

ISSN 2311-0902



Номер 20

Issue 20

2017



УКРАЇНСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

Ukrainian Hydrometeorological Journal

Головний редактор
С. М. Степаненко

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ

Ministry of Education and Science of Ukraine

ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Odessa State Environmental University

**У К Р А Ї Н С Ь К И Й
Г І Д Р О М Е Т Е О Р О Л О Г І Ч Н И Й
Ж У Р Н А Л**

Ukrainian Hydrometeorological journal

(Ukrains'kij Gidrometeorologičnij Žurnal)

НАУКОВИЙ ЖУРНАЛ

Scientific Journal

Друкується 2 рази на рік

Issued: 2 times a year

Заснований у 2005 р.

Founded in 2005 y.

№ 20, 2017

Харків 2017

Головний редактор

С. М. Степаненко, д-р фіз.-мат. наук, проф., ОДЕКУ
(Одеський державний екологічний ун-т)

Заступники головного редактора

А. М. Польовий, д-р геогр. наук,
акад. АНВШ України, проф., ОДЕКУ

С. С. Злітинкевич, проф., Гельсінський ун-т (Фінляндія)

Редакційна колегія

Український склад: **В. С. Антоненко**, д-р геогр. наук, проф., Київський національний ун-т культури і мистецтв; **М. А. Берлінський**, д-р геогр. наук, проф., ОДЕКУ; **О. В. Глушков**, д-р фіз.-мат. наук, проф., ОДЕКУ; **Є. Д. Гопченко**, д-р геогр. наук, проф., ОДЕКУ; **С. В. Іванов**, д-р геогр. наук, проф., ОДЕКУ; **М. І. Кульбіда**, канд. геогр. наук, Український гідрометцентр, м. Київ; **Н. С. Лобода**, д-р геогр. наук, проф., ОДЕКУ; **І. Д. Лосва**, д-р геогр. наук, проф., ОДЕКУ; **Г. В. Ляшенко**, д-р геогр. наук, проф., Нац. наук. центр «Інститут виноградарства і виноробства ім. В. С. Таїрова», м. Одеса; **О. Б. Полонський**, д-р геогр. наук, проф., член-кор. НАН України, м. Київ; **О. О. Світличний**, д-р геогр. наук, проф., Одеський національний університет ім. І. І. Мечнікова; **С. І. Сніжко**, д-р геогр. наук, проф., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка; **Ю. С. Тучковенко**, д-р геогр. наук, проф., ОДЕКУ; **В. К. Хільчевський**, д-р геогр. наук, проф., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка; **В. М. Хохлов**, д-р геогр. наук, проф., ОДЕКУ; **С. П. Школьний**, д-р техн. наук, проф., ОДЕКУ; **Ж. Р. Шакірзанова**, д-р геогр. наук, проф., ОДЕКУ

Зарубіжний склад: **Дж. Домінік**, проф., Ін-т морських наук (Венеція, Італія); **Н. Х. Трі**, проф., Університет Далхаузі (Канада); **Т. Соловей**, PhD, д-р наук, Польський геологічний ін-т (Варшава, Польща); **М. В. Болгов**, д-р техн. наук, Ін-т водних проблем РАН (Москва, Російська Федерація); **Я. М. Іван'ю**, д-р техн. наук, проф., Іркутський державний аграрний ун-т ім. А. А. Єжевського (Російська Федерація)

О. І. Маруніч – відповідальний секретар, ОДЕКУ

Editor-in-Chief

S. M. Stepanenko, Dr. Sci. (Phys.- Math.), Prof., OSENU
(Odessa State Environmental University)

Deputies of Editor-in-Chief

A. N. Polevoy, Dr. Sci. (Geogr.),
Acad. of the Higher School Academy
of Sciences of Ukraine, Prof., OSENU

S. S. Zilitinkevich, Prof., University of Helsinki (Finland)

Editorial board

Ukrainian Staff: **V. S. Antonenko**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., Kyiv National University of Culture and Arts; **M. A. Berlinskyy**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., OSENU; **O. V. Glushkov**, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof., OSENU; **E. D. Gopchenko**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., OSENU; **S. V. Ivanov**, Dr. Sci. (Geogr.), S.R.F., OSENU; **H. P. Ivus**, Cand. Sci. (Geogr.), Prof., OSENU; **M. I. Kul'bida**, Cand. Sci. (Geogr.), Ukrainian Hydrometeorological Center, Kyiv; **N. S. Loboda**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., OSENU; **I. D. Loeva**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., OSENU; **G. V. Lyashenko**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., National Scientific Center "V. Ye. Tairov Institute of Viticulture and Wine-making", Odessa; **O. B. Polons'kyi**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., Cor. Mem. NASU, Kyiv; **O. O. Svitlychnyy**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., I. I. Mechnikov Odessa National University; **S. I. Snizhko**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., Taras Shevchenko National University of Kyiv; **Yu. S. Tuchovenko**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., OSENU; **V. K. Khil'chevs'kyi**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., Taras Shevchenko National University of Kyiv; **V. M. Khokhlov**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., OSENU; **E. P. Shkol'nyy**, Dr. Sci. (Techn.), Prof., OSENU; **Zh. R. Shakirzanova**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., OSENU

Foreign Staff: **J. Dominic**, Prof., Institute of Marine Sciences (Venezia, Italy); **N. H. Tri**, Prof., Dalhousie University (Canada); **T. Solovey**, PhD, Dr. Sci., Polish Geological Institute (Warsaw, Poland); **M. V. Bolgov**, Dr. Sci. (Techn.), Institute of Water Problems RAN (Moscow, Russian Federation); **Ya. M. Ivan'o**, Dr. Sci. (Techn.), Prof., A. A. Yezhevs'kiy State Agrarian University of Irkutsk (Russian Federation)

О. І. Маруніч - Executive Secretary, OSENU

“Український гідрометеорологічний журнал” є міжвідомчим виданням, у якому публікуються результати теоретичних та експериментальних наукових досліджень за напрямками метеорологія, кліматологія, агрометеорологія, гідрологія, океанологія і гідрографія, висвітлюються гідрометеорологічні аспекти моніторингу навколишнього середовища та сучасний стан окремих проблем у цих галузях.

Для науковців та науково-педагогічних працівників, аспірантів та докторантів, а також фахівців, які працюють у цих галузях гідрометеорології.



В процесі підготовки номера до друку було використано Систему виявлення збігів / ідентичності / схожості UNICHECK для пошуку текстового збігу

ЗМІСТ

CONTENTS

Метеорологія та кліматологія

Meteorology and Climatology

Школьний Е. П. Нормальный закон распределения вектора скорости ветра в полярных координатах

Shkolnyy E. P. Normal Law of Distribution of Wind Velocity Vector in Polar Coordinates **5**

Івус Г. П., Хоменко Г. В., Ковальков І. А., Сосній Є. В. Гідродинамічна нестійкість в області висотних циклонів та її вплив на погоду

Ivus G. P., Khomenko G. V., Kovalkov I. A., Sosniy E. V. Hydrodynamic Instability in the Cold-Core Low Area and its Effect on the Weather **18**

Малицька Л. В. Дискомфорт погодних умов зимового періоду в Україні

Malytska L. V. Discomfort of Weather Conditions during Winter Period in Ukraine **26**

Клок С. В. Сучасний стан, тенденції розподілу заморозків на території України

Klok S. V. Current State and Tendencies of Distribution of Ground Frosts within the Territory of Ukraine **37**

Гринчак В. В. Аналіз кліматичних змін на Дніпропетровщині

Hrynychak V. V. Analysis of Climate Change in Dnipropetrovsk Region **43**

Агриметеорологія

Agricultural Meteorology

Дмитренко В. П., Однолеток Л. П., Кривошеїн О. О., Круківська А. В. Розвиток методології оцінки потенціалу врожайності сільськогосподарських культур з урахуванням впливу клімату і агрофітотехнологій

Dmytrenko V. P., Odnoletok L. P., Kryvoshein O. O., Kruktivska A. V. Development of the Methodology of Estimating of Agricultural Crop Yield Potential with Consideration of Climate and Agrophytotechnology Impact **52**

Польовий А. М., Божко Л. Ю., Барсукова О. А. Вплив змін клімату на агрокліматичні умови вегетаційного періоду основних сільськогосподарських культур

Polevoy A. N., Bozhko L. E., Barsukova E. A. Impact of Climate Changes on Agro-Climatic Indices of the Vegetative Period of Main Agricultural Crops **61**

Жигайло О. Л., Жигайло Т. С. Моделивання продуктивності соняшнику в умовах майбутніх змін клімату в Україні за сценаріями антропогенного впливу RCP

Zhygailo O. L., Zhygailo T. S. Modeling of Sunflower's Productivity under Future Climate Changes in Ukraine Considering the Scenarios of RCP Anthropogenic Impact **71**

Григорян А. Т. Высотно-поясные закономерности биоклиматических ритмов в Армении и их агроэкологическая оценка

Grigoryan A. T. Altitude and Zonal Regularities and Agro-Ecological Estimation of Bioclimatic Rhythms in Armenia **79**

Гідрологія суші та гідроекологія

Hydrology and Hydroecology

Гопченко Є. Д., Бурлуцька М. Е., Романчук М. Є. Науково-методична база для розрахунку характеристик максимального стоку дощових паводків і весняного водопілля

Gopchenko E., Burlutskaya M., Romanchuk M. Scientific and Methodological Base for Calculation of Rain and Spring Floods Maximum Runoff **85**

Рахматуліна Е. Р., Гребін В. В. Оцінка майбутніх тенденцій змін характеристик гідрологічного режиму річок басейну Південного Бугу в зимовий період

Rachmatullina E. R., Grebin V. V. Evaluation of Future Trends of Characteristics Change of Hydrological Regime of Rivers of the Southern Buh Basin in the Winter Period **91**

Кулібабін О. Г. До обґрунтування заходів щодо попередження замулення підвідних і транспортувальних каналів в Придунайських озерах (дослідження гідравлічного і наносного режиму)

Океанологія та морське природокористування

Тучковенко Ю. С., Кушнір Д. В., Лобода Н. С. Результати чисельного моделювання внутрішньорічної мінливості гідрологічних характеристик Куяльницького лиману за різних обсягів стоку річки Великий Куяльник

Kulibabin O. H. To Substantiate Measures Aimed at Prevention of Siltation of Supply and Transport Channels in the Danube Lakes (Study of Hydraulic and Alluvial Regimes)

Oceanography and Marine Nature Management

Tuchkovenko Yu. S., Kushnir D. V., Loboda N. S. Results of the Numerical Modelling of Intra-Annual Variability of Hydrological Characteristics of the Kuialnytskyi Lyman Lagoon under Various Runoff Volumes of the Velykyi Kuialnyk River

УДК 551.58

НОРМАЛЬНЫЙ ЗАКОН РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕКТОРА СКОРОСТИ ВЕТРА В ПОЛЯРНЫХ КООРДИНАТАХ

Е. П. Школьный, д-р техн. наук, проф.

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, Eshcolny@gmail.com*

В статье путем функционального преобразования осуществляется переход от нормального закона распределения зональной и меридиональной компонент вектора скорости ветра к нормальному закону распределения ее модуля и полярного угла. Получены частные и условные распределения этих случайных величин. Они свидетельствуют о том, что при круговом рассеивании некоррелированных составляющих скорости ветра частное распределение модуля скорости ветра становится распределением Релея, а условные его распределения вырождаются в равномерное распределение. Исследованы случаи эллиптического рассеивания компонент скорости ветра при их коррелированности и при отсутствии корреляционной связи.

Ключевые слова: скорость ветра, плотность вероятностей, частные и условные распределения, дисперсия, критерий Фишера.

1. ВВЕДЕНИЕ

Одной из наиболее острых проблем современности являются изменения климата, наиболее ярко проявляющиеся в XXI веке. Меры по смягчению этих изменений закреплены Киотским протоколом к Рамочной Конвенции по изменению климата (1997 г.) и пришедшему ему на смену Парижскому договору (2015 г.), вступающему в силу с 2020 года.

Этими международными документами установлены меры по сокращению выбросов парниковых газов и, прежде всего, двуокиси углерода в атмосферу. Так, Украина поставила своими целями сокращение двуокиси углерода на 40 % до 2030 года и на 70 % (до 2050 года) по сравнению с уровнями выбросов 1990 года.

При условии развития украинской экономики, требующей роста производства энергии, достижение этих целей возможно лишь за счет резкой интенсификации использования альтернативных источников энергии, и в первую очередь, энергии солнца и ветра.

Эффективность внедрения в производство этих энергетических систем в большой мере определяется погодными и климатическими факторами. Для ветроэнергетических устройств (ВЭУ) наиболее важной характеристикой является режим ветра.

Как показано в работах [1, 2] энергетический спектр модуля горизонтальной составляющей ветра характеризуется тремя максимумами, которые приходятся соответственно на синоптический, суточный (мезомасштабный) и микромас-

штабный временные интервалы. В мезомасштабном временном интервале с периодами от минут до часов энергия колебаний относительно невелика.

Как следует из [1], частоты энергетического спектра синоптических и микромасштабных колебаний существенно различаются. Последние представляют собой изотропную мелкомасштабную турбулентность, которая описывается известным законом Колмогорова-Обухова [3, 4].

Особенности энергетического спектра турбулентных пульсаций скорости ветра в значительной степени связаны с задачами, которые решаются при организации сети ВЭУ, с одной стороны, и созданием самих систем, с другой. При конструировании ВЭУ установление размеров ветрового колеса, углов отклонения его лопастей относительно оси вращения, с чем связана мощность ВЭУ, разработке закона автоматического управления режимом работы ВЭУ и оптимизация его параметров осуществляются с учетом характеристик спектра микромасштабных турбулентных вихрей с временным масштабом от секунды до часа. В работах [5-7] приводятся параметры такого энергетического спектра, которые установлены по данным безинерционного ультразвукового анемометра.

Со спектром атмосферных движений синоптических масштабов связана совершенно другая задача. Она заключается в том, что связи с внедрением в практику ВЭУ, организацией систем ветроэнергетики возникает необходимость изу-

читать ветроэнергетический потенциал территории, где предполагается создание такой системы. Подобные исследования проведены, например, в России [8] и Грузии [9]. Такого рода мероприятия основаны на изучении вероятностных характеристик направления и модуля вектора скорости ветра. Фундаментальной работой в этом направлении является монография И. Г. Гутермана [10]. В ней основным постулатом является гипотеза о круговом нормальном распределении зональной u и меридиональной v составляющих вектора скорости ветра. Гипотеза о круговом нормальном распределении составляющих скорости ветра является исходной и в других работах [8, 9, 11], посвященных указанной проблеме. Как показывают исследования, гипотеза о нормальном распределении компонент вектора скорости ветра может быть принятой и в ряде районов территории Украины. Однако приближение кругового рассеивания не всегда является адекватным. Кроме того, с нашей точки зрения, для целей ветроэнергетики более приемлемой является не прямоугольная, а полярная система координат.

2. ПРЕДСТАВЛЕНИЕ НОРМАЛЬНОГО ЗАКОНА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕРОЯТНОСТЕЙ В ПОЛЯРНЫХ КООРДИНАТАХ

Будем считать составляющие скорости ветра центрированными величинами и введем обозначения $x = u - \bar{u}$, $y = v - \bar{v}$. Тогда плотность нормального распределения системы случайных величин (x, y) имеет вид

$$\varphi(x, y) = \frac{1}{2\pi\sigma_x\sigma_y\sqrt{1-\rho^2}} e^{-\frac{1}{2(1-\rho^2)}\left(\frac{x^2}{\sigma_x^2} - \frac{2\rho xy}{\sigma_x\sigma_y} + \frac{y^2}{\sigma_y^2}\right)}, \quad (1)$$

где σ_x, σ_y – средние квадратические отклонения компонент скорости ветра в декартовых координатах, ρ – коэффициент корреляции между x и y .

При указанной замене переменных эллипс рассеивания на плоскости xOy имеет вид

$$\frac{x^2}{\sigma_x^2} - \frac{2\rho xy}{\sigma_x\sigma_y} + \frac{y^2}{\sigma_y^2} = 1. \quad (2)$$

В этом случае центр эллипса находится в начале координат xOy , а оси его симметрии совпадают с направлением осей Ox и Oy . Свойства

нормального закона распределения системы случайных величин достаточно полно описаны в работах [12-16].

Представляется, что применительно к задачам ветроэнергетики интерес представляют вероятностные характеристики не проекции вектора ветра на оси системы прямоугольных координат, а его модуль и угол, определяющий направление вектора. Их вероятностные характеристики можно получить путем преобразования исходных координат (x, y) в полярные (r, α) . Такое преобразование координат является функциональным преобразованием одной системы координат в другую. Указанное функциональное преобразование осуществляется следующим образом [16].

Предположим, что система двух случайных величин $\{y_1, y_2\}$ является результатом функционального преобразования системы $\{x_1, x_2\}$, заданного функциями:

$$\begin{cases} y_1 = y_1(x_1, x_2), \\ y_2 = y_2(x_1, x_2). \end{cases} \quad (3)$$

Пусть также существует обратное преобразование:

$$\begin{cases} x_1 = x_1(y_1, y_2), \\ x_2 = x_2(y_1, y_2). \end{cases} \quad (4)$$

Будем считать, что преобразования (3) и (4) являются взаимно-однозначными, т.е. каждой точке (y_1, y_2) элементарной области dG_y на плоскости y_1Oy_2 соответствует одна определенная точка (x_1, x_2) элементарной области dG_x на плоскости x_1Ox_2 . Таким образом, имеем следующее соотношение вероятностей указанных событий

$$P\{[y_1, y_2] \subset dG_y\} = P\{[x_1, x_2] \subset dG_x\}. \quad (5)$$

В случае, когда система случайных величин $\{x_1, x_2\}$ имеет непрерывное распределение, то на основе соотношения (5) получим [16]

$$\varphi_y(y_1, y_2)dG_y = \varphi_x(x_1, x_2)dG_x, \quad (6)$$

где

$$\begin{cases} x_1 = x_1(y_1, y_2), \\ x_2 = x_2(y_1, y_2). \end{cases} \quad (7)$$

Отсюда, плотность вероятностей $\varphi_y(y_1, y_2)$ определяется соотношением

$$\varphi_y(y_1, y_2) = \varphi_y\{x_1(y_1, y_2), x_2(y_1, y_2)\} \frac{dG_x}{dG_y}. \quad (8)$$

Отношение элементарных площадей dG_y и dG_x равно модулю якобиана $|J|$ преобразования (4)

$$\frac{dG_x}{dG_y} = \left| \frac{\partial(x_1, x_2)}{\partial(y_1, y_2)} \right| = |J|, \quad (9)$$

где

$$J = \begin{vmatrix} \frac{\partial x_1(y_1, y_2)}{\partial y_1} & \frac{\partial x_1(y_1, y_2)}{\partial y_2} \\ \frac{\partial x_2(y_1, y_2)}{\partial y_1} & \frac{\partial x_2(y_1, y_2)}{\partial y_2} \end{vmatrix}. \quad (10)$$

Решение поставленной задачи имеет вид

$$\varphi_y(y_1, y_2) = \varphi_y\{x_1(y_1, y_2), x_2(y_1, y_2)\} |J|. \quad (11)$$

На основе изложенного выше рассмотрим функциональное преобразование прямоугольных координат в полярные. Пусть $\varphi(x, y)$ – плотность распределения системы случайных величин (x, y) на плоскости xOy . Определим плотность распределения системы (r, α) , где, как указывалось выше, r - радиус-вектор точки на плоскости, α - полярный угол. Очевидно,

$$\begin{cases} y = r \sin \alpha, \\ x = r \cos \alpha. \end{cases} \quad (12)$$

Тогда якобиан преобразования (12) равен

$$\begin{aligned} J = \frac{\partial(x, y)}{\partial(r, \alpha)} &= \begin{vmatrix} \frac{\partial x}{\partial r} & \frac{\partial x}{\partial \alpha} \\ \frac{\partial y}{\partial r} & \frac{\partial y}{\partial \alpha} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \cos \alpha & -r \sin \alpha \\ \sin \alpha & r \cos \alpha \end{vmatrix} = \\ &= r(\sin^2 \alpha + \cos^2 \alpha) = r. \end{aligned} \quad (13)$$

Используя общую формулу (11), приходим к следующему выражению

$$\begin{aligned} \varphi_2(r, \alpha) &= \varphi_1[x(r, \alpha); y(r, \alpha)] |J| = \\ &= r \varphi_1(r \cos \alpha, r \sin \alpha). \end{aligned} \quad (14)$$

Если система случайных величин $\{x, y\}$

имеет плотность распределения (1), то согласно выражению (14) получим

$$\begin{aligned} \varphi(r, \alpha) &= \frac{r}{2\pi\sigma_x\sigma_y\sqrt{1-\rho^2}} \times \\ &\times e^{-\frac{r^2}{2(1-\rho^2)} \left(\frac{\cos^2 \alpha}{\sigma_x^2} + \frac{\sin^2 \alpha}{\sigma_y^2} - \frac{2\rho \sin \alpha \cos \alpha}{\sigma_x \sigma_y} \right)}. \end{aligned} \quad (15)$$

Равенство (15) является плотностью совместного нормального распределения коррелируемых случайных величин (r, α) в полярных координатах.

Коэффициент корреляции между компонентами скорости ветра является важной характеристикой, поскольку от его значения зависит величина угла отклонения β большой полуоси эллипса от соответствующей оси системы xOy . Этот угол определяется соотношением

$$\operatorname{tg} 2\beta = \frac{2\rho\sigma_x\sigma_y}{\sigma_x^2 - \sigma_y^2}. \quad (16)$$

Как известно [16], уравнению (16) удовлетворяют два угла β_1 и $\beta_2 = \beta_1 + \frac{\pi}{2}$, заключенные в интервале $(0, \pi)$.

Приведем уравнение (15) к более удобному для наших исследований виду. Как известно из тригонометрии:

$$\cos^2 \alpha = \frac{1}{2}(1 + \cos 2\alpha), \quad (17)$$

$$\sin^2 \alpha = \frac{1}{2}(1 - \cos 2\alpha). \quad (18)$$

Тогда

$$\frac{\cos^2 \alpha}{\sigma_x^2} + \frac{\sin^2 \alpha}{\sigma_y^2} = \frac{1}{2} \left[\frac{\sigma_x^2 + \sigma_y^2}{\sigma_x^2 \sigma_y^2} + \frac{\sigma_y^2 - \sigma_x^2}{\sigma_x^2 \sigma_y^2} \cos 2\alpha \right], \quad (19)$$

$$\frac{2\rho \cos \alpha \sin \alpha}{\sigma_x \sigma_y} = \frac{\rho \sin 2\alpha}{\sigma_x \sigma_y}. \quad (20)$$

Введем обозначения:

$$a = \frac{\sigma_x^2 + \sigma_y^2}{\sigma_x^2 \sigma_y^2}, \quad (21)$$

$$b = \frac{\sigma_y^2 - \sigma_x^2}{\sigma_x^2 \sigma_y^2}, \quad (22)$$

$$c = \frac{\rho}{\sigma_x \sigma_y}. \quad (23)$$

С учетом (21) – (23) нормальное распределение системы (r, α) случайных величин (15) приобретает вид

$$\varphi(r, \alpha) = \frac{r}{2\pi\sigma_x\sigma_y\sqrt{1-\rho^2}} \times e^{-\frac{r^2}{4(1-\rho^2)}(a+b\cos 2\alpha-c\sin 2\alpha)}. \quad (24)$$

Если случайные величины (r, α) независимы, то

$$\varphi(r, \alpha) = \frac{r}{2\pi\sigma_x\sigma_y} e^{-\frac{r^2}{4}(a+b\cos 2\alpha)}. \quad (25)$$

Если, кроме того, рассеивание вектора скорости ветра является круговым, то, очевидно, $\sigma_x = \sigma_y = \sigma$, а закон распределения (24) приобретает вид

$$\varphi(r, \alpha) = \frac{r}{2\pi\sigma^2} e^{-\frac{r^2}{2\sigma^2}}. \quad (26)$$

3. ЧАСТНЫЕ И УСЛОВНЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТИ ВЕТРА В ПОЛЯРНЫХ КООРДИНАТАХ

С целью детального рассмотрения свойств компонент вектора скорости ветра (r, α) целесообразно использовать их частные и условные распределения.

Частным распределением называется распределение одной из случайных величин, входящих в систему [16]. Для того чтобы получить эти распределения, необходимо проинтегрировать совместное распределение $\varphi(r, \alpha)$ по области значений аргумента, соответствующего другой случайной величине:

$$\varphi_\alpha(r) = \int_\alpha \varphi(r, \alpha) d\alpha, \quad (27)$$

$$\varphi_r(\alpha) = \int_r \varphi(r, \alpha) dr. \quad (28)$$

Определение частного распределения $\varphi_r(\alpha)$ не составляет труда. Оно, очевидно, равно

$$\begin{aligned} \varphi_r(\alpha) &= \int_r \varphi(r, \alpha) dr = \int_0^r \frac{re^{-\frac{r^2}{4(1-\rho^2)}(a+b\cos 2\alpha-c\sin 2\alpha)}}{2\pi\sigma_x\sigma_y\sqrt{1-\rho^2}} dr = \\ &= \frac{\sqrt{1-\rho^2}}{\pi\sigma_x\sigma_y(a+b\cos 2\alpha-c\sin 2\alpha)} \times \\ &\times \left[1 - e^{-\frac{r^2}{4(1-\rho^2)}(a+b\cos 2\alpha-c\sin 2\alpha)} \right]. \quad (29) \end{aligned}$$

Частное распределение $\varphi_\alpha(r)$ определяется соотношением

$$\begin{aligned} \varphi_\alpha(r) &= \int_\alpha \varphi(r, \alpha) d\alpha = \\ &= \int_0^{2\pi} \frac{re^{-\frac{r^2}{4(1-\rho^2)}(a+b\cos 2\alpha-c\sin 2\alpha)}}{2\pi\sigma_x\sigma_y\sqrt{1-\rho^2}} d\alpha. \quad (30) \end{aligned}$$

Его можно переписать в виде

$$\begin{aligned} \varphi_\alpha(r) &= \int_\alpha \varphi(r, \alpha) d\alpha = \frac{re^{-\frac{ar^2}{4(1-\rho^2)}}}{2\pi\sigma_x\sigma_y\sqrt{1-\rho^2}} \times \\ &\times \int_0^{2\pi} e^{-\frac{r^2}{4(1-\rho^2)}(b\cos 2\alpha-c\sin 2\alpha)} d\alpha. \quad (31) \end{aligned}$$

Значение интеграла в равенстве (31) не может быть представлено в квадратурах. Поэтому будем искать его приближенное значение. Прежде всего, заметим, что в соответствии с теоремой Лейбница степенной ряд функции $z = e^{-x}$

$$e^{-x} = 1 - x + \frac{x^2}{2!} - \frac{x^3}{3!} + \dots + (-1)^{n+1} \frac{x^{n-1}}{(n-1)!} + \dots \quad (32)$$

является абсолютно сходящимся. Используем (32), вводя обозначение

$$x = -\frac{r^2}{4(1-\rho^2)}[b\cos 2\alpha - c\sin 2\alpha]. \quad (33)$$

Оценки показывают, что при средних квадратических отклонениях составляющих вектора

ветра σ_x и σ_y , имеющих порядок нескольких м/с (для приземного ветра это условие выполняется) и при его модулях $0 < r < 20$ м/с, соотношение (33) имеет порядок $10^{-2} - 10^{-3}$, его квадрат $10^{-4} - 10^{-6}$, а третья степень $10^{-6} - 10^{-9}$. Поэтому подставив функцию (33) в ряд (32), ограничиваясь второй и третьей степенями, получим интеграл J в равенстве (31) в следующей форме

$$J = \int_0^{2\pi} e^{-\frac{r^2}{4(1-\rho^2)}(b\cos 2\alpha - c\sin 2\alpha)} d\alpha = \int_0^{2\pi} \left\{ 1 - \frac{r^2}{4(1-\rho^2)} \times (b\cos 2\alpha - c\sin 2\alpha) + \frac{r^4}{32(1-\rho^2)^2} (b\cos 2\alpha - c\sin 2\alpha)^2 \right\} d\alpha. \quad (34)$$

После выполнения операции интегрирования интеграл (34) приобретает следующий вид

$$J = \left[1 + \frac{r^4}{64(1-\rho^2)^2} (b^2 + c^2) \right] 2\pi, \quad (35)$$

а частное распределение (31) определяется соотношением

$$\varphi_\alpha(r) = \frac{re^{-\frac{ar^2}{4(1-\rho^2)}}}{\sigma_x \sigma_y \sqrt{1-\rho^2}} \left[1 + \frac{r^4}{64(1-\rho^2)^2} (b^2 + c^2) \right]. \quad (36)$$

Если компоненты скорости ветра не коррелируемы ($\rho = 0, c = 0$), то получаем это частное распределение в виде

$$\varphi_\alpha(r) = \frac{re^{-\frac{ar^2}{4}}}{\sigma_x \sigma_y} \left[1 + \frac{r^4}{64} b^2 \right]. \quad (37)$$

Когда, кроме того, рассеивание скорости ветра является круговым ($\sigma_x = \sigma_y = \sigma; b = 0$), то рассматриваемое частное распределение приобретает вид

$$\varphi_\alpha(r) = \frac{re^{-\frac{r^2}{2\sigma^2}}}{\sigma^2}. \quad (38)$$

Таким образом, при указанных ограничениях частное распределение $\varphi_\alpha(r)$ представляет собой закон Релея.

Последний результат является свидетельством того, что полученное частное распределение

(36) в принятой аппроксимации является вполне приемлемым.

С частными распределениями непосредственно связаны условные распределения вероятностей системы случайных величин (r, α)

$$\varphi(r/\alpha) = \frac{\varphi(r, \alpha)}{\int_0^r \varphi(r, \alpha) dr} = \frac{\varphi(r, \alpha)}{\varphi_r(\alpha)}, \quad (39)$$

$$\varphi(\alpha/r) = \frac{\varphi(r, \alpha)}{\int_0^{2\pi} \varphi(r, \alpha) d\alpha} = \frac{\varphi(r, \alpha)}{\varphi_\alpha(r)}. \quad (40)$$

Используя полученные плотности вероятностей (24), (29) и (36), получим:

$$\varphi(r/\alpha) = \frac{r[a + b\cos 2\alpha - c\sin 2\alpha]}{2(1-\rho^2) \left[1 - e^{-\frac{r^2}{4(1-\rho^2)}(a+b\cos 2\alpha - c\sin 2\alpha)} \right]} \times e^{-\frac{r^2}{4(1-\rho^2)}(a+b\cos 2\alpha - c\sin 2\alpha)}, \quad (41)$$

$$\varphi(\alpha/r) = \frac{e^{-\frac{r^2}{4(1-\rho^2)}(a+b\cos 2\alpha - c\sin 2\alpha)}}{2\pi e^{-\frac{ar^2}{4(1-\rho^2)}} \left[1 + \frac{r^4}{64(1-\rho^2)^2} (b^2 + c^2) \right]}. \quad (42)$$

Путем несложных преобразований плотность вероятности (41) можно привести к более простому виду

$$\varphi(r/\alpha) = \frac{r[a + b\cos 2\alpha - c\sin 2\alpha]}{2(1-\rho^2) \left[e^{\frac{r^2}{4(1-\rho^2)}(a+b\cos 2\alpha - c\sin 2\alpha)} - 1 \right]}. \quad (43)$$

В частном случае, когда ($\rho = 0, c = 0$) имеем

$$\varphi(r/\alpha) = \frac{r[a + b\cos 2\alpha]}{2 \left[e^{\frac{r^2}{4}(a+b\cos 2\alpha)} - 1 \right]}. \quad (44)$$

Если, при этом, рассеивание является круговым ($\sigma_x = \sigma_y = \sigma, b = 0$), то условная плотность вероятности (43) сводится к выражению

$$\varphi(r/\alpha) = \frac{r}{\sigma^2 \left[e^{\frac{r^2}{4}} - 1 \right]} \quad (45)$$

При сформулированных предположениях вид условной плотности вероятностей $\varphi(\alpha/r)$ также упрощается. В первом случае она становится равной

$$\varphi(\alpha/r) = \frac{e^{-\frac{r^2}{4}(a+b\cos 2\alpha)}}{2\pi e^{-\frac{ar^2}{4}} \left[1 + \frac{r^4}{64} b^2 \right]}, \quad (46)$$

а при круговом рассеивании вырождается в равномерное распределение

$$\varphi(\alpha/r) = \frac{1}{2\pi}, \quad (0 \leq r \leq \infty). \quad (47)$$

Полученные выше выражения плотностей вероятностей частных и условных распределений свидетельствуют о том, что при проведенном преобразовании декартовых координат в полярную систему (r, α) их совместное нормальное распределение расщепляется на систему плотностей вероятностей, которые нормальными не являются.

При условии коррелируемости системы случайных величин (x, y) эллипс их рассеяния поворачивается своей большой полуосью на угол β , определяемый равенством (16), направо от оси Ox , если ковариационный момент $K_{xy} = \sigma_x \sigma_y r_{xy} > 0$, и налево, если $K_{xy} = \sigma_x \sigma_y r_{xy} < 0$. В этом случае средние квадратические отклонения, содержащиеся в частных и условных распределениях, перед использованием условных вероятностей, необходимо пересчитать по следующим соотношениям [16]:

$$\sigma_{x'}^2 = \sigma_x^2 \cos^2 \beta + \sigma_y^2 \sin^2 \beta + \sigma_x \sigma_y r_{xy} \sin 2\beta, \quad (48)$$

$$\sigma_{y'}^2 = \sigma_x^2 \sin^2 \beta + \sigma_y^2 \cos^2 \beta - \sigma_x \sigma_y r_{xy} \sin 2\beta, \quad (49)$$

где $\sigma_{x'}$, $\sigma_{y'}$ определяют большую и малую полуоси эллипса рассеивания после поворота его осей симметрии на угол β .

Полученные частные и условные распределения дают возможность рассчитать вероятности модуля скорости ветра r и полярного угла β при заданных условиях.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИМИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ВЕРОЯТНОСТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕКТОРА СКОРОСТИ ПРИЗЕМНОГО ВЕТРА

Полученные выше модели распределения вероятностей компонент скорости ветра исходят из предположения о нормальном законе распределения системы случайных величин (r, α) , поскольку процедура преобразования прямоугольных координат (x, y) в полярные не изменяет закона распределения составляющих скорости ветра. Напомним, что выше были приняты обозначения: x - центрированное значение зональной, y - центрированное значение меридиональной компонент вектора скорости ветра. Если в прямоугольной системе координат параметрами нормального распределения являются дисперсии σ_x^2, σ_y^2 , а также коэффициент корреляции ρ , то у плотностей вероятности нормального распределения в полярных координатах параметрами являются полученные нами обобщенные величины a, b и c , определенные равенствами (21) – (23), которые непосредственно связаны с дисперсиями и коэффициентом корреляции.

Поэтому, прежде всего необходимо произвести оценку моментов на основе результатов измерений скорости ветра с помощью анеморумбометра. В качестве пунктов измерений выбраны АМСГ Одесса, Днепр и Львов. Статистические оценки первых четырех моментов составляющих скорости ветра содержатся в табл. 1. Расчёт статистических оценок моментов произведён А. Собченко.

В табл. 1 приняты обозначения: σ_x^2 – значение дисперсий зональной компоненты, $(\text{м/с})^2$; σ_y^2 – значение дисперсий меридиональной компоненты скорости ветра, $(\text{м/с})^2$; As – асимметрия; E – эксцесс; F – критерий Фишера. Как следует из табл. 1, различия между значениями дисперсий зональной и меридиональной компонент невелики. Значения критерия Фишера дают основание для принятия гипотезы о незначимости различий дисперсий σ_x^2, σ_y^2 в Одессе и Днепре, по крайней мере, на уровне значимости 0,01. Кроме того, корреляционная связь между зональной и меридиональной составляющими скорости ветра здесь отсутствует. Поэтому в этих пунктах, как первое приближение, применима модель кругового рассеивания. В пункте Львов такую модель использовать нельзя, по-

скольку там коэффициент корреляции является значимым. Как следует из табл. 1, коэффициенты асимметрии и эксцесса во всех пунктах близки к нулю. Таким образом, имеются основания прийти к заключению, что система (x, y) компонент скорости ветра имеет нормальное распределение – круговое в Одессе и эллиптическое во Львове. В системе полярных координат, как было показано выше, нормальное распределение компонент вектора скорости ветра (r, α) определяется соотношениями (15) и (24). Частные и условные распределения вероятностей (29), (36) и (41), (42) позволяют рассчитать различные комбинации вероятностей реализации модуля вектора скорости ветра и его направления.

Прежде всего, обратимся к анализу модели кругового нормального рассеивания в пункте Одесса. Очевидно, эллипс превращается в круг,

когда его полуоси равны. Как было отмечено выше, незначимость различий дисперсий позволяет определить осредненную дисперсию составляющих скорости ветра $\sigma^2 = (\sigma_x^2 + \sigma_y^2) / 2$ и соответствующие средние квадратические отклонения $\sigma = \sqrt{\sigma^2}$. Для Одессы $\sigma^2 = 11,7 \text{ (м/с)}^2$ ($\sigma = 3,42 \text{ м/с}$). В этом случае частное распределение $\varphi_\alpha(r)$ (36) становится распределением Релея (38). На рис. 1 содержится плотность вероятности частного распределения $\varphi_\alpha(r)$, полученная с помощью равенства (38) для Одессы.

В табл. 2 содержатся вероятности того, что скорости ветра находятся в указанных границах для пунктов Одесса и Днепр.

Таблица 1 – Статистические оценки моментов составляющих скорости ветра

Пункты	Значение оценок									
	σ_x^2	σ_y^2	σ_x	σ_y	As_x	As_y	E_x	E_y	ρ	F
Одесса	14,83	8,54	3,85	2,92	-0,12	-0,02	-0,25	0,35	-0,05	1,72
Днепр	9,30	12,44	3,05	3,53	0,03	0,04	-0,02	0,12	-0,04	1,34
Львов	4,88	9,06	3,01	2,21	-0,19	0,06	0,66	0,23	0,29	1,04

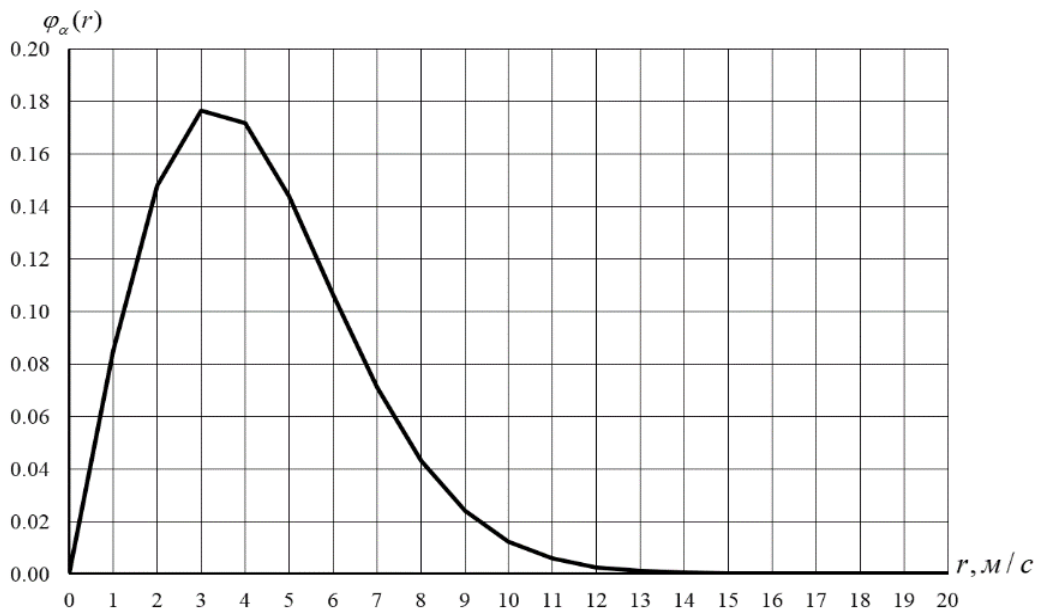


Рис. 1 – Частное распределение вероятностей $\varphi_\alpha(r)$. Одесса.

Таблица 2 – Вероятности модуля скорости ветра на промежутке $[r_i, r_j]$

Пункты	Интервалы модуля скорости ветра м/с					
	0-2	2-4	4-6	6-8	8-10	>10
Одесса	0,17	0,35	0,28	0,14	0,04	0,02
Днепр	0,17	0,34	0,28	0,13	0,04	0,04

Как известно, вероятность

$$P(r_i < r < r_j) = \int_{r_j}^{r_i} \varphi_a(r) dr.$$

Как следует из табл. 2, вероятности пребывания скорости ветра в указанных интервалах примерно одинаковы, что свидетельствует о том, что в указанных пунктах наблюдений режим ветра на климатических масштабах подобный.

Вернемся теперь к равенству (29). Из него следует, что при отсутствии корреляционной связи между случайными величинами системы (x, y) ($c = 0$) частное распределение $\varphi_r(\alpha)$ принимает вид

$$\varphi_r(\alpha) = \frac{1 - e^{-\frac{r^2}{4}(a+b\cos 2\alpha)}}{\pi\sigma_x\sigma_y(a+b\cos 2\alpha)}. \quad (50)$$

И, кроме того, при круговом рассеивании:

$$\left(\sigma_x = \sigma_y = \sigma, b = 0, a = \frac{2}{\sigma^2} \right),$$

$$\varphi_r(\alpha) = \frac{1 - e^{-\frac{r^2}{2\sigma^2}}}{2\pi}. \quad (51)$$

Равенство (51) представляет собой систему равномерных распределений $\varphi_r(\alpha) = \xi$ при значениях $0 < \xi < \frac{1}{2\pi}$, соответствующих определенным значениям модуля скорости ветра на интервале $0 < r < \infty$. Например, для Одессы ($\sigma^2 = 11,7 \text{ (м/с)}^2$) $\xi(\alpha) = 0,105$ при $r = 5 \text{ м/с}$.

Как следует из табл. 1, корреляционная связь в системе (x, y) случайных величин имеет место во Львове ($\rho = 0,29$). Поэтому при анализе частных распределений скорости ветра в этом пункте наблюдений будем использовать модель эллиптического рассеивания с коэффициентом корреляции, то есть равенства (29) и (36).

Поскольку корреляционная связь присутствует, то эллипс должен быть повернут относительно исходной системы координат на угол β , который определяется соотношением (16). Расчеты показывают, что для Львова $\beta = 22,6^\circ$. При повороте системы координат осуществляется проектирование полуосей σ_x и σ_y на оси новой си-

стемы $x'Oy'$. В результате величины полуосей изменяются в соответствии равенствам (48) – (49). Круговое рассеивание вектора скорости ветра является достаточно грубой аппроксимацией даже на климатических масштабах энергетического спектра.

Представляет интерес, насколько изменится структура плотностей условных распределений, если приняты условия эллиптического рассеивания как при наличии корреляционной связи между составляющими вектора скорости ветра, так и при ее отсутствии. На рис. 2 приводится график функции условных распределений $\varphi(\alpha/r)$, в качестве примера, для Одессы.

Прежде всего, обращает внимание тот факт, что при очень слабых ветрах ($r = 2 \text{ м/с}$) плотности условных вероятностей $\varphi(\alpha/r)$ испытывают незначительные колебания относительно плотности вероятностей равномерного распределения $\varphi(\alpha/r) = \frac{1}{2\pi} = \text{const}$, $0 \leq \alpha \leq 2\pi$, т.е. как и

при условии кругового рассеивания с независимыми проекциями вектора скорости ветра. С увеличением скорости ветра, размах колебаний существенно возрастает, особенно в пунктах со сложными условиями рельефа (Одесса, Львов).

Представляет интерес тот факт, что если ранее при рассеивании вероятностные характеристики в Одессе и Днепре позволяли предположить, что в этих пунктах режим ветра сходный, то модель эллиптического рассеивания свидетельствует о его существенном различии в этих пунктах наблюдений.

Если в Одессе плотности условного распределения полярного угла при значительных скоростях ветра (5 и 10 м/с) имеет максимумы при $\alpha = 340^\circ$ и $\alpha = 160^\circ$, а минимумы – при $\alpha = 80^\circ$ и $\alpha = 270^\circ$, то в пункте наблюдений Днепр максимумы этой функции перемещаются на углы $\alpha = 100^\circ$ и $\alpha = 210^\circ$, а минимумы на углы $\alpha = 180^\circ$ и $\alpha = 340^\circ$.

Интегрирование функций плотности условных распределений полярного угла $\varphi(\alpha/r)$ в заданных пределах дает возможность получить соответствующие вероятности $P[\alpha_i < \alpha < \alpha_j/r]$. В табл. 3 расположены вероятности нахождения функции этой плотности условной вероятности на отрезке $\alpha_j - \alpha_i = 40^\circ = 0,7 \text{ рад}$ для Одессы, Днепра и Львова при скоростях ветра 5 и 10 м/с.

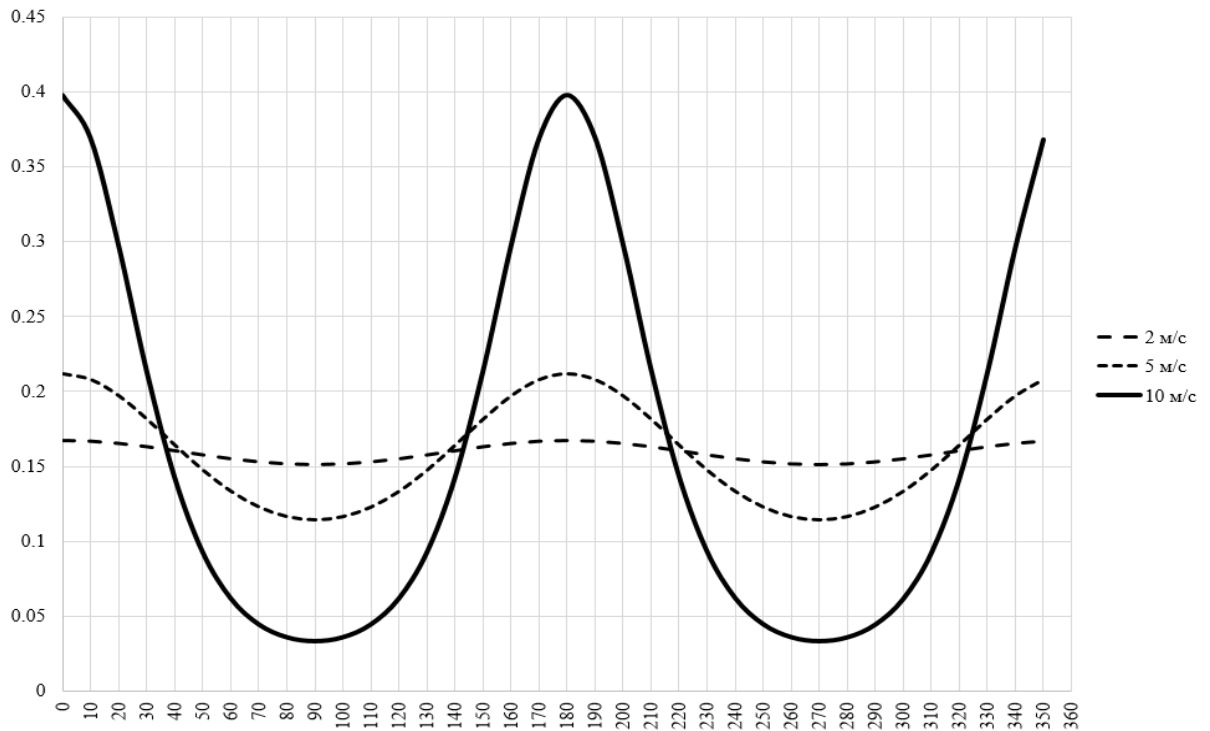


Рис. 2 – График функции $\varphi(\alpha/r)$ при скоростях ветра 2, 5 и 10 м/с. Одесса.

Таблица 3 – Вероятности полярного угла на интервале 40° ($0,7$ рад).

Пункт	r , м/с	Интервалы, в градусах направления ветра								
		0-40	40-80	80-120	120-160	160-200	200-240	240-280	280-320	320-360
Одесса	5	0,14	0,10	0,08	0,13	0,15	0,12	0,06	0,09	0,13
	10	0,20	0,04	0,03	0,013	0,28	0,10	0,02	0,04	0,26
Днепр	5	0,10	0,13	0,13	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,06
	10	0,06	0,15	0,20	0,08	0,05	0,03	0,20	0,15	0,08
Львов	5	0,11	0,07	0,09	0,15	0,14	0,05	0,04	0,13	0,22
	10	0,07	0,02	0,04	0,23	0,21	0,02	0,01	0,12	0,28

Из табл. 3 следует, что наибольшую вероятность в Одессе имеют направления вектора ветра 5 и 10 м/с в пределах от 320° до 40° , а также 160° – 200° , а наименьшую вероятность: 80° – 120° и 240° – 280° . В пункте наблюдения Днепр картина распределения вероятностей пребывания вектора скорости ветра в заданных секторах иная.

При скорости 5 м/с наблюдается практически равномерное распределение по секторам полярного угла. Такое распределение нарушается при скорости ветра 10 м/с. В этом случае имеют место два максимума, которые приходятся на секторы 80° – 120° и 240° – 280° , и два минимума вероятностей в секторах 320° – 40° и 200° – 240° . Во Львове наблюдается хорошо выраженный максимум в секторах 320° – 360° и 120° – 160° , а также два минимума – в секторах 40° – 80° и 240° – 280° .

Как следует из равенства (43) плотность условных вероятностей $\varphi(r/\alpha)$ имеет экспоненциальный характер. В качестве примера на рис. 3 приводится график этой функции при $\alpha = 180^\circ$ в Одессе и при $\alpha = 340^\circ$ во Львове.

Интегрирование указанных функций дает возможность получить вероятности того, что вектор скорости ветра находится в пределах $r_i < r < r_j$. Для Одессы при $\alpha = 180^\circ$ и Львова при $\alpha = 340^\circ$, при которых наблюдаются максимумы вероятностей пребывания вектора скорости ветра, вероятности указанных значений скорости ветра приводятся в табл. 4. Из табл. 4 следует, что режим ветра в Одессе и во Львове существенно различается. В секторах, где

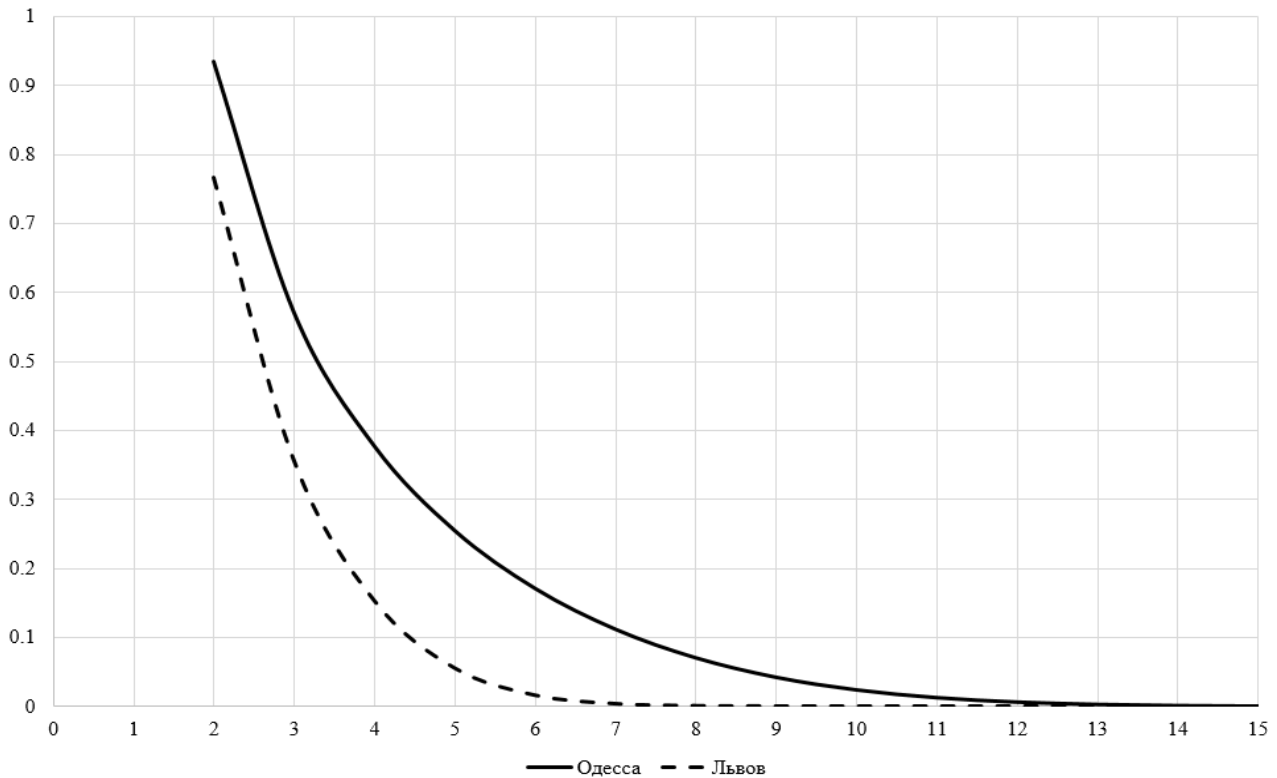


Рис. 3 – Плотность условного распределения вектора скорости ветра в Одессе при $\alpha = 180^\circ$ и во Львове при $\alpha = 340^\circ$.

Таблица 4 – Вероятности $P[r_i < r < r_j]$ при $\alpha = 180^\circ$ (Одесса) и $\alpha = 340^\circ$ (Львов).

Пункты	Интервалы $r_i < r < r_j$				
	$r < 4$ м/с	4-6 м/с	6-8 м/с	8-10 м/с	10-12 м/с
Одесса	0,15	0,51	0,22	0,08	0,04
Львов	0,80	0,16	0,02	0,01	0,01

наблюдается максимум вероятностей пребывания вектора скорости ветра, вероятности этих скоростей ($r = 5$ м/с и $r = 10$ м/с) совершенно разные: во Львове преобладают слабые ветры, а в Одессе они значительны. В Одессе, в секторе 160° - 200° , где наблюдается максимум пребывания ветра скоростью 5 и 10 м/с, вероятность самой скорости ветра 5 м/с составляет 51 %, а 10 м/с – 8 %, в то время как во Львове ветер скоростью 5 м/с реализуется с вероятностью 16 %, а 10 м/с всего лишь с вероятностью около 1 %. Показанный на примерах пунктов наблюдения Одесса и Львов совместный анализ вероятностной структуры векторов скорости ветра можно провести и для других пунктов измерений, как у земли, так и на высотах расположения осей вра-

щения ветрового колеса в пределах приземного слоя атмосферы при наличии соответствующей информации.

5. ВЫВОДЫ

Нормальный закон распределения вероятностей скорости ветра в полярных координатах обладает рядом преимуществ. Прежде всего, в нем, в качестве случайных величин, фигурируют модуль скорости (ее величина r) и направление (полярный угол α), а не проекции вектора на оси xOy . Параметры закона распределения a, b, c непосредственно связаны с полуосями эллипса рассеивания σ_x и σ_y .

Интегрирование плотности вероятностей совме-

стного распределения $\varphi(r, \alpha)$ по модулю скорости дает возможность без особых трудностей получить функции частного $\varphi_r(\alpha)$ и условного $\varphi(r/\alpha)$ распределений. При нахождении вида распределений $\varphi_\alpha(r)$ и $\varphi(\alpha/r)$ возникают существенные трудности, связанные с тем, что интеграл от функции вероятностей вида e^{-x^2} и тем более вида $e^{-x^2 \cos 2\alpha}$ в квадратурах не берется. Приходится прибегать к процедуре разложения исходной функции в степенной ряд и поиска аппроксимаций функции $x(a, b, c, \alpha)$. Дальнейшие вычисления показали, что приближение вида

$$x = -\frac{r^2}{4(1-\rho^2)}(a + b \cos 2\alpha - c \sin 2\alpha)$$

оказалось удачным. Во-первых, оно дало возможность вычислить указанный вероятностный интеграл с достаточной степенью точности. Во-вторых, при использовании часто применяющегося в литературе кругового рассеивания вектора скорости ветра с независимыми проекциями на оси системы координат xOy , частный закон распределения модуля скорости ветра, полученный на основе указанного приближения, приобретает вид распределения Релея, а частный закон распределения полярного угла – равномерного распределения. Это в точности соответствует известным теоремам, изложенным в работе [16], а также в монографии Левина [17].

Совместное рассмотрение условных распределений $\varphi(r/\alpha)$ и $\varphi(\alpha/r)$ позволяет раскрыть важные особенности распределения вектора скорости ветра. Оказалось, что, если учесть эллиптичность распределения модуля скорости ветра, то в рассматриваемых пунктах наблюдения нон не соответствует закону Релея, а распределение полярного угла является близким к равномерному закону только при модуле скорости ветра $r \leq 2$ м/с. Таким образом, широко распространенная в исследованиях гипотеза о круговом нормальном распределении компонент вектора скорости ветра имеет смысл только при весьма ограниченных условиях. Вероятности, рассчитанные в работе на основе данных фактических измерений скорости приземного ветра для пунктов Одесса, Днепр, Львов служат, во-первых, подтверждением обоснованности разработанной модели, и, во-вторых, показывают, что полученные на основе модели эллиптического нормального закона рассеяния вектора скорости ветра в полярных координатах могут быть полезными

при планировании, проектировании и развитии систем ВЭУ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Обухов С. Г., Плотников И. А., Сарсикеев Е. Ж. Динамическая модель продольной составляющей скорости ветра // Современные проблемы науки и образования. 2013. № 5. С. 139 – 145.
2. Van Der Hoven I. Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour. *J. Meteor.*, 1957, no. 14, pp. 160-164.
3. Школьный С. П. Фізика атмосфери. К.: КНТ, 2007. 508 с.
4. Динамическая метеорология (Теоретическая метеорология) // под ред. Д. Л. Лайхмана. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 607 с.
5. Капля Е. В. Статистическая модель динамики скорости и направления ветра // Метеорология и гидрология. 2014. №12. С.29-34.
6. Капля Е. В. Система финитного управления приводами лопастей ветроэнергетической установки // Автоматизация и современные технологии. 2013. № 5. С. 13-17.
7. Mahrt L. Surface wind direction variability. *J. Appl. Meteorol and Clim.*, 2011, no. 50, pp. 144-152.
8. Кобышева Н. В., Степанская Г. А., Чмутова З. Е. Оценка потенциальных ветроэнергетических ресурсов на территории СССР // Труды ГГО. 1983. Вып. 475. С. 7-12.
9. Сапицкий К. А., Кобышева Н. В. Потенциальные ветроэнергетические ресурсы Грузии // Тр. ГГО. 1983. Вып. 375. С. 12-15.
10. Гутерман И. Г. Распределение ветра над северным полушарием. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 252 с.
11. Юшков В. П. Синоптические флуктуации скорости ветра в пограничном слое атмосферы // Метеорология и гидрология. 2012. № 4. С. 17-28.
12. Венцель Е. С. Теория вероятностей. М.: Физматлит, 1958. 464 с.
13. Гнаденко Б. В. Курс теории вероятностей. М.: Физматлит, 1961. 396 с.
14. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. М.: Наука, 1969. 511 с.
15. Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. М.: Наука, 1971. 576 с.
16. Капустин С. Н., Червоный А. А., Колинченко Б. А. Теория вероятностей, математическая статистика и методы исследования операций. Часть первая. М.: «ВАИА», 1961. 594 с.
17. Левин Б. Р. Теоретические основы статистической радиотехники. Книга первая. М.: "Сов. радио", 1966. 728 с.

REFERENCES

1. Obuhov S. G., Plotnikov I. A., Sarsikeev E. Z. Dynamic model of the longitudinal component of the wind speed. *Sovre-*

- mennye problemy nauki i obrazovaniya – Current problems of science and education*, 2013, no. 5, pp. 139 – 145. (In Russian)
2. Van Der Hoven I. Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour. *J. Meteor.*, 1957, no. 14, pp. 160-164.
 3. Shkol'nyy E. P. *Fizyka atmosfery* [Physics of the atmosphere]. Kyiv: KNT, 2007. 508 p.
 4. Laykhtman D. L. (Ed.) *Dinamicheskaya meteorologiya (Teoreticheskaya meteorologiya)*. [Dynamic Meteorology (Theoretical Meteorology)]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1976. 607 p.
 5. Kaplya E. V. Statistical model of the dynamics of wind speed and direction. *Meteorologiya i gidrologiya – Meteorology and Hydrology*, 2014, no. 12, pp. 29 – 34. (In Russian)
 6. Kaplya E. V. Finite drive control system windmill blades finite drive control system windmill blades. *Avtomatizatsiya i sovremennye tekhnologii – Automation and modern technology*, 2013, no. 5, pp. 13 – 17. (In Russian)
 7. Mahrt L. Surface wind direction variability. *J. Appl. Meteorol and Clim.*, 2011, no. 50, pp. 144-152.
 8. Kobysheva N. V., Stepanskaya G. A., Chmutova Z. E. Assessment of potential wind energy resources on the territory of the USSR. *Trudy GGO – Proc. of the Main Geophysical Observatory*, 1983, vol. 475, pp. 7–12. (In Russian)
 9. Sapickiy K. A., Kobysheva N. V. Potential hydropower resources of Georgia. *Trudy GGO -- Proc. of the Main Geophysical Observatory*, 1983, vol.375, pp. 12 – 15. (In Russian)
 10. Guterman I. G. *Raspreделение vetra nad severnym polushariem* [Wind distribution over the Northern Hemisphere]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1965. 252 p.
 11. Yushkov V. P. Synoptic wind velocity fluctuations in the atmospheric boundary layer. *Meteorologiya i gidrologiya – Meteorology and Hydrology*, 2012, no. 4, pp. 17 – 28. (In Russian)
 12. Vencel E. S. *Teoriya veroyatnostey* [Theory of probability]. Moscow, 1958. 464 p.
 13. Gnadenko B. V. *Kurs teorii veroyatnostey* [The course in probability theory]. Moscow: Fizmatlit, 1961. 396 p.
 14. Smirnov N. V., Dunin-Barkovskiy I. V. *Kurs teorii veroyatnostey i matematicheskoy statistiki dlya tekhnicheskikh prilozheniy* [The course of the theory of probability and mathematical statistics for technical applications]. Moscow: Nauka, 1969. 511 p.
 15. Mitropol'skiy A. K. *Tekhnika statisticheskikh vychisleniy* [Technique statistical calculations]. Moscow: Nauka, 1971. 576 p.
 16. Kapustin S. N., Chervonyj A. A., Kolinichenko B. A. *Teoriya veroyatnostey, matematicheskaya statistika i metody issledovaniya operatsiy* [Probability theory, mathematical statistics and operations research techniques]. Moscow, 1961. 594 p.
 17. Levin B. R. *Teoreticheskie osnovy statisticheskoy radio-tekhniki. Kniga 1* [Theoretical Foundations of Statistical Radio Engineering. Book 1]. Moscow, 1966. 728 p.

