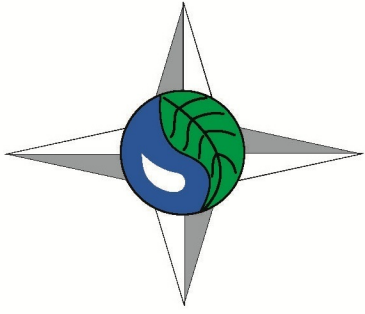


ISSN 2311-0902 (print)
ISSN 2616-7271 (online)



Номер 24
Issue 24

2019

**УКРАЇНСЬКИЙ
ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ
ЖУРНАЛ**

Ukrainian Hydrometeorological Journal

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**

Ukrains'kij Gidrometeorologičnij Žurnal

Ukrainian Hydrometeorological journal

НАУКОВИЙ ЖУРНАЛ

Scientific Journal

Друкується 2 рази на рік

Issued: 2 times a year

Заснований у 2005 р.

Founded in 2005 y.

№ 24, 2019

**Одеса
ТЕС
2019**

Головний редактор

Ю. С. Тучковенко, д-р геогр. наук, проф.,
проректор з наукової роботи ОДЕКУ (Одеський
державний екологічний університет)

Заступники головного редактора

Н. С. Лобода, д-р геогр. наук, проф., зав. кафедри
гідроекології та водних ресурсів ОДЕКУ;
редактор розділу : Гідрологія суші,
водні ресурси, гідрохімія

Т. А. Сафранов, д-р геол.-мінер. наук, проф.,
зав. кафедри екології та охорони довкілля ОДЕКУ;
редактор розділу : Конструктивна географія і
раціональне використання природних ресурсів

В. М. Хохлов, д-р геогр. наук, проф.,
проректор з навчально-методичної роботи ОДЕКУ;
редактор розділів : Метеорологія
і кліматологія, Агриметеорологія

Члени редакційної колегії

А. А. Бакланов, д-р фіз.-мат. наук, проф. метеорології,
геофізики, ст. наук. співроб. Датського метеорологічного інституту;
асоційований проф. Інституту Нільса Бора Копенгагенського
університету (Данія); **М. А. Берлінський**, д-р геогр. наук, проф.,
зав. кафедри океанології та морського природокористування
ОДЕКУ; **В. В. Гребін**, д-р геогр. наук, проф. кафедри гідрології
та гідроекології Київського національного університету ім. Тараса
Шевченка; **С. С. Зілітінкевич**, д-р фіз.-мат. наук, проф.
метеорології, геофізики, директор з досліджень, відділ наук про
атмосферу, університет Гельсінкі; дослідницький проф., Фінський
метеорологічний інститут (Фінляндія); **С. В. Іванов**, д-р геогр.
наук, старш. наук. співроб., пров. наук. співроб. науково-дослідної
частини ОДЕКУ; **М. І. Кульбіда**, канд. геогр. наук, директор
Українського гідрометеорологічного центру, м. Київ;
О. Макарінський, PhD в географії, пров. наук. співроб.,
Австралійський інститут морських наук, дослідницький центр
"Арафура-Тімор" (Австралія); **Д. Макарінська**, PhD у геофізиці,
Служба якості води/ Відділ водних ресурсів, Департамент екології
та природних ресурсів (Австралія); **В. А. Овчарук**, д-р геогр. наук,
доцент, директор Гідрометеорологічного інституту ОДЕКУ;
А. М. Польовий, д-р геогр. наук, проф., зав. кафедри
агриметеорології та агроєкології ОДЕКУ; **С. М. Степаненко**, д-р
фіз.-мат. наук, проф., ректор ОДЕКУ; **Ж. Р. Шакірзанова**, д-р
геогр. наук, проф., зав. кафедри гідрології суші ОДЕКУ.

Відповідальний секретар

О. І. Маруніч, співробітник редакційно-видавничого відділу
ОДЕКУ.

“Український гідрометеорологічний журнал” є спеціалізованим науковим виданням, в якому публікуються результати фундаментальних та прикладних наукових досліджень у напрямках “Гідрометеорологія” (метеорологія і кліматологія; агриметеорологія; гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія; океанологія) та “Конструктивна географія і раціональне використання природних ресурсів” Наук про Землю з метою інформування про сучасні наукові досягнення українських та зарубіжних дослідників, розвитку вищої освіти, оприлюднення результатів наукових досліджень з теоретичних та прикладних аспектів вирішення актуальних проблем у відповідних або суміжних областях науки.

Журнал призначений для науковців, науково-педагогічних працівників закладів вищої освіти, студентів, аспірантів та докторантів, фахівців у галузі природничих наук за спеціальністю Науки про Землю.

Ukrainian Hydrometeorological Journal publishes the original results of fundamental and applied research in the fields of ‘Hydrometeorology’ (Meteorology and Climatology; Agricultural Meteorology; Hydrology and Water Resources, Hydrochemistry; Oceanography) and ‘Constructive Geography and Rational Use of Natural Resources’ in the Earth Sciences. The objective of this Journal is to distribute information on modern scientific achievements of Ukrainian and foreign researchers, promote development of higher education, and publish original research works on theoretical and applied aspects of finding solution to the topical problems in both the subject and the related fields of science.

The Journal is intended to be used by lecturers of higher education institutions, students, postgraduate students, researchers and experts in the field of Natural Sciences under the speciality of Earth Sciences.

Editor-in-Chief

Yurii S. Tuchkovenko, D. Sc. in Geography, Prof.,
Vice-Rector for Research of OSENU (Odessa State
Environmental University), Ukraine

Deputies of Editor-in-Chief

Valeriy M. Khokhlov, D. Sc. in Geography, Prof.,
Vice-Rector for Educational Methodology of OSENU, Ukraine;
Editor of the sections : Meteorology and Climatology,
Agricultural Meteorology

Nataliya S. Loboda, D. Sc. in Geography, Prof.,
Head of the Department of Hydroecology
and Water Resources of OSENU, Ukraine;
Editor of the section : Hydrology,
Water Resources, Hydrochemistry

Tamerlan A. Safranov, D. Sc. in Geology and Mineralogy,
Prof., Head of the Department of Ecology and
Environmental Protection of OSENU;
Editor of the section : Constructive Geography
and Rational Use of Natural Resources

Members of the Editorial Board

Alexander A. Baklanov, D. Sc. in Physics and Mathematics, Prof. of
Meteorology, Geophysics, Senior Scientist / Project Leader at Danish
Meteorological Institute, Research Department; Adjoint Professor at the
Niels Bohr Institute of the University of Copenhagen, Denmark;
Mykola A. Berlinskyi, D. Sc. in Geography, Prof., Head of the
Department of Oceanography and Marine Nature Management of
OSENU, Ukraine; **Vasyl V. Grebin**, D. Sc. in Geography, Prof. of the
Department of Hydrology and Hydroecology of Taras Shevchenko
National University of Kyiv, Ukraine; **Sergiy V. Ivanov**, D. Sc. in
Geography, Senior Researcher, Lead Researcher of the Research
Division of OSENU, Ukraine; **Mykola I. Kulbida**, PhD in Geography,
Director of Ukrainian Hydrometeorological Centre, Kyiv, Ukraine; **Oleg
Makarynskyy**, PhD in Geography, Lead Researcher, Australian
Institute of Marine Science, Arafura Timor Research Facility, Australia;
Dina Makarynska, PhD in Geophysics, Aquatic Health Unit / Water
Resources Division, Department of Environment and Natural Resources,
Australia; **Valeriya A. Ovcharuk**, D. Sc. in Geography, Assoc. Prof.,
Director of the Hydrometeorological Institute of OSENU, Ukraine;
Anatolii M. Polovyi, D. Sc. in Geography, Prof., Head of the
Department of Agrometeorology and Agroecology of OSENU, Ukraine;
Zhanetta R. Shakhirzanova, D. Sc. in Geography, Prof., Head of the
Department of Land Hydrology of OSENU, Ukraine; **Sergiy M. Stepanenko**, D. Sc. in Physics and Mathematics, Prof.,
Rector of OSENU, Ukraine; **Sergej S. Zilitinkevich**, D. Sc. in Physics
and Mathematics, Prof. of Geophysics, Meteorology; Director of
Research, Division of Atmospheric Sciences, University of Helsinki;
Research Professor, Finnish Meteorological Institute, Finland.

Executive Secretary

Oleksandra I. Marunych, Officer of the Editorial and Publishing
Department of OSENU.



ЗМІСТ

CONTENTS

Метеорологія і кліматологія

Meteorology and Climatology

Иванова Е. В. Адаптированное к северо-западному Причерноморью мезомасштабное численное моделирование пограничного слоя атмосферы. Часть 1. Математическая постановка задачи

5 *Ivanova E. V.* Mesoscale numerical modeling of the boundary atmospheric layer adapted to the north-western Black Sea region. Part 1. Mathematical problem formulation

Савенець М. В. Метод критичного контролю даних радіозондування атмосфери в області екстремальних відхилень

23 *Savenets M. V.* Method of critical control of atmospheric radiosounding data in the range of extreme deviations

Уманська О. В., Боровська Г. О., Хохлов В. М. Вплив синоптичної ситуації на виникнення спекотних та холодних погодних умов в Україні

33 *Umanska O. V., Borovska H. O., Khokhlov V. M.* Impact of weather pattern on initiation of hot and cold weather conditions in Ukraine

**Гідрологія суші,
водні ресурси, гідрохімія**

**Hydrology, Water Resources,
Hydrochemistry**

Варданын В. П. Современное состояние проблемы изучения ресурсов подземных вод вулканических областей Армянского нагорья (на примере горы Арагац)

41 *Vardanyan V. P.* Current challenges of underground water resources research in volcanic areas of the Armenian highlands (case study: mount Aragats)

Докус А. О., Овчарук В. А., Шакирзанова Ж. Р. Використання операторної моделі формування стоку для визначення середньобогаторічних величин максимальних витрат води весняного водопілля в басейні річки Південний Буг

49 *Dokus A. A., Ovcharuk V. A., Shakirzanova Zh. R.* Application of the operator model of runoff formation to determine the average long-term values of maximum water discharge of spring flood in the Pivdenny Buh basin

Лобода Н. С., Смалій О. В. Роль приток Донбасу у формуванні якості поверхневих вод річки Сіверський Донець

64 *Loboda N. S., Smalii O. V.* Role of tributaries in Donbas in ensuring the quality of the Siverskyi Donets river surface water

Makarynskyy O., Makarynska D. Long-term natural flow regime (spells) analysis for water treatment discharges

72 *Makarynskyy O., Makarynska D.* Long-term natural flow regime (spells) analysis for water treatment discharges

Океанологія

Oceanography

Андріанова О. Р., Сриберко А. В. Методика розрахунків розподілу швидкості звуку за температурою води на прикладі Чорного моря

83 *Andrianova O. R., Sryberko A. V.* Methods for calculating the speed of sound distribution by water temperature: case study for the Black Sea

Гаврилюк Р. В., Ювченко Н. М. Льодові явища в Чорному і Азовському морях та їх прогнозування в умовах кліматичних змін

92 *Gavrilyuk R. V., Yuvchenko N. M.* Ice phenomena in the Black Sea and the Sea of Azov and their forecasting under the conditions of climatic changes

Попов Ю. И., Матвеев А. В. Апвеллинги и циркуляция вод северо-западного шельфа Черного моря в летний период 2017 года

105 *Popov Yu. I., Matveev A. V.* Upwellings and water circulation of the north-western shelf of the Black Sea in the summer of 2017

**Конструктивна географія і раціональне
використання природних ресурсів**

**Constructive Geography and
Rational Use of Natural Resources**

- Юрасов С. Н., Комаренко А. Д.* Рекомендации по численному моделированию распространения взвеси при производстве дноуглубительных работ **115** *Yurasov S. M., Komarenko A. D.* Recommendations for numerical modelling of suspended matter distribution during dredging works
- Юрасов С. М., Кузьмина В. А.* Иригаційна оцінка якості вод Сасыку **124** *Urasov S. M., Kuzmyna V. A.* Irrigative assessment of Sasyk water quality

УДК: 551.510

**АДАПТИРОВАННОЕ К СЕВЕРО-ЗАПАДНОМУ ПРИЧЕРНОМОРЬЮ МЕЗОМАСШТАБНОЕ
ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ.
ЧАСТЬ 1. МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ**

Е. В. Иванова

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, EVIvanovaRP@ukr.net*

В статье представлена полная математическая постановка задачи пограничного слоя атмосферы и взаимодействующих с ним поверхностных слоев почвы и деятельного слоя моря, адаптированных к северо-западному Причерноморью через включение формы береговой линии, углов наклона рельефа и климатических характеристик влажности почвы. Численная модель является трехмерной, нестационарной, гидростатической с одно- или двухпараметрическим замыканием. Приводится детальное описание использованных параметризаций количества облачности в нижнем ярусе, составляющих водного, теплового и радиационного балансов, а также различные параметризации турбулентных процессов, применяемых в модели. Возможности последней предполагают описание нейтрального и устойчивого пограничных слоев. При наличии конвективных условий включается параметризация сухой конвекции и влажно-конвективное приспособление. Представленная модель является первым приближением в численном моделировании пограничного слоя над рассматриваемой территорией и рассчитана на изучение термодинамической структуры пограничного слоя рассматриваемой территории, а также выявления бризовых эффектов над рельефной местностью.

Ключевые слова: трехмерная модель; пограничный слой; параметризация; турбулентность; метеорологические величины; облачность; тепловой и водный балансы.

