



On some peculiarities in the regime of the periods with five and more consecutive days with precipitation on the territory of Bulgaria

Krastina Malcheva*, Anelia Gocheva

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

Abstract. The paper presents and discusses series of daily precipitation data sets for the period (1960–2009), measured in 38 meteorological stations (mainly synoptic) representative for the territory of Bulgaria. Spatial-temporal distributions of samples with five and more consecutive days with precipitation and the corresponding precipitation amounts are analysed by stations, as well as for whole North and South Bulgaria. The resulting distributions are reviewed by months for the entire period of data, as well as for the sub-periods (1960–1984) and (1985–2009). The tendencies in the regime of the periods with five and more consecutive days with precipitation are analysed in the light of climate variability.

Keywords: climate change, consecutive days with precipitation

INTRODUCTION

The object of the study are the prolonged wet periods, namely the cases of five and more consecutive days with precipitation ($CDP_{\geq 5}$), registered in 38 representative meteorological stations located relatively evenly on the territory of Bulgaria. The aim of this study is to summarise the obtained results in some previous works (Gocheva A. et al. 2010, Gocheva A. et al. 2011), as well as to examine for considerable spatial-temporal changes in the regime of consecutive days with precipitation on the territory of the country in the light of the problem of climate change.

* krastina.malcheva@meteo.bg

DATA

Daily precipitation data for the period (1960–2009) from 19 stations in North Bulgaria and 19 stations in South Bulgaria (Fig. 1) are used. Samples with five and more consecutive days with precipitation are chosen as far as those cases occur practically annually and are commonly in the area above the 90th percentile of respective distributions.

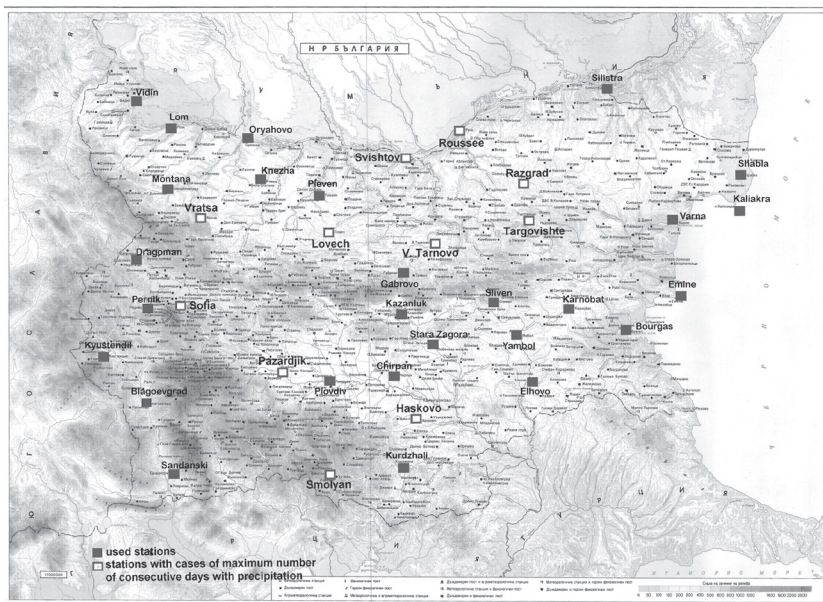


Fig. 1. Meteorological stations used in the study

RESULTS AND ANALYSIS

Number of consecutive days with precipitation

More than 6000 cases of $CDP_{\geq 5}$ are recorded during the 50-year period (1960–2009), namely 2927 cases in South Bulgaria and 3452 in North Bulgaria. The maximum and the minimum number of registered cases of $CDP_{\geq 5}$ are, correspondingly: 281 (Vratsa) and 95 (Shabla) in North Bulgaria; 240 (Sofia) and 69 (Emine) in South Bulgaria.

The total number of days ΣN_d and the total precipitation amount ΣP_d (mm) for the cases of $CDP_{\geq 5}$ over the periods (1960–1984) and (1985–2009) for the entire territory of the country and, separately, for North and South Bulgaria are compared in Table 1. Since 1984, the total number of days and the total precipitation amount decrease with about 40 days and 240 mm per year, as this negative trend is determined mainly by changes in the precipitation regime in South Bulgaria.

Against the background of these aggregated data, Fig. 2 gives a more detailed picture for the sub-periods (1960–1984) and (1985–2009) by stations.

Table 1. Comparison between ΣN_d and ΣP_d for the periods (1960–1984) and (1985–2009)

Region	All Bulgaria	North Bulgaria	South Bulgaria
<i>Total number of five and more consecutive days with precipitation (ΣN_d)</i>			
(1960–1984)	20001	10595	9406
(1985–2009)	19100	10738	8362
<i>Total precipitation amount (mm) for the corresponding number of days (ΣP_d)</i>			
(1960–1984)	121649	63838	57811
(1985–2009)	115699	64052	51647

After 1984, the total precipitation amount ΣP_d corresponding to a total number of days ΣN_d was reduced significantly, according to data sets from stations Oryahovo, Gabrovo, Veliko Tarnovo, Pernik, Kyustendil, St. Zagora, Smolyan, Sliven, and Karnobat. While, in North East Bulgaria and in some stations in other regions (Montana, Pazardzhik, Haskovo, Bourgas) a moderate to substantial increase is observed.

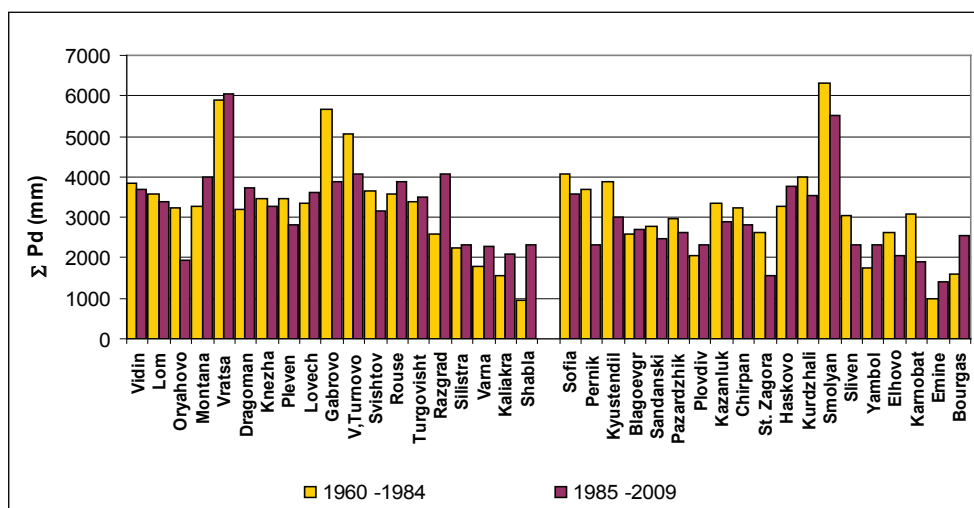


Fig. 2. Total precipitation amount ΣP_d for the periods (1960–1984) and (1985–2009) by stations

The frequency distributions of $CDP_{\geq 5}$ by the number of days show that about 50% of observed cases (Fig. 3) are those with 5 consecutive days with precipitation. About 90% of the samples consist of cases up to 10 consecutive days with precipitation, while the cases with over 10 consecutive days are very rare.

During the period under review, the most extreme cases of $CDP_{\geq 5}$ are registered, respectively:

In North Bulgaria: Vratsa – 20 consecutive days with precipitation (V.1980); Lovech – 17 days (III.1984); Svishtov, Razgrad, and Rousse – 17 days (XI, XII.1996); Veliko Tarnovo – 15 days (I.1981); Targovishte – 15 days (VII, VIII.1982);

In South Bulgaria: Haskovo – 20 consecutive days with precipitation (XI, XII.1998); Smolyan – 18 days (I.1985); Sofia – 17 days (V, VI.1971); Pazardzhik – 16 days (V.1980).

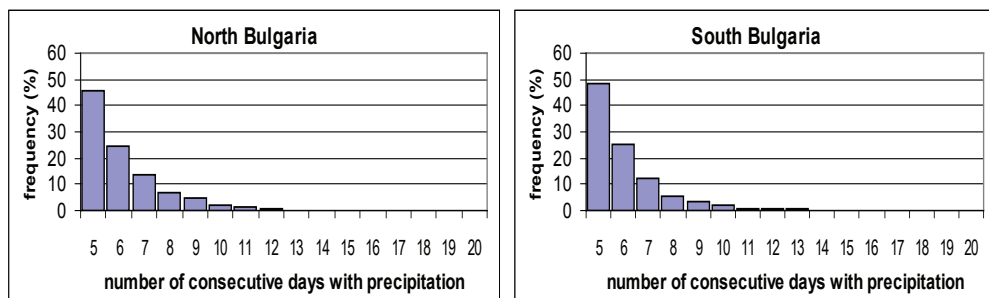


Fig. 3. Frequency distributions of CDP_{≥5} by the number of days

Distribution by months

The monthly distributions of CDP_{≥5} for North and South Bulgaria are presented in Fig. 4. One can see that in the late summer and early autumn these cases are under or around 5%, in according to the peculiarities of precipitation regime in the country.

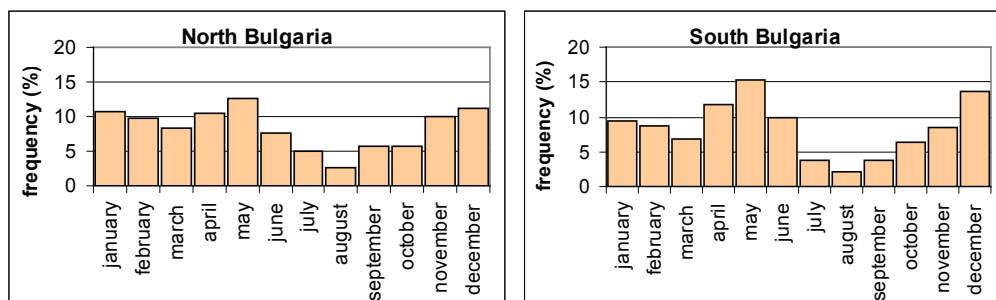


Fig. 4 Monthly distributions of CDP_{≥5}

The detailed analysis of the distributions by months for the periods (1960–1984) and (1985–2009) shows that after 1984, in the most of the stations in North Bulgaria, was registered an increase of CDP_{≥5} in the autumn and early winter and a relative decrease of CDP_{≥5} in the spring. Some exceptions are: stations Oryahovo and Gabrovo – the decrease of the parameter covers all months, without July and September; Vidin and Veliko Tarnovo – practically disappears the maximum in May; Razgrad and Shabla – completely changed distributions of CDP_{≥5} compared to the previous period (Fig. 5).

In South Bulgaria, a tendency of decreasing of $CDP_{\geq 5}$ from January to June is observed after 1984. About most of the stations, the moving average interpolation curves for the period (1985–2009) remain below these for the period (1960–1984). In some stations, there is a significant increase of $CDP_{\geq 5}$ from September to December (Blagoevgrad, Sandanski, Haskovo, and Burgas).

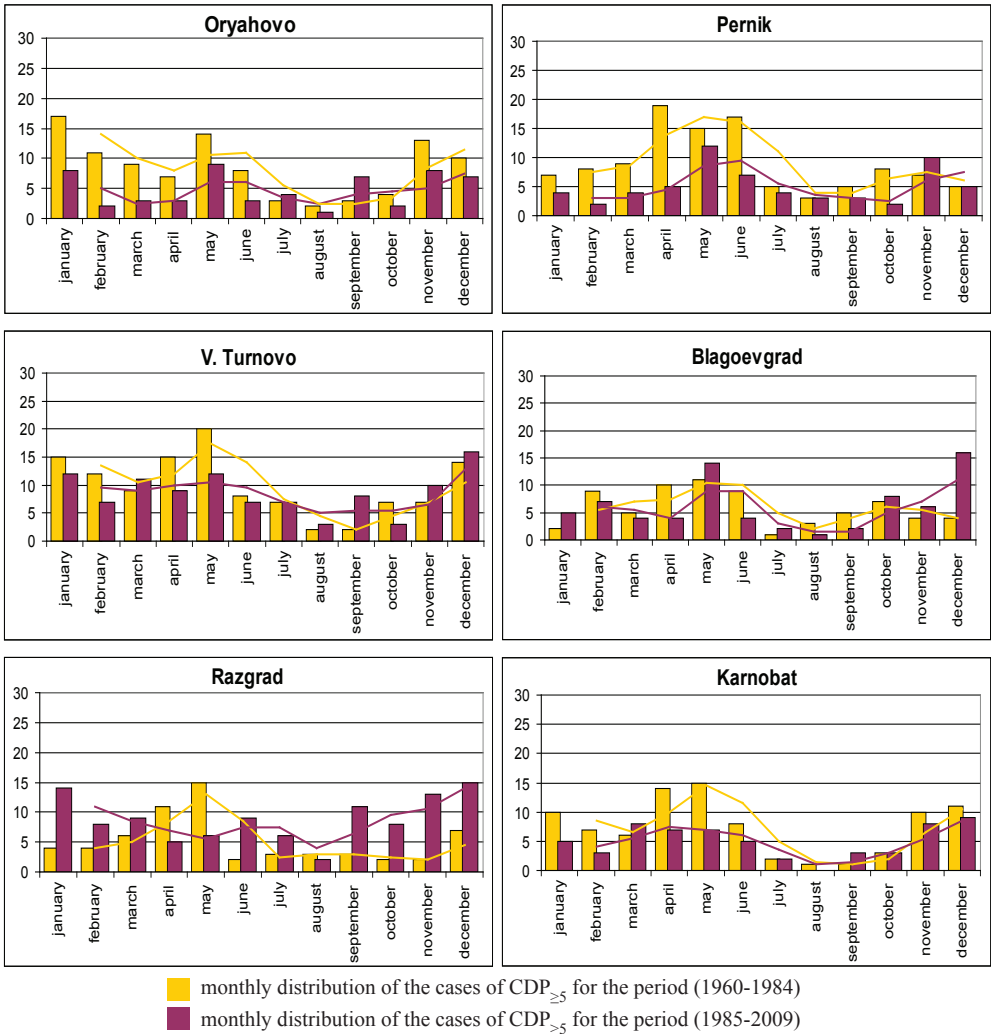


Fig. 5. Distributions by months for some selected stations in North Bulgaria (left panel) and South Bulgaria (right panel)

Frequency distributions of the precipitation amount of $CDP_{\geq 5}$

Fig. 6 shows the frequency distributions of cases with five and more consecutive days with precipitation depending on the precipitation amounts. On the abscissa are mapped ceilings of the intervals of the distribution (from 0.1 to 20 mm, from 21 to 40 mm, etc.). The modal values appear in the interval from 21 to 40 mm for both North and South Bulgaria, while the maximum values vary greatly – from 100 mm (Burgas) to 340 mm (Shabla).

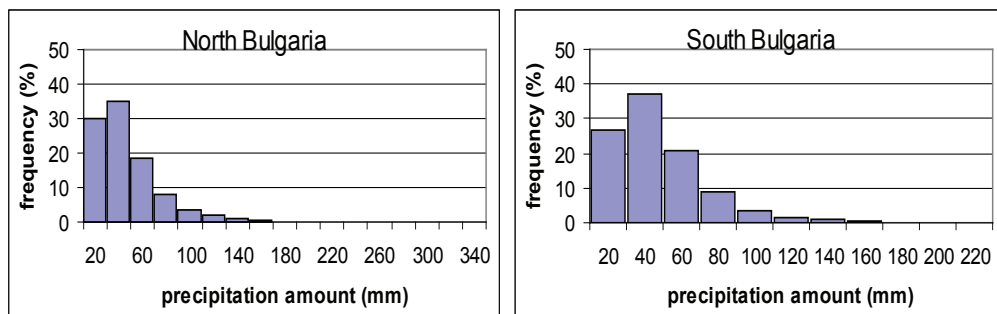


Fig. 6 Frequency distribution of precipitation amounts for the cases with five and more consecutive days with precipitation

The relative deviation of the precipitation amounts of $CDP_{\geq 5}$ in the intervals 0.1–20 mm, 21–40 mm, 41–60 mm, and 61–80 mm for the period (1985–2009) is presented in Fig. 7.

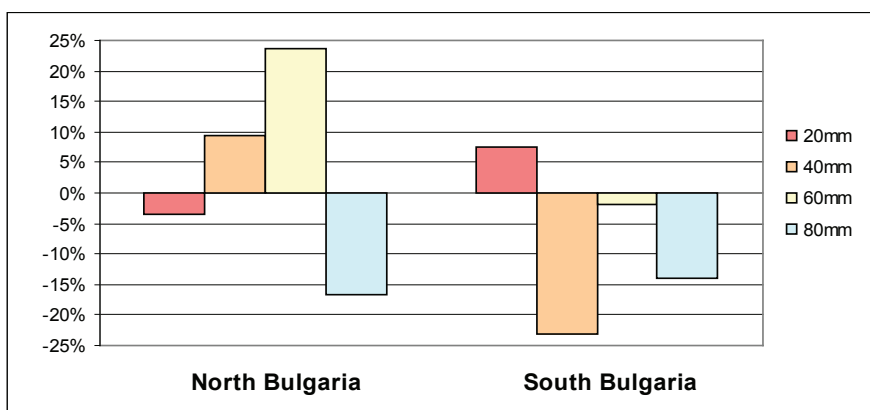


Fig. 7 Relative deviation (in %) of the precipitation amounts under 20 mm, from 21 to 40 mm, from 41 to 60 mm, and from 61 to 80 mm for the period (1985–2009)

In South Bulgaria, cases with precipitation amounts in the intervals 21–40 mm and 61–80 mm decrease significantly over the period (1985–2009) in comparison with

the period (1960–1984), even in South West Bulgaria the negative change reaches up to 30% in the interval 21–40 mm. The variation in precipitation amounts in the intervals 0.1–20 mm and 41–60 mm is negligible. In North Bulgaria cases with precipitation amounts from 41 to 60 mm increase up to 42% in some stations in North East Bulgaria, while those in the interval 61–80 mm decrease with about 17%.

Deviation and frequency distribution of the annual precipitation amount of CDP_{≥5} for the period (1960–2009)

Fig. 8 illustrates the relative deviations of the annual precipitation amount ($\Sigma P_{\geq 5}$) of CDP_{≥5} from the respective values, calculated for the reference period (1961–1990) for North and South Bulgaria.

Generally, there is not a clear tendency in the studied time series of the annual precipitation amount of CDP_{≥5}; only for the stations in North East Bulgaria, the tendency is positive (but comparable with the standard deviation for this area – 390 mm). The abnormal precipitation amount for 2005 in North Bulgaria (4654 mm above the norm) remains the most extreme value for the whole 50-year period.