NORMAL LAW OF DISTRIBUTION OF WIND VELOCITY VECTOR IN POLAR COORDINATES

E. P. Shkolnyy, Prof., Dr. Sc.(Tech.)

*Odessa State Environmental University,
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, Eshcolny@gmail.com*

It is impossible to organize wind energy systems without studying of wind speed regime at the surface layer of the atmosphere within a specific area and at climatic scales. Such studies are often accompanied by approximations of probabilities of wind speed performed in the form of normal law of a system of random values presented by a zonal u and a meridional v which are components of a wind speed vector. It is suggested that, for the purposes of wind energy, display of a wind speed vector in polar coordinates (r, α) where r is a module of wind speed and α is a polar angle appears to be more preferable. The article shows a transform from a normal law of distribution of probabilities with density $\phi(u, v)$ to a normal law distribution with density $\phi(r, \alpha)$ completed by means of functional transformation with elliptic dispersion in place. Based on a normal law of distribution $\phi(r, \alpha)$ and through integration with respect to corresponding variables (r, α) individual distributions of probabilities $\phi(r)$ and $\phi(\alpha)$ as well as conditional distributions of probabilities $\phi(r/\alpha)$ and $\phi(\alpha/r)$ were obtained in the areas of their existence. The article shows individual distributions in case of circular and elliptic dispersion of a wind speed vector. It shows that an individual distribution of a wind speed probability in case of circular

dispersion and in the absence of correlated dependence turns into the Rayleigh's distribution and a conditional distribution of a polar angle degenerates in an even distribution. The cases of distributions with dispersions of a wind speed module having elliptic properties subject to availability of correlated connection between wind speed components were also studied. Calculation of probabilities of a polar angle being within different sections of the area $0 \leq \alpha \leq 2\pi$ with set values of a wind speed module also took place. Numerical experiments proved the advantage of such modeling of distributions of wind speed vector.

Keywords: wind speed, probability density, individual and conditional distribution, dispersion, Fisher criterion.

НОРМАЛЬНИЙ ЗАКОН РОЗПОДІЛУ ВЕКТОРА ШВИДКОСТІ У ПОЛЯРНИХ КООРДИНАТАХ

Є.П. Школьний, д-р техн. наук, проф.

*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, Eshcolny@gmail.com*

В статті шляхом функціонального перетворення втілюється перехід від нормального закону розподілу зональної та меридіональної компонент швидкості вітру до нормального закону розподілу модуля вектора вітру і полярного кута. Отримані частинні й умовні розподіли цих випадкових величин. Вони свідчать про те, що при круговому розсіюванні некорельованих складових швидкості вітру частинний розподіл модуля швидкості вітру стає розподілом Релея, а умовний розподіл вироджується у рівномірний розподіл. Досліджені випадки еліптичного розсіювання компонент швидкості вітру при їх корельованості й при відсутності кореляційного зв'язку.

Ключові слова: швидкість вітру, щільність ймовірностей, частковий та умовний розподіли, дисперсія, критерій Фішера.

*Дата першого подання: 27. 12. 2016
Дата надходження остаточної версії: 29. 03. 2017
Дата публікації статті: 26. 10. 2017*

УДК 551-515.9

ГІДРОДИНАМІЧНА НЕСТІЙКІСТЬ В ОБЛАСТІ ВИСОТНИХ ЦИКЛОНІВ ТА ЇЇ ВПЛИВ НА ПОГОДУ

Г. П. Івус, канд. геогр. наук, професор, завідувач кафедри

Г. В. Хоменко, канд. геогр. наук, доцент

І. А. Ковальков, аспірант

Є. В. Сосмій, магістр

*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, meteo@odeku.edu.ua*

Висотні циклони є маловивченими баричними утвореннями, але вони суттєво впливають на формування погодних умов в Україні. В даній роботі досліджується еволюція висотного циклону, з яким пов'язані поширені зони опадів з грозами над районами Західної Європи та України. Метод дослідження базується на використанні лінійної теорії гідродинамічної нестійкості зонального потоку з хвилями Россбі.

Показано, що гідродинамічна нестійкість як баротропна, так і бароклінна, в зональному потоці з хвилями Россбі приводить до загострення атмосферних процесів, що проявляється в посиленні інтенсивності опадів і в поширенні зон їх формування.

Ключові слова: висотний циклон, хвилі Россбі, зона опадів, гідродинамічна нестійкість, абсолютний вихор, критерій Філіпса.

1. ВСТУП

В останні роки небезпечні явища погоди на території України нерідко бувають пов'язані з висотними циклонами, які формуються над Західною Європою. В монографії авторів [1] відзначається, що в північній півкулі найчастіше ці баричні утворення формуються біля західного узбережжя Центральної Америки і над південно-західними районами Західної Європи. Обидві ці області характеризуються переважанням північно-західної струминної течії і тенденцією до розмивання фронтів в нижніх шарах атмосфери. Дослідження атмосферних процесів над першим природним синоптичним районом показують, що в теперішній час циклони на висотах утворюються і над центральними районами Західної Європи і при зміщенні у східному напрямку суттєво впливають на погодні умови в Україні. Зокрема, з висотними циклонами бувають пов'язані сильні опади, грози та шквали [2].

Треба відзначити, що висотні циклони, незважаючи на те, що про їх існування добре знали ще на початку ХХ сторіччя, є мало вивченими синоптичними об'єктами. Добре відомі дослідження авторів [1, 3] показали, що з висотними циклонами завжди пов'язане значне погіршення погоди під східною та південно-східною їх частинами; саме тут формуються зони опадів на відміну від західної частини, де опади, як правило, відсутні.

За даними роботи [4] загострення атмосферних процесів відбувається також під східною (особливо під північно-східною) частиною висо-

тних циклонів улоговин, в яких утворюються висотні циклони. Активізація атмосферних процесів в цих баричних полях стимулює загострення процесів на фронтах і сприяє виникненню нових баричних утворень в нижній тропосфері. Цей результат отримано на основі висновків з лінійної теорії гідродинамічної нестійкості та аналізу реальних процесів [4, 5-7].

Відзначимо, що висотні циклони виникають в результаті заповнення циклону в нижній тропосфері, або завдяки відсіканню південної частини глибокої улоговини, спрямованої звичайно з півночі на південь або з північного заходу на південний схід. Такі циклони називаються циклонами відсікання (в зарубіжній літературі COLD CORELOW). Висотним улоговинам, в яких утворюється циклони, відповідають улоговини холоду з замкненими осередками, тобто висотні циклони відсікання завжди холодні [1, 3]. Із сказаного випливає, що висотні циклони виникають при загостреній меридіональності процесів, коли хвилі Россбі на фоні зонального потоку досягають великих амплітуд.

Мета даного дослідження полягає у вивченні умов виникнення та еволюції висотного циклону, з яким пов'язані інтенсивні опади над районами Західної Європи та України, а також в аналізі умов формування зон опадів над вказаними районами.

2. МЕТОД ДОСЛІДЖЕННЯ ТА ВИХІДНА ІНФОРМАЦІЯ

Метод дослідження базується на основних результатах лінійної теорії хвиль Россбі [8, 9] та висновках лінійної теорії гідродинамічної нестійкості зонального потоку [4].

Відповідно до лінійної теорії гідродинамічної нестійкості атмосферних течій баротропна нестійкість в зональному потоці виникає тоді, коли існують меридіональні зсуви вітру, тобто коли $\partial u / \partial y$ не дорівнює нулю. Критерій баротропної нестійкості зонального потоку має вигляд

$$\frac{\partial \Omega_a}{\partial y} = 0, \text{ або } \frac{\partial(\Omega_p + l)}{\partial y} = 0, \quad (1)$$

де Ω_a - абсолютний вихор, $\Omega_p = -\partial u / \partial y$ - відносний вихор, l - параметр Коріоліса, u - зональна складова швидкості вітру.

Останню формулу можна записати у вигляді

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(-\frac{\partial u}{\partial y} + l \right) = 0. \quad (2)$$

Формула (1) означає, що в меридіональному профілі абсолютного вихору є хоча б одна точка перегину. При виконанні умови (1) зональний потік є нестійким і його кінетична енергія передається збуренням, що сприяє їх зростанню і загостренню процесів, зокрема, на фронтах.

В нашому випадку ми маємо справу з зональним потоком, в якому розповсюджуються хвилі Россбі, тому в формулі (1) відносний вихор $\Omega_p = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y$. З урахуванням цього критерій (2) набуває вигляду

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + l \right) = 0. \quad (3)$$

Бароклінна нестійкість виникає в атмосферних течіях з вертикальними зсувами вітру. При здійсненні бароклінної нестійкості доступна потенціальна енергія потоку перетворюється в кінетичну, яка призводить до зростання існуючих в потоці збурень.

Згідно з результатами теоретичних досліджень [4, 8-9] існує багато критеріїв бароклінної нестійкості, але найбільш зручним для розрахунків та аналізу є критерій Філіпса. Незважаючи на жорсткі обмеження моделі, з якої отримано цей критерій, він задовільно описує процеси, які відбуваються в реальній атмосфері. Так, за його допомогою добре виділяються найбільш енергоактивні зони; цей критерій дозволяє визначити

області, де велика ймовірність виникнення нових баричних утворень [4, 8].

Формула для критерію Філіпса має вигляд

$$\delta P = (u_1 - u_2) - \sigma \cdot \cos \varphi (\sin^2 \varphi)^{-1}, \quad (4)$$

де u_1, u_2 - швидкості зонального вітру на ізобаричних поверхнях 300 і 700 гПа; $\sigma = 0,124 C_p \delta \theta (2 \omega R_3)^{-1}$, де C_p - питома теплоємність при $p = \text{const}$, $\delta \theta$ - різниця потенціальних температур на ізобаричних поверхнях 300 і 700 гПа, R_3 - радіус Землі, ω - її кутова швидкість обертання навколо осі.

Бароклінна нестійкість здійснюється, якщо δP дорівнює або перевищує $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ влітку і $20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ в зимовий період.

Вихідна інформація являє собою дані об'єктивного аналізу полів вітру та температури на ізобаричних поверхнях 700 і 300 гПа у вузлах географічної сітки точок з кроком $2,5^\circ$ по широті і довготі за 21-24 липня 2014 року. При аналізі результатів використані приземні карти, карти баричної топографії, а також карти добових сум опадів за всі дні вказаного періоду.

3. АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ ДОСЛІДЖЕННЯ

В період 21-24 липня 2014 року атмосферні процеси над Західною Європою і Україною визначилися поширеною малоградієнтною областю зниженого тиску і ділянками полярного фронту, який повільно зміщувався в південному напрямку на райони Середземноморського і Чорноморського басейнів.

На відміну від приземного баричного поля поле тиску на висотах відрізнялося значною активністю. Про це свідчить формування висотного циклону в глибокій улоговині хвилі Россбі над атлантичним узбережжям Західної Європи.

Цей циклон добре простежується на висотних картах. Так, 21.07.2014 року він окреслюється на карті АТ₃₀₀ двома замкненими ізогісами, а центральна частина його розташована на південь від Британських островів (рис. 1). В полі температури висотному циклону відповідає улоговина холоду з замкненим осередком (рис. 2). Тобто наш випадок являє собою класичний приклад виникнення висотного циклону в глибокій холодній баричній улоговині на південній її стороні [1].

Характерною особливістю висотних циклонів є те, що зі східними їх частинами пов'язані зони опадів, більш інтенсивні під південно-східною частиною [3]. В нашому випадку циклон пересувався з заходу на схід і зона опадів весь час залишалася саме під східною периферією (рис. 1, 3-5).

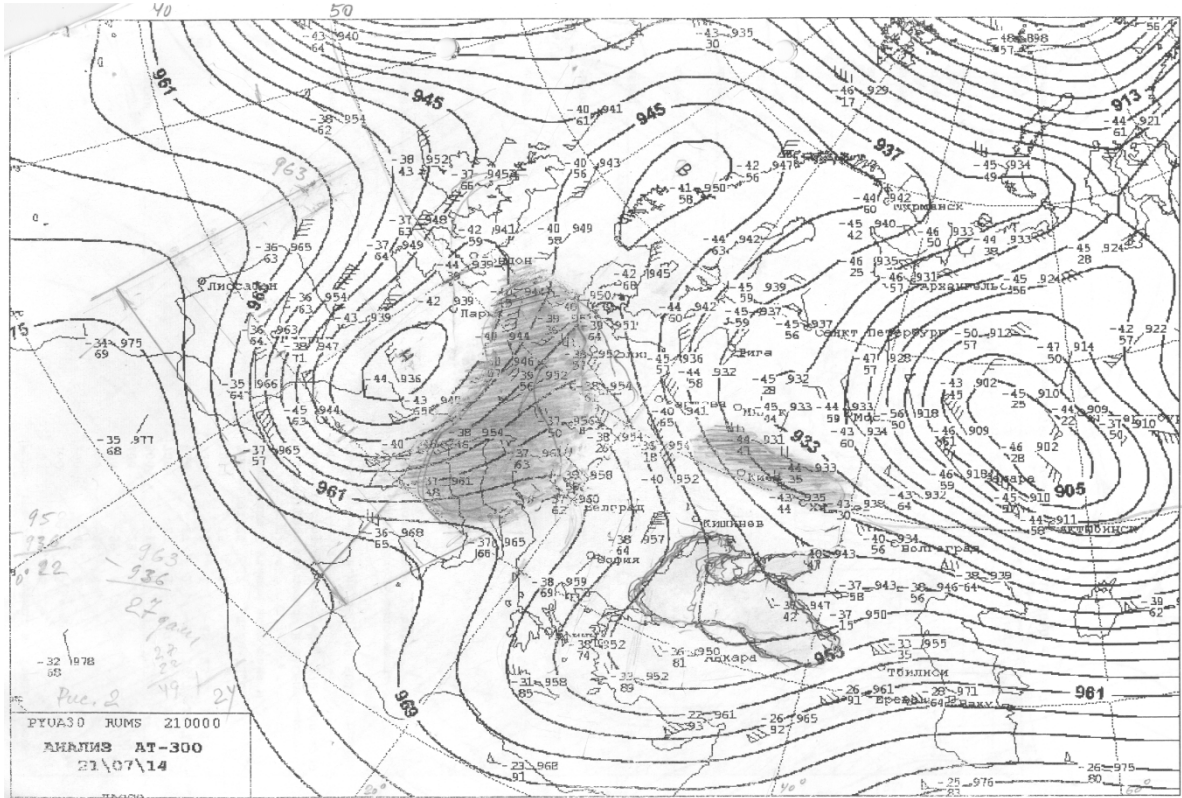


Рис. 1 – Карта АТ-300 за 00 UTC 21.07.14 р. Заштриховані області, як і на рис. 3-5, - зони опадів.

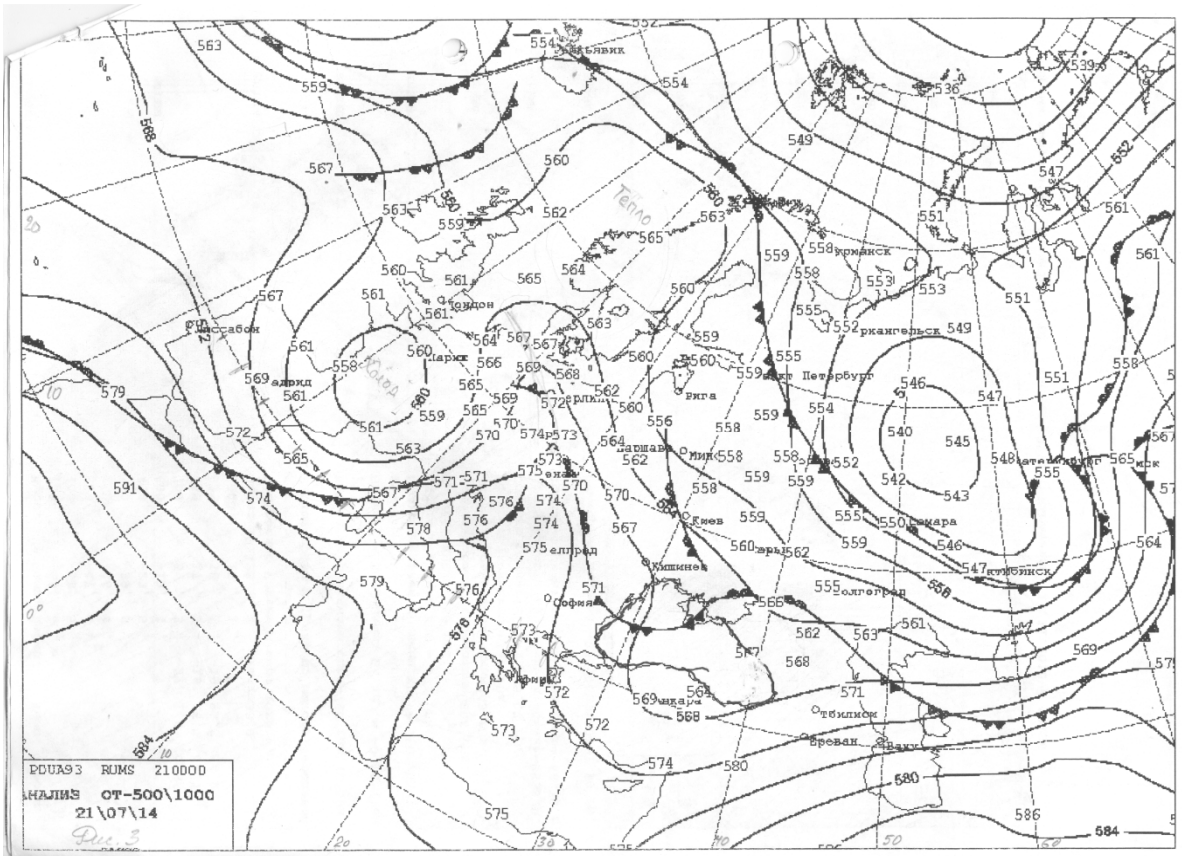


Рис. 2 – Карта ОТ-500\1000 за 00 UTC 21.07.14 р.

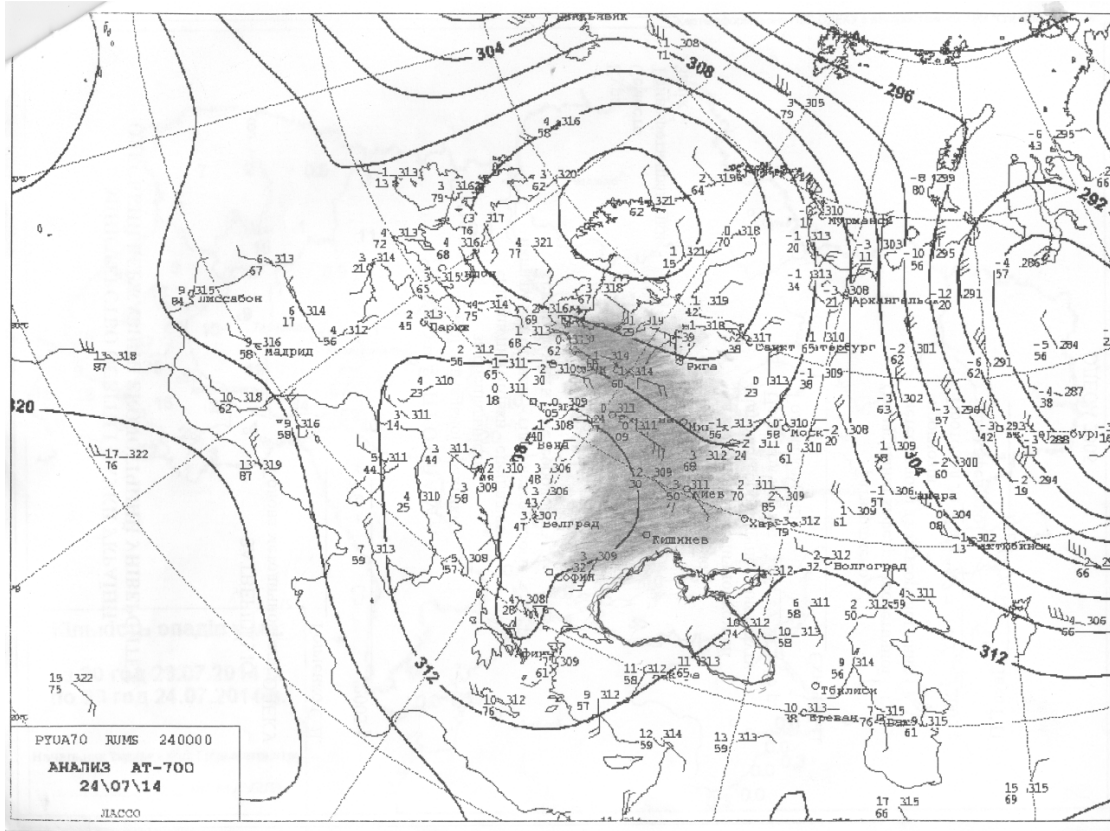


Рис. 5 – Карта АТ-700 за 00 UTC 24.07.14 р.

Відзначимо, що хвиля Россбі, в улоговині якої сформувався висотний циклони, є нестійкою, оскільки її середня довжина в широтній смузі 40-50° пн. ш. протягом перших трьох діб змінювалася від 2300 до 3100 км. Згідно з висновками роботи [4] хвилі з такими довжинами є нестійкими при вертикальних зсувах вітру в шарі між ізобаричними поверхнями 700-300 гПа більше $8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Можливо саме нестійкість хвилі Россбі призвела до перебудови баричного поля над європейським континентом; улоговина, яка 21.07 була спрямована практично меридіонально, 23.07 набула майже зонального напрямку (рис. 1, 3-5).

Рисунки показують, що зони опадів займають велику територію, але їх розміри не можна пояснити лише впливом атмосферних фронтів. Тому в даній роботі зроблена спроба якісно оцінити роль гідродинамічної нестійкості в процесах, які відбуваються в області висотного циклону.

На основі розрахунків критерію баротропної нестійкості за формулами (2), (3) для наочності побудовані меридіональні профілі абсолютного вихору для зонального потоку і потоку з хвилями Россбі, тобто загального. В якості прикладу на рис. 6 представлені профілі Ω_a за 24.07.14, коли зона опадів охоплювала західні, центральні і південні райони України.

Профілі, які побудовані для різних довгот, показують, що для зони опадів виконується критерій баротропної нестійкості: на довготах 17,5 і 32,5° сх. д. мають місце точки перегину на широтах близько 45 і 50° пн. ш. Це свідчить про те, що в зоні опадів баротропна нестійкість може приводити до загострення процесів, наприклад, до посилення конвективних рухів, виникнення шквалів або зростання амплітуд гравітаційних хвиль, які завжди існують в атмосфері [2, 9]. На довготі 40° сх. д., яка знаходиться поза зоною опадів, профілі мають інший вигляд, тобто в східних районах України баротропна нестійкість не може реалізуватися.

Порівняння профілів Ω_a для зонального потоку і загального (рис. 6а, б) показує, що характер змін Ω_a вздовж меридіану ідентичні, але в загальному потоці вони є більшими. Це означає, що в потоці з хвилями Россбі в результаті здійснення баротропної нестійкості збуренням може передаватися більше кінетичної енергії, ніж в чисто зональному.

Розглянемо результати аналізу барокліної нестійкості. Відомо, що барокліні зони пов'язані перш за все з атмосферними фронтами, тому барокліна нестійкість може реалізуватися саме в цих зонах.

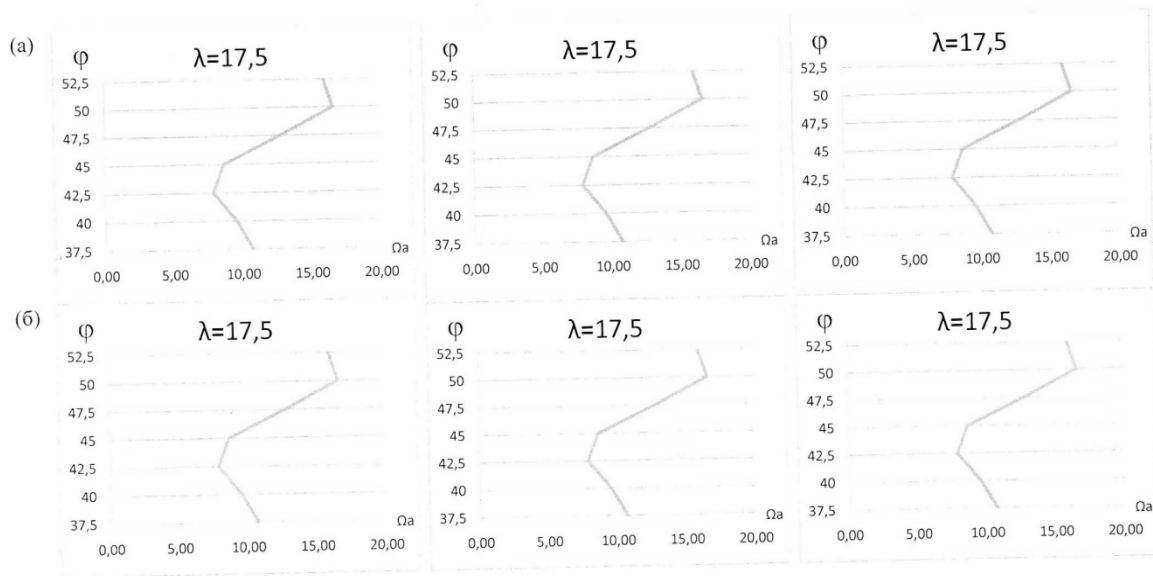


Рис. 6 – Меридіональні профілі абсолютного вихору за 00 UTC 24.07.14 р.: для загального (а) та зонального потоку (б).

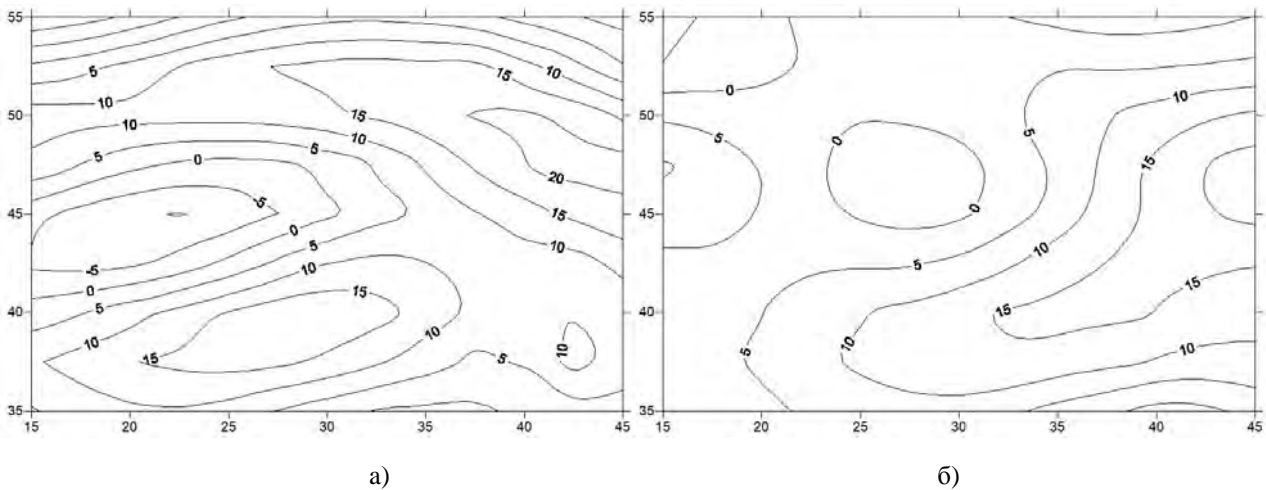


Рис. 7 – Поля критерію Філіпса за 00 UTC: 23.07.14 р. (а); 24.07.14 р. (б).

Як відзначалося вище, система полярного фронту, яка проходила в широтній смузі 40-50⁰ пн.ш., протягом періоду повільно пересувалась в південному напрямку і 23 липня окремі її гілки розташовувались над Середземним морем, Балканами та північним узбережжям Чорного моря, а через добу фронти знаходились вже поза межами області аналізу, за виключенням ділянки теплового фронту над східною частиною Чорного моря.

На рис. 7 а, б представлені поля критерію Філіпса за 23 і 24 липня відповідно. Як видно із рис. 7, в області аналізу існує дві зони барокліної нестійкості, одна з яких проходить в північній частині улоговини з висотним циклоном, а

друга пов'язана з системою атмосферних фронтів; найбільших значень критерій Філіпса досягає над східною частиною Чорного моря, де проходить тепла ділянка полярного фронту. Така зона зберігається і 24 липня (рис. 7а, б).

Відзначимо, що протягом всього періоду опади під східною частиною висотного циклону носили зливовий характер і супроводжувалися грозами. Безумовно, у формуванні зон опадів значну роль відігравали атмосферні фронти і термічна конвекція, але розміри зон опадів та їх інтенсивність не можна пояснити тільки вказаними факторами. Можна вважати, що великий вплив на процеси опадоутворення здійснила гідродинамічна нестійкість, перш за все баро-

тропна, оскільки потік, в якому сформувався і пересувався висотний циклон на протязі всього періоду залишався баротропно нестійким.

Бароклінна нестійкість в основному сприяла загостренню процесів на фронтах і поширенню зон опадів на північно-східну частину висотної улоговини.

Дослідження [4] гідродинамічної нестійкості атмосферних течій показали, що імовірність реалізації як баротропної, так і барокліної нестійкості збільшується, якщо в зональному потоці існують хвилі Россбі. В нашому випадку цей результат підтверджується на прикладі баротропної нестійкості.

4. ВИСНОВКИ

1. Висотний циклон сформувався в результаті відсікання глибокої холодної улоговини над атлантичним узбережжям Західної Європи.

2. Зона опадів протягом всього періоду знаходилась під східною, південно-східною та північно-східною частинами висотного циклону.

3. Збільшення інтенсивності опадів могло відбуватися за рахунок баротропної нестійкості потоку, в якому рухався висотний циклон.

4. Бароклінна нестійкість сприяла поширенню зон опадів (особливо в північно-східній частині висотної улоговини) і посиленню процесів на фронтах.

5. Можна припустити, що нестійкість хвилі Россбі, в улоговині якої сформувався висотний циклон, привела до кардинальної перебудови баричного поля над Європейським континентом.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Palmen E., Newton C. W. *Atmospheric Circulation Systems: their structure and physical interpretation*. 1969. 602 p.
2. Юсупов Ю. Н. К вопросу об объективном прогнозе шквалов // Труды ГМЦ России. 2008. Вып. 342. С. 55-78.
3. Pettersen Sverre. *Weather analysis and forecasting*. McGraw-Hill Book Company, Inc. New York, Toronto, London, 1956.
4. Шакина Н. П. Гидродинамическая неустойчивость в

- атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 309 с.
5. Івус Г. П., Зубкович С. О., Хоменко Г. В., Ковальков І. А. Умови формування зон небезпечного вітру на території України // Вісник ОДЕКУ. 2014. Вип. 18. С. 48-55.
6. Івус Г. П., Хоменко Г. В., Ковальков І. А. Параметри барокліності та їх використання у фронтологічному аналізі // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. 2013. Вип. 1(15). С. 18-25.
7. Ivus G. P., Zubkovych S. O., Khomenko G. V., Kovalkov I. A. Conditions of formation of dangerous wind zones on the territory of Ukraine. *European Applied Science, Europäische Fachhochschule*, 2014, ed. 10, pp. 59-64.
8. Шакина Н. П. Лекции по динамической метеорологии. М.: Триада ЛТД, 2013. 160 с.
9. Шакина Н. П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 263 с.

REFERENCES

1. Palmen E., Newton C. W. *Atmospheric Circulation Systems: their structure and physical interpretation*. 1969. 602 p.
2. Yusupov Yu N. About objective forecast of squalls. *Trudy GMTS Rossii - Proceedings of the HMC Russia*, 2008, vol. 342, pp. 55-78. (In Russian)
3. Pettersen Sverre. *Weather analysis and forecasting*. McGraw-Hill Book Company, Inc. New York, Toronto, London, 1956.
4. Shakina N. P. *Gidrodinamicheskaya neustoychivost' v atmosfere* [Hydrodynamical instability in the atmosphere]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1990. 309 p.
5. Ivus G. P., Zubkovych S. O., Khomenko G. V., Kovalkov I. A. *Visn. Odes. derz. ekol. Univ. – Bull. of OSENU*, 2014, vol. 18, pp. 48-55. (In Ukrainian). <http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/usloviya-formirovaniya-zon-opasnogo-vetra-na-territorii-ukrainy/>
6. Ivus G. P., Khomenko G. V., Kovalkov I. A. *Vestnyk Gidromettsentra Chernogo y Azovskogo morey – Bulletin of the Hydrometeorological Center of the Black and Azov Seas*, 2013, vol. 1 (15), pp. 18-25. (In Ukrainian)
7. Ivus G.P., Zubkovych S.O., Khomenko G.V., Kovalkov I.A. Conditions of formation of dangerous wind zones on the territory of Ukraine. *European Applied Science, Europäische Fachhochschule*, 2014, ed. 10, pp. 59-64.
8. Shakina N. P. *Lektsii po dinamicheskoy meteorologii* [Lectures on Dynamiv Meteorology]. Moscow: Triada LTD, 2013. 160 p.
9. Shakina N. P. *Dinamika atmosferykh frontov i tsiklonov* [Dynamics of Atmospheric Fronts and Cyclones]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985. 263 p.

HYDRODYNAMIC INSTABILITY IN THE COLD-CORE LOW AREA AND ITS EFFECT ON THE WEATHER

G. P. Ivus, Cand. Sci. (Geogr.), Prof.
 G. V. Khomenko, Cand. Sci. (Geogr.), As. Prof.
 I. A. Kovalkov, Postgraduate
 E. V. Sosmiy, Master's degree

Odessa State Environmental University,
 15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, meteo@odeku.edu.ua

Cold-core lows are poorly understood cyclones, but they significantly impact on the formation of weather conditions in Ukraine, especially in its central and western regions.

In the paper, the evolution of a cold-core low, which is associated with the enlargement of rainfall areas with thunderstorms over the Western Europe and Ukraine. The low formed on July 21st, 2014, in a deep cold trough of a Rossby wave over Atlantic Europe. During period 21-24 July the low was moving to the East and there were precipitation zones under its eastern part. Therefore, sizes of precipitation zones cannot always be explained by impact of front and thermic instability, in this paper it is tried to assess hydrodynamic instability in forming of precipitation in a cold-core low. The research method is based on the use of the linear theory of the hydrodynamic instability of the zonal flow with Rossby waves.

To investigate barotropic instability fields of meridional profiles of absolute vorticity. It is shown that flow in which the low moved was barotropic unstable. Using baroclinic instability characteristics (Phillips's criterion) Baroclinic zones were revealed in atmospheric fronts and in northern part of area in question.

It has been shown that hydrodynamic instability, both barotropic and baroclinic, in the eastern part of the cold-core low leads to intensification of atmospheric processes on the fronts, which was revealed to strengthening of precipitation and in the enlargement of zones of their formation.

Keywords: high-altitude cyclone, Rossby waves, rainfall zone, hydrodynamic instability, absolute vortex, Phillips criterion.

ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ НЕУСТОЙЧИВОСТЬ В ОБЛАСТИ ВЫСОТНЫХ ЦИКЛОНОВ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА ПОГОДУ

Г. П. Ивус, канд. геогр. наук, профессор, зав. кафедрой

Г. В. Хоменко, канд. геогр. наук, доцент

И. А. Ковальков, аспирант

Е. В. Сосмий, магистр

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, meteo@odeku.edu.ua*

Высотные циклоны являются малоизученными барическими образованиями, но они существенно влияют на формирование погодных условий в Украине. В данной работе исследуется эволюция высотного циклона, с которым связаны обширные зоны осадков с грозами над районами Западной Европы и Украины. Метод исследования базируется на использовании линейной теории гидродинамической неустойчивости зонального потока с волнами Россби.

Показано, что гидродинамическая неустойчивость как баротропная, так и бароклинная, в зональном потоке с волнами Россби приводит к обострению атмосферных процессов, проявляется в усилении интенсивности осадков и в распространении зон их формирования.

Ключевые слова: высотный циклон, волны Россби, зона осадков, гидродинамическая неустойчивость, абсолютный вихрь, критерий Филиппса.

Дата першого подання: 03. 01. 2017

Дата надходження остаточної версії: 11. 10. 2017

Дата публікації статті: 26. 10. 2017

УДК 551.586

ДИСКОМФОРТ ПОГОДНИХ УМОВ ЗИМОВОГО ПЕРІОДУ В УКРАЇНІ

Л. В. Малицька, мол. наук. співроб.

Український гідрометеорологічний інститут,
пр. Науки, 37, 03028, Київ, Україна, m_alitsk_a@i.ua

Проведено оцінку дискомфорту погоди в Україні у зимовий період. Наведено основні характеристики термічного режиму та режиму вітру, що відображають загальні риси дискомфорту цього сезону, їх зміну у 1981-2010 рр. Визначено величину термічного навантаження на організм людини, її мінливість та регіональні особливості. Оцінено статистичну значущість, достовірність та частку невизначеності виявлених змін.

Ключові слова: регіональні зміни біоклімату, дискомфортність погоди, холодний стрес.

1. ВСТУП

Проблема зміни клімату і, як наслідок, зміни умов проживання людини, безпеки та комфортності навколишнього природного середовища є провідною в системі сталого соціально-економічного розвитку суспільства. У науковому відношенні ця проблема має комплексний міждисциплінарний характер, що охоплює всі його ключові аспекти - екологічні, економічні і соціальні.

Актуальність досліджень у цій галузі визначається не лише недостатньою деталізацією вивчення небезпечних для людини умов погоди на окремих територіях, а й появою нових задач, що вимагають комплексної оцінки економічної ролі клімату, кліматичних умов для проживання і відпочинку людей, особливо метеозалежних, виявлення найбільш вразливих щодо зміни клімату регіонів та розробки заходів по адаптації до цих змін, які дозволять запобігти негативним наслідкам.

2. АНАЛІЗ ОСТАННІХ ДОСЛІДЖЕНЬ І ПУБЛІКАЦІЙ

Систематичне вивчення зв'язку між умовами погоди та біологічними процесами почалось ще у 60-х роках ХХ століття. Однак, наразі питання впливу погоди та клімату на самопочуття людини також залишається відкритим і його вивченням займаються науковці різних країн світу [1; 2; 3; 4], що вказує на чималий інтерес до цієї теми. В їх роботах описано механізми впливу клімату на організм людини, зокрема, захворюваність і смертність, проблеми акліматизації, а також можливості застосування природних лікувальних чинників з метою профілактики та лікування хвороб різних органів та їх систем. В працях [5; 6] відзначається значиме збільшення смертності під час хвиль тепла та холоду. В Україні значну увагу

дослідники приділяють опису окремих метеорологічних явищ та атмосферних процесів, що спостерігались в країні [7]. Комплексні дослідження комфортності термічного режиму, його особливості в літній та зимовий періоди та оцінка наслідків змін клімату для здоров'я людей висвітлені у роботах [8; 9]. В цих працях регіони України представлені реперними кліматичними станціями, а дослідження виконані за різні періоди, тому ця проблема потребує більш детального вивчення.

3. ФОРМУВАННЯ МЕТИ СТАТТІ

Метою роботи є оцінити дискомфортність умов біоклімату в зимовий сезон в Україні та виявити їх просторово-часові особливості.

4. МЕТОДИ ТА МАТЕРІАЛИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Дискомфортність погодних умов зимового сезону, перш за все, визначається тривалістю холодного періоду року із суворою зимою на більшій частині досліджуваної території. Загальні риси дискомфорту цього періоду відображають основні показники термічного режиму та режиму вітру, оскільки жорсткість погодних умов при температурі нижче -7°C істотно зростає під впливом вітру [10].

Кількісна оцінка дискомфорту умов біоклімату в зимовий сезон, проводиться на основі розрахунків індексів холодного стресу, в яких ефект тепловідчуття і дискомфорту уточнюється поправкою на швидкість вітру. У вітчизняній практиці найбільшого поширення набув індекс суворості погоди Бодмана (S), виражений у балах. Його критична оцінка цього наведена у роботі І. В. Назарової [11]. Автор зазначає, що недоліком S є значний розмах температур, які при визначених умовах швидкості вітру дають однаковий бал жорсткості погодних умов. Осокін І. М.

конкретизував формулу визначення індексу суворості зими Бодмана, ввівши додаткові змінні, що описують вплив відносної вологості, добових коливань температури повітря та абсолютної висоти місцевості. Однак, запропонована методика не знайшла широкого застосування в біокліматичній практиці. Кобишева Н. В. у [12] зазначає, що показник жорсткості погоди І. М. Осокіна не завжди адекватно відображає суворість погодних умов в різних кліматичних зонах, тому більшість науковців для оцінки теплових навантажень у холодний період року застосовують індекс суворості Бодмана в початковому вигляді

$$S = (1 - 0,04 * t) * (1 + 0,272 * v), \quad (1)$$

де S – індекс суворості Бодмана, t – добові значення температури повітря, °C; v – середня за добу швидкість вітру, м/с.

Індекс Бодмана виражений в балах. Згідно зі шкалою жорсткості погодних умов Бодмана зима при $S < 1$ не сувора, м'яка; $S = 1-2$ – мало сувора; $S = 2-3$ – помірно сувора; $S = 3-4$ – сувора; $S = 4-5$ – дуже сувора; $S = 5-6$ – жорстко сувора; $S > 6$ – надзвичайно сувора.

В зарубіжній практиці найчастіше використовують вітрово-холодовий індекс Сайпла та Пассела. Він дозволяє оцінити охолодження організму, внаслідок дії вітру і низьких температур у тіні, не зважаючи на випарування. Швидкість охолодження визначається, враховуючи середньозважену температуру шкіри людини – 33 °C [13]. Емпірична формула розрахунку індексу (K_0), має наступний вигляд

$$K_0 = (\sqrt{v * 100} + 10,45 - v)(33 - T_a), \quad (2)$$

де K_0 – вітрово-холодовий індекс, ккал/(м²·год); v – швидкість вітру, м/с; T_a – температура повітря, °C.

Оцінка дискомфорту проводиться відповідно до шкали величини тепловтрат (ккал/(м²·год)): 600-800 – прохолодно, 800-1000 – холодно, 1000-1200 – дуже холодно, 1200-2500 – жорстко холодно, > 2500 – надзвичайно холодно.

В роботі проведено порівняльну оцінку дискомфорту зимового періоду за індексами суворості зими Бодмана і вітрово-охолодження Сайпла та Пассела. Встановлено просторово-часові особливості цих показників та їх складових. Для цього використовувались добові дані мережі гідрометеорологічних спостережень України (187 пунктів) за температурою повітря

та швидкістю вітру в 1981 – 2010 рр.

Статистична характеристика зміни в часі показників здійснювалася за допомогою аналізу часових рядів: визначалася форма та напрям тренду часового ряду за допомогою регресійного аналізу та оцінювалася його статистична значущість (p). Для позначення оціночної ймовірності зміни метеорологічної величини чи показника використовували терміни, рекомендовані МГЕЗК [2].

5. АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ

За висновками експертів зміна кліматичної системи, яка спостерігається в світі протягом останніх десятиліть, відмічається і в Україні. У другій половині ХХ – на початку ХХІ ст. відбулись зміни в термічному режимі, режимах зволоження і вітру, кількості та інтенсивності стихійних та небезпечних явищ погоди. Причому найбільші зміни відносно кліматичної норми зареєстровано протягом останніх двох десятиріч [14].

Аналіз термічного режиму. У сучасний кліматичний період (1981-2010 рр.) поле середньої за зиму температури повітря в Україні зберігає зональний характер розподілу ізотерм, ускладнений впливом гірських систем Карпат та Криму (рис. 1)

Протягом зими на всій материковій частині країни відмічаються від'ємні значення середньої приземної температури повітря, на півострівній частині –0 °C та вище. Значення температур поступово збільшуються з півночі на південь від –5 °C до +3 °C. В передгірних районах Передкарпаття та Закарпаття спостерігається закономірне підвищення значень температур, зумовлене фізико-географічними умовами.

Аналіз міжрічної мінливості середньої температури повітря в Україні у зимовий період показав, що з початку ХХІ ст. на всій території країни, спостерігається її підвищення в середньому на 0,4 °C за 10 років. Однак, особливістю цього процесу є територіальна неоднорідність потепління. Найбільш швидко значення температури зростає в західному регіоні, в той час як температурний режим східних областей змінюється менш інтенсивно. Тобто, в полі розподілу змін температури простежується меридіональна складова (рис. 2).

Оцінка статистичної значущості цих змін показала, що майже у всіх адміністративних областях України зміни практично так само ймовірні, як і ні ($0,34 > p \geq 0,67$), винятком є

Закарпатська область, де їх ймовірність зростає до 90 % та Луганська і Запорізька

області, в яких підвищення температури є малоймовірним (рис. 2).

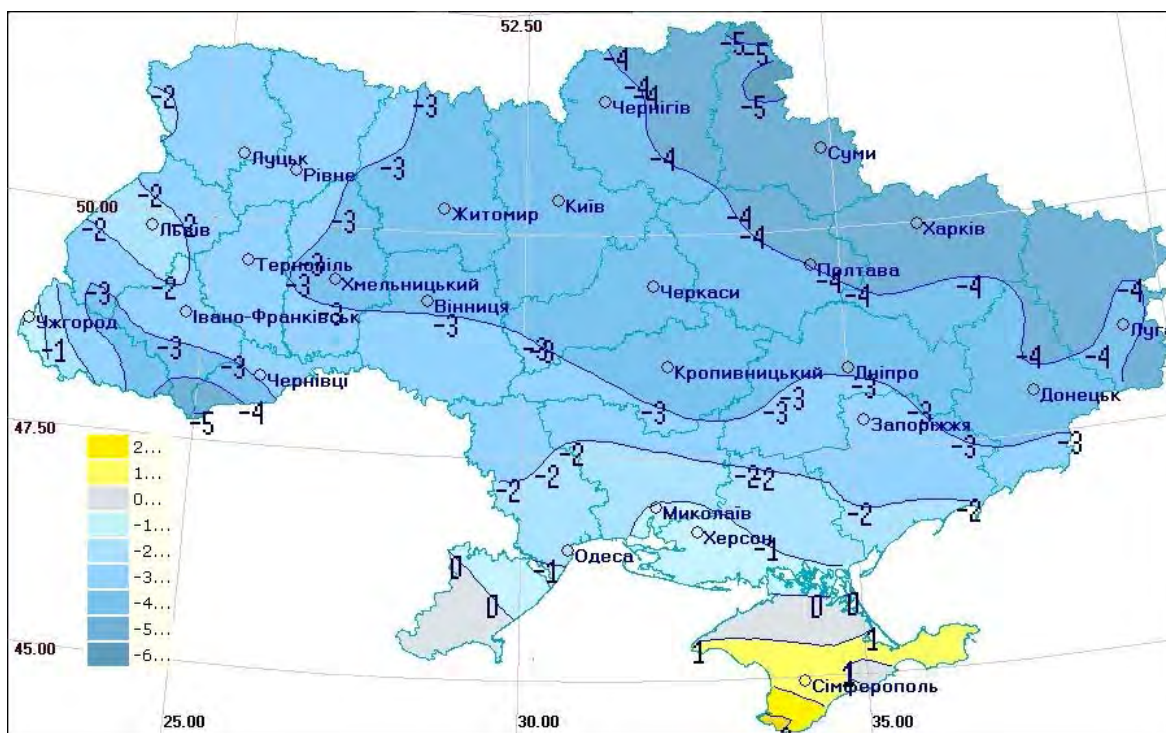


Рис. 1 – Просторовий розподіл середньої за зиму температури повітря в сучасний кліматичний період (1981-2010 рр.)

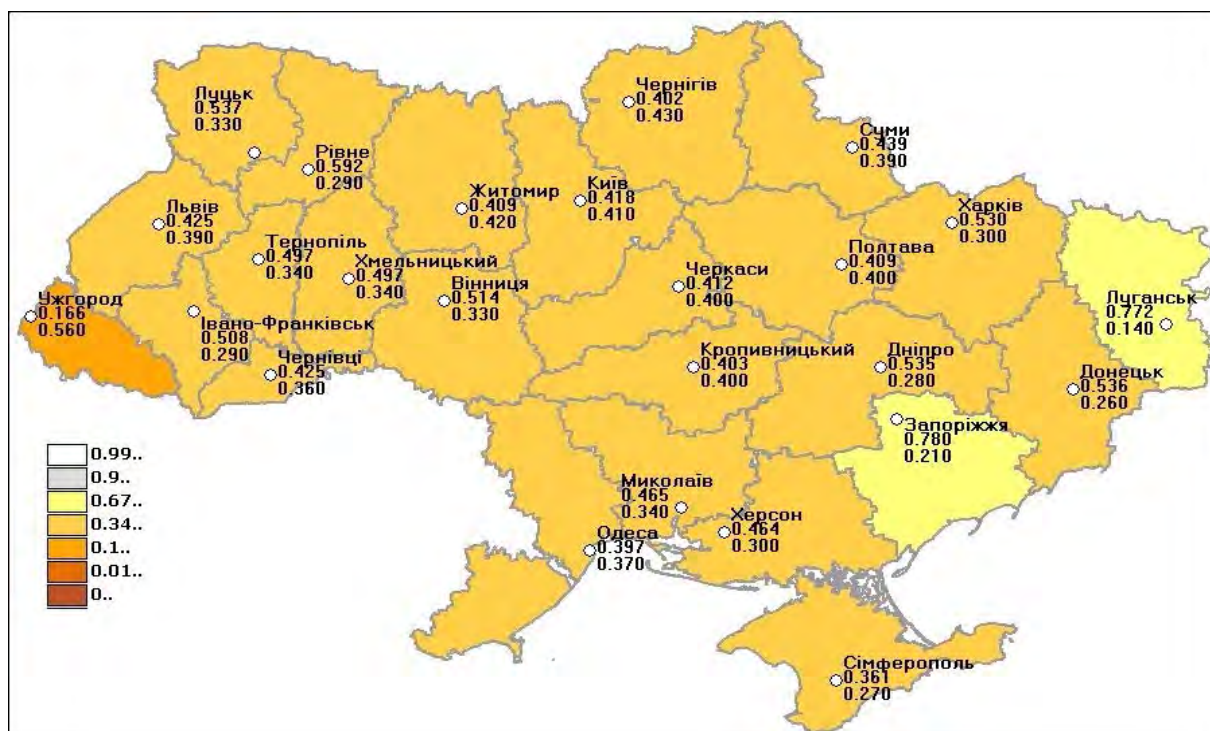
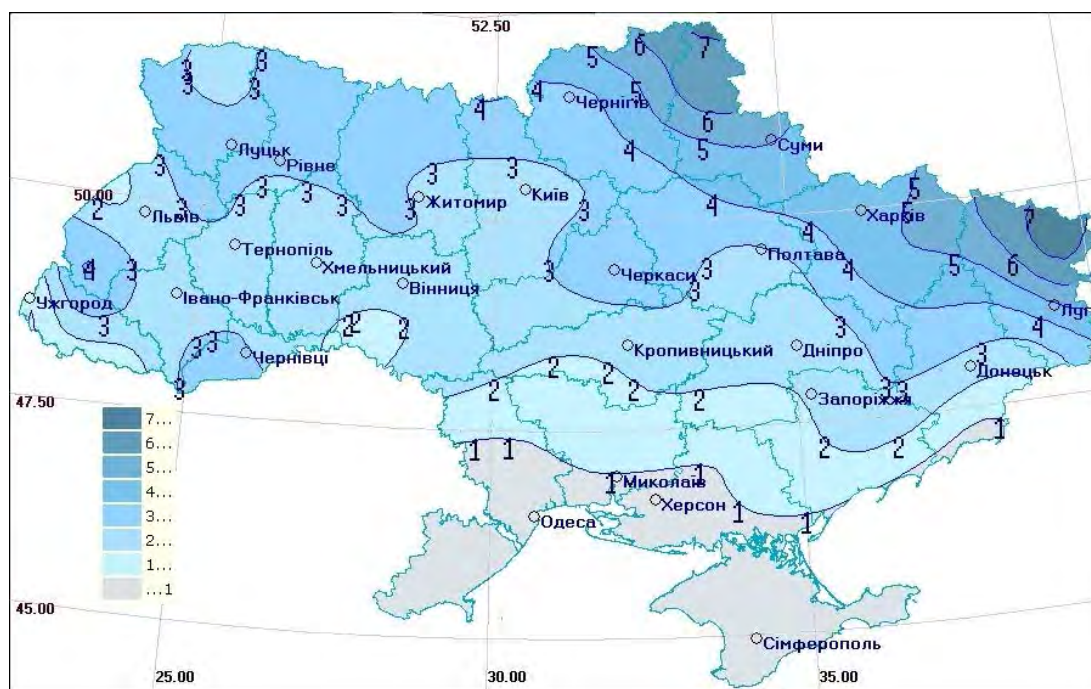


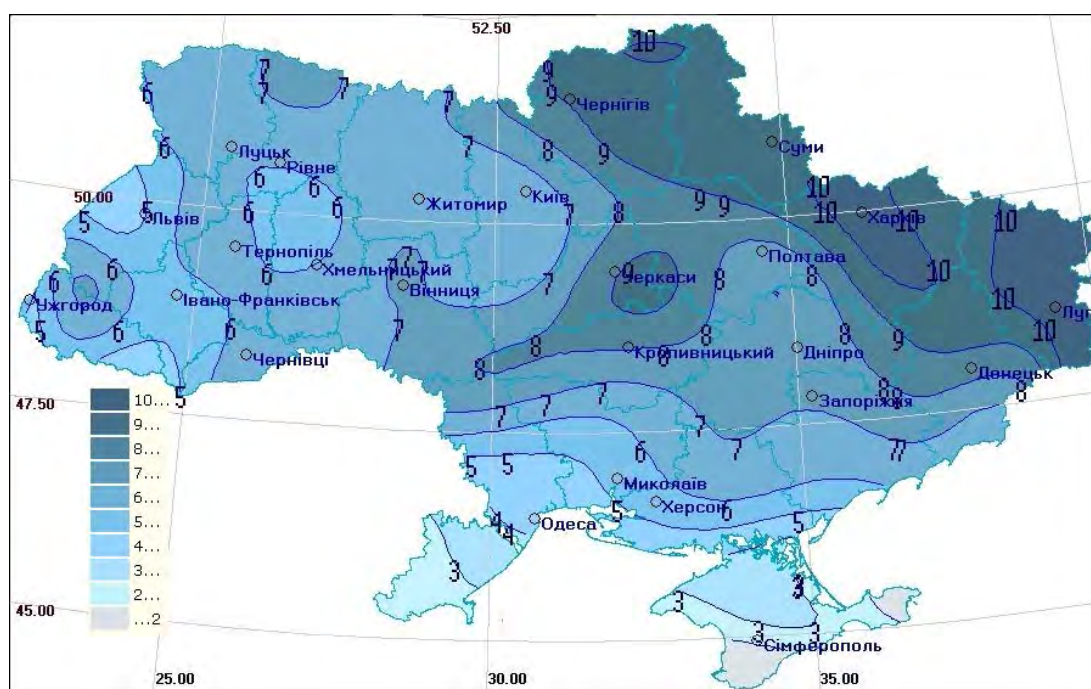
Рис. 2 – Швидкість та ймовірність зміни середньої температури повітря зимового сезону в 1981-2010 рр. (в чисельнику - статистична ймовірність (p), в знаменнику – швидкість зміни величини (λ, °C/ 10 років)

Зниження температури повітря до -20°C і нижче є небезпечним для людини. Тривале утримання такої температури не лише є дискомфортним для людини, це суттєво обмежує тривалість її безпечно перебування на відкритому повітрі і підвищує ризик обмороження відкритих ділянок шкіри. В середньому по Україні такі умови формуються лише 3 дні за сезон, однак на сході країни їх

повторюваність значно вища і становить 5-7 днів. Зазвичай погодні умови із сильним морозом ($T_{\min} < -20^{\circ}\text{C}$) зберігаються протягом декількох днів. Але в аномально холодні зими вони можуть утримуватись впродовж 10 днів поспіль в центральних, північних та східних областях (рис. 3).



а)



б)

Рис. 3 – Середнє багаторічне значення кількості днів із сильним морозом ($T_{\min} < -20^{\circ}\text{C}$) (а) і максимальна тривалість періоду з такими умовами у 1981-2010 рр. (б).

Аналіз режиму вітру. На території України середня швидкість вітру в зимовий період не перевищує 5 м/с (рис. 4а). На рівнинній території вона становить 2,5-3 м/с. Зонами підвищеної вітрової активності є Кримські гори і прибережні території Чорного та Азовського морів. У південних районах відмічаються найбільші баричні градієнти, які виникають в наслідок

взаємодії Чорноморської депресії та області підвищеного тиску, розташованої над північними районами, що призводить до виникнення підвищеної енергії переносу повітряних мас. Значна швидкість вітру на узбережжях Чорного та Азовського морів пов'язана також з наявністю великих водойм і бризової циркуляції. [15].

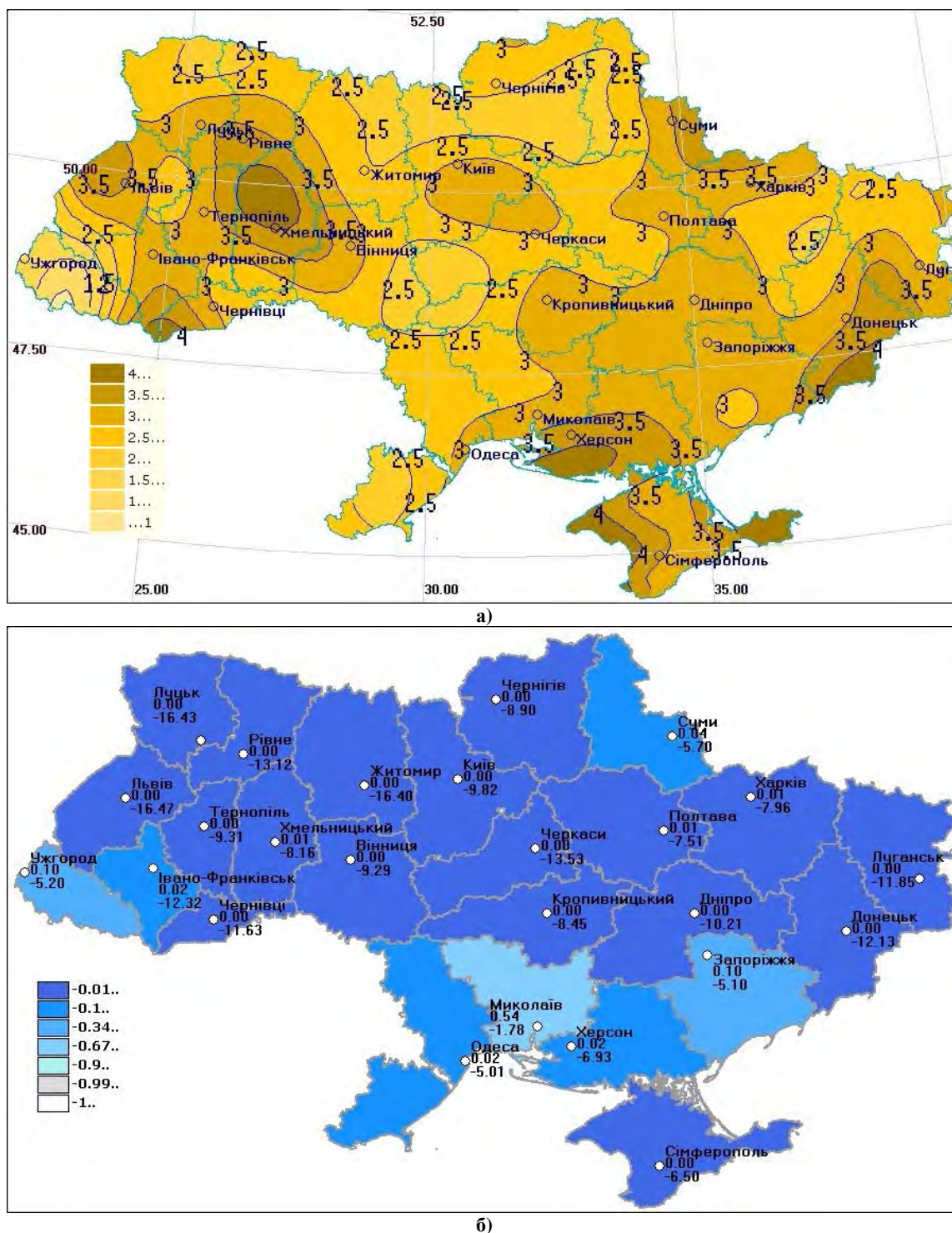


Рис. 4 – Середнє багаторічне значення середньої швидкості вітру(а) і швидкість та ймовірність її зміни в 1981-2010 рр. (в чисельнику - статистична ймовірність, в знаменнику – швидкість зміни величини у % за 10 років) (б).

Середня швидкість вітру в зимовий сезон протягом останніх 30 років зменшується на всій території України в середньому на 10 % за 10 років. Найбільші зміни спостерігаються в Львівській, Волинській та Житомирській областях (16 % за 10 років) і практично не викликають сумнівів (рис. 4б). У Закарпатській області та південному регіоні країни темпи зниження швидкості вітру втричі нижчі і становлять 1-6 % за 10 років. Ймовірність цих змін – 66-99 %

З вітровим режимом пов'язано вплив повітряного потоку на організм людини на рівні її зросту. У зв'язку з цією умовою вітер поділяють за такими градаціями: аеростатичний – штиль, швидкість вітру дорівнює 0 м/с; слабодинамічний – тихий вітер зі швидкістю 0-1 м/с; середньодинамічний – легкий вітер швидкістю 1-4 м/с; сильнодинамічний – вітер більше 4 м/с. В окрему градацію виділяють вітер швидкістю 7-8 м/с і вище, оскільки за таких умов рекреаційні заходи проводити не рекомендується [16].

Осереднені значення кількості днів з відповідною швидкістю вітру згідно наведених градацій представлені у таблиці 1.

Таблиця 1–Середня кількість днів з різною швидкістю вітру в зимовий період (1981-2010 рр.).

Регіон	Швидкість вітру, м/с				
	0	0-1	1-4	4-7	≥7
Східний	1	9	56	21	5
Західний	2	18	49	16	5
Північний	0.5	9	62	16	2
Південний	0.2	6	57	20	7
Центральний	1	10	58	18	3
Україна	1	11	56	18	5

У зимовий сезон в Україні та її регіонах найбільшу повторюваність (56 днів або 62 %) має легкий вітер зі швидкістю 1-4 м/с. Значно рідше відмічається сильнодинамічний вітер, його повторюваність втричі менша і становить 20 %. А аеростатичні або штильові умови відмічаються вкрай рідко – лише 1 день на сезон, слабодинамічні – 11 днів. Не рекомендовані для рекреаційної діяльності умови спостерігаються найчастіше у південному регіоні країни – 7 днів за сезон.

Аналіз індексів холодового стресу. Зміни термічного режиму та режиму вітру в зимовий період в Україні протягом 1981-2010 рр., зумовили зменшення тривалості холодного періоду, зменшення кількості днів з сильними

морозами і, відповідно, зменшення холодового стресу.