1. ВВЕДЕНИЕ

Ввиду стремительно развивающихся компьютерных технологий такими же темпами растет интерес к проблемам численного моделирования физических систем, поскольку детальная численная реализация последних дает возможность более точно воспроизвести процессы, происходящие в различных компонентах природной среды. В настоящей и последующих работах осуществлена адаптация региональной трехмерной нестационарной гидростатической модели пограничного слоя атмосферы (ПСА) к физико-географическим условиям северо-западного причерноморского региона через включение формы береговой линии, наклонов рельефа и учета климатических характеристик влажности почвы при решении уравнения водного баланса. Адаптация к рассматриваемому региону будет детально освещена во второй части цикла статей по текущей теме этой публикации. Используемая модель является моделью взаимодействия атмосферного пограничного слоя и верхнего слоя почвы, если рассматриваемая точка на расчетной области находится над сушей, и атмо-

сферного пограничного слоя и верхнего деятельного слоя моря, если точка расчета находится над морем. Атмосферная часть была разработана в свое время в Западно-Сибирском научно-исследовательском институте гидрометеорологии (Новосибирск, Россия) [1], но потом усовершенствована и адаптирована к северному побережью Колумбии [2]. Автором была введена вертикальная регулярная сетка с большим пространственным разрешением ($\Delta z = 50$ м), отсутствующие параметризации радиационных потоков на основании интегрирования по слоям, что позволило учитывать их на каждом расчетном уровне, фазовых переходов воды в атмосфере, противогradientный перенос, а также параметризации турбулентности. Атмосферная модель основана на решении системы уравнений мезомасштабного пограничного слоя атмосферы. В ней учитываются трехмерный упорядоченный и турбулентный переносы, процессы динамического, теплового и влажностного взаимодействия с поверхностью Земли. Уравнения модели пограничного слоя решены методом расщепления по физическим процессам и пространствен-

ным переменным [3, 4]. Численная модель почвы базировалась на использовании стандартного уравнения теплопроводности с учетом средне-статистических характеристик влажности почвы. Морской деятельный слой описывался соответствующей системой дифференциальных уравнений гидротермодинамики, решенной в рамках К-теории турбулентности, применяя второй порядок замыкания.

2. ОБОСНОВАНИЕ ПРАКТИЧЕСКОЙ НЕОБХОДИМОСТИ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ НАД ОПРЕДЕЛЕННОЙ ТЕРРИТОРИЕЙ

В настоящее время существует три основных подхода к численному моделированию турбулентности [5]:

- прямое численное моделирование (DNS - direct numerical simulation), которое является наиболее точным методом в описании турбулентных процессов, но требующий высокого пространственно-временного разрешения и, как следствие, больших вычислительных затрат, что обуславливает его практическую непригодность [6-8];

- моделирование методом крупных вихрей (LES – large eddy simulation), основной смысл которого состоит в том, что турбулентное течение раскладывается на две составляющие: вихри, масштаб которых приходится на крупный и половину инерционного диапазона, описываемые явными алгебраическими выражениями, и вихри второй части инерционного диапазона и все мелкомасштабные вихри, для учета которых используются различные замыкающие параметризации. Турбулентные вихри крупного масштаба дают основной вклад в энергию основного потока и играют определяющее значение во взаимодействии турбулентности со средним движением. Основной проблемой такого подхода до сих пор, во-первых, остается поиск универсального подхода к замыканию исходной системы уравнений, неизвестными членами которой являются члены, описывающие нелинейное взаимодействие крупных вихрей с мелкомасштабной турбулентностью, лежащей за пределами пространственного шага сеточной области [9-12]. Во-вторых, метод решения задачи описания крупных вихрей в пристеночной области не работает, поскольку масштабы турбулентных завихрений меняются в прямой зависимости от расстояния до границы возмущений;

- решение систем уравнений, осредненных по

Рейнольдсу (RANS – Reynolds averaged Navier-Stokes), которое позволяет получить осредненные по ансамблю состояний значения вектора скорости ветра и таких скалярных величин, как температуры и влажности воздуха. Модели, построенные на решении такой системы уравнений, могут быть не только трехмерными, но и двухмерными, и даже одномерными. Влияние всех флуктуаций учитывается через турбулентные замыкания, которые могут быть одно-, двух- [13] или трехпараметрическими [14]. Основным достоинством таких моделей является то, что они более экономичные, чем LES- или DNS-модели, и являются наиболее применяемыми при практических расчетах турбулентных течений [15], имеют огромный опыт работы с ними и позволяют рассматривать стационарные процессы для выявления чистых механизмов развития различных физических состояний.

Основной целью статьи, которую преследует автор, является детальное описание дифференциальной постановки задачи применяемой модели. Последняя построена, во-первых, как полигон для оценок качества применяемых параметризаций для конкретной территории. Помимо этого, моделирование с помощью более современных методов до сих пор не имеет универсального решения и требует своих соображений для адекватного описания турбулентных течений разной природы, хотя они при определенных условиях дают достаточно точный результат. Во-вторых, предложенная постановка задачи может выступать как основа для построения модели более высокого порядка (трехпараметрической) через выписывание дополнительного уравнения для дисперсии турбулентных пульсаций температуры, и, в-третьих, для изучения режима турбулентности и термодинамической структуры пограничного слоя над рассматриваемым регионом в разные периоды года и при разных синоптических обстановках. Также возможности предложенной модели распространяются на воспроизведение мезомасштабных циркуляций, таких как бризовые эффекты, как это было сделано подобной моделью, что касается атмосферной части, в [16]. И, наконец, в-четвертых, совокупность наборов параметризаций и блоков численного описания различных сред формирует некоторую уникальность предложенной модели. Причем такая совокупность вариабельна и динамична.

3. ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА И МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

3.1 Математическая постановка задачи атмосферного пограничного слоя

Структура пограничного слоя атмосферы формируется под действием двух факторов: термической и динамической неоднородности подстилающей поверхности и крупномасштабных процессов свободной атмосферы. С другой стороны, через граничный слой осуществляется обмен теплом, влагой и количеством движения между подстилающей поверхностью и свободной атмосферой посредством турбулентного и упорядоченного переноса. Причем возникающие вертикальные движения формируются за счет неравномерности в распределении поверхностных напряжений трения и температуры.

В данной постановке делается ряд упрощений. Использовано квазистатическое приближение. Не учитывается обратное влияние пограничного слоя на процессы свободной атмосферы.

В качестве системы координат используется левосторонняя криволинейная система координат, в которой принимается, что оси x и y совпадают с поверхностью Земли и направлены на восток и на север ($x \approx x_\partial$; $y \approx y_\partial$); соответственно, а ось $z = z_\partial - \alpha(x_\partial, y_\partial)$ - вертикально вверх [17]. Здесь индекс « ∂ » означает принадлежность к декартовой системе координат, а $\alpha(x_\partial, y_\partial)$ - функция высот рельефа.

Область решения задачи разбивается на два подслоя: постоянных потоков, толщиной h порядка нескольких десятков метров, и вышележащий, ограниченный высотой H порядка 2-3 км (далее «слой $z > h$ »).

Исходная система уравнений, которая замыкалась с помощью К-теории турбулентности, и описывает физические процессы в слое $z > h$ [1, 17], имеет вид:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} + fv + \alpha_x \lambda \vartheta + \mu \Delta_s u + \frac{\partial}{\partial z} K_u \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \gamma_u \right), \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} - fu + \alpha_y \lambda \vartheta + \mu \Delta_s v + \frac{\partial}{\partial z} K_v \left(\frac{\partial v}{\partial z} - \gamma_v \right), \quad (2)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial z} = \lambda \vartheta, \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (4)$$

$$\frac{d\vartheta}{dt} = -S(w + \alpha_x u + \alpha_y v) + \mu \Delta_s \vartheta + \frac{\partial}{\partial z} K_\theta \left(\frac{\partial \vartheta}{\partial z} + S - \gamma_\theta \right) + Q_R + Q_\theta, \quad (5)$$

$$\frac{dq}{dt} = \mu \Delta_s q + \frac{\partial}{\partial z} K_q \left(\frac{\partial q}{\partial z} - \gamma_q \right) - Q_q, \quad (6)$$

где x, y, z - оси в левосторонней криволинейной системе координат; u, v, w - составляющие модуля скорости ветра в левосторонней криволинейной системе координат; $w = w_\partial - \alpha_x u - \alpha_y v$; w_∂ - вертикальная составляющая модуля скорости ветра в декартовой системе координат; α_x, α_y - наклоны рельефа вдоль осей x и y ; t - время; $\pi' = RT_R p' / p_R$ - аналог отклонения давления от давления в стандартной атмосфере p_R ; R - универсальная газовая постоянная; T_R - температура в стандартной атмосфере; p' - отклонение атмосферного давления от давления в стандартной атмосфере; f - параметр Кориолиса; $\lambda = g / \bar{\theta}$ - параметр плавучести; g - ускорение свободного падения; $\bar{\theta}$ - средняя по слою потенциальная температура; ϑ - отклонение потенциальной температуры от температуры в стандартной атмосфере; μ - горизонтальный коэффициент турбулентности; q - массовая доля водяного пара; $\Delta_s = \partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2$; $d\omega / dt = \partial \omega / \partial t + \partial u \omega / \partial x + \partial v \omega / \partial y + \partial w \omega / \partial z$; $\omega = (u, v, \vartheta, q)$; K_u, K_θ, K_q - вертикальные коэффициенты турбулентности для скорости ветра, температуры и влажности соответственно; S - вертикальный градиент потенциальной температуры в свободной атмосфере; $\gamma_u, \gamma_v, \gamma_\theta, \gamma_q$ - противогradienty для составляющих скорости ветра, потенциальной температуры и массовой доли водяного пара; Q_R, Q_θ, Q_q - притоки тепла и влаги благодаря радиационным потокам и фазовым превращениям воды в атмосфере.

3.1.1 Параметризация турбулентности

Описание вертикального турбулентного обмена проводится с использованием обобщенной гипотезы Буссинеска [18] в рамках К-теории турбулентности, предполагающей, что пульсации второго порядка пропорциональны градиенту величины осредненного течения через некоторый коэффициент пропорциональности, который назвали коэффициентом турбулентности.

В используемой модели предполагается выбор методов замыкания системы дифференциальных уравнений, направленных на определение вертикального распределения коэффициента турбулентности, список которых приведен ниже:

– замыкание нулевого порядка, предполагающее использование профиля коэффициента турбулентности, построенного по методике О'Браена [19] и описываемого следующим законом:

$$K_{\omega} = K_{\omega H} + \left(\frac{z-H}{H-h}\right)^2 (K_{\omega h} - K_{\omega H}) + \left(\frac{z-H}{H-h}\right)^2 (z-h) \left(\frac{\partial K_{\omega}}{\partial z} + \frac{2(K_{\omega h} - K_{\omega H})}{H-h}\right); \quad (7)$$

– замыкание 1,5 порядка, основанное на применении дифференциального уравнения для кинетической энергии турбулентности и соотношений Колмогорова для коэффициента турбулентности:

$$\frac{\partial b}{\partial t} = -K_u \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 \right] + \lambda \alpha_T K_u \frac{\partial \theta_v}{\partial z} - \varepsilon - \frac{\partial}{\partial z} \alpha_b K_b \frac{\partial b}{\partial z}, \quad (8)$$

$$K_u = K_b = l_u b^{1/2}, \quad (9)$$

$$\varepsilon = \frac{C_\varepsilon b^{3/2}}{l_u}, \quad (10)$$

$$l_u = \frac{\alpha z}{1 + \alpha z / l_\infty}, \quad (11)$$

где b – кинетическая энергия турбулентности; $\alpha_T = K_\theta / K_u$ – коэффициент, который определяется с помощью теории приземного слоя Монины-Обухова; $\theta_v = \theta + 0,61 gq / \lambda$ – виртуальная потенциальная температура; K_b – коэффициент турбулентности для кинетической энергии турбулентности; ε – диссипация энергии турбу-

лентности в тепловую; l_u – путь турбулентного перемешивания для скорости ветра; α – постоянная Кармана; $C_\varepsilon = 0,07$; $\alpha_b = 0,73$; $l_\infty = \alpha_l \int_0^H b \cdot z \cdot dz / \int_0^H b \cdot dz$ – асимптотическое значение l_u на большом расстоянии от Земли; $\alpha_l = 0,025$;

– замыкание второго порядка, основанное на применении дифференциальных уравнений для кинетической энергии турбулентности, диссипации ее в тепло и соотношений Колмогорова для коэффициента турбулентности:

$$\frac{1}{2b} \frac{\partial b^2}{\partial t} = K_u \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 \right] - K_\theta \alpha_\theta \lambda \left[\frac{\partial \theta_v}{\partial z} - \gamma_{\theta_v} \right] + \alpha_b \frac{\partial K_u}{\partial z} \frac{\partial b^2}{\partial z} - \varepsilon, \quad (12)$$

$$\frac{1}{2\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon^2}{\partial t} = \alpha_1 \frac{\varepsilon}{b} K_u \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 \right] - \alpha_4 \frac{\varepsilon^2}{\varepsilon b} \lambda K_\theta \left[\frac{\partial \theta_v}{\partial z} - \gamma_{\theta_v} \right] - \alpha_3 \frac{\varepsilon^2}{b} + \alpha_2 \frac{\partial K_u}{\partial z} \frac{\partial \varepsilon^2}{\partial z}, \quad (13)$$

где $\alpha_1 = 1,38$; $\alpha_2 = 1,00$; $\alpha_3 = 1,40$; $\alpha_4 = 1,40$.

Следует отметить, что для повышения устойчивости численной схемы вместо дифференцируемой величины берется ее квадрат, согласно чему все члены, содержащие производные первого порядка по времени или пространству заменяются следующими соотношениями

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \eta} = \frac{1}{2\varphi} \frac{\partial \varphi^2}{\partial \eta},$$

где $\varphi = \{b, \varepsilon\}$, $\eta = \{t, z\}$.

Тогда коэффициент турбулентности будет рассчитываться по формуле

$$K_u = \alpha_\varepsilon \frac{b^2}{\varepsilon}, \quad (14)$$

где $\alpha_\varepsilon = 0,08$.