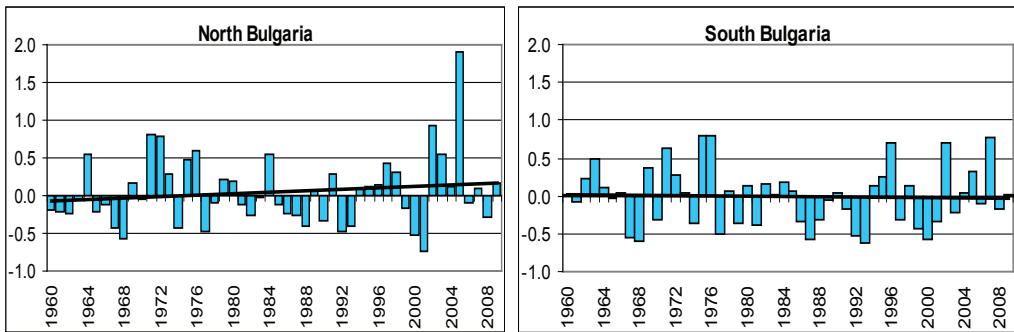


Fig. 8 Anomalies of the annual precipitation amount ($\Sigma P_{\geq 5}$) in the period (1960 – 2009)

The frequency distributions of the annual precipitation amount $\Sigma P_{\geq 5}$ (mm) for the cases of five and more consecutive days with precipitation are shown in Fig. 9. In North Bulgaria, the mode is about 3000 mm per year, while the maximum value reaches 7102 mm. The average mode of annual precipitation amount by stations is about 160 mm. In South Bulgaria, the mode is around 2700 mm yearly; the maximum value is 3992 mm; the average mode of annual precipitation amount by stations is around 140 mm.

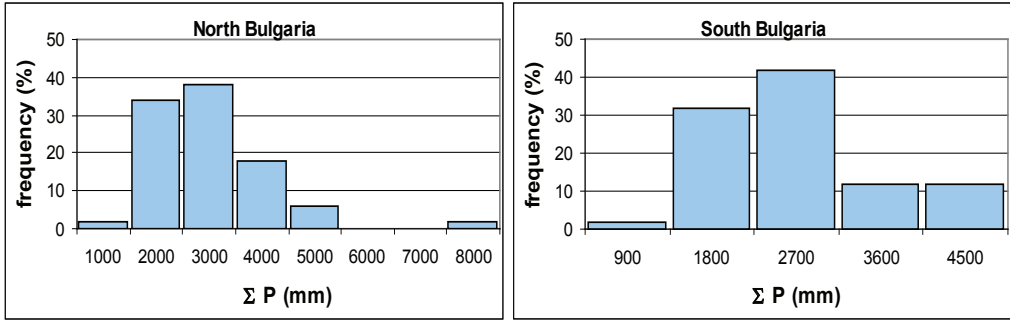


Fig. 9 Frequency distributions of annual precipitation amount ($\Sigma P_{\geq 5}$) for the period (1960–2009)

Risk assessment

The risk of realization of a minimum number of cases with five and more consecutive days with precipitation, in spatial terms, is assessed using the formula:

$$10 - ((X_{obs} - X_{min}) / (X_{max} - X_{min})) \cdot 10,$$

where the deviation of each observed value of the parameter X_{obs} from the smallest registered value X_{min} is normalized by the range $(X_{max} - X_{min})$ of the samples, and the result is multiplied by 10 to obtain a comfortable uniform scale from 1 to 10 (Kobysheva N. and O. Ilina 2001).

Fig. 10 illustrates the results by stations. The maximum and the minimum values of ΣN_d for the period 1960–2009 are realized in Vratsa (1812 days) and Emine (393 days). The risk is higher in South and North East Bulgaria.

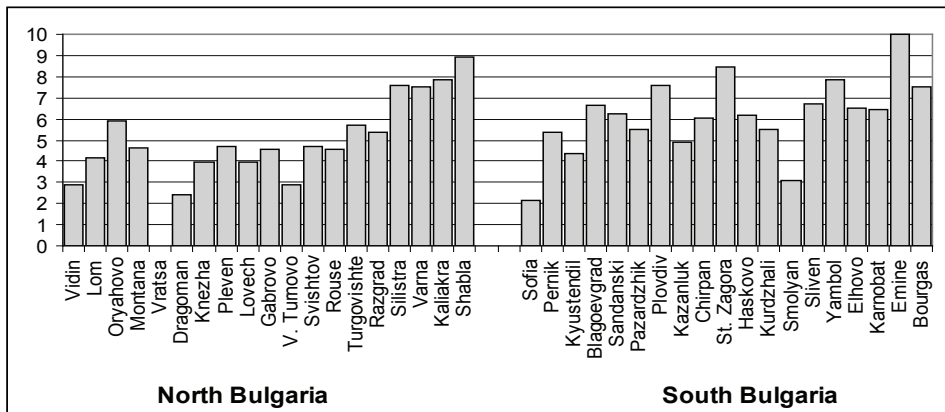


Fig. 10 Risk assessment of realization of a minimum number of cases of $CDP_{\geq 5}$ by stations over the period (1960–2009)

CONCLUSIONS

In the period (1960–2009), over 6000 cases of $CDP_{\geq 5}$ are registered: 2927 in South Bulgaria and 3452 in the northern part of the country.

Since 1984, the total number of days (ΣN_d) and the total precipitation amount (ΣP_d) decrease with about 40 days and 240 *mm* per year, as this negative trend is determined primarily by changes in the precipitation regime in South Bulgaria.

The monthly distributions of registered cases show that the occurrence of $CDP_{\geq 5}$ is common in the spring and winter and rare at the late summer and early autumn.

In South Bulgaria, the cases with precipitation amounts in the intervals from 21 to 40 *mm* and from 61 to 80 *mm* decrease significantly over the period (1985–2009), as in some stations in South West Bulgaria the change reaches up to -30% (in the interval 21–40 *mm*).

The cases of $CDP_{\geq 5}$ with precipitation amount from 61 to 80 *mm* are decreased by around 17% in North Bulgaria, while those in the interval from 41 to 60 *mm* are increased up to 42% in some stations in North East Bulgaria.

There is not a clear tendency of changing in the annual precipitation amounts; only for the stations in North East Bulgaria, the tendency is positive (but comparable with the standard deviation for this area – 390 *mm*).

In North Bulgaria, the mode of annual precipitation amount of $CDP_{\geq 5}$ is about 3000 *mm* per year; the average mode by stations is about 160 *mm*. In South Bulgaria, the mode is around 2700 *mm* yearly; the average mode by stations is around 140 *mm*.

The risk of realization of a minimum number of cases with five and more consecutive days with precipitation is higher in South and North East Bulgaria.

REFERENCES

- Gocheva A., T. Marinova, K. Malcheva, 2010, Some peculiarities in the regime of the long periods of consecutive days with precipitation for the southernmost part of Bulgaria, *BJMH* 15/4, p. 80 – 87
- Gocheva, A., L. Trifonova, K. Malcheva, 2011, Maximum number of consecutive days with precipitation over Bulgaria and the corresponding synoptic situations, 11th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2011, Proc. ISSN 1314-2704, June 20-25 2011, Vol. 2, 925-930
- Kobysheva, N., O. Ilina, 2001. Estimating and zoning climate resources in the Leningrad region. *Meteorology and Hydrology* No 9, St. Petersburg (in Russian)



Formulae for calculation values corresponding to different repetition periods by means of only one of them on the example of the function of Frechet

Anelia Gocheva, Krastina Malcheva*

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

Abstract. Equations for calculation of values corresponding to different repetition periods by means of one and only similar value are worked out for the purposes of the assessment of thermal actions on buildings and constructions according to EUROCODE 1 on the example of Frechet' function.

Keywords: function of Fisher-Tippet type II (Frechet), statistical extrapolation

INTRODUCTION

The function of Fisher-Tippet type II (Frechet) is well known in the climatological practice as a successful formula for analytical presentation and statistical extrapolation of the air temperature integral distributions including these ones of the air temperature minimums and maximums.

This function is used for calculation of the normative air temperature values in the present Bulgarian Building Norms and Rules in which the used parameters are calculated with probability against exceeding $P = 0.98$ [1].

The same function is also chosen for assessment of the thermal actions on buildings in the process of harmonization of Bulgarian Building Norms and Rules with the requirements of EUROCODE 1 where the characteristic air temperature values must be determined with probability against exceeding $P = 0.98$ too [2].

* krastina.malcheva@meteo.bg

In many cases however is needed to be determined representative air temperature values corresponding to different (usually less) repetition periods for example for temporary situations in the process of building or for temporary buildings, etc.

OBJECTIVE

In connection with this necessity is important to be worked out a formula allowing determination of values corresponding to different repetition periods using one and only similar value. As far as the normative values in the present Bulgarian Building Norms and Rules as well as in EUROCODE 1 correspond to repetition period once in 50 years, it would be well the obtained results to be verified namely on the task for determination of air temperature values corresponding to repetition periods at least once in 2, 5, 10, 15, 20, 25 years, using only the corresponding value with repetition period at least once in 50 years.

MATHEMATICAL BASIS

The distribution of Fisher-Tippet type II (Frechet) has the form [3]:

$$\varphi(t) = \exp \left[- \left(\frac{t}{\beta} \right)^{-\mu} \right], \quad t > 0, \quad (1)$$

where μ , and β are parameters of the distribution, $\varphi(t)$ is the probability that the variable (air temperature in the case) will not exceed t .

The probability that the air temperature will reach and exceed t is $\psi(t) = 1 - \varphi(t)$ and R is the number of years in which is observed value exceeding t :

$$R = \frac{1}{N\psi(t)} \quad \Rightarrow \quad \psi(t) = \frac{1}{RN}$$

when N is the number of observations in the year.

In the case of yearly absolute minimum and maximum air temperatures, $N = 1$ and therefore (Table 1):

$$\psi(t) = \frac{1}{R}; \quad \varphi(t) = 1 - \frac{1}{R}$$

Table 1. Dependence of probabilities $\varphi(t)$ and $\psi(t)$ from R for the case $N=1$

R, years	2	5	10	15	20	25	50
$\varphi(t)$	0.5	0.8	0.9	0.933	0.95	0.96	0.98
$\psi(t)$	0.5	0.2	0.1	0.067	0.05	0.04	0.02

Twofold logarithmation of the Frechet' function (1) transforms it in a linear function:

$$y=kx + b, \quad (2)$$

where $k = -\frac{1}{\mu}$ and $b = \ln \beta$.

The initial logarithmation of (1) leads to the following equation:

$$\ln \varphi(t) = -\left(\frac{t}{\beta}\right)^{-\mu} \quad (3)$$

To take the logarithm of the equation above it is necessary to multiply both sides by -1 , because $\varphi(t) < 1$ and consequently $\ln \varphi(t) < 0$

$$-\ln \varphi(t) = \left(\frac{t}{\beta}\right)^{-\mu} \quad (4)$$

After completion of these steps the following result is obtained:

$$\ln[-\ln \varphi(t)] = -\mu \ln\left(\frac{t}{\beta}\right) \quad (5)$$

Therefore:

$$\ln[-\ln \varphi(t)] = -\mu \ln t + \mu \ln \beta$$

$$\ln t = -\frac{1}{\mu} \ln[-\ln \varphi(t)] + \ln \beta$$

The substitutions $y = \ln t$, $x = \ln[-\ln \varphi(t)]$, $k = -\frac{1}{\mu}$, $b = \ln \beta$ lead to a linear equation (2).

The graphical representation of the final result is shown in Fig. 1, where $b = \ln \beta$ is

y -intercept and $k = -\frac{1}{\mu} = \text{tg} \theta$ is the slope of the line.

After these calculations the following problem can be solved: If for given R (e.g. $R=50$ and $t = t_{50}$) the value of t is known, the value of t_R for arbitrary R can be calculated. For that purpose, one can represent the linear equation (2) for two particular points, namely $(50, t_{50})$ and (R, t_R) :

$$\begin{cases} y_{50} = kx_{50} + b \\ y_R = kx_R + b \end{cases} \quad x_{50} = \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{50} \right) \right] = -3.902 \quad (6)$$

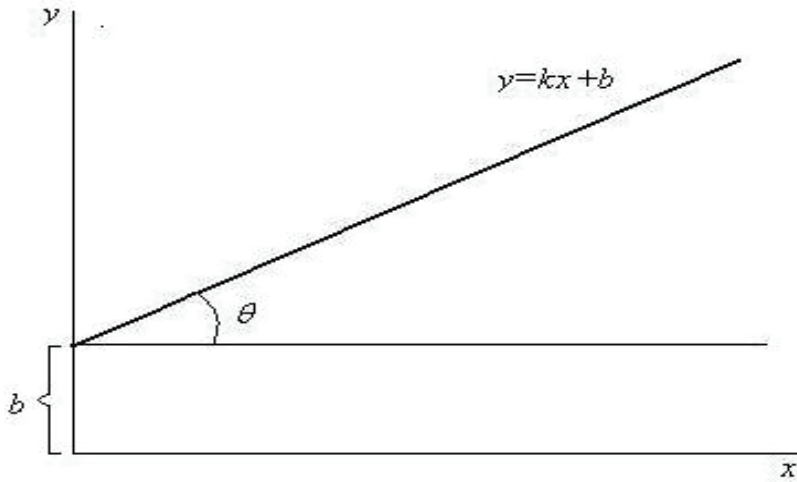


Fig. 1. Linear relationship obtained after twofold logarithm of Frechet' function

From the above two equations (6) one can derive two functions representing the dependence of t_R from R , i.e. $t_R = F(R)$.

To obtain the first function the two equations (6) can be divided side by side:

$$\frac{y_R}{y_{50}} = \frac{kx_R + b}{kx_{50} + b}$$

$$y_R = y_{50} \frac{kx_R + b}{kx_{50} + b} = y_{50} \frac{-\frac{1}{\mu}x_R + b}{-\frac{1}{\mu}x_{50} + b} = y_{50} \frac{\mu b - x_R}{\mu b - x_{50}} = y_{50} \frac{\mu \ln \beta - x_R}{\mu \ln \beta - x_{50}}$$

Consequently:

$$\ln t_R = (\ln t_{50}) \frac{\mu \ln \beta - \ln[-\ln \varphi(t_R)]}{\mu \ln \beta - \ln[-\ln \varphi(t_{50})]} = (\ln t_{50}) \frac{\mu \ln \beta - \ln\left[-\ln\left(1 - \frac{1}{R}\right)\right]}{\mu \ln \beta + 3.902}$$

And finally, the expression for $t_R^{(1)} = F_1(R)$ is:

$$t_R^{(1)} = F_1(R) = (t_{50}) \frac{\mu \ln \beta - \ln\left[-\ln\left(1 - \frac{1}{R}\right)\right]}{\mu \ln \beta + 3.902} \quad (7)$$

For obtaining the second function $t_R^{(2)} = F_2(R)$ the two equations (6) are subtracted:

$$y_{50} - y_R = k(x_{50} - x_R) \Rightarrow y_R = y_{50} - k(x_{50} - x_R)$$

$$\ln t_R = \ln t_{50} - \frac{1}{\mu} \left\{ 3.902 + \ln\left[-\ln\left(1 - \frac{1}{R}\right)\right] \right\}$$

Then the expression for the second function is:

$$t_R^{(2)} = F_2(R) = \exp\left\{ \ln t_{50} - \frac{1}{\mu} \left\{ 3.902 + \ln\left[-\ln\left(1 - \frac{1}{R}\right)\right] \right\} \right\} \quad (8)$$

VERIFICATION

For verification of equations (7) and (8), results from meteorological station Buzovec (as an example) are employed. For this station the values of parameters included in equations (7) and (8) are: $\mu = 19.68965$, $\beta = 36.04633$, $t_{50} = 43.9$ °C.

Table 2. Functions representing the dependence of t_r from R for station Buzovec

R, years	2	5	10	15	20	25	50
$t_R^{(1)} = F_1(R)$	36.7	38.9	40.4	41.2	41.9	42.4	43.9
$t_R^{(2)} = F_2(R)$	36.7	38.9	40.4	41.2	41.9	42.4	43.9

CONCLUSIONS

The obtained formulae allow being determined values corresponding to different repetition period by means of only one of them that is undoubtedly very useful.

Another not less interesting and useful result however is the circumstance that $F_1(R)$ depends on both parameters μ and β , while $F_2(R)$ depends only on the parameter μ . The parameter μ however determines only the slope of the line so that the addition of an arbitrary constant to all members of the input data series would not change the results of the calculations. This fact gives the great opportunity for processing data series containing negative numbers through the addition of a suitable constant transforming all members of the series in positive numbers.

REFERENCES

1. Наредба № 04/3 за основните положения за проектиране на конструкциите на строежите и за въздействията върху тях. БСА, кн. 10, 2004
2. БДС ENV 1991 – 1 – 5
3. Zavarina, M. Building Climatology. L., Gidrometeoizdat, 1976 (in Russian)



Thermal comfort indices for the cold half-year in Sofia

Krastina Malcheva*, Anelia Gocheva

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

Abstract Six „classic” thermal comfort indices are explored to assess bioclimatic conditions for the cold half-year (October–March) in Sofia. Daily data sets for the period (1953–2011) from Central meteorological observatory are used for revealing peculiarities in the monthly and yearly distributions of the selected indices.

Keywords: thermal comfort, winter conditions, climate estimations

INTRODUCTION

The indices used in this study illustrate the combined effect on the people of several meteorological variables: wind speed, air temperature, and humidity. Some of these indices are based on empirical investigations – Bodman’s weather severity index (S), effective temperature (ET), wind chill factor (WCF), and some on theoretical considerations – Steadman’s apparent temperature (AT), Hill’s formulae of cooling power (H). Particular indices provide different thresholds with the same meaning of thermal sensations. Mentioned indices are selected according to results reported in studies of Blazejczyk K et al. (2011), and Trubina M et al. (2012).

The first paper presents a comparative analysis of Universal Thermal Climate Index (UTCI), and several of the more prevalent thermal indices. The indices based on relatively simple formulae (such as AT, WCI) correlate less with UTCI, exceptionally of ET (with an R^2 coefficient of 96.7).

In the second study, some of the most accepted indices for bioclimatic estimations in Russia are analyzed. Generally, experts’ opinion shows that indices ET, H, and S

* krastina.malcheva@meteo.bg

are sufficiently applicable and informative for climatic assessments of cold weather conditions.