Аналіз індексу суворості погоди Бодмана показав, що у зимовий період українці відчувають незначний дискомфорт. На більшості території країни середні багаторічні значення індексу не перевищують 2 бали, що відповідає комфортним умовам з мало суворою зимою (рис. 5). На решті території зими є помірно суворими. Найбільш дискомфортними є зими в районі Покутсько-Буковинських Карпат, на північних схилах Подільської височини, західних схилах Середньоруської височини та південних схилах Донецької височини.

Проведений аналіз міжрічної мінливості величини індексу S показав, що протягом 1981–2010 років на всій території України спостерігається її зменшення, однак швидкість і достовірність цих змін неоднакова і має суттєві регіональні особливості. Найбільша швидкість зміни індексу Бодмана протягом цього періоду відмічається у Житомирській області ($\lambda = -0,17$ бали/10 років), а найменша – у Миколаївській ($\lambda = -0,05$ бали/10 років). Значна швидкість зміни показника характерна також для Івано-Франківської, Львівської, Донецької, Вінницької, Черкаської, Луганської та Рівненської областей (рис. 6). Ці зміни практично не викликають сумнівів у західному регіоні України, окрім Закарпатської області, в Житомирській, Київській, Чернігівській, Вінницькій, Черкаській, АР Криму, а також Луганській та Донецькій областях. Ймовірно зменшується суворість зими в Запорізькій, Одеській та Миколаївській областях. На решті території ці зміни є дуже ймовірним.

Отже, в останні 30 років спостерігається тенденція до зменшення холодового дискомфорту на всій території країни. Практично відбулось зниження значення індексу суворості погоди Бодмана на 1 бал, що рівносильне переходу в іншу категорію суворості зими. Так, на початку ХХІ століття зима в Україні із категорії «помірно суворя» перейшла в категорію «мало суворя».

Величина індексу S зменшується з року в рік, проте для цих змін характерна періодичність. Найбільш суворими за останні 30 років були зими 1985, 1987, 1993, 1996, 2003, 2010 років

Для уточнення величини періодичності проведено спектральний аналіз індексу Бодмана. Встановлено, що в Україні для суворих зим характерна періодичність 4-6, 7-9 років.

Причому найбільш потужним є період в 6 років. Такі цикли властиві для багатьох метеорологічних величин, циркуляційних

процесів у тропосфері північної півкулі та стратосфері екваторіальних широт [17].

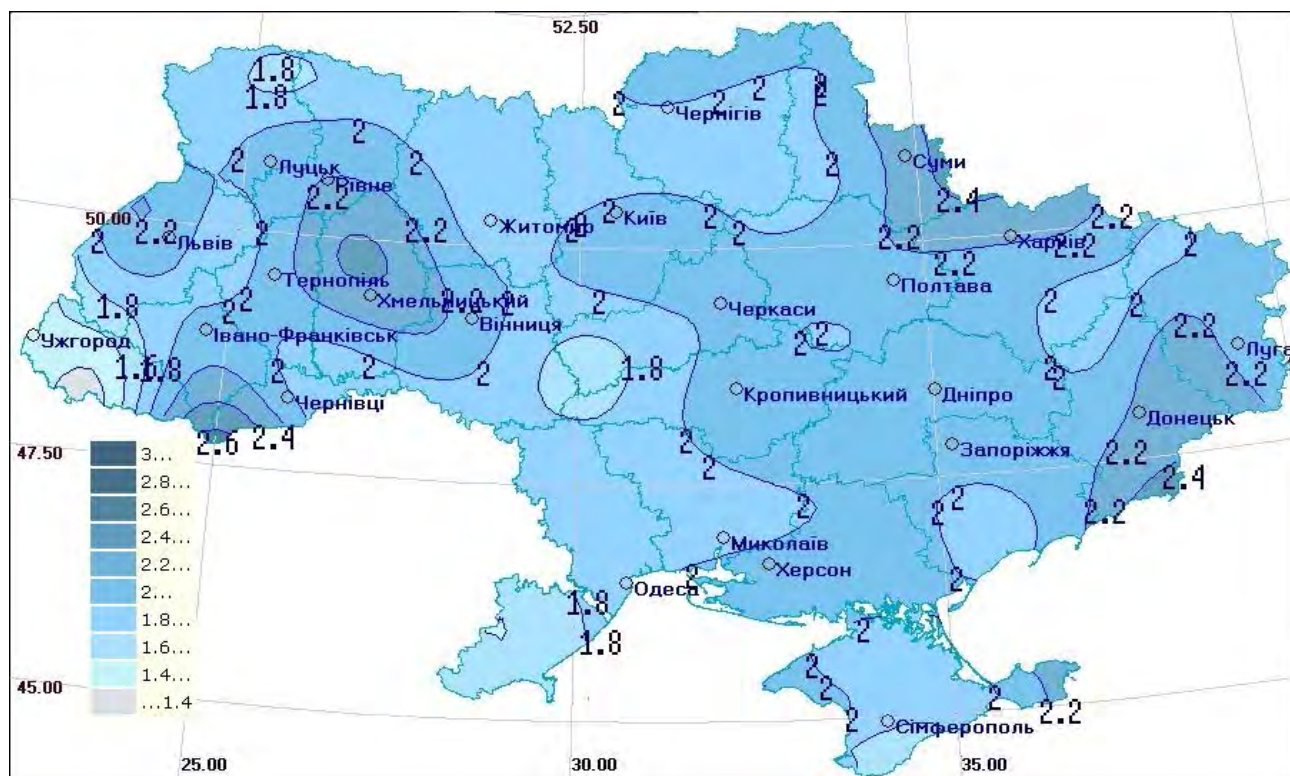


Рис. 5 – Середнє багаторічне значення індексу суворості зими Бодмана (1981-2010 рр.)



Рис. 6 – Ймовірність зміни величини індексу суворості зими Бодмана (в чисельнику - статистична ймовірність, в знаменнику – швидкість зміни величини за 10 років).

Аналіз індексу вітрового охолодження Сайпла та Пассела показав, що взимку в Україні переважно холодні погодні умови спостерігаються, коли величина тепловтрат коливається в діапазоні 800-1000 ккал/(м²·год).

Просторовий розподіл значень індексу *K*

практично повторює поле середніх значень індексу суворості зими Бодмана (рис. 7). Найвищі значення – на крайньому північному сході країни, в осередку холоду на східному схилі Подільської височини та високогірних районах Карпат.

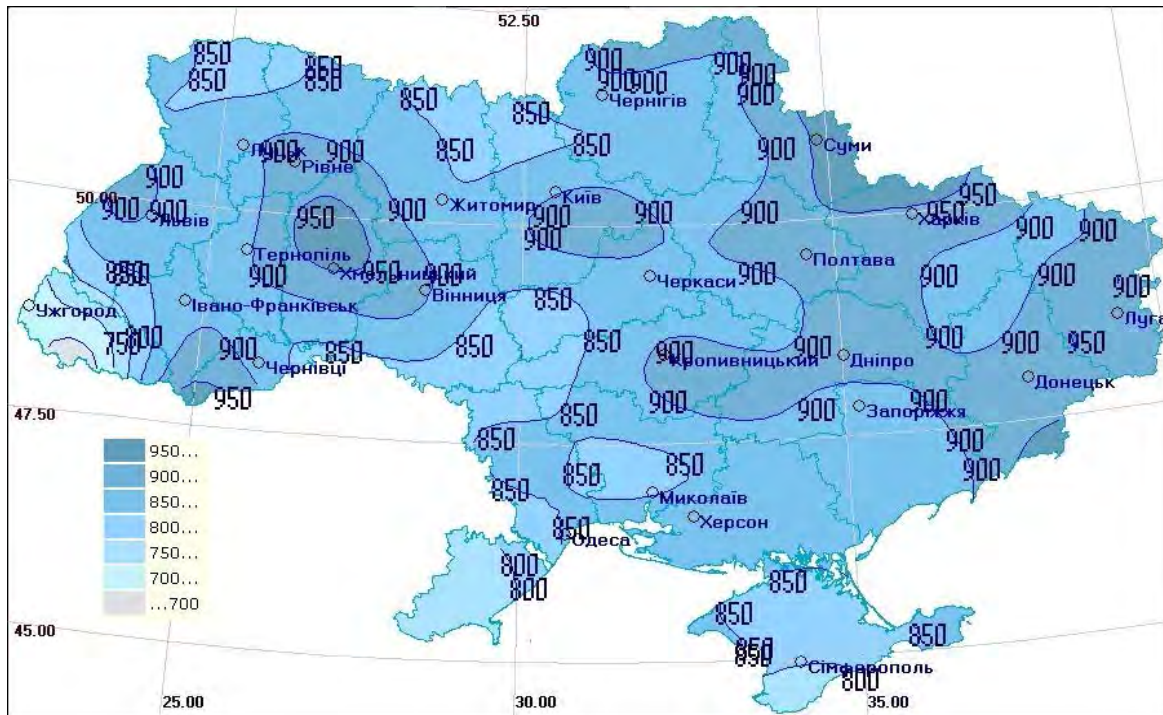


Рис. 7 – Середнє багаторічне значення індексу вітрового охолодження Сайпла та Пассела (1981 - 2010 рр.).



Рис. 8 – Ймовірність зміни величини індексу вітрового охолодження Сайпла та Пассела (в чисельнику - статистична ймовірність, в знаменнику – швидкість зміни величини за 10 років).

Аналіз міжрічної мінливості індексу вітрового охолодження Сайпла та Пассела також підтвердив тенденцію до зменшення холодового дискомфорту в межах усієї території країни (рис. 8).

Найбільш інтенсивні зміни відмічаються в північно-західній частині України, а саме Житомирській, Львівській та Волинській областях, де вони становлять 45, 42, 41 ккал/(м²год)/10 років відповідно і практично не викликають сумнівів. Проте, на більшості території України темпи змін менші – в середньому 35-30 ккал/(м²·год)/10 років і їх достовірність складає 90-99 %. А в південних областях країни інтенсивність змін знижується вдвічі у порівнянні з максимальними значеннями та становить лише 20-15 ккал/(м²год)/10 років, ймовірність змін у вказаному регіоні – 60-90 %.

Результати, отримані для індексу суворості зими Бодмана та вітрово-холодового індексу Сайпла та Пассела добре узгоджуються між собою і свідчать, що в Україні для зимового періоду характерний незначний холодовий стрес, який протягом останніх десятиліть зменшився.

6. ВИСНОВКИ

В Україні, як і в світі, останні десятиріччя характеризуються помітними кліматичними змінами. В зимовий сезон вони проявляються не лише у зміні термічного режиму, але й показників вітрового режиму, що зумовлює суттєве пом'якшення погодних умов. З початку ХХІ ст. в Україні спостерігається тенденція до зменшення холодового дискомфорту, яка виявилась у зменшенні величини індексів суворості зими Бодмана та вітрового охолодження Сайпла та Пассела. На більшості території України достовірність таких змін для обох індексів складає 90 - 99 %. Відбувся перехід значень індексу суворості з категорії «помірно сувора зима» в категорію «мало сувора зима».

Перспективи подальших досліджень у цьому напрямку полягають у комплексному аналізі біоклімату України в усі кліматичні сезони; виявленні вразливих територій, де спостерігаються екстремальний та високий тепловий чи холодовий стрес; на основі

модельних даних визначенні можливих змін площі та локалізації вразливих ділянок; розробці рекомендацій щодо зниження накопиченого негативного впливу погоди та клімату на здоров'я та самопочуття людини.

Необхідно також виявити механізми, що впливають на зміну біоклімату. При цьому, насамперед, потрібно дослідити зміну атмосферної циркуляції, уточнити роль блокування у цьому процесі.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Kalkstein L. S. Biometeorology – Looking at the Links Between Weather, Climate and Health. *World Meteorological Organization. Bulletin* 2. 2001, vol. 50, pp. 1–6.
2. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. IPCC Working Group I Contribution to AR5: Approved Summary for Policymakers*. URL: <http://www.climate2013.org/spm>.
3. Sari Kovats, Kristie L. Ebi, Bettina Menne (Eds). *Methods for assessment of human health and public health adaptation to climate change*. URL: http://www.euro.who.int/__data/assets/pdf_file/0010/91099/E81923R.pdf.
4. Ревич Б. А., Малеев В. В. Изменения климата и здоровье населения России: анализ ситуации и прогнозные оценки. Москва: ЛЕНАНД, 2011. 208 с.
5. Kalkstein L. S., Davis R. S. Weather and human mortality: An evaluation of demographic and interregional responses in the United States. *Annals of association of American geographers*, 1989, vol. 79, no. 1, pp. 44–64.
6. Franziska Matthies, Graham Bickler, Neus Cardenosa Marin, Simon Hales (Eds). *Action plans for protecting public health from the effects of heat waves*. URL: http://www.euro.who.int/__data/assets/pdf_file/0003/147873/E91347R.pdf.
7. Шестое национальное сообщение Украины по вопросам изменения климата подготовленное на выполнение статей 4 и 12 Рамочной конвенции ООН об изменении климата и статьи 7 Киотского протокола. Киев, 2012. 342 с. URL: http://unfccc.int/files/national_reports.
8. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України / за ред. д-ра фіз-мат. наук, проф. С. М. Степаненка, д-ра геогр. наук, проф. А. М. Польового. Одеса: Екологія, 2011. 696 с.
9. Кліматичні зміни та їх вплив на сфери економіки України / за ред. д-ра фіз-мат. наук, проф. С. М. Степаненка, д-ра геогр. наук, проф. А. М. Польового. Одеса: Вид. «ТЕС», 2015. 520 с.
10. Арнольди И. А. Аклиматизация человека на севере и юге. Москва: Медгиз, 1962. 71 с.
11. Назарова И. В. Опыт вычисления на счетно-аналитических машинах "суворости" погоды по формуле Бодмана // Труды НИИ аэроклиматологии. Москва: Гидрометеоздат, 1959. Вып. 8. С. 3–25.
12. Руководство по специализированному

- климатологическому обслуговуванню економіки / Н. В. Кобышева и др.; за ред. д-ра геогр. наук, проф. Н. В. Кобышевой. СПб., 2008. 336 с.
13. Siple P. A., Passel C. F. Measurements of dry atmospheric cooling in subfreezing temperatures. *Proceedings of the American Philosophical Society*. April 1945, vol. 89 (1), pp. 177–199.
 14. Балабух В. О., Лавриненко О. М., Малицька Л. В. Особливості термічного режиму 2013 року в Україні // Укр. гідрометеорол. ж. 2014. № 14. <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2014-uk/14-uk/>
 15. Клімат України / за ред. В. М. Ліпінського, В. А. Дячука, В. М. Бабіченко. К.: Видавництво Раєвського, 2003. 343 с.
 16. Исаев А. А. Экологическая климатология. Москва: Науч. мир, 2001. 458 с.
 17. Гончарова Л. Д., Решетченко С. І. Вплив північної атлантики на температуру повітря, опади, приземний тиск на лівобережній Україні // Укр. гідрометеорол. ж. 2010. № 7. <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2010-uk/07-uk/>
- REFERENCES**
1. Kalkstein L. S. Biometeorology – Looking at the Links Between Weather, Climate and Health. *World Meteorological Organization. Bulletin* 2. 2001, vol. 50, pp. 1–6.
 2. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. IPCC Working Group I Contribution to AR5: Approved Summary for Policymakers*. URL: <http://www.climate2013.org/spm>.
 3. Sari Kovats, Kristie L. Ebi, Bettina Menne (Eds). *Methods for assessment of human health and public health adaptation to climate change*. URL: http://www.euro.who.int/_data/assets/pdf_file/0010/91099/E81923R.pdf.
 4. Revich B. A., Maleev V. V. *Izmeneniya klimata i zdorov'e naseleniya Rossii: analiz situatsii i prognoзные otsenki* [Climate change and the health of the Russian population: analysis of the situation and forecast estimates]. Moscow: LENAND, 2011. 208 p.
 5. Kalkstein L. S., Davis R. S. Weather and human mortality: An evaluation of demographic and interregional responses in the United States. *Annals of association of American geographers*, 1989, vol. 79, no. 1, pp. 44–64.
 6. Franziska Matthies, Graham Bickler, Neus Cardenosa Marin, Simon Hales (Eds). *Action plans for protecting public health from the effects of heat waves*. URL: http://www.euro.who.int/_data/assets/pdf_file/0003/147873/E91347R.pdf.
 7. *Ukraine's Sixth National Communication on Climate Change prepared for execution of articles 4 and 12 of the UN Framework Convention on Climate Change and Article 7 of the Kyoto Protocol*. Kiev, 2012. 342 p. (In Russian). http://unfccc.int/files/national_reports.
 8. Stepanenko S. M., Pol'ovyy A. M. (Eds.) *Otsinka vplyvu klimatychnykh zmin na haluzi ekonomiky Ukrainy* [The assessment of impact of climate change on the Ukraine industry]. Odessa: Ecology Publ., 2011. 696 p.
 9. Stepanenko S. M., Pol'ovyy A. M. (Eds.) *Klimatichni zminy ta ikh vplyv na sfery ekonomiky Ukrainy* [Climate change and its impact on sectors of the Ukraine economy]. Odessa: TES Publ., 2015. 520 p.
 10. Arnol'di I. A. *Akklimatizatsiya cheloveka na severe i yuge* [Man's acclimatization in the north and south]. Moscow: Medgiz, 1962. 71 p.
 11. Nazarova I. V. Experience of computing "severe" weather on tabulating machinery by Bodman's formula. *Trudy NII aeroklimatologii* [Proc. SRI of aeroclimatology]. Moscow: Gidrometeoizdat, 1959, issue 8, pp. 3–25.
 12. Kobysheva N. V., Stadnik V. V., Klyueva M. V. (Eds.) *Rukovodstvo po spetsializirovannomu klimatologicheskomu obsluzhivaniyu ekonomiki* [Manual of specialized climatological services for economy]. Saint Petersburg, 2008. 336 p.
 13. Siple P. A., Passel C. F. Measurements of dry atmospheric cooling in subfreezing temperatures. *Proceedings of the American Philosophical Society*. April 1945, vol. 89 (1), pp. 177–199.
 14. Balabukh V. O., Lavrynenko O. M., Malyska L. V. *Ukr. gidrometeorol. ž. - Ukr. hydrometeor. j.*, 2014, no. 14. <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2014-uk/14-uk/> (In Ukrainian).
 15. Lipins'kiy V. M., Dyachuk V. A., Babichenko V. M. (Eds.) *Klimat Ukrainy* [Climate of Ukraine]. Kyiv: Rayevs'kyy Publ., 2003. 343 p.
 16. Isaev A. A. *Ekologicheskaya klimatologiya* [Ecological climatology]. Moscow: Nauch. mir, 2001. 458 p.
 17. Honcharova L. D., Reshetchenko S. I. *Ukr. Gidrometeorol. ž. - Ukr. hydrometeor. j.*, 2010, no. 7, <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2010-uk/07-uk/> (In Ukrainian).

DISCOMFORT OF WEATHER CONDITIONS DURING WINTER PERIOD IN UKRAINE

L. V. Malyska, JRF

Ukrainian Hydrometeorological Institute,
Nauki Ave., 37, 03028, Kyiv, Ukraine, m_alitsk_a@i.ua

At the end of the XX century and at the beginning of the XXI century climate change was one of the major problems of international community. Today the problem is still relevant. This is due

to a significant change of living conditions of population, especially due to thermal regime change which serves as the main factor directly determining comfort of weather and heat balance of a human body.

In winter period weather comfort depends on the combination of low temperature and high wind speed. It enhances a negative impact on human beings and indicates winter severity in general. This article describes discomfort of weather conditions during winter season in Ukraine. Basic characteristics of thermal regime and wind regime reflecting general features of discomfort during this season are discussed. Estimate of discomfort also includes calculation of comfort indexes – special mathematical formulas that formalize the influence of main meteorological parameters on a human body.

Since the beginning of the XXI century there is a tendency to reduction of cold discomfort in Ukraine. Such reduction is associated with reduction of the Bodman index values. The Siple and Passel index (atmosphere cooling capacity) has the same tendency. In most regions of Ukraine the reality of such changes for both indexes constitutes 90–99 %.

Keywords: regional bioclimate changes, weather discomfort, cold stress.

ДИСКОМФОРТ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ ЗИМНЕГО ПЕРИОДА В УКРАИНЕ

Л. В. Малицкая, мл. науч. сотр.

*Украинский гидрометеорологический институт,
пр. Науки, 37, 03028, Киев, Украина, m_alitsk_a@i.ua*

Проведена оценка дискомфорта погоды в Украине в зимний период. Приведены основные характеристики термического режима и режима ветра, отражающие общие черты дискомфорта в этом сезоне, их изменение в 1981-2010 гг. Определена величина термической нагрузки на организм человека, ее изменчивость и региональные особенности. Оценена статистическая значимость, достоверность и часть неопределенности выявленных изменений.

Ключевые слова: региональные изменения биоклимата, дискомфортность погоды, холодовой стресс.

Дата першого подання: 27. 12. 2016

Дата надходження остаточної версії: 27. 03. 2017

Дата публікації статті : 26. 10. 2017

УДК 551.524.36

СУЧАСНИЙ СТАН, ТЕНДЕНЦІЇ РОЗПОДІЛУ ЗАМОРОЗКІВ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

С. В. Клок, канд. геогр. наук, старш. наук. співроб.
відділ кліматичних досліджень та довгострокових прогнозів погоди

*Український гідрометеорологічний інститут,
пр. Науки, 37, 03028, Київ, Україна, sklok_8@ukr.net*

Метою роботи було виявлення основних тенденцій утворення та розподілу заморозків. Проведено аналіз поля мінімальної температури повітря по даним спостережень на 186 станціях України за період з 1991 по 2014 роки. Отримані результати свідчать про зменшення кількості днів з явищем впродовж останніх років, проте, в окремі часові проміжки року повторюваність заморозків лишається високою, що може становити певну загрозу.

Ключові слова: глобальні зміни клімату, заморозки, характеристики погоди, мінімальна температура, градації температури, повторюваність.

1. ВСТУП

Наслідками глобальних змін клімату являються, у тому числі, перерозподіл, збільшення повторюваності та інтенсивності небезпечних явищ погоди, які безпосередньо впливають на життєдіяльність людини [1-6]. Тому останні десятиліття вимагають від науковців проведення невідкладного, швидкого та поглибленого аналізу даних спостережень з метою відпрацювання конкретних ефективних управлінських рішень. Серед небезпечних явищ погоди заморозки посідають значне місце, адже, на фоні глобального потепління, відповідно, зміщення термінів виникнення, їх негативний вплив може суттєво підсилуватись [1-3, 7, 8].

Метою роботи є аналіз часових проміжків та зон виникнення найбільш небезпечних пізніх весняних та ранніх осінніх заморозків, а також визначення тенденцій їх подальшого розвитку.

Матеріали і методи дослідження. У ході виконання роботи використано добові дані спостережень за мінімальною температурою повітря на станціях України за період 1991-2014 рр. Аналіз проведено за допомогою фізико-статистичних та синоптичних методів з використанням вбудованих функцій редактора Excel.

2. РЕЗУЛЬТАТИ І ОБГОВОРЕННЯ

Відомо, що екстремуми температури повітря є набагато інформативнішими характеристиками термічного режиму атмосфери, ніж осереднені її значення [1, 6]. В роботі використано дані спостережень за мінімальною температурою повітря – проведено аналіз днів зі значеннями, нижчими 2 °С, по 186 станціях України за період з 1991 по 2014 роки.

Очевидно, що найбільш негативного впливу від заморозків зазнає сільське господарство –

явище може призводити до суттєвого зниження урожайності або ж до загибелі овочевих, плодівих та ін. культур. Рис. 1 демонструє збільшення впродовж останнього десятиріччя на території України посівних площ озимих [9], урожайність яких в значній мірі залежить від заморозків.

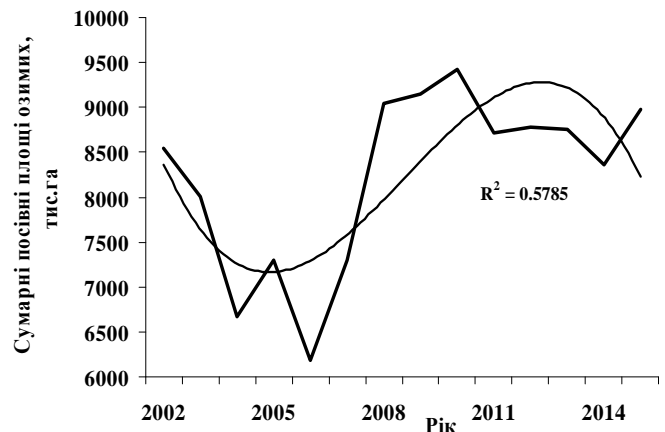


Рис. 1 - Сумарні посівні площі озимих (тис. га) по території України за період 2002-2015 рр. та їх апроксимація поліноміальним трендом.

Порівняльний аналіз посівних площ озимих по областях України зображено на рис. 2.

Збільшення посівних площ озимих відбулося на заході та півдні країни, а також незначною мірою на території Вінницької, Дніпропетровської та Запорізької областей – рис. 2.

Заморозки на поверхні ґрунту виникають при зниженні температури повітря до 0 °С і децю вище [6]. В ході виконання роботи аналізувались значення температури повітря 2 °С і нижче за десятиліття 1991-2000 рр. та 2001-2010 рр., а також за останній період - 2011-2014 рр. окремо за квітень, травень та вересень місяці.

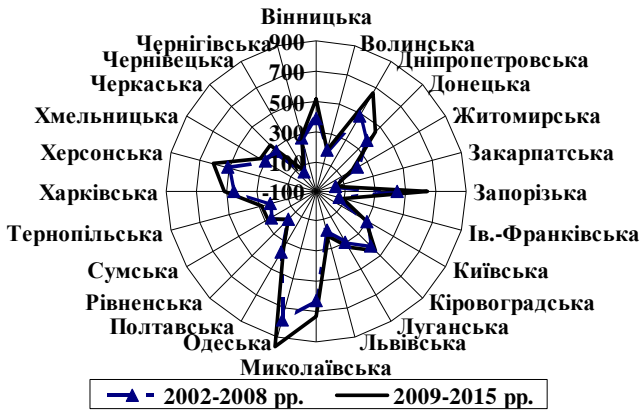


Рис. 2 - Динаміка посівних площ озимих (тис. га) по областях України за періоди 2002-2008 рр. та 2009-2015 рр.

Проведений аналіз демонструє тенденцію до зменшення кількості холодних днів у вересні місяці. Травень є нестійким перехідним місяцем, зі значною кількістю холодних днів - в окремі роки. У квітні кількість таких днів є стабільно високою, особливо на початку та в кінці місяця. Певне зменшення холодних днів у квітні спостерігалось в останні декілька років (2011-2013 рр.), що демонструє рис. 3.

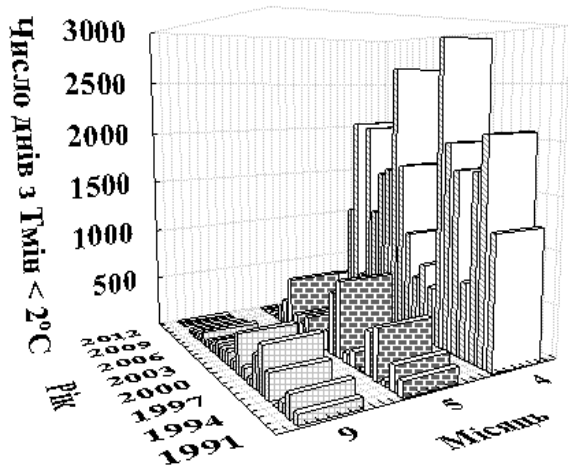


Рис. 3 - Розподіл кількості днів з температурою повітря, нижче 2°C на території України у квітні, травні та вересні місяцях за період 1991-2014 рр.

Проте, зменшення випадків мінімальних температур повітря у квітні зовсім не означає, що згаданий місяць стає безпечнішим щодо виникнення заморозків. Наступний рис. 4 демонструє більш детальний розподіл кількості випадків низьких температур у квітні.

Аналіз рис. 3 вказує на суттєве збільшення у період 2001-2010 рр. повторюваності згаданих градацій температур у першій декаді квітня та впродовж останніх п'яти днів місяця. Крім того, слід відмітити незмінність даної характеристики

в середині місяця між 15 та 20 числами. Найбільше зменшення кількості холодних днів впродовж десятиліття 2001-2010 рр. порівняно з попереднім періодом 1991-2000 рр. спостерігається на проміжку між 10-14, 21 та 22 квітня. Тобто, можна зазначити, що лише середина місяця у нічний час доби стала теплішою.

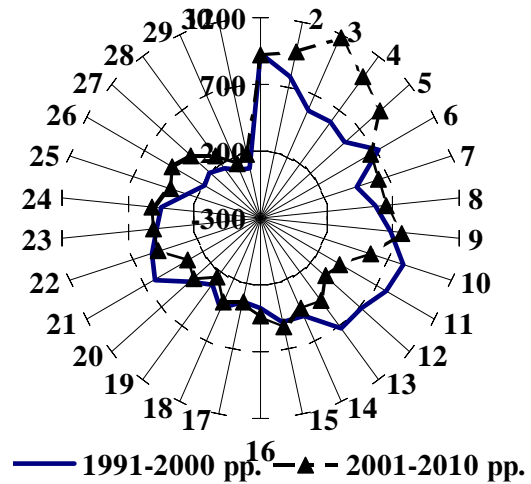


Рис. 4 - Порівняльний аналіз кількості днів з T_{\min} від 2°C і нижче по дням на території України у квітні місяці.

Детальніше розподіл мінімальних температур повітря по градаціях, при яких висока ймовірність утворення заморозків, відображено на рис. 5.

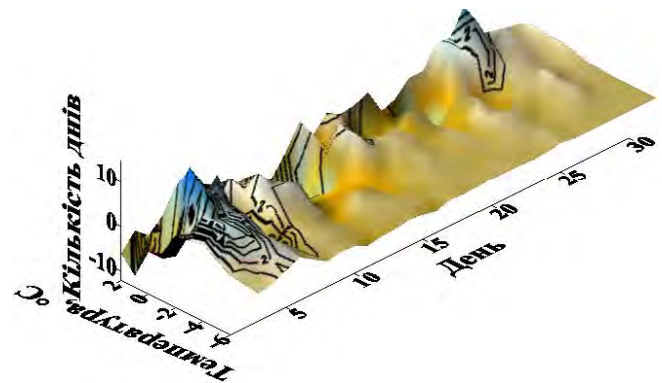


Рис. 5 - Розподіл різниці кількості днів з T_{\min} 2°C і нижче у квітні за 1991-2000 рр. та 2001-2010 рр., лініями позначено 2011-2014 рр.

Найбільші зниження мінімальної температури повітря (до -6°C і нижче) спостерігаються у першій декаді квітня – ця тенденція зберігається і після 2010 року. Наприкінці місяця також виникає ситуація з досить високою ймовірністю виникнення заморозків – має місце процес повернення холодів, який переходить на наступний місяць.

Цікаво проаналізувати наступний рис. 6, що

демонструє просторовий розподіл сумарної кількості днів з $T_{\min} < 2^{\circ}\text{C}$ по території України за останній період спостережень – 2011-2014 рр.

Спостерігається незначне збільшення небезпечно холодних днів на півночі, а також сході та більшості південних територій країни. Слід відмітити, що період 2011-2014 рр. показує виникнення холодної зони ще і на заході. Тобто, квітень стає більш холодним і небезпечним місяцем, проте, не на всьому часовому інтервалі.

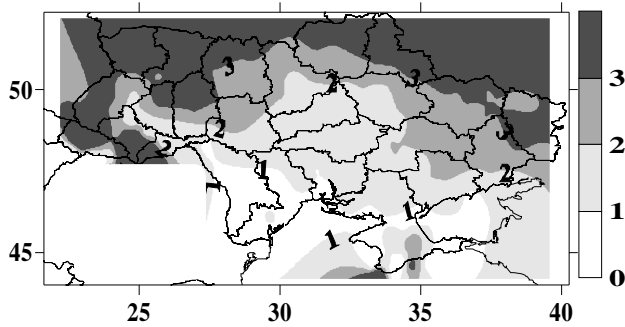


Рис. 6 - Розподіл кількості днів з $T_{\min} < 2^{\circ}\text{C}$ у квітні за період спостережень 2011-2014 рр.

Травень демонструє зменшення холодних днів з температурами повітря 2°C і нижче за винятком перших 3-х днів та двох днів у середині місяця, що показує аналіз рис. 7.

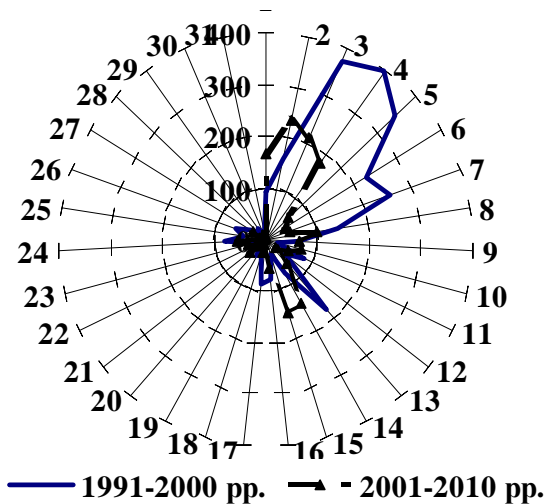


Рис. 7 - Порівняльний аналіз кількості днів з T_{\min} від 2°C і нижче на території України у травні.

Більш детальний аналіз мінімальної температури повітря у травні відображено на рис. 8.

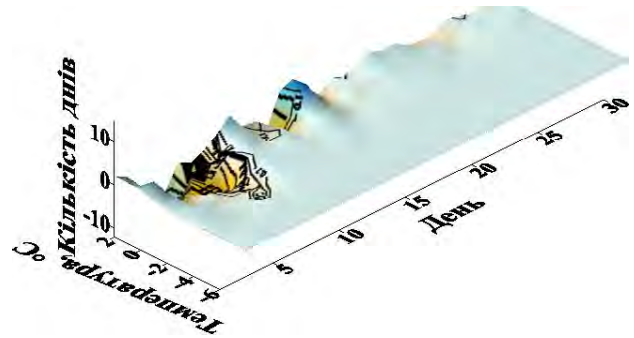


Рис. 8 - Розподіл різниці кількості днів з $T_{\min} < 2^{\circ}\text{C}$ у травні за періоди 1991-2000 рр. та 2001-2010 рр., лініями позначено повторюваність холодних днів за період 2011-2014 рр.

Перші холодні дні місяця являються продовженням процесів кінця попереднього місяця, проте, інтенсивність їх не значна – в останні роки мінімальна температура повітря опускається лише до 2°C , тоді як в попередньому періоді вона сягала значень нижче -4°C , що наглядно демонструє наступний рис. 9. Джерело холоду в середині місяця залишається стабільним хоча і не тривалим у часовому масштабі – впродовж 2-3 днів, а у другій половині місяця морозних днів, практично, не спостерігається – рис. 8.

Просторовий аналіз холодних днів травня періоду 2011-2014 рр. демонструє активізацію північних процесів, за рахунок чого збільшення ймовірності утворення заморозків спостерігається на території Рівненської, Житомирської, Київської, Чернігівської та Сумської областей. – рис. 9.

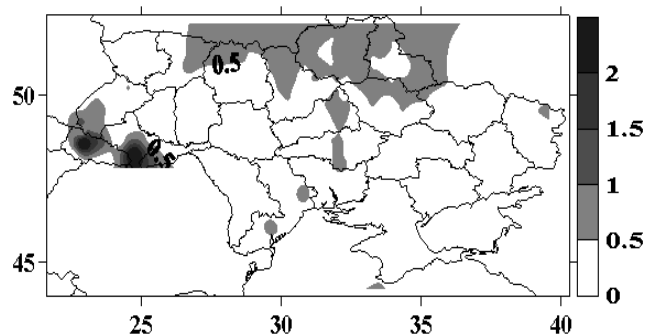


Рис. 9 - Розподіл кількості днів з $T_{\min} < 2^{\circ}\text{C}$ у травні за період спостережень 2011-2014 рр.

Кількість холодних днів з температурою $T_{\min} < 2^{\circ}\text{C}$ у вересні за період 2001-2010 рр. суттєво зменшилась порівняно з попереднім десятиліттям, що відображено на рис. 10.

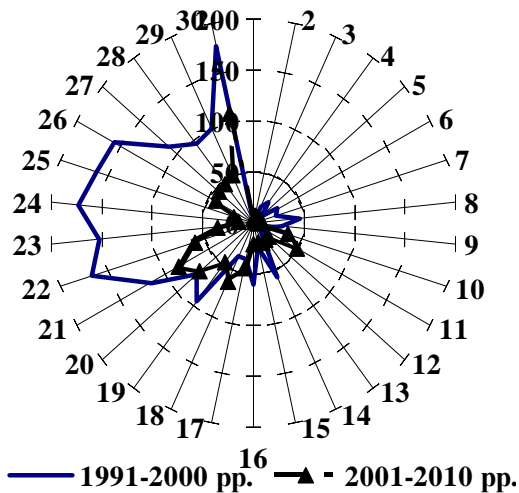


Рис. 10 - Порівняльний аналіз кількості днів з T_{\min} від 2°C і нижче на території України у вересні.

Основна кількість таких днів спостерігається у другій половині місяця – температура може опускатись до -2°C , хоча окремі випадки зниження нічної температури повітря до 0°C мають місце і впродовж першої половини місяця, що видно із аналізу рис. 10, 11.

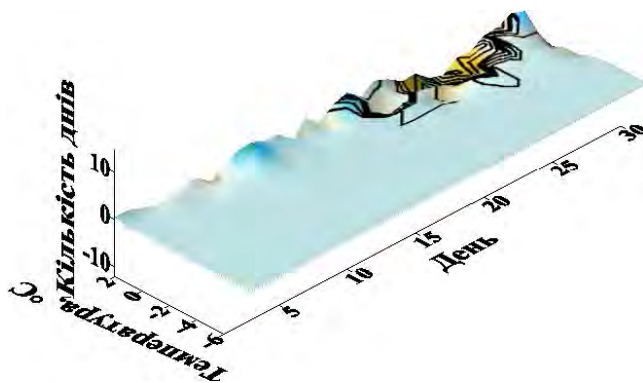


Рис. 11 - Розподіл різниці кількості днів з $T_{\min} < 2^{\circ}\text{C}$ у вересні за періоди 1991-2000 рр. та 2001-2010 рр., лініями позначено повторюваність холодних днів за період 2011-2014 рр.

Просторовий розподіл холодних температур за період 2011-2014 рр. відображено на рис. 12.

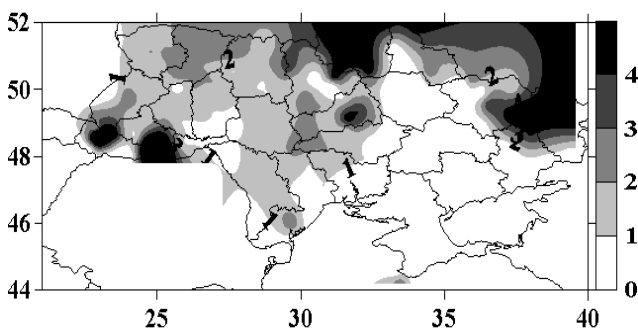


Рис. 12 - Розподіл кількості днів з $T_{\min} < 2^{\circ}\text{C}$ за період спостережень 2011-2014 рр. у вересні.

Цікаво, що найбільшого поширення низькі температури набули по заходу, півночі, центру та, частково, по території Донецької, Луганської та Харківської областей.

3. ВИСНОВКИ

Проведений аналіз демонструє тенденцію до зменшення кількості холодних днів у вересні місяці. Травень є нестійким перехідним місяцем, зі значною кількістю холодних днів - в окремі роки. У квітні кількість таких днів є стабільно високою, особливо на початку та в кінці місяця.

В часовому масштабі найбільш небезпечними є періоди з 25 квітня по 5 травня та остання декада вересня.

Найбільш вразливими до заморозків у квітні є Луганська, Харківська, а також частина південних областей: Одеська, Миколаївська, Херсонська і Дніпропетровська. На півночі – Чернігівська і Сумська.

У травні залишається висока ймовірність виникнення заморозків на території Луганської Чернігівської, Сумської та західних областей.

Вересень також характеризується зменшенням повторюваності ранніх заморозків на північному заході: Чернігівська, Сумська, Харківська, Луганська і Донецька області. Проте, загроза їх виникнення в кінці місяця залишається на частині Луганської та північних областей.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Клок С. В., Лазука В. А. Динамика опасных явлений погоды холодного сезона на территории Украины за период 1968-2010гг. Міжнародна Конференція «Астрономія та фізика космосу в Київському університеті», 21-23 травня 2013 р., м. Київ.
2. Кобзистий П. І. Особливості синоптичних процесів в Україні: навчальний посібник. Київ, 2002. 88 с.
3. Кочугова Е. А., Кошкин Д. А. Тенденции изменения годовых экстремумов приземной температуры воздуха на территории Иркутской области // География и природные ресурсы. 2010. №2. С. 63-69.
4. Осадчий В. І., Бабіченко В. М., Набиванець Ю. Б., Скриник О. Я. Динаміка температури повітря в Україні за період інструментальних метеорологічних спостережень. Київ: Ніка-Центр, 2013. 256 с.
5. Хромов С. П., Петросянц М. В. Метеорология и климатология. Москва: Издательство Московского университета, 2001. 528 с.
6. <http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/syr/>
7. Дати переходу температури повітря в Україні за сучасних умов клімату / за ред. В. І. Осадчого, В. М. Бабіченко. Київ, 2010. 304 с.
8. Мартазінова В. Ф., Клок С. В. Сучасний та майбутній стан середньорічної температури повітря північної частини України.

тини Антарктичного півострова західного сектору Антарктиди // Наук. праці УкрНДГМІ. 2012. Вип. 263. С. 53-63.

9. www.ukrstat.gov.ua/

REFERENCES

1. Klok S. V., Lazuka V. A. Dinamika opasnyh javlenij pogody holodnogo sezona na territorii Ukrainy za period 1968-2010gg. *Mizhnarodna Konferentsiya «Astronomiya ta fizyka kosmosu v Kyivskomu universyteti»* [Dynamics of violent weathers of cold season on territory of Ukraine for period 1968-2010. International Conference "Astronomy and Space Physics in Kyiv University,"]. Kyiv, 21-23 May, 2013, pp. 95-96. (in Russian)
2. Kobzystyy P. I. *Osoblyvosti synoptychnykh protsesiv v Ukraini* [Features of synoptic processes in Ukraine]. Kyiv, 2002. 88 p.
3. Kochuhova E. A., Koshkyn D. A. Trends in annual extremes of surface air temperature in the Irkutsk region. *Geography and Natural Resources*, 2010, no. 2, pp. 63-69. (in Russian)
4. Osadchyy V. I., Babichenko V. M., Nabyvanets' Yu. B., Skrynyk O. Ya. *Dynamika temperatury povitrya v Ukraini za period instrumental'nykh meteorologichnykh sposterezen' [Dynamics of temperature in Ukraine for the period of instrumental meteorological observations]*. Kyiv: Nika-Tsentr, 2013. 256 p.
5. Khromov S. P., Petrosyants M. V. *Meteorologiya i klimatologiya [Meteorology and climatology]*. Moscow: Publ. of Moscow university, 2001. 528 p.
6. <http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/syr/>
7. Osadchyy V. I., Babichenko V. M. (Eds). *Daty perekhodu temperatury povitrya v Ukraini za suchasnykh umov klimatu [Dates of transition of temperature in Ukraine in modern climate conditions]*. Kyev, 2010. 304 p.
8. Martazinova V. F., Klok S. V. The current and future state of the average temperature of the northern part of the western Antarctic Peninsula sector of Antarctica. *Nauk. pratsi UkrNDHMI – Scientific papers of UcrSRHMI*, 2012, issue. 263, pp. 53-63. (in Russian)
9. <http://www.ukrstat.gov.ua/>

CURRENT STATE AND TENDENCIES OF DISTRIBUTION OF GROUND FROSTS WITHIN THE TERRITORY OF UKRAINE

S. V. Klok, Cand. Sci. (Geogr.)

Department of climate research and long-range weather forecasts

*Ukrainian Hydrometeorological Institute,
Ave Science, 37, 44028, Kiev, Ukraine, sklok_8@ukr.net*

The purpose of this work consists in identifying the main trends of present-day formation and distribution of ground frosts throughout Ukraine. For this purpose the analysis of a minimum air temperature field has been conducted based on observation data at 186 stations of Ukraine for the period from 1991 to 2014. It is known that extreme values of air temperature are much more informative than its average values. Therefore analyses of meteorological extreme values usually lead to more substantial and qualitative results.

In the course of the work, occurrences of frost in April, May and September have been studied separately from each other while these three months are deemed to be the most dangerous in terms of frosts' frequency and negative impact. In order to identify trends to occurrence of this dangerous weather phenomenon a comparison of two decades of 1991-2000 and 2001-2010 has been made. In addition, the latest observation period of 2011-2014 has been considered separately taking into account the results of comparative analysis of two preceding decades.

The results of the work indicate a decrease of number of September days having this dangerous weather phenomenon during the last few years. However, recurrence of frosts remains stably high in April while in May it appears to be high only in certain years. The obtained results also indicate the fact that the northern and northeastern territories of Ukraine appear to be the most vulnerable to frosts.

Thus it should be noted that a threat of adverse consequences caused by ground frosts is still there and remains to be quite high, especially for agriculture.

Keywords: global climate changes, ground frosts, weather characteristics, minimum temperature, temperature gradations, recurrence.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, ТЕНДЕНЦИИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗАМОРОЗКОВ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

С. В. Клок, канд. геогр. наук, ст. науч. сотр.

отдел климатических исследований и долгосрочных прогнозов погоды

*Украинский гидрометеорологический институт,
пр. Науки, 37, 03028, Киев, Украина, sklok_8@ukr.net*

Целью данной работы было выявление основных тенденций образования и распределения заморозков по территории Украины на современном этапе. Для этого проведен анализ поля минимальной температуры воздуха по данным наблюдений на 186 станциях Украины за период с 1991 по 2014 год. Известно, что экстремумы температуры воздуха являются существенно более информативными, нежели осредненные ее значения. Поэтому анализ метеорологических экстремумов, как правило, приносит более существенные и качественные результаты.

В ходе выполнения работы рассматривались отдельно апрель, май и сентябрь месяцы, поскольку именно эти периоды года представляют главную опасность в плане появления и негативного воздействия заморозков. Для выявления тенденций возникновения опасного явления погоды, проводилось сравнение двух десятилетий 1991-2000 гг. и 2001-2010 гг. Кроме того, последний период наблюдений 2011-2014 гг. рассматривался отдельно, с учетом результатов сравнительного анализа двух предшествующих десятилетий.

Результаты работы свидетельствуют об уменьшении количества дней с опасным явлением погоды на протяжении последних нескольких лет в сентябре. Однако в апреле повторяемость заморозков остается стабильно высокой, тогда как в мае – высокой, но только в отдельные годы. Полученные результаты свидетельствуют также о том, что наиболее уязвимыми к заморозкам являются северные и северо-восточные территории Украины.

Таким образом, следует отметить, что опасность неблагоприятных последствий от воздействия заморозков, особенно в сельском хозяйстве, на сегодня сохраняется и остается достаточно высокой.

Ключевые слова: глобальные изменения климата, заморозки, характеристики погоды, минимальная температура, градации температуры, повторяемость.

Дата первого подання: 27. 03. 2017

Дата надходження остаточної версії: 26. 04. 2017

Дата публікації статті: 26. 10. 2017

УДК 551.584

АНАЛІЗ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН НА ДНІПРОПЕТРОВЩИНІ

В. В. Гринчак, начальник Дніпропетровського
регіонального центру з гідрометеорології

Дніпропетровський регіональний центр з гідрометеорології
вул. Гоголя, 19, м. Дніпро, Україна, vgdnepr@meteo.gov.ua

В статті викладений аналіз особливостей кліматичних умов на Дніпропетровщині, та їх змін, на прикладі двох 50-ти річних періодів: 1886-1937 рр. та 1961-2015 рр. Зокрема порівнювались дані температури повітря та кількості атмосферних опадів. Викладено особливості температурного режиму та опадів по сезонах року. Також висвітлено тенденцію змін дат початку та кінця сезонів та їх тривалість.

Ключові слова: клімат Дніпропетровщини, кліматичні зміни, підвищення температур повітря, неоднорідність атмосферних опадів, тривалість сезонів року.

1. ВСТУП

2015 рік був одним з найтепліших в Україні за останні 50 років. За оцінками спеціалістів Українського ГМЦ, середньорічна температура повітря була вищою норми на 1,8-2,5 °С, а в західних областях – на 3,2 °С. Багато це чи мало? Підвищення середньорічної температури повітря на 0,1 °С призводить до збільшення тривалості теплого періоду на 1 день. Тобто теплий період в 2015 році був довшим майже на місяць. Вперше, за останні декілька десятиріч, спостерігалась не тільки агрометеорологічна, але і гідрологічна посуха.

В 2016 році нам в руки попав «Краткий климатический очерк г. Днепропетровска (составлен по материалам наблюдений с 1886 по 1937 гг.)», складений начальником сектору служби погоди Дніпропетровського відділення Гідрометслужби А. Н. Михайловим.

Доля довідника досить цікава: в 1943 році він був вивезений фашистами з Дніпропетровська, а в 1948 повернутий з Берліна в УГМС УРСР, про що свідчить відповідний запис на другому аркуші «очерка».

Маючи такий безцінний матеріал, ми вирішили проаналізувати, як змінився клімат Дніпропетровщини на прикладі двох 50-ти річних періодів: 1886-1937 та 1961-2015, взявши для цього його головні характеристики: температура повітря і атмосферні опади.

2. ТЕМПЕРАТУРА ПОВІТРЯ

Згідно цього Кліматичного довідника, середня річна температура повітря по м. Дніпро, за період 1886-1937 рр. становила 8,5 °С (рис. 1).

Середні річні температури коливались від 6,9 °С (1933) до 10,1 °С (1901).

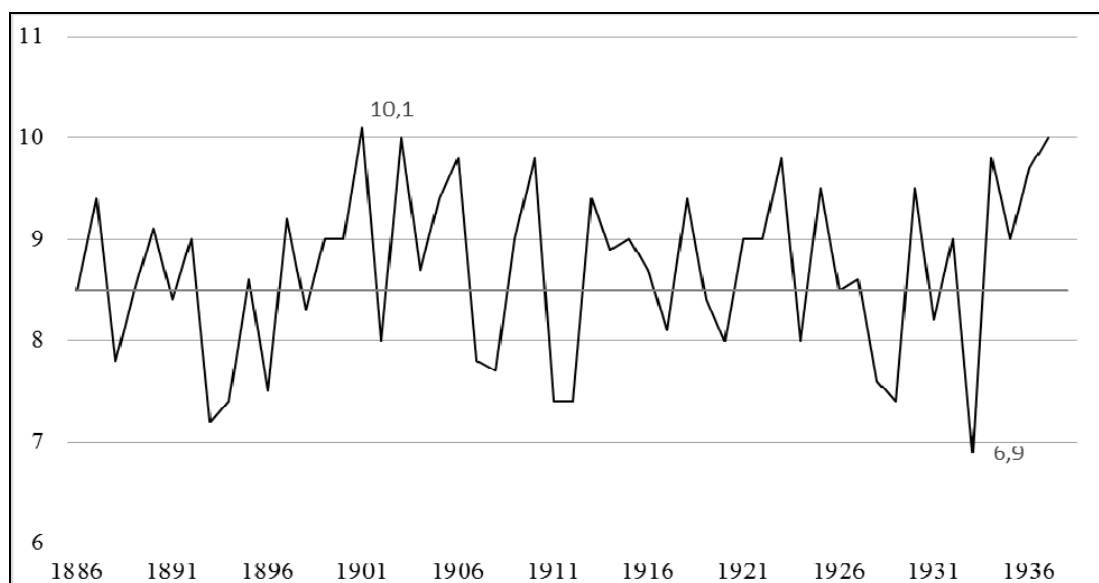


Рис. 1 – Середньорічна температура повітря, м. Дніпро, 1886-1937, °C

Найбільш холодним був січень, з середньою температурою $-5,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, найбільш теплим – липень ($+22,6\text{ }^{\circ}\text{C}$) – табл. 1.

Температурний режим дуже різноманітний, особливо взимку, а найбільш мінливий лютий: середні температури цього місяця коливались в найбільших проміжках (табл. 2).

Абсолютний максимум температури повітря $+40,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ спостерігався в серпні 1930 року,

абсолютний мінімум $-32,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ – в січні 1935 року. Річна абсолютна амплітуда коливань $72,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Найбільш різкі коливання припадали на жовтень місяць (табл. 3).

Середня річна температура повітря по м. Дніпро, за період 1961-2015 рр., становить $9,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 2). Середні річні температури коливаються від $6,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (1987) до $11,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (1999).

Таблиця 1 – Середньомісячна та середньорічна температура повітря, м. Дніпро, 1886-1937, $^{\circ}\text{C}$

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
-5,4	-4,9	0,8	9,0	16,7	20,0	22,6	20,7	15,9	9,2	2,1	-3,1	8,5

Таблиця 2 – Проміжки змін середньомісячних температур повітря, м. Дніпро, 1886-1937, $^{\circ}\text{C}$

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Максимум із середньомісячних	0,5	1,5	4,9	12,7	20,6	25,4	25,8	25,8	20,4	14,3	7,6	5,0	10,1
Мінімум із середньомісячних	-13,3	-14,8	-5,3	4,0	11,6	16,6	19,4	18,7	12,4	2,8	-4,9	-10,0	6,9
Амплітуда	13,8	16,3	10,2	8,7	9,0	8,8	6,4	7,1	8,0	11,5	12,5	15,0	3,2

Таблиця 3 – Абсолютні коливання температури повітря, м. Дніпро, 1886-1937, $^{\circ}\text{C}$

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Абсолютний максимум	11,5	12,9	22,9	29,2	32,9	38,0	39,0	40,1	34,9	30,5	23,6	12,1	40,1
Абсолютний мінімум	-32,1	-30,0	-21,2	-9,0	-1,0	3,2	7,6	6,2	-1,6	-18,0	-20,1	-26,0	-32,1
Амплітуда	43,6	42,9	44,1	38,2	33,9	34,8	31,4	33,9	36,5	48,5	43,7	38,1	72,2

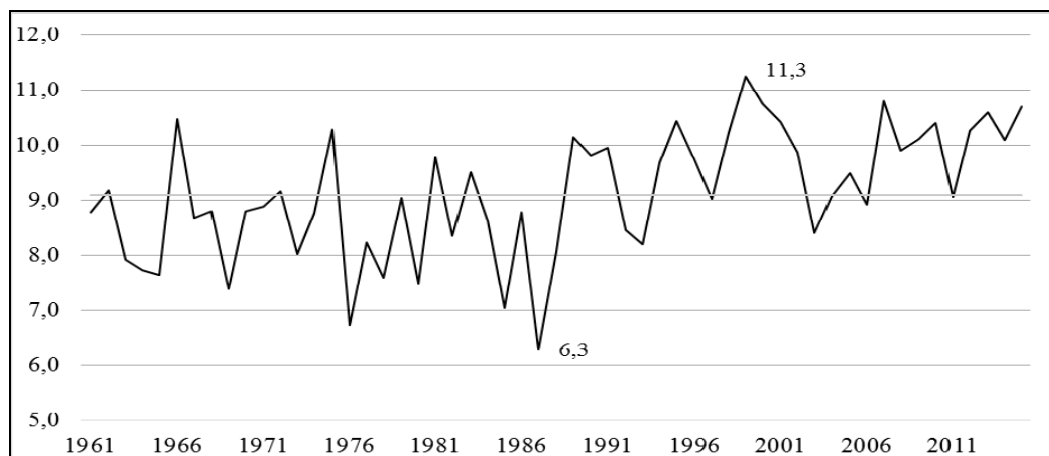


Рис. 2 – Середньорічна температура повітря, м. Дніпро, 1961-2015, $^{\circ}\text{C}$

Найбільш холодний місяць – січень, з середньою температурою $-4,9^{\circ}\text{C}$, найбільш теплий – липень ($+21,9^{\circ}\text{C}$) – табл. 4.

Теж дуже різноманітний температурний режим, особливо взимку та восени, але найбільш мінливим виявилися лютий та листопад: середні температури цього місяця коливаються в найбільших проміжках (табл. 5).

Абсолютний максимум температури повітря $+40,9^{\circ}\text{C}$ спостерігався в серпні 2010 року, абсолютний мінімум $-27,8^{\circ}\text{C}$ – в грудні 1997 року. Річна абсолютна амплітуда коливань $68,7^{\circ}\text{C}$ – дещо менша, ніж за період 1886-1937 рр. Найбільш різкі коливання припадають вже на березень місяць (табл. 6).

Середня за рік температура повітря, за період

1961-2015, в порівнянні з періодом 1886-1937, стала вищою на $0,6^{\circ}\text{C}$ (табл. 7).

Січень, лютий, березень, квітень, серпень, листопад, грудень стали теплішими, в середньому відповідно на $0,5^{\circ}$, $1,3^{\circ}$, $0,6^{\circ}$, $0,8^{\circ}$, $0,5^{\circ}$, $0,4^{\circ}$, $0,9^{\circ}$, травень, червень, липень, вересень, жовтень – холоднішими, відповідно на $0,4^{\circ}$, $0,1^{\circ}$, $0,7^{\circ}$, $0,3^{\circ}$ (рис. 3).

Максимальна за рік температура повітря, за період 1961-2015, в порівнянні з періодом 1886-1937, стала вищою на $0,8^{\circ}\text{C}$, мінімальна – аж на $4,3^{\circ}\text{C}$, змістившись з січня на грудень (табл. 8).

Абсолютний максимум температури повітря, за період 1961-2015 рр., в порівнянні з періодом 1886-1937 рр, представлений на рис. 4.

Таблиця 4 – Середньомісячна та середньорічна температура повітря, м. Дніпро, 1961-2015, $^{\circ}\text{C}$

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
-4,9	-3,6	1,4	9,8	16,3	19,9	21,9	21,2	15,6	8,8	2,5	-2,2	9,1

Таблиця 5 – Проміжки змін середньомісячних температур повітря, м. Дніпро, 1961-2015, $^{\circ}\text{C}$

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Максимум із середньомісячних	0,1	2,5	6,1	13,8	20,5	24,3	26,0	25,8	20,5	12,4	8,8	1,8	11,3
Мінімум із середньомісячних	-13,0	-12,6	-6,9	3,7	12,6	17,0	18,6	17,7	11,7	4,1	-6,6	-8,2	6,3
Амплітуда	13,1	15,1	13,0	10,1	7,9	7,3	7,4	8,1	8,8	8,3	15,4	10,0	5,0

Таблиця 6 – Абсолютні коливання температури повітря, м. Дніпро, 1961-2015, $^{\circ}\text{C}$

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Абсолютний максимум	11,5	17,5	24,1	31,8	36,1	38,0	39,8	40,9	36,5	32,6	20,6	13,5	40,9
Абсолютний мінімум	-26,1	-24,6	-26,5	-8,0	-2,4	5,5	8,9	3,9	-3,1	-7,5	-17,9	-27,8	-27,8
Амплітуда	37,6	42,1	50,6	39,8	38,5	32,5	30,9	37,0	39,6	40,1	38,5	41,3	68,7

Таблиця 7 – Середньомісячна та середньорічна температура повітря, м. Дніпро, $^{\circ}\text{C}$

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
1886-1937	-5,4	-4,9	0,8	9,0	16,7	20,0	22,6	20,7	15,9	9,2	2,1	-3,1	8,5
1961-2015	-4,9	-3,6	1,4	9,8	16,3	19,9	21,9	21,2	15,6	8,8	2,5	-2,2	9,1

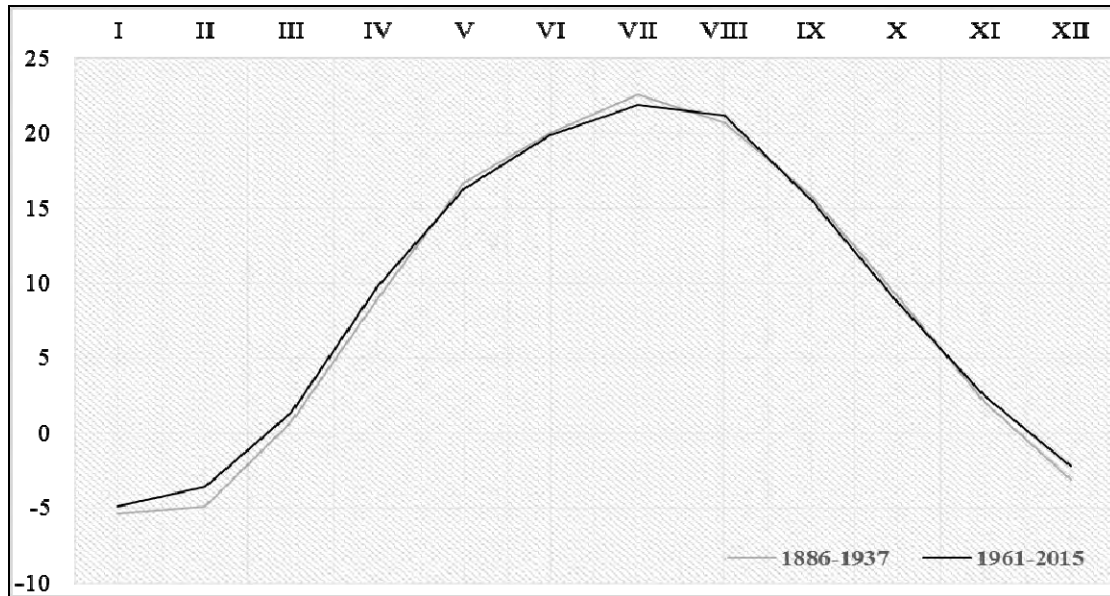


Рис. 3 – Середньомісячна температура повітря, м. Дніпро, °С

Таблиця 8 – Абсолютні коливання температури повітря, м. Дніпро, °С

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
1886-1937													
Абсолютний максимум	11,5	12,9	22,9	29,2	32,9	38,0	39,0	40,1	34,9	30,5	23,6	12,1	40,1
Абсолютний мінімум	-32,1	-30,0	-21,2	-9,0	-1,0	3,2	7,6	6,2	-1,6	-18,0	-20,1	-26,0	-32,1
1961-2015													
Абсолютний максимум	11,5	17,5	24,1	31,8	36,1	38,0	39,8	40,9	36,5	32,6	20,6	13,5	40,9
Абсолютний мінімум	-26,1	-24,6	-26,5	-8,0	-2,4	5,5	8,9	3,9	-3,1	-7,5	-17,9	-27,8	-27,8

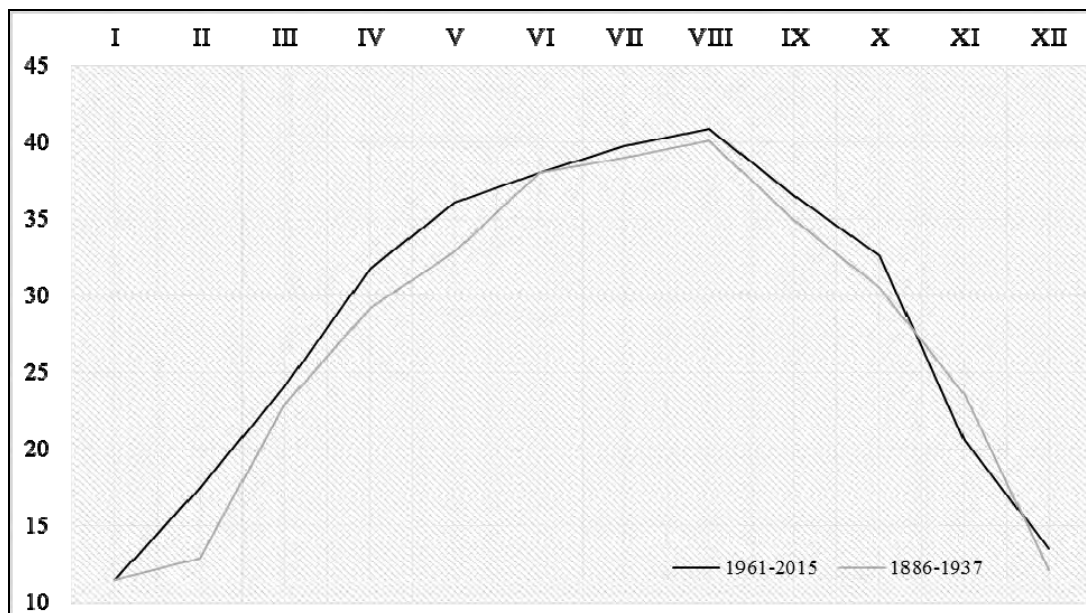


Рис. 4 – Абсолютний максимум температура повітря, м. Дніпро, °С

Протягом року найвища температура повітря зросла, за винятком січня, найбільше – в лютому, на 4,6 градуси, в квітні, на 2,6 градусів, в травні, на 3,2 градуси та в жовтні, на 2,1 градуса, в березні – на 1,2 градуси, у липні-серпні на 0,8 градусів, у вересні – на 1,6 градусів, у грудні – на 1,4 градуси. В червні вона залишилась незмінною, а в листопаді – навпаки, знизилась на 3 градуси.