Применение двух последних методов замыканий системы уравнений гидротермодинамики приводит к приемлемым результатам расчетов

при наличии неустойчивого и нейтрального пограничных слоев, но при наличии сильной устойчивости может привести к значительным ошибкам. Согласно работе Зилитинкевича [20], одним из замыкающих параметров системы уравнений (1-6) выступает кинетическая энергия вертикальных флуктуаций скорости вместо традиционной кинетической энергии продольных и поперечных флуктуаций скорости:

$$b_z = l_z^2 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] \frac{2C_k C_r \psi_3 \psi_\tau}{3(1+C_r)} \times \left[1 - \left(\frac{3}{C_r \psi_3} + 1 \right) Ri_f \right], \quad (15)$$

где $l_z = z \left(1 - Ri_f / Ri_f^\infty \right)^{4/3}$ – вертикальный турбулентный масштаб длины; $Ri_f = 1,25 Ri (1 + 36 Ri)^{1,7} / (1 + 19 Ri)^{2,7}$ – турбулентное число Ричардсона; $Ri = \lambda \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{(h-h_2)_M} / \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_{(h-z_0)_M}^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)_{(h-z_0)_M}^2 \right]$; $Ri_f^\infty = 0,2$; $C_k = 1,08$ и $C_F = 0,285$ – безразмерные константы; $C_r = 3$ – безразмерный эмпирический коэффициент, введенный для учета различия между временными масштабами вязкой диссипации и ослабления турбулентности силами плавучести; $C_\theta = 0,3$ – эмпирическая безразмерная константа, которая стремится к 2/3 при тепловой изотропии и стремится к нулю при полной тепловой анизотропии; $\psi_3 = 1 + C_3 Ri_f$ – безразмерный эмпирический коэффициент; $C_3 = -2,25$; $\psi_\tau = C_{\tau 1} + C_{\tau 2} Ri_f$ – безразмерный, ограниченный коэффициент, монотонно зависящий от статической устойчивости; $C_{\tau 1} = 0,228$ и $C_{\tau 2} = -0,208$ – безразмерные константы; b_z – вертикальная составляющая кинетической энергии турбулентности.

В результате, для определения коэффициентов турбулентности используются следующие соотношения, полученные из модели высокого порядка замыкания [20]:

$$K_u = 2\psi_\tau l_z \sqrt{b_z}, \quad (16)$$

$$K_\theta = \frac{2C_F l_z \sqrt{b_z}}{\left(1 + \frac{2C_\theta C_F C_k l_z^2 \lambda \frac{\partial \theta}{\partial z}}{b_z} \right)}. \quad (17)$$

Выбор способа параметризации отдельно для неустойчивого и устойчивого пограничных слоев определяется значением числа Ричардсона в приземном слое, поскольку интенсивность турбулентности в ПСА определяется главным образом вертикальными перепадами метеорологических величин именно в слое нескольких десятков метров. При $Ri > 0,15$ принимается наличие устойчивого пограничного слоя и используется метод замыкания (15-17), при $Ri < 0,15$ – нейтрального и неустойчивого пограничных слоев и применяются методы (8-11) или (12-14).

Важно отметить, что в случае, когда на предыдущем шаге по времени турбулентность параметризовалась с помощью подхода (15-17), то для перехода к кинетической энергии продольной и поперечной составляющих флуктуаций скорости от вертикальной составляющей кинетической энергии турбулентности использовалось соотношение анизотропии при нейтральной стратификации:

$$A_z = \frac{b_z}{b} = 0,25 \Rightarrow b = \frac{b_z}{0,25}. \quad (18)$$

3.1.2 Параметризация слоя постоянных потоков

Слой постоянных потоков, $0 < z < h$, задается постоянным по толщине и простирается до высоты 50 м. Для этого слоя справедливо следующее

$$\frac{\partial}{\partial z} K_\omega \frac{\partial \omega}{\partial z} \cong 0 \Rightarrow K_\omega \frac{\partial \omega}{\partial z} \cong const \quad (19)$$

Для решения задачи приземного или приводного слоя атмосферы использовались известные положения теории подобия Монина-Обухова [21]. В результате соотношения для величин потоков будут иметь вид:

$$K_u \frac{\partial u}{\partial z} = -C_u^2 V_h u_h, \quad K_v \frac{\partial v}{\partial z} = -C_u^2 V_h v_h, \\ K_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z} = -C_u C_\theta V_h (\theta_h - \theta_{z_0}),$$

$$\alpha_H K_q \frac{\partial q}{\partial z} = -C_u C_\theta V_h \alpha_H (q_h - q_{z_0}), \quad (20)$$

где $C_\omega = \alpha / f_\omega(\zeta, \zeta_\omega)$ – интегральные коэффициенты переноса, которые рассчитывались с помощью универсальных функций Бусингера-Даера, $f_\omega(\zeta, \zeta_\omega)$, для скорости ветра и температуры воздуха в зависимости от характера стратификации температуры [22]; $\alpha_H = (q_{z_0} - q_h) / (q_{sat} - q_h)$ – параметр Халстеда, который над поверхностью суши принимает значения из промежутка $0 \leq \alpha_H \leq 1$, а над морем всегда равен единице; z_0 – параметр шероховатости, равный над сушей 0,1, а над морем рассчитывается с помощью интерполяционной формулы Зилитинкевича [23]

$$z_0 = 0.111 \frac{\nu}{u_*} + 0.0144 \frac{u_*^2}{g}, \quad (21)$$

где ν – кинематический коэффициент молекулярной вязкости; u_* – динамическая скорость.

При неустойчивой стратификации универсальные функции находились с помощью метода [24]. Здесь вводится предположение, что универсальные функции профилей температуры и влажности аналогичны.

3.1.3 Параметризация количества облачности и радиационных потоков в области расчета

В рамках модели предполагается определение балла облачности нижнего яруса и использование фактического балла облачности среднего и верхнего ярусов. Результирующий балл облачности получается посредством выбора максимального из полученных

$$N_{0p} = \max(N_{Lp}, N_{MU\phi}) = \max(N_{Lp}, N_{0\phi} - N_{L\phi}),$$

где N_{0p} , N_{Lp} – расчетные значения баллов общей облачности и облачности нижнего яруса соответственно; $N_{MU\phi} = N_{0\phi} - N_{L\phi}$ – фактический балл облачности среднего и верхнего ярусов как результат разности фактических баллов общей облачности, $N_{0\phi}$, и балла нижнего яруса, $N_{L\phi}$.

Таким образом, для получения требуемого балла общей облачности необходимо определить балл облачности нижнего яруса, для чего ис-

пользуется метод Смагоринского [25], который основан на определении интегрального осредненного по слою значения относительной влажности, \mathfrak{R}_{cp} :

$$\mathfrak{R}_{cp} = \frac{1}{N} \int_0^H f dz,$$

где f – относительная влажность в долях единицы; N – количество расчетных уровней в слое $0 < z < H$.

Тогда

$$N_{Lp} = 10(1,73\mathfrak{R}_{cp} - 0,43) \quad \text{при } \mathfrak{R}_{cp} \geq 0,25, \\ N_{Lp} = 0 \quad \text{при } \mathfrak{R}_{cp} < 0,25.$$

Параметризация потоков коротковолновой радиации осуществлялась с помощью метода [26], в основу которого положено нахождение функции пропускания, D_s , в зависимости от оптической массы, $M - m_i$, в слое от верхней границы расчетной области до текущего расчетного уровня, i , (формула Мейлера-Кастрова)

$$D_s(m_i) = 1 - 0,09 \left(\frac{M - m_i}{\sin h_\oplus} \right)^{0,303}, \quad (22)$$

где

$\sin h_\oplus = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \left(\frac{\pi}{12} (t_\delta - 12) \right)$ – синус высоты Солнца; h_\oplus – высота Солнца; δ – небесное склонение; t_δ – время суток. Следует отметить, что M – это оптическая поглощающая масса, которая простирается на всю тропосферу и определяется по значениям температуры и влажности как в пограничном слое, так и в свободной атмосфере.

Таким образом, поток солнечной радиации S будет определяться следующим образом:

$$S(m_i) = S_0 D_s(m_i) \sin h_\oplus, \quad (23)$$

где S_0 – солнечная постоянная. Около подстилающей поверхности поток солнечной радиации будет равен:

$$S(m_i) = S_0 D_s(m_i) \sin h_\oplus f(N_{0p}, N_{Lp}), \quad (24)$$

где $f(N_{0p}, N_{Lp}) = 1 - 0,08 * N_{Lp} - 0,05(N_{0p} - N_{Lp})$.

Полная оптическая масса и оптическая масса от поверхности земли до определенного уровня

в ГША рассчитывались следующим образом

$$M = \int_{i=1}^{i=N+D} \rho_i q_i dz; \quad m_i = \int_{i=1}^{i=d} \rho_i q_i dz, \quad (25)$$

где d – номер вертикального уровня в пределах пограничного слоя; N и D – количество уровней в ПСА и выше ПСА соответственно. В качестве верхней границы расчетной области бралась высота 16 км.

Для параметризации потоков длинноволновой радиации используется метод [27], который предусматривает интегрирование уравнений переноса длинноволновой радиации по всей тропосфере и получение значений эффективного излучения вблизи подстилающей поверхности как разности между излучением поверхности и атмосферы. Согласно [27] при низкой облачности вклад окна 8-13 мкм в радиационное охлаждение составляет 90-95%. В связи с этим при построении модели низкой облачности или туманов достаточно выделить два участка в спектре:

1) окно 8-13 мкм;

2) весь остальной спектр вне окна, который рассматривается как одно окно.

При этом принимается, что область первого окна занимает 27 % от всей области спектра длинноволнового излучения. Облачность учитывается при расчете функций пропускания, поэтому вид уравнений для определения потоков не изменяется. Причем для получения потоков во всем диапазоне спектра сначала рассчитывается доля излучения в остальной части спектра вне окна, а потом общий восходящий и нисходящий потоки длинноволновой радиации.

Область решения разбивается на два подслоя: свободную атмосферу и пограничный слой атмосферы с шагом $\Delta z = 50$ м. Осуществление расчетов в свободной атмосфере связано с необходимостью найти значение нисходящих потоков длинноволновой радиации на верхней границе ПСА. Интегральный по высоте поток нисходящего длинноволнового излучения в свободной атмосфере будет определяться следующей формулой

$$F_i^\downarrow = \sum_{i=2}^{N_{BA}} p_1 \left[\sigma T_{i-1}^4 + \ln Q_i (\sigma T_{i-1}^4 - \sigma T_i^4) \right],$$

где N_{BA} – количество уровней в свободной атмосфере; $p_1 = 0,27$ – область окна; $i = \{2, 3, \dots, N_{BA}\}$ – номер вертикального уровня, причем нумерация начинается с верхней грани-

цы свободной атмосферы (16 км) до верхней границы пограничного слоя (2,5 км); $\ln Q_i = -1,66\alpha_v m_i \Rightarrow Q_i = e^{-1,66\alpha_v m_i}$ – функция пропускания для заданного окна в текущем подслое в свободной атмосфере; $\alpha_v = 0,1 \text{ см}^2/\text{г}$ – средний коэффициент поглощения водяного пара в центре окна; $m_i = \sum_{i=2}^{N_{BA}} \rho_{vi} (z_{i-1} - z_i)$ – эффективная поглощающая масса водяного пара на текущем уровне в свободной атмосфере; $\rho_{vi} = q_i \rho_i$ – плотность водяного пара на текущем уровне; ρ_i – плотность воздуха на текущем уровне; T_i и q_i – абсолютная температура воздуха и массовая доля водяного пара соответственно.

В пограничном слое атмосферы пространственная сетка для нахождения потока длинноволнового излучения имеет большее разрешение, то есть слой воздуха в 50 м (материнский подслой) разделяется еще на пять слоев (дочерних подслоев). Окончательно выходит, что пространственный шаг равен 10 м, но значения потоков будут находиться только на сетке с шагом в 50 м. Такое детальное разрешение по вертикали необходимо для процедуры интегрирования с целью получения функций пропускания. Таким образом, интегрирование проводится по каждому из материнских подслоев отдельно. Интегральный нисходящий поток длинноволнового излучения в пограничном слое определяется так:

$$F_i^\downarrow = \sum_{i=N_{BC}}^1 \sum_{z_1=z_i}^{z_{i-1}} F_{i,z_1}^\downarrow - D_{i,z_1} (F_{i,z_1}^\downarrow - B_{i,z_1}),$$

$$D_{i,z_1} = \ln Q_i + \frac{z_1 - z_i}{z_{i-1} - z_i} (\ln Q_{i-1} - \ln Q_i) =$$

$$= 1,66\alpha_v \frac{\rho_i q_i \Delta z + \rho_{i-1} q_{i-1} \Delta z}{2} + \frac{z_1 - z_i}{z_{i-1} - z_i} 1,66\alpha_v \times$$

$$\times \left(\frac{\rho_{i-1} q_{i-1} \Delta z + \rho_{i-2} q_{i-2} \Delta z}{2} - \frac{\rho_i q_i \Delta z + \rho_{i-1} q_{i-1} \Delta z}{2} \right),$$

$$B_{i,z_1} = p_1 \sigma T_i^4 + \frac{z_1 - z_i}{z_{i-1} - z_i} (p_1 \sigma T_{i-1}^4 - p_1 \sigma T_i^4),$$

где F_{i,z_1}^\downarrow – нисходящий поток длинноволнового излучения на уровне $i + \Delta z_1$; $\Delta z_1 = 10$ м; D_{i,z_1} – функция пропускания на уровне $i + \Delta z_1$; B_{i,z_1} – излучение самого уровня $i + \Delta z_1$ как абсолютно черного тела.