In the perspective of future investigations, formulae for calculation of the selected indices (exceptionally of AT) in the description below are the same like those included in BioKlima 2.6 software package.

Effective temperature (ET)

The Misenard's index determines the thermal exchange between the human body and the environment, i.e. the effective temperature felt by the human organism for certain values of meteorological parameters such as air temperature (T , °C), relative humidity (RH, %), and wind speed (v , m/s). ET (°C) is in use in many countries in Central and East Europe, and Russia.

$$ET = 37 - \frac{37 - T}{0.68 - 0.0014RH + \frac{1}{1.76 + 1.4v^{0.75}}} - 0.29T(1 - 0.01RH)$$

$$ET = T - 0.4(T - 10)(1 - 0.01RH), \quad v \leq 0.2m/s$$

where v the is wind speed (in m/s) at 1.2 m above the ground.

Apparent temperature (AT)

The Steadman's apparent temperature (°C) is defined as the temperature at the reference humidity level producing the same amount of discomfort as that experienced under the current ambient temperature, humidity, and solar radiation. In the present study is used the regression equation of this universal scale for outdoor conditions in shade but exposed to the wind (NOAA's National Climatic Data Center). AT is valid over a wide range of temperatures, including the chilling effect of the wind at lower temperatures.

$$AT = 1.04T + 2.0e - 0.65v - 2.7$$

where: v is wind speed (in m/s) at 10 m above the ground

e is vapour pressure (in kPa)

T is air temperature (in °C).

Wind chill (WCI and WCF)

The wind chill temperature (WCI) defines an equivalent environment, of which the cooling power is identical to that of the actual, windy environment. The WCI is in use

by the weather services in North America and many other countries as an essential winter weather predictor.

$$WCI = 13.12 + 0.6215 T - 11.37 v^{0.16} + 0.3965 T v^{0.16}$$

where: v is wind speed (in m/s) at 10 m above ground level,
 T is air temperature (in $^{\circ}C$)

The wind chill temperature sets equal to the current air temperature if $T > 10^{\circ}C$ or $v < 1.3 m/s$.

Wind chill factor WCF (W/m^2) was calculated, expressing the cooling power of the wind in complete shade and without any evaporation.

$$WCF = 1.163 (10 v^{1/2} + 10.45 - v) (33 - T)$$

where: v is wind speed (in m/s) at 10 m above the ground,
 T is air temperature (in $^{\circ}C$).

Thermal sensations of man wearing for skiing are assessed as follows (Table 1):

Table 1. WCF (W/m^2) scale of thermal sensations for winter outdoor conditions

< 2326	- extremely frost
from 1628 to 2326	- frosty
from 930 to 1628	- cold
from 582 to 930	- cool
from 233 to 582	- comfortable
from 116 to 233	- warm
from 58 to 116	- hot
> 58	- extremely hot

Cooling power (H)

Cooling power H (in W/m^2) is an index assessing thermal sensations of standing man wearing clothing adequate for winter. It illustrates heat losses from the human body under air temperature and air motion influence. The values of H are not equal to the actual amount of heat loss. The index is calculated according to Hill's formulas as follows:

$$H = 41.868 (36.5 - T) (0.20 + 0.40 v^{1/2}), \quad v \leq 1 m/s$$

$$H = 41.868 (36.5 - T) (0.13 + 0.47 v^{1/2}), \quad v > 1 \text{ m/s}$$

where: v is wind speed (in m/s) at 1.2 m above the ground
 T is air temperature (in $^{\circ}C$).

Thermal sensations are assessed as follows (Table 2):

Table 2. H (W/m^2) scale of thermal sensations for winter outdoor conditions

> 2100	- extremely cold and windy
from 1680 to 2100	- very cold
from 1260 to 1680	- cold
from 840 to 1260	- cool
from 630 to 840	- slightly cool
from 420 to 630	- neutral
from 210 to 420	- hot
< 210	- very hot

In the present study is used the formula for heat losses from the human body in wet air environment (Hill, 1916; Isaev A.A., 2001, in Russian) calculated in W/m^2 :

$$H_w = H + 41.868 (0.085 + 0.102 v^{0.3}) (61.1 - e)^{0.75}$$

where: v is wind speed (in m/s) at 1.2 m above the ground,
 e is vapour pressure (in hPa).

Bodman's weather severity index (S)

Weather severity index S (dimensionless) is used for bioclimatic evaluation of weather conditions for winter half year. S is calculated according to Bodman's formula as follows:

$$S = (1 - 0.04 T) (1 + 0.272 v)$$

where: v is wind speed (in m/s) at 10 m above ground level
 T is air temperature (in $^{\circ}C$)

The scale in use to assess winter weather severity is:

- > 6 - extraordinary severe conditions
- from 5 to 6 - extremely severe conditions
- from 4 to 5 - very severe conditions
- from 3 to 4 - severe conditions
- from 2 to 3 - slightly severe conditions
- from 1 to 2 - less severe conditions
- < 1 - mild condition

To adjust the values for wind speed from a height of 10 m to 1.2 m (required for calculation of ET and H) the following formula is used (Jon Wieringa, 1993):

$$v \approx v_{ref} \cdot \frac{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_{ref}}{z_0}\right)}$$

where:

v is velocity to be calculated at height z

v_{ref} is known velocity at reference height z_{ref}

z_0 is roughness length for the prevalent wind.

For the area of Central meteorological observatory in Sofia $z_0 = 0.4$ m is acceptable.

DATA AND RESULTS

Daily data sets, namely average air temperature (T) and wind speed (v), relative humidity (RH), and vapour pressure (e) for the cold half-year (October–March) of the period (1953–2011) from Central meteorological observatory in Sofia are used for analyzing the distributions of described indices by months and years.

The frequency distributions of the cooling power index H (Fig. 1) are evaluated in accordance with the defined above thresholds (Table 2). From October to January in the category “warm in winter conditions” fall 20–24% of the calculated values, while for February and March these values are respectively 13% and 8%. The neutral to slightly cool conditions reach 30–35% for months December, January, and February, while the very cold and extremely cold conditions are rare. In November, the registered frequencies for “cold” and „very cold” categories are around 5%. As a whole, the Hill’s index determines the winter in Sofia as mild to moderate cold from December to March (compared with December, the weather conditions could be turned out more severe in March).

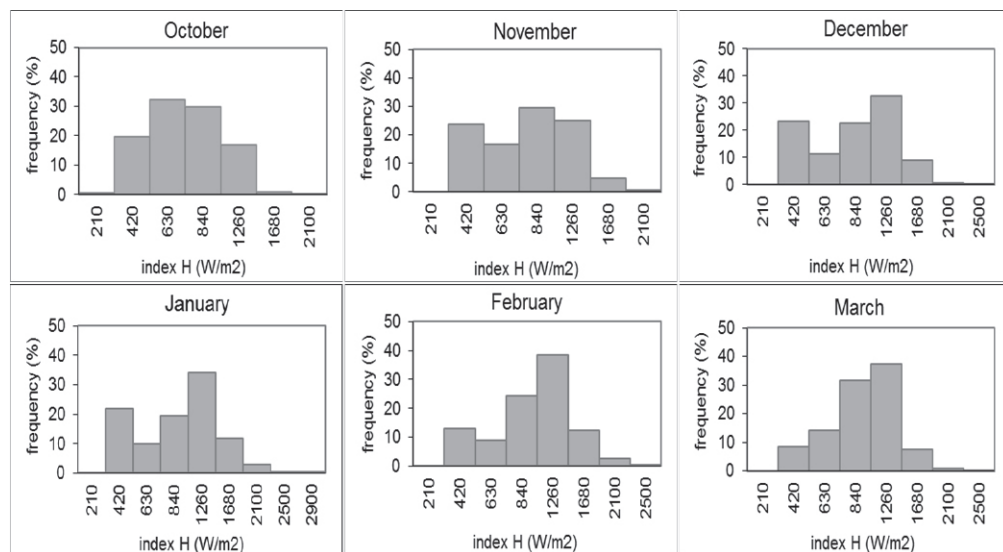


Fig. 1. Frequency distributions of the cooling power index (H) by months for the period (1953–2011)

Similar results (Fig. 2) are obtained for the winter conditions in Sofia by Bodman's weather severity index (S) and Wind chill factor (WCF). The analysis is made on the basis of averaged by dates daily values for the period (1953–2011). Maximum values of S are under 2.0 (from 1.0 in October to 1.9 in February) and correspond to "less severe" winter conditions. The maximum values of WCF do not exceed 900 W/m^2 even during January and February. In terms of the thermal comfort (the threshold for winter outdoor activities is about 700 W/m^2), typical winter conditions occur most often from the second decade of December until the middle of March.

Frequency distributions (Fig. 3) of the indices ET , AT , and WCI on the basis of daily data for the period (1953–2011) define the winter in Sofia as relatively mild to moderate cold, but with possible extreme low temperatures of sensation (see Table 3) – below -10°C in October and November, -20°C in December, -25°C during January and February, and below -15°C in March. In rare cases, in typical winter months average daily values of mentioned indices can reach above 10 – 15°C (by definition WCI values are equal to the current air temperature if $T > 10^\circ\text{C}$).

Thermal comfort indices for the cold half-year in Sofia

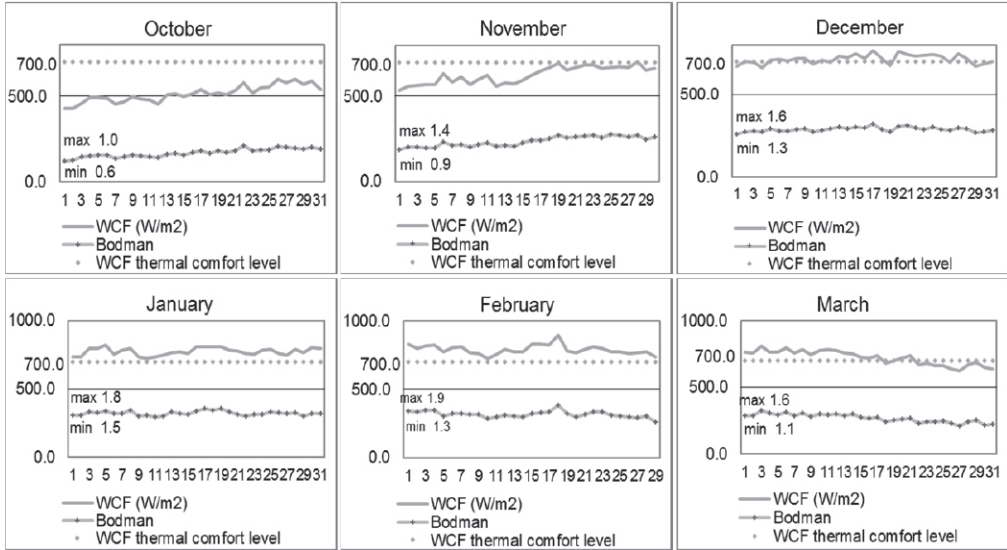


Fig. 2. Bodman’s weather severity index (S) and Wind chill factor (WCF) for the period (1953–2011)

The frequency distributions of Steadman’s apparent temperature (*AT*) for the winter months are shifted left (in the direction of low temperatures) in relation to those for *ET* and *WCI*. The mean monthly values of *AT* correlate well with the mean minimum temperature (R^2 coefficient ranged from 80.5 – in October, up to 89.4 – in February).

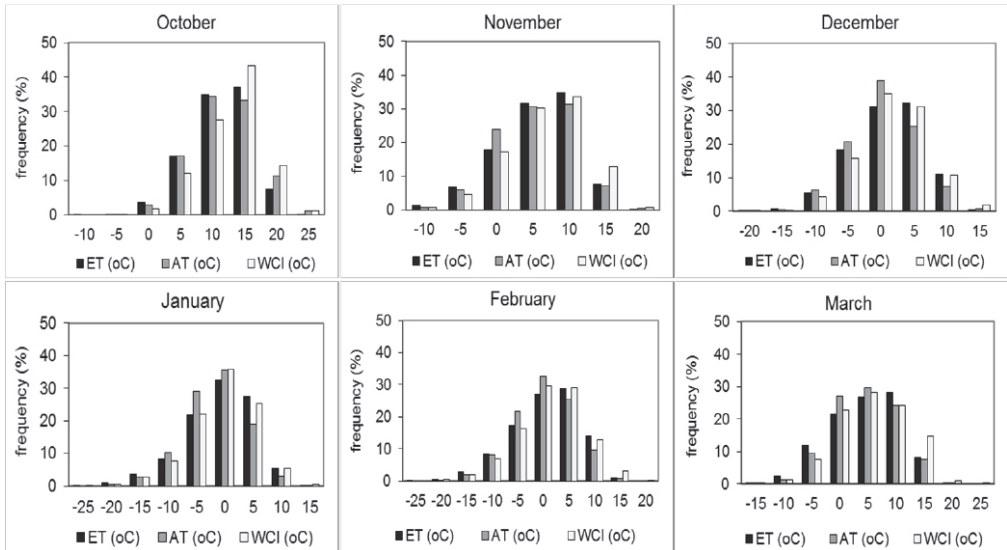


Fig. 3. Frequency distributions of ET, AT, and WCI for the period (1953–2011)

Table 3. Some extreme low values of the discussed thermal comfort indices for the period (1953–2011); T ($^{\circ}\text{C}$) is the mean daily air temperature, e (hPa) is the vapour pressure, RH (%) is the relative humidity, and v (m/s) is the mean wind velocity.

Date	ET ($^{\circ}\text{C}$)	AT ($^{\circ}\text{C}$)	WCI ($^{\circ}\text{C}$)	Bodman	H (W/m^2)	WCF (W/m^2)	T ($^{\circ}\text{C}$)	e (hPa)	RH (%)	v (m/s)
1954-02-02	-27.6	-22.3	-22.5	5.8	2295.4	1683.0	-11.3	2.2	85.0	11.0
1961-01-17	-18.5	-15.4	-13.1	5.9	2229.5	1452.7	-3.4	3.7	76.0	15.3
1962-02-19	-17.0	-15.9	-11.8	5.7	2183.9	1412.8	-2.4	3.8	75.0	15.3
1962-03-08	-19.7	-16.9	-13.3	5.9	2238.4	1456.7	-3.5	4.1	85.0	15.3
1966-01-06	-25.2	-22.3	-20.5	6.6	2449.5	1661.5	-9.0	2.3	75.0	14.3
1967-01-17	-25.8	-20.9	-21.6	6.0	2334.9	1672.8	-10.4	2.2	76.0	12.0
1967-12-21	-24.0	-20.1	-21.5	5.2	2163.8	1634.7	-11.0	1.8	70.0	9.7
1968-01-13	-29.1	-25.3	-24.5	7.2	2592.4	1776.2	-11.9	1.9	76.0	14.3
1969-12-17	-15.8	-15.4	-9.9	5.9	2208.2	1363.7	-0.7	4.4	77.0	17.3
1979-01-02	-23.7	-21.3	-22.1	6.1	2349.8	1684.3	-10.7	1.7	59.0	12.0

The selected indices (except cooling power index H in some months) correlate well each other in terms of the mean daily and mean monthly values (Table 4).

Table 4. Correlation between ET and other five indices on the basis of their mean daily and mean monthly values for the period (1953–2011)

ET ($^{\circ}\text{C}$)	r	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar
mean daily values	AT ($^{\circ}\text{C}$)	0.96	0.94	0.92	0.92	0.93	0.96
	Bodman	-0.93	-0.88	-0.84	-0.87	-0.88	-0.90
	H (W/m^2)	-0.76	-0.72	-0.67	-0.77	-0.79	-0.83
	WCF (W/m^2)	-0.86	-0.79	-0.75	-0.81	-0.86	-0.91
	WCI ($^{\circ}\text{C}$)	0.93	0.95	0.95	0.96	0.96	0.96
mean monthly values	AT ($^{\circ}\text{C}$)	0.96	0.96	0.94	0.95	0.97	0.98
	Bodman	-0.95	-0.85	-0.89	-0.93	-0.93	-0.94
	H (W/m^2)	-0.80	-0.62	-0.79	-0.83	-0.87	-0.88
	WCF (W/m^2)	-0.89	-0.77	-0.87	-0.87	-0.94	-0.95
	WCI ($^{\circ}\text{C}$)	0.90	0.96	0.97	0.98	0.98	0.98

The detailed analysis of the data by years demonstrates a clear tendency towards mitigation of thermal discomfort in winter conditions. On Fig. 4 are shown values of Bodman's index and ET (compared with the long-term variations of the mean minimum temperature) by years for the period (1953–2011).

The reaching of Bodman's index over 2.0 corresponds on thermal sensations around and below the mean minimum temperature as the deviation in some years is around (in February 1954 and December 1966) or exceeds -2°C (in January 1966 and 1968; in February 1962, 1965 and 1971). Against the background of a weakly expressed trend in the course of the temperature and humidity parameters for the period under review, a significant influence on the thermal indices could have the reduction of the number of windy days (with wind speed above 1 m/s).

CONCLUSIONS

As a whole, the selected indices correlate well each other in terms of mean daily and monthly values and determine the winter in Sofia for the period (1953–2011) as relatively mild to moderate cold. Typical winter conditions occur most often from the second decade of December until the middle of March.

The frequency distributions of the indices ET , AT , and WCI on the basis of daily data disclose the possible extreme low and extremely high temperatures of sensation.

The long-term variations of all selected indices reveal a clear tendency towards mitigation of thermal discomfort in winter conditions, which probably is due to the reduction of the number of windy days.