Абсолютний мінімум температури повітря за період 1961-2015 рр. в порівнянні з періодом 1886-1937 рр. представлений на рис. 5.

Найнижчі температури вирости, найбільше в січні та лютому, відповідно на 6,0 і 5,4 градусів, в квітні – на 1 градус, в червні та липні – на 2,3 і 1,3 градуси, в листопаді – на 2,2 градуси, в грудні – на 1,8 градусів, а найбільше – в жовтні, на 10,5 градусів. Нижчими стали мінімальні температури в березні – на 5,3 градуси, в травні – на 1,4 градуси, в серпні та вересні, відповідно на 2,3 і 1,5 градусів, в грудні – на 1,9 градуси.

3. ТРИВАЛІСТЬ СЕЗОНІВ

Дати настання сезонів року в порівнянні періодів 1886-1937 рр. та 1961-2015 рр. представлені в таблиці 9.

Середня дата переходу середньодобової температури повітря через 0 °С, в бік зниження, що означає початок зими, перемістилась з кінця першої декади листопада на кінець цього місяця, найбільш рання дата – теж стала наступати на 2 тижні пізніше, а найбільш пізня дата змістилась з початку на кінець грудня.

Середня дата переходу середньодобової температури повітря через 0 °С, в бік підвищення, що означає кінець зими і початок весни, змістилась з кінця березня на його початок, найбільш рання дата, яка була на початку березня, стала майже в кінці січня, найпізніша дата теж змістилась: з початку третьої декади квітня на початок цього місяця.

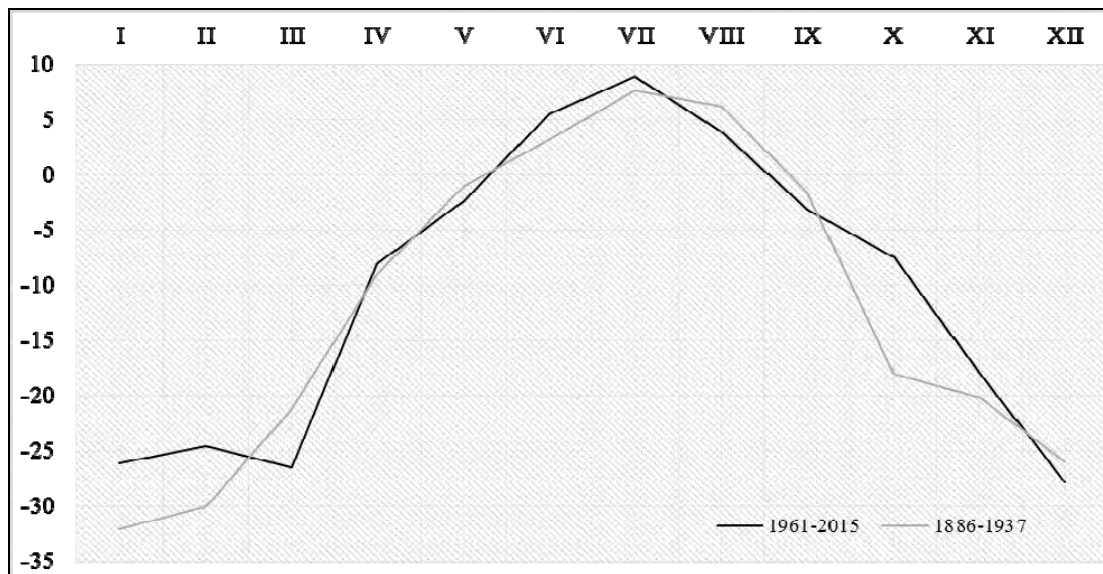


Рис. 5 – Абсолютний мінімум температура повітря, м. Дніпро, °С

Таблиця 9 – Дати переходу середньодобової температури повітря через <0°C, >0°C та >15°C, <15°C, м. Дніпро

Періоди	Дата	<0°C	>0°C	>15°C	<15°C
1886 – 1937	середня	10.11	25.03	06.05	20.09
	найбільш рання	16.10	04.03	15.04	02.09
	найбільш пізня	05.12	21.04	28.05	10.10
1961 – 2015	середня	29.11	03.03	15.05	18.09
	найбільш рання	31.10	23.01	26.04	01.09
	найбільш пізня	25.12	03.04	04.06	11.10

З переходом середньодобової температури повітря через 15 °С, в бік підвищення, приходять літо. За період 1961-2015 це відбувається, в середньому, в середині травня, тоді як за період 1886-1937 рр. літо приходило раніше – 06 травня. Відповідно, найраніше літо починається майже наприкінці квітня, а починалось в середині цього місяця. Найпізніше літо настає на початку червня, а приходило в кінці травня.

З переходом середньодобової температури повітря через 15 °С, у бік зниження, приходять осінь. За обидва періоди це відбувається, в середньому, в кінці другої декади вересня. Майже співпадають найраніші і найпізніші дати, відповідно це початок вересня і кінець жовтня.

Звичайно, що змінилась і тривалість сезонів (табл. 10). Якщо за період 1886-1937 рр. зима, в середньому, тривала 135 днів, то за період 1961-2015 рр. вона стала коротшою більш ніж на місяць і триває 94 дні.

Весна стала довшою на місяць.

Літо – коротшим на 11 днів.

Осінь – тривалішою на 21 день.

Таблиця 10 – Тривалість сезонів, м. Дніпро

Періоди	зима	весна	літо	осінь
1886 – 1937	135	42	137	51
1961 – 2015	94	73	126	72

4. АТМОСФЕРНІ ОПАДИ

На рис. 6 представлена річна кількість атмосферних опадів по м. Дніпро, за період 1886-

1937 рр., в порівнянні з нормою за цей період (477 мм). *Перерви в графіку – відсутність даних.*

Найбільшу кількість атмосферних опадів відмічено в 1894 році, 765 мм, найменшу – в 1921 році, 251 мм.

Річна кількість атмосферних опадів по м. Дніпро, за період 1961-2015 рр., в порівнянні з нормою за цей період (541 мм), представлена на рис. 7. Найбільша їх кількість випала в 2004 році – 914 мм, найменша, 337 мм – в 1968 році.

Середня річна кількість атмосферних опадів за період 1961-2015 рр., в порівнянні з періодом 1886-1937 рр., збільшилась з 477 мм до 541 мм (на 13 %). Збільшився також максимум опадів – на 20 % та мінімум – на 34 %. Також слід додати, що і за період 1886-1937 рр. і за період 1961-2015 рр. річні опади вище і нижче норми розподілились майже рівномірно.

Але все одно опадів недостатньо, особливо в теплий період. Середні значення кількості атмосферних опадів помісячно представлені в таблиці 11.

Якщо за період 1886-1937 рр. найменше опадів випало в лютому – 28 мм, то за період 1961-2015 рр. – в жовтні, їх кількість виросла до 35 мм.

Червень залишається найвологішим: кількість опадів в цьому місяці зменшилась не істотно: з 67 мм до 62 мм.

На графічному зображенні (рис. 8) добре видно, що кількість опадів майже залишилась незмінною в червні та жовтні, а в інші місяці вона зросла, особливо в холодний період року.

Кількість атмосферних опадів по сезонах представлена в таблиці 12.

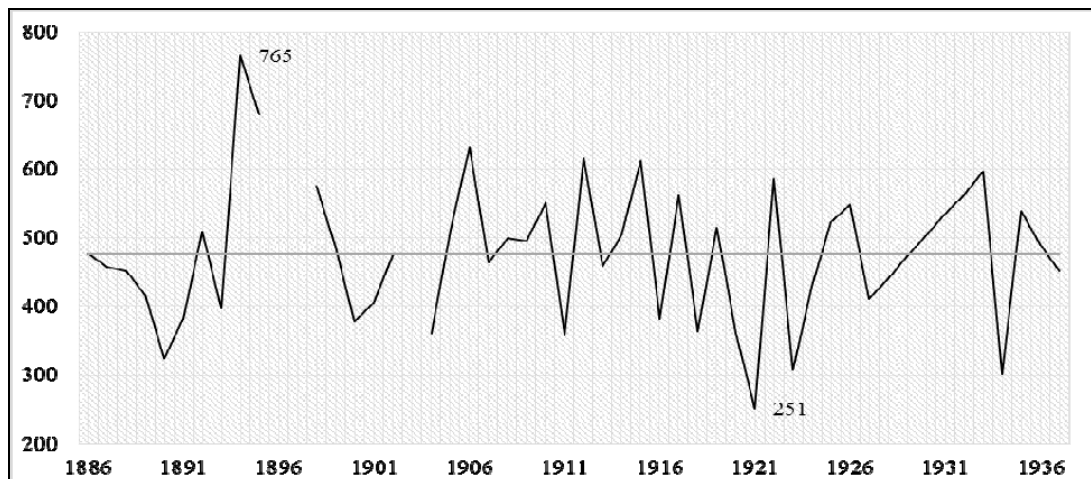


Рис. 6 – Кількість атмосферних опадів за рік, м. Дніпро, 1886-1936, мм

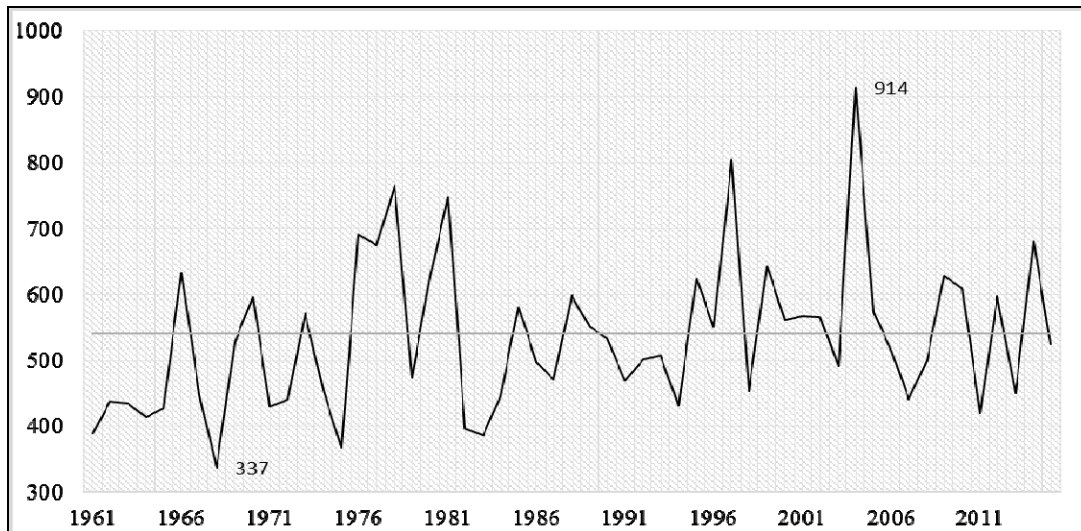


Рис. 7 – Кількість атмосферних опадів за рік, м. Дніпро, 1961-2015, мм

Таблиця 11 – Кількість атмосферних опадів, помісячно, м. Дніпро, мм

Періоди	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
1886-1937	31	28	32	35	46	67	51	43	33	38	36	39	477
1961-2015	46	40	41	39	47	62	54	43	40	35	43	49	541

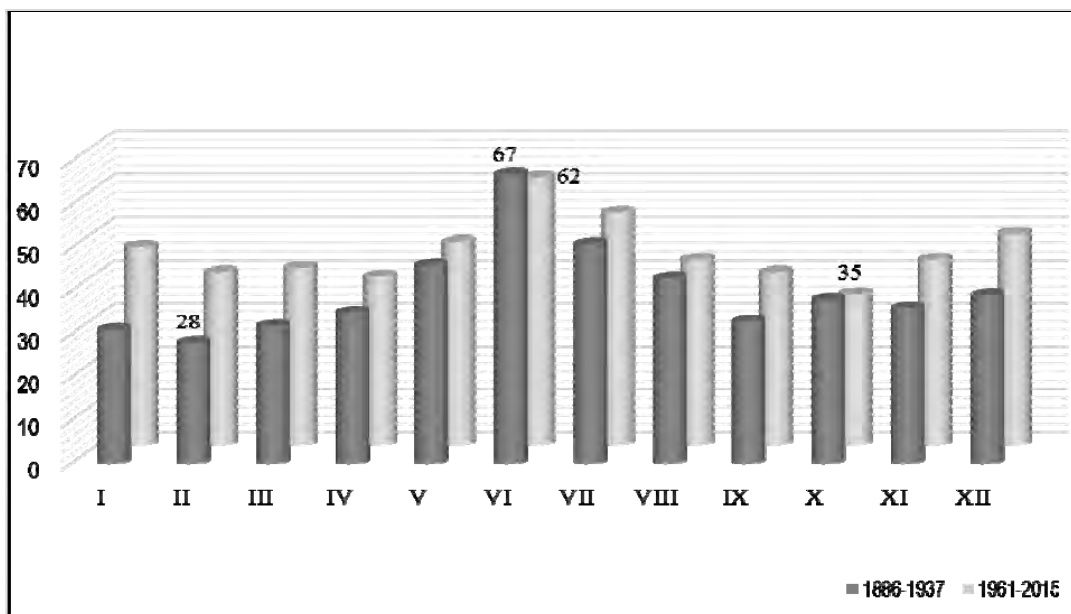


Рис. 8 – Кількість атмосферних опадів помісячно, м. Дніпро, мм

Таблиця 12 – Кількість атмосферних опадів по сезонах року, м. Дніпро, мм

Періоди	Зима	Весна	Літо	Осінь
1886 – 1937	98	113	161	107
1961 – 2015	135	127	159	118

Опадів стало більше: взимку – на 37 %, весною – на 12 %, восени – на 10 %. Влітку кількість атмосферних опадів практично не змінилась.

Максимальна та мінімальна кількість опадів по місяцях представлена в таблиці 13.

Спостерігаються значні коливання кількості опадів за місяць, як у періоді 1886-1937 рр., так і

Таблиця 13 – Мінімальна та максимальна кількість атмосферних опадів, помісячно, м. Дніпро, мм

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1886-1937												
Мінімум	3	1	3	1	2	18	6	0	2	4	1	4
Максимум	119	81	78	110	157	142	124	192	180	142	101	121
1961-2015												
Мінімум	15	14	4	11	5	23	2	2	1	2	4	10
Максимум	106	87	92	91	145	113	118	167	137	74	128	81

в періоді 1965-2015 рр. Найбільша місячна кількість опадів спостерігається у серпні, але вона зменшилась з 192 мм до 167 мм. Повна відсутність опадів за період 1886-1937 рр. відмічена теж у серпні. За період 1961-2015 рр. найменше опадів випало у вересні – 1 мм. Мінімальна кількість атмосферних опадів виросла взимку та навесні (найбільше), а також в червні і серпні, в липні та восени навпаки, зменшилась. Максимальна сума опадів теж змінилась: дещо виросла в лютому, березні та листопаді, в решті місяців зменшилась.

5. ВИСНОВКИ

Отже, короткий аналіз кліматичних змін в м. Дніпро, за періоди: 1886-1937 рр. та 1961-2015 рр. виявив наступне:

1. Середня річна температура повітря підвищилась на 0,6 градуси, абсолютний максимум з 40,1 °C (серпень, 1930) виріс до 40,9 °C (серпень, 2010), абсолютний мінімум -32,1 °C (січень, 1935) піднявся до -27,8 °C і змістився на грудень (1997).

Взимку, весною та в першій половині літа стало тепліше, в липні – дещо прохолодніше, в серпні та на початку осені теж потеплішало, середина осені майже не змінилась, а наприкінці осіннього сезону, як і в грудні теж стало тепліше.

2. Зима стала коротшою, більш ніж на місяць. Весна стало довшою майже на місяць, літо – коротшим на 11 днів, а осінь навпаки, тривалішою на 21 день.

3. Середня річна кількість атмосферних опадів збільшилась з 477 мм до 541 мм. Збільшився також максимум опадів – на 20 % та мінімум – на 34 %. Кількість опадів майже залишилась незмінною в червні та жовтні, а в інші місяці вона зросла, особливо в холодний період року.

Червень залишається найвологішим, кількість

опадів за цей місяць майже не змінилась (62-67 мм).

4. Спостерігаються значні коливання кількості опадів за місяць. Мінімальна кількість атмосферних опадів виросла взимку та навесні (найбільше), а також в червні і серпні, в липні та восени навпаки, зменшилась. Максимальна сума опадів теж змінилась: дещо виросла в лютому, березні та листопаді, в решті місяців зменшилась.

Останніми роками відмічено значну нерівномірність опадів, особливо літніх, як по інтенсивності і кількості: за один дощ випадає половина і навіть місячна норма опадів, так і площі і, відповідно, значно зросла тривалість бездощових періодів.

Місто Дніпро знаходиться в центрі області, тому виявлені тенденції, в основному, відображають зміни кліматичних умов всієї Дніпропетровщини.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Михайлов А. Н. Краткий климатический очерк г. Днепропетровска (составлен по материалам наблюдений с 1886 по 1937 гг.) / Сектор службы погоды Днепропетровского отделения гидрометслужбы, 1938. 56 с. (Неопубликовано)
2. Матеріали спостережень АМСЦ Дніпропетровськ, за період 1961-2015 рр., / Дніпропетровський РЦГМ., 2016. 600 с. (Неопубликовано)

REFERENCES

1. Mikhailov A. N. *Brief Climatic Essay of Dnipropetrovsk (compiled on observations materials since 1886 to 1937)*. The Weather Service Sector of Dnipropetrovsk Hydrometeorological Department, 1938, 56 p. (In Russian, unpublished)
2. *Materials on Observations of The Dnepropetrovsk Civil Aviation Meteorological Station for the period of 1961-2015*. The Dnipropetrovsk Regional Centre of Hydrometeorology, 2016, 600 p. (In Ukrainian, unpublished)

ANALYSIS OF CLIMATE CHANGE IN DNIPROPETROVSK REGION

V. V. Hrynychak, Head of Dnipropetrovsk Regional
Center for Hydrometeorology

Dnipropetrovsk Regional Center for Hydrometeorology
Gogol st., 19 Dnipro, Ukraine, vgdnepr@meteo.gov.ua

The decision about writing this article was made after familiarization with the "Brief Climatic Essay of Dnepropetrovsk City (prepared based on observations of 1886 – 1937)" written by the Head of the Dnipropetrovsk Weather Department of the Hydrometeorological Service A. N. Mikhailov.

The guide has a very interesting fate: in 1943 it was taken by the Nazis from Dnipropetrovsk and in 1948 it returned from Berlin back to the Ukrainian Hydrometeorological and Environmental Directorate of the USSR, as evidenced by a respective entry on the Essay's second page.

Having these invaluable materials and data of long-term weather observations in Dnipro city we decided to analyze climate changes in Dnipropetrovsk region.

The article presents two 50-year periods, 1886-1937 and 1961-2015, as examples. Series of observations have a uniform and representative character because they were conducted using the same methodology and results processing.

We compared two main characteristics of climate: air temperature and precipitation.

The article describes changes of average annual temperature values and absolute temperature values. It specifies the shift of seasons' dates and change of seasons' duration.

We studied the changes of annual precipitation and peculiarities of their seasonable distribution. Apart from that peculiarities of monthly rainfall fluctuations and their heterogeneity were specified.

Since Dnipro city is located in the center of the region the identified tendencies mainly reflect changes of climatic conditions within the entire Dnipropetrovsk region.

Keywords: climate of Dnipropetrovsk, climate change, increased air temperatures, precipitation heterogeneity, duration of seasons.

АНАЛИЗ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА ДНЕПРОПЕТРОВЩИНЕ

Гринчак В. В., начальник Днепропетровского регионального
центра по гидрометеорологии

Днепропетровский региональный центр по гидрометеорологии
ул. Гоголя, 19, г. Днепр, Украина, vgdnepr@meteo.gov.ua

В статье изложен анализ особенностей климатических условий на Днепропетровщине и их изменений на примере двух 50-ти летних периодов: 1886-1937 гг. и 1961-2015 гг. В частности сравнивались данные температуры воздуха и количества атмосферных осадков. Изложены особенности температурного режима и осадков по сезонам года. Также освещены тенденции изменений дат начала и конца сезонов и их продолжительность.

Ключевые слова: климат Днепропетровщины, климатические изменения, повышение температур воздуха, неоднородность атмосферных осадков, продолжительность сезонов года.

Дата першого подання: 24. 04. 2017

Дата надходження остаточної версії: 14. 06. 2017

Дата публікації статті: 26. 10. 2017

УДК 631:551.50+551.58

РОЗВИТОК МЕТОДОЛОГІЇ ОЦІНКИ ПОТЕНЦІАЛУ ВРОЖАЙНОСТІ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКИХ КУЛЬТУР З УРАХУВАННЯМ ВПЛИВУ КЛІМАТУ І АГРОФІТОТЕХНОЛОГІЙ

В. П. Дмитренко¹, д-р геогр. наук, проф.
Л. П. Однолєток¹, мол. наук. співроб.
О. О. Кривошеїн¹, канд. геогр. наук
А. В. Круківська², канд. геогр. наук

¹Український гідрометеорологічний інститут ДСНС України та НАН України,
03028, Україна, м. Київ, проспект Науки, 37

²Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
01601, Україна, м. Київ, вул. Володимирська, 64/13, Alkrukivska@ukr.net

У статті викладено теоретичні основи сумісної оцінки біологічної, екологічної і антропогенної складових потенціалу врожайності сільськогосподарських культур, що ґрунтуються на екосистемній концепції та математичній моделі «Погода–урожай», розроблених В. П. Дмитренком. Наведено результати апробації комплексних підходів для просторово-часового аналізу потенціалу врожайності озимої пшениці на території України за різнофакторними показниками господарського максимуму врожайності з урахування стійкості та мінливості його рівнів.

Ключові слова: концепція, модель, клімат, агрофітотехнології, озима пшениця, коефіцієнт продуктивності, господарський максимум врожайності

1. ВСТУП

Для підвищення ефективності сільськогосподарської діяльності, пов'язаної з виробництвом рослинної продукції, важливою є оцінка потенціалу врожайності в умовах багатофакторної та багаторівневої залежності об'єктів виробництва від кліматичних, ґрунтових, агротехнічних і економічних чинників. Оцінка потенціалу врожайності полягає у визначенні максимального рівня біологічної або господарської продуктивності польової культури за обмежень, зумовлених родючістю ґрунту, сприятливістю клімату та наслідками антропогенного впливу на агроєкосистему [1, 2, 3].

Основи теорії високої продуктивності посівів сільськогосподарських культур вперше були обґрунтовані у працях А. О. Ничипоровича (1950-ті роки), який досліджував зв'язок між фотосинтезом і накопиченням органічної речовини в динаміці формування як біологічного, так і господарського урожаю в агрофітоценозі [4]. Потужним поштовхом для інтенсивного розвитку методів оцінки потенціалу врожайності стало висунення і розробка А. А. Климовим, Г. Е. Листопадом і Г. П. Устенком ідеї програмування урожаю (1971 р.). Концепцію максимальної продуктивності посівів, як систему ключових положень, розроблено Х. Тоомінгом (1977 р.).

Згідно з цією концепцією, найвища врожайність посіву формується за його максимально можливого газообміну CO₂ в певних умовах середовища, тобто за оптимального взаємозв'язку функцій фотосинтезу і дихання в онтогенезі рослин. Для кількісної оцінки потенційної продуктивності сільськогосподарських культур за різнофакторного природного і антропогенного впливу на агроєкосистему Х. Тоомінг розробив метод еталонних урожаїв (1984 р.), в якому вплив різних лімітуючих чинників на продукційний процес рослин (кліматичних, ґрунтових, господарсько-економічних) враховується на основі відповідних категорій врожайності – потенційної, кліматично забезпеченої, дійсно можливої, виробничої або господарської [4, 5]. Вагомий внесок у розвиток і поглиблення методології оцінки потенційної продуктивності посівів зроблено Є. Є. Жуковським, А. М. Польовим, Д. І. Шашком, Ю. І. Чирковим та іншими відомими вченими [4].

Основи системної оцінки потенціалу врожайності за ознаками динамічності та оптимальності його елементів у поєднанні з впливом агрометеорологічних чинників обґрунтовано в останніх працях В. П. Дмитренка [6, 7, 8]. Цей напрямок може бути визначений як комплексний підхід до сумісної оцінки біологічної, екологічної і антропогенної складових потенціалу врожайності сільськогосподарських культур.

Мета дослідження полягає в апробації нових підходів до системної оцінки потенціалу урожайності сільськогосподарських культур, розроблених В. П. Дмитренком, які засновані на визначенні господарського максимуму урожайності з урахування стійкості та мінливості його рівнів за впливу агрометеорологічних і агрокліматичних умов та організаційно-технологічних заходів.

Об'єктом дослідження є врожайність озимої пшениці, відображена сукупністю показників її рівня, ступеня мінливості та потенціалу в межах різних агрокліматичних зон України.

Вихідні дані. У дослідженні використано середні обласні дані по температурі повітря і кількості опадів за період 1961–2010 рр., надані Українським Гідрометцентром, і дані Держкомстату по середній обласній урожайності озимої пшениці за цей же період. На їх основі проведено порівняльний аналіз потенціалу урожайності озимої пшениці в Україні за стандартний кліматологічний період, рекомендований ВМО, (1961–1990 рр.) і двадцятиріччя на рубежі століть – 1991–2010 рр.

2. МЕТОДИКА ТА РЕЗУЛЬТАТИ ОЦІНКИ ГОСПОДАРЬКОГО МАКСИМУМУ ВРОЖАЙНОСТІ

Потенціал урожайності Y_{II} є провідним показником базової фізико-статистичної моделі «Погода–урожай» В. П. Дмитренка [6].

У загальному вигляді базова модель «Погода–урожай» описується рівнянням виду

$$y_p = Y_{II} (1 - u) S(T, R) (1 - \gamma_k), \quad (1)$$

де y_p – розрахункова урожайність, ц/га; Y_{II} – потенціал урожайності, ц/га; u – зрідженість посівів у відносних одиницях; $S(T, R)$ – сумарний коефіцієнт продуктивності польової культури за значеннями температури повітря (T) і кількості опадів (R) у міжфазні періоди розвитку рослин; γ_k – фактори, що порушують біологічні закономірності формування максимальної врожайності за їх числовою відносною ідентифікацією.

Модель «Погода–урожай» містить блок оцінки потенціалу врожайності і блок впливу основних метеорологічних чинників за різні міжфазні періоди розвитку сільськогосподарської культури. Модель (1) дозволяє кількісно оцінювати вплив погодних умов на урожайність культури шляхом поєднання щорічного потенціалу урожайності Y_G , характе-

ристич стану посівів за їх зрідженістю u та іншими ознаками γ_k (кущистість, умови загартування, умови перезимівлі, терміни сівби тощо) із значеннями сумісних коефіцієнтів продуктивності $\eta(T, R)$ польової культури за температурою повітря T і кількістю опадів R за міжфазні періоди чи в цілому за вегетаційний період. Останні узагальнюються у вигляді сумарних коефіцієнтів продуктивності $S(T, R)$. Осереднені значення сумарних коефіцієнтів продуктивності за відповідний кліматично та біологічно визначений інтервал часу в онтогенезі рослин є основою для оцінки впливу клімату на відносний рівень урожайності за цей період у вигляді показника загальної плодотворності клімату $C_{кл}$.

Блок оцінки потенціалу врожайності в моделі «Погода–урожай» призначений для розв'язання різних наукових і виробничих завдань на основі даних про можливі рівні врожаю польової культури у визначеній місцевості з певною родючістю ґрунту та плодотворністю клімату і антропогенним впливом на агроecosистему за рівнем господарювання.

В. П. Дмитренко розробив нові підходи до оцінки різнофакторних потенціалів урожайності – загального, трендового та кліматичного, а також методику розрахунку коефіцієнтів ефективності різномістовних потенціалів урожайності.

Перший підхід стосується врахування стійкості рівнів урожайності і ґрунтується на таких положеннях. Згідно з С. Я. Антомоновим [9], середня арифметична величина за великої кількості членів ряду, що спрямовуються до математичного сподівання \bar{y} , визначає детерміновану складову поведінки біосистеми по відношенню до вихідної величини u . Середнє квадратичне відхилення σ , що є параметром теоретичного закону розподілу випадкових величин, відображає їхню ймовірність. Якщо основне відхилення σ є ймовірністю математичного сподівання \bar{y} , то коефіцієнт варіації C_v за відношенням σ до \bar{y} уявляє собою мінливість детермінованої складової [10]. У виразі $\bar{y} - \sigma$ детермінована складова зменшується на ймовірність коливань поточних значень y_i . Стійкий, тобто такий, що не коливається рівень урожайності Y за величин поточних значень y_i описується виразом

$$Y = \bar{y} - \sigma. \quad (2)$$

Розділивши обидві частини виразу (2) на ма-

тематичне сподівання \bar{y} , отримано

$$\frac{Y}{\bar{y}} = 1 - \frac{\sigma}{\bar{y}} = 1 - C_{v,y}, \quad (3)$$

де $C_{v,y}$ – коефіцієнт варіації величини y .

Права частина виразу (3) отримала назву *коефіцієнта стійкості* [7, 8]. Поєднання коефіцієнта стійкості із стабільним рівнем урожайності Y є основою для оцінки її математичного сподівання за виразом

$$Y(1 - C_{v,y}) = \bar{y}. \quad (4)$$

З (4) отримано вираз для розрахунку загального потенціалу врожайності

$$Y_{п.заг} = \frac{\bar{y}}{1 - C_{v,y}}. \quad (5)$$

Потенціал урожайності з урахуванням антропогенного впливу на агроценоз Y_{mp} за певний період визначається за відношенням середньої урожайності \bar{y} до коефіцієнта трендової стійкості за виразом

$$Y_{п,mp} = \frac{\bar{y}}{1 - C_{v,mp}}, \quad (6)$$

де $C_{v,mp}$ – антропогенна або організаційно-технологічна мінливість урожайності, що описується відношенням міри мінливості (з урахуванням тренду) до середньої величини

$$C_{v,mp} = \frac{\sigma_{mp}}{\bar{y}}. \quad (7)$$

За таким підходом В. П. Дмитренко реалізував ідею оцінки стійкості (щорічної мінливості) урожайності під впливом агротехнічних чинників за співставленням статистичних параметрів – математичного сподівання і коефіцієнта варіації.

Для врахування щорічних коливань тренду врожайності В. П. Дмитренко введено поняття господарського потенціалу урожайності $Y_{п,г}$, що розраховується за рівнянням

$$Y_{п,г} = Y_{п,i} + A(t - t_0), \quad (8)$$

де A – тренд за період; t – номер поточного року; t_0 – номер реперного року.

Інший підхід до визначення потенціалу врожайності базується на оцінці стійкості (мінливості) статистичного максимуму урожайності із застосуванням параметрів плодотворності клімату $C_{кл}$ і географічного мак-

симуму урожайності [6, 7, 8]. Географічний потенціал урожайності Y_g характеризує взаємодію біологічних властивостей рослин Y_B , ефективної родючості ґрунту F_e , плодотворності клімату $C_{кл}$ та антропогенного впливу A на систему “ґрунт–рослина–атмосфера” і описується виразом

$$Y_g = Y_B F_e C_{кл} A. \quad (9)$$

Середній рівень урожайності \bar{y} визначається, з урахуванням параметрів моделі «Погода–урожай», за рівнянням

$$\bar{y} = Y_B F_e S(\bar{T}, \bar{R}) A, \quad (10)$$

де $S(\bar{T}, \bar{R})$ – плодотворність клімату $C_{кл}$ за певний інтервал часу.

Зважаючи на умовну стійкість (стабільність) показників Y_B , F_e та A за деякий інтервал часу, кліматичний максимум урожайності $Y_{кл}$ описується виразом

$$Y_{кл} = \frac{\bar{y}}{S(\bar{T}, \bar{R})} f(Y_B, F_e, A), \quad (11)$$

де $f(Y_B, F_e, A)$ – постійний коефіцієнт стабільного сумісного впливу сортозміни Y_B , родючості ґрунту F_e і агротехнології A .

Зміст запропонованих В. П. Дмитренко різнофакторних потенціалів урожайності відображено в табл. 1.

Розглянуті підходи до визначення потенціалів урожайності у вигляді загального максимуму, кліматичного максимуму та трендового максимуму мають важливе науково-прикладне значення. Потенціал урожайності кожного типу може бути використаний для оцінки ефективності умов вирощування польової культури за кожним врахованим фактором, а також як критерій оптимальності у процесах агрометеорологічних стратегій адаптації аграрного виробництва та як критерій міри чутливості рівня урожайності до умов вирощування сільськогосподарських культур.

Оцінка ефективності умов вирощування польової культури виконується із застосуванням відношення отриманої врожайності за сукупності фактичних умов до відповідного потенціалу за оптимальних умов. Коефіцієнт ефективності умов вирощування польової культури η розраховується за формулою

$$\eta_{п,i} = \frac{y_i}{Y_{п,i}}. \quad (12)$$

Таблиця 1 – Зміст потенціалів урожайності сільськогосподарських культур у моделі «Погода–урожай» (за В. П. Дмитренком)

Потенціал урожайності	Вираз	Зміст
Загальний господарський за коефіцієнтом статистичної стійкості	$\frac{\bar{y}}{1 - C_{v,y}} + At$	Визначає загальний максимальний рівень урожайності відповідно до коефіцієнту стійкості і тренду, зумовленого впливом організаційно-економічних чинників у сукупності з технологічними заходами і впливом клімату за певний період
Кліматичний господарський за показником плодотворності клімату	$\frac{\bar{y}}{S(\bar{T}, \bar{R})} + At$	Відображає максимальний рівень урожайності під впливом особливостей клімату за певний період із урахуванням щорічного тренду
Антропогенний господарський за коефіцієнтом трендової стійкості	$\frac{\bar{y}}{1 - C_{v,TP}} + At$	Відображає максимальний рівень урожайності за сукупним антропогенним впливом у певний період відповідно до коефіцієнту стійкості за щорічним трендом

Коефіцієнт ефективності η_{Pi} кількісно відображає вплив агрометеорологічних умов та господарсько-економічних заходів на рівень урожайності за співставленням її щорічного рівня з максимально можливим. Він дозволяє оцінити внесок відповідних умов у формування врожайності. Таким чином, за загальним типом потенціалу він відповідає сумарному внеску антропогенних і кліматичних чинників, за кліматичним типом потенціалу визначається внесок клімату в рівень урожайності, за типом трендового потенціалу оцінюється значення антропогенного внеску в рівень урожайності.

Щорічні коефіцієнти ефективності потенціалів η урожайності змінюються в межах від 0,2 до 1,2. Оцінка їх господарського значення здійснюється за даними табл. 2 [8].

Аналіз та порівняння даних табл. 2 є основою для визначення ступеня пристосування агроєкосистеми до особливостей агрофітотехнологій, мінливості агрометеорологічних умов та змін клімату.

За викладеною методологією проведено оцінку мінливості урожайності озимої пшениці у ґрунтово-кліматичних зонах України за різні багаторічні інтервали часу (табл. 3).

Аналіз та порівняння даних, наведених у табл. 3, надає підстави для визначення ступеня пристосування агроєкосистем до особливостей агрометеорологічних умов, змін клімату та антропогенного внеску у формування урожайності озимої пшениці.

Узагальнений по ґрунтово-кліматичних зонах середній рівень урожайності озимої пшениці свідчить про його підвищення у період 1991–2010 рр. порівняно з періодом 1961–1990 рр. на 0,8–1,6 ц/га, за винятком

Південного Степу, де урожайність зменшилась на 0,7 ц/га. Коефіцієнт мінливості урожайності $C_{v,y}$ майже у всіх зонах і підзонах помітно зменшився у другий досліджуваний період (на 2–7%), крім Південного Степу, де він збільшився на 2%. Тренд урожайності озимої пшениці протягом 1961–1990 рр. коливається в межах 0,6–0,8 ц/га-рік, що є показником підвищення культури землеробства. За період 1991–2010 рр., навпаки, тренд має від'ємне значення, що свідчить про застійне і деградуєчне землеробство та невідповідність організаційно-технологічних заходів із адаптації до агрометеорологічних умов. Значення тренду змінюється від -0,03 до -0,33 ц/га-рік, за винятком Полісся, де тренд додатний і становить в середньому 0,02 ц/га-рік. Такі особливості динаміки показників узгоджуються і з багаторічним ходом кліматичного потенціалу врожайності озимої пшениці $Y_{П,КЛ}$, який зменшився на більшій частині території країни на 0,1–1,2 ц/га в останній період порівняно із попереднім, за винятком Полісся та Центрального Лісостепу.

Поряд із значною неоднорідністю показників потенціалу та мінливості врожайності озимої пшениці, лише показник плодотворності клімату у вигляді сумарного коефіцієнта продуктивності $S(T,R)$ суттєво підвищився (на 2–4%) за період 1991–2010 рр. Це свідчить, у цілому, про сприятливість кліматичних умов протягом вегетаційного циклу озимої пшениці. Винятком є Південний Степ, де сумарний коефіцієнт продуктивності у багаторічному ході зменшився на 1%, що пов'язано з впливом несприятливих агрокліматичних умов, зокрема недостатньої вологозабезпеченості.

Таблиця 2 – Типізація коефіцієнтів ефективності потенціалів урожайності (за В. П. Дмитренком)

Тип рівня урожайності	Числові межі рівня	Зміст типу
Вище традиційного	$\geq 1,01$	Урожайність вища, ніж потенціал
Звичний відмінний	0,9–1,0	Урожайність на рівні потенціалу
Звичний добрий	0,7–0,9	Урожайність вище середньої
Задовільний	0,5–0,7	Урожайність на рівні середньої
Незадовільний	0,2–0,5	Урожайність нижче середньої
Надзвичайний низький	0,0–0,2	Урожайність за несприятливих і надзвичайних умов вирощування культури

Таблиця 3 – Основні показники різнофакторних потенціалів урожайності озимої пшениці з урахуванням впливу агрокліматичних умов та господарської діяльності у ґрунтово-кліматичних зонах України

Ґрунтово-кліматична зона і підзона	\bar{y}^*	$C_{v,y}$	$S(T,R)$	A	$U_{n.z.}$	η_z	$U_{n.кл.}$	$\eta_{кл.}$	$U_{n.тр.}$	$\eta_{тр.}$
	1961–1990 рр.									
Полісся	24,6	27	0,79	0,68	30,3	0,81	31,4	0,78	29,3	0,84
Лісостеп Західний	26,9	29	0,78	0,75	33,2	0,81	35,1	0,76	31,6	0,84
Лісостеп Центральний	30,9	26	0,79	0,73	38,2	0,81	39,7	0,78	36,2	0,85
Лісостеп Східний	28,0	30	0,77	0,69	36,3	0,77	36,6	0,76	34,4	0,81
Степ Північний	26,7	28	0,79	0,57	35,1	0,76	34,1	0,78	32,5	0,82
Степ Південний	26,5	27	0,80	0,53	34,3	0,77	33,8	0,78	32,0	0,82
1991–2010 рр.										
Полісся	26,2	18	0,82	0,02	32,0	0,82	31,9	0,82	30,3	0,86
Лісостеп Західний	28,1	23	0,81	-0,33	35,6	0,79	34,5	0,81	33,2	0,85
Лісостеп Центральний	32,1	22	0,82	-0,14	40,9	0,79	39,8	0,81	39,1	0,82
Лісостеп Східний	28,9	28	0,81	-0,12	40,3	0,72	35,4	0,81	37,6	0,77
Степ Північний	27,5	28	0,81	-0,03	38,1	0,72	33,3	0,83	36,2	0,79
Степ Південний	25,8	29	0,79	-0,09	35,5	0,73	32,7	0,79	35,2	0,74

*Умовні позначення: \bar{y} – середня урожайність, ц/га; $C_{v,y}$ – мінливість урожайності, %; $S(T,R)$ – сумарний коефіцієнт продуктивності як показник плодотворності клімату $C_{кл.}$, д.о.; A – тренд урожайності, ц/га-рік; $U_{n.z.}$ – загальний потенціал урожайності, ц/га; $U_{n.кл.}$ – кліматичний потенціал урожайності, ц/га; $U_{n.тр.}$ – трендовий потенціал урожайності, ц/га; η_z , $\eta_{кл.}$, $\eta_{тр.}$ – ефективність відповідних потенціалів, в.о.

Коефіцієнт ефективності η певного потенціалу врожайності визначає ступінь відповідності агро-екологічних чи агротехнічних умов вирощування польової культури або їхньої сукупності. Так, загальна ефективність умов формування врожайності озимої пшениці за період 1961–1990 рр. більша за кліматичну ($\eta_z > \eta_{кл.}$) на 1–5 % на більшій частині території України. Винятком є степова зона, де агротехнології поступаються впливу клімату. У період 1991–2010 рр. спостерігається зменшення загальної ефективності агрофітотехнологій у формуванні врожайності озимої пшениці на 2–5 % майже на всій території країни, крім Полісся, де простежується її підвищення на 1 %. Це свідчить про незначне послаблення внеску організаційно-технологічної складової у формування урожайності у цей період порівняно з попереднім.

Коефіцієнт ефективності трендового потенціалу урожайності озимої пшениці $\eta_{тр.}$ в обидва періоди виявився більшим ніж кліматичний $\eta_{тр.} > \eta_{кл.}$. Це означає, що, в цілому, організаційно-технологічні заходи є більш значимими чинниками формування урожайності ніж вплив клімату. Тобто, кліматичні умови не лімітують формування урожайності озимої пшениці і є цілком задовільними. Лише у Східному Лісостепу і в Степу спостерігається зменшення коефіцієнту ефективності трендового потенціалу протягом 1991–2010 рр. ($\eta_{тр.} < \eta_{кл.}$) на 3–8 %, що зумовлено зниженням ефективності організаційно-технологічних заходів.

Коефіцієнт кліматичної ефективності формування врожайності озимої пшениці, незважаючи на суттєву повторюваність на території України несприятливих погодних умов і явищ, виявився досить стабільним – на рівні 0,76–0,78 у період

1961–1990 рр. та зріс на 3–5 % у період 1991–2010 рр. у всіх ґрунтово-кліматичних зонах.

Коефіцієнт кліматичної ефективності потенціалу врожайності мало відрізняється від сумарного коефіцієнта продуктивності $S(T,R)$ – лише на 1–2% в усіх зонах в обидва періоди. Подібність цих показників свідчить про сталість впливу погодних і кліматичних умов на формування урожайності озимої пшениці.

Таким чином, за наслідками порівняльного аналізу показників потенціалу врожайності озимої пшениці в ґрунтово-кліматичних зонах України за 1961–1990 рр. та 1991–2010 рр. можна зробити висновок про домінуюче значення антропогенного організаційно-технологічного внеску в рівень і мінливість урожайності. Кліматична складова не визначає необхідності зміни стратегій адаптації. Значення клімату в коливаннях рівнів урожайності є другорядним і підпорядкованим антропогенній стратегії.

Узагальнені по періодах і зонах дані щодо оцінки ефективності умов вирощування озимої пшениці не повною мірою відображають вплив на рівень урожайності щорічних коливань цих умов. На рис. 1 і рис. 2 для прикладу показано

просторовий розподіл показника кліматичного потенціалу озимої пшениці, як найбільш стабільного, за 2003 р. та 2008 р., які відрізняються за ступенем сприятливості агрометеорологічних умов протягом осінньої і весняно-літньої вегетації озимої пшениці. Таким чином, у 2003 р. (рис. 1) значне зниження врожайності озимої пшениці було спричинено впливом осінньої посухи і вимерзання посівів взимку. Рівень урожайності озимої пшениці був надзвичайно низьким за невідповідних і надзвичайних умов вирощування у Кіровоградській, Дніпропетровській, Миколаївській, Одеській і Херсонській областях, коефіцієнт ефективності кліматичного потенціалу $\eta_{кл} < 0,2$. Урожайність нижче середньої за коефіцієнтом ефективності кліматичного потенціалу 0,2–0,5 спостерігалась на значній території України (Лісостеп Центральної і Східної). Лише у межах західної частини території ефективність кліматичного потенціалу відзначилась у межах 0,5–0,7, що свідчить про задовільний (близько до середнього багаторічного) та добрий (вище середнього) рівень врожайності озимої пшениці. 2008 рік (рис. 2), навпаки, був сприятливим для вирощування озимої пшениці в усіх областях України.

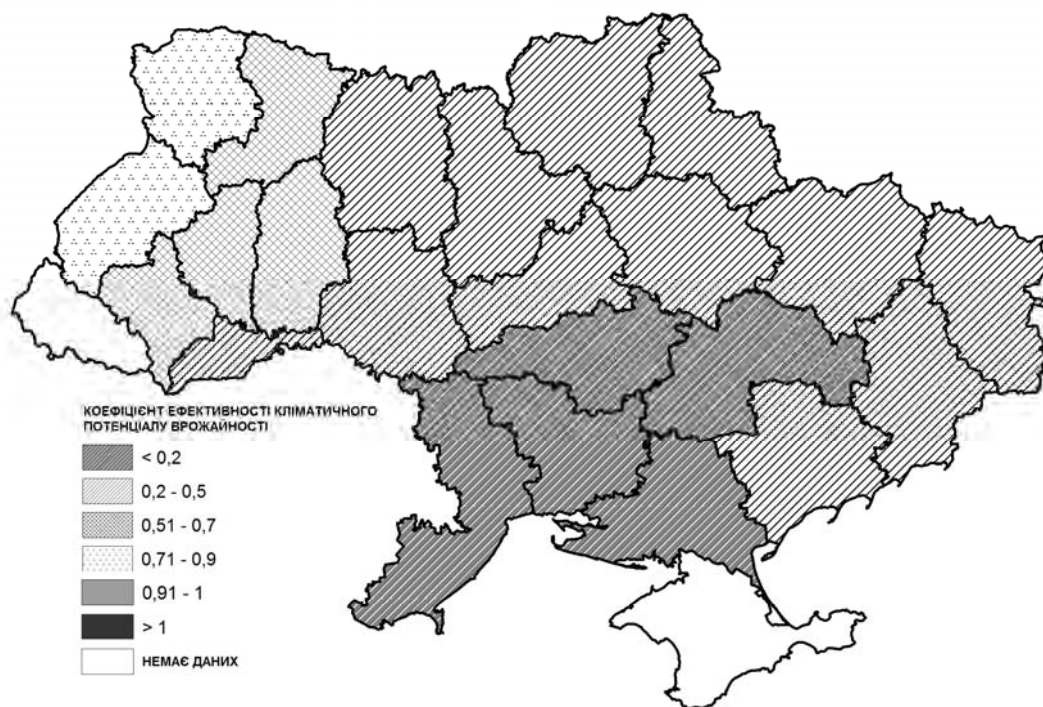


Рис. 1 – Оцінка ефективності умов вирощування озимої пшениці за кліматичним потенціалом урожайності в адміністративних областях України за 2003 р.

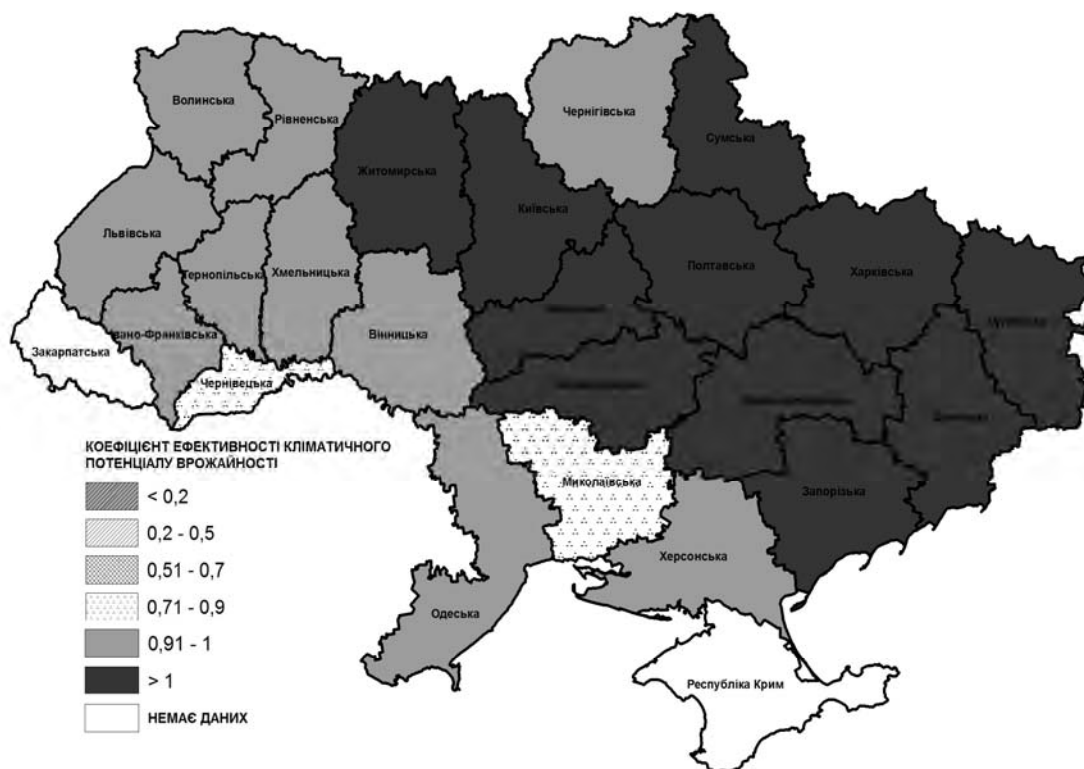


Рис. 2. – Оцінка ефективності умов вирощування озимої пшениці за кліматичним потенціалом урожайності в адміністративних областях України за 2008 рік

Урожайність культури досягала рівня кліматичного потенціалу в Поліссі (за винятком Житомирської області, де $y_i > Y_{кл}$) і у Західному Лісо-степу. Формуванню високої урожайності також сприяло ефективне застосування агрофітотехнологій, у тому числі залучення високопродуктивних сортів і гібридів, обробка насіння мікроелементами і стимуляторами росту.

3. ВИСНОВКИ

Таким чином, за результатами проведених досліджень узагальнено основні методологічні положення і апробовано нові підходи до комплексної оцінки потенціалу урожайності сільськогосподарських культур.

Потенціал урожайності є провідним показником у моделі «Погода–урожай» В. П. Дмитренка. За своїм змістом він поєднує значення біологічних властивостей посіву у формуванні можливої максимальної урожайності з впливом умов середовища, який є неоднорідним за ступенем відповідності потребам рослин в онтогенезі. У розглянутих підходах особливості впливу різних чинників середовища на формування

урожайності сільськогосподарських культур визначаються за показниками різнофакторних потенціалів урожайності – загального, кліматичного і трендового (агротехнологічного). На основі положень математичної статистики та теорії максимального урожаю В. П. Дмитренко розробив методику оцінки потенціалів урожайності, які відрізняються за змістом і значенням кліматичних і організаційно-технологічних складових. Відмінності за ступенем впливу цих чинників на рівень урожайності, згідно з опрацьованими підходами, можуть бути визначені шляхом порівняння коефіцієнтів ефективності загального, кліматичного і трендового потенціалів.

Розроблені підходи апробовано на прикладі оцінки багаторічної динаміки різнофакторних потенціалів урожайності озимої пшениці на території України. За наслідками порівняльного аналізу показників потенціалу врожайності за 1961–1990 рр. та 1991–2010 рр. виявлено домінуюче значення антропогенного організаційно-технологічного внеску в рівень і мінливість урожайності озимої пшениці в обидва періоди.

Стаття написана за матеріалами останніх до-

сліджень видатного українського вченого-агрометеоролога, доктора географічних наук, професора Віталія Павловича Дмитренка (1931–2016), який присвятив свою наукову діяльність вивченню закономірностей впливу агрометеорологічних чинників на розвиток рослин, біологічну продуктивність і урожайність сільськогосподарських культур, систем землеробства і агрофітотехнології на засадах розроблених ним екосистемної концепції та математичної моделі «Погода–урожай».

Світла Пам'ять про Віталія Павловича Дмитренка залишається в серцях його колег і учнів, у монографіях, численних статтях і науково-методичних розробках, які слугують і надалі слугуватимуть джерелом глибоких наукових ідей та поштовхом для нових творчих пошуків у царині агрометеорології.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Дмитренко В. П. Математическая модель урожайности сельскохозяйственных культур // Труды УкрНИГМИ. 1973. Вып. 122. С. 3-13.
2. Дмитренко В. П. О моделях расчета урожайности сельскохозяйственных культур с учетом гидрометеорологических факторов // Метеорология и гидрология. 1971. № 5. С. 84-91.
3. Дмитренко В. П., Бердник А. А. Статистическая модель географического максимума урожайности сельскохозяйственных культур // Труды УкрНИГМИ. 1974. Вып. 131. С. 11-23.
4. Тооминг Х. Г. Экологические принципы максимальной продуктивности посевов. Ленинград: Гидрометеоздат, 1984. 264 с.
5. Тооминг Х. Г. Метод эталонных урожаев // Вестн. с.-х. науки. 1982. №3 (306). С. 89-94.
6. Дмитренко В. П. Погода, клімат і урожай польових культур. Київ: Ніка-Центр, 2010. 620 с.
7. Дмитренко В. П. Принципи і засоби визначення потенціалу урожаю сільськогосподарських культур за еколого-географічними засадами // Наук. праці УкрНДГМІ. 2005. Вып. 254. С. 9-29.
8. Дослідження впливу регіональних кліматичних змін в Україні на властивості агроєкосистем і механізми їх пристосування за міжрічної мінливості агрометеорологічних умов та несприятливих явищ. Звіт про НДР (заключний), 2/12. Київ: УГМІ. 2012. (№ держреєстрації 01124004652).
9. Антомонов Ю. Г. Моделирование биологических систем. Справочник. Київ: Наукова думка, 1977. 260 с.
10. Юзбашев М. М., Манелля А. И. Статистический анализ тенденций и колеблености. Москва: Финансы и статистика, 1983. 208 с.

REFERENCES

1. Dmitrenko V. P. Mathematical model of productivity of agricultural crops. *Trudy UkrNIGMI – Works of UHMI*, 1973, vol. 122, pp. 3-13. (In Russian)
2. Dmitrenko V. P. About the models of crop yields calculation with consideration of hydrometeorological factors. *Meteorologiya i gidrologiya – Meteorology and Hydrology*, 1971, № 5, pp. 84-91. (In Russian)
3. Dmitrenko V. P., Berdnik A. A. Statistical model of the geographical maximum of crop yields. *Trudy UkrNIGMI – Works of UHMI*, 1974, vol. 131, pp. 11-23. (In Russian)
4. Tooming Kh. G. *Ekologicheskiye printsipy maksimalnoy produktivnosti posevov* [Ecological principles of maximum crop productivity]. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984. 264 p.
5. Tooming Kh. G. Method of standard yields. *Vestn. s.-kh. nauki – Proceedings of agricultural science*, 1982, no. 3 (306), pp. 89-94. (In Russian)
6. Dmytrenko V. P. *Pohoda, klimat i urozhay pol'ovyykh kul'tur* [Weather, climate and crop yields]. Kyiv: Nika-Tsentr, 2010. 620 p.
7. Dmytrenko V. P. Principles and means of determination of potential crop yields on ecological and geographical bases. *Nauk. pratsi UkrNDHMI – Scientific Works of UHMI*, 2005, vol. 254, pp. 9-29. (In Ukrainian)
8. *Investigation of the influence of regional climatic changes in Ukraine on the properties of agroecosystems and mechanisms of their adaptation for intermittent variability of agrometeorological conditions and adverse events. Report about bresearch work*, № 01124004652, 2012 (In Ukrainian, unpublished)
9. Antomonov Yu. G. *Modelirovaniye biologicheskikh sistem. Spravochnik* [Modeling of biological systems. Directory]. Kiev: Naukova dumka, 1977, 260 p.
10. Yuzbashev M. M., Manellya A. I. *Statisticheskyy analiz tendentsiy i koleblenosti* [Statistical analysis of trends and fluctuations]. Moscow: Finance and statistics, 1983, 208 p.

DEVELOPMENT OF THE METHODOLOGY OF ESTIMATING OF AGRICULTURAL CROP YIELD POTENTIAL WITH CONSIDERATION OF CLIMATE AND AGROPHYTOTECHNOLOGY IMPACT

V. P. Dmytrenko¹, Dr, Prof.

L. P. Odnolyetok¹, JRF

O. O. Kryvoshein¹, PhD

A. V. Krukivska², PhD

¹Ukrainian Hydrometeorological Institute of State Emergency Service of Ukraine and National Academy of Science of Ukraine
03028, Ukraine, Kyiv, 37 Nauky Avenue

²Taras Shevchenko National University of Kyiv
01601, Ukraine, Kyiv, 64/13 Volodymyrska Street, Alkrukivska@ukr.net

In the paper it is outlined the main methodological positions and the results of the approbation of new approaches to the integrated assessment of the potential of crop yields.

There are considered the theoretical foundations of a joint assessment of the biological, ecological and anthropogenic components of the yield potential of agricultural crops which are based on the ecosystem concept and the mathematical model "Weather–Crop Yield" developed by V. P. Dmytrenko. In the considered approaches the peculiarities of the influence of various environmental factors on the formation of crop yields are determined by indicators of various potential yields – general, climatic and trend (agrotechnological). Each type of yield potential can be used for evaluation of the effectiveness of the conditions of field crop growing for each factor taken into account, as well as the optimality criterion in the agrometeorological adaptation strategies and also as a criterion for the degree of sensitivity of the yield level to the conditions of crops cultivating.

The developed approaches are tested on the example of estimation of long-term dynamics of winter wheat yield potential in Ukraine. According to the results of the evaluation of different factors of the potential of the productivity of winter wheat for the periods 1961–1990 and 1991–2010 the dominant importance of organizational and technological processes in comparison with the contribution of changes of agroclimatic conditions has been determined in both periods.

Keywords: conception, model, climate, agrophytotechnology, winter wheat, coefficient of productivity, economic maximum of crop yield

РАЗВИТИЕ МЕТОДОЛОГИИ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛА УРОЖАЙНОСТИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР С УЧЕТОМ ВЛИЯНИЯ КЛИМАТА И АГРОФИТОТЕХНОЛОГИЙ

В. П. Дмитренко¹, д-р геогр. наук

Л. П. Однолеток¹, мл. науч. сотр.

О. О. Кривошеин¹, канд. геогр. наук

А. В. Круковская², канд. геогр. наук

¹Український гідрометеорологічний інститут ГСЧС України і НАН України
03028, Україна, г. Київ, проспект Науки, 37

²Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
01601, Україна, г. Київ, ул. Владимирская, 64/13, Alkrukivska@ukr.net

В статье изложены теоретические основы совместной оценки биологической, экологической и антропогенной составляющих потенциала урожайности сельскохозяйственных культур, базирующиеся на экосистемной концепции и математической модели «Погода–урожай», разработанных В. П. Дмитренко. Приведены результаты пространственно-временного анализа потенциала урожайности озимой пшеницы на территории Украины по показателям общего, климатического и трендового хозяйственного максимумов урожайности с учетом устойчивости и изменчивости их уровней. На основе оценки разнофакторных показателей потенциала урожайности озимой пшеницы за 1961–1990 гг. и 1991–2010 гг. установлено доминирующее значение организационно-технологических процессов для формирования урожайности по сравнению с вкладом изменений агроклиматических условий в оба периода.

Ключевые слова: концепция, модель, климат, агрофитотехнологии, озимая пшеница, коэффициент продуктивности, хозяйственный максимум урожайности

Дата першого подання: 30. 08. 2017

Дата надходження остаточної версії: 12. 10. 2017

Дата публікації статті: 26. 10. 2017

УДК 551.534.7

ВПЛИВ ЗМІН КЛІМАТУ НА АГРОКЛІМАТИЧНІ УМОВИ ВЕГЕТАЦІЙНОГО ПЕРІОДУ ОСНОВНИХ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКИХ КУЛЬТУР

А. М. Польовий, д-р геогр. наук, проф.

Л. Ю. Божко, канд. геогр. наук, доц.

О. А. Барсукова, канд. геогр. наук, доц.

*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, apolevoy@te.net.ua*

Розглядаються в порівнянні показники волого-температурного режиму за період 1986 – 2005 рр. (базовий період) та очікувані їх зміни, розраховані за різними сценаріями змін клімату: GFDL-30 %, A1B, A2, RCP4,5 та RCP8,5 на період з 2021 – 2050 рр. по території України. Розрахунки показали, що очікуються найбільш різкі зміни кліматичних показників тепла та вологи в різних природно – кліматичних зонах в разі реалізації сценаріїв GFDL-30 %, A1B та A2. В разі реалізації сценаріїв змін клімату RCP4,5, RCP8,5 термічні показники очікуються на рівні середніх багаторічних в усіх природно-кліматичних зонах, окрім Південного Степу, де вони зростають. Різких змін в розподілі річних опадів по території України за цими сценаріями не слід очікувати. При цьому для більшості регіонів тренд на збільшення кількості опадів найбільш можливий у випадку розвитку сценарію викидів RCP4.5. Проте очікується певне зменшення загальної кількості опадів за рік в цілому, та особливо за літні сезони впродовж вегетаційного періоду сільськогосподарських культур.