Восходящий поток длинноволновой радиации рассчитывается на той же пространственной

сетке с высоким разрешением только расчет ведется снизу вверх:

$$F_i^\uparrow = \sum_{i=1}^{N_{IC}} \sum_{z_1=z_i}^{z_{i+1}} F_{i,z_1}^\uparrow + D_{i,z_1} (B_{i,z_1} - F_{i,z_1}^\uparrow),$$

$$D_{i,z_1} = \ln \mathfrak{R}_i + \frac{z_1 - z_i}{z_{i+1} - z_i} (\ln Q_{i+1} - \ln Q_i) =$$

$$= 1,66\alpha_v \frac{\rho_i q_i \Delta z + \rho_{i+1} q_{i+1} \Delta z}{2} + \frac{z_1 - z_i}{z_{i+1} - z_i} 1,66\alpha_v \times$$

$$\times \left(\frac{\rho_{i+1} q_{i+1} \Delta z + \rho_{i+2} q_{i+2} \Delta z}{2} - \frac{\rho_i q_i \Delta z + \rho_{i+1} q_{i+1} \Delta z}{2} \right),$$

$$B_{i,z_1} = p_1 \sigma T_i^4 + \frac{z_1 - z_i}{z_{i+1} - z_i} (p_1 \sigma T_{i+1}^4 - p_1 \sigma T_i^4).$$

Частица, описывающая длинноволновое излучение вне окна определяется следующим образом

$$\Delta F_i = B_i \frac{1 - p_1}{p_1} = 2.7 B_i.$$

где $B_i = p_1 \sigma T_i^4$ – излучение абсолютно черного тела в области окна.

В результате имеем:

$$F_i^\uparrow = F_i^\uparrow + \Delta F_i, \quad (26)$$

$$F_i^\downarrow = F_i^\downarrow + \Delta F_i, \quad (27)$$

$$F_{efi} = F_i^\downarrow - F_i^\uparrow, \quad (28)$$

где F_{efi} – эффективное излучение на i -том уровне.

3.1.4 Параметризация фазовых переходов влаги, сухой конвекции и выпадения дождя

Перед осуществлением параметризации фазовых переходов воды в атмосфере выполняется процедура сухого конвективного приспособления, которая модифицирует профиль потенциальной температуры так, чтобы избежать слоев с неустойчивой стратификацией, что всегда используется в согласованных аппроксимациях по вертикали и является необходимым и достаточным для исключения мнимых фазовых скоростей [28]. Приведем алгоритм того, о чем сказано выше:

1. Определение разностей потенциальной температуры в слоях между двумя соседними вертикальными уровнями:

$$\Delta \theta_i = \theta_i - \theta_{i-1},$$

где $i = \{1, 2, 3, \dots, N\}$ – номер вертикального уровня.

2. Нахождение слоев неустойчивости. Производится проверка знака величины $\Delta \theta_i$ и фиксирование уровней, где температура начинает и прекращает падать с высотой. При наличии слоя неустойчивости за нижнюю границу принимают номер уровня, начиная с которого $\Delta \theta_i < 0$ (обозначим его через $z_{неуст0}$), а в качестве верхней границы номер уровня, начиная с которого $\Delta \theta_i > 0$ (обозначим его через $z_{неустh}$). Если уровень, где температура начинает повышаться с высотой, будет превышать верхний расчетный уровень, то в качестве $z_{неустh}$ принимаем номер верхнего расчетного уровня, N . Если слоев неустойчивости нет, то параметризация сухой конвекции не производится.

3. Определение сумм потенциальных температур в неустойчивом слое

$$\sum_{i=z_{неуст0}}^{z_{неустh}} \theta_i = \theta_{z_{неуст0}} + \theta_1 + \theta_2 + \dots + \theta_{z_{неустh}}.$$

4. Определение средней потенциальной температуры, $\bar{\theta}$, всего неустойчивого слоя

$$\bar{\theta} = \frac{\sum_{i=z_{неуст0}}^{z_{неустh}} \theta_i}{z_{неуст0} - z_{неустh} + 1}.$$

5. Присвоение в качестве температуры на каждом уровне неустойчивого слоя найденной средней температуры слоя ($\bar{\theta}$).

6. Определение новых границ неустойчивого слоя:

6.1. Если номер нижней границы неустойчивого слоя не равен 1, то $z_{неуст01} = z_{неуст0} - 1$, что является новой нижней границей неустойчивого слоя.

6.2. Если номер верхней границы не равен номеру верхнего расчетного уровня, то $z_{неустh1} = z_{неустh} + 1$ является новой верхней границей неустойчивого слоя. В результате мы как бы расширяем этот слой вверх и вниз на один вертикальный шаг.

7. Если средняя температура неустойчивого слоя больше или равняется температуре на новой нижней границе и меньше или равняется

температуре на новой верхней границе, то процедура, начиная с пункта 1 и до сих пор, повторяется.

8. Если $\bar{\theta}$ будет меньше температуры на новой нижней границе неустойчивого слоя, то в качестве $z_{неуст0}$ принимаем $z_{неуст01}$, а качестве $z_{неустh}$ - $z_{неустh1}$.

9. Повторение процедуры начиная с пункта 3 и до сих пор.

После модификации профиля потенциальной температуры соответственно модифицируется профиль атмосферного давления, P_i , и плотности воздуха, ρ_i

$$P_i = 1000 \left(\left(\frac{P_0}{1000} \right)^a + \Delta P_i \right)^{1/a},$$

$$\rho_i = \frac{P_i}{RT_i},$$

где P_0 – атмосферное давление у подстилающей поверхности; $a = 0,29$;

$$\Delta P_i = -\gamma_a \int_{z=z_0}^{z=z_i} \left(\frac{\overline{\theta_{\Delta z_i}}}{\theta_{z_{i-1}} \theta_{z_i}} \right) dz$$
 – поправка на давление

после модификации профиля потенциальной температуры; R – удельная газовая постоянная

сухого воздуха; $T_i = \theta_i \left(\frac{P_i}{1000} \right)^a$ – абсолютная температура воздуха.

Поскольку динамика жидкокапельной влаги не рассматривается, считается, что вся сконденсированная влага уходит в осадки. Предполагается, что источник скрытого тепла формируется за счет конденсации водяного пара при упорядоченных вертикальных движениях или конвекции, причем она начинается при условии $q > q_{\max}$. Алгоритм расчета полностью соответствует изложенному в [29]. В соответствии с последним отдельно рассматриваются фазовые превращения при формировании слоистой и конвективной облачности. Ниже приводится детальное описание алгоритма фазовых превращений при формировании слоистой облачности:

1. Определение на каждом уровне относительной влажности в долях единицы, f_i

$$f_i = \frac{q_i}{q_{\max i}},$$

где q_{\max} – массовая доля водяного пара при насыщении.

2. Принимается, что если текущая влажность превышает влажность насыщения, то остаток выпадает в осадки. Для последующего учета ослабления потоков длинноволнового излучения дополнительной влагой в виде капель, находят интегральные значения избыточного количества массовой доли водяного пара в слоях от уровня подстилающей поверхности до уровней пересыщения, Q_{cz} :

$$Q_{cz} = \int_{z=z_0}^{z=z_i} (q_z - q_{\max z}) dz. \quad (29)$$

Естественно, что если между двумя уровнями пересыщения находятся уровни, где нет такового, то при интегрировании такие слагаемые равны нулю.

Для определения количества осадков находится интегральное значение количества избыточной влаги, Q_c , по всему ПСА и представляется в мм

$$Q_{cH} = \int_{z=z_0}^{z=H} (q_z - q_{\max z}) dz. \quad (30)$$

3. На уровнях, где отмечается пересыщение, значения массовой доли водяного пара принимаются равными их насыщающим значениям.

При наличии конвективной облачности алгоритм параметризации фазовых превращений влаги несколько сложнее:

1. Определение критических значений относительной влажности, f_{cr} , и вертикального градиента абсолютной температуры, γ_{cr} , при которых возможно развитие мощных конвективных движений с последующей интенсивной конденсацией водяного пара в результате охлаждения:

$$f_{cr} = 1 - \frac{(\gamma_a - \gamma_{bai}) f_{i-1} \Delta z}{\frac{\int}{c_p} q_{i-1}},$$

$$\gamma_{cr} = \frac{(\gamma_a (1 - f_{i-1}) + 0,5(\gamma_{ba(i-1)} + \gamma_{ba(i)}))(f_{i-1} - f_{cr})}{1 - f_{cr}}$$

где $\gamma_a = \frac{g}{c_p}$ – сухоадиабатический градиент; $\gamma_{bai} = R_{3i} \gamma_a$ – градиент температуры с уче-

том влажности; $R_{3i} = 1 / \left(1 + \frac{8R_{1i}R_{2i}}{7} \right)$, если $4,62 \cdot 10^{-3} T_i q_i \neq 0$; $R_{3i} = 1$, если $4,62 \cdot 10^{-3} T_i q_i = 0$; $R_{1i} = 1 - \frac{2716,2}{T_i} + \left(\frac{2716,2}{T_i} \right)^2$; $R_{2i} = 1 / \left(-1 + \frac{1}{4,62 \cdot 10^{-3} T_i q_i} \right)$; \mathfrak{S} – скрытая теплота парообразования; c_p – удельная теплоемкость при постоянном давлении.

2. Определение градиента абсолютной температуры в слое от $i-1$ до i , $\frac{\partial T}{\partial z}$ (°C/м):

$$\frac{\partial T}{\partial z} = - \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta z}.$$

3. Сравнение значений градиента потенциальной температуры и относительной влажности на текущем уровне с критическими их значениями. Если $\partial T / \partial z > \gamma_{cr}$ или $f_{i-1} > f_{cr}$, то есть, если выявлены условия для существования конвективных движений или высокой влажности, то рассчитывается:

3.1 средняя температура в слое от $i-1$ до i :

$$\bar{T}_i = 0,5(T_i + T_{i-1});$$

3.2 среднее влагосодержание в слое от $i-1$ до i :

$$\bar{q}_i = 0,5(q_i + q_{i-1});$$

3.3 выполняются итерационные вычисления, которые прекращаются, когда число итераций превысит 7:

– расчет максимальных значений массовой доли водяного пара на границах текущего слоя, $q_{\max}(\bar{T}_i, P_i)$ и $q_{\max}(\bar{T}_i + \gamma_{cr} \Delta z, P_{i-1})$. В качестве температуры воздуха на верхней границе слоя пересыщения принимается величина \bar{T}_i ;

– перерасчет средней температуры на нижней границе слоя пересыщения, $\bar{T}_{i-1} = \bar{T}_i + \gamma_{cr} \Delta z$:

$$\bar{T}_{i-1} = \left(\bar{T}_i + \frac{\gamma_{cr} \Delta z}{2} \right) + \frac{\mathfrak{S}}{c_p} \left(\bar{q}_i - \frac{f_{cr}}{2} \left(q_{\max}(\bar{T}_i, P_i) + q_{\max}(\bar{T}_i + \gamma_{cr} \Delta z, P_{i-1}) \right) \right).$$

Второе слагаемое последнего выражения отражает добавочное или убыточное тепло за счет фазовых переходов. Если среднее по слою значение максимальной доли водяного пара с уче-

том критической относительной влажности больше, чем среднее по слою текущее значение массовой доли водяного пара, то второе слагаемое оказывается отрицательным, и, как следствие, температура понижается.

– определение нового значения средней температуры на верхней границе слоя пересыщения как результат взвешенной оценки между средними температурами на границах:

$$\bar{T}_i = 0,7\bar{T}_i + 0,3\bar{T}_{i-1};$$

3.4 количество капельной жидкости, Q_{kz} , в слое от уровня подстилающей поверхности до текущего уровня:

$$Q_{kz} = \int_{z=z_0}^{z=z_i} \left\{ 2\bar{q}_{z_i} - f_{cr} \left[q_{\max z_i}(\bar{T}_i, P_i) + q_{\max z_{i-1}}(\bar{T}_i + \gamma_{cr} \Delta z, P_{i-1}) \right] \right\} dz; \quad (31)$$

4. Определение общего количества осадков во всем ПСА:

$$Q_{kH} = \int_{z=z_0}^{z=H} \left\{ 2\bar{q}_{z_i} - f_{cr} \left[q_{\max z_i}(\bar{T}_i, P_i) + q_{\max z_{i-1}}(\bar{T}_i + \gamma_{cr} \Delta z, P_{i-1}) \right] \right\} dz. \quad (32)$$

Как результат действия фазовых переходов воды в атмосфере, температура и давление соответственно претерпевают изменения, поэтому в приведенной параметризации используется согласование профилей температуры и влаги, как это сделано в [30].

3.1.5 Параметризация противогradientного переноса при наличии нейтрального или слабоустойчивого пограничных слоев

В рамках модели учитывается противогradientный перенос, который позволяет обеспечить положительный поток тепла при нейтральной или слабо устойчивой стратификациях, наличие которого подтверждено множеством экспериментальных данных и который не могли воспроизвести модели, замкнутые с помощью К-теории турбулентности. Это привело к тому, что известную гипотезу Буссинеска [18] пришлось обобщить, введя некоторый добавочный член сначала только в уравнение притока тепла [31], а позже в уравнения движения и переноса влаги [32], полученные из модели высокого порядка замыкания

$$w'\omega' = -K_\omega \left(\frac{\partial \omega}{\partial z} - \gamma_\omega \right). \quad (33)$$

Автором [32] было предложено параметризовать противогradientный перенос для составляющих скорости ветра, температуры и влажности воздуха в зависимости не только от фоновых значений перепадов последних величин, но и от характеристик турбулентности:

$$\gamma_{\{\theta, q\}} = - \left(\frac{\partial \{\theta, q\}}{\partial z} \right)_H a_\theta, \quad (34)$$

$$\gamma_{\{u, v\}} = - \left(\frac{\partial \{u, v\}}{\partial z} \right)_H a_V, \quad (35)$$

где индекс «H» означает, что градиенты соответствующих величин берутся на верхней границе пограничного слоя.