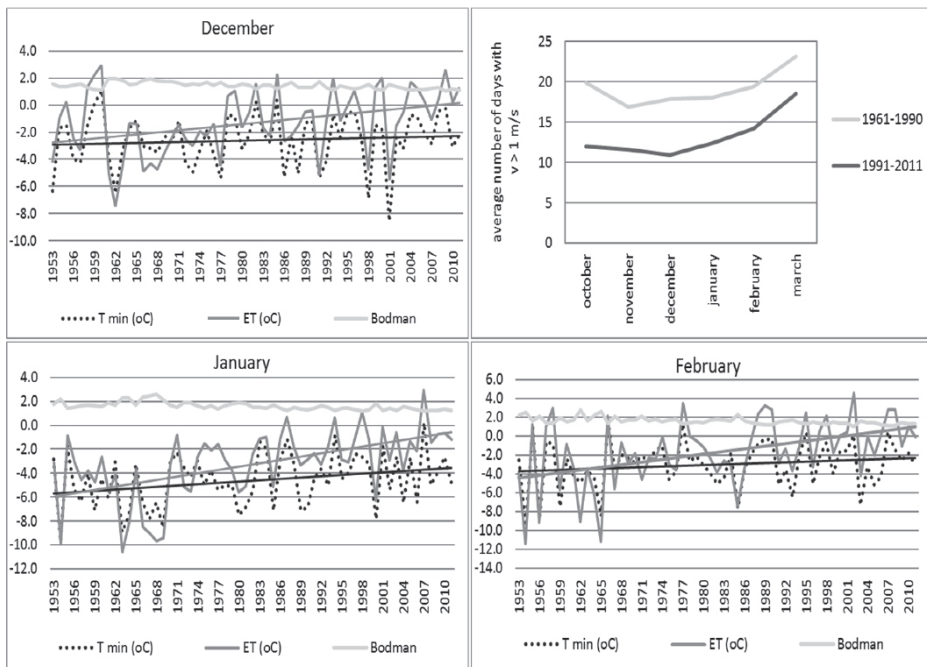


Fig. 4. Bodman's index and ET (compared with the long-term variations of the mean minimum temperature) by years for the period (1953–2011)

REFERENCES

- Blazejczyk Krzysztof, Yoram Epstein, Gerd Jendritzky, Henning Staiger, Birger Tinz Comparison of UTCI to Selected Thermal Indices. *Int J Biometeorol* (2012) 56:515-535 DOI 10.1007/s00484-011-0453-2 SPECIAL ISSUE (UTCI)
- Trubina Marina, Ludmila Hasso, Zhaniya Dyachko Methods of the Bioclimatic Estimation of the Northwest Region of Russia. *Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University/ A theoretical research journal Issue 13 – St. Petersburg: RSHU Publishers, 2010. 125– 137 pp.*
- Hill Leonard, O. W. Griffith and Martin Flack, The Measurement of the Rate of Heat-Loss at Body Temperature by Convection, Radiation, and Evaporation. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London (B) Vol. 207, (1916), pp. 183-220*
- Исаев А.А. Экологическая климатология. – М.: Научный мир, 2001.
- Wieringa Jon, Representative roughness parameters for homogeneous terrain. *Boundary Layer Meteorology, 63: 323-363, 1993.*
- BioKlima© 2.6 software package, <http://www.igipz.pan.pl/Bioklima-zgik.html>
- Apparent temperature <http://www.ncdc.noaa.gov/societal-impacts/apparent-temp/>



The winter of 2012 in Bulgaria compared to 51 previous winters

Anelia Gocheva, Krastina Malcheva*

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

Abstract. What kind was the winter of 2012 in comparison with previous years – normal, extreme or extremely heavy? For getting the answer to this question a few indicative climatic characteristics are explored, both separately and in a complex. In the study are used data of daily observations from 26 representative meteorological stations for months January and February of the period (1961 – 2012).

Keywords: Winter of 2012, climatic characteristics, extreme weather

INTRODUCTION

The cold wave in 2012 over Europe (Fig. 1) began in late January and brought snow and freezing temperatures over big part of the European continent. Extremely low temperatures are registered in several Eastern and Northern European countries, reaching to -40°C in Finland. The cold air extended even to southern Europe. The heaviest snowfall was observed in the Balkan region. On February 11 was reported that the Danube had been completely frozen over. The Balkan Peninsula had minimal temperatures mostly below -10°C , locally below -30°C in highlands of Romania and Turkey and down to around -24°C in northern Greece and northern Serbia. However, most of these minimum temperatures were not new records. Local records were broken in Estonia, Bulgaria and Serbia (WMO, 2012).

In Bulgaria, heavy snow fell in late January. The snow depth reached over 60 *cm* in Montana and Vratsa, and around 50 *cm* in Pleven and Sofia. Temperatures dropped under -15°C to -20°C in many regions, with the lowest reading of -29.4°C in Knezha.

* krastina.malcheva@meteo.bg

The heavy precipitation over south-eastern part of the country in early February caused breaking of the wall of the dam Ivanovo (Haskovo area) and flooding of the village Biser.

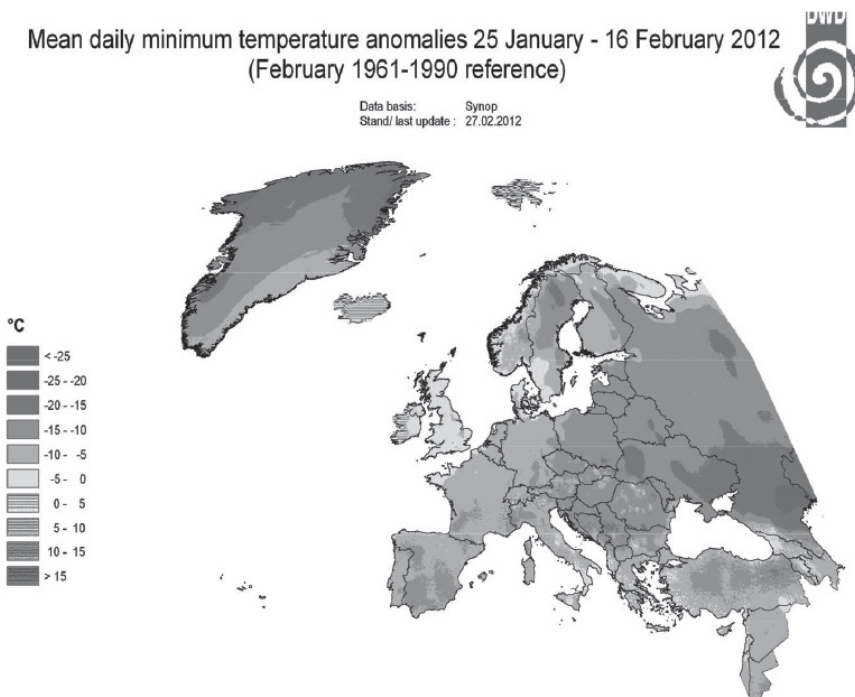


Fig. 1 Temperature anomaly (°C) in Europe between 25 January and 16 February 2012, DWD

DATA AND RESULTS

Daily data from 26 representative weather stations of the national meteorological network, and in particular minimum, maximum and average temperatures, average wind speeds and snow depth, are used.

In the present investigation are analyzed indicative climatic characteristics, both separately and in a complex, such as mean monthly temperatures, lowest mean daily temperatures, lowest of the negative maximum daily temperatures, average minimum temperatures, absolute temperature minimums, average snow depth and wind speed for months January and February of the period (1961–2012) for all selected stations.

The mean monthly temperatures in January 2012 are around average values for the period (1961–2011), but in February are lower – with around and above 5°C. The deviations are larger in North Bulgaria, and smaller in the region of Black Sea coast (fig. 2).

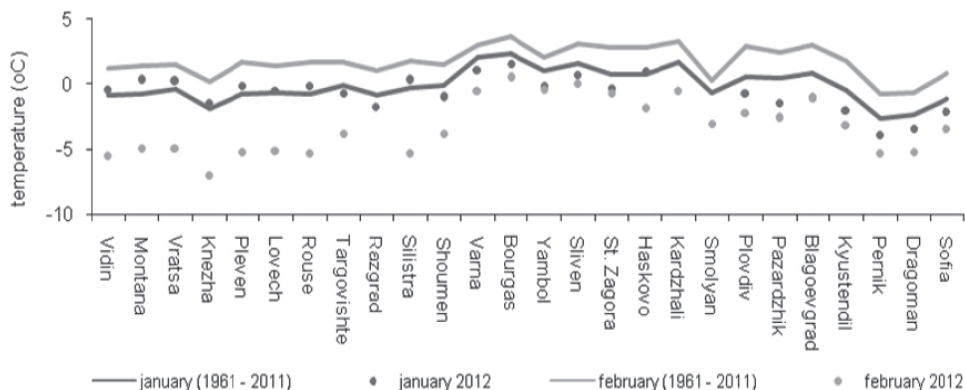


Fig. 2 Distribution of the mean monthly temperatures by stations

As a whole, the lowest mean daily temperatures in January 2012 are higher (excepting Knezha) than average values for the period (1961–2011), while in February 2012 are around and under them (Fig. 3).

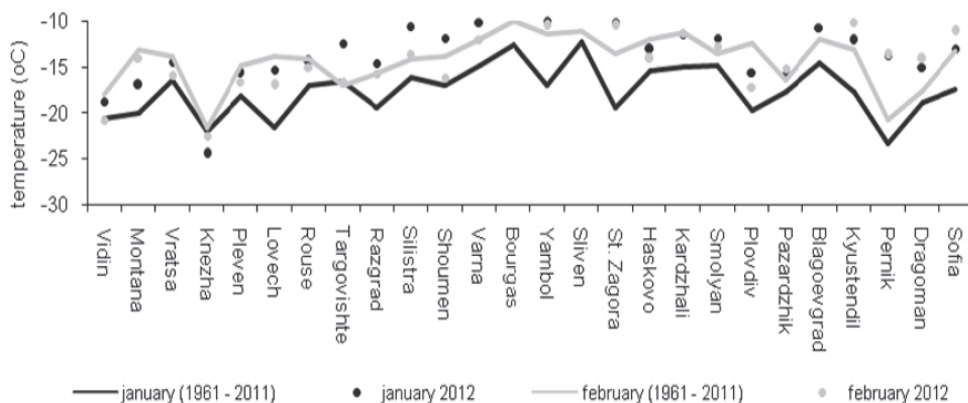


Fig. 3 Distribution of the lowest mean daily temperatures by stations

The lowest of the negative maximum daily temperatures in January 2012 are higher by about 2 to 5°C from the corresponding values for the period (1961–2011), while in February 2012 those temperatures are around and under corresponding values (mainly in North Bulgaria) – Fig. 4.

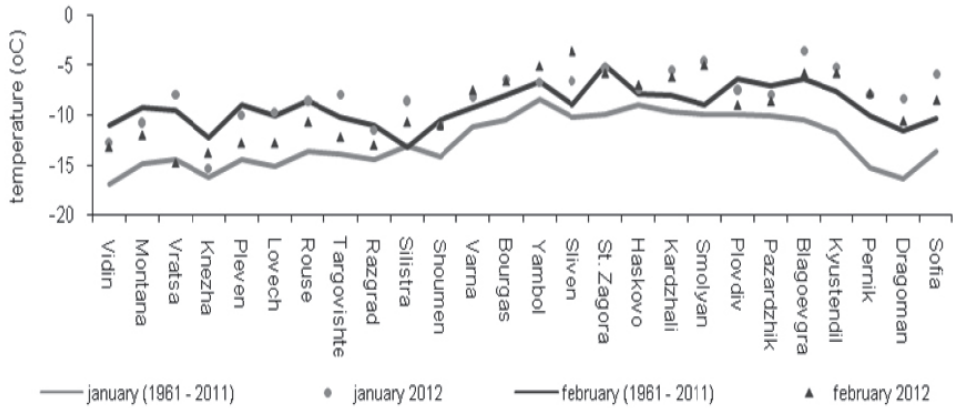


Fig. 4 Distribution of the lowest of the negative maximum daily temperatures by stations

The average minimum temperature in January 2012 is around the norm, but in February – with about 2 to 5°C lower (Fig. 5).

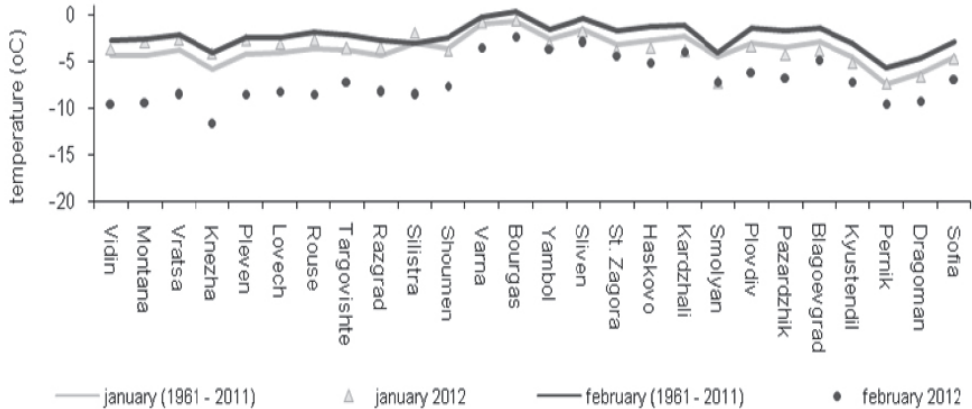


Fig. 5 Distribution of the average minimum temperature by stations

The absolute temperature minimums in January 2012 do not reach records from (1961–2011), but in February 2012 are close to them, as well as to the absolute minimums available at least once in 50 years (T_{rep50}) – Fig. 6.

According to the data from daily average (t), maximum (t_{max}) and minimum (t_{min}) temperatures for the period (1961–2011) are determined values, above which remain around 5% of the samples, ranked in a convenient direction (to low temperatures) for

analyzing of the concerned winter conditions. The resulting estimates are used as a complex condition for comparing of the temperatures in January and February 2012 with corresponding values for the period (1961–2011). Also, data for the snow cover depth S and average wind speed V are used as additional characteristics of the winter severity (see Table 1).

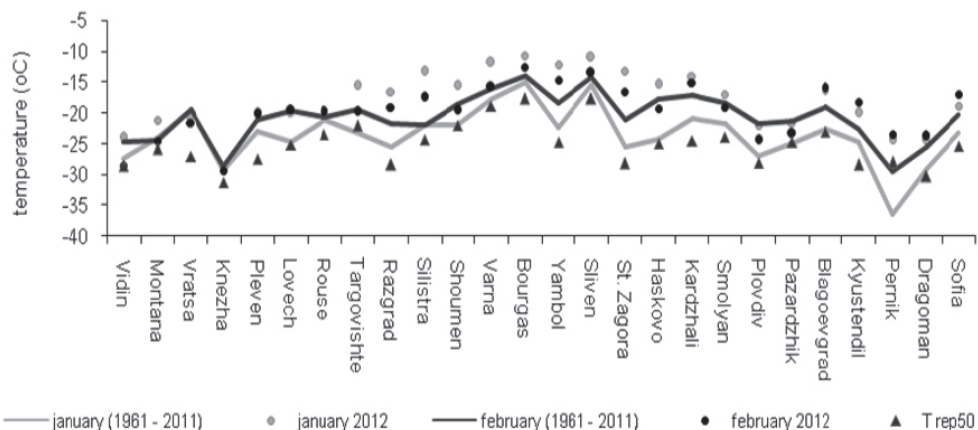


Fig. 6 Distribution of the absolute temperature minimums by stations

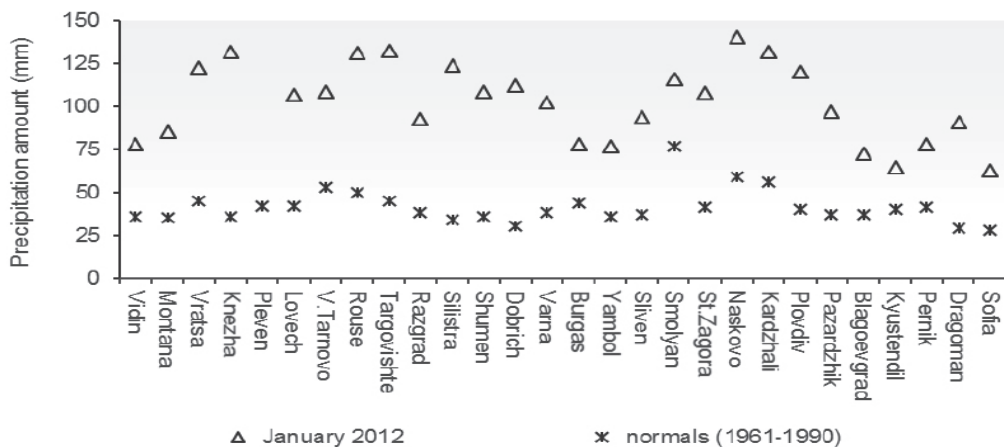


Fig. 7 Excessive precipitation registered in January 2012

Table 1 Comparison of the temperatures in January and February 2012 with the corresponding values under similar conditions during the period (1961–2011)

Station	number of cases	period		reached (simultaneously) values of					similar conditions during the period (1961–2011)
		2012	January	February	t (°C)	min t _{max} (°C)	t _{min} (°C)	S (cm)	
Vidin	8	29,30,31	01,02,09,10,11	-20.8	-12.8	-28.6	20–40	3	1985
Montana	8	30,31	02,03,09,10,11,12	-15.3	-10.8	-24.6	20–60	2	1963,1980, 1985
Vratsa	10	30	01,02,03,04,08,09,10,11,12	-15.9	-14.8	-21.6	20–60	2	1963, 1969, 2006, 2010
Knezha	7	30,31	01,02,09,10, 11	-24.5	-15.4	-29.4	20–35	2	1980, 1985, 1990, 1993, 2005
Pleven	9	30,31	01,02,03,08,09,10,11	-16.6	-12.8	-20.2	30–50	2	1969, 1980
Lovech	9	30,31	01,02,03,08, 09,10,11	-15.3	-12.8	-20.0	20–45	3	1969
Rouse	8	30,31	01,02,08,09, 10,11	-15.1	-10.7	-19.9	20–25	7	2010
Varna	7	27,30,31	01,08,09,10, 11	-10.1	-8.2	-15.8	0–5	12	1972, 1991, 2006, 2010
Burgas	5	30,31	01,08,09	-9.1	-6.6	-12.6	0–3	14	1963, 1991, 2006, 2010
Haskovo	4	30,31	01,02	-14.1	-7.4	-19.2	25	2	1980
Kardzhali	4	30,31	01,02	-11.5	-6.1	-15.0	5	4	1963, 1969
Plovdiv	4	31	01,02,10	-17.2	-9.0	-24.4	30–50	1	1963
Pazardzhik	6	30,31	01,02,09,10	-15.8	-8.6	-23.4	15–35	1	1963, 1980

CONCLUSIONS

In 2012, January and February, were registered extreme weather conditions. Particularly unfavourable they were from late January to almost middle of February. Everywhere is very cold (with many frosty days), but mostly in North Bulgaria. There was also a high snow cover and a strong wind on the Black Sea coast (with an average speed exceeding

10 m/s). Moreover, in January was registered excessive precipitation in all 26 stations (Fig. 7). These conditions are rare but natural for the climate of the country, as most hazardous is the combination of low daily temperatures (not just the minimum, but mean and maximum values) for an extended period of time, under abnormal preceding precipitation. On that common background, many local peculiarities should be expected.

REFERENCES

WMO (2012) Cold spell in Europe and Asia in late winter 2011/2012.
https://www.wmo.int/pages/mediacentre/news/documents/dwd_2012_report.pdf.