Ключові слова: зміна клімату, потепління, вегетаційний період, температура повітря, суми температур, опади, вологозабезпеченість, коефіцієнт зволоження.

1. ВСТУП

Кліматичний режим кожного регіону формується як синтез особливостей температури, вологості, опадів, вітру, які базуються на закономірностях розподілу радіаційного, теплового та водного балансів і впливу атмосферної циркуляції. Різноманітність і величезна кількість кліматоутворювальних факторів зумовлює стан клімату з дуже ускладненим спектром коливань, в яких детермінований характер мають гармоніки річного та добового ходу. Наприкінці минулого і початку поточного століття науковцями відзначаються значні зміни кліматичних умов на всій Земній кулі через потепління, які на сьогодні є незаперечним фактом.

Дослідженнями особливостей різних процесів в атмосфері, за яких відбувається зміна волого-температурного режиму підстильної поверхні, займається широке коло міжнародної наукової спільноти. Було встановлено, що особливо велику роль в зміні клімату під час потепління відіграє зміна великомасштабної атмосферної циркуляції через те, що вона охоплює всі складові погодних умов. Вченими визнано той факт, що зміна клімату наприкінці минулого та в поточному столітті активізувалась. Це спричинило часові зрушення розвитку природних процесів, істотне підвищення температури повітря, збіль-

шення частоти екстремальних природних явищ тощо [1].

Підвищення приземної температури повітря в Північній півкулі спричинило різку між річну мінливість продуктивності сільського господарства через значну зміну агрокліматичних умов формування продуктивності сільськогосподарських культур.

Сільське господарство уявляє собою «цех під відкритим небом», характеризується значною інерційністю і через те є дуже вразливою галуззю до змін клімату.

У зв'язку з цим продовольча безпека України значною мірою буде залежати від ступеню адаптації сільськогосподарського виробництва до очікуваних змін майбутніх агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур [1, 2].

Майбутні зміни клімату є однією з найбільших проблем, що стоїть перед людством в новому столітті. Потреба в інформації про зміни клімату необхідна для того, щоб оцінити їх вплив на людину і природні системи з метою розвитку відповідних засобів адаптації і стратегії пом'якшення негативного впливу кліматичних змін на національному і навіть регіональному рівні.

2. ОГЛЯД ЛІТЕРАТУРИ

Дослідженнями особливостей різних процесів в атмосфері, за яких відбувається зміна волого-температурного режиму підстильної поверхні, займається широке коло дослідників [1-11]. Було встановлено, що особливо велику роль в зміні клімату під час потепління відіграє зміна великомасштабної атмосферної циркуляції через те, що вона охоплює всі складові погодних умов. Світовими вченими визнано той факт, що зміна клімату наприкінці минулого та в поточному столітті активізувалась [4-9, 10-13]. Це спричинило часові зрушення розвитку природних процесів, істотне підвищення температури повітря, збільшення частоти екстремальних природних явищ тощо.

При вивченні змін клімату, як критерії таких змін найчастіше використовуються глобальні кліматичні моделі, які є основними інструментами, що використовуються для проектування тривалості та інтенсивності змін клімату в майбутньому. При цьому використовуються кліматичні моделі різних рівнів складності, від простих кліматичних до моделей перехідної складності, повних кліматичних моделей і моделей усєї Земної кліматичної системи. Ці моделі розраховують майбутні кліматичні режими на основі низки сценаріїв зміни антропогенних факторів. Моделі дозволяють розглянути не тільки зміни глобального клімату, а і оцінити його регіональні аспекти.

Міжнародною Робочою групою міжнародних експертів зі змін клімату були розроблені чотири основних сюжетних лінії для послідовного виявлення зв'язків між факторами викидів газів у атмосферу та їх розвитком. Кожна сюжетна лінія має декілька різних сценаріїв з використанням різних концепцій моделювання можливої зміни клімату. Ці сценарії уявляють собою прогнози можливого розвитку подій у майбутньому у зв'язку зі збільшенням викидів газів з парниковим ефектом [1, 2].

При моделюванні прогностичних змін за різними сценаріями використовуються різні моделі. Так, сценарій *A2* – «жорсткий» представляється в регіональній кліматичній моделі *RCA3*. Сценарій зміни клімату *A1B* – «помірний» реалізується в регіональній кліматичній моделі *REMO*. Для нових кліматичних розрахунків, виконаних у рамках проекту *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5)* Всесвітньої програми досліджень клімату (*World Climate Research Programme*), використовується новий набір сценаріїв, а саме Репрезентативні

траєкторії концентрацій (*Representative Concentration Pathways – RCP*). Сценарії *RCP* ґрунтуються на комбінації комплексних оціночних моделей, простих кліматичних моделей та моделей атмосферної хімії і глобального вуглецевого циклу.

Різні сюжетні лінії та різні сценарії надають опис різноманітних варіантів майбутнього, які охоплюють широкий діапазон розрахункових характеристик. Сценарій зміни клімату *A1B* передбачає рівновагу між усіма джерелами енергії. Сценарій *A2* передбачає дуже неоднорідний світ, в якому першорядною темою буде самозабезпечення та збереження місцевої самобутності, сценарій *RCP4,5* передбачає стабілізацію викидів парникових газів в атмосферу, сценарій *RCP8,5* передбачає дуже високі рівні викидів парникових газів [1, 2].

Хоча *RCP* охоплюють широкий діапазон значень сукупних впливів, вони не включають весь спектр викидів, описаних в літературі, особливо по аерозолях.

В усіх сценаріях *RCP* атмосферна концентрація CO_2 є вищою за сьогоднішній рівень унаслідок зростання сукупних викидів CO_2 протягом XXI століття. Розроблено чотири сценарії *RCP*. Ці чотири *RCP* містять один сценарій зменшення викидів, який передбачає низький рівень впливу (*RCP2.6*); два сценарії стабілізації (*RCP4.5* і *RCP6.0*) і сценарій з дуже високими рівнями викидів парникових газів (*RCP8.5*) [1, 2, 9]. Згідно *RCP6.0* і *RCP8.5*, радіаційний вплив не досягає максимального значення до 2100 р., а продовжує постійно збільшуватись; в *RCP2.6* цей вплив досягає максимуму і потім знижується і в *RCP4.5* він стабілізується до 2100 р.

3. МЕТА І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Метою виконаного дослідження є оцінка змін клімату, що відбуваються і передбачаються та оцінка впливу цих змін на агрокліматичні умови вегетаційного періоду сільськогосподарських культур.

Для досліджень використовувались дані гідрометеорологічних параметрів, які реалізовані в регіональній кліматичній моделі *RACMO2*, яка поєднує в собі фізичні схеми, розроблені Європейським центром середньострокових прогнозів погоди (*ECMWF*) [7], і динамічну основу від моделі *HIRLAM* [9, 12].

Аналіз метеорологічних показників виконувався по основних агрокліматичних зонах України. Для виявлення змін сучасних агрокліматичних умов були використані дані 175 метеороло-

гічних станцій України.

Аналіз тенденції зміни клімату виконувався шляхом порівняння середніх багаторічних характеристик метеорологічних та агрометеорологічних показників за два періоди: перший з 1986 по 2005 рік (базовий період), другий період – з 2021 по 2050 рр. Показники агрокліматичних умов на період до 2050 рр. розраховані за кліматичними сценаріями *GFDL 30 %*, *A1B*, *A2*, *RCP4.5*, *RCP8.5*.

За основні кліматичні та агрокліматичні характеристики температурного режиму вегетаційного періоду були розглянуті:

- дати стійкого переходу температури повітря через 5, 10 °С навесні та восени;
- тривалість періоду з температурами повітря вище 5, 10 °С;
- суми позитивних температур повітря за період з температурами вище 5, 10 °С;

Початок вегетації рослин (перехід температури через 5 °С) в середньому багаторічному (період 1986 – 2005 рр.) навесні починався з кінця другої декади березня в Південному Степу до середини першої декади квітня у Поліссі і закінчувався восени від другої декади листопада Південному Степу і третьої декади жовтня в інших природно – кліматичних зонах України (табл. 1). Тривалість періоду з температурами вище 5 °С становила в Поліссі – 206 днів, в Лісостеповій зоні та в Північному Степу – 212 днів, в Південному Степу – 236 днів. За цей період накопичувалась сума активних температур відповідно 2861 °С, 3136 °С, 3356 °С та 3771 °С. Середня температура січня була -3,0 °С, середня температура липня – 19,4 °С. Амплітуда температур становила 22,4 °С.

Перехід температури повітря через 5 °С навесні за сценаріями *GFDL-30 %*, *A1B* та *A2* наставатиме навесні раніше, восени – пізніше середніх багаторічних термінів, що спричинить збільшення тривалості періоду з температурами вище 5 °С. Розрахунки за сценаріями *RCP4.5*, *RCP8.5* показали, що навесні перехід температури повітря через 5 °С наставатиме пізніше в Поліссі на 4–7 днів, у Лісостепу – на 12 днів. В Степовій зоні ці терміни співпадатимуть з датами базового періоду. Зростуть і суми температур, але за різними сценаріями вони очікуватимуться різними в різних природно – кліматичних зонах. Найвищі до 2050 року суми температур вище 5 °С очікуються за сценарієм *GFDL-30 %* в усіх природно – кліматичних зонах України (табл. 1): у Поліссі – 4170 °С, Лісостепу – 4456 °С, Північному Степу – 5077 °С, в Півден-

ному Степу -5470 °С. В разі реалізації сценаріїв *A1B* та *A2* суми температур вище 5 °С становитимуть відповідно 3415 °С, 3057 °С у Поліссі, 3393 °С, 3016 °С в Лісостепу, 3895 °С, 3479 °С в Північному Степу та 5123 °С, 3479 °С в Південному Степу.

В разі реалізації сценаріїв *RCP4.5*, *RCP8.5* в районі Полісся і Північного Степу суми температур вище 5 °С залишаться майже на рівні середніх багаторічних і становитимуть відповідно 2800 та 3010 °С. В районі Лісостепової зони вони будуть нижчими від середніх багаторічних на 230 – 280 °С і становитимуть 2400 – 2500 °С. В Південному Степу вони очікуються на рівні середніх багаторічних за сценарієм *RCP4.5*, а за сценарієм *RCP8.5* вищими на 100 °С.

Основний вегетаційний період більшості сільськогосподарських культур співпадає з періодом з температурою повітря вище 10 °С. Розглянемо як за розрахунками за сценаріями можливих змін клімату змінюватиметься термічний режим в різних природно – кліматичних зонах України за період з температурами вище 10 °С в порівнянні з показниками термічного режиму базового періоду.

Як видно із табл. 1 середні багаторічні дати переходу температури повітря через 10 °С, (тобто в базовий період) навесні відзначались від 22 квітня у Поліссі до 14 квітня у Південному Степу.

Восени дата переходу температури повітря через 10 °С змінювалась від 1 жовтня у Поліссі до 19 жовтня у Південному Степу, при цьому тривалість періоду з температурами вище 10 °С зростала від 162 днів у Поліссі до 186 днів у Південному Степу. Суми температур за цей період також зростали з півночі на південь і становили в Поліссі 2582 °С, в Лісостепу – 2817 °С, у Північному Степу – 3010 °С та у Південному Степу – 3322 °С.

За сценарієм *GFDL-30 %* перехід температури повітря через 10 °С у Поліссі і Лісостеповій зоні в розрахунковий період буде спостерігатись навесні на 28 – 30 днів раніше середніх багаторічних і восени на 26 – 30 днів пізніше. Це продовжить тривалість періоду з температурами вище 10 °С до 215 – 217 днів. Накопичена сума температур становитиме 3766 та 3880 °С відповідно, що вище середніх багаторічних сум на майже на 1300 °С.

Таблиця 1 – Порівняльна характеристика середніх багаторічних показників термічного режиму з показниками, розрахованими за різними сценаріями змін клімату на території України

Сценарії змін клімату на період 2021 – 2050 рр.	Дати переходу температури повітря через				Тривалість періоду з температурами повітря вище		Суми температур за період з температурами вище	
	весна		осінь					
	5 °C	10 °C	5 °C	10 °C	5 °C	10 °C	5 °C	10 °C
Полісся								
Базовий період 1986-2005 рр.	6.04	22.04	29.10	1.11	206	160	2861	2582
<i>GFDL 30%</i>	2.03	22.03	20.11	23.10	263	215	4170	3766
<i>A1B</i>	24.03	22.03	8.11	20.10	218	190	3415	3126
<i>A2</i>	20.03	19.04	10.11	9.10	218	174	3057	2715
<i>RCP4,5</i>	10.04	1.05	25.10	30.09	197	153	2795	2409
<i>RCP8,5</i>	13.04	1.05	25.10	30.09	194	153	2873	2563
Лісостеп								
Базовий період 1986-2005 рр.	31.03	19.04	27.10	3.10	212	168	3136	2817
<i>GFDL 30%</i>	1.03	21.03	25.11	27.10	270	220	4456	4073
<i>A1B</i>	28.03	14.04	6.11	18.10	243	187	3393	3183
<i>A2</i>	26.03	19.04	26.10	7.10	215	171	3016	2701
<i>RCP4,5</i>	12.04	29.04	27.10	1.10.	204	156	2847	2415
<i>RCP8,5</i>	12.04	21.04	1.11	1.10	204	168	2901	2584
Північний Степ								
Базовий період 1986-2005 рр.	1.04	17.04	30.10	7.10	213	173	3356	3010
<i>GFDL 30%</i>	10.02	5.03	13.12	10.11	308	250	5077	4775
<i>1B</i>	18.03	9.04	18.11	16.10	245	189	3895	3503
<i>A2</i>	14.03	15.04	7.11	8.10	240	186	3479	3036
<i>RCP4,5</i>	3.04	21.04	29.10	10.10	207	174	3325	3041
<i>RCP8,5</i>	1.04	21.04	27.10	5.10	210	170	3338	3090
Південний Степ								
Базовий період 1986-2005 рр.	19.03	14.04	18.11	24.10	238	188	3771	3388
<i>GFDL 30%</i>	10.02	7.03	14.12	11.11	306	248	5471	4926
<i>A1B</i>	12.02	27.03	15.12	6.11	280	198	5123	4469
<i>A2</i>	4.03	6.04	7.11	18.10	259	195	3479	3870
<i>RCP4,5</i>	3.04	11.04	10.11	20.10.	215	213	3900	3464
<i>RCP8,5</i>	22.03	21.04	10.11	20.10	234	227	3999	3413

Аналіз розрахунків за сценарієм *A1B* показав, що дати переходу температури повітря через 10 °C в Поліссі будуть майже співпадати з середніми багаторічними. Восени відхилення будуть більш значними, що сприятиме збільшенню тривалості періоду до 184 днів. Суми температур вище 10 °C становитимуть біля 3120 °C.

Розрахунки за сценарієм *A2* показали, що в Поліссі та Лісостеповій зоні тенденції змін дат переходу відповідатимуть тенденціям змін, які спостерігатимуться за сценарієм *A1B*, але суми

температур вище 10 °C становитимуть 2715 °C, тобто майже на 400 °C нижче, ніж за попереднім сценарієм.

Розрахунки дат настання переходу температури повітря через 10 °C за сценаріями *RCP4,5* та *RCP8,5* навесні показують, що вони будуть наставати пізніше в Поліссі – на 8 днів, у Північному Степу – на 4 дні, у Лісостепу за сценарієм *RCP4,5* – на 10 днів, за сценарієм *RCP8,5* будуть однаковими із середніми багаторічними. У Південному Степу за сценарієм *RCP4,5* вони наста-

ватимуть раніше на 4 дні, за сценарієм *RCP8,5* – пізніше на 6 днів. Восени дати переходу температури повітря через $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ у Поліссі, Лісостепу та Південному Степу будуть співпадати із середніми багаторічними за обома сценаріями і лише в Північному Степу ці дати будуть незначно відхилятися від середньої багаторічної. За сценарієм *RCP4,5* вони наставатимуть пізніше на 3 дні, за сценарієм *RCP8,5* – на два дні раніше середніх багаторічних. Тривалість періоду з температурами повітря вище $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ в Поліссі буде коротшою ніж тривалість в базовий період на 10 днів, у Лісостепу – на 7 – 18 днів, за обома сценаріями у Степовій зоні тривалість періоду буде однаковою, або нижчою ніж в базовий період.

Суми температур за сценаріями в *RCP4,5* та *RCP8,5* Поліссі та Лісостепу будуть трохи нижчими від сум температур за базовий період і становитимуть $2450 - 2550\text{ }^{\circ}\text{C}$, що нижче від середніх багаторічних майже на $200 - 250\text{ }^{\circ}\text{C}$. В Північному Степу очікувані суми будуть майже однакові з середніми багаторічними і становитимуть $3040 - 3090\text{ }^{\circ}\text{C}$. І тільки в Південному Степу очікувані суми температур вище $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ будуть вищими ніж в базовий період за обома сценаріями і становитимуть відповідно $3460 - 3410\text{ }^{\circ}\text{C}$.

В *Північному Степу* в разі реалізації сценарію *GFDL-30 %* дата переходу температури повітря через $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ очікуватиметься навесні на 30 – 38 днів раніше середньої багаторічної дати. Восени – наставатиме на місяць пізніше середньої багаторічної дати і тривалість періоду становитиме біля 185 днів. Сума температур накопичиться значно вища середньої багаторічної і становитиме – $4500\text{ }^{\circ}\text{C}$. Різниця між накопиченими сумами температур за сценарієм *GFDL-30 %* і середньою багаторічною сумою температур становитиме відповідно $1466\text{ }^{\circ}\text{C}$.

За умов реалізації сценарію *A1B* в зоні Північного Степу дата переходу температури повітря через $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ навесні наставатиме на 8 днів раніше, ніж в базовий період. Восени цей перехід буде спостерігатись пізніше на 16 днів. Тривалість періоду з температурами повітря вище $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ буде становити біля 196 днів. Сума температур вище $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ становитиме $3503\text{ }^{\circ}\text{C}$.

За умови реалізації сценарію *A2* розрахована дата переходу температури повітря через $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ наставатиме в термін близький до середнього багаторічного як навесні та восени. Тому і тривалість періоду з температурами вище $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ буде близькою до середньої багаторічної і становитиме 175 днів.

В *Південному Степу* за розрахунками за сценарієм *GFDL-30 %* в дата переходу температури

повітря через $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ весною спостерігатиметься більше, ніж на місяць раніше середньої багаторічної, а восени на 28 днів пізніше тієї ж середньої багаторічної. Значно зросте тривалість періоду у порівнянні з середньою багаторічною і становитиме 183 дні. Суми температур, що накопичаться, становитимуть $4069\text{ }^{\circ}\text{C}$, що вище середніх багаторічних на $1309\text{ }^{\circ}\text{C}$.

За сценарієм *A1B* найбільші відмінності будуть спостерігатись в Лісостеповій зоні і в Південному Степу. За сценарієм *A2* – в Південному Степу. За сценаріями *RCP4,5* та *RCP8,5* суттєві зміни в температурному режимі прогноуються тільки на півдні та сході України. При цьому за даними сценарію *RCP4,5* прогноуються суттєве зменшення сезонних зимових температур повітря.

Як видно із всього вищесказаного показники термічного режиму, які очікуватимуться в період з 2021 п 2050 рр., розраховані за різними сценаріями можливих змін клімату, відрізняються між собою як в кожній зоні, так і в цілому по Україні. Найбільші відмінності в усіх зонах очікуються за сценарієм *GFDL-30 %*. За цим сценарієм відмінності в показниках термічного режиму зростатимуть в напрямку з півночі на південь.

Опади є основним джерелом зволоження земної поверхні і з цієї точки зору вони визначають стан багатьох природних ресурсів. Тому поняття просторово-часової мінливості структури поля опадів сучасності та їхні майбутні зміни відіграють важливу роль в прогнозах кліматично-зумовлених природних ресурсів.

Але оцінка вологозабезпеченості території тільки за сумою опадів буде не зовсім повною через те, що опади це лише одна із характеристик прибуткової частини водного балансу. Тому для більш надійної характеристики вологозабезпеченості потрібно також використовувати показники вологопотребі рослин та фактичного водоспоживання. Співвідношення цих двох величин може бути надійним показником вологозабезпеченості території [8].

Для характеристики умов зволоження аналізувались такі ж періоди як і для теплозабезпеченості: базовий – 1986 – 2005 рр. та розрахунковий за кліматичними сценаріями *GFDL-30 %*, *A1B*, *A2*, *RCP4,5*, *RCP8,5* період 2021 – 2050 рр. При цьому розглядались такі показники:

- сума опадів за періоди: зима, весна, літо, осінь, зима, рік;
- сума опадів за періоди з температурами повітря вище $5, 10\text{ }^{\circ}\text{C}$;
- сумарне випаровування, випаровуваність, дефіцит випаровування;

– коефіцієнт зволоження – гідротермічний коефіцієнт Г. Т. Селянинова (ГТК) за період травень – серпень.

Згідно проведених нами розрахунків, у кожній природно-кліматичній зоні, як і на всій території України в цілому, по сезонах року спостерігаються значні коливання очікуваної кількості опадів на період до 2050 року (табл. 2).

В період з 2021 по 2050 рр. за двома сценаріями зміни клімату *CFDL-30 %* та *A1B* очікуватиметься приблизно однакова сума опадів, але вона буде на 5 % меншою, ніж в базовий період в Поліссі, Лісостепу та Північному Степу і становитиме відповідно 104, 108 та 103 % від базового періоду. В Південному Степу кількість опадів становитиме 525 мм за сценарієм *CFDL-30 %* мм, тобто 113 % від норми. За сценаріями *A1B* та *A2* сума опадів зменшиться до 414 мм та 376 мм і становитиме відповідно 89 %, а 81 % від базової.

За обома сценаріями *RCP4,5* та *RCP8,5* в усіх природно-кліматичних зонах України на період з 2021 по 2050 рр. очікується зменшення річних сум опадів. Причому зменшення очікується однаково за обома сценаріями у Поліссі і Лісостеповій зонах, до 91 % від опадів базового періоду. У Північному Степу зменшення річних сум опадів буде більш відчутним і становитиме тільки 87 – 85 % опадів базового періоду, у Південному Степу за сценарієм *RCP4,5* сума опадів очікуватиметься на рівні 370 – 380 мм, що становитиме 81 % від суми опадів базового періоду. В разі реалізації сценарію *RCP8,5* очікувана сума опадів за рік становитиме близько 420 мм, тобто 88 % від середньої багаторічної суми базового періоду.

Згідно проведених нами розрахунків у кожній природно-кліматичній зоні по сезонах року будуть спостерігатись значні коливання опадів.

Для розрахункового періоду 2021 – 2050 рр. за усіма сценаріями в усіх природно-кліматичних зонах, окрім Південного Степу, очікується збільшення опадів взимку та навесні. Найменша сума опадів очікуватиметься за сценарієм *A1B* – 152 мм, тобто всього на 5 % вище від базової суми. Найвища сума опадів очікується за сценарієм *CFDL-30 %* – 232 мм, 169 % від середньої багаторічної. За сценаріями *RCP4,5* та *RCP8,5* це збільшення буде незначним і становитиме 107 – 108 % в порівнянні з базовим періодом. Навесні збільшення сум опадів буде відчутнішим і становитиме 131 – 132 % середньої багаторічної суми за цей період і Поліссі, Лісосте-

пу та Північному Степу. В Південному Степу найменша кількість опадів весною передбачається в разі реалізації сценаріїв *A2* та *RCP4,5*, відповідно 75 та 94 % від сум опадів базового періоду.

Влітку збільшення опадів прогнозується тільки за трьома сценаріями *CFDL-30 %*, *A1B* та *A2*. За сценаріями *RCP4,5*, *RCP8,5* очікуватиметься різке зменшення сум опадів відповідно до 69 та 59 мм, що становитиме 45 та 39 % від сум опадів базового періоду.

Восени збільшення сум опадів в Поліссі слід чекати тільки в разі реалізації сценаріїв *A1B* та *A2*. За іншими сценаріями очікується зменшення сум опадів до 84 – 88 % від базової.

В Лісостеповій зоні і в зоні Північного Степу восени збільшення сум опадів в порівнянні з базовим періодом слід чекати тільки в разі реалізації сценарію *A2*. В разі реалізації сценарію *A1B* опади будуть очікуватись на рівні середніх багаторічних сум. За іншими сценаріями в цей період очікується зменшення сум опадів.

В зоні Південного Степу сума опадів восени за усіма сценаріями буде очікуватись менше, ніж в базовий період. Особливо значне зменшення сум опадів буде відзначатись за сценарієм *A1B*.

Зміна в режимі опадів спричинить зміну інших показників зволоження, а саме: випаровування, випаровуваності, дефіциту випаровування та коефіцієнту зволоження Г. Т. Селянинова (ГТК).

Як видно із табл. 2 сумарне випаровування збільшиться по території України в разі реалізації сценаріїв *CFDL-30 %*, *A1B* та *A2*. За сценаріями *RCP4,5*, *RCP8,5* величини сумарного випаровування зменшаться в усіх зонах, особливо відчутне це зменшення буде в Лісостеповій зоні в разі реалізації сценарію *RCP4,5*. Аналогічний висновок можна також зробити, аналізуючи зміни випаровуваності та дефіциту випаровування.

Аналізуючи значення коефіцієнта зволоження ГТК по природно-кліматичних зонах України можна сказати, що збільшення сум опадів спричинить підвищення ГТК тільки в зоні Полісся в разі реалізації будь-якого сценарію. В Лісостеповій зоні тільки в разі реалізації сценарію *A2* ГТК зросте до 1,5 відн. од. та залишиться без зміни в зоні Північного Степу. В зоні Південного Степу найменше значення ГТК очікується в разі реалізації сценаріїв *A1B* та *A2* – 0,5 відн. од., та сценарію, *RCP8,5* – 0,68 відн. од.

Таблиця 2 – Порівняльна характеристика середніх багаторічних показників зволоження з показниками, розрахованими за різними сценаріями зміни клімату на території України

Сценарії зміни клімату на період 2021 – 2050 рр.	Сума опадів за періоди, мм						Сумарне випарювання, мм	Випарюваність, мм	Дефіцит випарювання, мм	ГТК, відн. од.	
	З температурою повітря вище		зима	весна	літо	Осінь					рік
	5 °С	10 °С									
Полісся											
Базовий період	421	368	102	137	229	152	620	506	1310	805	1,4
<i>GFDL</i> 30 %	596	511	117	232	264	135	748	582	1741	1159	1,4
<i>A1B</i>	481	401	157	152	242	189	732	587	1158	571	1,3
<i>A2</i>	537	444	161	202	276	176	785	636	1096	460	1,68
<i>RCP4,5</i>	374	306	112	102	154	133	595	436	872	436	1,5
<i>RCP8,5</i>	366	312	116	190	156	128	590	409	835	426	1,56
Лісостеп											
Базовий період	429	367	85	138	222	154	599	500	1351	851	1,3
<i>GFDL</i> 30 %	523	469	196	167	243	153	763	531	1662	1131	1,23
<i>A1B</i>	459	383	184	193	240	143	704	601	1166	565	1,31
<i>A2</i>	514	440	168	193	268	171	800	610	1082	472	1,5
<i>RCP4,5</i>	331	272	100	185	142	116	543	331	703	372	1,2
<i>RCP8,5</i>	366	312	117	174	146	119	556	357	727	370	1,25
Північний Степ											
Базовий період.	374	315	96	136	171	135	536	456	1347	891	1,05
<i>GFDL</i> 30 %	454	3912	130	98	199	129	512	1807	1221	586	0,96
<i>A1B</i>	351	295	145	128	169	86	560	511	1270	759	0,9
<i>A2</i>	460	340	149	161	192	142	643	550	1168	618	1,1
<i>RCP4,5</i>	247	201	124	134	86	131	475	397	861	464	0,87
<i>RCP8,5</i>	303	190	130	138	75	121	454	348	845	497	0,85
Південний Степ											
Базовий період.	321	264	81	116	153	125	475	388	1401	1014	0,8
<i>GFDL</i> 30 %	424	375	115	115	194	116	514	569	1834	1265	0,75
<i>A1B</i>	322	232	122	117	91	98	428	450	1452	1002	0,5
<i>A2</i>	302	193	117	87	69	102	376	420	1339	919	0,5
<i>RCP4,5</i>	202	186	95	108	59	103	374	297	1010	713	0,8
<i>RCP8,5</i>	243	172	114	122	60	110	406	348	940	592	0,68

4. ВИСНОВОК

Можна відзначити, що протягом 2021 – 2050 рр. за різними сценаріями змін клімату слід очікувати різних змін у вологотемпературному режимі в різних природно – кліматичних зонах. Найвідчутніші зміни відбуватимуться впродовж вегетаційного періоду сільськогосподарських культур в разі реалізації сценаріїв *GFDL*-30 %, *A1B* та *A2*.

Найбільші відмінності термічних показни-

ків в усіх зонах очікуються за сценарієм *GFDL*-30 % і вони зростатимуть в напрямку з півночі на південь. За сценарієм *A1B* найбільші відмінності будуть спостерігатись в Лісостеповій зоні і в Південному Степу. За сценарієм *A2* – в Південному Степу. За сценаріями *RCP4,5* та *RCP8,5* суттєві зміни в температурному режимі прогнозуються тільки на півдні та сході України. При цьому за даними сценарію *RCP4,5* прогнозується суттєве зменшення

сезонних зимових температур повітря.

На основі аналізу результатів розрахунків за різними кліматичними сценаріями показників вологозабезпеченості по природно – кліматичних зонах України за період з 2021 по 2050 рр. можна сказати, що очікуються найбільш різкі зміни кліматичних показників зволоження в різних природно–кліматичних зонах в разі реалізації сценаріїв *GFDL-30 %*, *A1B* та *A2*. В разі реалізації сценаріїв змін клімату *RCP4,5*, *RCP8,5* різких змін в розподілі опадів по території України не слід очікувати. Найбільша кількість опадів в середньому за рік та по сезонам прогнозується для західних областей країни, найменша – для південних. При цьому для більшості регіонів тренд на збільшення кількості опадів найбільш можливий у випадку розвитку сценарію викидів *GFDL-30 %*. Проте за сценаріями *RCP4,5* та *RCP8,5* очікується певне зменшення загальної кількості опадів за рік в цілому, та особливо за літні сезони, протягом досліджуваного очікуваного тридцятирічного періоду в порівнянні з фактичним 1986–2005 рр.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Агрокліматичний довідник по території України / за ред. Т. І. Адаменко, М. І. Кульбіді, А. Л. Прокопенко. Кам'янець-Подільськ, 2011. 107 с.
- Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України / за ред. С. М. Степаненка, А. М. Польового. Одеса: Екологія, 2011. 694 с.
- Последствия изменения климата для России // Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений / Ю. А. Израэль, Ю. А. Антохин и др. М.: Наука, 2001. С. 40-64.
- Верифікація даних світового кліматичного центру (CRU) та регіональної моделі клімату (REMO) щодо прогнозу приземної температури повітря за контрольний період 1961-1990 рр. / С. В. Краковська, Л. В. Паламарчук, І. П. Шедемєнко, Г. О. Дюкель, Н. В. Гнатюк // Наук. праці УкрНДГМІ. 2008. № 257. С. 42-60.
- Логинов В. Ф. Причины и следствия климатических изменений. Минск: Наука і техніка, 1992. 320 с.
- Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / под ред. С. М. Семенова. М., 2012. 511 с.
- Полевой А. Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 175 с.
- Польовий А. М. Сільськогосподарська метеорологія. Одеса. «ТЕС», 2012. 635 с.
- Тарко А. М. Антропогенные изменения глобальных биосферных процессов. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2005. 231 с.
- Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату / за ред. В. В. Васильченка, М. В. Рацуна, І. В. Трохимової. К.: Агентство з раці-
- онального використання енергії та екології, 1998. 208 с.
- Christensen J. H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R. K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C. G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr, P. Whetton. Regional Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of WG I to the Fourth Assessment Report of the IPCC* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007. 94 p. (Eds: Solomon S. D., Qin M., Manning Z., Chen M., Marquis K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller).
- Jacob D., B. J. M. Van den Hurk, U. Andre, G. Elgered, C. Fortelius, L. P. Graham, S. D. Jackson, U. Karstens, Chr. Kopken, R. Lindau, R. Podzun, B. Rockel, F. Rubel, B. H. Sass, R. N. B. Smith, X. Yang. A comprehensive model inter-comparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period. *Meteor. Atm.*, 2001, no. 77, pp. 61-73.
- Roeckner E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dumenil, M. Esch, U. Schlese, U. Schulzweida. *The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate*. Max-Planck-Institute für Meteorologie, Report. 1996, no. 218.

REFERENCES

- Adamenko T. I., Kul'bida M. I., Prokopenko A. L. (Eds). *Ahroklimatychnyy dovidnyk po terytoriiy Ukrainy* [An agroclimatic reference book on territories of Ukraine]. Kamyanyets-Podilsk, 2011. 107 p.
- Stepanenko S. M., Pol'ovyy A. M. *Otsinka vplyvu klimatychnykh zmin na haluzi ekonomiky Ukrainy* [An estimation of influence of climatic changes on industry of economy of Ukraine]. Odessa: Ekolohiya, 2011. 694 p.
- Israhel Ya, Antokhin Ya etc. Consequences of climate change for Russia. *Sostoyanie i kompleksnyy monitoring prirodnoy sredy i klimata. Predely izmeneniy* [The State and complex monitoring of natural environment and climate. Limits of changes]. Moscow: Nauka, 2001, pp. 40-64. (In Russian)
- Krakovs'ka S. V., Palamarchuk L. V., Shedemenko I. P., Dyukel' G. O., Gnatyuk N. V. *Nauk. pratsi UkrNDGMI-Proc. UkrSRHMI*, 2008, no. 257. pp. 42-60. (In Ukrainian)
- Loginov V. F. *Prichiny i sledstviya klimaticheskikh izmeneniy* [Causes and effects of climatic changes]. Minsk: Navuka i tekhnika, 1992. 230 p.
- Semenov S. M. (Ed.). *Metody otsenki posledstviy izmeneniya klimata dlya fizicheskikh i biologicheskikh sistem* [Methods of estimation of consequences of change of climate for fisical and biological systems]. Moscow, 2012. 511 p.
- Polevoy A. N. *Teoriya i raschet produktivnosti sel'skokhozyaystvennykh kul'tur* [Theory and calculation of the productivity of agricultural cultures]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1983. 175 p.
- Pol'ovyy A. M. *Sil's'kohospodars'ka meteorolohiya* [Agricultural meteorology]. Odessa. «TES», 2012. 635 p.
- Tarko A. M. *Antropogennyye izmeneniya global'nykh biosfernykh protsessov* [Anthropogenic changes of global biosphere processes]. Moscow: FYZMATLYT, 2005. 231 p.
- Vasyl'chenko V. V., Rashchun M. V., Trohymova I. V. *Ukraina ta global'nyy pamykovyy efekt. Knyha 2. Vraz-*

- lyvist' i adaptatsiya ekolohichnykh ta ekonomichnykh system do zminy klimatu [Ukraine and global hotbed effect. Book 2. Impressionability and adaptation of the ecological and economic systems to the change of climate]. Kyiv: Agency for Rational Energy Use and Ecology, 1998. 208 p.
11. Christensen J. H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R. K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C. G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr, P. Whetton. Regional Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of WG I to the Fourth Assessment Report of the IPCC* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007. 94 p. (Eds: Solomon S. D., Qin M., Manning Z., Chen M., Marquis K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller).
 12. Jacob D., B. J. M. Van den Hurk, U. Andre, G. Elgered, C. Fortelius, L. P. Graham, S. D. Jackson, U. Karstens, Chr. Kopken, R. Lindau, R. Podzun, B. Rockel, F. Rubel, B. H. Sass, R. N. B. Smith, X. Yang. A comprehensive model inter-comparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period. *Meteor. Atm.*, 2001, no. 77, pp. 61-73.
 13. Roeckner E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dumenil, M. Esch, U. Schlese, U. Schulzweida. *The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate*. Max-Planck-Institute für Meteorologie, Report. 1996, no. 218.

IMPACT OF CLIMAT CHANGES ON AGRO-CLIMATIC INDICES OF THE VEGETATIVE PERIOD OF MAIN AGRICULTURAL CROPS

A. N. Polevoy, Dr. Sci. (Geogr.), prof.
L. E. Bozhko, Cand. Sci. (Geogr.), associate prof.
E. A. Barsukova, Cand. Sci. (Geogr.), associate prof.

Odessa State Environmental University, 15
Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, apolevoy@te.net.ua

Article in question investigates indicators of the moisture-temperature regime for the period of 1986 - 2005 (base period) and compares them to their expected changes calculated for different scenarios of climate change *GFDL-30 %*, *A1B*, *A2*, *RCP4,5* and *RCP8,5* for the period of 2021 – 2050 on the territory of Ukraine. Calculations revealed that most abrupt changes in moisture-temperature indicators in different soil-climatic zones of Ukraine can be expected in case of scenarios *GFDL-30 %*, *A1B* and *A2*. In case of scenarios of climate change *RCP4,5*, *RCP8,5* thermal indicators are expected to be at the level of multilevel averages in all natural and climatic zones of Ukraine, except for Southern Steppe, where they are expected to grow. The greatest changes in all areas are expected under scenario *GFDL-30 %*, and they will increase from north to south. Under scenario *A1B* the greatest difference between calculated values and average multi-year values will be observed in the Forest-Steppe zone and in the Southern Steppe. Under scenarios *RCP4,5* и *RCP8,5* significant changes in the temperature regime are predicted only for the south and east of Ukraine. At the same time, according to the scenario of *RCP4,5*, a significant increase in seasonal winter air temperatures is forecasted.

Analysis of the results of calculations for different climatic scenarios of water availability indicators for different natural and climatic zones of Ukraine for the period from 2021 to 2050 revealed that the most drastic changes in the climatic parameters of humidification are expected in the case of the scenarios *GFDL-30 %*, *A1B* and *A2*. In case of climate change scenarios *RCP4,5*, *RCP8,5*, no quick changes in the distribution of precipitation over the territory of Ukraine should be expected. The greatest amount of precipitation for the year and in average for the seasons of the year is projected for the western regions of the country, the least one - for the southern regions. At the same time, for most regions the trend to increase the amount of precipitation is most likely in the case of the development of the *GFDL-30 %*, *A1B* and *A2* scenarios. However, according to the scenarios *RCP4,5* and *RCP8,5*, rainfall is expected to decline for the year as a whole and especially in the summer season in comparison with the actual for 1986 – 2005.

Keywords: climate change, warming, vegetation period, air temperature, sum of temperatures, precipitation, moisture availability, humidification factor.

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА АГРОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ВЕГЕТАЦИОННОГО ПЕРИОДА ОСНОВНЫХ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР

А.М. Полевой, д-р геогр. наук, проф.,

Л.Е. Божко, канд. геогр. наук, доц.

Е.А. Барсукова, канд. геогр. наук, доц.

*Одесский государственный экологический университет
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, apolevoy@te.net.ua*

Рассматриваются в сравнении показатели влажно-температурного режима за период 1986 – 2005 гг. (базовый период) и ожидаемые их изменения, рассчитанные за разными сценариями изменения климата GFDL-30 %, A1B, A2, RCP4,5 та RCP8,5 на период 2021 – 2050 гг. по территории Украины. Расчеты показали, что в ожидаются наиболее резкие изменения влажно-температурных показателей в разных почвенно-климатических зонах Украины в случае реализации сценариев GFDL-30 %, A1B и A2. В случае реализации сценариев изменения климата RCP4,5, RCP8,5 термические показатели ожидаются на уровне средних многолетних во всех природно-климатических зонах Украины, кроме Южной Степи, где они возрастут. Наибольшие различия во всех зонах ожидаются в по сценарию GFDL-30 % и они будут возрастать с севера на юг. По сценарию A1B наибольшая разница между расчетными величинами и средними многолетними будет наблюдаться в Лесостепной зоне и в Южной Степи. По сценарию A2 – в Южной Степи. По сценариям RCP4,5 и RCP8,5 существенные изменения в температурном режим прогнозируются только на юге и востоке Украины. При этом по данным сценария RCP4.5 прогнозируется существенное повышение сезонных зимних температур воздуха.

Анализ результатов расчетов по разным климатическим сценариям показателей влажно-обеспеченности по разным природно-климатическим зонам Украины за период с 2021 по 2050 гг. показал, что наиболее резкие изменения климатических показателей увлажнения ожидаются в случае реализации сценариев GFDL-30 %, A1B и A2. В случае реализации сценариев изменения климата RCP4,5, RCP8,5 резких изменений в распределении осадков по территории Украины ожидать не следует. Наибольшее количество осадков за год и в среднем по сезонам года прогнозируется для западных областей страны, наименьшее – для южных. При этом для большинства регионов тренд на увеличение количества осадков наиболее вероятен в случае развития сценария GFDL-30 %, A1B и A2. Однако по сценариям RCP4,5 и RCP8,5 ожидается уменьшение количества осадков за год в целом и особенно в летний сезон в сравнении с фактическими за 1986 – 2005 гг.

Ключевые слова: изменение климата, потепление, вегетационный период, температура воздуха, суммы температур, осадки, влагообеспеченность, коэффициент увлажнения.

Дата первого подання : 29. 05. 2017

Дата надходження остаточної версії : 18. 09. 2017

Дата публікації статті : 26. 10. 2017

УДК 633.85: 551.58

МОДЕЛЮВАННЯ ПРОДУКТИВНОСТІ СОНЯШНИКУ В УМОВАХ МАЙБУТНІХ ЗМІН КЛІМАТУ В УКРАЇНІ ЗА СЦЕНАРІЯМИ АНТРОПОГЕННОГО ВПЛИВУ RCP

О. Л. Жигайло¹, канд. геогр. наук, доц.
Т. С. Жигайло², канд. с.-г. наук, наук. співроб.

¹ Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, elenajigaylo@gmail.com

² ННЦ «Інститут виноградарства і виноробства ім. В. Є. Таїрова»,
вул. 40-річчя Перемоги, 27, 65496, смт. Таїрове, Одеса, Україна, fanenger@gmail.com

У статті розглянуто агрокліматичні умови формування продуктивності соняшнику під впливом змін клімату за сценаріями RCP 4.5 і RCP 8.5. На основі моделі водно-теплового режиму та формування продуктивності соняшнику проведено розрахунки та порівняльний аналіз урожайності насіння соняшнику в кліматичні періоди 1986-2005 рр. та 2021-2050 рр. При реалізації обох сценаріїв очікувані погодні умови будуть більш сприятливими для вирощування соняшнику в Східному Лісостепу України. Найбільший ризик недобору врожаю насіння соняшнику в окремі роки очікуватиметься в Південному Степу України, найзначніші втрати слід очікувати за умов реалізації сценарію RCP4.5.

Ключові слова: соняшник, період вегетації, зміни клімату, агрокліматичні умови, ризики недобору врожаю.

1. ВСТУП

Зміни клімату – одна з основних глобальних проблем. Згідно сучасних уявлень ключові зміни клімату в ХХ ст. пов'язані з антропогенним впливом на Земну кліматичну систему. В разі більші кліматичні зміни прогнозуються в ХХІ ст. за умов зростаючого антропогенного навантаження [1, 2].

При зміні клімату відбувається зміна природних ресурсів. Врахуванню кліматично зумовлених природних ресурсів завжди надавалося велике значення в тих галузях економіки, які тісно пов'язані із станом погоди і клімату. Передусім, це агропромисловий комплекс, в якому витрати на виробництво сільськогосподарської продукції визначаються відповідним набором кліматично зумовлених природних ресурсів. Клімат – чи не найсуттєвіший чинник, який визначає середній рівень урожайності, а також міжрічну мінливість і просторову структуру останньої [3, 4].

Сільське господарство в усьому Світі має пристосуватися до нових умов глобального потепління з метою забезпечення продовольчої безпеки людства, що є абсолютно неможливим без прогнозування майбутніх чинників. Тому як ніколи актуальним стає питання визначення впливу очікуваних змін клімату на агрокліматичні умови вирощування, продуктивність та валовий збір врожаю.

Україна займає лідируючі позиції в рейтингу світових виробників і експортерів насіння соняшнику. Питома вага країни у виробництві олій-

ної становить 50 %.

В даний час посівні площі під соняшником в Україні вже досягли максимальних розмірів. Тому потенціал збільшення виробництва олійної закладений в інтенсифікації виробництва, тобто в підвищенні рівня агротехнологій, в першу чергу зусилля повинні бути спрямовані на підвищення врожайності олійної [5].

2. МАТЕРІАЛИ І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

В даній роботі для моделювання й оцінки змін агрокліматичних ресурсів при можливих змінах клімату було використано сучасні сценарії сімейства RCP (Representative Concentration Pathways/Репрезентативні траєкторії концентрацій) – RCP 4.5 і RCP 8.5, які належать до сценаріїв середнього та високого рівнів викидів парникових газів [6].

Дослідження формування продуктивності соняшнику проводилося за допомогою математичної моделі водно-теплового режиму та продуктивності соняшнику (рис. 1). В основі моделі [7, 8] лежить система рівнянь радіаційного, теплового та водного балансів і балансу біомаси у рослинному покриві. Моделюється радіаційний, тепловий і водний режим системи «грунт – рослина – атмосфера»; розглядається, що ріст та розвиток рослин визначається генотипом і чинниками зовнішнього середовища; моделюється ріст рослин (накопичення сухої біомаси) шляхом розподілу продуктів фотосинтезу з врахуванням необхідності в асимілятах для росту надземної та

підземної частин рослин; моделюється старіння рослин при стресових умовах та перетік асимілятів з листя, стебел, коренів у репродуктивні органи; моделюється вплив агрометеорологічних умов на формування врожаю в основні міжфазні періоди соняшнику.

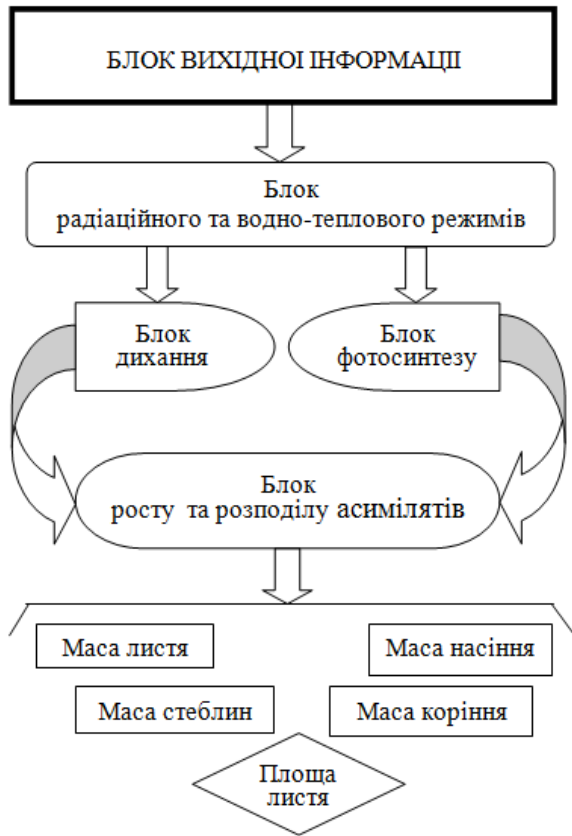


Рис. 1 – Блок-схема математичної моделі водно-теплого режиму та продуктивності соняшнику.

З математичною моделлю було проведено чисельні експерименти за кліматичні періоди: з 1986 до 2005 рр. [9], що є базовим; з 2021 по 2050 рр. за сценаріями *RCP 4.5* і *RCP 8.5*

Розрахунки виконувались для природно-кліматичних зон України: Східний Лісостеп, Північний Степ і Південний Степ.

Вплив агрокліматичних умов на вирощування соняшнику досліджувався за двома міжфазними періодами: сходи - цвітіння та цвітіння - збиральна стиглість. Для оцінки температурного режиму та режиму зволоження використовувались показники середньої температури повітря та суми опадів. Оцінка тепло- та вологозабезпеченості здійснювалась за показниками сум активних та ефективних температур і вологопотреб та вологоспоживання.

3. РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Модель водно-теплого режиму та продуктивності соняшнику в цілому реалістично відтворює агрокліматичні зміни в періоди вегетації соняшнику від сходів до цвітіння та від цвітіння до збиральної стиглості. Зокрема в період від сходів до цвітіння на всій досліджуваній території очікується зниження середньої температури повітря (табл. 1). Найнижчою вона очікується в Південному Степу, при сценарії *RCP 4.5* на $-2,6^{\circ}\text{C}$, а при сценарії *RCP 8.5* на $-2,4^{\circ}\text{C}$.

Кількість опадів, яка очікується в період від сходів до цвітіння, має бути меншою в Східному Лісостепу та Південному Степу, а в Північному Степу зростає. За сценарієм зміни клімату *RCP 4.5* – відповідно на 23 %, 14 % і 15 %, а за сценарієм *RCP 8.5* – на 15 %, 9 % і 15 % відповідно.

Волого-тепловий режим, який очікується за сценаріями *RCP 4.5* і *RCP 8.5* буде передумовою для доброї вологозабезпеченості в Східному Лісостепу (0,84 і 0,83 від. од.), а в Північному Степу та Південному Степу вологозабезпеченість в період від сходів до цвітіння залишиться задовільною (табл. 1).

Температурний режим в період від цвітіння до збиральної стиглості навпаки від першого міжфазного періоду буде вищим за базовий. Найбільші відхилення ($+1,8^{\circ}\text{C}$) за сценарієм *RCP 4.5* очікуватиметься в Східному Лісостепу, за сценарієм *RCP 8.5* в Північному Степу ($+1,2^{\circ}\text{C}$).

Режим опадів, який очікується в період від сходів до цвітіння, буде характерно значне зменшення. Зокрема за сценарієм *RCP 4.5* в Східному Лісостепу цей період буде майже без опадів (-92%), в Північному Степу опади зменшуватимуться на 60 %, в Південному Степу – практично в два рази (на 48 %). За сценарієм *RCP 8.5* значніше зменшення також буде в Східному Лісостепу (-65%), але в порівнянні зі сценарієм *RCP 4.5* кількість опадів буде більшою. В Степовій зоні в Північному Степу опадів має бути 44 % від базових, а в Південному Степу – 46 %.

Очікувані спекотні умови мають бути наслідком дуже низької вологозабезпеченості соняшнику в цей період вегетації. Слід зазначити, що для Південного Степу вологозабезпеченість за обома сценаріями не значно зменшуватиметься (на -9 і -4% відповідно), але в Північному Степу забезпечення вологою соняшнику зменшиться відповідно на 25 і 28 %, а в Східному Лісостепу становитиме 60 і 62 % від базової.

Таблиця 1 - Агрокліматичні умови вирощування соняшнику (*Helianthus annuus* L.) в Україні за середньо багаторічними даними (1986-2005 рр.) та сценаріями зміни клімату RCP 4.5 і RCP 8.5

Кліматичний період, роки	Міжфазний період										Вегетаційний період	
	Сходи – цвітіння					Цвітіння – збиральна стиглість					Сума опадів, мм	Вологозабезпеченість, від. од.
	Середня температура, °С	Сума опадів, мм	Сумарне випаровування, мм	Випаровуваність, мм	Вологозабезпеченість, від. од.	Середня температура, °С	Сума опадів, мм	Сумарне випаровування, мм	Випаровуваність, мм	Вологозабезпеченість, від. од.		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Західний Лісостеп												
1986-2005	18,9	163	192	288	0,66	18,4	99	91	217	0,42	262	0,56
<i>Сценарій RCP 4.5</i>												
2021-2050	17,0	126	216	276	0,84	20,2	8	80	295	0,25	155	0,61
<i>Сценарій RCP 8.5</i>												
2021-2050	16,5	139	191	316	0,83	19,1	35	64	248	0,26	163	0,61
Північний Степ												
1986-2005	19,3	96	193	277	0,70	20,6	89	89	281	0,32	185	0,51
<i>Сценарій RCP 4.5</i>												
2021-2050	17,9	110	176	289	0,61	21,8	36	72	303	0,24	146	0,53
<i>Сценарій RCP 8.5</i>												
2021-2050	18,2	110	181	308	0,59	21,8	39	67	294	0,23	149	0,41
Південний Степ												
1986 – 2005	19,9	111	190	327	0,58	22,6	56	58	253	0,23	167	0,46
<i>Сценарій RCP 4.5</i>												
2021-2050	17,3	96	152	270	0,56	23,4	29	74	356	0,21	117	0,51
<i>Сценарій RCP 8.5</i>												
2021-2050	17,5	101	155	253	0,61	23,6	26	80	366	0,22	127	0,52

В цілому за вегетацію від сходів до збиральної стиглості вологозабезпеченість за сценарієм RCP 4.5 очікується незначною, але більшою за базову. За сценарієм RCP 8.5 в Східному Лісостепу та Південному Степу також спостерігатиметься зростання, а в Північному Степу вологозабезпеченість буде зменшуватися (-20%). Найкращою за обома сценаріями вона буде в Східному Лісостепу.

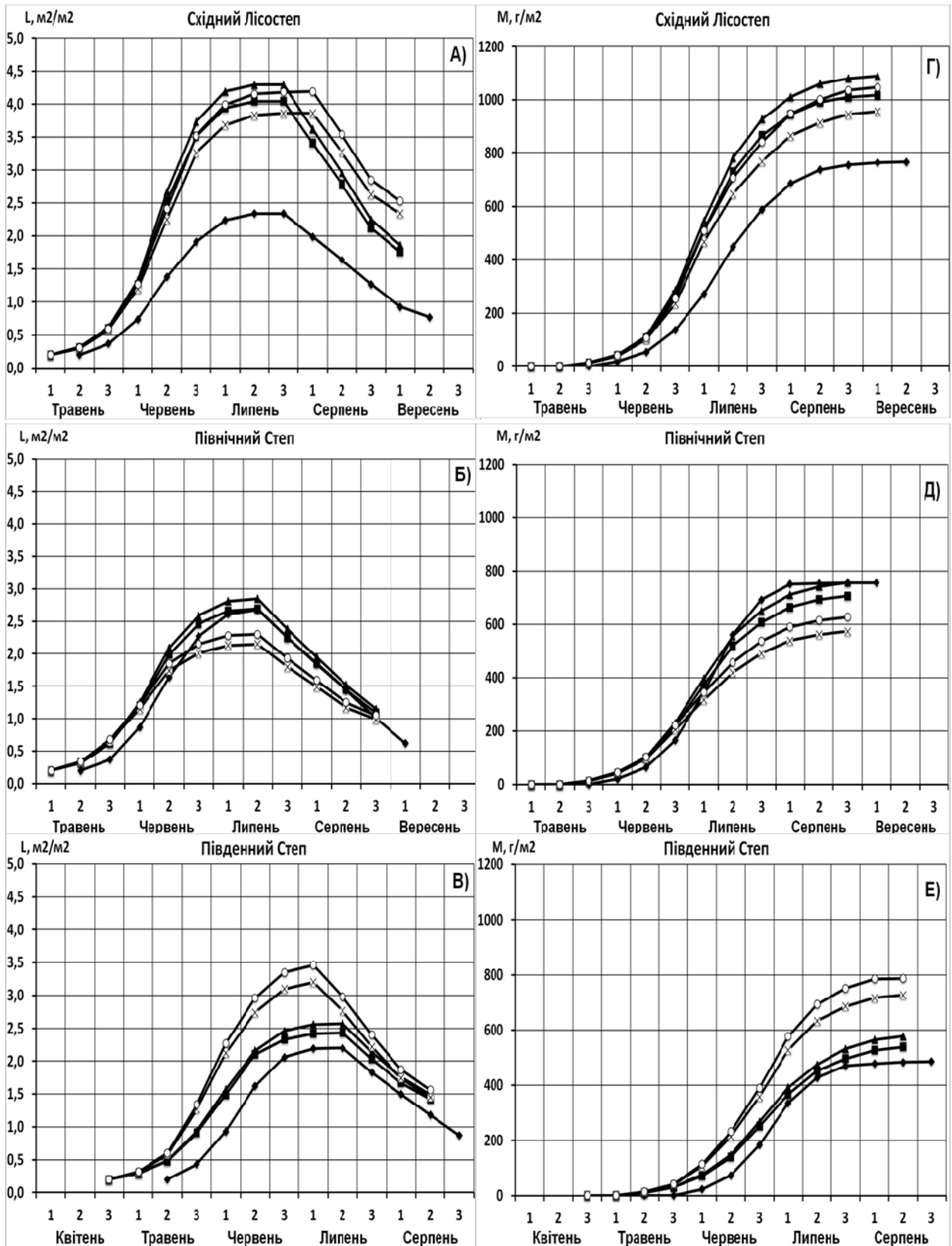
Агрокліматичні умови, які змінюватимуться під впливом змін клімату, спричинять зміну показників фотосинтетичної діяльності посівів соняшнику, що обумовить рівень його врожаю. В даній роботі такими показниками є розміри фотосинтезуючої площі листя, урожай загальної біомаси посівів та урожай біомаси насіння.

Динаміка площі листя та загальної біомаси наводяться на рис. 2.

Площа листя в період максимального розвитку (рис. 2А-2В) в середньому за базовий період коливалась від 2,2 м²/м² в Південному Степу до 2,7 м²/м² в Північному Степу. У варіанті «клімат» за сценарієм RCP 4.5 відбудеться збільшення площі листя до 4,0 м²/м² у Східному Лісо-

степу, до 2,4 м²/м² у Південному Степу, а в Північному Степу площа листя дорівнюватиме базовій. За варіантом «клімат + CO₂» спостерігатимуться збільшення площі листя в порівнянні із її середнім багаторічним значенням і в порівнянні з варіантом «клімат», а саме: в Східному Лісостепу до 4,3 м²/м², в Північному Степу до 2,9 м²/м², в Південному Степу до 2,6 м²/м².

За реалізації сценарію RCP 8.5 у варіантах «клімат» і «клімат + CO₂» в Східному Лісостепу (рис. 2А) відбудеться збільшення площі листя в порівнянні із середніми багаторічними значеннями, а в порівнянні зі значеннями першого сценарію максимальні значення майже дорівнюватимуть одне одному (3,9 м²/м² і 4,2 м²/м²). В Північному Степу (рис. 2Б) відбудеться зменшення площі листя, в порівнянні із середніми багаторічними значеннями та значеннями першого сценарію, до 2,2 м²/м² і 2,3 м²/м² відповідно. В Південному Степу (рис. 2В) спостерігатиметься більш значне збільшення площі листя, в порівнянні із середніми багаторічними значеннями базового періоду та значеннями першого сценарію, до 3,2 м²/м² і 3,5 м²/м² відповідно.



—●— 1986-2005 (базовий) —■— RCP4.5 (клімат) —▲— RCP4.5 (клімат + CO₂) —□— RCP8.5 (клімат) —○— RCP8.5 (клімат + CO₂)

Рис. 2 - Динаміка площі листя та загальної біомаси соняшнику за середньобагаторічними даними (1986-2005 рр.) та за сценаріями змін клімату RCP 4.5 і RCP 8.5. Україна.

Середні багаторічні значення сухої маси соняшнику в базовий період (рис. 2Г – 2Е) змінювались від 768 г/м² в Східному Лісостепу, поступово зменшувались на південь і в Південному Степу становили 468 г/м². За сценаріями RCP 4.5 і RCP 8.5 суха маса збільшуватиметься в усіх варіантах в зонах Східного Лісостепу та Південного Степу і зменшуватиметься в зоні Північного Степу.

В разі реалізації сценарію RCP 4.5 у варіанті «клімат» збільшення буде в Східному Лісостепу (рис. 2Г) на 33 %, в Південному Степу (рис. 2Е) на 11 %, а в Північному Степу (рис. 2Д) буде зменшення на 6 %. За цим же сценарієм у варіанті «клімат + CO₂» збільшення сухої маси в Східному Лісостепу та Південному Степу буде вище в порівнянні як із середньою багаторічною, так і в порівнянні зі значеннями варіанту «клімат» і становитиме відповідно 1090 г/м² та 578 г/м², що більше середніх багаторічних значень сухої маси на 42 і 19 % відповідно, а в Північному Степу майже дорівнюватиме середній багаторічній базового періоду (757 г/м²).

При реалізації сценарію RCP 8.5 розрахунки за варіантом «клімат» теж вказують на збільшення сухої маси рослин у порівнянні із середніми багаторічними у Східному Лісостепу – на 25 %, в Південному Степу – більш значне (на 50 %). В Північному Степу очікується зменшення сухої біомаси на 24 %. У варіанті «клімат + CO₂» значне збільшення сухої маси на 61 % спостерігатиметься в Південному Степу. В Східному Лісостепу у порівнянні із середніми багаторічними буде збільшення сухої маси на 36 %, на 17 % зменшуватиметься суха маса в Північному Степу (рис. 2Г-2Е).

В окремі роки погодні умови сприятимуть одержанню врожаю насіння соняшнику до 40-50 ц/га, і навпаки можливі дуже несприятливі умови, які будуть викликати зниження продуктивності посівів соняшнику, тому врожай насіння може знижуватися до 5-10 ц/га.

Для оцінки ступеню вразливості території та кліматичного ризику великих неврожаїв соняшнику в основних районах його вирощування були виконані розрахунки очікуваних ризиків

недобору врожаю насіння соняшника в окремі роки (з 2021 по 2050 рр.) за сценаріями RCP 4.5 і RCP 8.5 (рис. 3).

Отже, за сценарієм помірного антропогенного впливу RCP 4.5 низькі ризики 2-4 % слід очікувати в Західному та Східному Лісостепу (рис. 3А). В центральній частині Лісостепу, в Північному Степу і в західній частині Донецького регіону відбудуться середні ризики недобору врожаю: а саме в Київській області – 6,1 %, в Черкаській та Кіровоградській – 8,5 %, Харківській і Донецькій – 10,6 % та в Дніпропетровській – 12,8 %. Високі ризики до 17,2 % спостерігатимуться в південно-західній частині Степу та в східній частині Донецького регіону. В центральній частині Південного Степу будуть очікуватись значно високі ризики недобору врожаю (на 26 %).

В разі реалізації найбільш агресивного сценарію RCP 8.5 значно високих ризиків недобору врожаю не очікується (рис. 3Б). Однак в зоні Південного Степу повсюдно відбудуться високі ризики недобору врожаю (15,5–18,0 %). В центрі та на сході Степової та Лісостепової зон спостерігатимуться середні ризики недобору врожаю, що становитиме в Черкаській області 7,5 %, в Полтавській і Кіровоградській – 10,3 %, в Харківській – 13,2 %, в Дніпропетровській – 12,6 %.

Слід зазначити, що за сценарієм змін клімату RCP 4.5 ризик недобору врожаю в Полтавській області очікується меншим на 7 % (рис. 3А).

Низьких ризиків недобору врожаю можна очікувати в Західному Лісостепу (0,2 %) та на півночі Східного Лісостепу (1,8 %). В Київській області в порівнянні з ризиками за сценарієм змін клімату RCP 4.5, які складатимуть 6,1 %, очікувані ризики за даним сценарієм будуть низькими – 4,2 %.