Здесь

$$a_\theta = \lambda \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_H / \left(\lambda \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_H + c_0 \frac{b}{l^2} \right),$$

$$a_V = \frac{\lambda \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_H \left(\lambda \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_H + c_2 \frac{b}{l^2} \right)}{\left(\lambda \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_H + c_0 \frac{b}{l^2} \right) \left(\lambda \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_H + c_1 \frac{b}{l^2} \right)},$$

где c_0, c_1, c_2 - константы.

3.2 Математическая постановка задачи поверхностного слоя почвы

Для определения температуры на опорных почвенных глубинах используем уравнение теплопроводности почвы

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_s} K_s \frac{\partial T_s}{\partial z_s}, \quad (36)$$

где T_s - температура почвы; z_s - вертикальная ось, направленная вглубь почвы; K_s - коэффициент теплопроводности почвы.

Зависимость K_s от глубины (z_s) учитывается через следующие соотношения:

$$K_{sz_{sk}} = K_{sg}, \text{ при } z_{sk} = \{0 \dots 1.5\} \text{ см};$$

$$K_{sz_{sk}} = K_{sz_{sk-1}} + \frac{|K_{s2} - K_{sg}|}{d_{s1}} (z_{sk+1} - z_{sk}),$$

$$\text{при } z_{sk} = \{3 \dots 10\} \text{ см};$$

$$K_{sz_{sk}} = K_{s2}, \text{ при } z_{sk} > 10 \text{ см},$$

где k - номер уровня по глубине; $K_{sg} = \frac{\lambda_{sg}}{\rho_{sg} C_s} = \frac{0.001 + w_g^{1/3}}{0.27 + w_g}$; λ_{sg} - коэффициент теплопроводности при объемной влажности (w_g) в слое ($d_{s1} = 10$ см) суточных колебаний влажности; ρ_{sg} - плотность почвы при влажности w_g ; C_s - объемная теплоемкость; $K_{s2} = \frac{\lambda_{s2}}{\rho_{s2} C_s} = \frac{0.001 + w_2^{1/3}}{0.27 + w_2}$; λ_{s2} - коэффициент теплопроводности при объемной влажности (w_2) в слое ($d_{s2} = 50$ см) сезонных колебаний влажности; ρ_{s2} - плотность почвы при влажности w_2 . Соотношения зависимости коэффициентов теплопроводности от влажности почвы записаны согласно [33].

Для определения влажности почвы используется уравнение водного баланса для слоя суточных, d_{s1} , и для слоя сезонных, d_{s2} , колебаний влажности:

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = -C_1 \frac{E_0 - P}{\rho_w d_{s1}} - C_2 \frac{w_g - w_2}{D}, \quad 0 \leq w_g \leq w_{\max}, \quad (37)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = - \frac{E_0 - P}{\rho_w d_{s2}}, \quad 0 \leq w_2 \leq w_{\max}, \quad (38)$$

где

$$C_1 = \begin{cases} 0.5, & \text{при } \frac{w_g}{w_{\max}} \geq 0.7 \\ 14 - 22.5 \left(\frac{w_g}{w_{\max}} - 0.15 \right), & \text{при } 0.5 < \frac{w_g}{w_{\max}} < 0.75; \\ 14, & \text{при } \frac{w_g}{w_{\max}} \leq 0.15. \end{cases}$$

$w_{\max} = 1.33 w_{sat}$; w_{sat} - влажность насыщения; E_0 - поток влаги на поверхности почвы; P - осадки; ρ_w - плотность воды; $C_2 = 0.9$; $D = 86400$ с - продолжительность суток в секундах.

Коэффициенты C_1 и C_2 учитывают разный вклад процессов влагообмена с атмосферой и глубинными слоями почвы при изменении влажности поверхностного слоя. По найденным значениям объемной влажности почвы в поверх-

ностном слое определяется значение параметра Халстеда из соотношения

$$\alpha_H = \min\left(1, \frac{w_g}{w_{sat}}\right). \quad (39)$$

Этот параметр используется для определения влажности на уровне подстилающей поверхности.

3.3 Математическая постановка задачи деятельного слоя моря

Стоит заметить, что для морской среды дифференциальная система уравнений является одномерной, и расчет соответствующих величин производится в зависимости от тех термодинамических процессов, которые происходят в определенной точке по глубине. В этой постановке задачи в первом приближении не учитываются процессы шельфовой зоны моря, что планируется сделать позже. Принимается что, если точка находится над морем, то глубина ее составляет 50 м, что является завышенным значением по сравнению с фактическим пространственным распределением глубин в рассматриваемом регионе.

Термодинамические процессы, которые происходят в воде, описываются такими уравнениями (40-42):

$$\frac{\partial u_w}{\partial t_w} - f v_w = \frac{\partial}{\partial z_w} (k_w + k_v) \frac{\partial u_w}{\partial z_w}, \quad (40)$$

$$\frac{\partial v_w}{\partial t_w} + f u_w = \frac{\partial}{\partial z_w} (k_w + k_v) \frac{\partial v_w}{\partial z_w}, \quad (41)$$

$$c_w \rho_w \frac{\partial T_w}{\partial t_w} = c_w \rho_w \frac{\partial}{\partial z_w} (k_w + k_v) \frac{\partial T_w}{\partial z_w} - \frac{\partial Q_{PR}}{\partial z_w}, \quad (42)$$

где t_w, z_w – время и глубина; u_w, v_w – горизонтальные составляющие течения; k_w, k_v – коэффициент турбулентности в воде и коэффициент молекулярной вязкости воды; c_w – удельная теплоемкость воды; ρ_0, ρ_w – плотность приводного слоя воздуха и воды соответственно; T_w – температура воды; $Q_{PR} = 0,4 F i_0 \exp(-\beta_Q z_w)$ – поток поглощенной коротковолновой радиации ниже поверхности моря; $F i_0$ – приповерхностный поток коротковолновой солнечной радиации; $\beta_Q = 0,75 \text{ м}^{-1}$, который определяет количество тепла, поглощенного водой.

Замыкающими уравнениями являются уравнения баланса кинетической энергии турбулентности, b_w , и ее диссипации в тепло, ε_w , а также соотношение Колмогорова для коэффициента турбулентности:

$$\frac{\partial b_w}{\partial t} = k_w \left[\left(\frac{\partial u_w}{\partial z_w} \right)^2 + \left(\frac{\partial v_w}{\partial z_w} \right)^2 \right] + \frac{\partial}{\partial z_w} k_w \frac{\partial b_w}{\partial z_w} - \varepsilon_w + g \alpha k_w \frac{\partial T_w}{\partial z_w} \quad (43)$$

$$\frac{\partial}{\partial z_w} \frac{k_w}{\sigma_\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon_w}{\partial z_w} - c_{2\varepsilon} \frac{\varepsilon_w^2}{b_w} + c_{3\varepsilon} \frac{\varepsilon_w}{b_w} g \alpha k_w \frac{\partial T_w}{\partial z_w}, \quad (44)$$

$$k_w = c_\mu \frac{b_w^2}{\varepsilon_w}, \quad (45)$$

где α – коэффициент термического расширения воды; $c_{1\varepsilon}, c_{2\varepsilon}, c_{3\varepsilon}, c_\mu, \sigma_\varepsilon$ равны соответственно 1,38, 1,40, 1,40, 1,0, 0,08.

3.4 Начальные и граничные условия

В качестве начальных условий для метеорологических величин, в том числе и фоновой температуры воздуха, использовались фактические профили последних, взятых из точки над поверхностью суши, полученные в результате радиозондирования 12 мая 1992 года над станцией Одесса-обсерватория:

$t=0$:

– в слое $z \geq h$:

$$u^0(x, y, z) = u_\phi(z), \quad v^0(x, y, z) = v_\phi(z),$$

$$T^0(x, y, z) = T_\phi(z), \quad \mathcal{G}^0(x, y, z) = 0,$$

$$q^0(x, y, z) = q_{qz_0} \cdot 10^{-0,0947z_k - 0,0138z_k^2}, \quad w^0(x, y, z) = 0,$$

$$K_\omega^0(x, y, z) = K_{\omega H}(x, y, z) +$$

$$+ \left(\frac{z-H}{H-h} \right)^2 \left[K_{\omega h}(x, y, z) - K_{\omega H}(x, y, z) + \frac{\partial K_\omega(x, y, z)}{\partial z} + \frac{2 \left(K_{\omega h}(x, y, z) - K_{\omega H}(x, y, z) \right)}{H-h} \right],$$

$$b^0(x, y, z) = \alpha_b \left(\frac{K_u^0(x, y, z)}{I_u^0(x, y, z)} \right)^2, \quad I_u^0(x, y, z) = \frac{\alpha z}{1 + \alpha z / l_\infty};$$

$$\varepsilon^0(x, y, z) = \alpha_\varepsilon \frac{(b^0(x, y, z))^2}{K_u^0(x, y, z)}, \quad (46)$$

где индексы «0» и « ϕ » означают значения метеорологических величин в момент времени $t=0$ и значение по факту соответственно; $z_k = z \cdot 10^{-3}$. Восстановление профиля массовой доли водяного пара производится по эмпирической формуле Хргиана;

– на уровне $z = z_0$;

над сушей:

$$\begin{aligned} u_{z_0}(x, y) = 0, \quad v_{z_0}(x, y) = 0, \quad T_{z_0}(x, y) = T_{\phi z_0}, \\ q_{z_0}(x, y) = \alpha_H q_{\phi z_0}; \end{aligned} \quad (47)$$

над морем:

$$\begin{aligned} u_{z_0}(x, y) = u_{\phi z_0}, \quad v_{z_0}(x, y) = v_{\phi z_0}, \quad T_{z_0}(x, y) = T_{\phi z_0} - 1, \\ q_{z_0}(x, y) = q_{\max z_0}(T_{\phi z_0}, P_{\phi z_0}); \end{aligned} \quad (48)$$

– в поверхностном слое почвы, $z_s > z_0$:

$$\begin{aligned} T_{sz_{si}}(x, y, z_{si}) = T_{sz_{si-1}} - (5 \cdot 10^{-3})(z_{si} - z_{si-1}), \\ w_{gz_0}(x, y) = w_{gcp.cm.}; \quad w_{2z_0}(x, y) = w_{2cp.cm.}, \end{aligned} \quad (49)$$

где индекс « i » означает номер уровня по глубине в почве; $w_{gcp.cm.}$ и $w_{2cp.cm.}$ – среднестатистические значения объемной влажности в слоях суточных и сезонных колебаний для данной местности;

– в деятельном слое моря, $z_w > z_0$:

$$T_{wz_i} = T_{\phi z_0} - \frac{T_{\phi z_0} - T_{wz_{N_w}}}{z_{wN_w} - z_0}(z_{wz_i} - z_0), \quad (50)$$

где индекс « i » означает номер уровня по глубине; N_w – последний уровень по глубине.

Начальные профили остальных гидрологических величин и соответствующих параметров турбулентности в верхнем перемешанном слое рассчитывались с помощью аналитической модели [34], используя известные значения напряжения трения ветра, суммарного потока тепла на поверхности океана и параметра Кориолиса. В аналитической модели делаются предположения о горизонтальной однородности, стационарности уравнений движения и устойчивости температурной стратификации.

Граничные условия формировались на сле-

дующих уровнях:

– на высоте $z = H$ (верхняя граница ПСА):

$$\begin{aligned} \theta_H(x, y) = \theta_{\phi H} - \theta_H^0(x, y), \\ u_H(x, y) = u_{\phi H}, \quad v_H(x, y) = v_{\phi H}, \quad q_H(x, y) = q_{\phi H}, \\ U_g(x, y) = u_H(x, y), \quad V_g(x, y) = v_H(x, y), \\ \pi'_H = -f(U_g y - V_g x), \quad b_H(x, y) = 0, \\ \varepsilon_H(x, y) = 0; \quad l_H(x, y) = l_\infty, \end{aligned} \quad (51)$$

где распределение аналога отклонения давления, π'_H , задается в квазигеострофическом приближении;

– на высоте $z = h$ (нижняя граница свободно-го ПСА) принималось условия непрерывности метеорологических величин и их производных:

$$\begin{aligned} K_h(x, y) \frac{\partial \omega}{\partial z} \Big|_{z=h-0} = K_h(x, y) \frac{\partial \omega}{\partial z} \Big|_{z=h+0}, \\ \omega(x, y) \Big|_{z=h-0} = \omega(x, y) \Big|_{z=h+0}, \\ b_h(x, y) = (\alpha_b K_h(x, y) / l_h(x, y))^2, \\ \varepsilon_h(x, y) = \alpha_\varepsilon \frac{(b_h(x, y))^2}{K_h(x, y)}; \end{aligned} \quad (52)$$

– на границе раздела воздух-почва используется условие непрерывности температур воздуха и почвы

$$z = 0: T_{s0} = T_{z_0}. \quad (53)$$

Температура поверхности суши определяется из уравнения теплового баланса

$$(1 - A)S(m_1) = F_{ef} + G + H_0 + \mathfrak{I}E_0, \quad (54)$$

где $G = -\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z_s} = -\lambda_s \frac{T_{s1} - T_{s0}}{\Delta_s}$ – поток тепла вглубь почвы; T_{s1} – температура на первом сеточном уровне в почве; $H_0 = -K_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z}$ – явный поток тепла.

Решение уравнения баланса тепла строится с помощью линеаризации двух нелинейных составляющих баланса относительно значений температуры на прошлом шаге по времени. Окончательно имеем такое решение:

$$T_{s0} = \frac{Q_R + \frac{\lambda_s}{\Delta_s} T_{s1} + CT_h - \mathfrak{Z}C\alpha_H [q_{\max}(T_{s0}^{j-1}) - q_h - q'_{st} T_{s0}^{j-1}]}{\frac{\lambda_s}{\Delta_s} + C + \mathfrak{Z}C\alpha_H q'_{st}},$$

где $Q_R = [(1-A)S(m_1) - F_{ef}]$; $C = C_u C_\theta$; индекс « $j-1$ » означает номер предыдущего шага по времени; $q'_{st} = \frac{4249.8685q_{z_0}}{(T_{s0}^{j-1} - 31.26)^2}$.

