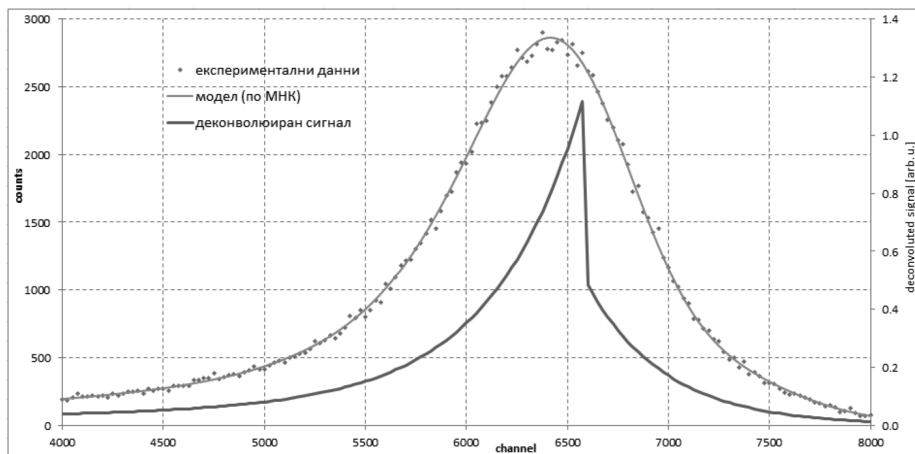
В практиката е удобно да се работи със следния израз [3] като модел на алфа-спектър:

$$F(x) = \sum_{k=1}^n A_k \left(\sum_{i=1}^{10} \eta_i \frac{\lambda_i}{2} e^{-\lambda_i(x-\mu_k) + \frac{\lambda_i^2 \sigma^2}{2}} \operatorname{erfc}\left(\frac{x-\mu_k + \lambda_i \sigma^2}{\sqrt{2}\sigma}\right) + \sum_{i=-3}^0 \eta_i \frac{\lambda_i}{2} e^{-\lambda_i(\mu_k-x) + \frac{\lambda_i^2 \sigma^2}{2}} \operatorname{erfc}\left(\frac{\mu_k-x + \lambda_i \sigma^2}{\sqrt{2}\sigma}\right) \right), \quad (3)$$

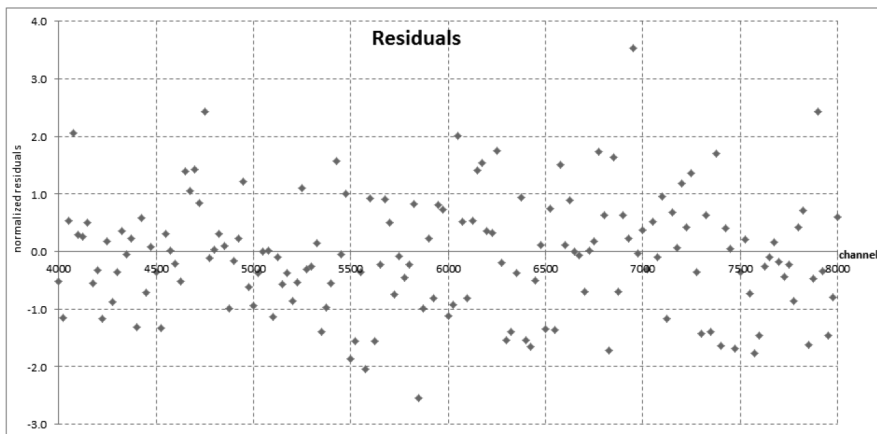
където $\sum_{i=-3}^{10} \eta_i = 1$, n е броят на алфа-линиите в спектъра, а A_k има смисъл на площ на k -тата линия в спектъра. Важно е да се отбележи, че поради крайната дължина на десните опашки е възможно някоя от експонентите в дясната част да даде отрицателен принос към площта на алфа-линията [4]. Това на практика не е проблем, стига да бъде спазена нормировката $\sum_{i=-3}^{10} \eta_i = 1$. Също така броят на левите (десет) и десните (четири) експоненти в опашките не е избран по специален начин, но практиката показва, че този брой е напълно достатъчен за коректното моделиране на алфа-спектри [4], като пълният брой от 14 експоненти сравнително рядко се достига.

5. ПОЛУЧЕНИ РЕЗУЛТАТИ И ОБСЪЖДАНЕ

За конкретния примерен спектър в настоящата работа са достатъчни две леви експоненти и две десни за коректно описване на опашките. На следващите графики са представени съответно направената по метода на най-малките квадрати (МНК) апроксимация (фиг. 3) и нормираните остатъци към модела (фиг. 4).



Фиг. 3. Моделиране на данните



Фиг. 4. Претеглени остатъци към модела

Някои от по-важните параметри на модела, както и техните статистически неопределености (получени от ковариационната матрица), са представени в табл. 1.

Таблица 1. Числени резултати за някои от оптималните параметри

	стойност	стат. неопр.
μ	6580.4	3.3
σ	280.0	2.2
A	4.501E+06	3.8E+04

При процедурата за минимизация могат да бъдат използвани различни методи (някои от които са сравнени в [5]), като за моделирането на спектъра от фиг. 2 е използван алгоритъмът на Levenberg-Marquardt, при който се постига сравнително бърза сходимост при добре подбрани начални оценки за параметрите на модела.