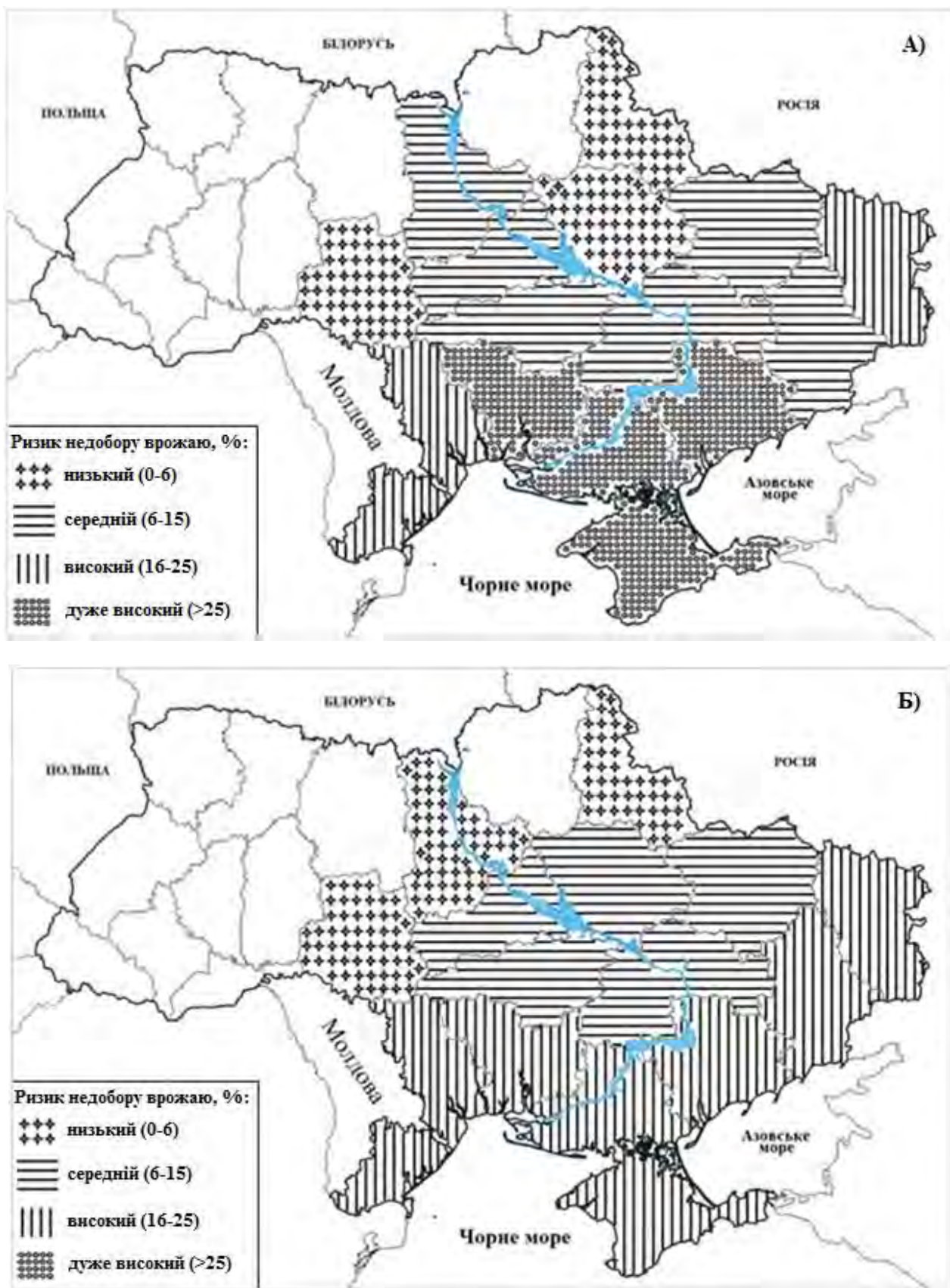


Рис. 3 – Розподіл очікуваних ризиків недобору врожаю насіння соняшника (%) в Україні в період з 2021 по 2050 роки: А) за сценарієм RCP 4.5, Б) за сценарієм RCP 8.5.

4. ВИСНОВКИ

Аналіз агрокліматичних умов в період вегетації соняшнику показав, що при реалізації обох сценаріїв змін клімату RCP 4.5 і RCP 8.5 очікувані погодні умови будуть більш сприятливими для вирощування соняшнику в Східному Лісо-степу України.

Найбільший ризик недобору врожаю насіння соняшнику в окремі роки очікуватиметься в Південному Степу України, найзначніші втрати слід очікувати за умов реалізації сценарію RCP 4.5.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Мохов И. И., Елисеев А. В. Моделирование глобальных климатических изменений в XX_XXIII веках при новых сценариях антропогенных воздействий RCP // Доклады академии наук. 2012. Том 443, № 6. С. 732–736.
2. Середя К. Изменение климата (Украина): ожидания, прогнозы, перспективы. http://awsassets.panda.org/downloads/kirill_sereda.pdf.
3. Кліматичні зміни та їх вплив на сфери економіки України / за ред. С. М. Степаненка, А. М. Польового. Одеса: Вид. «ТЕС», 2015. 520 с.
4. Сиротенко О. Д. Будущее сельского хозяйства России в связи с ожидаемыми изменениями климата // в сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2000. Т. XVII. С. 258-274.
5. Ткалич И. Д., Ткалич Ю. И., Рычик С. Г. Цветок солнца (основы биологии и агротехники подсолнечника): монография // под ред. док-ра с.-х. наук, проф. И. Д. Ткалича. Днепропетровск, 2011. 172 с.
6. IS-ENES climate4impact portal. URL: <http://climate4impact.eu>
7. Польовий А. М. Моделювання гідрометеорологічного режиму та продуктивності агроєкосистем. К.: КНТ, 2007. 344 с.
8. Динамическое моделирование в агрометеорологии / под ред. Ю. А. Хваленского, О. Д. Сиротенко, А. Н. Полевого. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 145 с.
9. Агрокліматичний довідник по території України / за ред. Т. І. Адаменко, М. І. Кульбіді, А. Л. Прокопенко. Кам'янець-Подільськ, 2011. 107 с.

REFERENCES

1. Mokhov I. I., Yeliseyev A. V. Modeling of global climate changes in the XX_XXIII centuries under new scenarios of anthropogenic impacts of RCP. *Doklady akademii nauk* [Reports of the Academy of Sciences], 2012, vol. 443, no. 6, pp. 732–736.
2. Sereda K. *Izmenenie klimata (Ukraina): ozhydaniya, prognozu, perspektivy* [Climate change (Ukraine): expectations, forecasts, prospects]. http://awsassets.panda.org/downloads/kirill_sereda.pdf.
3. Stepanenko S. M., Pol'ovyy A. M. *Klimatychni zminy ta ikh vplyv na sfery ekonomiky Ukrayiny* [Climate change and its influence on industry of economy of Ukraine]. Odessa: "TES", 2015. 520 p.
4. Sirotenko O. D. The future of agriculture in Russia due to expected climate changes. *Problemy ekologicheskogo monitoringa i modelirovaniya agroekosistem* [Environmental monitoring problems and ecosystem modeling], 2000, vol. XVII, pp. 258-274. (In Russian)
5. Tkalich I. D. Tkalich YU. I., Rychik S. G. *Tsvetok solntsa (osnovy biologii i agrotekhniki podsolnechnika)*ю Dnepropetrovsk, 2011. 172 p. (Ed.: I. D. Tkalich)
6. IS-ENES climate4impact portal. URL: <http://climate4impact.eu>
7. Pol'ovyy A. M. *Modelyuvannya hidrometeorologichnoho rezhymu ta produktyvnosti ahroekosystem* [Modeling of hydro-meteorological regimes and agro-ecosystems' productivity]. Kyiv: KNT, 2007. 344 p.
8. Khvalenskiy Yu. A. Sirotenko O. D. Polevoy A. N. *Dinamicheskoe modelirovanie v agrometeorologii* [The dynamic modeling in agrometeorology]. Leningrad, 1982. 145 p.
9. Adamenko T. I., Kul'bida M. I., Prokopenko A. L. (Eds). *Ahroklimatychnyy dovidnyk po terytoriyi Ukrayiny* [An agro-climatic reference book on territories of Ukraine]. Kamyanets-Podilsk, 2011. 107 p.

MODELING OF SUNFLOWER'S PRODUCTIVITY UNDER FUTURE CLIMATE CHANGES IN UKRAINE CONSIDERING THE SCENARIOS OF RCP ANTHROPOGENIC IMPACT

O. L. Zhygailo¹, Cand. Sci. (Geogr.), associate prof.
T. S. Zhygailo², Cand. Sci. (Agricul.), scientific collaborator.

¹ Odessa State Environmental University,

15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, elenajigaylo@gmail.com

² NSC «Institute viticulture and winemaking named-after V.E. Tairov»,
27, 40-richchya Peremogy str., 65496, Tairovo, Odessa, Ukraine, fanenger@gmail.com

Climate change is one of the major global issues. Climate is one of the most significant factors determining the level of crop yields, including sunflower crops. Currently the sunflower planting

acreage in Ukraine has already reached its maximum value. Therefore the potential for increasing sunflower production should be aimed at increasing its yield.

To assess the impact of climate change on sunflower productivity the article considers modern scenarios of RCP (Representative Concentration Pathways) such as *RCP 4.5* and *RCP 8.5*. They belong to the scenarios of medium and high levels of greenhouse gas emissions. The *RCP 4.5* and *RCP 8.5* scenarios cover the climatic period from 2021 to 2050. In order to conduct a comparative analysis of scenario meteorological values with previous data from the Agroclimatic Reference Book of Ukraine, the period from 1986 to 2005 was taken. It serves as a basic period for calculations.

Calculations were made for the following natural and climatic zones of Ukraine: East Forest-Steppe, Northern and Southern Steppe.

The article studies the influence of agroclimatic conditions on sunflower cultivation as per two interphase periods: shoots – blooming and blooming – picking maturity.

Study of sunflower productivity formation was carried out using a mathematical model of the water-heat regime and sunflower productivity. The model is based on the system of equations of radiation, heat and water balances and biomass balance in vegetation cover.

According to calculations a lowered temperature regime and sufficient moisture in the first half of sunflower vegetation season will favor the formation of leaves way more than during the basic period within the entire area under study. However, expected arid conditions in the second half of vegetation period will cause a very low sunflower moisture availability during this period which would lead to reduction of sunflower seeds' crop-producing power. Analysis of agroclimatic conditions during vegetation season from sunflower shoots to its picking maturity showed that implementation of both scenarios would ensure expected weather conditions to be more favorable for sunflower growing in the eastern forest-steppe zone of Ukraine. The greatest risk of sunflower crops shortfall in certain years is expected in the southern steppe zone of Ukraine and significant losses should be expected in case of scenario *RCP4.5* implementation.

Keywords: sunflower, vegetation period, climate change, agro-climatic conditions, risks of crops shortfall.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОДУКТИВНОСТИ ПОДСОЛНЕЧНИКА В ПРЕДСТОЯЩИХ УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА В УКРАИНЕ ПО СЦЕНАРИЯМ АНТРОПОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ RCP

О. Л. Жигайло¹, канд. геогр. наук, доц.,

Т. С. Жигайло², канд. с.-х. наук, науч. сотр.

¹ Одесский государственный экологический университет,

ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, elenajigaylo@gmail.com

² ННЦ «Институт виноградарства и виноделия им. В.Е. Таирова»,

ул. 40-летия Победы, 27, 65496, пгт. Таирово, Одесса, Украина, ranenger@gmail.com

В статье рассмотрены агроклиматические условия формирования продуктивности подсолнечника под влиянием изменений климата по сценариям *RCP 4.5* и *RCP 8.5*. На основе модели водно-теплового режима и формирования продуктивности подсолнечника проведены расчеты и сравнительный анализ урожайности семян подсолнечника в климатические периоды 1986-2005 гг. и 2021-2050 гг. При реализации обоих сценариев ожидаемые погодные условия будут более благоприятными для выращивания подсолнечника в Восточной Лесостепи Украины. Наибольший риск недобора урожая семян подсолнечника в отдельные годы ожидается в Южной Степи Украины, значительные потери следует ожидать в условиях реализации сценария *RCP 4.5*.

Ключевые слова: подсолнечник, период вегетации, изменения климата, агроклиматические условия, риски недобора урожая.

Дата першого подання: 28. 04. 2017

Дата надходження остаточної версії: 30. 05. 2017

Дата публікації статті: 26. 10. 2017

УДК 630:551.5(075)

ВЫСОТНО-ПОЯСНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ БИОКЛИМАТИЧЕСКИХ РИТМОВ В АРМЕНИИ И ИХ АГРОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА

А. Т. Григорян, канд. геогр. наук, доцент, зам. декана
географо-геологического факультета

Ереванский Государственный университета, Армения
ЕГУ, ул. А. Манукяна, 1, E-mail: arsengrigoryan@ysu.am

В работе использованы данные многолетних мониторинговых наблюдений, проведенных на 60 метеостанций, расположенных на высоте 450-3200 м над уровнем моря. Представлены результаты исследования времени наступления, длительности и пространственной изменчивости биоклиматических ритмов основных экотипов сельскохозяйственных культур в условиях высотной поясности Республики Армения. Установлено, что вертикальные градиенты средних сроков наступления основных фаз развития озимой пшеницы, картофеля, винограда и пастбы скота в зоне высокогорных пастбищ колеблются в пределах 3-5 дней / 100 м. Оценены агроэкологические условия прохождения биоклиматических ритмов по высотным поясам. Выявлены высотно-поясные закономерности и составлены графики корреляционной зависимости сроков наступления биоклиматических ритмов от абсолютной высоты, а также указаны пути оптимизации тепло-влагообеспеченности и продуктивности указанных сельхозкультур. Рассчитаны вероятности повреждения урожая от засухи, заморозков в различные периоды вегетации. Установлены агроклиматические параметры критических периодов роста и развития изучаемых сельхозкультур по высотным поясам, учет которых дает возможность обеспечивать получение устойчивых и высоких урожаев. Выявлено, что верхней границей получения двух урожаев в год после уборки ранних яровых зерновых, овощных, картофеля является 1400 м над уровнем моря – в засушливых и 1200 м – во влажных районах республики. Предлагается разработать естественный конвейер получения свежих овощей, картофеля, кукурузы, плодов, молочных и других продуктов, используя вертикальную поясность сроков созревания урожаев и пастбы скота в зоне летних пастбищ.

Ключевые слова: биоклиматические ритмы, пространственно-временные закономерности, сельскохозяйственные культуры, озимая пшеница, картофель, виноград, горные кормовые угодья, вертикальные градиенты, зеленый конвейер, второй урожай.

1. ВВЕДЕНИЕ

Постановка вопроса. Ежегодно в живой и неживой природе отмечается множество сезонных явлений, повторяющихся с определенной последовательностью. Производственная деятельность общества тесно приурочена к этим природным сезонным ритмам. Велика необходимость в такой приуроченности особенно в сельском хозяйстве, где количественные и качественные параметры основных средств производства – растений, животных, почвы, воды и т.д. находятся в тесной зависимости от сезонных биоклиматических ритмов (БКР). Поэтому при разработке зональных систем ведения сельского хозяйства, характер БКР принимается как один из основополагающих факторов [1,2,3,4,5].

Цель работы – выявить закономерности сезонной динамики роста и развития сельскохозяйственных культур в условиях высотной поясности в Республике Армения (РА), указать пути оптимизации продуктивности сельхозкультур.

2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектами исследования явились ведущие экотипы сельскохозяйственных культур: озимая пшеница, картофель, виноград, субальпийские и альпийские кормовые угодья. Предметами исследования были сроки наступления основных фенологических фаз развития по высотным поясам. Использованы опубликованные и фондовые материалы фенологических наблюдений 45 метеорологических и 14 госсортоиспытательных станций [6].

Методы исследований. Анализ многолетних мониторинговых данных осуществлялся установлением корреляционных связей между сроками наступления БКР и абсолютной высотой местности. При этом учитывались особенности двух различных по атмосферной увлажненности регионов РА – северо-восточных влажных и внутренних засушливых.

Результаты исследований пространственно-временной изменчивости БКР ведущих сельхоз

культур РА приводятся ниже и обобщенно представлены на рис. 1.

Озимая пшеница в РА возделывается во всех земледельческих зонах от 400 до 2200 м над уровнем моря (рис. 1 А).

Первый период развития посевов проходит осенью обычно в условиях среднесуточных температур воздуха ниже 15 °С. За это время растения проходят три фазы развития: всходы, третий лист и кущение, а также закаливаются и приобретают зимостойкость.

Согласно агроправилам [7,8,3] сев озимых можно начать с момента окончания лета, когда средняя температура воздуха опускается ниже 15 °С. Однако, этот срок в засушливых условиях РА часто не соблюдается из-за пересушенности пахотного слоя почвы и сев производится на 10-15 дней позже, после того, когда выпадают первые осенние дожди т. е. в зоне 1800-2000 м – в первой декаде сентября, на высоте 1400-1600 м – в третьей декаде сентября, а в зоне 800-1000 м – во второй декаде октября (рис. 1 А). Несмотря на то, что период сев – прекращение вегетации во всех высотных поясах РА достаточно продолжительный – 50-65 дней, однако из-за большого дефицита влаги в почве в большинстве лет (40-60 %) растения на богаре не в состоянии куститься и уходят в зиму слабо развитыми, неморозостойкими, в фазе третьего листа или всходов. Поэтому в такие годы, как правило, формируется низкий урожай.

Весной возобновление вегетации озимой пшеницы начинается со дня устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха выше 3 °С. Этот процесс со скоростью 3-4 дня / 100 м продвигается в верхние зоны. Вертикальный градиент последующих БКР составляет 4-5 дней / 100 м. Фаза трубкования посевов (закладка зачатков колоса) проходит в апреле-мае в благоприятных гидротермических условиях, однако следующие фазы развития – колошение-восковая спелость проходят в июне-июле и, как правило, в неблагоприятных засушливых условиях. Поэтому на неполивных полях урожайность в зоне 1400-1800 м неустойчивая и низкая – 15-17 ц/га. Для решения этой проблемы необходимо расширять площадь орошаемых полей. В целом, весенний-летний период развития озимой пшеницы в нижней зоне длится примерно 100, а в верхних зонах – около 120 дней. Для созревания урожая среднеспелых сортов пшеницы требуется 1800-1850 °С сумм среднесуточных температур выше 10 °С.

После уборки озимых до осенних заморозков (90-100 дней) в нижних зонах РА до высоты

800-1000 м сумма активных температур выше 10 °С доходит до 2000-2500 °С, что вполне достаточно для получения на этих же полях второго урожая кукурузы и различных овощных культур.

Картофель возделывается во всех высотных поясах республики от 400 до 2000 м над уровнем моря, причем в нижней зоне (400-1500 м) культивируется только ранний картофель. Здесь посев производится в конце февраля – в начале марта и выкапывается с конца мая (рис. 1 Б), на что требуется 90-100 дней и сумма активных температур выше 7 °С равной 1100-1200 °С. Картофель, этой зоны предназначен исключительно для свежего потребления и выносятся на рынок постепенно, используя высотный природный конвейер последовательного созревания урожая с конца мая по июль.

После снятия урожая раннего картофеля на этих же земельных участках можно засеять кукурузу, ячмень, овощные и другие культуры и получить второй урожай.

В горных районах (выше 1500 м) картофель высаживается в конце апреля, начале мая, а убирается с начала сентября и в октябре.

Всходы появляются через 25-30 дней после посадки, а цветение отмечается в нижней зоне – в начале июня, а в горной зоне – в начале июля, т.е. через 40-45 дней после всходов. Для созревания картофеля в этих зонах требуется 1550-1700 °С сумма активных температур выше 7 °С.

Картофель довольно требовательная культура, за период вегетации поливается 3-4 раза в нижних зонах и 2-3 раза – в горных зонах, подкормка дается 1-2 раза, почва разрыхляется 2-3 раза, фитозащитные работы проводятся 2-3 раза и т. д.

Как видно из рисунка 1 Б сроки наступления БКР картофеля коррелируются с абсолютной высотой местности, причем, ритмы развития во влажных районах наступают примерно на 15-20 дней позже, чем на соответствующих высотах засушливых районах. При подъеме на каждые 100 м ритмы наступают на 3-5 дней позже.

Выявленные закономерности позволяют оптимизировать время посадки и уборки урожая, применения агро-фитотехнических мероприятий по высотным поясам, в частности подачу поливной воды, внесение удобрений, ведение борьбы с вредителями и болезнями и т. д.

Особенно важно соблюдать оптимальные сроки посадки и уборки урожая с тем, чтобы избежать возможных повреждений всходов от весенних заморозков, а осенью уборку урожая в горных районах закончить до наступления сезона дождей.

При разумной организации работ по созданию зеленого конвейера в условиях высотной поясности можно с мая по октябрь непрерывно снабжать население свежим картофелем.

Виноград в Армении возделывается с древнейших времен. Верхняя граница промышленного виноградарства в засушливых районах РА проходит на высоте 1500-1600 м, а во влажных районах — 800-900 м. Среднегодовая температура воздуха на этих высотах составляет соответственно 7,8-8,6 °С и 10,2-10,8 °С.

Первым признаком возобновления вегетации виноградной лозы считается начало сокодвижения (“плач”). Расчеты показали, что при наличии достаточных запасов влаги в почве сокодвижение наступает при среднесуточной температуре воздуха 9,0-9,5 °С, т. е. в Араратской долине (высота 800-950 м) в первой декаде апреля, а в северо-восточных, сравнительно влажных районах на высоте 600 м – в третьей декаде марта при температуре 6,5-7,0 °С. При равной абсолютной высоте “плач” в засушливых районах наступает примерно на 10 дней раньше, чем во влажных районах, где почва более влажная и медленно прогревается. На высоте 1400 м это явление отмечается 10-12 апреля. Таким образом вертикальный градиент начала сокодвижения лозы составляет примерно 3,5-4,0 дня / 100 м (рис. 1 В).

Следующая фаза развития – распускание почек наступает при средней температуре 11,5-12,0 °С, примерно через 20-25 дней после начала сокодвижения, и вертикальный градиент составляет 2,5-3,0 дня / 100 м. Этот период вегетации виноградной лозы характерен частыми возвратами холодов – заморозков, которые повреждают распутившиеся почки 2-4 года за 10 лет в засушливых районах и 1-2 года из 10 – во влажных районах.

Примерно через 40-45 дней после распускания почек, т. е. в Араратской долине 1-3 июня, а во влажных районах 10-15 июня, отмечается цветение. В верхней зоне виноградарства (1400-1600 м) цветение наступает 15-17 июня. Этот период развития характерен интенсивным распространением болезней и развитием ряда вредителей, против которых приходится часто применять различные ядохимикаты. На фоне высоких температур наступает период интенсивного орошения (за сезон 5-6 разов).

Расчетами установлено, что цветение лозы наступает при накоплении сумм температур выше 10 °С равной 820 °С. Цветение лозы длится не более 10-12 дней.

Виноградники в Араратской долине, где

средняя из минимальных температур воздуха составляет -19 °С и ниже, на зиму укрываются слоем земли в 15-20 см и ранней весной открываются [6,9,3].

Особое внимание необходимо обратить на своевременную заготовку и откопку лозы, поскольку при нарушении оптимальных сроков их проведения существенно отражается на урожайности. Однако если виноградники закладывать на окаймляющих долину пологих склонах до 15-20° крутизны, где зимние морозы на 5-6 °С слабее, тогда лозу на зиму можно не укрывать.

Расчетами установлено, что заморозкоопасный период в Араратской долине длится весной с 15 марта по 25 апреля, а осенью – с 15 октября по 20 ноября, следовательно необходимо весной в этот период быть готовым защищать плантации от заморозков, а осенью – урожай собрать до наступления указанных холодов.

Созревание урожая раннеспелых сортов винограда отмечается через 60-70 дней после цветения, а среднеспелых сортов – после 80-90 дней. Это наблюдается у раннеспелых сортов в нижних зонах в конце июля – начале августа, а у среднеспелых – третьей декаде августа – первой декаде сентября.

Расчеты показали, что для созревания ранних сортов требуется примерно 2000 °С, среднеспелых – 2250 °С и позднеспелых – 2400 °С сумм температур выше 10 °С.

Сбор урожая производится во влажных районах на 15-20 дней позже, чем на соответствующих высотах в засушливых районах. Сбор урожая технических сортов винограда целесообразно производить в конце сентября – в начале октября, когда сахаристость ягод достигает 18-22 %.

Субальпийские и альпийские кормовые угодия. Естественные пастбища и сенокосы в РА составляют более 60 % земель, используемых в сельском хозяйстве. Субальпийские и альпийские кормовые угодия составляют соответственно 31,1 % и 14,0 % от общей площади кормовых угодий РА.

Субальпийский пояс кормовых угодий расположен на высоте 2200-2800 м над уровнем моря и характеризуется широколиственными травяными ценозами. Урожайность на пастбищах этого пояса составляет 12-16 ц/га, а на сенокосных участках – 18-23 ц/га.

Альпийский пояс пастбищ расположен на высоте 2800-4000 м. Здесь преобладают низкотравные “альпийские ковры”. Флористический состав по сравнению с субальпийским поясом

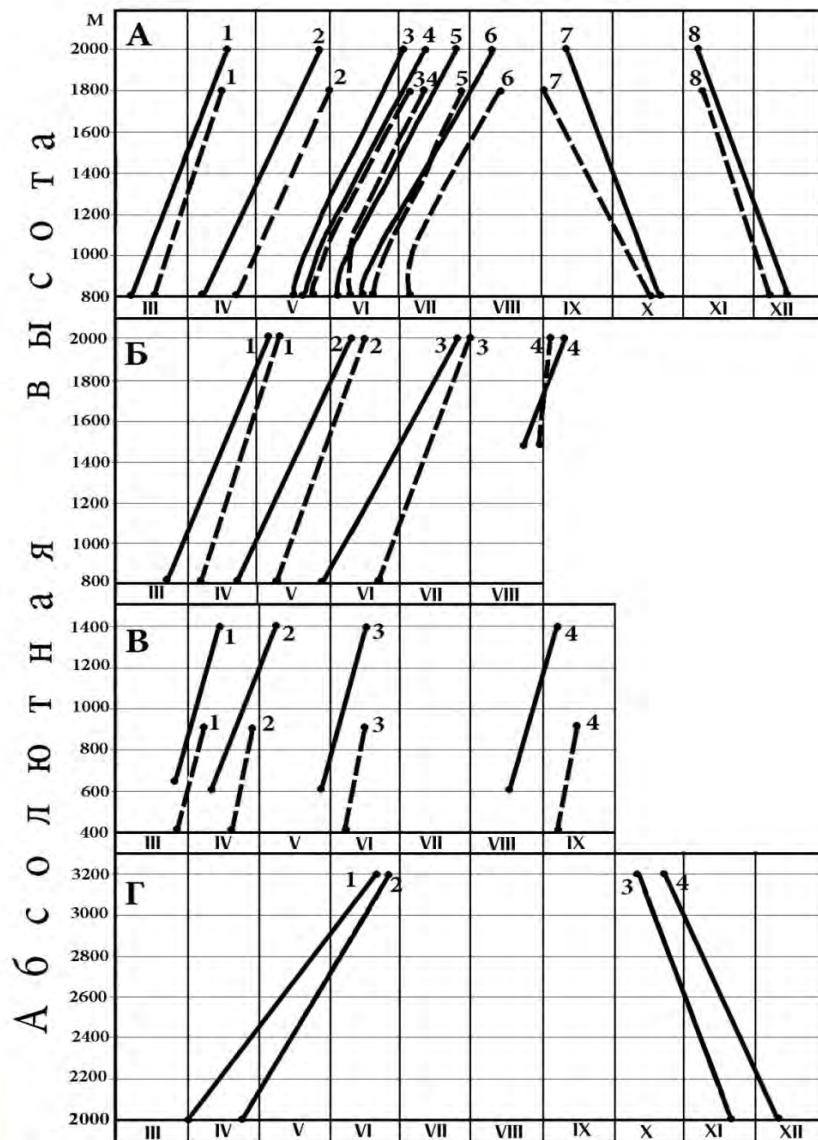


Рис. 1 - Корреляционные линии изменения средних сроков наступления биоклиматических ритмов озимой пшеницы (А), картофеля (Б), винограда (В) и пастьбы на горных пастбищах (Г) по высотным поясам в Республике Армения.

Условные обозначения.

Озимая пшеница: 1- возобновление вегетации, 2- трубкование, 3- колошение, 4- цветение, 5- молочная спелость, 6- восковая спелость, 7- сев, 8- прекращение вегетации. *Картофель:* 1- посадка, 2- всходы, 3- цветение, 4- увядание ботвы.

Виноград: 1- сокодвижение, 2- распускание почек, 3- цветение, 4- начало созревания. *Пастьба на горных пастбищах:* 1- сход снежного покрова, 2- начало пастьбы, 3- конец пастьбы, 4- установление снежного покрова.

— засушливые, - - - - влажные районы РА

менее разнообразный, хозяйственная урожайность – 8-10 ц/га и используется в основном для пастьбы овец в течение июля – августа [3].

Результаты паспортизации пастбищных и сеенокосных угодий РА показали, что для улучшения состояния растительного покрова и почвы необходимо проводить целый ряд мелиоративных мероприятий: уборка камней, уничтожение кочек, борьба с сорными растениями, посев трав, удобрение, обводнение и т. д.

Весной и осенью горные пастбища, располо-

женные в радиусе 4-5 км от хозяйств, используется как выгоны, а летом скот пасется сначала в субальпийских, а затем альпийских пастбищах. В начале осени скот по тому же маршруту спускается вниз.

Таким образом, вертикально-поясная система использования горных пастбищ позволяет создавать естественный зеленый конвейер с весны до поздней осени.

В этом контексте немаловажными являются вопросы начала, конца и длительности пастбищ-

ного сезона по вертикальным поясам. Установлено, что оптимальным сроком начала выпаса скота является срок, когда травостой на пастбище достигает высоты 5-10 см. Это отмечается при достижении сумм средних суточных температур выше 0 °С порядка 115 °С. За окончание пастбы принята дата перехода среднесуточной температуры воздуха осенью ниже 0 °С [4,3].

В результате анализа вышеуказанных показателей выявлены следующие закономерности (рис. 1 Г).

Пастбу скота в субальпах целесообразно начать через 20-25 дней после схода снежного покрова, т. е. с 25 апреля -15 мая, а в альпийском поясе – через 10-20 дней, т. е. в июне.

Высотный градиент начала пастбы составляет примерно 5 дней / 100 м высоты, т.е. во избежание перевыпаса через каждые 5 дней пастбу скота необходимо переводить на 100 м выше.

Пастбу в альпийском поясе необходимо прекратить 10-20 октября, а в субальпах – 20 ноября.

Спуск скота с горных пастбищ необходимо проводить со скоростью в среднем 3-4 дня / 100 м.

Длительность пастбищного сезона в субальпийском поясе составляет 130-200 дней, а в альпийском – 100-130 дней.

3. ВЫВОДЫ

Применение графо-аналитического принципа анализа и синтеза мониторинговых материалов дает возможность комплексно описывать сезонные биоклиматические ритмы в агросистемах горных территорий и картировать сроки их наступления методом изофен.

Выводы и предложения о пространственно-временных закономерностях БКР по каждой культуре могут быть использованы для совершенствования агро-зоотехнических правил, направленных на повышение продуктивности и экологизации производства в агрокомплексах РА.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мкртчян Р. С., Арустамян Ш. А., Хачатрян Л. А. Агрометеорологические условия формирования урожая озимой пшеницы и методика его прогноза в АрмССР. М., 1984. 154 с.

2. Реймерс Н. Ф. Природопользование: словарь-справочник. М.: Изд-во Мысль, 1990. 638 с.
 3. Система ведения сельского хозяйства Армении / ответ. ред. Мелконян М. С. Ереван: Изд-во Айастан, 1988. 695 с.
 4. Шнелле Ф. Фенология растений. Л., 1961. 259 с.
 5. Щеголева С. В., Тавровский В. А. Фенологические наблюдения, организация и обработка. Л.: Наука, 1982. 220 с.
 6. Агроклиматические ресурсы АрмССР. Л.: Гидрометеоздат, 1976. 388 с.
 7. Грингоф И. Г., Клещенко А. Д. Основы сельскохозяйственной метеорологии. Т. 1: учебник для вузов. Обнинск, 2011. 806 с.
 8. Мкртчян Р. С., Арустамян Ш. А. Оптимальные сроки сева озимой пшеницы в АрмССР // Изд-во с/х наук МСХ АрмССР. 1973. № 7. С. 29-37.
 9. Арутюнян А. Ф., Мкртчян Р. С. Принципы оценки климатического потенциала развития и специализации виноградарства в горных районах Армении. // Виноградарство и виноделие. Изд-во PF. 2002. № 1. С. 34-37.

REFERENCES

1. Mkrtychyan R. S., Arustamyan Sh. A., Khachatryan L. A. *Agrometeorologicheskie usloviya formirovaniya urozhaya ozimoy pshenitsy i metodika ego prognoza v ArmSSR* [Agrometeorological Conditions for the Production of Winter Wheat Crop and its Prognosis in the Armenian SSR]. Moscow, 1984. 154 p.
 2. Reymers N. F. *Prirodopol'zovanie: slovar'-spravochnik* [Natural use: vocabulary directory]. Moscow: Publ. Mysl', 1990. 638 p.
 3. *Sistema Vedeniya Sel'skogo Khozyaystva Armenii* [The system of agriculture in Armenia]. Erevan: Publ. Ayastan, 1988. 695 p. (Ed.: Melkonyan M. S.)
 4. Shnelle F. *Fenologiya rasteniy* [Phenology of plants]. Leningrad, 1961. 259 p.
 5. Shchegoleva S. V., Tavrovskiy V. A. *Fenologicheskie nablyudeniya, organizatsiya i obrabotka* [Phenological observations, organization and processing]. Leningrad: Nauka, 1982. 220 p.
 6. *Agroklimaticheskie resursy ArmSSR* [Agroclimatic resources of the Armenian SSR]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1976. 388 p.
 7. Gringof I. G., Kleshchenko A. D. *Osnovy sel'skokhozyaystvennoy meteorologii. T. 1* [Fundamentals of Agricultural Meteorology. Vol. 1]. Obninsk, 2011. 806 p.
 8. Mkrtychyan R. S., Arustamyan Sh. A. Optimum timing of winter wheat sowing in the Armenian SSR. *Izd-vo s/kh nauk MSKh ArmSSR – Publ. of Agricultural Sciences of Ministry of Agriculture of Armenian SSR*, 1973, no. 7, pp. 29-37. (In Russian)
 9. Arutyunyan A. F., Mkrtychyan R. S. Principles of assessment of the climate potential of development and specialization of viticulture in mountainous regions of Armenia. *Vinogradarstvo i vinodelie. Izd-vo PF – Viticulture and Winemaking. Publ. PF*, 2002, no. 1, pp. 34-37. (In Russian)

ALTITUDE AND ZONAL REGULARITIES AND AGRO-ECOLOGICAL ESTIMATION OF BIOCLIMATIC RHYTHMS IN ARMENIA

A. T. Grigoryan, PhD in Geography, associate professor,
 Vice-dean of the faculty of Geography and Geology

Yerevan State University, Armenia YSU, str A. Manukyan, 1, arsengrigoryan@ysu.am

The article includes the data of long-term monitoring observations taken from 60 meteorological stations located at 450-3200 m above the sea level. It presents the results of study of time of occurrence, duration and spatial variability of bioclimatic rhythms of main ecotypes of agricultural crops under the conditions of high altitudes of the Republic of Armenia. It was found out that vertical gradients of the average periods of main phases of grow of winter wheat, potatoes, grapes and livestock pasturage within highland pastures fluctuate within 3-5 days / 100 m. Agro-ecological conditions for bioclimatic rhythms along high-altitude zones are estimated. The high-altitude regularities are determined and correlation dependence curves of time of occurrence of bioclimatic rhythms from absolute altitude are identified with specification of ways for optimizing heat and moisture availability and productivity of these crops. The probability of crop damage from drought, frosts in different periods of vegetation is calculated. Agro-climatic parameters of critical periods of growth and development of crops under study within high-altitude zones are determined which makes it possible to ensure production of stable and high yields. It became clear that the highest altitude for obtaining two crops a year after harvesting early spring grains, vegetables, potatoes is 1400 m above the sea level – in arid regions and 1200 m – in wet regions. It is proposed to develop a natural conveyor for fresh vegetables, potatoes, maize, fruit, dairy and other products using the vertical zonality of crops ripening and livestock pasturage within the summer pasture zone.

Keywords: bioclimatic rhythms, spatial and temporal regularities, agricultural crops, winter wheat, potatoes, grapes, mountain forage lands, vertical gradients, green conveyor, second growth.

ВИСОТНО-ПОЯСНІ ЗАКОНОМІРНОСТІ БІОКЛІМАТИЧНИХ РИТМІВ У ВІРМЕНІЇ ТА ЇХ АГРОЕКОЛОГІЧНА ОЦІНКА

А. Т. Григорян, канд. геогр. наук, доцент,
заст. декана географо-геологічного факультету

Єреванський Державний університету, Вірменія, ЄГУ, вул. А. Манукяна, 1, arsengrigoryan@ysu.am

У роботі використані дані багаторічних моніторингових спостережень, проведених на 60 метеостанціях, розташованих на висоті 450-3200 м над рівнем моря. Представлені результати дослідження часу настання, тривалості і просторової мінливості біокліматичних ритмів основних екотипів сільськогосподарських культур в умовах висотної поясності Республіки Вірменія. Встановлено, що вертикальні градієнти середніх термінів настання основних фаз розвитку озимої пшениці, картоплі, винограду і пасіння худоби в зоні високогірних пасовищ коливаються в межах 3-5 днів / 100 м. Оцінені агроекологічні умови проходження біокліматичних ритмів по висотних поясах. Виявлено висотно-поясні закономірності і складені графіки кореляційної залежності термінів настання біокліматичних ритмів від абсолютної висоти, а також вказано шляхи оптимізації тепло-вологозабезпеченості і продуктивності зазначених сільгоспкультур. Розраховані ймовірності пошкодження врожаю від посухи, заморозків в різні періоди вегетації. Встановлено агрокліматичні параметри критичних періодів зростання і розвитку досліджуваних сільгоспкультур по висотних поясах, облік яких дає можливість забезпечувати отримання стійких і високих врожаїв. Виявлено, що верхньою межею отримання двох врожаїв на рік після збирання ранніх ярих зернових, овочевих, картоплі є 1400 м над рівнем моря - в посушливих і 1200 м - у вологих районах республіки. Пропонується розробити природний конвеєр отримання свіжих овочів, картоплі, кукурудзи, плодів, молочних і інших продуктів, використовуючи вертикальну поясність термінів дозрівання врожаїв і пасіння худоби в зоні літніх пастбищ.

Ключові слова: біокліматичні ритми, просторово-часові закономірності, сільськогосподарські культури, озима пшениця, картопля, виноград, гірські кормові угіддя, вертикальні градієнти, зелений конвеєр, другий урожай.

Дата першого подання: 17. 07. 2017

Дата надходження остаточної версії: 13. 09. 2017

Дата публікації статті: 26. 10. 2017

УДК 566.166

НАУКОВО-МЕТОДИЧНА БАЗА ДЛЯ РОЗРАХУНКУ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ І ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ

Є. Д. Гопченко, д-р геогр. наук, проф.
М. Е. Бурлуцька, канд. геогр. наук, доц.
М. Є. Романчук, канд. геогр. наук, доц.

Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, gidro@odeku.edu.ua

У статті представлені науково-методичні обґрунтування і шляхи реалізації розрахункової схеми для визначення характеристик максимального стоку дощових паводків і весняних водопіль річок. На відміну від існуючих рекомендацій, у тому числі й СНіП 2.01.14-83, запропоновані авторами теоретичні підходи мають універсальну структуру, як з точки зору генетичних типів паводків і водопіль, так і розмірів водозборів. Вихідна модель базується на одномодальних формах гідрографів стоку паводків і водопіль. Описуються вони рівняннями убуваючого вигляду, залежно від співвідношення ранжованих модулів стоку до максимальних витрат води і тривалості схилового припливу паводків або водопіль. Ураховуючи, що розрахункова методика пройшла достатню практичну перевірку (з належними позитивними результатами), автори рекомендують її для розгляду, як один із можливих варіантів нового нормативного документу в галузі максимального стоку річок України.

Ключові слова: максимальний стік, дощові паводки, весняні водопілля, нормативні документи, шари стоку, редуційні формули, розрахункові витрати води.

1. ВСТУП

В Україні для визначення характеристик максимального стоку дощових паводків і весняних водопіль використовується запроваджений ще у 1984 році СНіП 2.01.14-83 [1], який спирається на матеріали гідрологічних спостережень до 1975 року. За минулий період пройшло більш 40 років, що само по собі могло суттєво вплинути на розрахункові характеристики стоку, у тому числі максимального, мінімального і річного. Крім того, відбулися й нові теоретичні напрацювання, які є більш досконалішими, порівняно зі СНіП 2.01.14-83.

Автори статті, враховуючи ці обставини, запропонують розрахунково-методичну схему для нормування максимального стоку дощових паводків і весняних водопіль на матеріалах спостережень до 2010 року.

Метою роботи є теоретичне обґрунтування розрахунково-методичної бази для визначення характеристик максимального стоку весняного водопілля. Тим більше, що нормативним документом СНіП 2.01.14-83 передбачається використання й інших методів ([1, с. 5])

2. СУЧАСНА НАУКОВО-МЕТОДИЧНА БАЗА ДЛЯ РОЗРАХУНКУ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ І ВЕСНЯНИХ ВОДОПІЛЬ ЗА ВІДСУТНОСТІ ГІДРОЛОГІЧНИХ СПОСТЕ- РЕЖЕНЬ НА РІЧКАХ

Сучасна нормативна база для розрахунку характеристик максимального стоку річок України ґрунтується на формулах редуційної структури та граничної інтенсивності. Стосовно весняного водопілля редуційна формула має вигляд [1]

$$q_{p\%} = k_0 y_{p\%} \mu \delta \delta_1 \delta_2 \delta_3 / (F + b)^n, \quad (1)$$

де $q_{p\%}$ - розрахунковий модуль максимального стоку весняного водопілля забезпеченістю $p\%$; k_0 - параметр «дружності» водопілля (визначається він з використанням даних річок-аналогів); $y_{p\%}$ - розрахунковий шар стоку весняного водопілля (без зрізки ґрунтової складової) забезпеченістю $p\%$; μ - коефіцієнт, який залежить від наявних розбіжностей у розрахункових значеннях шарів стоку і максимальних витрат води; δ - коефіцієнт впливу водойм проточного типу на модуль стоку $q_{p\%}$ [1]

$$\delta = 1 / (1 + Cf'_{03}), \quad (2)$$

C - коефіцієнт, який залежить від середнього шару стоку весняного водопілля;

$$f'_{os} = \sum_{i=1}^k (100S_i f_i / F^2), \quad (3)$$

k - кількість водойм руслового типу; S_i - площа водного дзеркала озер, км²; f_i - площа водозборів окремих водойм, км²;

δ_1 - коефіцієнт впливу на характеристики весняних водопіль залісеності водозборів

$$\delta_1 = a / (f_n + 1)^{n'}, \quad (4)$$

a - параметр, яким ураховується розміщення на водозборах лісу; n' - коефіцієнт редуції, нормований у табличній формі; f_n - залісеність водозборів, %;

δ_2 - коефіцієнт впливу на характеристики весняних водопіль заболоченості водозборів

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(0.1f_\sigma + 1), \quad (5)$$

β - коефіцієнт, який залежить від типу боліт; f_σ - відносна заболоченість водозборів, %;

δ_3 - коефіцієнт впливу на характеристики весняних водопіль розораності сільськогосподарських угідь;

b - емпіричний параметр для зниження модулів максимального стоку в області невеликих водозборів, км².

Максимальні витрати дощових паводків при $F > 200$ км² визначаються за редуційною формулою вигляду [1]

$$q_{p\%} = q_{200} (200 / F)^n \delta \delta_2 \delta_3 \lambda_{p\%}, \quad (6)$$

де q_{200} - модуль максимальної миттєвої витрати води забезпеченістю $p = 1\%$ при $\delta = \delta_2 = \delta_3 = 1.0$, приведений до умовної площі водозборів $F = 200$ км²; δ_3 - коефіцієнт для урахування залежності параметра q_{200} від середньої висоти водозборів у гірських районах.

Миттєві максимальні модулі стоку дощових паводків $q_{p\%}$ при $F < 200$ км² визначаються за формулою граничної інтенсивності [1]

$$q_{p\%} = A_{1\%} \eta H'_{1\%} \delta \lambda_{p\%}, \quad (7)$$

де $A_{1\%}$ - максимальний модуль стоку забезпеченістю $p = 1\%$; η - збірний коефіцієнт

стоку; $H'_{1\%}$ - максимальні добові величини опадів ймовірністю перевищення $p = 1\%$; $\lambda_{p\%}$ - перехідний коефіцієнт від забезпеченості $p = 1\%$ до інших ймовірностей перевищення $p\%$.

Не приступаючи до обґрунтування параметрів формул максимального стоку весняних водопіль і дощових паводків на конкретних водозборах, відзначимо їх недоліки і доцільність подальшого використання у практичній діяльності:

1. Процес формування паводків і водопіль пов'язаний, у першу чергу, з устанавленням максимальних модулів (витрат води) стоку в структурі одноmodalних гідрографів. І не зовсім зрозуміло, чому ж в гідравлічному відношенні застосовуються різні за структурою розрахункові формули при нормуванні характеристик максимального стоку паводків і водопіль.

2. Збірний коефіцієнт стоку η не являється стійким параметром, оскільки при його оберненому визначенні в структурі (7), не ураховуються запаси ґрунтових вод на протязі паводків, з одного боку, а опади на протязі паводків і водопілля, з іншого.

На наш погляд математичні моделі формування максимальних витрат дощових паводків і весняних водопіль повинні мати однакову гідравлічну структуру, а різниця буде існувати лише у параметрах.

3. ОБґРУНТУВАННЯ УНІВЕРСАЛЬНОЇ МОДЕЛІ ФОРМУВАННЯ ПАВОДКІВ І ВОДОПІЛЬ ТА ЇЇ ВИКОРИСТАННЯ

На рис. 1 представлена блокова схема трансформації опадів у русловий стік [2]:

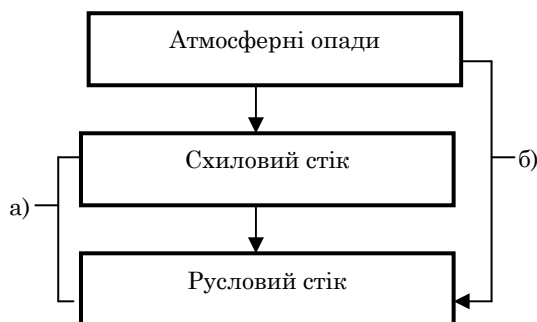


Рис. 1 – Принципіальна схема формування дощових паводків і весняних водопіль (а – природна модель формування паводків; б – варіант моделі стосовно формули граничної інтенсивності)

Послідовність «атмосферні опади – схиловий приплив - русловий стік» відповідає природному процесу трансформації опадів (у формі дощів або сніготанення) у схиловий стік і далі – у русловий. У формулах граничної інтенсивності розглядається оператор «атмосферні опади – русловий стік». Трансформація опадів на схилах водозборів тим самим не ураховується. Компенсується відсутність цього оператора за допомогою басейнової тривалості τ_δ . Вона замість суми тривалостей опадів T і руслового добігання t_p підміняється розрахунковою тривалістю τ

$$\tau = 1.2t_p^{1.1} + t_{cx}, \quad (8)$$

де t_{cx} - тривалість схилового добігання паводкових (повеневих) хвиль.

Реалізувати послідовність «атмосферні опади – схиловий стік – русловий стік» досить проблематично, оскільки в адміністративній системі Гідрометслужби відсутні спостереження за характеристиками схилового припливу. У якості методичного компромісу пропонується в варіантах розрахунку складових руслового стоку розглядати лише другий оператор – «схиловий приплив – русловий стік» (рис. 2).

Для вирішення задачі поверхневої трансформації опадів у стік, запишемо для них рівняння [2,3]:

q'_t - схиловий стік

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (9)$$

q_t - русловий стік

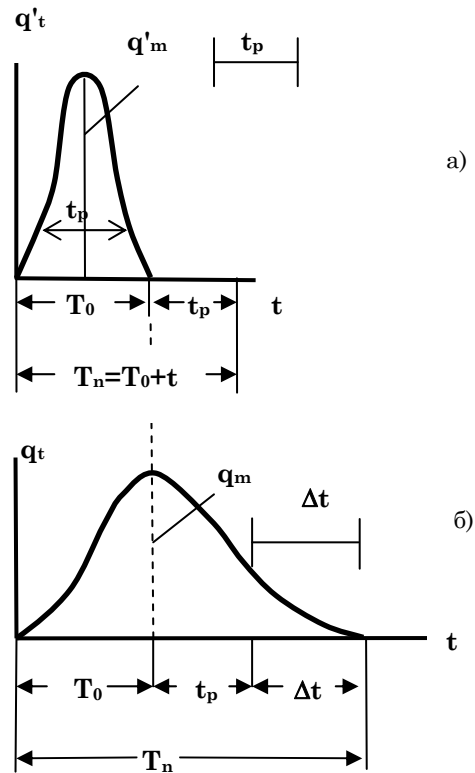
$$q_t = q_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_n} \right)^m \right], \quad (10)$$

де q'_m - максимальний модуль схилового припливу; q_m - максимальний модуль руслового стоку.

Якщо (9) і (10) проінтегрувати, відповідно по T_0 і T_n , то отримуємо шари стоку схилового (Y'_m) і руслового (Y_m) стоку:

$$Y'_m = \int_0^{T_0} q'_t dt = q'_m \int_0^{T_0} \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right] dt = q'_m \frac{n}{n+1} T_0; \quad (11)$$

$$Y_m = \int_0^{T_n} q_t dt = q_m \int_0^{T_n} \left[1 - \left(\frac{t}{T_n} \right)^m \right] dt = q_m \frac{m}{m+1} T_n. \quad (12)$$



t_p - тривалість руслового добігання; Δt - об'єм регулювання паводкового стоку

Рис. 2 – Принципіальна схема трансформації схилового припливу q'_t у русловий поверхневий стік q_t

Формування достатньо високих гідрографів стоку супроводжується тотожністю $Y'_m \approx Y_m$. За цієї умови

$$q_m = \left(\frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n} \right) q'_m \frac{T_0}{T_n}, \quad (13)$$

де $\frac{m+1}{m}$ - коефіцієнт часової нерівномірності руслового стоку; $\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу; $\left(\frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n} \right) = k_m$ - коефіцієнт трансформації

гідрографів стоку паводків (водопіль); $\frac{T_0}{T_n} = k_n$ - коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання паводків (водопіль).

З урахуванням коефіцієнтів k_m і k_n рівняння (13) набуде вигляду

$$q_m = q'_m k_m k_n. \quad (14)$$

Максимальний модуль схилового стоку q'_m , виходячи з (11), дорівнює

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y'_m = k_0 Y'_m. \quad (15)$$

Підставимо (15) у (14), тоді

$$q_m = k_0 Y'_m k_m k_n, \quad (16)$$

де $k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}$ - коефіцієнт трансформації

стокоутворення на поверхності водозборів.

Із виразу (12) коефіцієнт $\frac{m+1}{m}$ буде становити

$$\frac{m+1}{m} = \frac{q_m \cdot T_n}{Y_m} = f(F). \quad (17)$$

З іншого боку,

$$k_n = \frac{T_0}{T_n} = \frac{T_0}{T_0 + t_p + \Delta t} = \frac{1}{1 + \frac{t_p}{T_0} + \frac{\Delta t}{T_0}} = f(F). \quad (18)$$

Таким чином, з використанням (15), (17) і (18), запишемо розрахункову формулу максимального стоку паводків і водопіль в редакції [4]

$$q_m = \frac{k_0 Y'_m}{(F+1)^{n_1}} = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_1}}, \quad (19)$$

де $k_m k_n = \frac{1}{(F+1)^{n_1}}$.

Структура (19) в загальній редакції повною мірою відповідає відомій формулі редуційного вигляду [5-8], а також варіанту, приведеному у [9]. На відміну від нормативного документу СНіП 2.01.14-83, формула (19) може бути використана, як універсальна структура, тобто для паводків і водопіль.

Параметр n_1 є тангенс кута нахилу залежності $lg q_m$ до осі абсцис $lg(F+1)$.

Через відсутність спостережень за схиловим припливом рекомендується параметр k_0 визначати з використанням методу гідрологічної аналогії. На наш погляд, це тупиковий шлях, оскільки не існують задовільні методики для встановлення аналогів в формули типу (14) або (19).

Авторами статті пропонується для використання варіант, який дасть змогу широкого застосування при розрахунках максимальних модулів (витрат води) стоку дощових паводків і весняних водопіль для любых розмірів річкових водозбо-

рів і генетичних типів поверхневого стоку.

Після проведення статистичної обробки часових рядів витрат води і шарів паводкового (половодного) стоку будується в логарифмічних координатах залежність $lg q_m = f(lg(F+1))$, за допомогою якої устанавлюється показник степені n_1 . За відомим степеневим показником n_1 , використовуючи (19), оберненим шляхом визначається q'_m

$$q'_m = q_m (F+1)^{n_1}. \quad (20)$$

Таким чином, за (20) для кожного водозбору встановлюються індивідуальні модулі схилового припливу q'_m . Як видно з (15), за відомими індивідуальними модулями q'_m є можливість знайти тривалість схилового припливу T_0 , тобто

$$T_0 = \frac{n+1}{n} \frac{Y_m}{q'_m}. \quad (21)$$

У рівнянні (21) невідомим параметром, який потребує розрахунку, вважається коефіцієнт неоднорідності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$. Але матеріали спостережень за гідрологічним режимом річок дають змогу параметр $\frac{n+1}{n}$ знайти з рівняння (12), а саме

$$\frac{m+1}{m} = (q_m \cdot T_n) / Y_m, \quad (22)$$

де q_m і Y_m для розрахункової забезпеченості $p\%$ обчислюються за допомогою статистичної обробки часових рядів витрат води q_m і шарів стоку Y_m . По рядах спостережень для тривалості паводків (або весняних водопіль) визначається і тривалість T_n . Для більшої надійності призначення T_n рекомендується нормувати не по одиничних випадках, а в середньому по групі декількох високих паводків і водопіль. Необхідно підкреслити, що за (22) встановлюються не пошукові значення $\frac{n+1}{n}$, а тільки $\frac{m+1}{m}$. Індивідуальні коефіцієнти часової нерівномірності $\frac{m+1}{m}$, обчислені за рівнянням (22), досліджу-

ються на залежність $\frac{m+1}{m} = f(lg(F+1))$. Наш досвід свідчить про те, що цю залежність можна

описувати за допомогою рівняння

$$\frac{m+1}{m} = \frac{n+1}{n} e^{-\alpha \lg(F+1)}, \quad (23)$$

де $\frac{n+1}{n}$ представляє собою пошуковий коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу.

Запропонована науково-методична база перевірена на декількох об'єктах: річках басейну Прип'яті, Гірського Криму, Сіверського Дінця й інш.

4. ВИСНОВКИ

Науково-методична база в Україні для розрахунку характеристик максимального стоку дощових паводків і весняних водопілля ґрунтується на формулах редуційного типу, а дощових паводків с площами водозборів $F < 200 \text{ км}^2$ ще й на структурах граничної інтенсивності.

Оскільки дощові паводки і весняні водопілля за формою гідрографів стоку представляють собою нелінійні трикутники, то бажано у науковому відношенні мати й загальну теоретичну модель.

Авторами статті гідрографи екстремально високих паводків і водопілля описуються за допомогою представлених вибірок з максимальними витратами води. Це дало змогу типізувати їх загальними рівняннями убуючого типу.

Реалізація запропонованої методики здійснена на матеріалах спостережень за максимальним стоком весняного водопілля річок України. Результати розрахунків в цілому мають задовільну відповідність вихідним матеріалам і тому методика рекомендується для практичного застосування при підготовці в Україні нового нормативного документу в галузі розрахунку характеристик максимального стоку річок, замість чинного СНіП 2.01.14-83.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Гидрометеиздат, 1984. 447 с.

2. Гопченко Є. Д., Лобода Н. С., Овчарук В. А. Гідрологічні розрахунки: підручник. Одеса: ТЕС, 2014. 483 с.
3. Гопченко Є. Д., Романчук М. Е. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. Киев: КНТ, 2005. 148 с.
4. Гопченко Е. Д., Овчарук В. А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. Одесса: ТЭС, 2002. 110 с.
5. Гопченко Е. Д., Гушля О. В. Гидрология с основами мелиорации. Гидрометеиздат, 1989. 303 с.
6. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Гидрологические основы управления речным стоком. М.: Изд. «Наука», 1981. 257 с.
7. Горошков И. Ф. Гидрологические расчеты. Гидрометеиздат, 1979. 430 с.
8. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеиздат, 1968. 538 с.
9. Гопченко Є. Д., Гарькавенко Є. О. Обґрунтування науково-методичної бази для визначення тривалості схилового припливу // Вісник ОДЕКУ. 2015. № 19. С. 76-81. <http://bulletin.odeku.edu.ua/category/2015/19/#post-1230>

REFERENCES

1. *Posobie po opredeleniyu raschetnykh gidrologicheskikh kharakteristik* [Manual on determination of design hydrological characteristics]. Gidrometeoizdat, 1984. 447 p.
2. Gopchenko E. D., Loboda N. S., Ovcharuk V. A. *Hidrolohichni rozrakhunkn* [Hydrological calculation]. Odessa: TES Publ., 2014. 483 p.
3. Gopchenko E. D., Romanchuk M. E. *Normirovanie kharakteristik maksimal'nogo stoka vesennego polovod'ya na rekakh Prichernomorskoy nizmennosti* [Regulation characteristics maximum flow spring floods on the rivers of the Black Sea lowland]. Kyiv: KNT, 2005. 148 p.
4. Gopchenko E. D., Ovcharuk V. A. *Formirovanie maksimal'nogo stoka vesennego polovod'ya v usloviyakh yuga Ukrainy* [The formation of the maximum runoff for spring floods in the South of Ukraine]. Odessa: TES Publ., 2002. 110 p.
5. Gopchenko E. D., Gushlya O. V. *Gidrologiya s osnovami melioratsyi* [Hydrology with the basics of melioration]. Gidrometeoizdat, 1989. 303 p.
6. Kritskiy S. N., Menkel' M. F. *Gidrologicheskie osnovy upravleniya rechnym stokom* [Hydrological framework for the management of river drain]. Moscow: Publ. «Nauka», 1981. 257 p.
7. Goroshkov I. F. *Gidrologicheskie raschety* [Hydrological calculation]. Gidrometeoizdat, 1979. 430 p.
8. Sokolovskiy D. L. *Rechnoy stok* [River runoff]. Gidrometeoizdat, 1968. 538 p.
9. Gopchenko E. D., Gar'kavenko E. O. The rationale for science-methodical base for determination of the length of slope tributary. *Visn. Odes. derz. ekol. univ - Bul. of Odesa State Environmental University*, 2015, no. 19, pp. 76-81. <http://bulletin.odeku.edu.ua/category/2015/19/#post-1230> (In Ukrainian)

SCIENTIFIC AND METHODOLOGICAL BASE FOR CALCULATION OF RAIN AND SPRING FLOODS MAXIMUM RUNOFF

E. Gopchenko, Dr. Geogr. Sc., prof., **M. Burlutskaya**, PhD in Geography, Assoc.,
M. Romanchuk, PhD in Geography, Assoc.

*Odessa State Environmental University,
15, Lvivskay St., 65016 Odessa, Ukraine, gidro@odeku.edu.ua*

For more than 40 years estimated characteristics of rivers' maximum runoff for rain and spring floods in Ukraine have been determined using the regulatory document SNiP 2.01.14-83. This regulatory document is based on use of reduction formulas (for spring floods, rain floods with catchment areas of $F > 200 \text{ km}^2$) and maximum intensity formulas (for rain floods with catchment areas of $F < 200 \text{ km}^2$).

Use of reduction structure for rain and spring floods of different reduction have no relevant grounds since in both cases we deal with calculation of maximum water discharge forming the part of unimodular hydrographs. In addition, a calculated parameter of "friendliness" k_0 is determined for spring floods by use of hydrological analogues, which, by the way, are assigned rather provisionally. Regarding rain floods the impact in the form of coefficients of analogy is replaced by the runoff module q_{200} taken for a provisional catchment area $F = 200 \text{ km}^2$. In methodological terms, in contrast to the "friendliness" coefficient of the spring flood k_0 determined by the method of hydrological analogy, module q_{200} (for rain floods) is represented by a map of isolines. More remarks can be voiced with regard to the methodological base of determination of maximum modules of rain floods runoff within small catchment areas ($F < 200 \text{ km}^2$). The main drawback relating to the use of maximum intensity formula consists in the fact that natural process of transformation of rain floods "precipitation – slope inflow – river channel runoff" is replaced by the operator of "precipitation – river channel runoff".

The authors of this article offer a universal approach to substantiation of the structure of the formula to determine the characteristics of maximum runoff of rain and spring floods.

The original theoretical model for hydrographs of rain and spring floods is accepted as unimodular non-linear triangles.

For the first time all the components of calculation equations of modules of maximum runoff of rain and spring floods are described by the same equations and differ only in numerical values of the parameters. The proposed scientific and methodological base for determination of modules of maximum runoff of rain and spring floods underwent practical test and is recommended for use when preparing a new Ukrainian regulatory document replacing SNiP 2.01.14-83.

Keywords: maximum runoff, rain floods, spring floods, regulatory documents, runoff depth, reduction formulas, estimated water discharge.

НАУЧНО- МЕТОДИЧЕСКАЯ БАЗА ДЛЯ РАСЧЕТА ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ И ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ

Е.Д. Гопченко, д-р. геогр. наук, проф.

М.Э. Бурлуцкая, канд. геогр. наук, доц.

М.Е. Романчук, канд. геогр. наук, доц.

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, gidro@odeku.edu.ua*

В статье представлены научно-методические обоснования и пути реализации расчетной схемы для определения характеристик максимального стока дождевых паводков и весеннего половодья рек. В отличие от существующих рекомендаций, в том числе СНиП 2.01.14-83, предложенные авторами теоретические подходы имеют универсальную структуру, как с точки зрения генетических типов паводков и половодий, так и размеров водосборов. Исходная модель базируется на одномодальных формах гидрографов стока паводков и половодий. Описываются они уравнениями убывающего вида, зависимо от соотношения ранжованных модулей стока к максимальным расходам воды и продолжительности склонового притока паводков и половодий. Учитывая, что расчетная методика прошла достаточную практическую проверку (с имеющимися положительными результатами), авторы рекомендуют ее для рассмотрения как одного из возможных вариантов нового нормативного документа в области максимального стока рек Украины.

Ключевые слова: максимальный сток, дождевые паводки, весеннее половодье, нормативные документы, стоки, редуцированные формулы, расчетные расходы воды.