– на границе раздела воздух-вода описывается действие касательного напряжения, $\tau = \sqrt{\tau_x^2 + \tau_y^2}$, и потока тепла, Q_T :

$$(k_w + k_v) \frac{\partial u_w}{\partial z_w} = -\frac{\tau_x}{\rho_0}, \quad (k_w + k_v) \frac{\partial v_w}{\partial z_w} = -\frac{\tau_y}{\rho_0},$$

$$(k_w + k_v) \frac{\partial T_w}{\partial z_w} = -Q_T, \quad (55)$$

а также устанавливается неизменность b_w и ε_w по вертикали

$$(k_w + k_v) \frac{\partial b_w}{\partial z_w} = 0, \quad (k_w + k_v) \frac{\partial \varepsilon_w}{\partial z_w} = 0. \quad (56)$$

Поток тепла на поверхности океана определяется следующим образом

$$Q_T = 0,6S(m_1) + F_{ef} + H_0 + \mathfrak{Z}E_0, \quad (57)$$

– на нижней границе расчетной почвенной области, $z_s = Z_s$, в связи с отсутствием данных наблюдений используется условие вида

$$\frac{\partial T_s}{\partial z_s} = 0. \quad (58)$$

– на нижней границе расчетной водной области, $z_w = z_{wN_w}$

$$u_w = 0, \quad v_w = 0, \quad T_w = T_{wN_w}, \quad b_w = 0, \quad \varepsilon_w = 0. \quad (59)$$

На боковых границах $x = 0, X$, $y = 0, Y$ условия устанавливаются с учетом направления нормальной составляющей скорости ветра к текущей границе:

$$x = 0 : \quad \frac{\partial v}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial \mathfrak{G}}{\partial x} = \frac{\partial \mathfrak{G}_M}{\partial x}, \quad \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial q_M}{\partial x} \quad \text{при } u \geq 0;$$

$$\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} = 0, \quad \frac{\partial \mathfrak{G}}{\partial x} = \frac{\partial q}{\partial x} = 0 \quad \text{при } u < 0 \quad (60)$$

$x = X$:

$$\frac{\partial v}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial \mathfrak{G}}{\partial x} = \frac{\partial \mathfrak{G}_M}{\partial x}, \quad \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial q_M}{\partial x}, \quad \text{при } u < 0;$$

$$\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} = 0, \quad \frac{\partial \mathfrak{G}}{\partial x} = \frac{\partial q}{\partial x} = 0, \quad \text{при } u \geq 0 \quad (61)$$

$x = 0, X$:

$$\frac{\partial u}{\partial x} = 0, \quad (62)$$

$y = 0$:

$$\frac{\partial u}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial \mathfrak{G}}{\partial y} = \frac{\partial \mathfrak{G}_M}{\partial y}, \quad \frac{\partial q}{\partial y} = \frac{\partial q_M}{\partial y}, \quad \text{при } v \geq 0;$$

$$\frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = 0, \quad \frac{\partial \mathfrak{G}}{\partial y} = \frac{\partial q}{\partial y} = 0, \quad \text{при } v < 0; \quad (63)$$

$y = Y$:

$$\frac{\partial u}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial \mathfrak{G}}{\partial y} = \frac{\partial \mathfrak{G}_M}{\partial y}, \quad \frac{\partial q}{\partial y} = \frac{\partial q_M}{\partial y}, \quad \text{при } v < 0;$$

$$\frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = 0, \quad \frac{\partial \mathfrak{G}}{\partial y} = \frac{\partial q}{\partial y} = 0, \quad \text{при } v \geq 0; \quad (64)$$

$y = 0, Y$:

$$\frac{\partial v}{\partial y} = 0. \quad (65)$$

4. ВЫВОДЫ

Таким образом, приведенная постановка задачи:

1) охватывает все компоненты природной среды северо-западного Причерноморья, которые в той или иной мере имеют непосредственное влияние на погодные условия рассматриваемой области;

2) позволяет описать разные термодинамические условия и мезомасштабные циркуляции в виде бризовых эффектов, формирующиеся под действием прямых и обратных связей звеньев внутри физической системы;

3) открывает возможности усовершенствования с помощью добавления или замены различных параметризаций подсеточного масштаба;

4) проста в применении конечным пользователям.

Представленная здесь модель в последующей серии статей будет использоваться для моделирования термодинамической и турбулентной структуры пограничного слоя атмосферы при типовых синоптических условиях северо-западного Причерноморья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леженин А. А., Сперанский Л. С. Пространственная модель прогноза погоды в нижней тропосфере. *Труды ЗапСибНИИ*. 1984. Вып. 63. С. 53-62.
2. Kazakov A. L., Lezhenin A. A., Speranskiy L. S. Resultados Preliminares del Estudio de la Capa Limite Mesometeorologica de la Atmosfera en la Costa Norta Colombiana aplicando un Modelo Numerico. *Boletin Cientifico CIOH*. 1996. 17. Pp. 17-26.
3. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Ленинград: Гидрометеиздат, 1979. 304 с.
4. Сперанский Л. С., Леженин А. А. О применении метода расщепления в моделях пограничного слоя атмосферы. *Труды ЗапСибНИИ*. 1985. Вып. 75. С. 71-78.
5. Вихреразрешающее моделирование. URL: <http://www.inm.ras.ru/laboratory/direct2.htm> (дата обращения: 14.10.2019 г.)
6. Лукьянов И. И. Современные подходы к моделированию турбулентных течений. *Международный научный журнал «Символ науки»*. 2016. № 12-1. С. 12-13.
7. Смирнов Е. М., Абрамов А. Г. Опыт прямого численного моделирования переходной и турбулентной свободной конвекции воздуха у нагретой вертикальной пластины. *Вестник Нижегородского университета им. Н. И. Лобачевского. Механика жидкости и газа*. 2011. № 4(3). С. 1114-1116.
8. Хотяновский Д. В., Кудрявцев А. Н. Прямое численное моделирование переходного сверхзвукового пограничного слоя на плоской пластине. *Вестник Нижегородского университета им. Н. И. Лобачевского. Механика жидкости и газа*. 2011. № 4(3). С. 1235-1236.
9. Шокуров М. В., Артамонов С. Ю., Эзау И. Н. Численное моделирование нейтрально стратифицированного атмосферного пограничного слоя. *Морской гидрофизический журнал*. 2013. № 2. С. 37-50.
10. Глазунов А. В. Моделирование нейтрально стратифицированного турбулентного потока воздуха над шероховатой поверхностью. *Изв. ФАО*. 2006. Т. 42. № 3. С. 307-325.
11. Глазунов А. В. Вихреразрешающее моделирование турбулентности с использованием смешанного динамического локализованного замыкания. Ч. 1. Формулировка задачи, описание модели и диагностические численные тесты. *Изв. ФАО*. 2009. Т. 45. № 1. С. 7-28.
12. Шокуров М. В., Артамонов С. Ю., Эзау И. Н. LES-модель турбулентного атмосферного пограничного слоя: описание и тестовые расчеты. *Морской гидрофизический журнал*. 2013. № 1. С. 3-20.
13. Багаев Д. В., Сыралева М. Н. Численное моделирование свободно-конвективного течения около вертикальной поверхности нагрева. *Труды Крыловского государственного научного центра*. 2018. № 2(384). С. 93-98.
14. Курбатская Л. И., Курбатский А. Ф. Численное моделирование нейтрально стратифицированного атмосферного пограничного слоя с явной алгебраической моделью турбулентности. *Дистанционные методы зондирования Земли и фотограмметрия, мониторинг окружающей среды, геоэкология: материалы Междунар. науч. конф., 17-21 апреля*. Новосибирск, 2017. С. 94-99.
15. Обзор методов расчета турбулентных течений. URL: https://cfd.spbstu.ru/agarbaruk/turb_models/Term8_Lec04_review.pdf (дата обращения: 14.10.2019 г.)
16. Леженин А. А. Численное моделирование атмосферного пограничного слоя над неоднородной местностью. *Интерэкспо Гео-Сибирь*. 2007. № 3. С. 315-319.
17. Пространственная модель мезометеорологического пограничного слоя / Аргучинцев В. К., Гутман Л. Н., Пененко В. В. и др. *Изв.АН СССР*. 1975. Т. 11. № 4. С. 14-24.
18. Лыкосов В. Н. К-теория турбулентного планетарного пограничного слоя атмосферы и обобщенная гипотеза Буссинеска. Москва, 1988. 32 с. (Препринт/ ОВМ АН СССР).
19. O'Brien J. J. A Note on the vertical structure of eddy exchange coefficients in the planetary boundary layer. *JAS*. 1970. 27. Pp. 1213-1225.
20. Замыкание уравнений Рейнольдса для устойчиво стратифицированных турбулентных течений в атмосфере и океане / Зилитинкевич С. С., Эльперин Т., Клиорин Н. и др. *Изв. ФАО*. 2009. № 4. С. 75-102.
21. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1992. Т. 1: Теория турбулентности. 1992. 694 с.
22. Лазриев Г. Л., Иоселиани А. А. О характеристиках турбулентности в приземном слое атмосферы. *Метеорология и гидрология*. 1990. № 3. С. 26-31.
23. Зилитинкевич С. С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Ленинград: Гидрометеиздат, 1970. 292 с.
24. Казаков А. Л., Лыкосов В. Н. О параметризации взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью при численном моделировании атмосферных процессов. *Труды ЗапСибНИИ*. 1982. Вып. 5. С. 3-20.
25. Smagorinsky J. On the dynamical prediction of large-scale condensation by numerical methods. *Geophys. Monogr.* 1960. 5. Pp. 71-78.
26. Гаврилов А. С. Нестационарная задача о планетарном пограничном слое атмосфере с учетом радиационного теплообмена. *Труды ЗСРНИГМИ*. 1974. Вып. 11. С. 35-48.
27. Хворостьянов В. И. О схематизации спектра длинноволнового излучения атмосферы для моделей облаков и туманов на основе спектральных расчетов с тонким разрешением по вертикали. *Изв.АН СССР, ФАО*. 1981. Т. 17. № 10. С. 1022-1030.
28. Магазенков Л. Н., Шейнин Д. А. Схемы аппроксимации по вертикали и корректной задачи прогноза для бароклинной атмосферы. *Метеорология и гидрология*. 1988. № 6. С. 43-50.
29. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Ленинград: Гидрометеиздат, 1974. 303 с.
30. Лыкосов В. Н., Платов Г. А. Численное моделирование пограничного слоя атмосферы над ЭАЗО Курорсио. *Математическое моделирование процессов в пограничных слоях атмосферы и океана*. Москва: ОВМ АН-СССР, 1988. С. 66-93.
31. Лыкосов В. Н., Тонкачев Е. Б. Диагностическое восстановление турбулентных характеристик пограничного слоя атмосферы. *Метеорология и гидрология*. 1991. № 10. С. 43-52.
32. Лыкосов В. Н. О противогradientном переносе момента в струйном течении низкого уровня. *Изв. ФАО*. 1991. Т. 27. № 8. С. 803-811.
33. Deardorff J. W. Efficient prediction of ground surface

temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.* 1978. 83(C4). Pp. 1889-1903.

34. Сухоруков В. А., Дмитриев Н. В. Теория стационарного устойчиво стратифицированного дрейфового слоя трения океана. *Морской гидрофизический журнал.* 1986. № 5. С. 9-18.