Dynamical models of vertically integrated atmosphere

Tatiana Spassova^{1*}, Stoycho Panchev²

¹*National Institute of Meteorology and Hydrology - BAS,
66, Tsarigradsko shose, 1784 Sofia, Bulgaria*

²*Faculty of Physics, Sofia University, 5 James Bourchier, 1164 Sofia, Bulgaria*

Abstract. There exist a lot of mathematical models of atmospheric dynamics. They could be classified roughly in two groups: simple models allowing analytical realization and interpretation and more complex ones, requiring numerical treatment. These simple models are also called “toy models” (Posmentier-1990). To this group of models belongs the one proposed by Tennekes (1977). Its reformulation and modification is a subject of the present paper.

Keywords: Atmospheric dynamics, mathematical models, vertical averaging, barotropic approach.

1. INTRODUCTION

The real atmosphere of the Earth as a whole is quasi–two–dimensional as the vertical scale (depth H) and the vertical component of the wind speed W are much smaller than the horizontal ones L and U , i.e. $(H, W) \ll (L, U)$. Moreover, the synoptic and large scale motions are also quasi-static. In the general case, the atmosphere is assumed as baroclinic medium. In barotropic approximation the density depends only on pressure. The physical quantities depend on x, y, z, t , where x, y, z are horizontal coordinates and t is time. In purely two-dimensional (2D) approximation, the vertical dependence is missing.

An example of such approach is the Tennekes’ (1977) model. It is subject of alternative formulation here in baroclinic and barotropic approximation. A vertically averaging technique is applied thus transforming the 3D into 2D model. Similar technique was used by us earlier. The present paper supplements the studies in two our previous ones

* tatiana.spassova@meteo.bg

Spassova and Panchev (2011a,b). Two levels of attachment of the 2D model are found – level of intersection and mean energetic level.

2. THE TENNEKES' (1977) MODEL

About 40 years ago, Tennekes proposed an original model of atmospheric dynamics. The model refers to non-divergent, two-dimensional flow of an almost incompressible, nearly inviscid gas with buoyant forcing. It describes the meridional transport of total amount of heat, based on the following system of equations

$$\frac{d_2 u}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f v - (K_s / h^2) u, \quad (1)$$

$$\frac{d_2 v}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f u - (K_s / h^2) v + \frac{g^*}{T^*} \theta, \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{d_2 \theta}{dt} = Q, \quad (4)$$

where (u, v) are horizontal velocity components, f is the Coriolis parameter, h represents the scale height of the atmosphere, K_s and Q stand for surface friction and rate of diabatic heating (or cooling) respectively, g^* is the virtual (hypothetical) “gravity acceleration”, directed toward the equator. The latter makes the warm air masses to move toward the pole, while cool air “sinks” toward the equator. The flow is assumed to be of infinite extent in the zonal direction but confined in a channel between rigid walls at the two latitudes ($y = \pm L$). The only source of energy is the temperature difference θ between the two boundaries, maintained by diabatic heating and cooling. The surface friction is represented by the Rayleigh linear terms and the horizontal “convection” by the last term, artificially introduced in equation (2). T^* is some reference temperature. In equations (1) – (4) d_2 / dt means 2D “material” derivative

$$\frac{d_2}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} \quad (5)$$

Tennekes (1977) showed that his model (1) – (4) exhibits behaviour that resembles very much to the general circulation in the Earth’s atmosphere.

3. NEW VERSION OF THE MODEL

Our reformulation of the model is based on the governing equations of 3D baroclinic $\rho = \rho(p, T, \dots)$, quasi-static atmosphere (for large scale motions $dp \approx -\rho g dz$, where p is atmospheric pressure, ρ – density, g – gravity acceleration, z – vertical coordinate, positive upward). We take these equations in standard form (in local coordinates) – Kibel (1957), Panchev (1985b)

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv, \quad (6)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu. \quad (7)$$

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}, \quad (8)$$

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \quad (9)$$

$$p = \rho RT, \quad (10)$$

$$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{\rho} \frac{dp}{dt} = \frac{dQ}{dt} \quad (11)$$

where

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} = \frac{d_2}{dt} + w \frac{\partial}{\partial z}. \quad (12)$$

The vertical dependence can be suppressed by applying an appropriate integration, proposed and first used by Obukhov (1949)

$$\hat{\psi}(x, y, t) = \int_0^{\infty} \psi(x, y, z, t) dz, \quad \bar{\psi} = \frac{1}{\bar{\rho}} \int_0^{\infty} \rho \psi dz \quad (13)$$

where $\psi = A, B, \dots$ (A, B, \dots are physical quantities that depend on x, y, z, t). This approach was later used by Alishaev (1980), Panchev (1985a) and others. In this way the model of the atmosphere, represented by the system of equations (6) – (11) is “flattened” and

becomes 2D in the (x, y) plane. The natural boundary conditions $\rho w \rightarrow 0$ at $z \rightarrow \infty$ and $w = 0$ at $z = 0$ are also assumed.

The treatment of the equations (8) and (10) is an easy task:

$$g\hat{\rho} = p_0(x, y, t), \quad (14)$$

$$\hat{p} = \hat{\rho}R\bar{T} \quad (15)$$

where $p_0(x, y, t) = p(x, y, 0, t)$ is the surface pressure. The continuity equation (9) yields

$$\frac{\bar{d}_2 \hat{\rho}}{dt} + \hat{\rho} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) = 0 \quad (16)$$

where \bar{d}_2 / dt is given by (6) with (u, v) replaced by (\bar{u}, \bar{v}) .

More difficult task is to derive the corresponding “vertically averaged equations” from (6), (7) and (11). We take them in the final form from Alishaev (1980) and they read:

$$\frac{\bar{d}_2 \bar{u}}{dt} = -\frac{1}{\hat{\rho}} \frac{\partial \hat{p}}{\partial x} + f \bar{v} - a_u, \quad (17)$$

$$\frac{\bar{d}_2 \bar{v}}{dt} = -\frac{1}{\hat{\rho}} \frac{\partial \hat{p}}{\partial y} - f \bar{u} - a_v, \quad (18)$$

$$\frac{\bar{d}_2 \hat{p}}{dt} - \alpha R \bar{T} \frac{\bar{d}_2 \hat{\rho}}{dt} = \frac{1}{c_p} \frac{\bar{d}_2 Q}{dt} = q, \quad (\alpha = \frac{2\lambda - 1}{\lambda}, \quad \lambda = \frac{c_p}{c_v}), \quad (19)$$

where

$$a_u = -\frac{1}{\hat{\rho}} \left(\frac{\partial}{\partial x} \hat{\rho} \overline{u'u'} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{\rho} \overline{u'v'} \right), \quad (20)$$

$$a_v = -\frac{1}{\hat{\rho}} \left(\frac{\partial}{\partial x} \hat{\rho} \overline{u'v'} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{\rho} \overline{v'v'} \right) \quad (21)$$

and $u' = u - \bar{u}$, $v' = v - \bar{v}$. Obviously, a_u and a_v are analogues of the Reynolds stresses in the theory of turbulence – Panchev (1985 b) and are interpreted as a kind of friction. Several approximations are possible:

$$(a_u, a_v) \begin{cases} = (0, 0), \\ \sim (\bar{u}, \bar{v}), \\ \sim (\nabla^2 \bar{u}, \nabla^2 \bar{v}), \dots \dots \end{cases} \quad (22)$$

Tennekes used the linear (Rayleigh) dependence in his model. To keep our version of the model closer to the original one (1) – (4), we also adopt linear approximation. Moreover, the “artificial buoyancy” term

$$B = \frac{g^*}{T^*} \bar{T} \quad (23)$$

can be added in equation (18). On the other hand, by definition of geostrophic velocities

$$u_g(z) = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad v_g(z) = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (24)$$

and applying (13) one obtains

$$\bar{u}_g = -\frac{1}{\hat{\rho} f} \frac{\partial \hat{p}}{\partial y}, \quad \bar{v}_g = \frac{1}{\hat{\rho} f} \frac{\partial \hat{p}}{\partial x}. \quad (25)$$

Thus, the pressure terms in (17) and (18) can be replaced by equivalent geostrophic velocities and the model equations become

$$\frac{\bar{d}_2 \bar{u}}{dt} = f(\bar{v} - \bar{v}_g) - a_u, \quad \frac{\bar{d}_2 \bar{v}}{dt} = -f(\bar{u} - \bar{u}_g) - a_v + B \quad (26).$$

Equations (14) – (16) and (19) constitute our system for the quantities $\bar{u}, \bar{v}, \hat{p}, \hat{\rho}, \bar{T}$.

4. BAROTROPIC APPROXIMATION (Panchev, 1985 b)

The barotropic assumption $\rho = \rho(p)$ allows to close the system of dynamic equations (16) – (18). Let suppose that $dQ = cdT$ in equation (11), i.e. Newtonian (polytropic) process of heating. Then

$$\frac{\rho}{\rho_0} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^m = ap^m, \quad m = \frac{c_v - c}{c_p - c}, \quad a = \rho_{00} p_{00}^{-m} \quad (27)$$

where ρ_{00} and p_{00} are reference values, while m (or c) is a free parameter of state, e.g. $m = 1/\lambda = c_v/c_p$ means adiabatic state, $m = 1$ ($c = \infty$) means isothermal state, $m = 0$ corresponds to vertically homogeneous atmosphere with $\rho(z) = \rho(0)$. Having in mind (27), we rewrite the corresponding terms in equations (17), (18) as

$$\nabla \hat{p} / \hat{\rho} = a^{-1} \pi_0^{-m} \nabla \pi_0 \quad (28)$$

where $\pi_0 = p(x, y, 0, t)$ is the surface pressure and $\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$.

Since $p_{00}/\rho_{00} = RT_{00} = c_0^2$ is the square of the isothermal sound speed, the constant a can be written as $a = p_{00}^{1-m} c_0^{-2}$. Choosing f^{-1} , $L_0 = c_0 f$, $p_{00} = 1000$ hPa as scales of time, internal length and pressure, and L – the width of the zonal channel as explained in section 2, we obtain the dimensionless form of the system of equations:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - V &= -\varepsilon \pi^{-m} \frac{\partial \pi}{\partial x}, \\ \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + U &= -\varepsilon \pi^{-m} \frac{\partial \pi}{\partial y}, \\ \frac{\partial \pi}{\partial t} + U \frac{\partial \pi}{\partial x} + V \frac{\partial \pi}{\partial y} &= -\pi \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) \equiv -\pi D_2 \end{aligned} \quad (29)$$

where $\varepsilon = L_0^2/L^2$ and D_2 is the “flat divergence”. U , V and π are dimensionless horizontal wind components and pressure, respectively. The terms a_u and a_v in the first two equations are omitted. Two kind of nonlinearity could be seen: advective (strong) nonlinearity and “weak” one (the right sides of the equations).

It is worth to make comparison between system (29) and the so called “shallow water system” of equations (Panchev 2001, 2006). The similarity between these two systems is obvious, which allows to treat the system (29) in a similar way (Pedlosky, 1982).

By varying the parameter of state m in (29) one can account for the kind of the thermodynamic process. For example, if $m = 1$ the system becomes

$$\begin{aligned}
 d_2 U / dt - V &= -\varepsilon \partial \ln \pi / \partial x \\
 d_2 V / dt + U &= -\varepsilon \partial \ln \pi / \partial y \\
 d_2 \ln \pi / dt &= -(\partial U / \partial x + \partial V / \partial y)
 \end{aligned} \tag{30}$$

In this form the system looks “less nonlinear” than (29). In nonadvective approach (linearized left hand side of (29)), the classical Obukhov’s system of equations also follows from (29) if one lets $\pi = 1$ out of the differential operators. In the general case

$m \neq 1$, the substitution $M_m(x, y, t) = \frac{\pi^{1-m}}{1-m}$, ($m \neq 1$) has the same effect.

An useful equation originating from the equations of motion is that of the vorticity $\zeta = \partial v / \partial x - \partial v / \partial y$. Its standard derivation from (29) yields

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + U \frac{\partial \zeta}{\partial x} + V \frac{\partial \zeta}{\partial y} + (\zeta + 1)D_2 = \pi^{-m} \frac{\partial \varepsilon}{\partial y} \frac{\partial \pi}{\partial x} (= \varepsilon_y \pi_x \pi^{-m})$$

where $\varepsilon = \varepsilon(f(y))$. Hence

$$\frac{d_2}{dt} (\zeta + 1) + (\zeta + 1)D_2 = \pi^{-m} \varepsilon_y \pi_x$$

Substituting D_2 from (29) one obtains the potential vorticity evolution equation

$$\frac{d_2}{dt} \left(\ln \frac{\zeta + 1}{\pi} \right) = \varepsilon_y \frac{\pi^{-m} \pi_x}{\zeta + 1} = F_m(t) \tag{31}$$

and if $\varepsilon_y = 0$, i.e. $df / dy = \beta = 0$

$$\frac{\zeta(x, y, t) + 1}{\pi(x, y, 0, t)} = \text{const} \tag{32}$$

which means conservation of the potential vorticity.

5. LEVELS OF ATTACHMENT OF THE 2D MODEL

The 2D models like the present one originate from more realistic 3D models. A question arises to which level in the 3D atmosphere one could attach the results obtained by means of the 2D model. A speculative in some sense answer will be proposed.

a) The level of intersection

The physical quantities (meteorological elements) we were dealing with in the models under consideration were the temperature $T(z)$, the pressure $p(z)$ and the density $\rho(z)$. In strictly static atmosphere ($dp = -\rho g dz$, $p = R\rho T$) the vertical profiles are interrelated through simple expressions (Panchev, 2003). Given for example

$$T(z) = T_0(x, y) - \gamma z \quad (33)$$

then

$$\rho(z) = \rho_0 \left(1 - \frac{z}{H_T}\right)^\alpha, \quad p(z) = p_0 \left(1 - \frac{z}{H_T}\right)^{\alpha-\gamma} \quad (34)$$

where $\alpha = \Gamma/\gamma$, $\Gamma = g/R = 34.2^\circ K/km$, $H_T = T_0/\gamma$, γ is the temperature gradient (in the troposphere, $\gamma \approx 6^\circ K/km$). Extending (33) and (34) to $(T, \rho, p) = 0$ we see that H_T defines the upper boundary of the model polytropic atmosphere, governed by the above laws.

Let ψ be any of the elements T , ρ , p and $\bar{T}, \bar{\rho}, \bar{p}$ are their vertically averaged (according to (13)) counterparts. We define the level of intersection \bar{z}_ψ by

$$\psi(\bar{z}_\psi) = \bar{\psi} \quad (35)$$

Since (33) is accepted as a good approximation of the temperature profile in the real troposphere, assumed in quasistatic state, we can use (13) and (33) in evaluation of \bar{z}_ψ by (35), letting $\psi = T$ we find

$$\bar{T} = T_0 \frac{\Gamma}{\Gamma + \gamma}, \quad \bar{z}_T = \frac{T_0}{\Gamma + \gamma} = H_T \frac{\gamma}{\Gamma + \gamma} = H_T \frac{1}{1 + \alpha} \quad (36)$$

At $T_0 = 288^\circ K$ ($15^\circ C$) and $\gamma = 6^\circ K/km$ we find $H_T = 48 km$ and $\bar{z}_T \approx 7,16 km$.

In a similar way from (34), (35) we derive

$$\bar{z}_\rho = H_T \left[1 - \left(\frac{\alpha}{2\alpha - 1} \right)^{1/\alpha} \right], \quad \bar{z}_p = H_T (1 - 2^{-1/\alpha}).$$

At $\alpha = 5.7$, $\bar{z}_\rho = 0.1H_T = 4.8 km$, $\bar{z}_p = 0.114H_T = 5.47 km$. Thus $\bar{z}_\rho < \bar{z}_p < \bar{z}_T$. We take \bar{z}_T as level of intersection (attachment) for the model, because \bar{T} enters the

model equations under consideration, while $\bar{\rho}$, \bar{p} do not. By the way, the numerical values of \bar{z}_ρ and \bar{z}_p are very close to that of \bar{z}_T .

b) The mean energetic level (MEL)

By definition of potential energy E_p and internal energy E_i of air volume with mass $dm = \rho dz$

$$dE_p = gz\rho dz, \quad dE_i = c_v\rho Tdz$$

after integration from $z = 0$ to $z = \infty$ and using equations (8) and (10), one obtains

$$\hat{E}_i / \hat{E}_p = c_v / R = \frac{1}{\lambda - 1} = 2.5$$

On the other hand, there should exist level z_E on which

$$\frac{E_i(z_E)}{E_p(z_E)} = \frac{c_v T(z_E)}{g z_E} = \frac{c_v}{R}.$$

Actually, the function $\psi(z) = zp(z)$, defined in the interval $(0, \infty)$, has a maximum ($d\psi = pdz + zdp = 0$) at $gz = RT$, which is equivalent to the above relation.

Hence,

$$z_E = \frac{R}{g} T \equiv T(z_E) / \Gamma$$

and if the polytropic profile is assumed, we find

$$z_E = \frac{T_0}{\Gamma + \gamma}$$

i.e. $z_E \equiv z_T \approx 7 \text{ km}$. Moreover, some empirical evidences indicate that the geostrophic velocities c_g and \bar{c}_g as defined by (24), (25), numerically coincide on the MEL. Therefore, $z_E (\equiv z_T)$ seems to be a representative level for atmospheric energetics and dynamics. This level is localized in the troposphere ($z_E \approx 7 \text{ km}$, or 400 hPa).

6. SUMMARY AND CONCLUSIONS

In this paper we discussed essentially two related but different problems of atmospheric dynamics and energetics. The first one concerned the reformulation of an existing (Tennekes 1977) mathematical model of 2 D turbulent flow on a beta plane, represented by the system of equations (1) – (4) with linear friction terms and virtual “horizontal buoyancy” term (in equation (2) only!). The two dimensionality in the (x, y) – plane is achieved by vertical integration (averaging) of the more realistic 3D system (6) – (12) by means of (13). This operation “flattens” the model atmosphere, making it one-level in the 2D space. Following Tenekes, further analysis of the “new” less formal from physical point of view systems (from sections 3 and 4) can be performed.

This approach of converting the 3D model in 2D one raises an important question: to what level in the 3D atmosphere one could attach the results from the derived 2D model. A speculative (in some sense) answer is given in sections 5a, b. This level seems to be located at approximately 7 km, i.e. in the troposphere.

If aerological observations are available in a particular meteorological station, the level \bar{z}_T can be calculated by means of formula (36).