Дата першого подання: 29. 06. 2017

Дата надходження остаточної версії: 08. 09. 2017

Дата публікації статті: 26. 10. 2017

УДК: 551.583.1+556:[12:047;535]

ОЦІНКА МАЙБУТНІХ ТЕНДЕНЦІЙ ЗМІН ХАРАКТЕРИСТИК ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ РІЧОК БАСЕЙНУ ПІВДЕННОГО БУГУ В ЗИМОВИЙ ПЕРІОД

Е. Р. Рахматуліна, канд. геогр. наук
В. В. Гребінь, д-р геогр. наук, проф.

*Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Україна, 01601, місто Київ, вул. Володимирська, 64/13, elmera@ukr.net*

Кліматичні зміни, які відбуваються протягом останніх десятиріч, визначають актуальність проблеми прогнозу на майбутнє зазначених змін як у глобальному, так і у регіональному масштабах. Адже знання поведінки клімату у майбутньому є дуже важливим при проведенні аналізу тенденцій змін гідрологічних характеристик.

Підвищення глобальної приземної температури повітря, яке спостерігалось з кінця ХХ сторіччя, за проведеними дослідженнями матиме подальший розвиток. На період 2031-50 рр. на території басейну Південного Бугу підвищення температури становитиме до 1,8°C. Відповідно змінам термічного режиму повітря, відбудуться зміни і у термічному та льодовому режимах річок басейну, а саме відбуватиметься підвищення температури води зимового періоду та скорочення періоду з льодовими явищами та зменшення потужності льодового покриву.

Ключові слова: кліматичні зміни, гідрологічний режим, зимовий період, Південний Буг, термічний режим, льодовий режим.

1. ВСТУП

Клімат Землі протягом останніх десятиріч ХХ, на початку ХХІ сторіччя відчуває значні зміни, які найбільш чітко проявляються у підвищенні глобальної температури повітря - основної характеристики клімату Землі. Гідрологічний режим річок є достатньо чутливим до кліматичних змін, особливо в зимовий період року, тому дослідження характеристик гідрологічного режиму, а також їх змін, окрім практичного інтересу з боку різних галузей господарства, які пов'язані з використанням річок, мають вагомe значення для фундаментальної науки.

2. ОГЛЯД ЛІТЕРАТУРИ

Ще на початку ХХ сторіччя почали з'являтися аналіз та узагальнення щодо гідрологічних процесів на річках в зимовий сезон, зокрема у працях Шостоковича В. Б. [1], який займався вивченням зв'язку між водністю річки і термінами її замерзання. Але більш детальні дослідження щодо зимового режиму річок та, відповідно, їх льодового режиму, з'явилися лише у другій половині ХХ ст. Це роботи Панова Б. П. [2], Донченка Р. В. [3], Чижова А. Н. [4].

По мірі розвитку та вдосконалення мережі гідрологічних спостережень, у післявоєнні роки з'являється більше інформації, а відповідно отримують розвиток нові дослідження зимового режиму в працях Бідіна Ф. І. [5], Россинського К. І. [6], Римши В. А. [7].

В останні декілька десятиріч активно аналізу-

ється вплив глобального потепління на зміну гідрологічного режиму водних об'єктів. Зокрема, впливом клімату на зимовий та льодовий режим річок займався Гінзбург Б. М. та ін. [8].

Але в цілому увага до досліджень змін гідрологічного режиму в холодний період року під впливом кліматичних коливань, є порівняно низькою, зокрема в Україні. Протягом останніх кількох років даний напрямок отримав розвиток у розробках вчених Київського національного університету імені Тараса Шевченка під керівництвом доктора географічних наук В. В. Гребеня, зокрема у роботах Гребеня В. В., Струтинської В. М. щодо впливу змін клімату на термічний та льодовий режим річок басейну Дніпра [9]. Останні дослідження зимового режиму проводились для річок басейну Південного Бугу, зокрема дослідження льодового режиму та однорідності досліджуваних характеристик [10]. Подібні розробки проводяться вченими Українського гідрометеорологічного інституту, зокрема слід відзначити роботи Горбачової Л. О. [11], та вченими Одеського державного екологічного університету під керівництвом Лободи Н. С. [12].

3. МЕТОДИ ТА МАТЕРІАЛИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Для дослідження нами було використано дані (середня та максимальна температура повітря, середньомісячна температура води, дати появи льодових явищ, дати встановлення стійкого льодоставу, дати скресання та очищення річок від

льоду, середня та максимальна товщина льоду) за зимовий період року (холодне півріччя) по 24 гідрологічним постам та 15 метеорологічним станціям, які розташовані в межах басейну Південного Бугу (рис. 1).

Одразу слід визначитися з поняттям «зимовий період» та його відмінністю від поняття «зимовий сезон». Зимовий період, за [5] – це період року, який починається від появи перших льодових явищ на річках та закінчується повним очищенням річок від льоду. Для басейну Південного Бугу зимовий період співпадає з кліматичним холодним півріччям, та триває з листопада по квітень місяць. Для детального аналізу змін досліджуваних характеристик зимовий період року нами було поділено на три часові інтервали в залежності від гідрологічної фази, яка повністю або частково потрапляє в межі холодного півріччя: листопад місяць відповідає закінченню літньо-осінньої межені (осінній сезон); період з грудня по лютий місяць – зимовій межені (зимовий сезон);

березень та квітень місяці відповідають фазі весняного водопілля (весняний сезон). Часові інтервали було визначено за даними багаторічних гідрологічних спостережень на річках басейну.

Річка Південний Буг є однією з великих річок країни, та єдиною, басейн якої повністю знаходиться в межах України. Протікає центральними і південними її областями через природні зони лісостепу (верхня та середня частини басейну) і степу (нижня частина басейну) [13]. Через значну протяжність водозбору різні його частини мають певні кліматичні відмінності, та, відповідно, і відмінності гідрологічного режиму річок басейну. Згідно схеми гідрологічного районування України [14] басейн річки Південний Буг поділяється на дві області:

- верхня та середня течія до м. Первомайська, з усіма притоками (включно з р. Синюха), входить в Правобережно-Дніпровську область достатньої водності;
- нижня течія від гирла р. Синюха, включно з р. Інгул, входить в Нижньобузько-Дніпровську область недостатньої водності.

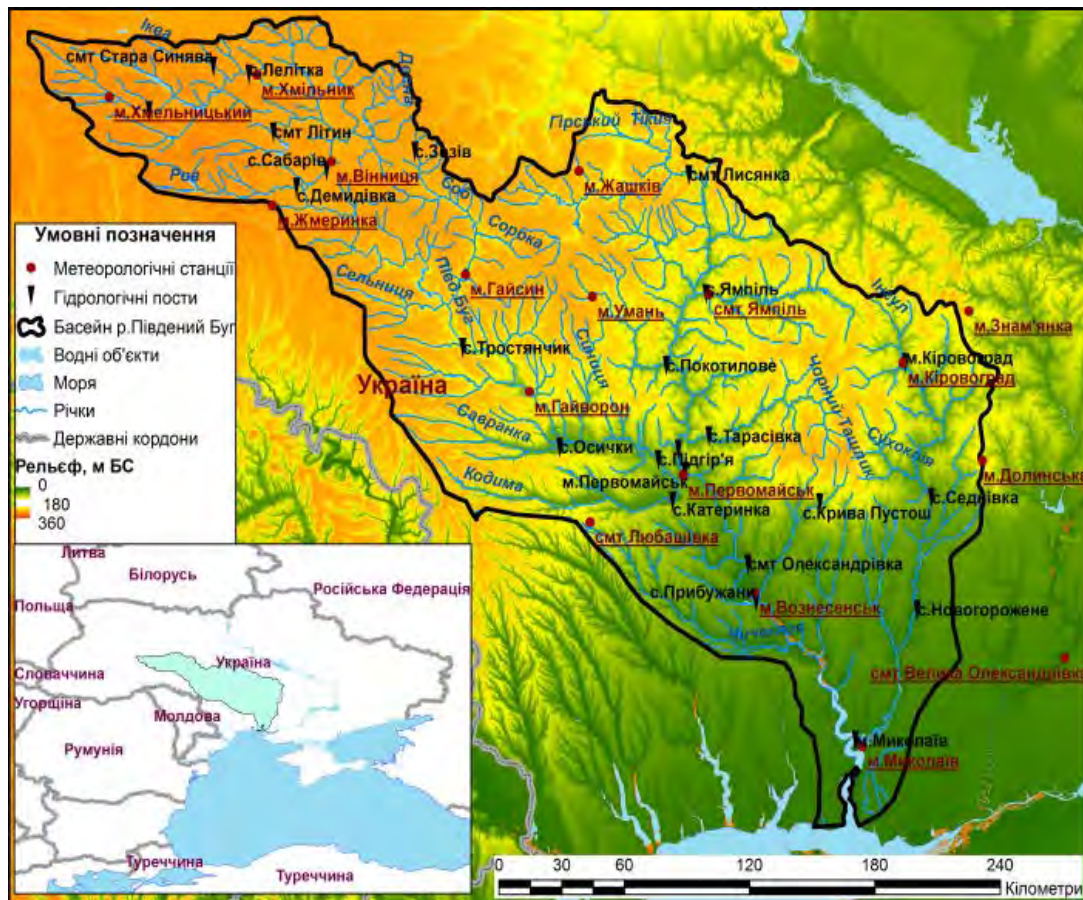


Рис. 1 - Розташування метеостанцій та гідрологічних постів, обраних для дослідження, в межах басейну річки Південний Буг

Кліматичні зміни, які відбуваються протягом останніх десятиріч визначають актуальність проблеми прогнозу на майбутнє зазначених змін як у глобальному так і у регіональному масштабах. Адже знання поведінки клімату у майбутньому є дуже важливим при проведенні аналізу майбутніх змін гідрологічних характеристик.

Підвищення глобальної приземної температури, яке спостерігається з кінця ХХ сторіччя, здебільшого спричинене підвищенням концентрації парникових газів, які утворились внаслідок саме промислової діяльності [15]. Значне підвищення вмісту в атмосфері групи антропогенних газів призвело до парникового ефекту в приземному шарі атмосфери і стало причиною глобальних змін клімату. Таким чином, кліматичні зміни не могли не вплинути на материкові водні ресурси, зокрема на процеси, що відбуваються в річках.

Основними сучасними засобами відтворення змін клімату є моделі загальної циркуляції атмосфери та океану (МЗЦАО) – це глобальні кліматичні моделі, що охоплюють всю планету. МЗЦАО включають блоки, що описують атмосферу, гідросферу, кріосферу, біосферу, рельєф та їх взаємодію. Відомо, що глобальні моделі в якості вихідних даних використовують дані спостережень та сценарії майбутніх змін концентрації компонентів впливу – парникових газів та аерозолів [15].

Зазначена група експертів розробила ряд сценаріїв, в основу яких покладено чотири різні сюжетні лінії, кожна з яких представляє різні демографічні, соціальні, економічні, техногенні та екологічні події. В свою чергу для кожної сюжетної лінії було розроблено декілька різних сценаріїв з використанням різноманітних концепцій. На основі розрахунків можливих концентрацій викидів в атмосферу парникових газів було створено 40 сценаріїв з яких 4 (A1, A1B, A2, B1) визначено базовими [15].

Для дослідження кліматичних змін окремих регіонів використовуються регіональні кліматичні моделі (РКМ), за допомогою яких можна деталізувати рельєф території та отримати більш точний прогноз на основі розрахунків глобальної моделі.

Для басейну Південного Бугу вченими Українського гідрометеорологічного інституту (УкрГМІ), С. Краковською та В. Балабух було розраховано прогнозні значення середньомісячної та максимальної температури повітря на період 2031-2050 рр. Для розрахунку зазначених характеристик було використано регіональну клімати-

чну модель REMO, розраховану з початковими та граничними умовами МЗЦАО ECHAM5, що ґрунтується на емісійному сценарії A1B. Ця модель була багаторазово успішно перевірена в моделюванні сучасного клімату практично всіх європейських країн [13]. Для території України регіональна модель REMO визначена як оптимальна для прогнозу можливих змін регіонального клімату в ХХІ ст. на основі проведених досліджень в УкрГМІ у відділах фізики атмосфери та чисельних гідрометеорологічних досліджень [15].

4. РЕЗУЛЬТАТИ

Для оцінки тенденцій змін характеристик гідрологічного режиму річок басейну Південного Бугу в зимовий період, нами було розроблено алгоритм досліджень (рис. 2).

Результати, отримані при виконанні перших 3-х етапів зазначеного алгоритму, детально описано у роботі [16]. В поточній статті наведено результати, отримані при виконанні четвертого та п'ятого блоків алгоритму.

Для дослідження було використано розрахункові залежності окремих характеристик льодового режиму (скресання та очищення річок від льоду, середньої та максимальної товщини льоду) та термічного режиму річок басейну від температури повітря. Аналіз отриманих залежностей дат появи льодових явищ та дат встановлення стійкого льодоставу на річках басейну від температури повітря не виявив чіткої кореляції. Це обумовлено нестабільністю погодних умов осінньо-зимового сезону протягом останніх десятиріч, тобто частими відлигами, незначними морозами, додатними температурами повітря.

На рисунку 3, як приклад, наведені залежності термічного режиму річок за період березень – квітень місяці від температури повітря даного періоду (базовий період 1961-2000 рр.) відповідно для різних частин басейну. Враховуючи проведені раніше дослідження та маючи розрахункові залежності характеристик гідрологічного режиму з температурою повітря (блоки 1-3 алгоритму) [16], та отримані дані щодо майбутніх кліматичних змін на період 2031-2050 рр. (блок 4 алгоритму), можемо зробити припущення щодо майбутнього стану досліджуваних характеристик для річок басейну Південного Бугу (блок 5 алгоритму).

За розрахунками кліматологів УкрГМІ, температура приземного шару повітря в межах басейну за період 2031-2050 рр. має тенденцію до підвищення за всі часові проміжки зимового



Рис. 2 – Алгоритм оцінки тенденцій змін характеристик гідрологічного режиму в зимовий період

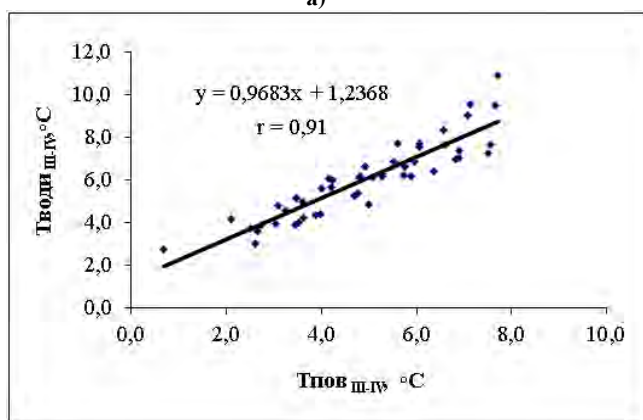
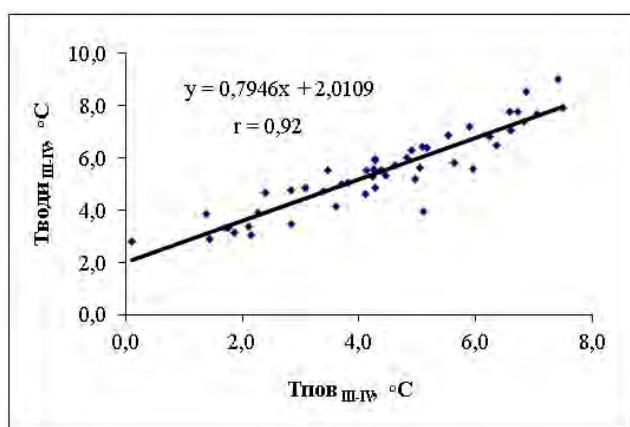


Рис. 3 - Залежності середньої температури води річок басейну Південного Бугу від середньої температури повітря за березень-квітень місяці за період 1961-2000 рр. для: а) верхньої та середньої частини басейну; б) нижньої частини басейну

періоду. Для осіннього сезону (листопад місяць) у порівнянні з базовим періодом (1991-2010 рр.) температура повітря по басейну матиме у майбутньому тенденцію до підвищення в середньому на 1,1 °С (рис. 4). Для зимового сезону (грудень-лютий) зміна температури повітря ймовірно підвищиться на 1,5 °С у верхній та середній частині басейну та 1,8 °С – у нижній частині. Весняний сезон (березень-квітень місяці) матиме тенденцію до менш значних змін. У порівнянні з попередніми сезонами зимового періоду, ці зміни ймовірно становитимуть 0,6-0,7 °С (рис. 4).

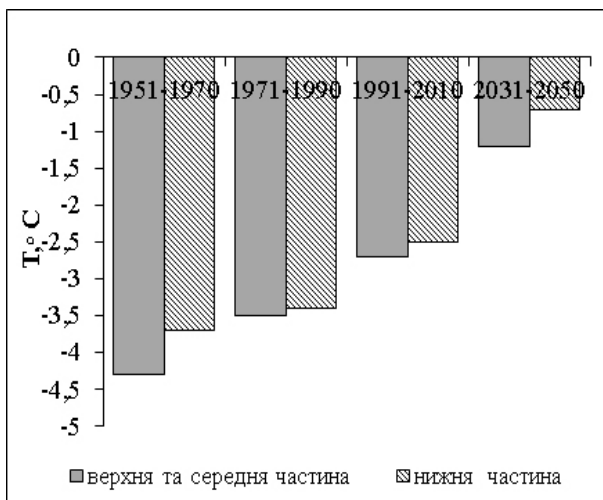
Отже, для території басейну Південного Бугу протягом холодного півріччя температура приземного шару повітря у період 2031-2050 рр. підвищиться. Найбільш відчутним це буде у зимовий сезон.

Дослідивши тенденції зміни температури повітря в басейні Південного Бугу, за допомогою побудованих розрахункових залежностей ми зробили аналіз тенденцій змін температури води за холодне півріччя на період 2031-2050 рр. (табл. 1).

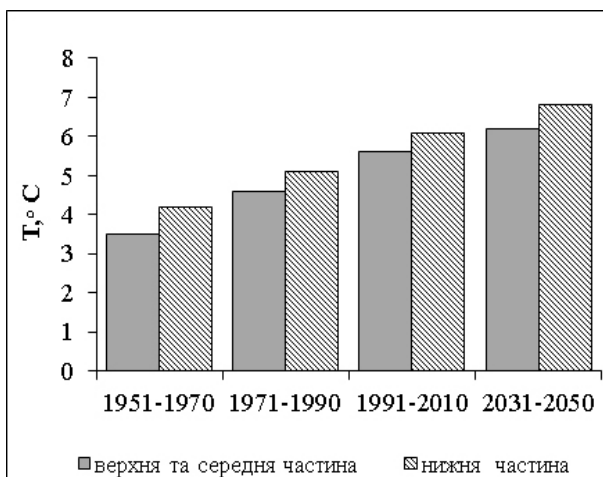
Отже, за результатами проведених досліджень температура води річок басейну Південного Бугу матиме тенденцію до підвищення. Так, для листопада місяця ймовірно підвищення температури води становитиме +0,4 °С для басейна в цілому.



а)



б)



в)

Рис. 4 - Зміна температури приземного шару повітря по двадцятирічках з прогнозом на 2031-2050 рр. для річок басейну Південного Бугу за: а) листопад місяць; б) грудень-лютий місяці; в) березень-квітень місяці

Таблиця 1 - Аналіз змін температури води на річках басейну Південного Бугу по двадцятирічках

Частина басейну	Період, роки	Температура води, °С		
		XI	XII-II	III-IV
Верхня та середня течія	1951-1970	3,8	0,3	4,7
	1971-1990	3,9	0,8	5,8
	1991-2010	4,7	1,1	6,7
	2031-2050	5,1	1,2	7,0
Нижня течія	1951-1970	4,0	0,4	5,2
	1971-1990	4,1	0,7	6,5
	1991-2010	5,2	1,1	6,9
	2031-2050	5,6	1,2	7,8

Зимовий сезон (грудень-лютий місяці) буде характеризуватися більшою стабільністю, та незначним підвищенням температури води річок в межах досліджуваного басейну. Ймовірно підвищення температури води складатиме 0,1 °С.

Для періоду весняного водопілля (березень-квітень місяці) зберігатиметься тенденція до підвищення досліджуваної характеристики. Найбільш відчутними ці зміни будуть у нижній частині басейну, де температура води ймовірно підвищиться майже на 1,0 °С.

Також проаналізовано тенденції майбутніх змін характеристик льодового режиму річок досліджуваного басейну на період 2031-2050 рр.

Дати настання осінніх льодових явищ (поява льоду та встановлення стійкого льодоставу) є дуже мінливим, через це ми не можемо зробити достовірні висновки щодо майбутніх змін зазначених характеристик.

В свою чергу весняні льодові явища (скресання та очищення річок) та характеристики товщини льодового покриву (середня та максимальна товщина льоду) мають достатньо тісний зв'язок із змінами температури повітря. Тому можемо зробити припущення щодо строків настання зазначених характеристик.

У таблиці 2 наведено результати оцінки ймовірного настання характеристик льодового режиму для річок басейну Південного Бугу. Зокрема, час скресання річок зміститься на ще більш ранні строки - в середньому по басейну на 2-3 доби.

Відповідно до більш ранніх строків настання скресання річок, на більш ранні терміни ймовірно змістяться і дати очищення річок від льоду. У верхній частині басейну річки очищуватимуться від льоду на 6 діб раніше у порівнянні з базовим періодом (1991-2010 рр.), а у нижній частині басейну – на 4 доби раніше у порівнянні з базовим періодом (1991-2010 рр.). (табл. 2).

Таблиця 2 - Аналіз тенденцій зміни характеристик льодового режиму річок басейну Південного Бугу на період 2031-2050 рр.

Частина басейну	Період, роки	Характеристика			
		середня дата скресання	середня дата очищення від льоду	середня товщина льоду, см	максимальна товщина льоду, см
Верхня та середня течія	1951-1970	28.02	13.03	19,3	32,5
	1971-1990	25.02	06.03	15,8	24,5
	1991-2010	14.02	27.02	12,6	18,7
	2031-2050	11.02	21.02	12,0	19,3
Нижня течія	1951-1970	08.03	16.03	16,8	30,9
	1971-1990	28.02	07.03	18,0	29,4
	1991-2010	15.02	02.03	14,3	20,2
	2031-2050	17.02	26.02	9,7	14,1

Підвищення температури повітря, температури води, скорочення періоду з льодовими явищами призведе відповідно і до зменшення товщини льодового покриву.

Середня товщина льоду на річках басейну Південного Бугу у верхів'ї ймовірно зменшиться у меншій мірі. Більш суттєво зазначені зміни проявлятимуться у нижній частині басейну, де становитимуть майже 5 см у бік зменшення середньої товщини (табл. 2). Максимальна товщина, так само як і середня, більш суттєво зміниться у нижній частині басейну – зменшиться майже на 6 см.

5. ВИСНОВКИ

На основі побудованих розрахункових залежностей характеристик термічного та льодового режимів річок басейну від температури повітря та використання проєкції змін середньої та максимальної місячної температури повітря на період 2031-2050 рр. оцінено тенденції змін окремих характеристик термічного та льодового режиму річок басейну Південного Бугу на прогностичний період. Результати досліджень показали, що температура приземного шару повітря зимового півріччя на період 2031-2050 рр. збільшиться від 0,7 (у весняний сезон) до 1,8 °С (у зимовий сезон). Відповідно відбудуться зміни термічного режиму річок досліджуваного басейну, а саме підвищення температури води в окремі місяці зимового періоду становитиме 0,4-1,0 °С. Зміна термічного режиму води та повітря сприятиме зміні льодового режиму річок басейну Південного Бугу. Весняні льодові явища (скресання та очищення річок від льоду) відбуватимуться раніше в середньому на 5-6 діб, максимальна та середня товщина льодового покриву зменшиться

в середньому на 6 см. Отже, зберігається тенденція до зменшення періоду із льодовими явищами та зменшення потужності льодового покриву, що спостерігається впродовж останніх десятиріч.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Шостакович В. Б. О вскрытии и замерзании рек // Метеорологический вестник. 1903. Т. XIII. С. 13-18.
2. Панов Б. П. Зимний режим рек СССР. Л.: Изд. ЛГУ, 1960. 240 с.
3. Донченко Р. В. Ледовый режим рек СССР. Л.: Гидрометиздат, 1987. 247 с.
4. Чижов А. Н. Исследование, расчеты и прогнозы ледовых явлений на реках. Л.: Гидрометиздат, 1978. 132 с.
5. Быдин Ф. И. Зимний режим рек и методы его изучения. Исследования рек СССР. Л.: Изд. ГГИ, 1933. Вып. 5. 237 с.
6. Rossinskiy K. I. *Termicheskiy rezhim vodokhranilishch* [Thermal regime of reservoirs]. Moscow: Nauka, 1975. 165 p.
7. Rymsha V. A. *Ledovyye issledovaniya na rekakh i vodokhranilishchah* [Ice studies on rivers and reservoirs]. Leningrad: Gidrometizdat, 1959. 190 p.
8. Гинзбург Б. М., Солдатова И. И. Многолетняя изменчивость сроков ледовых явлений на реках как индикатор колебаний климата переходных сезонов // Метеорология и гидрология. 1997. № 11. С. 99-107.
9. Струтинська В. М., Гребінь В. В. Термічний та льодовий режим річок басейну Дніпра з другої половини ХХ століття. К.: Ніка-Центр, 2010. 196 с.
10. Рахматулліна Е. Р., Гребінь В. В. Оцінка сучасного льодового режиму басейну річки Південний Буг // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2010. Т. 3 (20). С. 89-95.
11. Горбачова Л. О. Багаторічна динаміка льодових явищ в басейні річки Південний Буг // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2013. Т. 3 (30). С. 21-27.
12. Лобода Н. С., Сіренко А. М. Вплив глобального потепління на льодовий режим річки Дністер // Науковий вісник Чернівецького університету. 2009. Вип. 480-481. С. 200-203.
13. Маринич О. М., Шищенко П. Г. Фізична географія України. К.: Тов-во «Знання», 2006. 511 с.

14. Будкіна Л. Г. Схема гідрологічного районування України / Л. Г. Будкіна, Л. М. Козинцева, С. П. Пустовойт, В. Г. Келембет // В зб. «Географічні дослідження на Україні». К.: Вид-во «Наукова думка», 1969. Вип. 1. С. 157-172.
15. Краковская С. В., Паламарчук Л. В., Дюкель Г. А. Региональная модель (РЕМО) в изучении сильных осадков в Карпатах // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2008. № 50. С. 75-80.
16. Рахматулліна Е. Р., Гребінь В. В. Аналіз взаємозв'язку характеристик термічного та льодового режиму річок басейну Південного Бугу з температурою повітря // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2017. Т. 2 (45). С. 44-53.
9. Strutyńska V. M., Hrebin' V. V. *Termichnyy ta l'odovyy rezhym richok baseynu Dnipro z druhoyi polovyny XX stolittya* [Thermal and ice regime of the rivers of the Dnipro basin since the second half of the twentieth century]. Kyiv: Nika-Tsentr, 2010. 196 p.
10. Rakhmatullina E. R., Hrebin' V. V. Estimation of the modern ice regime of the basin of the Southern Bug River. *Hidrolohiya, hidrokhiimiya i hidroekolojiya – Hydrology, hydrochemistry and hydroecology*, 2010, vol. 3 (20), pp. 89-95. (In Ukrainian)
11. Horbachova L. O. Long-term dynamics of ice phenomena in the basin of the Southern Bug River. *Hidrolohiya, hidrokhiimiya i hidroekolojiya – Hydrology, hydrochemistry and hydroecology*, 2013, vol. 3 (30), pp. 21-27. (In Ukrainian)
12. Loboda N. S., Sirenko A. M. The impact of global warming on the ice regime of the river Dniester. *Naukovyy visnyk Chernivets'koho universyt – The Chernovets'k University Scientific Bulletin*, 2009, issue 480-481, pp. 200-203. (In Ukrainian)
13. Marynych O. M., Shyshchenko P. H. *Fizychna heohrafiya Ukrayiny* [Physical geography of Ukraine]. Kyiv: Tov-vo «Znannya», 2006. 511 p.
14. Budkina L. H., Kozyntseva L. M., Pustovoyt S. P., Kelembet V. H. The scheme of hydrological zoning of Ukraine. *Heohrafichni doslidzhennya na Ukrayini* [Geographic research in Ukraine]. Kyiv: Publ. «Naukova dumka», 1969, issue 1, pp. 157-172. (In Ukrainian)
15. Krakovskaya S. V., Palamarchuk L. V., Dyukel' G. A. Regional model (REMO) in the study of severe precipitation in the Carpathians. *Meteorolojiya, klimatolojiya ta hidrolohiya – Meteorology, climatology and Hydrology*, no. 50, 2008, pp. 75-80. (In Russian)
16. Rakhmatullina E. R., Hrebin V. V. Analysis of the correlation of the characteristics of thermal and ice regime of the rivers of the Southern Buh River Basin with air temperature. *Hidrolohiya, hidrokhiimiya i hidroekolojiya – Hydrology, hydrochemistry and hydroecology*, 2017, vol. 2 (45), pp. 44-53.

REFERENCES

1. Shostakovich V. B. About breakdown and freezing of rivers. *Meteorologicheskij vestnik – Meteorological Bulletin*, 1903, vol. XIII, pp. 13-18. (In Russian)
2. Panov B. P. *Zimniy rezhim rek SSSR* [Winter regime of the rivers of the USSR]. Leningrad: LSU Publ., 1960. 240 p.
3. Donchenko R. V. *Ledovyy rezhim rek SSSR* [Ice regime of the rivers of the USSR]. Leningrad: Gidrometizdat, 1987. 247 p.
4. Chizhov A. N. *Issledovanie, raschety i prognozy ledovyih yavleniy na rekakh* [Investigation, calculations and forecasts of ice phenomena on the rivers]. Leningrad: Gidrometizdat, 1978. 132 p.
5. Bydin F. I. *Zimniy rezhim rek i metody ego izucheniya. Issledovaniya rek SSSR* [Winter regime of rivers and methods of studying it. Research rivers of the USSR]. Leningrad: SHI Publ., 1933. Issue 5. 237 p.
6. Rossinskiy K. I. *Termicheskiy rezhim vodohranilishch* [Thermal regime of reservoirs]. M.: Nauka, 1975. – 165 s.
7. Ryimsha V. A. *Ledovyye issledovaniya na rekah i vodohranilishchah* [Ice studies on rivers and reservoirs]. Leningrad: Gidrometizdat, 1959. – 190s.
8. Ginzburg B. M., Soldatova I. I. Long-term variability of the terms of ice phenomena on the rivers as an indicator of the fluctuations of the transitional seasons climate. *Meteorologiiya i gidrologiya – Meteorology and Hydrology*,

EVALUATION OF FUTURE TRENDS OF CHARACTERISTICS CHANGE OF HYDROLOGICAL REGIME OF RIVERS OF THE SOUTHERN BUH BASIN IN THE WINTER PERIOD

E. R. Rakhmatullina, Cand. Sci. (Geogr.),
V. V. Grebin, Dr Sci. (Geogr.)

Taras Shevchenko National University of Kyiv
64/13, Volodymyrska Street, City of Kyiv, Ukraine, elmera@ukr.net

Introduction. Climate changes occurring in recent decades determine the relevance of the problem of forecasting such changes in future both globally and regionally. After all, knowledge of climate's behavior in future is very important when carrying out an analysis of trends of hydrological characteristics change. Significant increase of the global surface air temperature observed since the end of the 20th century is mainly caused by increase of concentration of greenhouse gases generated as a result of industrial activity. Thus, climate changes could not but affect the continental water resources and in particular the processes taking place in rivers.

Purpose. Assessment of change of surface air layer during the winter period within the Southern Buh Basin and assessment of change of the hydrological regime of the basin's rivers following the changes of air temperature.

Methods of research. This study is based on the data for the winter period obtained from 24 hydrological station and 15 meteorological stations within the Southern Buh River Basin. With assistance of scientists of the Ukrainian Hydrometeorological Institute and using the regional climate model REMO for A1B scenario forecast values of air temperature were calculated.

Results of research. The main regularities of studied characteristics change for the period of 2031-2050 were determined on the basis of prepared calculation dependences of the characteristics of ice and thermal regimes of the studied basin's rivers and obtained forecast values of air temperature. According to the climatologists' calculations there is a tendency of air temperature increase during the forecast period, and, respectively, increase of water temperature and decrease of ice period duration of the rivers within the Southern Buh Basin.

Summary (conclusions and author's recommendations). The results of the carried out research indicate the fact that the trend of increase of surface air layer temperature and change of main characteristics of ice and thermal regimes of the basin's rivers formed at the end of 20th – the beginning of the 21st century will develop in future.

Keywords: climatic changes, hydrological regime, winter period, the Southern Bug, thermal regime, ice regime.

ОЦЕНКА БУДУЩИХ ТЕНДЕНЦИЙ ИЗМЕНЕНИЙ ХАРАКТЕРИСТИК ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА РЕК БАСЕЙНА ЮЖНОГО БУГА В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Э. Р. Рахматуллина, канд. геогр. наук,
В.В. Гребень, д-р геогр. наук, проф.

*Киевский национальный университет имени Тараса Шевченка
Украина, 01601, город Киев, ул. Владимирская, 64/13, elmera@ukr.net*

Климатические изменения, которые происходят на протяжении последних десятилетий определяют актуальность проблемы прогнозирования на будущее указанных изменений как в глобальном так и в региональном масштабах. Ведь знание поведения климата в будущем очень важно при проведении анализа тенденций изменения гидрологических характеристик.

Повышение глобальной приземной температуры, которое наблюдается с конца XX столетия, по результатам проведенных исследований будет иметь дальнейшее развитие. На период 2031-2050 гг. на территории бассейна Южного Буга повышение температуры воздуха составит 1,8°C. Соответственно изменениям термического режима воздуха, произойдут изменения в термическом и ледовом режимах рек бассейна, а именно будет происходить повышение температуры воды зимнего периода и сокращение периода с ледовыми явлениями, а так же уменьшение толщины ледового покрова.

Ключевые слова: климатические изменения, гидрологический режим, зимний период, Южный Буг, термический режим, ледовый режим.

*Дата першого подання: 25. 07. 2017
Дата надходження остаточної версії: 13. 09. 2017
Дата публікації статті: 26. 10. 2017*

УДК 556.1:556.53

ДО ОБҐРУНТУВАННЯ ЗАХОДІВ ЩОДО ПОПЕРЕДЖЕННЯ ЗАМУЛЕННЯ ПІДВІДНИХ І ТРАНСПОРТУВАЛЬНИХ КАНАЛІВ В ПРИДУНАЙСЬКИХ ОЗЕРАХ (ДОСЛІДЖЕННЯ ГІДРАВЛІЧНОГО І НАНОСНОГО РЕЖИМУ)

О. Г. Кулібабін, канд. техн. наук, проф.

*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, fobius-odessa@ukr.net*

У статті наведені пропозиції щодо дослідження режиму взаємодії між річкою і підвідним каналом, динаміки водообміну в підвідних каналах, зусилля, що розвиваються при змішуванні мас потоку, гідравлічний режим і режим наносів підвідних і транспортувальних каналів для визначення основних вимог стосовно розмірів акваторії підвідного каналу. За результатами досліджень розроблені рекомендації по попередженню замулення підвідних і транспортувальних каналів. Ці міркування і дослідження дають змогу рекомендувати засоби керування гідравлічним режимом усередині підвідного каналу.

Ключові слова: замулення, водообмін, транспортувальний і підвідний канал, вири, циркуляція, потік, контурні течії, швидкість потоку, транзитні струмені.

1. ВСТУП

Придунайські озера з 50-х років минулого століття шляхом будівництва захисних дамб і регулюючих шлюзів перетворилися у водосховища з необхідним штучним водообміном, з дотриманням необхідного режиму спрацювання і наповнення їх протягом року. Захисні дамби уздовж Дунаю будувалися також поступово, із щорічним їхнім нарощуванням. Єдиного проекту усього водопровідного тракту, що з'єднує Придунайські озера з Дунаєм, тоді не було.

Підвідні канали-ковші, що з'єднують Дунай зі шлюзами, виникли стихійно, шляхом розчищення підвідної частини і переміщення ґрунту в кавальєри. Таким чином, через відсутність комплексного вирішення проблеми водопровідного тракту всі підвідні канали виявилися розташованими перпендикулярно до основного потоку річки. Водопровідний тракт складається з підвідного каналу-ковша, який з'єднує Дунай зі спорудою-шлюзом, транспортувального каналу – від шлюзу до гирла, тобто виходу каналу в озеро, і гирлової частини каналу. Внаслідок цього, питання замулення наносами й очищення їх від осадів, що накопичуються, виявляються надзвичайно злободенними і важливими. При цьому ступінь гостроти цих питань тим вищий, чим більші величини мутності води в річці і витрати води, що забирається, а також чим менш сприятливий гідравлічний режим створюється в підвідному каналі.

2. СУЧАСНИЙ СТАН ПРОБЛЕМИ

Протягом усього періоду експлуатації цих споруд спостерігається занесення підвідних ка-

налів-ковшів, меншою мірою занесення транспортувальних каналів і утворення в гирлової частині транспортувальних каналів значних розмірів барів. Протягом усього періоду експлуатації споруд і каналів витрачаються порівняно великі кошти на очищення від наносів споруд і каналів. При зміні в останнє десятиріччя вартості енергоносіїв виникає необхідність більш поглибленого розгляду природи явищ занесення і зведення до мінімуму шляхом нескладної реконструкції замулення водопровідного тракту. Детальне вивчення можливості фізичного моделювання на прикладі вхідної частини в канал Дунай – Сасик показало малу (нижче 45 %) вірогідність отриманих результатів. У розглянутих умовах, коли величини ширини річки в плані і за глибиною дуже значні, а підвідний і транспортувальний канали порівняно малі, неможливо домогтися фізичної подібності моделі і природи й одержати достовірний коефіцієнт подібності.

Оскільки виконувати фізичне моделювання ми не маємо можливості, були вибрані дослідження минулих років стосовно к умовам функціонування діючих споруд на Придунайських озерах. Для цього були проаналізовані результати натурних досліджень і висвітлені характерні замулення підвідних і транспортувальних каналів шляхом інструментальних зйомок дна каналів і виконано порівняння цих даних з проектними перетинами. На основі цих робіт були вибрані і проаналізовані приклади гідравлічного режиму в спорудах, які розглядаються, для умов діючих. При цьому розглядалися дослідження різних авторів і наукових установ, таких як П. А. Денисов і Є. П. Москвін, Б. А. Пишкін [9], Ф. І. Бондар [8], який склав розділ «Ковшовые

водозаборные сооружения» в Керівництві по проектуванню річкових водозаборів. ВНДІ Вод-Гео проводив в різні роки великі роботи по дослідженню ковшових водозаборів. О. К. Пязоке розглядав гідравлічний режим входу в ківш і вплив на його водозабір елементів входу, русла і транспортувального каналу. Розглядалися також роботи, зв'язані з питаннями завислих наносів і транспортувальної здібності потоку, які стали предметом спеціальних досліджень багатьох авторів таких, як В. Н. Гончаров, М. А. Великанов [10], В. М. Маккавеев, Є. О. Замарин, С. Х. Абальянс [11], А. Г. Хачатрян [12], І. І. Леві, В. С. Кнороз та ін.

Більшість цих досліджень узагальнював О. С. Образовський [8].

Вся виконана робота по аналізу різних досліджень багатьох авторів дала змогу затверджувати застосування означених в статті методів аналітичних досліджень у тому числі використовувались ймовірно-статистичні підходи.

Метою даних досліджень є обґрунтування на основі методів аналітичних досліджень пропозицій по усуненню чи зменшенню проблем замулення підвідних і транспортувальних каналів в існуючих умовах і запропонування необхідних конструктивних заходів. Боротьба з завислими наносами до останнього часу обмежувалася лише простим видаленням осадів, виконуваних не завжди систематично й успішно. В останні роки знайдені заходи боротьби з так званим надлишковим замуленням ковшів, обумовлених водообміном з річковим потоком.

Виходячи з висловлених розуміннь, запропоновані для розв'язання зазначених проблем методи аналітичних досліджень, які включають імовірно-статистичні підходи, що застосовуються при аналізі процесів з безупинно змінною обстановкою.

3. ДОСЛІДЖЕННЯ ГІДРАВЛІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОТОКУ

Для уявлення важливості проблеми, яка розглядається, і обґрунтування запропонованої методики моделювання слід перш за все розглянути гідравлічні характеристики потоку, що формуються в підводному каналі. Тобто це перший етап запропонованих досліджень.

Вирі, що формуються в підвідних каналах різних типів, є одним з найбільш характерних елементів їхнього гідравлічного режиму. Як показують дослідження й елементарний динамічний аналіз, у зонах вирів можуть бути дуже різні течії. У зв'язку з цим видається доцільною деяка

класифікація вирів з виявленням найбільш характерних відмінностей одного типу від інших [1].

Варто розрізняти насамперед плоскі вирі (рис. 1а) і тривимірні форми (рис. 1б) циркуляцій.



Рис. 1 - Циркуляція на вході в канал: а) плоскі вирі; б) тривимірні вирі

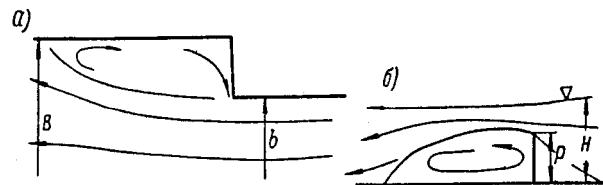


Рис. 2 - Плоскі циркуляції на вході в канал: а) наявна z-циркуляція (у плані); б) u-циркуляція (у поздовжньому перерізі)

До останніх необхідно віднести гвинтові, і гвинтоподібні течії, що виникають за навскісними порогами і шпорами, а також вихрові шнури, що виникають біля бортів, біля різного роду перешкод течії тощо.

Плоскі форми циркуляції (рис. 2) необхідно характеризувати, крім того, найменуванням вектора нормалі до площини, у якій розвивається обертання. Так, наприклад, на (рис. 2а) наявна z-циркуляція (у плані), а на (рис. 2б) u-циркуляція (у поздовжньому перерізі).

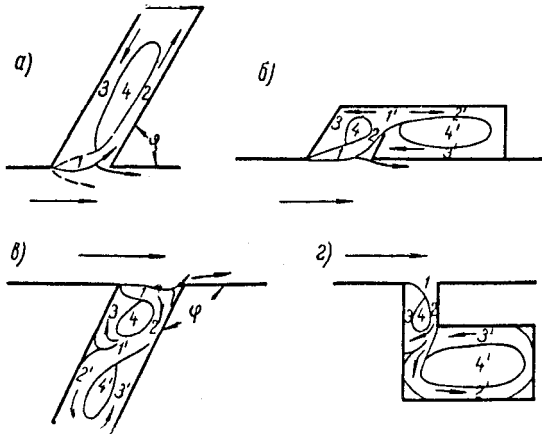
Як показали досліди, вирі варто розрізняти і за їх найважливішими динамічними особливостями. За цією ознакою вирі необхідно поділяти на чотири групи [2]:

- 1) вирі, збуджувані на контакт з потоком, що не розширюється чи слабо розширюється ;
- 2) вирі, збуджувані на контакт з потоком, що різко розширюється ;
- 3) вирі, збуджувані на контакт з потоком, що різко звужується;
- 4) вирі, що виникають на контакт з такими потоками, які спочатку звужуються й утворюють

переріз найбільшого стиснення, а потім розширюються.

Перший тип вирів при малих значеннях параметра $M = v_k / v_a$, (M – режим водообміну; v_a – швидкість потоку, що обтікає вхід в ковш; v_k – середні умови швидкості в поперечній течії водозвороту) являють собою контурні струмені чи струми, що повторюють значною мірою форми зовнішнього твердого контуру каналу чи кишені й у центральній частині іноді мають майже нерухомі маси води (рис. 3, а, г).

Другий тип вирів у каналах з низовим входом, частково чи цілком висунутим у русло. Ці вири характерні своєю значною довжиною, що досягає 6 - 10 ширин виру.



1 – зона збудження контурних течій; 1' – умовно нерухомі маси води; 2 і 3 – контурні течії, 2' і 3' – те саме, вторинні; 4 і 4' – середня малорухома область.

Рис. 3 - Схема контурних течій в ковшах різних форм: а) форма водоприймального ковша заглибленого в берег з ухилом в бік потоку; б) те ж заглибленого в берег з ухилом протилежним руху потоку; в) те ж заглибленого в берег з ухилом паралельно руху потоку; г) те ж заглибленого в берег перпендикулярно руху потоку.

Довжина цих вирів змінюється зі зміною параметра $M = v_k / v_a$. При значеннях цього параметра, який дорівнює нулю, вир має звичайно найбільшу довжину; швидкість на контакті з потоком у перерізі малого діаметра виру в цьому випадку дорівнює половині швидкості течії в руслі, тобто $v_m = v_a / 2$ (v_m – швидкість руху вирів водозворотів). Найбільша швидкість у зворотній гілці на тому самому діаметрі дорівнює $0.18 v_a$. При здійсненні відбирання з області такого виру, тобто при збільшенні параметра M від 0 до 0.137 (у межах режиму водообміну), транзитний струмінь розташовується по контуру

виру, не змінюючи його розмірів, а змінюючи тільки швидкості в зворотній гілці. Вони зростають відповідно від $0.18 v_a$ до $0.5 v_a$.

При подальшому збільшенні водовідбирання і, отже, параметра M до M_2 , що дорівнює 0.32, швидкості в зворотній гілці продовжують зростати, а довжина виру починає зменшуватися.

При параметрах $M > M_2 = 0.32$ течія набуває вигляду, показаного на рис. 4в, при якому вир розглянутого типу перетворюється у вир нового типу, розглянутий нижче. Сказане дозволяє відзначити, що розглянутий вир спостерігається тільки при режимі водообміну і при переході до режиму розподілу. Останній супроводжується вже виром нового типу [3].

Вири, що виникають на вході в ковші і канали при значних водовідбираннях з потоку, являють собою четверту характерну групу чи тип вирів. Потоки, що обтікають вири цього типу, спочатку мають прискорену течію і деяке стиснення, і лише після цього вони розширюються з частковим відновленням своєї кінетичної енергії. Вири цього типу розташовані в областях найменших п'єзометричних тисків. Вони характеризуються інтенсивною циркуляційною течією і високим водообміном з потоком, що їх обтікає, і спостерігаються при режимі розподілу. На відміну від циркуляцій чи вирів першого типу, вони меншою мірою пов'язані з формами твердого контуру ковша й більшою - з формами потоку, що їх обтікає. Часто вони розташовуються по обидва боки транзитного струменя в шаховому порядку (рис. 4). Водообмін таких вирів залежить від числа $M = v_k / v_a$, як це з'ясовано вище.

Вири третього типу, які виникають на контакті з потоком, що різко звужується (рис. 5), звичайно розташовуються в областях підвищеного тиску. Завдяки цьому їм властиві дві наступні особливості:

- по-перше, циркуляційна течія у ковшах і в цьому випадку супроводжується більш значним ухлинюванням поверхневих мас потоку, що набігають на ківш, і відповідно до цього витіканням з ковша придонних мас води;

- по-друге, завдяки зазначеному нагнітанням в ківш поверхневих мас потоку, що набігає, дуже часто виникає коливальний режим течій біля входу. Останній характеризується тим, що за деякий період часу в ківш чи канал втікає значно більше води, ніж забирається з ковша і внаслідок цього рівень у ковші тимчасово підвищується.

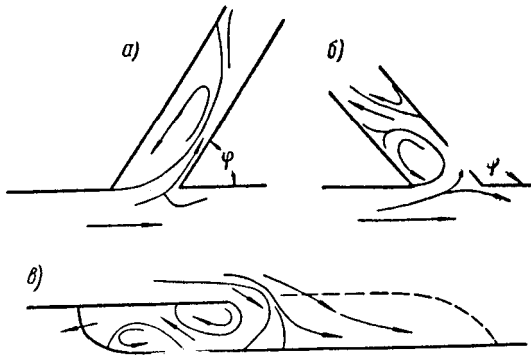


Рис. 4 - Вири, що виникають біля стиснених перерізів транзитних струменів: а) форма водоприймального ковша заглибленого в берег з ухилом вздовж потоку; б) форма водоприймального ковша заглибленого в берег з ухилом протилежним потоку; в) форма водоприймального ковша заглибленого в берег з входом перпендикулярним потоку.

При деякій висоті останнього втікання в ківш припиняється і навіть виникає деяке витікання з ковша, у результаті чого рівень в останньому зменшується і викликає наступне значне втікання в ківш. У подібному коливальному змінному режимі можуть бути наявними значні витрати [4].



Рис. 5 - Вири, що виникають біля різких звужень потоку

4. АНАЛІЗ ОДЕРЖАНИХ РЕЗУЛЬТАТІВ

Натурні обстеження підвідних каналів підтвердили вищенаведене дослідження гідравлічного і наносного режиму в каналах Придунайських озер і встановили загальну тенденцію відкладених наносів на верховій дамбі і розмиву - низової.

Усі підвідні канали-ковші на Придунайських озерах розташовані перпендикулярно до основної течії річки, тому зменшення швидкостей течії перед водоприймачем змінює умови транспортування завислих наносів, роблячи підвідний канал своєрідним відстійником.

Межі живлення підвідних каналів-ковшів у відкритому руслі річки залежать від розподілу швидкостей течії в річковому потоці й умов розподілу потоку. Характер течії усередині підвідного каналу залежить від форми входу, зокрема від форми його низового борта.

Приведені міркування і дослідження дають змогу рекомендувати засоби керування гідравлі-

чним режимом усередині підвідного каналу. При цьому найчастіше виникають два характерних завдання:

а) потрібно домогтися найбільш значного розширення транзитного струменя на якомога меншій його довжині;

б) потрібно зменшити розміри в плані, що займаються первинним виром, безпосередньо взаємодіючим з річковим потоком.

Перше з зазначених завдань може виникати при необхідності поліпшення режиму в каналі в періоди повені і межені. Друге ж звичайно виникає тільки при поліпшенні режиму в періоди інтенсивного руху наносів, тобто звичайно в повінь.

Слід зазначити, що вирішення обох завдань у більшості випадків може досягатися заходами того самого виду. У зв'язку з цим доцільно розрізняти керування транзитними струменями в каналі у період повені й у періоді межені.

У періоді межені керування режимом транзитного струменя здійснюється звичайно за допомогою струмененапрямних виступів і граней, що влаштовуються на укосах низового борта входу в канал або ківш [5].

В подальшому для визначення конструктивних засобів слід розглянути ще характеристики складу завислих наносів річки Дунай, а також виконати експеримент по змінненню швидкості осідання наносів в залежності від змінення мінералізації води. Мова йде про те, що Дунайська вода, менш мінералізована, зустрічається з водою озера з додатковою мінералізацією.

5. ВИСНОВКИ

На основі виконаних досліджень гідравлічного і наносного режиму підвідних і транспортувальних каналів в Придунайських озерах пропонуються наступні попередні рекомендації щодо розв'язання проблем попередження замулення в цих каналах.

1. Виконаний аналіз режиму течій у підвідних каналах-ковшах дає основу до розв'язання всіх основних питань, що виникають при виборі типу і конструктивних параметрів заходів щодо зниження занесення підвідної частини каналів, які з'єднують озера-водосховища з Дунаєм. Керування транзитними струменями в каналі досягається підбором необхідних форм низового борту входу.

2. Зменшення швидкостей течії перед водоприймачем, здійснюване підвідним каналом, змінює умови транспортування завислих наносів і робить канал своєрідним відстійником незале-

жно від того, потрібно деяке просвітлення води в ньому чи ні.

3. Боротьба з донними наносами на підвідних каналах вирішується вибором місця водозабору і типу ковша, а також призначенням відповідних конструктивних форм і розмірів вхідної їх частин. Більшість цих питань слід вирішувати шляхом зміни підходу розуміння формування потоку у вхідній частині водозабору, в кожному конкретному випадку розглядати на основі пропонувані вище міркувань типи і конструктивні форми гідротехнічних заходів.

4. Наведені результати дослідження дали змогу визначити необхідні конструктивні рішення і зробити перший експериментальний проект реконструкції підвідної частини каналу «Желявський» на озері Катлабух і здійснити його будівництво.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Чоу В. Т. Гидравлика открытых русел. Госэнергоиздат, 1976. 398 с.
2. Бернадский Н. М. Теория турбулентного потока и ее применение к построению течений в открытых водах. Специальные вопросы. Госэнергоиздат, 1966. 48 с.
3. Зегжда А. П. Основные положения методики расчета размеров отстойника и времени его заиления. Госэнергоиздат, 1969. 59 с.
4. Белоконов П. Н. Водоприемные ковши. Госэнергоиздат, 1968. 159 с.
5. Бернадский Н. М. Речная гидравлика. Т. 1. Общие формы течения. Госэнергоиздат, 1953. 196 с.
6. Шапов Г. И. Гранулометрический состав наносов рек СССР // Труды ГГИ. 1958. Вып. 18. С. 101-109.
7. Соколов Д. Я. Водозаборные устройства для гидростанций и ирригации. ОНТИ. 1957. 374 с.
8. Образовский А. С., Москвин Е. П., Бондар Ф. И. Гидравлический режим водоприемных ковшей // Труды ВНИИ ВодГео. 1978. Части I и II. 178 с.
9. Пышкин Б. А. О ковшевом водозборе / Научные труды Московского гидромелиоративного института. 1959. 96 с.
10. Великанов М. А. Руслвые процессы. Госиздат физико-математической литературы, 1978. 212 с.
11. Абальянс С. Х. Движение взвесей в открытых потоках // Труды САНИИРИ. 1987. Вып. 136. С.154.
12. Хачатрян А. Г. Отстойники на оросительных системах. Сельхозгиз, 1968. 92 с.

REFERENCES

1. Chou V. T. *Gidravlika otkrytykh rusel* [Hydraulics of open channels]. Gosenergoizdat, 1976. 398 p.
2. Bernadskiy N. M. *Teoriya turbulentnogo potoka i ee primeneniye k postroyeniyu techeniy v otkrytykh vodoemakh. Spetsialnye voprosy* [The theory of turbulent flow and its application to the construction of flows in open water. Special issues]. Gosenergoizdat, 1966. 48 p.
3. Zegzhda A. P. *Osnovnye polozheniya metodiki rascheta razmerov otstoynika i vremeni ego zaileniya* [Summary of methods for calculating the size of the sump and the time of its silting]. Gosenergoizdat, 1969. 59 p.
4. Belokon P. N. *Vodopriemnye kovshi* [Rainwater buckets]. Gosenergoizdat, 1968. 159 p.
5. Bernadskiy N. M. *Rechnaya gidravlika*. T. 1 *Obschie formy techeniya* [The river hydraulics. Vol. 1 General form of the flow]. Gosenergoizdat, 1953. 196 p.
6. Shamov G. I. *Granulometricheskii sostav nanosov rek SSSR* [The size distribution of the sediment of rivers of the USSR] // *Proc. SHI*, 1958, vol. 18, pp. 105-109.
7. Sokolov D. Y. *Vodozabornye ustroystva dlya gidrostanciy i irrigacii* [Water intake device for hydro power and irrigation]. ONTI, 1957. 374 p.
8. Obrazovskiy A. S., Moskvina E. P., Bondar F. I. Hydraulic mode of water reception ladles. *Trudy VNI VozGeo – Proc. AUSRI VozGeo*, 1978, Ch. I, II, 178 p. (In Russian).
9. Pyshkin B. A. *O kovshevom vodozborne* [About a ladle vodozbor]. Proc. MHMI, 1959. 96 p.
10. Velikanov M. A. *Ruslovye processy* [Channel processes]. Gosizdat fiziko-matematicheskoy literatury, 1978. 212 p.
11. Abal'yans S. H. The movement of suspensions in open streams. *Proc. SANIRI*, 1987, issue. 136, pp. 154.
12. Hachatryan A. G. *Otstoyniki na orositel'nykh sistemakh* [Settlers on irrigating systems]. Sel'khozgiz, 1968. 92 p.

TO SUBSTANTIATE MEASURES AIMED AT PREVENTION OF SILTATION OF SUPPLY AND TRANSPORT CHANNELS IN THE DANUBE LAKES (STUDY OF HYDRAULIC AND ALLUVIAL REGIMES)

O. H. Kulibabin, Cand. Sci. (Tech.)

Odessa State Environmental University,
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, fobius-odessa@ukr.net

Underwater bucket channels connecting the Danube with sluices were built perpendicular to river's main stream. Water supply tract consists of an supply bucket channel, connecting the Danube with a sluice facility, a transporting channel – from a sluice to the mouth, i.e. to an output of a channel into a lake, and a mouth section of a channel. Throughout the whole period of operation of these facilities silt accumulation has been observed within supply bucket channels, in a lesser degree – within transport channels, and emergence in a mouth section of transport channels of sandbars having considerable dimensions. Throughout the whole period of operation

of facilities and channels plenty of money has been spent for cleaning facilities and channels off sediments, so there is a need for deeper examination of the nature of silting phenomenon and minimization of water supply tract siltation through its simple reconstruction.

The aim of this research consists in substantiation of proposals to eliminate or to reduce effects of silting of supply and transport channels under existing conditions and substantiation of proposed necessary structural measures on the basis of proposed mathematical modelling and methods of analytical studies. Therefore methods of analytical studies including probable and statistical approaches used when analyzing processes with constant change of environment were proposed. These studies found that boundaries of supply of inlet channels in an open river's channel depend on distribution of flow velocities throughout a river's stream and conditions of stream distribution and flow pattern in the middle of the supply channel depends on shape of an inlet, particularly on shape of its lower side.

These suggestions and studies give us an opportunity to recommend means of controlling a hydraulic regime in the middle of a supply channel. Fighting against deposition of bottom sediments at supply channels may be won after choosing a place for water intake and a type of bucket, as well as after specification of appropriate structural forms and sizes of their inlet components. Therefore the article provides suggestions on research of regime of interaction between the river and a supply channel, dynamics of water exchange in supply channels, forces of stream masses developing during mixing, hydraulic regime and regime of deposition of supply and transport channels in order to determine the major requirements regarding size of water area of a supply channel.

Keywords: siltation, water exchange, transport and supply channel, whirlpools, circulation, stream, contour flows, stream velocity, transit streamflows.

К ОБОСНОВАНИЮ МЕРОПРИЯТИЙ ПО ПРЕДУПРЕЖДЕНИЮ ЗАИЛЕНИЯ ПОДВОДЯЩИХ И ТРАНСПОРТИРОВОЧНЫХ КАНАЛОВ В ПРИДУНАЙСКИХ ОЗЕРАХ (ИССЛЕДОВАНИЕ ГИДРАВЛИЧЕСКОГО И НАНОСНОГО РЕЖИМА)

А. Г. Кулибабин, канд. техн. наук, проф.

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, fobius-odessa@ukr.net*

В статье приведены предложения по исследованию режима взаимодействия между рекой и подводным каналом, динамики водообмена в подводных каналах, усилия развивающихся при смешивании масс потока, гидравлический режим и режим наносов подводных и транспортировочных каналов для определения основных требований по размерам акватории подводного канала. Предложенные методы аналитических исследований, которые включают вероятностный статистические подходы, применяемые при анализе процессов с непрерывно изменением обстановкой. Эти меры и исследования позволяют рекомендовать средства управления гидравлическим режимом внутри подводного канала.

Ключевые слова: заиление, водообмен, транспортировочный и подводный канал, водовороты, циркуляции, поток, контурные течения, скорость потока, транзитные струи.

Дата первого подання.:04. 11. 2016

Дата надходження остаточної версії : 28. 03. 2017

Дата публікації статті : 26. 10. 2017

УДК 551.468.4

**РЕЗУЛЬТАТИ ЧИСЕЛЬНОГО МОДЕЛЮВАННЯ ВНУТРІШНЬОРІЧНОЇ МІНЛИВОСТІ
ГІДРОЛОГІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК КУЯЛЬНИЦЬКОГО ЛИМАНУ
ЗА РІЗНИХ ОБСЯГІВ СТОКУ РІЧКИ ВЕЛИКИЙ КУЯЛЬНИК****Ю. С. Тучковенко**, д-р геогр. наук,**Д. В. Кушнір**,**Н. С. Лобода**, д-р геогр. наук*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, science@odeku.edu.ua*

За результатами розрахунків з використанням прогностичної тривимірної гідротермодинамічної моделі Delft3D-FLOW отримані оцінки змін внутрішньорічної просторово-часової мінливості гідрологічних характеристик Куяльницького лиману за різних обсягів надходження до нього стоку річки Великий Куяльник. Моделювались варіанти збільшення надходження стоку річки до 25% та 75% від обсягів щомісячного природного стоку річки за умов 2015 року, а також для різних за водністю типових років сучасного кліматичного періоду XXI ст. (1990-2030 рр.), визначених за найбільш виправданим для регіону Куяльницького лиману кліматичним сценарієм з бази даних ENSEMBLES, який відповідає глобальному сценарію A1B, розрахованому за моделлю MPI-REMO. При моделюванні використовувались щомісячні значення природного стоку р. В. Куяльник, розраховані із використанням моделі «клімат-стік». Встановлено, що провадження водного менеджменту на водозборі річки Великий Куяльник, реалізація різних інженерно-технічних заходів, спрямованих на збільшення стоку річки в Куяльницький лиман, будуть суттєво впливати на його гідроекологічний режим лише у разі забезпечення надходження до лиману не менш 75% від обсягів природного стоку річки. Збільшення природного стоку річки В. Куяльник не здатне самостійно забезпечити стабілізацію гідроекологічного режиму Куяльницького лиману без періодичного поповнення його морською водою Одеської затоки. За відсутності поповнення лиману морськими водами та стоком інших малих водотоків, які впадають в лиман, збільшення стоку р. В. Куяльник навіть до 75 % від обсягів природного стоку може забезпечити стабілізацію річного циклу мінливості рівня та солоності води в лимані лише в багатводні роки.

Ключові слова: Чорне море, Куяльницький лиман, річковий стік, гідрологічний режим, гідродинамічне моделювання.

1. ВСТУП

Куяльницький лиман належить до групи закритих лиманів північно-західного Причорномор'я і є унікальним водним об'єктом загальнодержавного значення, віднесеним до категорії лікувальних. Він має значні лікувальні, бальнеологічні, рекреаційні, туристичні природні ресурси, які становлять потужний потенціал для соціально-економічного розвитку Одеської агломерації і здатні чинити суттєвий позитивний вплив на розвиток рекреації, охорони здоров'я та економіки всієї країни. Однак, в останнє десятиріччя, через активну нерегульовану антропогенну (у тому числі водогосподарську) діяльність на водозборі Куяльницького лиману, посилення посушливості клімату, відсутність ефективної системи комплексного управління (інтегрованого управління природокористуванням за басейновим принципом), виникла загроза повного зникнення лиману та

втрати запасів унікальних лікувальних грязей і ропи, а також своєрідної флори і фауни водойми. Обумовлено це катастрофічним обмілінням лиману, зменшенням як площі його водної поверхні, так і об'єму вод, і, як наслідок, збільшенням солоності ропи вище 300‰, припиненням процесу утворення лікувальних грязей.