REFERENCES

1. Lezhenin, A.A. & Speranskiy, L.S. (1984). Prostranstvennaya model' prognoza pogody v nizhney troposphere [Spatial model of weather forecast in the lower troposphere]. *Trudy ZapSibNII [Proceedings of the West Siberian Research Institute]*, 63, pp. 53-62. (in Russ.)
2. Kazakov, A.L., Lezhenin, A.A. & Speranskiy, L.S. (1996). Resultados Preliminares del Estudio de la Capa Limite Mesometeorologica de la Atmosfera en la Costa Norte Colombiana aplicando un Modelo Numerico. *Boletin Cientifico CIOH*, 17, pp. 17-26. (in Span.)
3. Marchuk, G.I. (1979). *Chislennoe reshenie zadach dinamiki atmosfery i okeana [Numerical solution of atmospheric and ocean dynamics problems]*. Leningrad: Hydrometeorological publishing house. (in Russ.)
4. Speranskiy, L.S. & Lezhenin, A.A. (1985). O primeneni metoda rasshchepeniya v modelyakh pogrannichnogo sloya atmosfery [Application of method Of splitting, in models of the atmospheric boundary layer]. *Trudy ZapSibNII [Proceedings of the West Siberian Research Institute]*, 75, pp. 71-78. (in Russ.)
5. *Vikhrerazreshayushchee modelirovanie [Vortex-resolving modeling]*. Available at: <http://www.inm.ras.ru/laboratory/direct2.htm> (Accessed: 14.10.2019) (in Russ.)
6. Luk'yanov, I.I. (2016). Sovremennye podkhody k modelirovaniyu turbulentnykh techeniy [Modern approaches to modeling turbulent flows]. *Mezhdunarodnyy nauchnyy zhurnal «Simvol nauki» [International scientific journal "Symbol of science"]*, 12-1, pp. 12-13. (in Russ.)
7. Smirnov, E.M. & Abramov, A.G. (2011). Opyt pryamogo chislenno modelirovaniya perekhodnoy i turbulentnoy svobodnoy konveksii vozdukha u nagretoy vertikal'noy plastiny [Experience of direct numerical simulation of transient and turbulent free air convection in a heated vertical plate]. *Vestnik Nizhegorodskogo universiteta im. N. I. Lobachevskogo. Mekhanika zhidkosti i gaza. [Vestnik of Lobachevsky University of Nizhni Novgorod. Mechanics of liquid and gas]*, 4(3), pp. 1114-1116. (in Russ.)
8. Khotyanovskiy, D.V. & Kudryavtsev, A.N. (2011). Pryamoe chislennoe modelirovanie perekhodnogo sverkhzvukovogo pogrannichnogo sloya na ploskoy plastine [Direct numerical simulation of a transient supersonic boundary layer on a flat plate.] *Vestnik Nizhegorodskogo universiteta im. N. I. Lobachevskogo. Mekhanika zhidkosti i gaza [Vestnik of Lobachevsky University of Nizhni Novgorod.. Mechanics of liquid and gas.]*, 4(3), pp. 1235-1236. (in Russ.)
9. Shokurov, M.V., Artamonov, S.Yu. & Ezau, I.N. (2013). Chislennoe modelirovanie neytral'no stratifitsirovannogo atmosferного pogrannichnogo sloya [Numerical modeling of neutral stratified atmospheric boundary layer]. *Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal [Marine hydrophysical journal]*, 2, pp. 37-50. (in Russ.)
10. Glazunov, A.V. (2006). Modelirovanie neytral'no stratifitsirovannogo turbulentnogo potoka vozdukha nad sherokhovatoy poverkhnost'yu [Modeling of neutral stratified turbulent air flow over a rough surface]. *Izv. FAO [Proceedings of atmospheric and ocean physics]*, 42(3), pp. 307-325. (in Russ.)
11. Glazunov, A.V. (2009). Vikhrerazreshayushchee modelirovanie turbulentnosti s ispol'zovaniem smeshannogo dinamicheskogo lokalizovannogo zamykaniya. Ch. 1. Formulirovka zadachi, opisaniye modeli i diagnosticheskie chislennyye testy [Vortex-Resolving turbulence modeling using mixed dynamic localized closure. Part 1. Formulation of the problem, model description, and diagnostic numerical tests]. *Izv. FAO [Proceedings of atmospheric and ocean physics]*, 45(1), pp. 7-28. (in Russ.)
12. Shokurov, M.V., Artamonov, S.Yu. & Ezau, I.N. (2013). LES-model' turbulentnogo atmosferного pogrannichnogo sloya: opisaniye i testovyye raschety [3D model of turbulent atmospheric boundary layer: description and test calculations]. *Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal [Marine hydrophysical journal]*, 1, pp. 3-20. (in Russ.)
13. Bagaev, D.V. & Syraleva, M.N. (2018). Chislennoe modelirovanie svobodno-konvektivnogo techeniya okolo vertikal'noy poverkhnosti nagreva [Numerical simulation of free convection flow near a vertical heating surface]. *Trudy Krylovskogo gosudarstvennogo nauchnogo tsentra [Proceedings of the Krylov state scientific center]*, 2(384), pp. 93-98. (in Russ.)
14. Kurbatskaya, L.I. & Kurbatskiy, A.F. (2017). Chislennoe modelirovanie neytral'no stratifitsirovannogo atmosferного pogrannichnogo sloya s yavnoy algebraicheskoy model'yu turbulentnosti [Numerical simulation of a neutral stratified atmospheric boundary layer with an explicit algebraic turbulence model]. *Materialy Mezhdunar. nauch. konf. "Distsionnyye metody zondirovaniya Zemli i fotogrammetriya, monitoring okruzhayushchey sredy, geoekologiya" [Proceedings of the international scientific conference "Remote sensing methods of Earth and photogrammetry, environmental monitoring, geoecology]*, April 17-21. Novosibirsk, pp. 94-99. (in Russ.)
15. *Obzor metodov rascheta turbulentnykh techeniy. [Review of turbulent flow calculation methods]*. Available at: https://cfd.spbstu.ru/agarbaruk/turb_models/Term8_Lec04_review.pdf (Accessed: 14.10.2019) (in Russ.)
16. Lezhenin, A.A. (2007). Chislennoe modelirovanie atmosferного pogrannichnogo sloya nad neodnorodnoy mestnost'yu [Numerical modeling of atmospheric boundary layer over inhomogeneous terrain]. *Interexpo Geo-Sibir' [Interexpo Geo-Siberia]*, 3, pp. 315-319. (in Russ.)
17. Arguchintsev, V.K., Gutman, L.N., Penenko, V.V. et al. (1975). Prostranstvennaya model' mezometeorologicheskogo pogrannichnogo sloya [Spatial model of the mesometeorological boundary layer]. *Izv. AN SSSR [News of the USSR Academy of Sciences]*, 11(4), pp. 14-24. (in Russ.)
18. Lykosov, V.N. (1988). *K-teoriya turbulentnogo planetarnogo pogrannichnogo sloya atmosfery i obobshchennaya gipoteza Bussineska [K-theory of the turbulent planetary boundary layer of the atmosphere and the generalized Boussinesq hypothesis]*. Moscow (Preprint. Institute of computational mathematics of the Russian Academy of Sciences). (in Russ.)
19. O'Brien, J.J. (1970). A Note on the vertical structure of eddy exchange coefficients in the planetary boundary layer. *JAS*, 27, pp. 1213-1225.
20. Zilitinkevich, S.S., El'perin, T., Kliorin, N. et al. (2009). Zamykanie uravneniy Reynol'dsa dlya ustoychivo stratifitsirovannykh turbulentnykh techeniy v atmosfere i

- океане [The closure of the Reynolds equations for stably stratified turbulent flows in the atmosphere and the ocean], *Izv. FAO [News of Atmospheric and Oceanic Physics]*, 4, pp. 75-102. (in Russ.)
21. Monin, A.S. & Yaglom, A.M. (1992). *Statisticheskaya gidromekhanika [Statistical fluid mechanics]*. In 2 vol. Vol. 1: *Teoriya turbulentsnosti [Turbulence theory]*. Saint-Petersburg: Hydrometeorology Publ. (in Russ.)
 22. Lazriev, G.L. & Ioseliani, A.A. (1990). O kharakteristikakh turbulentsnosti v prizemnom sloe atmosfery [On the characteristics of turbulence in the surface layer of the atmosphere]. *Meteorologiya i gidrologiya [Meteorology and hydrology]*, 3, pp. 26-31. (in Russ.)
 23. Zilitinkevich, S.S. (1970). *Dinamika pogrannichnogo sloya atmosfery [Dynamics of the atmospheric boundary layer]*. Leningrad: Hydrometeorological publishing house. (in Russ.)
 24. Kazakov, A.L. & Lykosov, V.N. (1982). O parametrizatsii vzaimodeystviya atmosfery s podstilayushchey poverkhnost'yu pri chislenном modelirovanii atmosferykh protsessov [On the parametrization of the interaction of the atmosphere with the underlying surface in numerical modeling of atmospheric processes.], *Trudy ZapSibNII [Proceedings of the West Siberian Research Institute]*, 5, pp. 3-20. (in Russ.)
 25. Smagorinsky, J. (1960). On the dynamical prediction of large-scale condensation by numerical methods. *Geophys. Monogr.*, 5, pp. 71-78.
 26. Gavrilov, A.S. (1974). Nestatsionarnaya zadacha o planetarnom pogrannichnom sloe atmosfere s uchetom radiatsionnogo teploobmena [The nonstationary problem of the planetary boundary layer of the atmosphere, taking into account radiative heat transfer]. *Trudy ZSRNIGMI [Proceedings of the West Siberian Research Institute]*, 11, pp. 35-48. (in Russ.)
 27. Khvorost'yanov, V.I. (1981). O skhematizatsii spektra dlinnovolnogo izlucheniya atmosfery dlya modeley oblakov i tumanov na osnove spektral'nykh raschetov s tonkim razresheniyem po vertikali [On schematization of the spectrum of the long-wave radiation of the atmosphere for models of clouds and fog based on spectral calculations with fine vertical resolution]. *Izv. AN SSSR, FAO [News of the Academy of Sciences of the USSR, Physics of the Atmosphere and the Ocean]*, 17(10), pp. 1022-1030. (in Russ.)
 28. Magazenkov, L.N. & Sheynin, D.A. (1988). Skhemy approksimatsii po vertikali i korrektnoy zadachi prognoza dlya baroklinnoy atmosfery [Approximation schemes for the vertical and the correct prediction problem for the baroclinic atmosphere]. *Meteorologiya i gidrologiya [Meteorology and hydrology]*, 6, pp. 43-50. (in Russ.)
 29. Marchuk, G.I. (1974). *Chislennoye resheniye zadach dinamiki atmosfery i okeana [Numerical solution of problems of the dynamics of the atmosphere and the ocean]*. Saint-Petersburg: Hydrometeorology Publ. (in Russ.)
 30. Lykosov, V.N. & Platov, G.A. (1988). Chislennoye modelirovaniye pogrannichnogo sloya atmosfery nad EAZO Kuroshio [Numerical modeling of the atmospheric boundary layer over Eurasian Kuroshio]. *Matematicheskoye modelirovaniye protsessov v pogrannichnykh sloyakh atmosfery i okeana [Mathematical modeling of processes in the boundary layers of the atmosphere and ocean]*. Moscow: Area of Computational Mathematics of the USSR Academy of Sciences, pp. 66-93. (in Russ.)
 31. Lykosov, V.N. & Tonkachev, Ye.B. (1991). Diagnosticheskoye vosstanovleniye turbulentsnykh kharakteristik pogrannichnogo sloya atmosfery [Diagnostic recovery of turbulent characteristics of the atmospheric boundary layer]. *Meteorologiya i gidrologiya [Meteorology and hydrology]*, 10, pp. 43-52. (in Russ.)
 32. Lykosov, V.N. (1991). O protivogradiyentnom perenosе momenta v struynom techenii nizkogo urovnya [On the countergradient moment transfer in a low-level jet stream]. *Izv. FAO [News of Atmospheric and Oceanic Physics]*, 27(8), pp. 803-811. (in Russ.)
 33. Deardorff, J.W. (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 83(C4), pp. 1889-1903.
 34. Sukhorukov, V.A. & Dmitriyev, N.V. (1986). Teoriya statsionarnogo ustoychivo stratifitsirovannogo dreyfovogo sloya treniya okeana [The theory of stationary, stably stratified drift layer of ocean friction]. *Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal [Marine Hydrophysical Journal]*, 5, pp. 9-18. (in Russ.)

MESOSCALE NUMERICAL MODELING OF THE BOUNDARY ATMOSPHERIC LAYER ADAPTED TO THE NORTH-WESTERN BLACK SEA REGION. PART 1. MATHEMATICAL PROBLEM FORMULATION

E. V. Ivanova

*Odessa State Environmental University,
15, Lvivska St., 65016 Odesa, Ukraine, EVivanovaRP@yandex.ru*

The article presents a complete mathematical formulation of the problem of the boundary layer of the atmosphere and the interacting surface layers of the soil with the active layer of the sea adapted to the North-Western Black Sea Region through the inclusion of the coastline shape, relief elevation angles and climatic characteristics of soil moisture. The numerical model is a three-dimensional, unsteady, hydrostatic model with one- or two-parameter closure. The paper presents a detailed description of the applied sub-grid processes parameterizations such as cloudiness in the lower tier, flows of short- and long-wave radiation throughout thickness of the boundary layer and near the Earth, antigradient migration for basic meteorological variables in the presence of neutral or weakly stable stratification, components of water, heat and radiation balance, phase transitions of moisture in the atmosphere, and different parameterizations of turbulent processes used in the model. The possibilities of the model include description of neutral and stable boundary layers

with consideration of the kinetic energy of vertical velocity fluctuations instead of the kinetic energy of longitudinal and transverse velocity fluctuations. Identification of the type of the boundary layer at a particular point in time is estimated using values of the Richardson number. In addition, in case of convective conditions presence, parameterization of dry convection and wet-convective adaptation may be implemented. At the boundaries of "free boundary layer – surface or near-water layer of air, air-soil and air-water" certain bonding conditions are to be set to ensure continuity of meteorological parameters or their flows. On the upper boundary of the free boundary layer actual values of meteorological parameters and necessary parameters, or corresponding values from the global atmospheric model are to set. At the lower boundary of the deep soil layer the invariance of the vertical temperature gradient of the active layer of the sea – the value of temperature which is equal to the value of the latter according to its climatic values in the considered season of the year is to be set. The presented model is the first approximation in numerical modeling of the boundary layer over the adapted territory and is designed for studying the thermodynamic structure of the boundary layer of the adapted territory, as well as for identifying the breeze effects over the terrain.

Keywords: three-dimensional model; boundary layer; parametrization; turbulence; meteorological parameters; cloudiness; heat and water balance.

АДАПТОВАНЕ ДО ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я МЕЗОМАСШТАБНЕ ЧИСЕЛЬНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ГРАНИЧНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ. ЧАСТИНА 1. МАТЕМАТИЧНА ПОСТАНОВКА ЗАДАЧІ

О. В. Іванова

*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, EVivanovaRP@ya.ru*

У статті представлена повна математична постановка задачі граничного шару атмосфери і взаємодіючих з ним поверхневих шарів ґрунту і діяльного шару моря, адаптованих до північно-західного Причорномор'я через включення форми берегової лінії, кутів нахилу рельєфу та кліматичних характеристик вологості ґрунту. Чисельна модель є тривимірною, нестационарною, гідростатичною з одно- або двопараметричним замиканням. Наводиться детальний опис використаних параметризацій підсіткових процесів, таких як хмарність в нижньому ярусі, потоки коротко- та довгохвильових випромінювань у всій товщі граничного шару і поблизу Землі, протиградієнтний перенос для основних метеорологічних величин при наявності нейтральної або слабко стійкої стратифікації, компонентів складових водного, теплого і радіаційного балансу, фазові переходи вологи в атмосфері, а також різні параметризації турбулентних процесів, що застосовуються в моделі. Можливості останньої припускають опис нейтрального і стійкого граничних шарів через врахування кінетичної енергії вертикальних флуктуацій швидкості замість кінетичної енергії поздовжніх та поперечних флуктуацій швидкості. Виявлення типу граничного шару в той чи інший момент часу оцінюється через значення числа Річардсона. Крім того, при наявності конвективних умов реалізується параметризація сухої конвекції і волого-конвективне пристосування. На границях розділу вільний граничний шар – приземний або приводний шар повітря, повітря-ґрунт та повітря-вода задаються умови склеювання, тобто безперервність метеорологічних величин або їх потоків. На верхній границі вільного граничного шару задаються фактичні значення метеорологічних величин та необхідні параметри або відповідні значення з глобальної моделі атмосфери. На нижній границі глибинного шару ґрунту задається незмінність вертикального градієнта температури, діяльного шару моря – значення температури, рівної значенням останньої згідно кліматичних значень її в розглядуваний сезон року. Представлена модель є першим наближенням в чисельному моделюванні граничного шару над адаптованою територією і розрахована на вивчення його термодинамічної структури, а також виявлення бризових ефектів над рельєфною місцевістю.