REFERENCES

- Tennekes H. (1977), The general circulation of two-dimensional turbulent flow on a beta-plane, *J. Atm. Sci.*, 34, 5, 702-712
- Spasova T., Panchev S. (2011a), A shallow water type model of large scale atmospheric dynamics, *BJMH*, vol. 16, No 2, 2-11
- Spasova T., Panchev S. (2011b), Mean levels in polytropic model of the atmosphere, *BJMH*, vol. 16, No 2, 12-17
- Obukhov A. M. (1949), On the problem of geostrophic wind, *Izv. Acad. Sci. USSR, Geography and geophysics*, vol. 13, No 4, 281-286
- Kibel I. A. (1957), Introduction to the hydrodynamical methods of short range weather prediction, State Publ. House, Moscow
- Alishaev D. M. (1980), On the dynamics of two-dimensional baroclinic atmosphere, *Izv. Acad. Sci. USSR, Atm. Ocean Physics*, vol. 16, No 2, 99-107
- Panchev S. (1985a), On the theory of geostrophic adjustment in nonadvective approximation, *Bul. Geophysical Journal*, vol. 11, No 4, 17-25
- Panchev S. (1985b), *Dynamic meteorology*, Reidel Publ. Co; *Environmental Fluid Mechanics* 4, 360pp
- Panchev S. (2003), *Foundation of atmospheric physics*, Bul. Acad. Press “Prof. M. Drinov”, 234 pp (in Bulgarian)
- Panchev S. (1996, 2001), *Theory of chaos*, Bul. Acad. Press “Prof. M. Drinov”, 382 pp/ 452pp (in Bulgarian)
- Pedlosky J. (1982), *Geophysical fluid dynamics*, Springer Verlag (Russian translation 1984)
- Posmentier E. S., (1990), Periodic, quasiperiodic and chaotic behaviour in a nonlinear toy climate model, *An. Geophys.*, vol. 8, No 11, 781-790



Some special climatic characteristics for extreme conditions in the wind field in the region of Karlovo valley

Anelia Gocheva, Tzvetan Dimitrov, Tihomir Denev

Abstract: The results obtained in this research show that the annual wind speed distributions in the region of Karlovo valley do not differ for both studied periods: the decade 2003-2012, and reference climatic one 1981-2010, especially for extreme values (*rarer events*). For the period 2003-2012, the frequency of maximal wind speed pulsations ≥ 16 m/s is approximately 90% (*98 realizations from the total 112 studied cases of strong winds*). Such unfavorable meteorological events represent a real part of the climate of the area under consideration. Although they are less frequent, like all extreme events, they cause significant damages.

Keywords: wind, maximal wind gusts, Karlovo.

Някои специализирани климатични характеристики за екстремни условия в полето на вятъра в района на Карловското поле

Анелия Гочева, Цветан Димитров*, Тихомир Денев

*Национален институт по метеорология и хидрология – БАН
Бул. Цариградско шосе 66, 1784 София*

Резюме: Резултатите от направеното проучване показват, че годишните разпределения на скоростта на вятъра за района на Карловското котловинно поле не се различават за двата разглеждани периода: десетилетието 2003–2012 г. и референтния климатичен период 1981–2010 г., особено за екстремните стойности (*по-редките събития*). За периода 2003 – 2012 г. честотата на реализиране на максимални пулсации на скоростта на вятъра ≥ 16 m/s съставлява около 90% (*98 реализации от общо 112-*

* tzvetan.dimitrov@meteo.bg

те изследвани случая на силен вятър). Подобни неблагоприятни метеорологични явления представляват реална част от климата на разглеждания район. Те съответно се случват с по-малка честота, като всички екстремни явления, но водят до значителни щети.

Ключови думи: вятър, максимални пулсации на вятъра, Карлово

УВОД

Обект на изследване е относително тясна ивица, намираща се практически на границата между *Климатичния Район на Източните Заббалкански Поле* със средна надморска височина от около 400 m и *Заббалканския Нископланински Климатичен Район*, с надморска височина 500 – 1000 m (Събев Л. и др., 1959). На Фиг. 1 е показан участък от картата на *България* представящ *Карловското котловинно поле* и действащите в района станции от метеорологичната мрежа на Националния институт по метеорология и хидрология (НИМХ). За характеризиране на екстремните условия в полето на вятъра в района на Карловското поле и по-специално в района на ивицата следваща *Розино, Кърнаре, Сопот, Карлово и Калофер* са използвани данните за скоростта на вятъра от климатична станция *Карлово*.

Опасни и особено опасни явления

Най-общо казано, метеорологичните явления се считат за опасни, ако при настъпването им трябва да се вземат специални мерки за предотвратяване на значителни материални загуби или щети в различни стопански отрасли. Особено опасни са метеорологичните явления, които водят до значителни щети в различни отрасли на икономиката или имат бедствен характер.

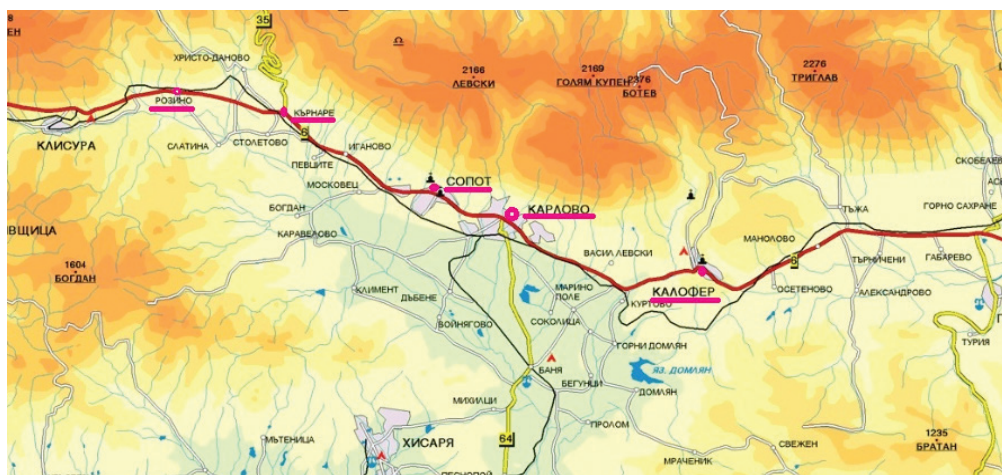
Метеорологичните явления и елементи стават опасни или особено опасни, когато тяхната интензивност премине определена критична граница. В метеорологичната практика у нас за опасен се счита вятър над 15 m/s, а за особено опасен – вятър над 30 m/s.

Силният вятър е свързан обичайно със *значителни щети* (Месечен бюлетин на НИМХ, Април 2013), като: отделни прекършени и изкоренени дървета, скъсани проводници и паднали стълбове от електропреносната мрежа, откъртени мазилки, отнесени леки ламаринени покриви или части от покривни конструкции и др. Във всички случаи е налице и комбинирано въздействие на опасните и/или особено опасни метеорологични явления от един тип с едни или други съпровождащи ги метеорологични условия. Така, в случаите на силен вятър през зимата, към неговото вредно въздействие се наслагва и това на падналите валежи и ниските

температури, с последващо заледяване и допълнително увреждане на сгради и съоръжения.

ДАННИ

Използвани са ежедневни данни за средната V (m/s) и максимална V_{max} (m/s) скорост на вятъра в климатичните срокове на наблюдение (7, 14 и 21 часа) през периода от 01.01.1981 до 31.12.2012 г. (в отделни случаи при пресмятания по месеци и до края на февруари 2013 г.), както и наличните на електронен носител данни за максималните пулсации на вятъра V_{max}^p (m/s) и тяхната продължителност D (часове), регистрирани през периода от 01.01.1991 до 31.12.2012 г. като метеорологично явление.



Фиг. 1 Карловското поле и местоположението на метеорологичните станции

Данните за вятъра са получени от наблюдения с ветромер тип „Вилд“ с лека плочка, позволяващ да се регистрират стойности до 20 m/s, включително. Тези конструктивни особености на измервателния уред не позволяват да се измери действителната скорост на вятъра, когато тя е над тази граница. При последвалия анализ обаче са отчетени и случаите, когато скоростта на вятъра надвишава тази стойност. Данните за V_{max} са от 30-годишен период, за да са представителни като норми в климатично отношение. Независимо от по-късия период на данните за V_{max}^p , на тях може да се гледа като на многогодишна средна стойност (за десетилетието) в климатичен смисъл. Поради несъвършенството на използваната методика при климатични наблюдения (измервания само в 7, 14 и 21 часа) и посочените конструктивни недостатъци на ветромера тип „Вилд“ се получават занижени оценки на максималната скорост на вятъра. Следва да се отбележи, че

максималните скорости на вятъра характерни за разглеждания район, във всички случаи са по-високи от коментираните. При действаща автоматична станция в района, биха се регистрирали много по-прецизно съответните стойности на максималната скорост на вятъра.

ОЦЕНКИ ЗА ВЯТЪРА

Средна скорост на вятъра

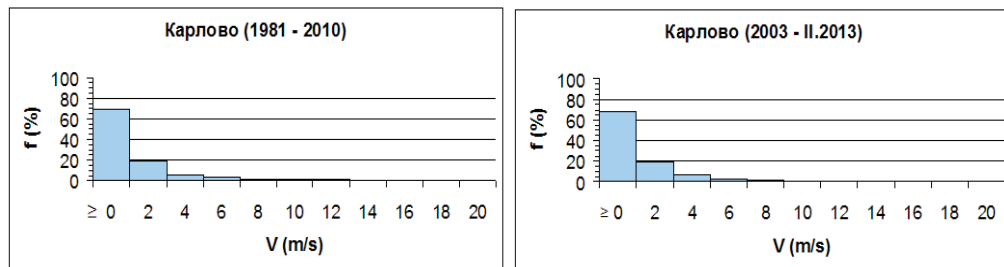
В Таблица 1 са дадени оценките за средна (AVE) и максимална (MAX) стойности на средната скорост на вятъра V , получени от извадки с обем N , формирани от ежедневните наблюдения на вятъра в метеорологична станция *Карлово*, по месеци, за периодите 1981 – 2010 г. и 2003 – февруари 2013 г.

На Фиг. 2 е представено честотното разпределение – по относителни честоти f (%) на средната V скорост на вятъра, получено въз основа на данни от срочните наблюдения в метеорологична станция Карлово за използваните периоди.

Стойностите по абсцисата се отнасят за долната граница на съответния интервал и следва да се четат „от 0 до 1.9 m/s”, „от 2 до 3.9 m/s” и т.н.. Това представяне позволява да се оценят коректно стойностите отнасящи се за случаи със скорост на вятъра ≥ 16 m/s, попадащи съответно в градация „от 16 m/s до 17.9 m/s”. Относителните честоти, които са незначителни може и да не се виждат на фигурата, но последната означена градация по абсцисата всъщност е и последната, в която попада някакъв, макар и минимален брой случаи, например: за разпределението на V и за двата разглеждани периода последната градация е „от 20 m/s и по-високи” като в нея попадат съответно 8 и 3 случая съставляващи 0.1% относителна честота.

Таблица 1 Средна (AVE) и максимална (MAX) стойности на средната скорост на вятъра $V(m/s)$

X-ка	V m/s (1981 – 2010 г.)											
	I	II	III	VI	V	VI	VII	VIII	XI	X	XI	XII
N	899	873	868	870	885	900	868	890	913	930	930	930
AVE	1.6	2.0	2.1	2.1	1.9	2.3	2.3	1.9	1.7	1.3	1.5	1.5
MAX	20.0	20.0	17.0	15.0	13.0	20.0	20.0	14.3	15.3	19.0	20.0	20.0
X-ка	V m/s (2003 – февруари 2013 г.)											
	I	II	III	VI	V	VI	VII	VIII	XI	X	XI	XII
N	341	223	279	248	278	248	248	270	261	310	278	310
AVE	1.6	1.6	2.3	2.0	2.0	2.3	2.3	1.7	1.4	1.1	1.2	1.0
MAX	20	16.7	16	12.7	10	12.7	20	10	12	12.7	20	16



Фиг. 2 Честотно разпределение на средната скорост на вятъра V (m/s). Карлово.

И за двата периода средната скорост на вятъра V попада най-често (съответно в 88.5% и 87.7% от случаите) в интервала до 4 m/s (където влиза така нареченото „тихо“ време). В Таблица 2 е представено разпределението в градации на средната скорост на вятъра по периоди. Изчисленият 90 процентил, над който е зоната на екстремните стойности за разглежданите две разпределения е със стойност 4.3 m/s, като средноденоношните скорости на вятъра V със стойности над тази граница се явяват екстремни за разпределението и района на *Карловското поле*.

Таблица 2 Разпределение на средната скорост на вятъра V по относителни честоти f (%). Карлово.

V m/s	≥ 0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	Сума
1981 - 2010	69.5	19.0	5.3	2.8	1.7	0.9	0.4	0.3	0.1	0.0	0.1	100%
2003 – II. 2013	68.1	19.6	6.7	2.7	1.4	0.8	0.4	0.1	0.1	0.0	0.1	100%

Получените резултатите показват, че разпределението на средната скорост на вятъра V по данни за периода 2003 – до февруари 2013 г. практически не се различава от съответното разпределение за референтния 30-годишен климатичен период (1981 – 2010 г.), както при оценките на средните стойности, така и по отношение на разпределението им по градации. Това позволява да се направи извода, че през изследваното десетилетие не се наблюдават климатични отклонения в режима на вятъра.

Максимална скорост на вятъра

В Таблица 3 са дадени оценките за средна (AVE) и максимална (MAX) стойности на максималната скорост на вятъра V_{max} (m/s) (от спрочните наблюдения), получени от извадки с обем N , формирани от ежедневните наблюдения на вятъра в метеорологична станция *Карлово*, по месеци, за периодите 1981 – 2010 г. и десетилетието 2003 – февруари 2013 г.

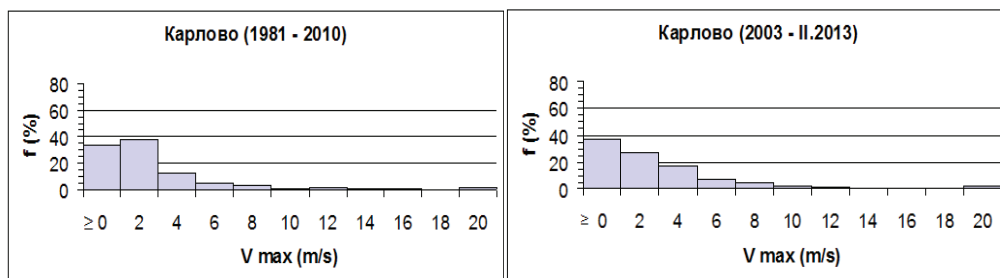
Оценките за минималните стойности на **Vmax** са нули, а тези за максималните достигат 20 m/s, породени от конструктивни несъвършенства на ветромера, които не позволяват да се измерят действителните скорости на вятъра над 20 m/s, а само да се регистрират като налични подобни случаи.

На Фиг. 3 е представено честотното разпределение – по относителни честоти **f (%)** на максималната скорост на вятъра **Vmax**, получена въз основа на данни от съответните максимални скорости регистрирани в някое от срочните наблюдения в метеорологична станция Карлово за използваните периоди.

Стойностите по абсцисата и тук се отнасят за долната граница на съответния интервал и следва да се четат „от 0 до 1.9 m/s”, „от 2 до 3.9 m/s ” и т.н.. Относителните честоти, които са незначителни не се виждат на фигурата, но последната означена градация по абсцисата всъщност е и последната, в която попада някакъв, макар и минимален брой случаи. Например: за разпределението на **Vmax** и за двата разглеждани периода последната градация е „от 20 m/s и по-високи”, като в нея попадат съответно 192 и 60 случая съставляващи 1.8% относителна честота и в двете извадки.

Таблица 3 Оценки за средната (AVE) стойност на максималната скорост на вятъра **Vmax (m/s)**. Карлово

X-ка	Vmax m/s (1981 – 2010 г.)											
	I	II	III	VI	V	VI	VII	VIII	XI	X	XI	XII
N	899	874	868	870	885	900	868	890	913	930	930	930
AVE	2.9	3.5	3.8	3.9	3.6	4.2	4.1	3.6	3.4	2.5	2.7	2.7
X-ка	Vmax m/s (2003 – февруари 2013 г.)											
	I	II	III	VI	V	VI	VII	VIII	XI	X	XI	XII
N	341	222	279	248	278	248	248	270	261	310	278	310
AVE	3.0	3.0	4.3	3.9	3.9	4.3	4.3	3.8	3.0	2.3	2.3	2.0



Фиг. 3 Честотно разпределение на максималната скорост на вятъра **Vmax (m/s)** в Карлово.

Резултатите показват, че разглежданото разпределение, оценено по данни за последните десетина години (2003 – февруари 2013 г.), не се различава *съществено* от разпределението отнасящо се за референтния 30-годишен климатичен период (1981 – 2010 г.) Изключение прави по-големия брой случаи в градацията от 2 до 3.9 m/s в сравнение с тази от 0 до 1.9 m/s, като на практика над 50% от случаите са съсредоточени в първите два интервала (Таблица 4). И за двата периода **V_{max}** попада най-често (37% и 27%) в интервала до 4 m/s (където попада и така нареченото „тихо“), а случаите на силен вятър със скорост ≥ 16 m/s се оказват реална част от разпределението на максималната скорост на вятъра отчетена от срочните наблюдения – съответно 2.8% и 2.2% или 304 и 74 случая (Таблица 4).

Колкото до 90-ия процентил, над който е зоната на екстремните стойности, за разглежданите две разпределения, той е 8 m/s, т.е. стойностите на **V_{max}** над 8 m/s са екстремни – рядко наблюдавани, но възможни, представляващи реална част от разпределението и на максималната скорост на вятъра (от срочните наблюдения).

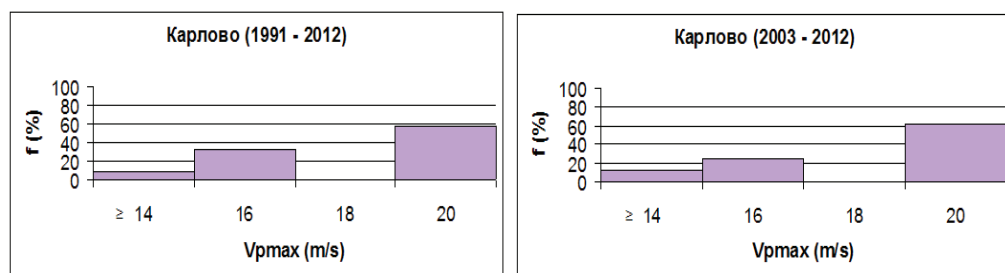
Пулсации на вятъра

В Таблица 4 е представено честотното разпределение – по относителни честоти **f (%)** на максималната скорост на вятъра при пулсации **V_{max}^p (m/s)** по (наличните) данни от наблюдения за периодите 1991 – 2012 г. и 2003 – 2012 г. в гр. Карлово.