Для запобігання загрозі повного висихання лиману та втрати його природних ресурсів, засоленню ґрунтів прилеглих територій, у грудні 2014 року була введена в експлуатацію водопропускна система, через яку протягом останніх років Куяльницький лиман поповнюється морською водою з Одеської затоки в зимово-весняний період року. Хоча поповнення лиману морською водою в сучасних умовах є необхідним і виправданим кроком для збереження його природних ресурсів, але в довгостроковій перспективі воно буде призводити до накопичення в

ньому солей. Тому наступним кроком, передбаченим «Регіональною програмою збереження та відновлення водних ресурсів у басейні Куяльницького лиману на 2012-2018 рр.», є відновлення припливу прісних вод з водозбірного басейну лиману, насамперед стоку річки В. Куяльник, шляхом регулювання водогосподарської діяльності на її водозборі. Однак, зважаючи на зменшення стоку річки у XXI ст. внаслідок зміни кліматичних умов [1], необхідно визначити доцільність та ефективність цього заходу відносно можливого впливу на гідроекологічний режим Куяльницького лиману.

Метою роботи є оцінка на підставі результатів математичного моделювання впливу потенційно можливого у сучасних кліматичних умовах збільшення стоку р. В. Куяльник на внутрішньорічну просторово-часову мінливість гідрологічних характеристик Куяльницького лиману, які обумовлюють хімічні та біологічні процеси у ньому, і, таким чином, впливають на властивості ропи та лікувальних грязей. Для вирішення цієї задачі використовувалась нестационарна тривимірна чисельна гідротермодинамічна модель Delft3D-FLOW [2, 3], результати адаптації та верифікації якої до умов Куяльницького лиману опубліковані в роботі [4].

Детальний опис змін кліматичних, гідрологічних та гідроекологічних характеристик поверхневих вод в басейні Куяльницького лиману, які відбулись внаслідок змінення клімату та водогосподарської діяльності на початку XXI ст., наведений в [1]. Там же наведені оцінки водних ресурсів річок, які живлять лиман, у природних та порушених водогосподарською діяльністю умовах в сучасності та за кліматичними сценаріями.

Опис гідрологічного режиму Куяльницького лиману та особливостей мінливості його характеристик у XX столітті, до початку прояву кліматичних змін (з кінця 80-х років), викликаних глобальним потеплінням, приведено в роботах [5, 6]. Багаторічна мінливість складових водного балансу, рівня та солоності води в лимані за період спостережень з 70-х років XIX ст. до 2009 р. показана в [7].

2. ОПИС ГІДРОТЕРМОДИНАМІЧНОЇ МОДЕЛІ

Модель Delft3D-FLOW базується на чисельному вирішенні рівняння Нав'є-Стокса для нестисливої рідини на мілкій воді у наближенні Бусінеска. Система диференціальних прогностичних рівнянь моделі складається з рівнянь руху у

горизонтальній площині, рівняння нерозривності, рівнянь переносу тепла та солей, а також двопараметричної $k-\varepsilon$ -моделі турбулентності [8], що замикає ці рівняння. Вертикальні компоненти векторів швидкості течій розраховуються через рівняння нерозривності. Для рівняння швидкості вертикального руху береться гідростатичне наближення. Рівняння стану морської води визначається за формулою ЮНЕСКО [9].

Тепло- та масообмін з атмосферою розраховуються в моделі з використанням напівемпіричних формул [10, 11]. Випаровування з водної поверхні E розраховується в моделі як сума випаровування під дією вимушеної конвекції E_{FORC} та випаровування при вільній конвекції E_{FREE} .

Випаровування під дією вимушеної конвекції визначається наступним чином

$$E_{FORC} = \rho_a f(U_{10}) \{q_s(T_s) - q_a(T_a)\}, \quad (1)$$

де ρ_a – густина повітря; q_s – масова частка водяної пари у насиченому повітрі (біля водної поверхні); q_a – масова частка водяної пари у повітрі на висоті 10 м;

$$q_s(T_s) = \frac{0,62 e_s}{P_{atm} - 0,38 e_s}, \quad (2)$$

$$q_a(T_a) = \frac{0,62 e_a}{P_{atm} - 0,38 e_a}, \quad (3)$$

де P_{atm} – атмосферний тиск; e_s – тиск насиченої водяної пари; e_a – тиск водяної пари на висоті 10 м.

Тиск насиченої водяної пари e_s та тиск водяної пари на висоті 10 м e_a розраховуються в моделі відповідно до наступних відношень:

$$e_s = 10^{\frac{0,7859 + 0,03477 T_s}{1 + 0,00412 T_s}}, \quad (4)$$

$$e_a = r_{hum} 10^{\frac{0,7859 + 0,03477 T_a}{1 + 0,00412 T_a}}, \quad (5)$$

де r_{hum} – відносна вологість повітря, %; T_s – температура поверхневого шару води, С; T_a – температура повітря, С.

Функція швидкості повітря на висоті 10 м $f(U_{10})$ у формулі (1) визначається як

$$f(U_{10}) = c_e U_{10}, \quad (6)$$

де c_e – число Дальтона (калібрувальний коефіцієнт); U_{10} – швидкість вітру на висоті 10 м, м/с.

Випаровування при вільній конвекції розраховується наступним чином

$$E_{FREE} = k_s \bar{\rho}_a \{q_s(T_s) - q_a(T_a)\}, \quad (7)$$

$$k_s = \begin{cases} 0, & \rho_{a10} - \rho_{a0} \leq 0 \\ C_{FR.CON.} \left\{ \frac{g\alpha^2}{v_{air}\rho_a} (\rho_{a10} - \rho_{a0}) \right\}^{1/3}, & \rho_{a10} - \rho_{a0} > 0 \end{cases}, \quad (8)$$

де $C_{FR.CON.}$ – коефіцієнт вільної конвекції, який калібрується; ρ_{a0} – густина насиченої водяної пари (біля водної поверхні), кг/м^3 ; ρ_{a10} – густина повітря на висоті 10 м, кг/м^3 ; $g = 9,81 \text{ м/с}^2$ – прискорення вільного падіння; v_{air} – в'язкість повітря, яка приймається рівною константі $16,0 \times 10^6 \text{ м}^2/\text{с}$; α – молекулярна дифузія повітря, що визначається як

$$\alpha = \frac{v_{air}}{\sigma}, \quad (9)$$

де $\sigma = 0,7$ – число Прандтля (для газів).

Густина насиченої водяної пари ρ_{a0} та густина повітря на висоті 10 м ρ_{a10} у формулі (8) розраховуються відповідно до наступних залежностей:

$$\rho_{a0} = \frac{\frac{100P_{atm} - 100e_s}{R_{dry}} + \frac{100e_s}{R_{vap}}}{T_s + 273,15}, \quad (10)$$

$$\rho_{a10} = \frac{\frac{100P_{atm} - 100e_a}{R_{dry}} + \frac{100e_a}{R_{vap}}}{T_a + 273,15}, \quad (11)$$

де $R_{dry} = 287,05 \text{ Дж/(кг К)}$ – газова стала для сухого повітря; $R_{vap} = 461,495 \text{ Дж/(кг К)}$ – газова стала для пари.

Для врахування впливу солоності води лиману на інтенсивність випаровування з його водної поверхні, розраховане в моделі випаровування помножувалось на корегувальний коефіцієнт відповідно до емпіричної залежності, наведеної в [12]

$$E_s = E \times (0,75 + 0,25 e^{-0,065 \cdot S}), \quad (12)$$

де S – солоність води у поверхневому шарі, у %.

Ступінь прозорості води, яка впливає на інтенсивність поглинання короткохвильової радіації у водному стовпі, задається в моделі як константа.

Кінцево-різницева апроксимація рівнянь мо-

де $\bar{\rho}_a$ – середня густина повітря, кг/м^3 ; k_s – коефіцієнт теплопередачі, який розраховується за залежністю:

делі виконана на криволінійній розрахунковій сітці С-типу за класифікацією Аракави: скалярні величини задаються в центрах елементарних розрахункових осередків, а нормальні компоненти швидкості течій – на їх відповідних гранях. Часовий крок рішення рівнянь обмежується умовою стабільності Куранта-Фрідрікса-Леві.

3. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧІ, ОПИС ВХІДНИХ ДАНИХ

Для проведення гідродинамічного моделювання була побудована підігнана до меж акваторії лиману криволінійна розрахункова сітка, яка складалась з 39×270 розрахункових осередків у горизонтальній площині (рис. 1а). Розміри розрахункових осередків сітки плавно змінюються у межах 60-280 м вздовж повздовжньої вісі лиману та 40-210 м – у поперечному напрямку. По вертикалі задавались три розрахункових рівня у криволінійній σ -системі координат. Глибини в лимані, приведені до позначки рівня води мінус 4,8 м БС (рис. 1б), задавались на основі оцифрованої карти Одеської області масштабу 1:25000 та плану Куяльницького лиману в ізобатах, побудованого за результатами батиметричної зйомки 2009 р.

Програмна реалізація чисельних рівнянь моделі дозволила враховувати під час проведення модельних розрахунків висихання-затоплення окремих мілководних ділянок ложа лиману при змінах рівня води у ньому.

Оскільки умови формування мінливості характеристик гідроекологічного режиму Куяльницького лиману протягом 2015 р. (обсяги надходження морських вод, стік річок малих водотоків в лиман, добові суми опадів на поверхню лиману) точно визначені за даними спостережень [4], то безсумнівний інтерес представляє кількісна оцінка змін, які відбулися би за умови попередньої реалізації різних водогосподарських заходів щодо збільшення стоку р. В. Куяльник.

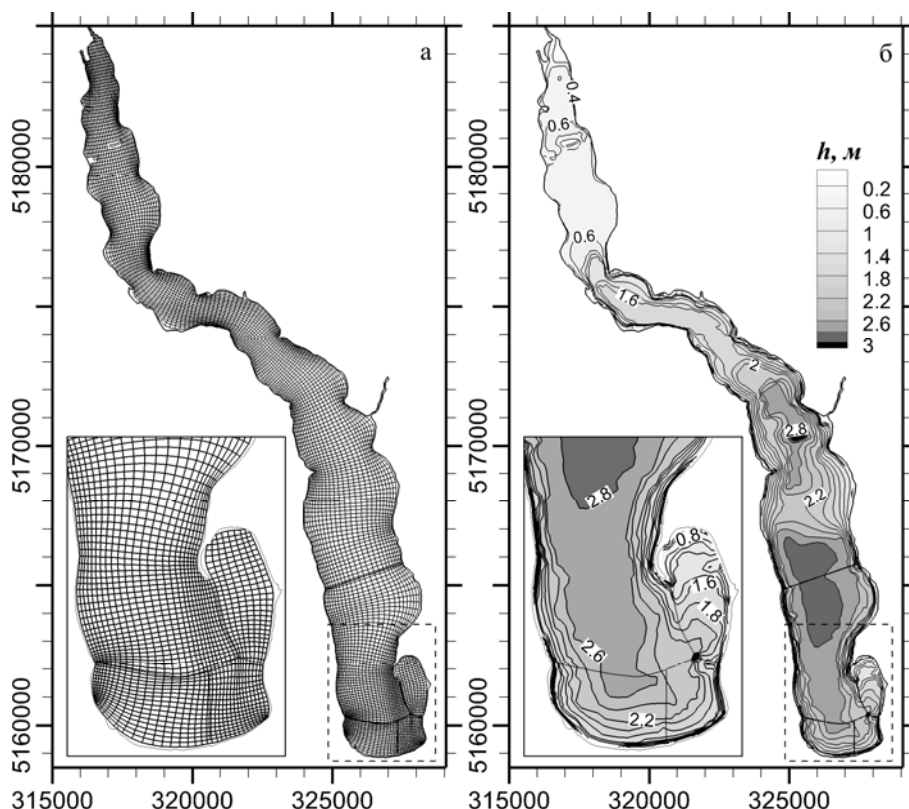


Рис. 1 – Криволінійна розрахункова сітка для акваторії Куяльницького лиману (а)*. Батиметрія лиману (б)**.

* На осях координат – відмітки сітки Універсальної поперечної проєкції Меркатора (UTM) з кроком 1000 м, зона 36 N.

** Глибини в лимані, показані на рисунку контурами та цифрами, відповідають відмітці рівня води мінус 4,8 м БС.

Моделювалась мінливість гідрологічних характеристик в лимані на відріжку часу з 22.12.2014 р. по 01.11.2015 р. Початок періоду моделювання відповідав моменту відкриття водопропускної гідротехнічної системи, що дозволяє поповнювати Куяльницький лиман морською водою з Одеської затоки.

При моделюванні враховувались наступні прихідні складові водного балансу лиману: обсяги надходження морських вод в лиман через гідротехнічну споруду (водопропуск), стік річок В. Куяльник, Довбока, Кубанка; стік з Корсунцівської, Гільдендорфської балок та через лотки з ВНС № 5 і ставків пересипу, добові суми опадів на акваторію лиману за даними спостережень на метеопосту «Одеса-Куяльник» [4]. Витрати прісних вод через водотоки, які впадають в лиман, морських вод через водопропуск, солоність морських вод задавались на підставі даних вимірювань фахівців Одеського державного екологічного університету (ОДЕКУ).

Крім спостережених у 2015 р. значень витрат води р. В. Куяльник, при моделюванні використовувались оцінки середньомісячних витрат її

природного та побутового стоку в лиман за умов 2015 р., розраховані за моделлю «клімат-стік» [1] (табл. 1). Зауважимо, що спостережені витрати річки значно менші за розраховані значення її побутового стоку (рис. 2), що є наслідком впливу різних перешкод для стоку у руслі річки, зокрема, заростання її русла рослинністю, наяв-

Таблиця 1 – Розраховані за моделлю «клімат-стік» середньомісячні витрати природного та побутового стоку р. В. Куяльник за умов 2015 р.

№ з/п	Місяць року	Витрати води Q , м ³ /с	
		Природний стік	Побутовий стік
1.	Січень	0.102	0,0131
2.	Лютий	0.247	0,0318
3.	Березень	0.742	0,0955
4.	Квітень	1.88	0,242
5.	Травень	0.247	0,0318
6.	Червень	0.24	0,0309
7.	Липень	0.113	0,0145
8.	Серпень	0	0
9.	Вересень	0	0
10.	Жовтень	0	0
11.	Листопад	0	0
12.	Грудень	0.069	0,0131
	Середні за рік	0.303	0,039

ності штучної дамби, створеної протиправно. Часова мінливість напрямку та швидкості вітру, температури та вологості повітря, балу хмарності у період моделювання задавались з дискретністю 3 години за даними спостережень на ГМС «Одеса-ГМО» [4].

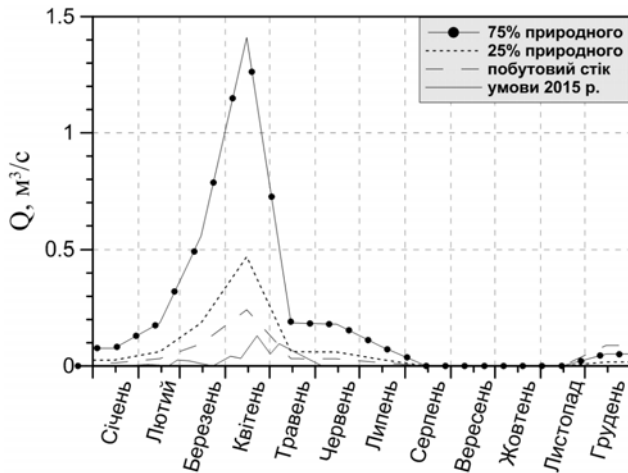


Рис. 2 – Середньомісячні витрати р. В. Куяльник у 2015 р., які задавались при моделюванні.

Окрім гідрометеорологічних умов 2015 року, моделювання внутрішньорічної мінливості гідрологічних характеристик лиману виконувалось для різних за водністю типових років сучасного кліматичного періоду XXI ст. (1990-2030 рр.), визначених за найбільш виправданим для регіону Куяльницького лиману кліматичним сценарієм з бази даних ENSEMBLES, який відповідає глобальному сценарію A1B, розрахованому за моделлю MPI-REMO Інституту метеорології ім. Макса Планка (Гамбург, Німеччина) [13, 14]. Як типові за гідрометеорологічними умовами були обрані: 2018 р. – маловодний; 2025 р. – середньоводний, 2021 р. – багатоводний рік. Ряди середньодобових значень температури, відносної вологості повітря, швидкості та напрямку вітру, балу загальної хмарності та атмосферних опадів, отримані з бази даних ENSEMBLES (сценарій A1B моделі MPI-REMO) для кожного з обраних типових років, використовувались для завдання граничних умов на верхній (з атмосферою) границі розрахункової області моделі. При розрахунках використовувались щомісячні значення природного стоку р. В. Куяльник, розраховані за моделлю «клімат-стік» для різних за водністю типових років сучасного кліматичного періоду XXI ст., проінтерпольовані з кроком 3 години для засвоєння моделлю.

4. ОБГОВОРЕННЯ РЕЗУЛЬТАТІВ СЦЕНАРНИХ РОЗРАХУНКІВ ЗБІЛЬШЕННЯ НАДХОДЖЕННЯ СТОКУ РІЧКИ В. КУЯЛЬНИК В ЛИМАН ЗА УМОВ 2015 РОКУ

Для оцінки змін показників гідроекологічного режиму Куяльницького лиману на підставі результатів гідротермодинамічного моделювання, розглядались наступні варіанти надходження стоку р. В. Куяльник в лиман:

- спостережені у 2015 р. середньомісячні витрати річки;
- розраховані за моделлю «клімат-стік» середньомісячні витрати побутового стоку річки;
- середньомісячні витрати, які відповідають 25% природного стоку річки, розрахованого за моделлю «клімат-стік»;
- середньомісячні витрати, які відповідають 75% природного стоку, розрахованого за моделлю «клімат-стік».

Річна мінливість середньомісячних витрат стоку р. В. Куяльник, використана при моделюванні вказаних варіантів, наведена на рис. 2. При визначенні можливих обсягів збільшення надходження до лиману стоку р. В. Куяльник вважалося, що впровадження водного менеджменту на водозборі не дозволить на 100 % відновити природний стік річки.

Результати моделювання аналізувались в 4-х обраних контрольних точках на акваторії Куяльницького лиману (рис. 3).

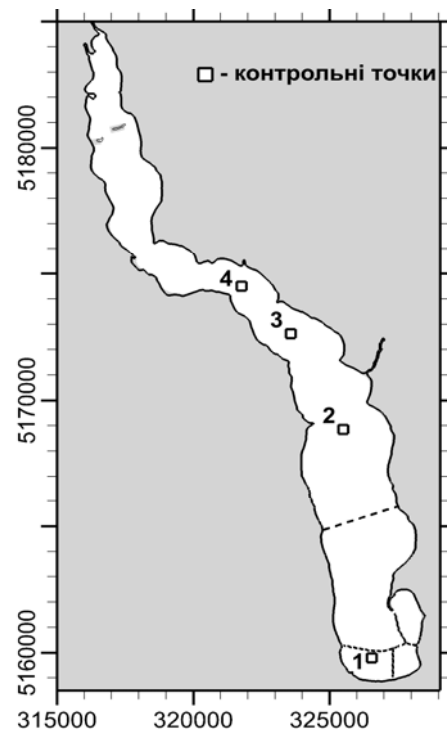


Рис. 3 – Схема розташування контрольних точок для аналізу результатів моделювання на акваторії Куяльницького лиману.

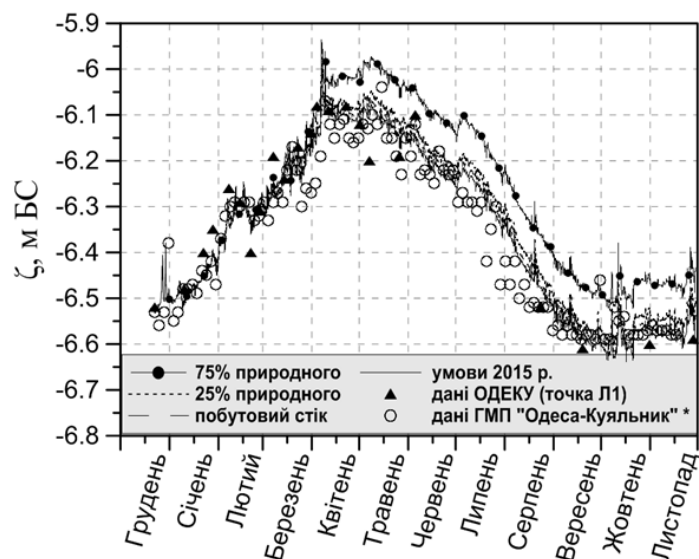


Рис. 4 – Внутрішньорічна мінливість відміток рівня води, м БС, у Куяльницькому лимані за даними натурних спостережень (точки) та отримана в результаті моделювання за різними варіантами надходження стоку р. В. Куяльник у 2015 р. – контрольна точка №1.

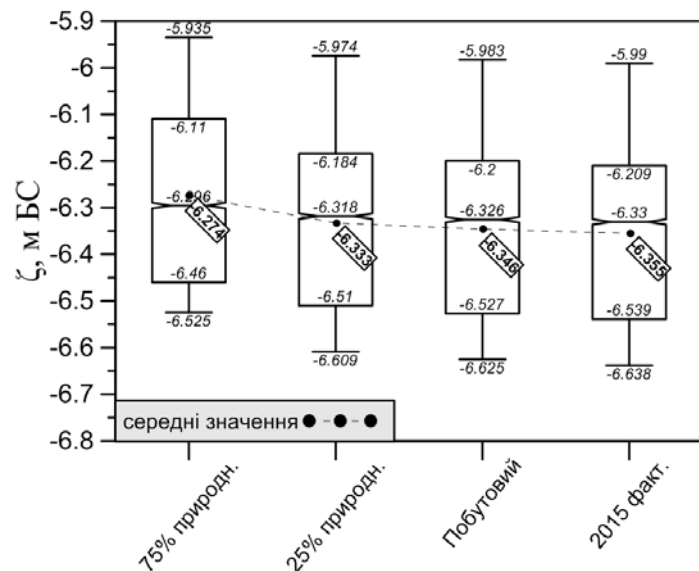


Рис. 5 – Характеристики річної мінливості відмітки рівня води в лимані, м БС, за різними варіантами надходження стоку р. В. Куяльник у 2015 р. Приведені значення 0,25 та 0,75-квантилей, медіанні (риски), середні (точки), мінімальні (нижні вуса) та максимальні (верхні вуса) значення.

На рис. 4-5 наведені результати моделювання мінливості відміток рівня води в лимані протягом 2015 р. за різними варіантами збільшення стоку річки В. Куяльник. Видно, що лише забезпечення надходження до лиману 75 % від обсягів природного стоку річки призводить до суттєвого підвищення рівня води в ньому. Це підвищення на 0,08-0,1 м формується протягом квітня-травня і зберігається до кінця розрахункового періоду.

Результати розрахунків просторово-часової мінливості солоності вод на акваторії Куяльницького лиману за різними варіантами надходження стоку річки Великий Куяльник при гідрометеорологічних умовах 2015 р. наведені на

рис. 6-7.

З рис. 7 видно, що забезпечення надходження в лиман 75 % від природного стоку річки В. Куяльник призведе до відповідного зменшення середньорічних значень солоності води: на 21 % – в південній частині (точка 1) і 24-28 % – в центральній і північній частинах (точки 2, 3), порівняно з базовим (фактичним) варіантом для 2015 р. У разі забезпечення надходження в лиман лише 25 % природного стоку, середньорічні значення солоності води зменшилися би лише на 7-9% на основній глибокій частині акваторії лиману (точки 1-3) і на 2,4% – на мілководній ділянці північної частини (точка 4).

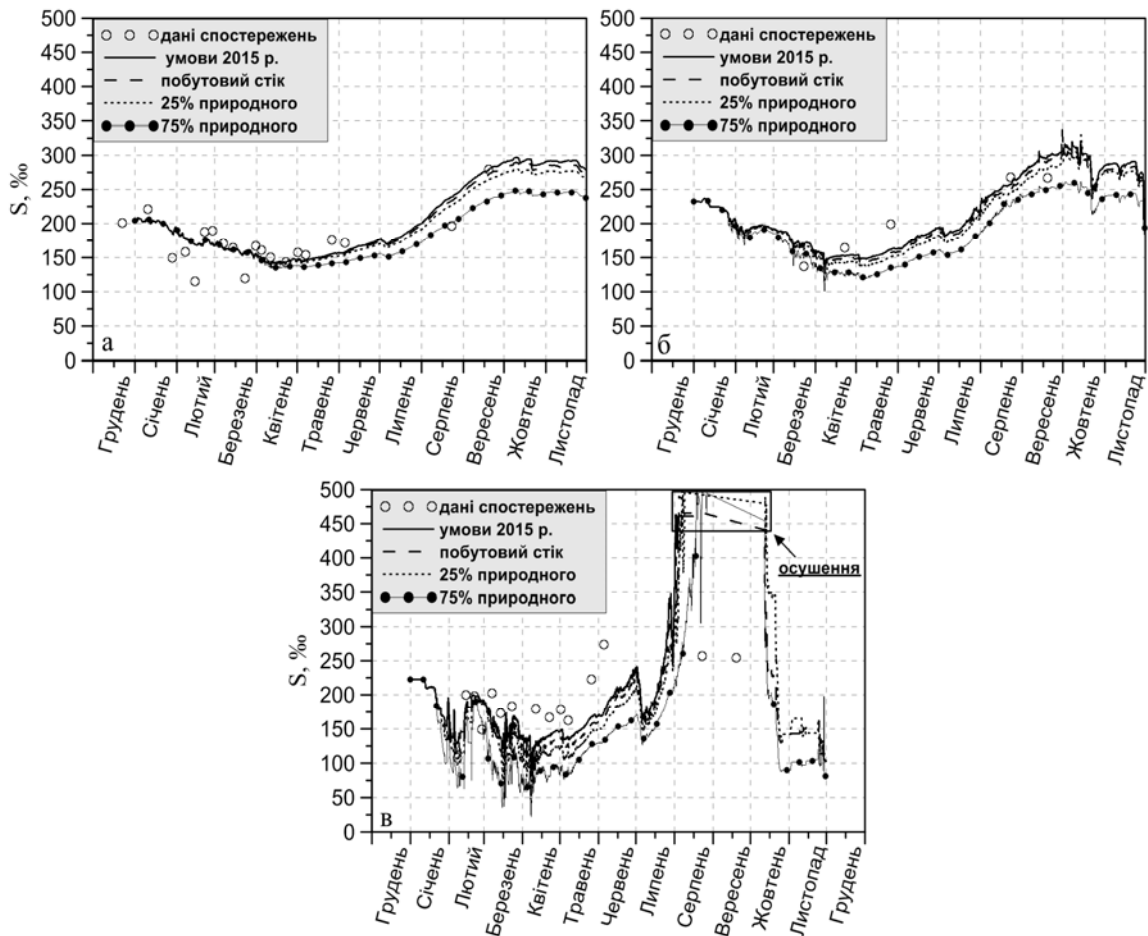


Рис. 6 – Часова мінливість солоності води в Куяльницькому лимані протягом 2015 р. за даними натурних спостережень (точки) та отримана в результаті моделювання за різними варіантами надходження стоку р. В. Куяльник у 2015 р.: а – контрольна точка №1; б – №3; в – №4. Позначка «осушення» – оголення ложа лиману внаслідок зменшення рівня води.

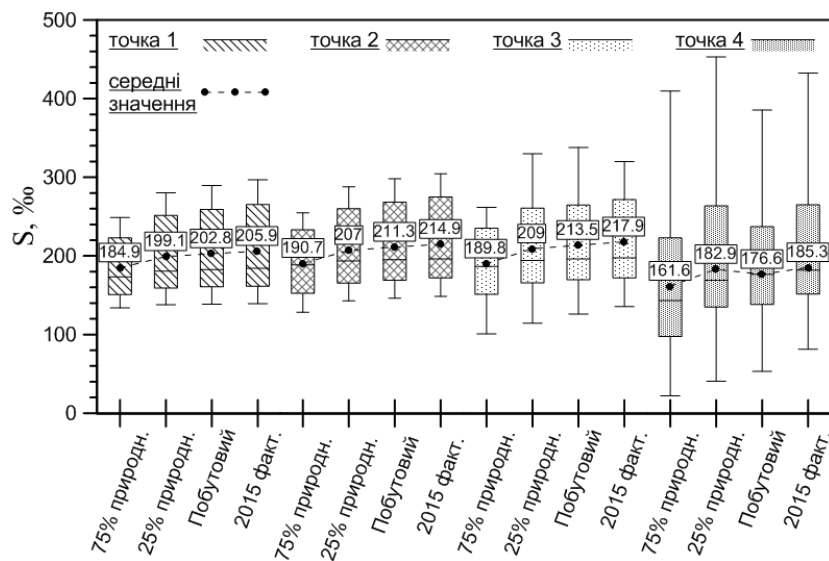


Рис. 7 – Характеристики просторово-часової мінливості солоності вод лиману, ‰, отримані в результаті моделювання за різними варіантами надходження стоку р. В. Куяльник у 2015 р. Приведені значення 0,25 та 0,75-квантилей, медіанні, середні (точки), мінімальні (нижні вуса) та максимальні (верхні вуса) значення

Таблиця 2 – Середньомісячні витрати річки В. Куяльник при забезпеченні надходження до Куяльницького лиману 25 % та 75 % від обсягів її природного стоку, розрахованого за моделлю «клімат-стік» для різних за водністю типових років сучасного кліматичного періоду

№ з/п	Місяць року	Витрати води Q , м ³ /с, у відсотках від розрахованого природного стоку в роки різної водності					
		Маловодний		Середньоводний		Багатоводний	
		75%	25%	75%	25%	75%	25%
1.	Січень	0	0	0,119	0,040	0,371	0,124
2.	Лютий	0,001	0	0,289	0,096	0,626	0,209
3.	Березень	0,002	0,001	0,866	0,289	2,834	0,945
4.	Квітень	0,004	0,002	2,191	0,730	6,281	2,094
5.	Травень	0,002	0,001	0,289	0,096	0,676	0,226
6.	Червень	0,001	0	0,280	0,094	0,626	0,208
7.	Липень	0	0	0,131	0,044	0,511	0,170
8.	Серпень	0	0	0	0	0,371	0,124
9.	Вересень	0	0	0	0	0	0
10.	Жовтень	0	0	0	0	0	0
11.	Листопад	0	0	0	0	0,013	0,004
12.	Грудень	0	0	0,081	0,027	0,460	0,153
	За рік:	0,001	0	0,354	0,118	1,064	0,354

5. ОБГОВОРЕННЯ РЕЗУЛЬТАТІВ МОДЕЛЮВАННЯ МІНЛИВОСТІ ГІДРОЛОГІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК КУЯЛЬНИЦЬКОГО ЛИМАНУ ДЛЯ РІЗНИХ ЗА ВОДНІСТЮ ТИПОВИХ РОКІВ СУЧАСНОГО КЛІМАТИЧНОГО ПЕРІОДУ

Моделювання внутрішньорічної мінливості гідрологічних характеристик лиману для різних за водністю типових років сучасного кліматичного періоду XXI ст. (1990-2030 рр.) виконувалось за наступних умов: надходження до лиману морських вод та стік малих водотоків в лиман протягом року вважалися відсутніми; стік річки В. Куяльник дорівнював 25 % та 75 % від щомісячних витрат при природному стоці (табл. 2), який був розрахований за стохастичною моделлю «клімат-стік».

Наведені на рис. 8-9 результати моделювання внутрішньорічної мінливості відміток рівня води в лимані в різні за водністю роки сучасного кліматичного періоду свідчать, що при забезпеченні надходження в лиман 25 % обсягів розрахованого для них природного стоку р. В. Куяльник стабілізація рівня відбуватиметься лише за умов багатоводного року; у маловодний рік відмітка рівня води в лимані наприкінці року буде на 0,4 м нижчою за початкову, а в середній за водністю рік – нижчою на 0,25 м. У разі забезпечення надходження в лиман 75 % обсягів природного стоку р. В. Куяльник, розрахованого для років різної водності, у маловодний рік відмітка рівня води в лимані наприкінці року також буде

на 0,4 м нижчою за початкову, в середній за водністю рік – нижчою на 0,15 м, а у багатоводний рік, навпаки, підвищиться на 0,3 м порівняно з початковою.

Результати розрахунків внутрішньорічної мінливості солоності води в Куяльницькому лимані в різні за водністю роки сучасного кліматичного періоду наведені на рис. 10-12. В цілому, вони свідчать про те, що збільшення стоку р. В. Куяльник навіть до 75% від обсягів природного стоку здатне забезпечити стабілізацію річного циклу мінливості солоності води в лимані лише в багатоводні роки. У всіх інших розглянутих випадках солоність води в лимані наприкінці року буде значно більшою, ніж початкова. Виникне міжрічна тенденція значного підвищення солоності вод лиману. У маловодні роки, коли навіть природний стік р. В. Куяльник майже відсутній, у вересні відбудеться розділення основного ложа лиману на дві відокремлені водойми (рис. 12б).

Результати моделювання річної мінливості температури води в різних точках на акваторії Куяльницького лиману свідчать, що в багатоводні роки температура води завжди нижча, ніж в середньоводні та маловодні. Води мілководної північної ділянки лиману (точка 4 на рис. 3) завжди прогріваються більше, ніж на більш глибоких ділянках лиману. Збільшення стоку р. В. Куяльник впливає на температурний режим лиману, хоча і незначно.

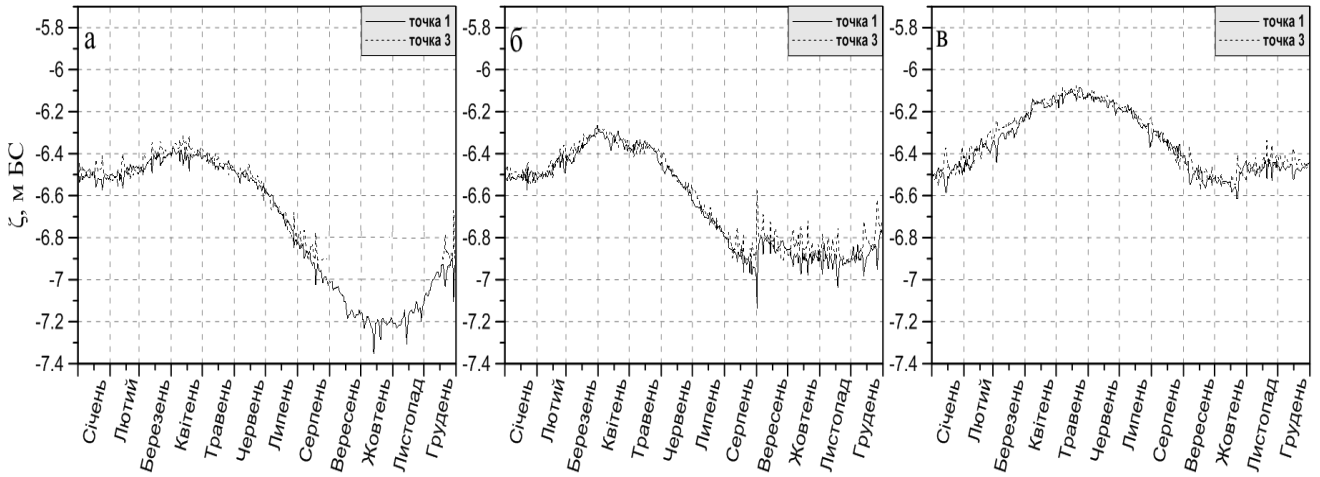


Рис. 8 – Змодельована внутрішньорічна мінливість відмітки рівня води, м БС, у Куяльницькому лимані в контрольних точках 1 та 3 для маловодного (2018) (а), середнього за водністю (2025) (б) та багатоводного (2021) (в) типового року сучасного кліматичного періоду XXI ст. (1990-2030 рр.) за умови надходження до лиману 25% від обсягів природного річкового стоку.

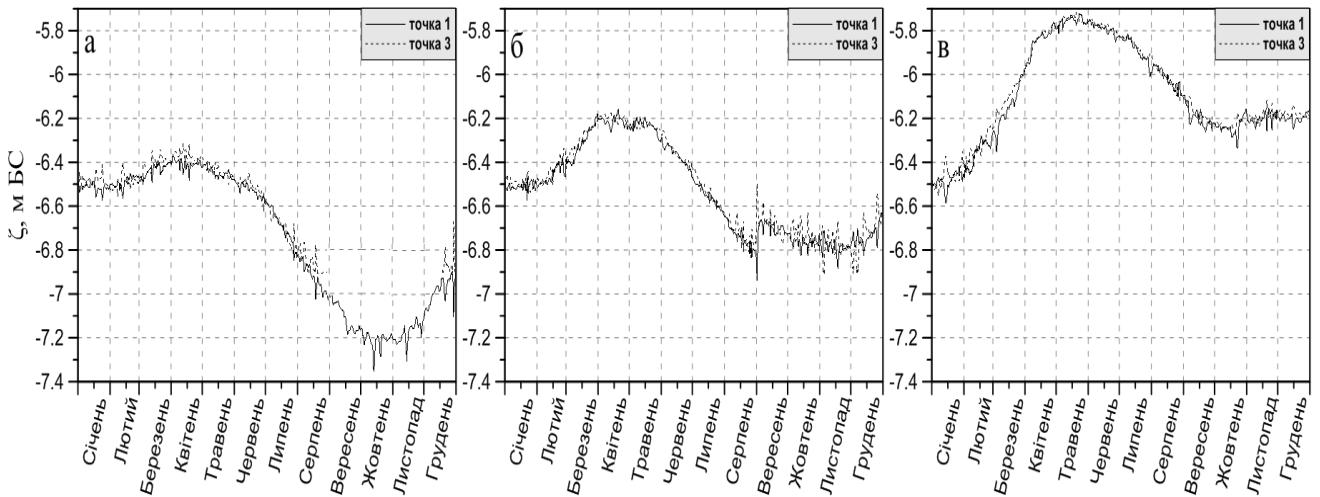


Рис. 9 – Змодельована внутрішньорічна мінливість відмітки рівня води, м БС, у Куяльницькому лимані в контрольних точках 1 та 3 для маловодного (2018) (а), середнього за водністю (2025) (б) та багатоводного (2021) (в) типового року сучасного кліматичного періоду XXI ст. (1990-2030 рр.) за умови надходження до лиману 75% від обсягів природного річкового стоку.

6. ВИСНОВКИ

За результатами розрахунків з використанням прогностичної тривимірної гідротермодинамічної моделі Delft3D-FLOW отримані оцінки змін внутрішньорічної просторово-часової мінливості гідрологічних характеристик Куяльницького лиману за різних обсягів надходження до нього стоку річки Великий Куяльник.

Встановлено, що:

- провадження водного менеджменту на водозборі річки Великий Куяльник, реалізація різних інженерно-технічних заходів, спрямованих на збільшення стоку річки в Куяльницький лиман, будуть суттєво впливати на його гідроеко-

логічний режим лише у разі забезпечення надходження до лиману не менш 75% від обсягів природного стоку річки;

- за гідрометеорологічних умов 2015 р., збільшення стоку річки В. Куяльник до 75 % від обсягів її природного стоку призвело б до підвищення рівня води в лимані на 0,08-0,1 м, зменшення середньорічних значень солоності води: на 21 ‰ – в південній частині (точка 1) і 24-28 ‰ – в центральній і північній частинах лиману, порівняно з фактично спостереженими у 2015 р. значеннями;

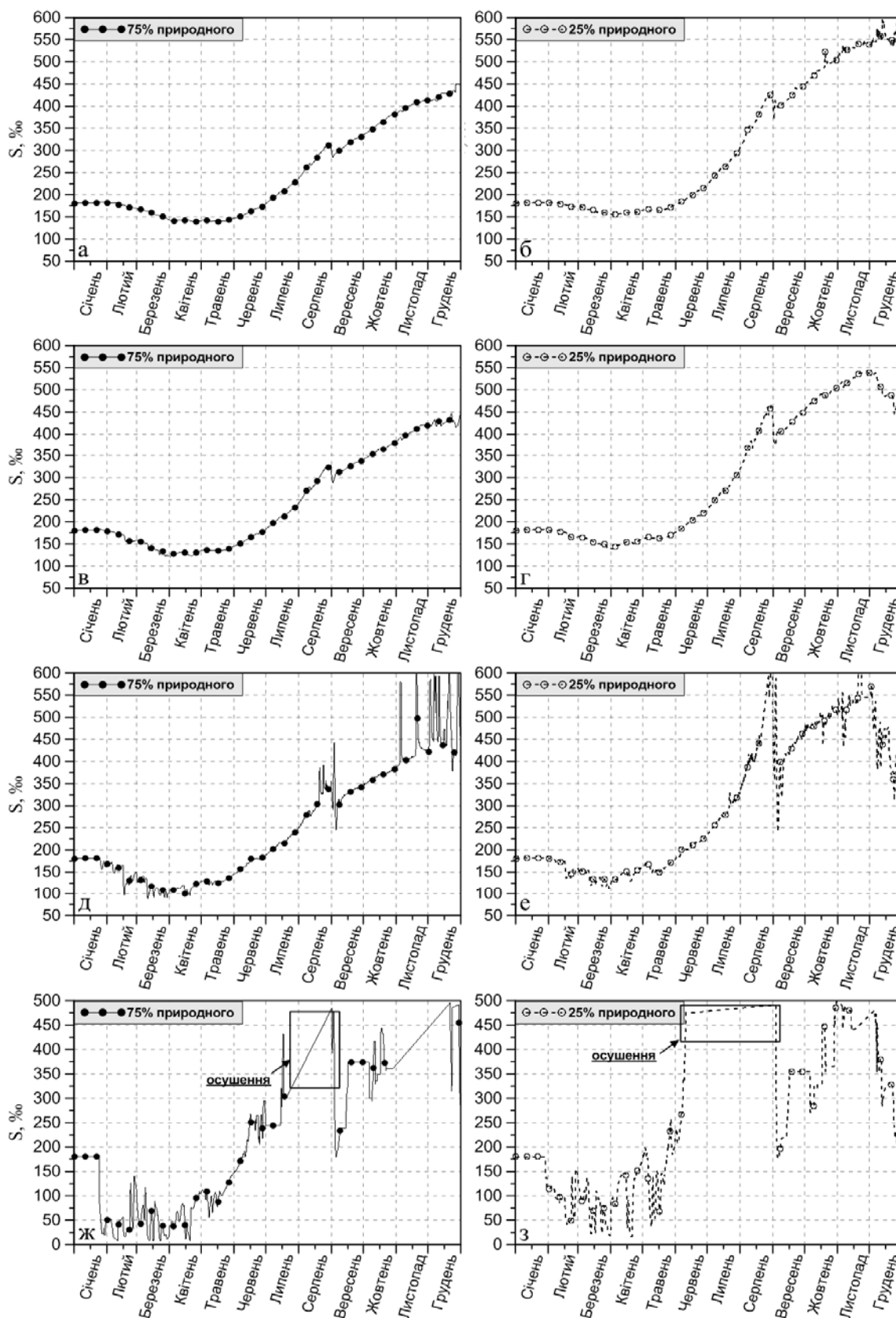


Рис. 10 – Отримана в результаті моделювання часова мінливість солоності поверхнього шару вод Куяльницького лиману протягом середнього за водністю 2025 року (75% та 25% природного стоку): а, б– контрольна точка №1; в, г – контрольна точка №2; д, е – контрольна точка №3; ж, з – контрольна точка

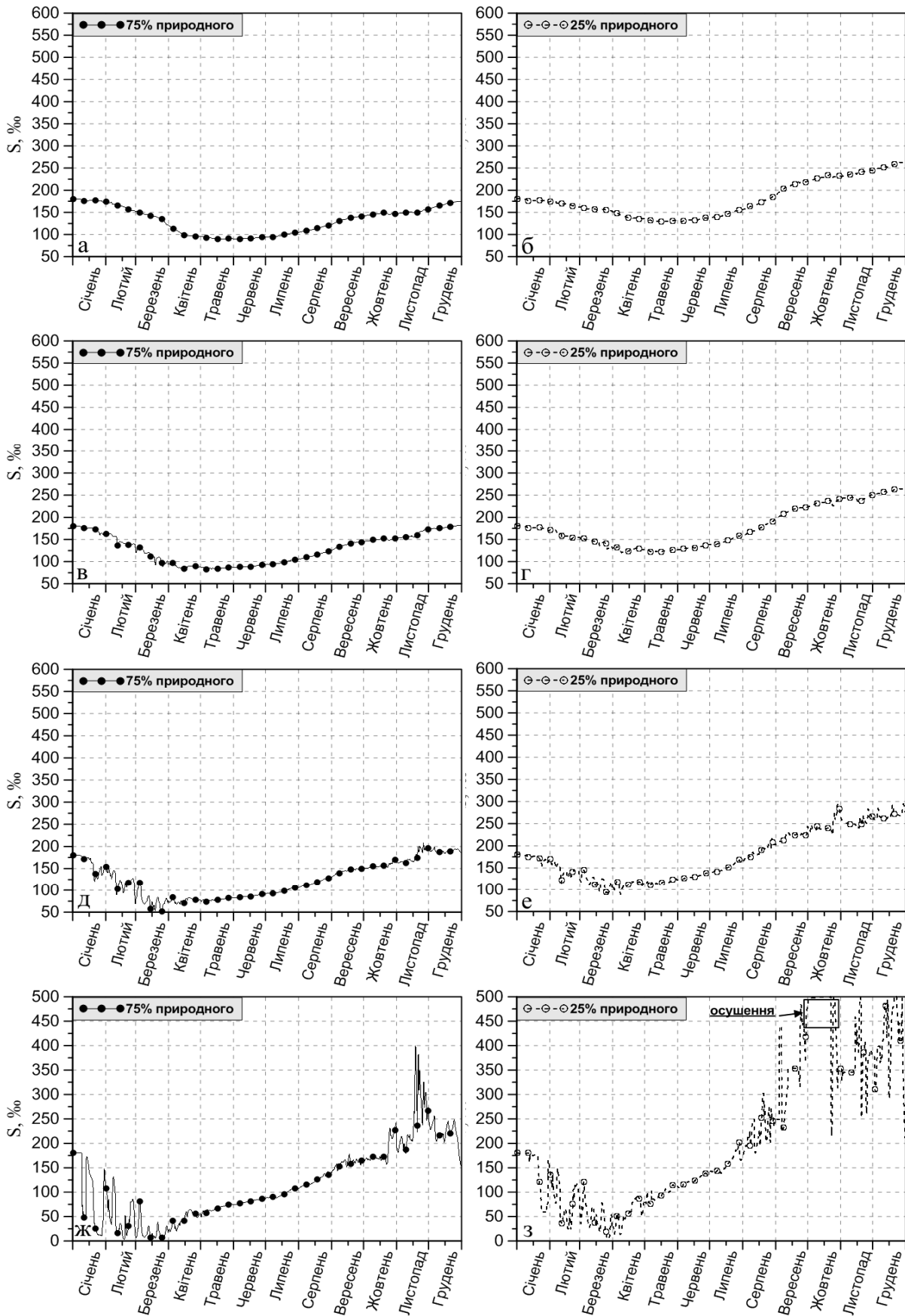


Рис. 11 – Отримана в результаті моделювання часова мінливість солоності поверхнього шару вод Куяльницького лиману протягом багатоводного 2021 року (75% та 25% природного стоку): а, б – контрольна точка №1; в, г – контрольна точка №2; д, е – контрольна точка №3; ж, з – контрольна точка №4.

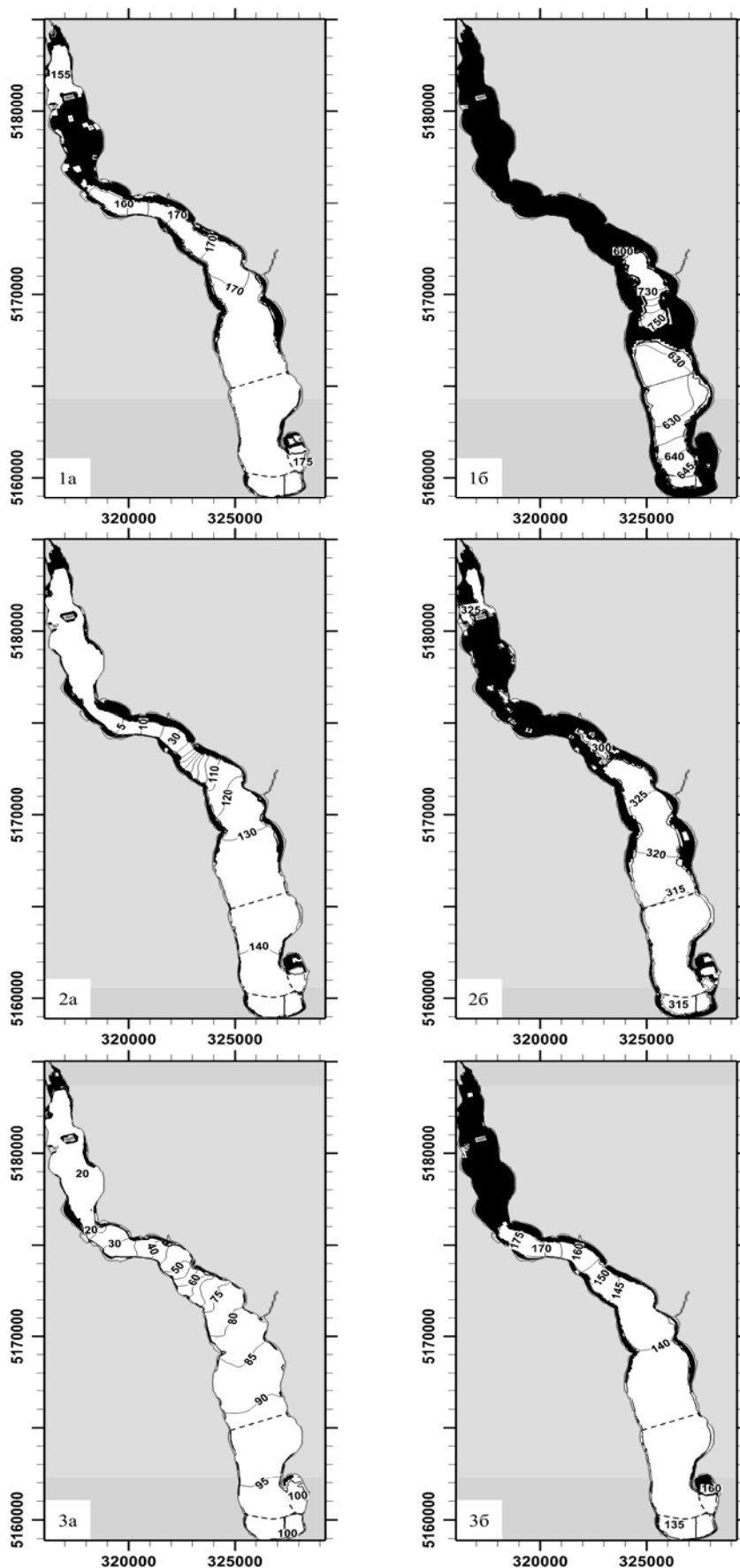


Рис. 12 – Змодельована мінливість просторового розподілу солоності вод лиману, ‰, та меж його водного дзеркала за умов надходження 75% обсягів розрахованого природного стоку р. В. Куяльник у різні типові роки сучасного кліматичного періоду XXI ст.: **1** – маловодний 2018 р.; **2** – середній за водністю 2025 р.; **3** – багатоводний 2021 р.; **а)** 15 квітня; **б)** 15 вересня.

– збільшення природного стоку річки В. Куяльник не здатне самостійно забезпечити стабілізацію гідроекологічного режиму Куяльницького лиману без періодичного поповнення його морською водою Одеської затоки та здійснення заходів щодо стабілізації та збільшення надходження вод від інших водотоків, які впадають в лиман: малих річок Довбока, Кубанка, балок Гільдендорфська та Корсунцівська;

– за відсутності поповнення лиману морськими водами та стоком інших малих водотоків, які впадають в лиман, збільшення стоку р. В. Куяльник навіть до 75 % від обсягів природного стоку здатне забезпечити стабілізацію річного циклу мінливості рівня та солоності води в лимані лише в багатоводні роки;

– в багатоводні роки температура води в лимані завжди нижча, ніж в середньоводні та маловодні; води мілководної північної ділянки лиману завжди прогриваються сильніше, ніж на більш глибоких ділянках лиману; збільшення стоку р. В. Куяльник впливає на температурний режим лиману, хоча і незначно.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Водний режим та гідроекологічні характеристики Куяльницького лиману: монографія / за ред. Н. С. Лободи, Є. Д. Гопченка; Од. держ. еколог. ун-т. Одеса: ТЕС, 2016. 332 с.
2. Deltares, 2016. *Delft3D 4.01 Suite*. Available through: Delft3D Open Source Community <<http://oss.deltares.nl/web/delft3d/>>. [Accessed 17 February 2016].
3. Deltares, 2014. *Delft3D-FLOW – Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments, User Manual, Hydro-Morphodynamics, Version 3.15.34158*. [pdf] Delft, The Netherlands: Deltares systems. Available at: <http://oss.deltares.nl/documents/183920/185723/Delft3D-FLOW_User_Manual.pdf>. [Accessed 17 February 2016].
4. Тучковенко Ю. С., Кушнір Д. В. Результати чисельного моделювання внутрішньорічної мінливості характеристик гідрологічного режиму Куяльницького лиману // Укр. гідрометеорол. ж. 2016. № 17. С. 137 – 149. URL: <http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2016-uk/17-uk>.
5. Розенгурт М. Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов: монография. Киев: Наукова думка, 1974. 224 с.
6. Тимченко В. М. Эколого-гидрологические исследования водоемов Северо-Западного Причерноморья: монография / Ин-т гидробиологии АН УССР. Киев: Наукова думка, 1990. 240 с.
7. Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья: монография / под ред. Ю. С. Тучковенко, Е. Д. Гопченко; Од. гос. экол. ун-т. Одесса: ТЕС, 2012. С. 149-168.
8. Burchard H., Baumert H. On the performance of a mixed layer model based on the k-ε turbulence closure. *Journal of Geophysical Research (C5)*, 1995, no. 100, pp. 8523-8540.
9. Millero Frank J., Poisson Alain, Chen Chen Tung, Bradshaw Alvin L., Schleicher K. Background papers and supporting data on the International Equation of State of Seawater. *Unesco technical papers in marine science*, 38, 1980, Publ: 1981; 192 p.
10. Gill Adrian E. *Atmosphere-Ocean Dynamics. International Geophysics Series*. Academic Press, 1982, vol.30. 680 p.
11. Lane A. The heat balance of the North Sea. *Tech. Rep. 8*, Proudman Oceanographic Laboratory, 1989, pp. 243, 254.
12. Панин Г. Н., Брезгунов В. С. О влиянии солёности воды на ее испарение // Известия РАН. Физика атмосферы и океан. 2007. Том 43. № 5. С. 718-720.
13. Wörner V., Hesse C., Stefanova A., Krysanova V. *Evaluation of climate scenarios for the lagoons*. Potsdam Institute for Climate Impact Research, 2012. 40 p.
14. ENSEMBLES Project. Available through: <<http://ensemblesrt3.dmi.dk/>>. [Accessed 27 March 2016].

REFERENCES

1. Loboda N. S., Gopchenko E. D. (Eds). *Vodnyy rezhym ta hidroekolohichni kharakterystyky Kuyal'nyts'koho lymanu* [Water regime and hydroecological characteristics of Kuyalynitskyi Liman]. OSENU. Odessa: TES, 2016. 332 p.
2. Deltares, 2016. *Delft3D 4.01 Suite*. Available through: Delft3D Open Source Community <<http://oss.deltares.nl/web/delft3d/>>. [Accessed 17 February 2016].
3. Deltares, 2014. *Delft3D-FLOW – Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments, User Manual, Hydro-Morphodynamics, Version 3.15.34158*. [pdf] Delft, The Netherlands: Deltares systems. Available at: <http://oss.deltares.nl/documents/183920/185723/Delft3D-FLOW_User_Manual.pdf>. [Accessed 17 February 2016].
4. Tuchkovenko Yu. S., Kushnir D. V. Results of the numerical modelling of the annual variability of characteristics of the hydrological regime of the Kuialynitskyi Lyman Lagoon. *Ukr. gidrometeorol. ž. – Ukr. hydrometeor. J.*, 2016, no. 17, pp. 137-148. Available through: <<http://uhmj.odeku.edu.ua/en/category/2016-en/17-en>>. (In Ukrainian)
5. Rozengurt M. Sh. *Gidrologiya i perspektivy rekonstruktsii prirodnykh resursov Odesskikh limanov* [Hydrology and Prospects for Natural Resources Rearrangement in the Lagoons of the Odessa Region]. Kiev: Naukova dumka, 1974. 224 pp.
6. Timchenko V. M. *Ekologo-gidrologicheskie issledovaniya vodoemov Severo-Zapadnogo Prichernomor'ya* [Environmental and Hydrological Researches into the Water Bodies in the North-Western Black Sea Region]. Kiev: Naukova Dumka, Institute of Hydrobiology of NASU, 1990. 240 p.
7. Tuchkovenko Yu. S., Gopchenko E. D. (Eds). *Aktual'nye*

- problemy limanov severo-zapadnogo Prichernomor'ya* [Topical problems of lagoons of the North-Western Black Sea Region]. OSENU. Odessa: TES, 2011, pp. 149-168.
8. Burchard H., Baumert H. On the performance of a mixed layer model based on the $k-\varepsilon$ turbulence closure. *Journal of Geophysical Research (C5)*, 1995, no. 100, pp. 8523-8540.
 9. Millero Frank J., Poisson Alain, Chen Chen Tung, Bradshaw Alvin L., Schleicher K. Background papers and supporting data on the International Equation of State of Seawater. *Unesco technical papers in marine science*, 38, 1980, Publ: 1981. 192 p.
 10. Gill Adrian E. *Atmosphere-Ocean Dynamics. International Geophysics Series*. Academic Press, 1982, vol. 30. 680 p.
 11. Lane A. The heat balance of the North Sea. *Tech. Rep. 8*, Proudman Oceanographic Laboratory, 1989, pp. 243, 254.
 12. Panin G. N., Brezgunov V. S. Influence of the salinity of water on its evaporation. *Izvestiya RAN. Atmospheric and Oceanic Physics*, 2007, vol. 43, no. 5, pp. 663-665. (In Russian)
 13. Wörner V., Hesse C., Stefanova A., Krysanova V. *Evaluation of climate scenarios for the lagoons*. Potsdam Institute for Climate Impact Research, 2012. 40 p.
 14. ENSEMBLES Project. Available through: <<http://ensemblesrt3.dmi.dk/>>. [Accessed 27 March 2016].

RESULTS OF THE NUMERICAL MODELLING OF INTRA-ANNUAL VARIABILITY OF HYDROLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE KUIALNYTSKYI LYMAN LAGOON UNDER VARIOUS RUNOFF VOLUMES OF THE VELYKYI KUIALNYK RIVER

Yu. S. Tuchkovenko, Doctor of Geographical Sciences,

D. V. Kushnir

N. S. Loboda, Doctor of Geographical Sciences

*Odessa State Environmental University,
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, science@odeku.edu.ua*

Assessments of changes in the intra-annual spatio-temporal variability of the hydrological characteristics of the Kuialnytskyi Lyman lagoon under various runoff volumes of the Velykyi Kuialnyk River were obtained from the results of calculations, using the predictive three dimensional hydrothermodynamic model Delft3D-FLOW.

Scenarios of increasing the river runoff inflow up to 25% and 75% of the monthly natural river runoff under conditions of 2015 were modelled, as well as under different by hydraulicity typical years of the modern climatic period of the 21st century (1990-2030), determined according to the most appropriate for the Kuialnytskyi Lyman lagoon region climatic scenario from the ENSEMBLES database, which corresponds to the global A1B scenario, calculated by the MPI-REMO model. Monthly values of the natural runoff of the Velykyi Kuialnyk River, calculated with the use of “climate-runoff” model, were used during the simulation.

Implementation of water management within the catchment area of the Velykyi Kuialnyk River and realization of various engineering and technical measures aimed at the increase of river inflow to the Kuialnytskyi Lyman lagoon, are identified to significantly affect the hydroecological regime of the lagoon only in case of supplying at least 75% of the natural river runoff volume into the lagoon.

The increase of the natural runoff of the Velykyi Kuialnyk River is incapable to provide the stabilization of the hydroecological regime of the Kuialnytskyi Lyman lagoon independently, without periodical replenishment of the lagoon with seawater from the Odessa Gulf.

Under the absence of replenishment of the lagoon with sea water and deficiency in the runoff of other small water streams flowing into the lagoon, the increase of the runoff of the Velykyi Kuialnyk River even up to 75% of the volume of its natural runoff could provide the stabilization of the annual cycle of water level and salinity variability in the lagoon only during the high-water years.

Keywords: the Black Sea, the Kuialnytskyi Lyman lagoon, river runoff, hydrological regime, hydrodynamic modelling.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ВНУТРИГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК КУЯЛЬНИЦКОГО ЛИМАНА ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ОБЪЕМАХ СТОКА РЕКИ БОЛЬШОЙ КУЯЛЬНИК

Ю. С. Тучковенко, д-р геогр. наук,
Д. В. Кушнир, Н. С. Лобода, д-р геогр. наук

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, science@odeku.edu.ua*

По результатам расчетов с использованием прогностической трехмерной гидротермодинамической модели Delft3D-FLOW получены оценки изменений внутригодовой пространственно-временной изменчивости гидрологических характеристик Куяльницкого лимана при различных объемах поступления в него стока реки Большой Куяльник. Моделировались варианты увеличения поступления стока реки до 25% и 75% от объемов ежемесячного природного стока реки в условиях 2015 года, а также для различных по водности типовых лет современного климатического периода XXI в. (1990-2030 гг.), определенных по наиболее оправданному для региона Куяльницкого лимана климатическому сценарию из базы данных ENSEMBLES, который соответствует глобальному сценарию A1B, рассчитанному по модели MPI-REMO. При моделировании использовались ежемесячные значения природного стока р. Б. Куяльник, рассчитанные с использованием модели «климат-сток». Установлено, что проведение водного менеджмента на водосборе реки Большой Куяльник, реализация различных инженерно-технических мероприятий, направленных на увеличение стока реки в Куяльницкий лиман, будут существенно влиять на его гидроэкологический режим только в случае обеспечения поступления в лиман не менее 75% от объемов природного стока реки. Увеличение природного стока реки Б. Куяльник не способно самостоятельно обеспечить стабилизацию гидроэкологического режима Куяльницкого лимана без периодического пополнения его морской водой Одесского залива. При отсутствии пополнения лимана морскими водами и стоком других малых водотоков, впадающих в лиман, увеличение стока р. Б. Куяльник даже до 75% от объемов природного стока может обеспечить стабилизацию годового цикла изменчивости уровня и солености воды в лимане только в многоводные годы.

Ключевые слова: Черное море, Куяльницкий лиман, речной сток, гидрологический режим, гидродинамическое моделирование.

Дата першого подання: 11. 03. 2016

Дата надходження остаточної версії: 07. 07. 2017

Дата публікації статті: 26. 10. 2017