5.1. НАЧАЛНА ОЦЕНКА ЗА ПАРАМЕТРИТЕ НА МОДЕЛА

Тук са дадени няколко идеи как да бъде извършена началната оценка на някои от параметрите. Известно е, че далеч от нулата $\text{erfc}(x)$ се изменя сравнително бавно. Така на основата на (2) може да се направи заключението, че за оценка на $\{\lambda_i\}$ е удобно опашките в спектъра да бъдат разгледани на достатъчно голямо разстояние от μ и да бъдат апроксимирани с желан брой експоненти. Околността на μ , която трябва да се игнорира, може да бъде (например) $\mu \pm FWHM/2$. Разумните стойности за параметъра σ от своя страна ще бъдат малко под $\sigma = FWHM/2,355$. Освен това от (2) сравнително лесно се съобразява, че оптималната стойност на μ се очаква да лежи някъде влясно от максимума на спектъра, но на разумно разстояние от края на дясната опашка. Отделно от израза (3) се вижда, че A има смисъл на площ, която може да бъде оценена експериментално. Разбира се, тези разсъждения не са единствен или оптимален вариант за начална оценка на параметрите, но практически работят добре, що се отнася до анализа на една алфа-линия. Оценката на параметрите може да бъде затруднена, ако например имаме две или повече алфа-линии, които силно се „припокриват“.

5.2. КРИТЕРИЙ ЗА ИЗБОР НА БРОЯ ЕКСПОНЕНТИ В АНАЛИТИЧНИЯ МОДЕЛ

В табл. 2 са дадени резултати за експериментално пресметнати стойности на случайната величина хи-квадрат (χ^2) според броя леви и десни експоненти в модела (за спектъра от фиг. 2). Първият запис (нула леви и нула десни) съответства на моделиране на данните с гаусово разпределение. „Критичната“ стойност на хи-квадрат за вероятност 0,05 за грешка от първи род в случая е $\chi_{0,05}^2 = 4149$.

$$Xsq = \sum_{i=1}^N \left(\frac{y_i - f_i}{\sigma_i} \right)^2$$

Таблица 2. Стойности на Xsq при моделиране с различен брой експоненти

леви	десни	Xsq
0	0	3095174
1	0	162822
2	0	55052
2	1	5086
2	2	4023

Така един критерий за оптимален избор на броя експоненти в аналитичния модел (3) би могъл да бъде минималният брой експоненти, за който тестът за съгласие е издържан за избраното ниво на значимост. Използването на произволно голям брой експоненти (над оптималния) не е оправдано, тъй като в тези случаи се наблюдава несъществено подобрене в модела за сметка на нереалистично големи оценки за неопределеностите на параметрите, свързани с „излишните“ експоненти. Един некоректно зададен модел може несъмнено да доведе и до числена неустойчивост при решаването на задачата. Освен това добавянето на ненужни параметри в модела може да доведе до отнемване на оценките за μ и σ , а деконволюираният сигнал може да загуби физическия си смисъл, което се изразява в области, в които сигналът е отрицателен и/или притежава нехарактерна за физичните процеси (свързани с експеримента) форма.

5.3. ОЦЕНКА НА НЕОПРЕДЕЛЕНОСТИТЕ НА ОПТИМАЛНИТЕ ПАРАМЕТРИ

Най-съществена информация при анализа на алфа-спектър несъмнено се получава от параметрите $\{A_k\}$, $\{\mu_k\}$ и σ . В случаите, в които нормираните остатъци (residuals) са разпределени (поне приблизително) гаусово около нулата и избраният критерий за качество на модела е издържан, сравнително добра оценка за статистическата неопределеност на параметрите може да се получи от ковариационната матрица след края на процедурата за минимизация. Във всички останали случаи коректният подход би бил за всеки индивидуален пик в спектъра да се състави бюджет на неопределеностите, след което да се направи допълнителен анализ въз основа на разпространението на тези неопределености до крайните резултати, които получаваме за параметрите [4, 6].

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Идеята за апроксимиране на формата на един асиметричен алфа-спектър с експоненциално модифицирано гаусово разпределение в настоящата работа се доказва като отлична, съдейки по получените резултати. Добавянето на повече експоненти (до достигането на оптимален брой) в представения аналитичен модел (3) води до прогресивно подобрене в описанието на експерименталните данни. Същият модел може да бъде използван и за решаването на значително по-сложни задачи, като деконволюция на алфа-спектър, съдържащ няколко алфа-линии, съответстващи на близки енергии, количествен анализ и други [4].

Благодарности. Алфа-спектрите (един от които е анализиран в настоящата работа) са получени с прототип на сцинтилационен спектрометър, разработван в лабораторията по Метрология на йонизиращите лъчения във ФзФ на СУ в рамките на проект ДФНИ Т02/13 „ПОЛИРАД“. Авторът изказва благодарност на доц. д-р Красимир Митев за поставянето на проблема за анализ на алфа-спектри.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Michael, F. L'Annunziata, Handbook of Radioactivity Analysis, Academic Press, 2002.
- [2] A. L'Hoir. Study of the asymmetrical response of silicon surface barrier detectors to MeV light ions. Application to the precise analysis of light ions energy spectra I. Helium ions. *Nucl. Instrum. Methods*, 1984, **A 223**, 336.
- [3] Pommé, St., G. Sibbens. Alpha-particle counting and spectrometry in a primary standardisation laboratory. *Acta Chim. Slov.*, 2008, **55**, 111.
- [4] Pommé, S., B. Caro Marroyo. Improved peak shape fitting in alpha spectra. *Applied Radiation and Isotopes*, 2015, **96**, 148.
- [5] García-Toraño, E. A comparative study of minimization methods in the fitting of alpha-particle spectra. *Nucl. Instrum. Methods*, 1996, **A 369**, 608.
- [6] Pommé, S. Typical uncertainties in alpha-particle spectrometry. *Metrologia*, 2015, **52**, S146.