Таблица 4 Разпределение на **V_{max} (m/s)** по относителни честоти **f (%)** . Карлово.

V m/s	≥ 0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	Сума
1981 - 2010	33.6	37.5	13.0	5.4	3.7	1.5	1.8	0.5	1.0	0.0	1.8	100%
2003 – II.2013	37.1	26.5	17.6	7.6	4.7	2.3	1.1	0.9	0.4	0.0	1.8	100%

Означенията по абсцисата се отнасят и в случая за долната граница на интервалите и следва да се четат: „от 14 – до 15.9 m/s“; „от 16 – до 17.9 m/s“ и пр., което позволява да се отчитат коректно стойностите за максимални пулсации ≥ 16 m/s (стойностите ≥ 14 m/s се отнасят по дефиниция за силен вятър).



Фиг. 4 Честотно разпределение на **V_{max}^p (m/s)** по данни от Карлово.

Фиг. 4 показва, че разпределението на V_{\max}^p (m/s) оценено по данни за десетилетието 2003 - 2012 г. практически не се различава от това отнасящо се за използвания референтен период 1991 – 2012 г. (в случая 22-годишен). При това, в случая става дума за най-високите стойности на скоростта на вятъра (максималните пулсации V_{\max}^p), за чиято реализация е необходим по-дълъг период от време, доколкото са по-редки като събития. Честотата на реализиране на пулсации на вятъра със скорост $V_{\max}^p \geq 16$ m/s е много голяма и за двата периода - 91% и 88% или 371 и 98 реализации от общо 409-те и 112-те изследвани случая на силен вятър (≥ 14 m/s) съответно за двата изследвани периода (Таблица 5).

Таблица 5 Разпределение на V_{\max}^p (m/s) по относителни честоти f (%). Карлово.

V_{\max}^p m/s	≥ 14	16	18	20 m/s	Сума
1991 - 2012	9.3	33.5	0.2	57.0	100%
2003 - 2012	12.5	25.0	0.9	61.6	100%

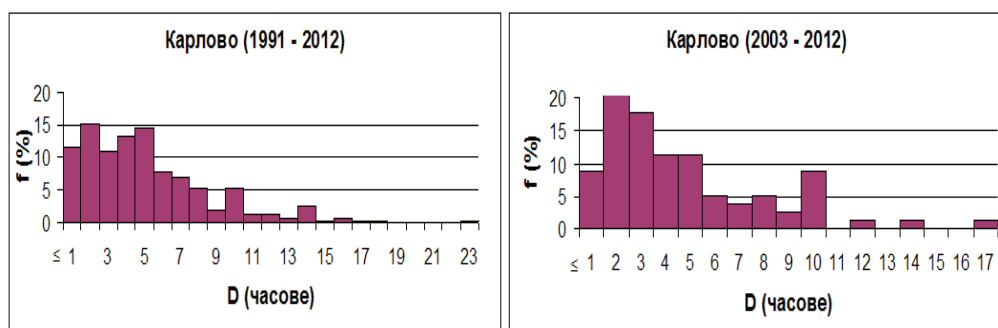
Стойността на 90-ия процентил, над който е зоната на екстремните стойности, за разглежданите разпределения е 20 m/s, т.е. стойностите на $V_{\max}^p \geq 20$ m/s в разпределението по данни от двата периода са екстремни – рядко наблюдавани, но неизменна част от разпределението на максималните пулсации на скоростта на вятъра.

На Фиг. 5 е представено честотното разпределение – по относителни честоти f (%) на продължителността D (часове) на максималните пулсации на вятъра. Те са получени въз основа на данните от наблюденията в Карлово за периодите 1991 – 2012 г. и 2003 – 2012 г. Стойностите по абсцисата в този случай се отнасят за горната граница на съответния интервал и следва да се четат „до 1’’, „до 2’’ и пр.. Показаните последни градации - „до 23 часа’’ и „до 17 часа’’ са представени съответно с 0.3% и 1.3% относителна честота за всеки от двата периода.

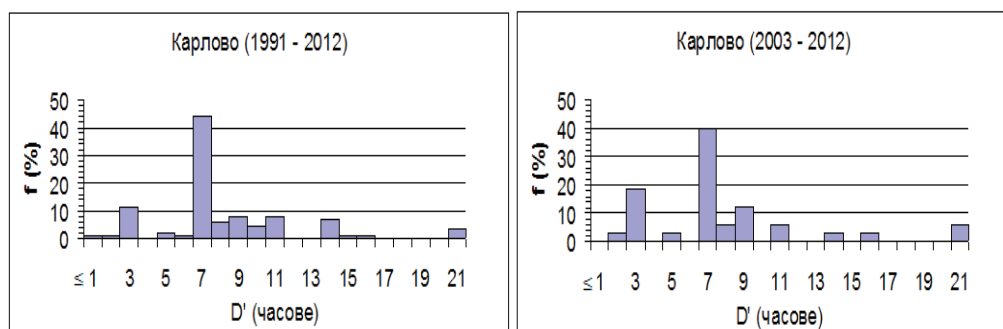
Следва да отбележим, че Фиг. 5 се отнася за разпределения формирани по данни за точно отчетена продължителност D (часове) на условия със силен вятър, докато на Фиг. 6 са показани аналогични разпределения, но съставени въз основа на данни за приблизително определени начало и/или край (продължителност) D' (часове) на явлениято. Обемите на извадките за двата използвани основни периода 1991 – 2012 г. и 2003 – 2012 г. са съответно 322 и 79 за D , и 87 и 33 - за D' .

Резултатите показват, че при силен вятър (≥ 14 m/s) и точно отчетени начало и край на процеса, продължителности до 4 часа включително съставляват съответно 51% и 60% от случаите през периодите 1991 – 2012 г. и 2003 – 2012 г. (Фиг. 5). За случаите с приблизително определени начало и/или край на пулсациите стойностите до около 7 часа са представени с повече от половината реализации, съответно 61% и 64% за двата периода 1991 – 2012 г. и 2003 – 2012 г. (Фиг. 6). Вижда се също, че са възможни, макар и доста редки, случаи на пулсации със

силен вятър достигащи продължителност от почти цяло денонощие (17, 21 и 23 часа).



Фиг. 5 Честотно разпределение на **D (часове)** за различни периоди. Карлово



Фиг. 6 Честотно разпределение на **D' (часове)** за различни периоди. Карлово

В Таблица 6 са представени данни за броя случаи с максимална скорост на вятъра при пулсации $V_{\max}^p \geq 16 \text{ m/s}$ регистрирани през посоченото десетилетие (2003 – 2012 г.). От таблицата се вижда, че броят им е средно около 10 – 11 годишно. Средномесечният им брой е по около 2 дни през по-голямата част от годината, като през топлото полугодие (от май до октомври) тези случаи са по-малко отколкото през студеното (от ноември до април) в съотношение 40% : 60%, а най-чести са те през февруари (средно 3 дни).

Таблица 6 Брой случаи с $V^p_{\max} \geq 16$ m/s през периода 2003 – 2012 г. и максимална регистрирана през годината скорост на вятъра V^a_{\max} (m/s)

Година	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.	V^a_{\max} (m/s)
2003		3	2	1	1	2	2	1	1	3		5	21	>20
2004	1	7			2	2		3			1		16	>20
2005		1								1			2	20
2006*														
2007	6					1					1		8	>20
2008	1			1	1		1	1	2	1	1	1	10	>20
2009			2			1							3	20
2010		1	2		2				2	2		3	12	20
2011	1		3	2		2			1			1	10	20
2012	3	4	1	1		1	1	1	1			2	15	20
Общо	12	16	10	5	6	9	4	6	7	7	3	12	97	20

*През 2006 в Карлово има прекъсване на наблюденията

Максимална скорост на вятъра с период на повторение веднъж на 50 години

Пресмятанията на наши автори, изпълнени по голям обем данни от много станции в страната, с цел картиране на натоварването от вятър (Александров В. и др., 2011) показват, че стойностите на скоростта на вятъра в разглеждания район, които могат да бъдат наблюдавани за един по-продължителен период от време са много високи. Анализът показва, че поне веднъж на 50 години могат да бъдат достигнати и надвишени стойности от 36 – 37 m/s (*при десетминутен интервал на осреднение*). Подобни скорости на вятъра съответстват на около 130 km/h и пораждаят ветрово натоварване от около 0.8 kN/m². Следва да се има предвид, че не е задължително стойностите съответстващи на даден период на повторение да бъдат превишавани на всеки такъв период на повторение. Така съответствието на стойности от 37 m/s на период на повторение 50 години не означава, че на всяко 50-летие те ще бъдат надвишавани. В дадено 50-летие те могат да бъдат надвишени веднъж, в друго - повече от веднъж, а в трето – нито веднъж и няма начална точка за отброяване на това петдесетилетие. Смесът на този климатичен показател е в обстоятелството, че това е напълно възможна реална скорост на вятъра, за района, която въпреки че е рядко явление - толкова рядко, че може да се очаква да бъде достигната и надвишена най-малко веднъж за период от 50 години (*като в същия период може да се реализира и стойност с период на повторение веднъж на 100 и повече години*).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оценката на съвременният режим на вятъра в Карловското котловинно поле е извършена посредством сравнение на получените резултати от данни за референтен период (1981 – 2010 г.) и десетилетието 2003 – 2012 г. Установено е, че максималните скорости на вятъра най-често (*около 30% от случаите*) са до 4 m/s, като ветрове със скорост ≥ 16 m/s съставляват около 2 – 3% от общия брой случаи. Екстремни в разпределението на максималната скорост на вятъра са стойности над 8 m/s, като се наблюдават случаи със скорости на вятъра по-големи от 20 m/s.

Изследван е режимът на максималните пулсации на вятъра (≥ 16 m/s) в района на град *Карлово*. Честотата им на проявление в котловинното поле съставлява около 90% от случите със силен вятър (≥ 14 m/s). Установено, е че екстремни са стойностите на максималните пулсации на вятъра над 20 m/s, представляващи около 60% от общия брой случаи със силен вятър. Анализът показва, че продължителността на пулсациите на вятъра най-често е до 4 часа (*до 60% от случаите*), като същевременно са възможни продължителни периоди с пулсации достигащи до 23 часа (*0.3% от общия брой случаи*). Средногодишният брой на пулсации в скоростта на вятъра ≥ 16 m/s регистрирани през десетилетието 2003 – 2012 г. е около 10 годишно, а средномесечният около 2 дни. Тяхната честота е по-малка през топлото полугодие (*май – октомври*) отколкото през студеното в съотношение 40%:60%, като най-чести са те през февруари – 3 дни средномесечно за периода 2003 – 2012 г. Стойностите на максималната скорост при пулсации на вятъра в разглеждания район, които могат да бъдат достигнати и надвишени поне веднъж за период от 50 години са 37 m/s (*около 130 km/h*) и това са особено опасни ураганни ветрове, оказващи ветрово натоварване от около 0.8 kN/m².

ЛИТЕРАТУРА

- Събев Л. и Св. Станев, Климатичните райони на България и техният климат, 1959, Трудове на ИМХ, том V
Месечен бюлетин на НИМХ за Април 2013 г.
Александров В., П. Иванов, Отчет относно натоварвания от вятър в страната по договорна задача между НИМХ и МРРБ, 2011 г



Some special climatic characteristics for extreme conditions in the field of precipitations in the region of Karlovo valley

Anelia Gocheva, Tihomir Denev, Tzvetan Dimitrov

Abstract: The results of research which was carried out, show that the distributions of diurnal amount of precipitation for region of Karlovo valley in annual plan do not differ for the both investigated periods: the decade 2003-2012 and the reference climatic period 1981-2010, especially for the extreme values (*rare events*). The regime of diurnal amount of abundant precipitations and 24-hour intense rainfall in the region is studied. The maximum 24-hour rainfall values with different return period for Karlovo, Kalofer and Rozino are determined. The values of diurnal precipitation amounts once at 100 years can reach up to 100-130 mm.

Keywords: Assessments of precipitations, amount of precipitations with different return period, extreme rainfalls.

Някои специализирани климатични характеристики за екстремни условия в полето на валежите в района на Карловското поле

Анелия Гочева, Тихомир Денев, Цветан Димитров*

*Национален институт по метеорология и хидрология – БАН,
бул. Цариградско шосе 66, 1784 София*

Резюме: Резултатите от направеното проучване показват, че разпределенията на денонощните валежни количества за района на *Карловското поле* в годишен план не се различават за двата разглеждани периода: десетилетието 2003 – 2012 г. и референтен климатичен период 1981 – 2010 г., особено за екстремните стойности (*по-редките събития*). Изследван е режимът на обилните денонощни и интензивните валежи в

* tzvetan.dimitrov@meteo.bg

региона. Определени са стойностите на максималните денонощни валежи с различна обезпеченост за Карлово, Калофер и Розино. Стойностите на 24-часовите валежни количества веднъж на 100 години могат да достигнат до 100 – 130 mm.

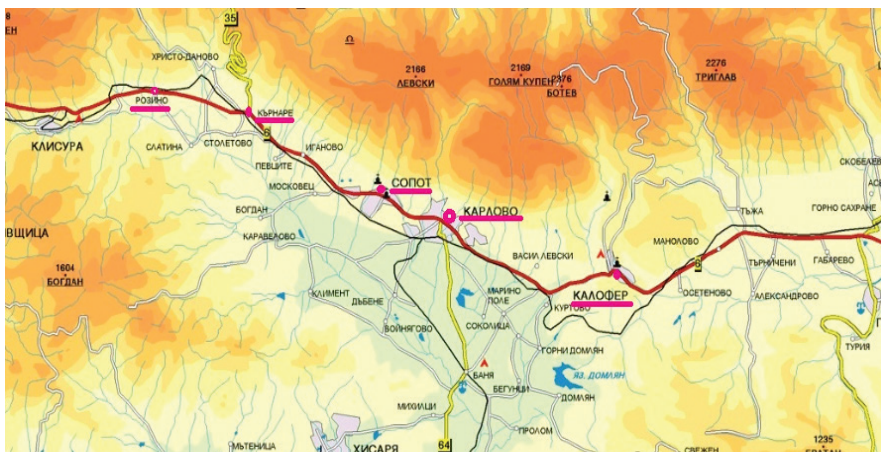
Ключови думи: оценки на валежите, валежи с различна обезпеченост, екстремни валежи.

УВОД

Обект на изследване е режимът на валежите в *Карловското котловинно поле*, заемащо относително тясна ивица, разположена в граничните части на *Климатичния Район на Източните Заббалкански Поле* със средна надморска височина около 400 m и *Заббалканския Нископланински Климатичен Район*, с надморска височина 500 – 1000 m (Събев Л. и др., 1959).

На Фиг. 1 е показан разглеждания район на *Карловското поле* с действащите в района станции от метеорологичната мрежа на Националния институт по метеорология и хидрология (НИМХ) – *климатична станция Карлово (с 3-срочни наблюдения в 7, 14 и 21 часа)*, както и *дъждомерни станции Розино и Калофер*. Малките разстояния между пунктовете, близките им надморски височини и обстоятелството, че попадат в тясна ивица със сходни климатични условия, правят *Карлово, Розино и Калофер* подходящи представителни метеорологични пунктове за оценка на климата в разглеждания район.

Разстоянията между тези пунктове по въздух са съответно: *Розино – Кърнаре* – около 7 km, *Кърнаре – Сопот* – 11 km, *Сопот – Карлово* – 4.5 km и *Карлово – Калофер* – 15 km, а средните им надморски височини са, както следва: *Розино, Кърнаре и Калофер* – около 600 m (500 - 700 m), *Сопот и Карлово* – около 400 m (300 - 500 m).



Фиг. 1 Карловското поле с местоположение на метеорологичните станции

ДАННИ

Основа за пресмятанятия са наблюденията на денонощните валежи (24-часови суми) и интензивните дъждове (отчитани по пловииографни ленти) от климатична станция Карлово, а в добавка също и наблюденията за валежите от дъждомерни станции Розино и Калофер.

Данните за денонощните валежни суми r (mm) се отнасят за периода 1981 – 2012 г., а в допълнение, при пресмятаня на месечна база са отчетени тези и за началото на 2013 г. (до февруари включително). За интензивните дъждове IP са използвани данните от пловииографните ленти от Карлово за периода 2003 – 2007 г., след което ленти от Карлово няма (липсват също данни и за 2006 г.).

ОЦЕНКИ НА ВАЛЕЖИТЕ

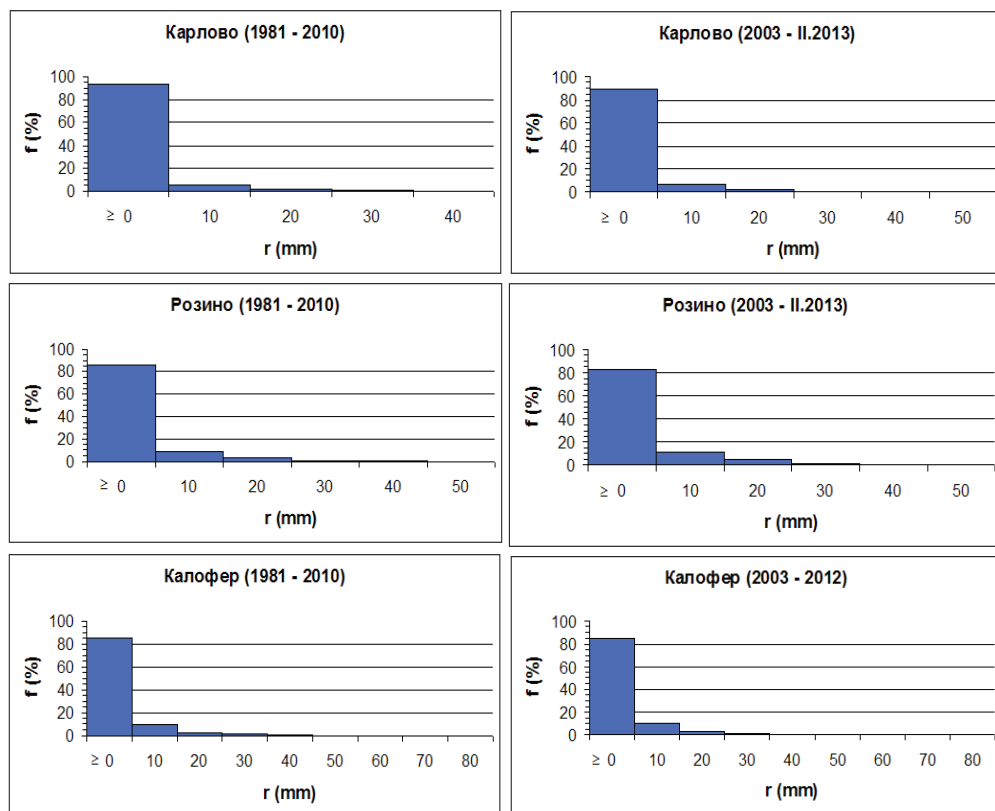
На Фиг. 2 са представени честотните разпределения – по относителни честоти f (%) на денонощните (24-часови) валежните количества r (mm) измерени при ежедневните наблюдения в метеорологични станции Карлово, Розино и Калофер, съответно за периодите 1981 – 2010 г. и 2003 – 2012 г. (а в някои случаи, при пресмятаня най-вече на месечна база, и до февруари 2013 г.).

Стойностите по абсцисата се отнасят за долната граница на съответния интервал и следва да се четат „от 0 до 9.9”, „от 10 до 19.9”, „от 20 до 29.9” ... „от 40 до 49.9” и пр. Относителните честоти, които са незначителни може и да не се виждат на фигурата, но последната означена градация по абсцисата всъщност е и последната, в която попада някакъв, макар и минимален брой случаи, водещ до различна от нула относителна честота.

Така за разпределенията на r (mm) за двата разглеждани периода в Карлово, последните градации с относителна честота 0.1% са „от 40 до 49.9 mm” и „от 50 до 59.9 mm”, като в тях попадат съответно 11 и 2 случая (независимо че има още 6 случая в по-високи градации за периода 1981–2010 г., които обаче съставляват практически нулева относителна честота на фона на общия брой използвани данни). За Розино това е градация „от 50 до 59.9 mm” и за двата периода, съответно с абсолютни честоти (реализации) 5 и 2 случая, а за Калофер в интервала „от 80 до 89.9 mm” попадат съответно с 3 и 2 случая.

Резултатите в полето на валежа показват, че разглежданото разпределение оценено по данни за десетилетието 2003 – февруари 2013 г. практически не се различава от разпределението за референтния климатичен период 1981 – 2010 г. Това позволява да се направи извода, че през последните десетилетия не се наблюдават съществени климатични отклонения в режима на валежите в разглеждания район водещи до отклонения в разпределението на валежните суми по количество. Във всички разглеждани разпределения градацията с най-голяма честота е първата („от 0 до 9.9 mm”, като в нея попадат и безвалежните

дни) – 90% и повече за *Карлово*, над 80 – 85% за *Розино*, и около 85% за *Калофер*. Независимо от това, видът на разпределенията е „i-образен” и във втората по честота градация - „от 10 до 19.9 mm”, попадат най-често 5% до 10% от случаите. Проведеният анализ показва, че стойностите на денонощните валежни суми над 10 – 15 mm са вече екстремни (редки, но възможни събития, представляващи реална част от полето на валежите в разглеждания район).



Фиг. 2 Честотно разпределение на валежните количества r (mm) по станции и периоди.

Регистрираните случаи с обилен денонощен валеж ($r \geq 20$ mm) за периодите 1981 – 2010 г. и десетилетието 2003 – февруари 2013 г. са 166 и 63 (или 2% и 3.7%) в *Карлово*, 219 и 92 (или 4.7% и 6.3%) – в *Розино* и 230 и 76 (или 4.9% и 5%) – в *Калофер*. Деветдесетите проценти, над които са екстремните стойности за денонощните валежни суми в разглежданите разпределения са оценени и за двата периода. Те са съответно 7 mm и 10 mm за *Карлово*, 13 mm и 15 mm за *Розино*, както и 13 mm и 14 mm за *Калофер*.

От Таблица 1, в която е даден броя случаи N с обилни валежи за различни периоди по месеци, се вижда, че броят им е средно около 5 – 10 годишно (6 – 7 в

Карлово, 7 – 8 в Калофер и 9 – 10 в Розино за периода 2003 – 2012 г. и съответно 5 – 6 в Карлово и 7 – 8 в Калофер и Розино за периода 1981 – 2010 г.), като през топлото полугодие (от май до октомври) тези случаи са повече отколкото през студеното (от ноември до април) в съотношение 70% към 30% за периода 2003 – 2012 г. и 60% - 65% към 40% - 35% за периода 1981 – 2010 г.

Таблица 1 Брой случаи **N** с обилни денонощни валежи ($r \geq 20 \text{ mm}$) за различни периоди, съответен максимален годишен 24-часов валеж r^{max} (mm) и дата на явлението

Година	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.	r^{max} (mm)
<i>Карлово*</i>														
1981 - 2010	3	5	11	13	17	29	26	16	14	8	12	12	166	87.9 (29.V.1996 г.)
2003 - 2012	4	0	3	4	10	7	14	6	4	4	3	4	63	58.2 (13. VII.2005 г.)
<i>Розино</i>														
1981 - 2010	10	13	13	12	20	30	27	26	14	15	16	23	219	58.5 (02. VII.1991 г.)
2003 - 2012	8	4	6	2	9	11	11	15	5	12	5	4	92	53 (25. VII.2010 г.)
<i>Калофер</i>														
1981 - 2010	9	10	14	18	26	30	37	22	22	14	14	14	230	100.8 (21.VI.1991 г.)
2003 - 2012	3	3	5	5	5	6	16	11	9	7	3	3	76	100.3 (07. VIII.2004 г.)

*През 2006 в Карлово има доста прекъсвания на наблюденията

ВАЛЕЖИ С РАЗЛИЧНА ОБЕЗПЕЧЕНОСТ

За целите на анализа е важно да се оценят и стойностите на валежа в разглеждания район, които могат да бъдат надвишени поне веднъж за някакъв интервал време **RP**, наричан период на повторение (в години), използван широко в приложната климатология и особено за целите на инженерната практика, където са известни като стойности с различна обезпеченост.

Данни

Данните за валежите от метеорологични станции *Розино*, *Карлово* и *Калофер* формират достатъчно дълги редици и позволяват да се направи оценка за стойностите с различна обезпеченост. За целта са използвани наблюденията

формиращи редици за годишния максимален 24-часов валеж r_{\max}^{24} (mm), съответно за периода 1930 – 2012 г. за *Розино* и *Калофер*, и 1937 – 2012 г. за *Карлово* (с отстранени годините с прекъсвания в наблюденията).

Методика

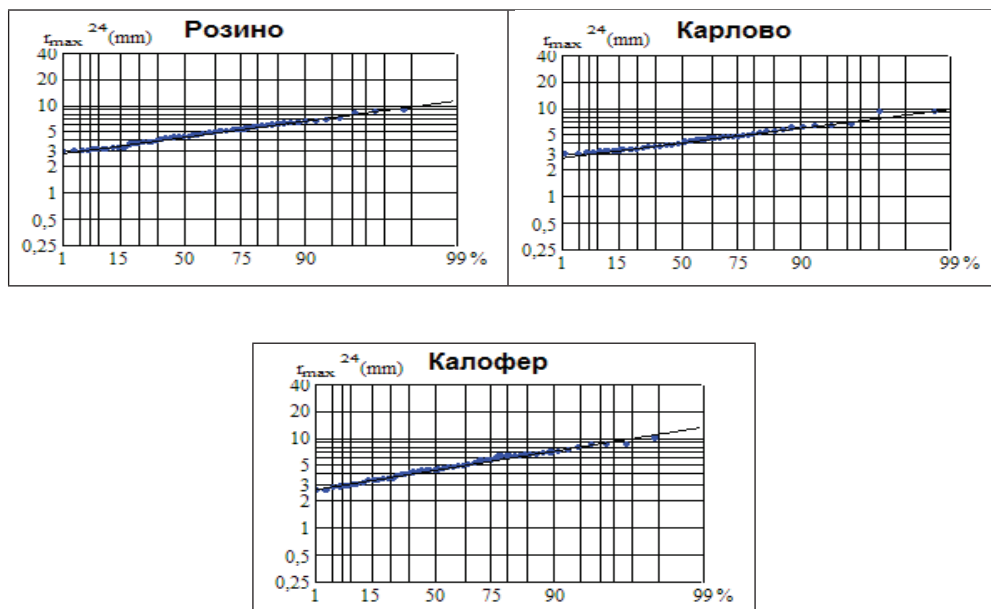
За оценка на стойностите, които могат да бъдат надвишени поне веднъж за период от N години в климатологията се използват успешно най-често няколко функции (Заварина, М., 1976) – Фишер-Типет II тип (*Фреше*), Gumbel, логнормална, и др.

В случая, търсените вероятностни стойности съответстващи на различни периоди на повторение (*климатична прогноза*) са оценени чрез *статистическа екстраполация*, като за апроксимация на интегралната функция на разпределение е използвана функцията на Фишер-Типет II тип (*Фреше*) $\varphi(b) = \exp(-b/\beta)^{-\mu}$, $x > 0$, където $\varphi(b)$ е вероятността, че x няма да надвиши b , а β и μ са параметри на разпределението. Съответно допълващата до 100% вероятност характеризира възможността дадената стойност да бъде надвишена (като оценката трябва да се съобрази и с посоката на подреждане на редицата с данни).

Оценки

На Фиг. 3 нагледно е илюстрирана успешната статистическата екстраполация на разглежданите редици с коментираната функция на Фишер-Типет II тип (*Фреше*), доколкото емпиричните точки се подреждат около прави линии с висок коефициент на корелация R (%). На фигурата, за прегледност, са използвани условни единици - реалните стойности разделени на 10.

В Таблица 2 са дадени получените оценки за стойностите на r_{\max}^{24} (mm) съответстващи на период на повторение RP веднъж на 100, 50, 20, 10 години (или с обезпеченост - вероятност за непревишение 99%, 98%, 95%, 90%), респективно с вероятност за превишение 1%, 2%, 5%, 10%. (Обемът на извадката N_0 се различава от броя години в посочения период, поради отсъствие на наблюдения в някои случаи, а и предвид вариациите в изходната редица необходими за постигане на максимално висок коефициент на корелация.). Максимумите регистрирани през изследвания период в станциите представлящи разглеждания район са съответно: 93 mm (03 януари 1979 г.) в Карлово, 97.6 mm (27 юни 1957 г.) в Розино и 100.8 mm (21 юни 1991 г.) в Калофер, което е в пълно съответствие и с оценките за очакваните (редки) максимални стойности съответстващи на период на повторение $RP = 100$ години от Таблица 2. Максимумите реализирани през различните години на периода 2003–2012 г. са дадени в Таблица 3 (в скоби, когато има липсващи данни – л.д.).



Фиг. 3 Изправени интегрални криви на 24-часовия максимален годишен валеж, в координатна система линеаризираща функцията на Фишер –Типет II тип (Фреше)

Таблица 2 Оценки за максималния годишен 24-часов валеж r_{\max}^{24} (mm) с повторемост веднъж на N години, по станции

Станция	RP = 10	20	50	100 г.	№ (бр. год.)	Период	R (%)
Карлово	60	69	84	97	59	1937-2012	99
Розино	66	77	95	111	79	1930-2012	99
Калофер	71	85	107	128	83	1930-2012	99

(*№ – обем на използваната извадка; R (%) – коефициент на корелация)

Стойностите на 24-часовите валежни количества, които могат да бъдат надвишени поне веднъж за период от 100 години в района са по оценки около 100 – 130 mm. Максималните стойности регистрирани в трите пункта за период от около 60 години – в Карлово, 90 години – в Розино и 85 години – в Калофер, са съответно около 90 – 100 mm.

Таблица 3 Максимални валежни количества r_{\max}^{24} (mm) за периода 2003 – 2012 г. по станции и години

Година	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
<i>Карлово</i>										
r_{\max}^{24} (mm)	(41.5)	30.7	92.4	(14)	(42.7)	44	36	39	46	54.5
Ден	24	11	20	21	14	24	5	25	26	28
Месец	12	5	9	12	6	7	7	7	7	5
Л.д. през месец	5,7,11	-	-	2 - 9	7 и 8	-	-	-	-	-
<i>Розино</i>										
r_{\max}^{24} (mm)	37.5	38	44.8	44.5	51	29.8	48	53	44.2	32.6
Ден	23	15	2	7	19	28	9	25	26	6
Месец	5	11	7	8	11	1	6	7	5	6
<i>Калофер</i>										
r_{\max}^{24} (mm)	45.2	100.3	84.6	34.4	50.3	44.7	34.5	65.4	29.4	35.0
Ден	24	7	18	20	19	16	4	27	11	27
Месец	12	8	8	4	11	6	10	7	8	7

Интензивни дъждове

Краткотрайните, проливни (интензивни) валежи оказват значимо, доста често и екстремално въздействие върху различните строителни обекти, съоръжения и конструкции в сравнение с обикновените валежи, тъй като при тях голямо количество дъжд се извалява за относително кратко време. В *България*, количествената граница над която дъждовете се приемат за интензивни е 0.18 mm/min . Интензивните валежи **IP** се отчитат по данни от плювиографни ленти, като падналото количество дъжд влиза в общата сума на 24-часовото количество валеж отчитано за деня. В Таблица 4 е даден броят случаи N_{IP} с интензивни валежи, по месеци и години в района, както и съответната случила се максимална продължителност D_{\max}^{IP} (min) за дадения месец/година.

За периода 2003 – 2012 г., НИМХ разполага с данни за интензивни валежи в *Карлово* (*единствено тук има плювиограф*) само за 2003 г., 2004 г. и 2005 г., тъй като през 2006 г. има прекъсване на инструменталните наблюденията, а от средата на юни 2007 г. те са преустановени в тази (*и други*) метеостанции. В *Розино* и *Калофер*, поради типа на метеорологичната станция (*дъждомерна*), подобни наблюдения не се извършват.

Оказва се, че само през трите години – 2003 г., 2004 г. и 2005 г., в *Карлово* са регистрирани годишно съответно 27, 57 и 57 случая на интензивни дъждове, като максималният им брой е 5 през юли и август 2003 г., между 11 и 13 – от май до август 2004 г. и между 9 и 21 – от май до август 2005 г. Максималната

регистрирана продължителност на интензивен дъжд в тези случаи е съответно 40 min, 50 min и 60 min.

Таблица 4 Брой случаи N_{IP} с интензивни валежи и максимална регистрирана продължителност D_{max}^{IP} (min) на такъв валеж за периода 2003 – 2012 г. в Карлово.

Месец	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Годишно
2003 г.								
N_{IP} (бр.)	2	8	3	5	5	2	2	27
D_{max} (min)	20	30	40	40	20	40	50	
2004 г.								
N_{IP} (бр.)	3	11	10	12	13	7	1	57
D_{max} (min)	30	40	60	60	25	25	25	
2005 г.								
N_{IP} (бр.)	3	9	5	13	21	4	2	57
D_{max} (min)	30	40	10	50	50	40	10	
2007 г.								
N_{IP} (бр.)	-	5	7	л.д.	л.д.	л.д.	л.д.	
D_{max} (min)		30	90					

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изследван е режима на денонощните валежни количества, обилните и интензивни дъждове в Карловкото котловинно поле. Получено е честотното разпределение на 24-часовите валежни количества. Анализът показва, че денонощни количества над 10-15 mm вече се явяват екстремни за котловинното поле на Карлово. Извършеното сравнение на референтен климатичен период (1981-2010 г.) с десетилетието 2003 – 2012 г. показва липса на съществени изменения в режима на валежите в региона през последните десетилетия. Представени са резултати с разпределението през топлото полугодие на броя случаи по години с интензивен дъжд. Получена е и максималната им продължителност за котловинното поле, а също и разпределението им по месеци. Изчислено, е че стойностите на 24-часовите валежни количества с повторемост веднъж на 100 години могат да достигнат до 100 – 130 mm.

ЛИТЕРАТУРА

Събев Л. и Св. Станев, Климатичните райони на България и техният климат, 1959, Трудове на ИМХ, том V
Заварина, М., Строительная климатология, Ленинград, Гидрометеиздат, 1976



HARMO 16: 16th International Conference on Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes

The National Institute of Meteorology and Hydrology- Bulgarian Academy of Sciences organized the 16th International Conference on Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes in Varna, 8-11 September 2014. This distinguished meeting forms the scientific basis of the European legislation on air quality (AQ), bringing together scientists, end-users and policy-makers from all continents to harmonise the meteorological and AQ models, their use, verification and the analysis of model results in order to serve the air quality regulations. The aim of the conference is not only to share the advances in development of modelling, evaluation and analysis tools, but also to harmonise their use. Such activities were triggered about 20 years ago, as it was seen that different regulations and approaches give quite different advice for action and regulation in boarder areas. Having a number cities lying in two countries in Europe such situations were quite confusing.

Harmo16 comprised 180 papers in 9 topics:

1. Model evaluation and quality assurance – model validation, model intercomparisons, model uncertainties and model sensitivities;
2. Environmental impact assessment: Air pollution management and decision support systems;
3. Use of modelling in support of EU air quality directives, including FAIRMODE;
4. Parametrization of physical processes in mesoscale meteorology relevant for air quality modelling;
5. Urban scale and street canyon modelling: Meteorology and air quality;
6. Use of modelling in health and exposure assessments;
7. Inverse dispersion modelling and source identification;
8. Modelling air dispersion and exposure to accidental releases;
9. 9. Historical reviews and highlights of past work. Special session mainly devoted to prominent scientists and ‘golden papers’ of the past, which have still relevance and should not be forgotten.

Some of them were published in several issues of the International Journal of Environment and Pollution in 2014 and 2015.



Hosting this conference for a second time (Harmo 8 was held in 2002 in Sofia) showed the deep respect of colleagues worldwide towards the Bulgarian meteorological and air pollution modelling scientists community. Harmo 16 was attended by 150 scientists from 30 countries, 12 of them from Bulgaria thanks to the support by the Bulgarian Ministry of Education and Science. Four scientists from the Institute for Environment and Sustainability (IES) of the European Joint Research Centre (EC JRS) in Ispra, Italy secured the contact of Harmo16 with stakeholders at European level. Seven distinguished American scientists in the field of air pollution modelling represented the US Environmental Protection Agency (US EPA) and leading universities sharing their achievements and priorities. France was represented by 20, UK by 13, Italy by 12, and Germany by 9 scientists. Six participants from Japan and several from Argentina, India and Brazil formed the worldwide coverage of experts.

Harmo 16 was also part of the events acknowledging the 145-year anniversary of the Bulgarian Academy of Sciences, which took place in 2014.

Online information on the European Initiative for Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes and series of conferences is available at www.harmo.org and www.harmo16.org.

Ekaterina BatchvarovaA