Ключові слова: тривимірна модель; граничний шар; параметризація; турбулентність; метеорологічні величини; хмарність; тепловий і водний баланси.

*Подання до редакції: 25. 04. 2019
Надходження остаточної версії: 04. 11. 2019
Публікація статті: 28. 11. 2019*

УДК: 551.501.7, PACS: 92.60.-e, 92.60.hv, 06.20.Dk, 92.90.+x

МЕТОД КРИТИЧНОГО КОНТРОЛЮ ДАНИХ РАДІОЗОНДУВАННЯ АТМОСФЕРИ В ОБЛАСТІ ЕКСТРЕМАЛЬНИХ ВІДХИЛЕНЬ

М. В. Савенець

Український гідрометеорологічний інститут ДСНС
України та НАН України, пр. Науки, 37, 03028, Київ, Україна,
savenetsm@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-9429-6209>

У статті представлено новий метод критичного контролю даних радіозондування атмосфери в області екстремальних відхилень для температури повітря, висоти ізобаричного рівня, відносної вологості та складових вітру. Метод розроблено на основі даних радіозондування атмосфери 9 аерологічних станцій України за період 1973–2018 рр. В основі розробленого методу лежить використання «плаваючих» граничних показників, що визначаються як межа відхилення, де статистичний розподіл аерологічної характеристики вперше переходить у нуль. Відмова від сталих граничних показників на користь «плаваючих» дозволила врахувати особливості розкиду значень аерологічних характеристик, залежність від висоти та відмінність параметрів розподілу для різних строків спостережень. Встановлення потенційно помилкових значень в області екстремальних відхилень відбувається за умови виходу значень за межі «тіла» розподілу. Загальна кількість таких виходів досягає 0.2% у середній та верхній тропосфері, 0.3–1.8% у нижній тропосфері та до 2% у стратосфері. На другому етапі розробленого методу потенційно помилкові значення перевіряються із застосуванням часткового вертикального, часткового горизонтального та часового контролю. Другий етап контролю реалізується для рівнів, де ряди спостережень досягають не менше 3700 значень, що забезпечує точне визначення середніх багаторічних значень, необхідних для реалізації горизонтального контролю. Потенційно помилкове значення вважається реальним за наявності трьох підтверджень екстремальних відхилень із набору «сусідні станції – сусідні строки спостережень – сусідні ізобаричні рівні», тобто не менше ніж двома різними видами контролю. На значних висотах достатнім є два підтвердження за умови, що висновок зроблено за результатами двох різних видів контролю. Розроблений метод критичного контролю дозволив за загальний період спостережень відкинути твердження про помилковість 568 значень, максимальні відхилення яких досягали 6.2 та -6.4σ. Разом з контролем на фізично допустимі межі, контроль екстремальних відхилень є складовою частиною комплексного критичного контролю даних радіозондування атмосфери та формує вхідну інформацію до проведення горизонтального, вертикального та гідростатичного контролю.

Ключові слова: критичний контроль; радіозондування атмосфери; екстремальне відхилення; аерологічні характеристики

1. ВСТУП

Радіозондування атмосфери – дистанційне вимірювання в атмосфері метеорологічних величин з використанням вимірювальних перетворювачів [1, 2]. Особливістю таких спостережень є те, що вони виконуються не в одній точці, як під час наземних метеорологічних вимірювань, впродовж руху приладу у вертикальній та горизонтальній площині. Вимірювання та передача результатів виконується за допомогою спеціального приладу, що називається радіозондом, який являє собою сукупність відповідних первинних перетворювачів та радіопередавача [1-4]. Ре-

зультати радіозондування атмосфери є основним джерелом інформації щодо стану метеорологічних величин над поверхнею землі та використовується у чисельних методах прогнозу погоди, визначенні стабільності атмосфери, прогнозуванні хмарності, дослідженні забруднення атмосферного повітря, озонового шару, вивчення та прогнозування особливостей атмосферної рефракції електромагнітного випромінювання [3-5]. Цивільна авіація, військова артилерія, запуск балістичних ракет (в тому числі і космічних засобів) потребують наявності аерологічної інформації [3-5]. У результаті, важливо отримувати точні дані, мати методики визначення помилок,

що виникають під час спостережень.

У зв'язку із великою кількістю джерел різноманітних похибок, точність вимірювань метеорологічних величин під час реалізації радіозондування атмосфери суттєво нижче наземних метеорологічних вимірювань [2]. Точність визначення вертикальної структури полів метеорологічних величин у тропосфері надзвичайно важливе для усіх типів прогнозу погоди, особливо регіональних та локальних. Дані радіозондування атмосфери є життєво необхідними для вивчення клімату вільної атмосфери [4,6,7]. Точніші ряди аерологічної інформації надаватимуть кращу оцінку висотних кліматичних змін [3,4].

Аналіз даних радіозондування атмосфери характеризується своєю специфікою по відношенню до інших метеорологічних спостережень, пов'язаною із великою кількістю пропусків. Основними причинами цього є недостатня висота підйому аерологічного зонду та технологія радіозондування [8,9]. Тому виникає потреба розвитку методів контролю якості аерологічної інформації. Такі методи повинні бути адаптовані до формування «безпомилкових» рядів спостережень з метою дослідження клімату, та для аналізу оперативної інформації. На сьогодні існує велика кількість методів критичного контролю даних радіозондування атмосфери, але використання лише одного методу не задовольняє сучасні вимоги до проведення аналізу та пошуку помилкових значень. У результаті основною вимогою стає проведення комплексного контролю даних радіозондування атмосфери [9-12].

Комплексний контроль умовно можна розділити на два етапи. Перший етап є підготовчим, із застосуванням контролю на фізично-допустимі межі та кліматичного контролю. Другим етапом є проведення детального аналізу показників аерологічних характеристик із залученням основних компонентів комплексного контролю: горизонтального, часового, вертикального та гідростатичного [9]. Від якості проведення підготовчого етапу залежить кількість даних, що будуть детально перевірятися основними компонентами комплексного контролю.

Однією з найбільших проблем на сьогодні є проведення кліматичного контролю – тобто контролю екстремальних відхилень. Основне завдання такого контролю – діагностувати можливі помилкові та реальні значення серед показників, що суттєво відхиляються від своїх середніх багаторічних значень. Зазвичай, для даного виду контролю використовують достатньо «неточні»

методи, так як очікується, що подальша перевірка повинна вловлювати усі помилки. Найбільш популярним методом на сьогодні є видалення значень, що знаходяться за межами сталих граничних показників (наприклад, $\pm 5\sigma$), та подальший перехід до горизонтального контролю [9]. Подібну методика застосовано для даних українських станцій у попередніх дослідженнях [13]. Але використання подібного підходу показало два основні недоліки. По-перше, можуть бути видалені реальні значення, що у результаті аномальності погодних умов перевищили сталий граничний показник. Такі значення є надзвичайно важливими для вивчення екстремальних випадків з метою застосування у нормативах будівництва, метеорологічного забезпечення польотів, тощо. Більш того, втрачається важлива кліматична інформація. По-друге, горизонтальний, вертикальний, часовий методи контролю характеризуються зменшенням чутливості зі збільшенням відхилень від середніх значень. Таким чином, у області екстремальних відхилень може бути видалена велика кількість реальних показників.

З урахуванням вказаних недоліків, *метою даної роботи* є розробка нового методу контролю екстремальних відхилень даних радіозондування атмосфери, який дозволить би покращити якість діагностики реальних аномальних відхилень аерологічних характеристик.

2. ВИХІДНІ ДАНІ ТА МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ

Розробку методу контролю екстремальних відхилень даних радіозондування атмосфери здійснено з використанням відкритих електронних баз даних Університету Вайомінг [14]. Представлена інформація охоплює значний період проведення спостережень та дозволяє одразу проводити автоматизацію роботи із завантаженими файлами. Для розробки методу контролю використано результати спостережень 9 аерологічних станцій території України: Київ (код станції 33345), Шепетівка (33317), Львів (33393), Ужгород (33631), Чернівці (33658), Кривий Ріг (33791), Одеса (33837), Харків (34300) та Сімферополь (33946). Єдину станцію, яку не враховано для проведення досліджень – Білогірськ (33966), у зв'язку із малою кількістю спостережень на станції (224 випуски зонду за весь час). Початком періоду спостережень є 1 січня 1973 р. (початок періоду у базах даних Вайомінгу), кінець періоду – 31 липня 2018 р. Аналіз виконується для 4 стандартних строків спостережень: 0 UTC

(строк 00), 6 UTC (строк 06), 12 UTC (строк 12), 18 UTC (строк 18).

На жаль, на сьогодні станції Ужгород, Чернівці та Сімферополь не проводять радіозондування. Більшість станцій випускають аерологічний зонд лише в один строк спостережень: 0 UTC на станціях Одеса, Харків, Львів; та 12 UTC у Кривому Розі та Шепетівці. Станція Київ запускає зонд двічі на добу у строки 00 та 12 UTC. Несистематичність проведення радіозондування атмосфери у повному обсязі ускладнює розробку методів комплексного контролю аерологічних даних, що потребує індивідуального підходу до деяких видів контролю на станціях (наприклад, горизонтального). Незважаючи на це, комплексний контроль та окремі його складові необхідно розробляти для усіх станцій та усіх строків спостережень. Таким чином, за умови відновлення спостереження у ті строки, де наразі радіозондування не проводиться, розроблені методи дозволять одразу перейти до критичного контролю отриманої інформації без їх додаткової розробки.

Методи критичного контролю розроблено для усіх 17 стандартних ізобаричних рівнів: 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 5 гПа, тобто охоплюють увесь профіль тропосфери та нижньої стратосфери до висот близько 35 км. Винятком є показники вологості повітря, так як при низьких температурах датчики перестають давати правильну інформацію щодо вмісту вологи в атмосфері [3]. Тому характеристики вологості проаналізовано лише на 4-х стандартних ізобаричних рівнях: 1000, 925, 850 та 700 гПа до висот близько 3–3.5 км.

Загальний алгоритм розробки комплексного контролю якості даних радіозондування атмосфери наступний: першим розробляється та проводиться контроль на фізично допустимі межі, наступними йдуть контроль екстремальних відхилень, горизонтальний, вертикальний та гідростатичний. На цих етапах дозволяється вносити уточнення, об'єднуючи окремі види контролю та додатково залучати часовий контроль, або спрощені варіанти горизонтального та вертикального контролю [9].

У роботі представлено розроблений контроль екстремальних відхилень даних радіозондування атмосфери. Вхідною інформацією до даного контролю стали ряди спостережень, що пройшли контроль на фізично-допустимі межі. Таким чином, одразу видалено усі значення, що фізично не можуть існувати у природі, та, безсумнівно, є помилковими. Контроль на фізично допус-

тимі межі проводився для висоти ізобаричного рівня, температури повітря, відносної вологості, напрямку та швидкості вітру, з урахуванням прийнятних меж для вказаних аерологічних характеристик [9].

Контроль екстремальних відхилень розроблено для висоти ізобаричного рівня, температури повітря, відносної вологості, зональної та меридіональної складових вітру. Перехід від напрямку і швидкості вітру до зональної та меридіональної складової здійснено у зв'язку із неможливістю застосування однакових алгоритмів програмування для характеристик вітру, так як дані напрямку вітру представлені у полярних координатах.

3. РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕНЬ ТА ЇХ АНАЛІЗ

В основі розробленого методу контролю екстремальних відхилень покладено «плаваючі» граничні показники, що обчислюються для кожної окремої вибірки. Вибіркою є часовий ряд аерологічної характеристики на заданій висоті за окремою станцією. На відміну від існуючих методів контролю екстремальних відхилень, де використовуються сталі показники, такий підхід з максимальною чутливістю дозволяє врахувати особливості різних аерологічних характеристик. Теоретичним підґрунтям є побудова статистичних розподілів вибірок. Зі збільшенням відхилення будуть спостерігатися зменшення числа випадків потрапляння у градацію розподілу. На певній відстані від моди статистичної вибірки повторюваність значень у градації дорівнюватиме 0, тобто відсутність випадків потрапляння величини у градацію. Та частина розподілу, значення яких знаходяться між градаціями з повторюваністю рівною 0, будемо називати «тілом» розподілу (рис. 1). Проте, для кожної вибірки можуть існувати такі значення, зазвичай помилкові, що характеризуються більшими відхиленнями (рис. 1 – крайні області відхилень). Саме ці значення будуть видалятися із вибірок як помилкові, але після їх додаткової перевірки. У результаті застосування «плаваючого» граничного показника, є можливість вловлювати реальні аномальні відхилення, що формуються для конкретного аерологічного параметру на конкретній станції та ізобаричному рівні.

На рис. 1 наведено приклад виділення «тіла» розподілу для однієї із вибірок (температура у строк 00 на рівні 500 гПа станції Київ (33345)). «Тіло» розподілу знаходиться у межах від -5 до 3.25σ. Таким чином, усі значення, що потрапили до «тіла» не будуть перевірятися контролем екс-

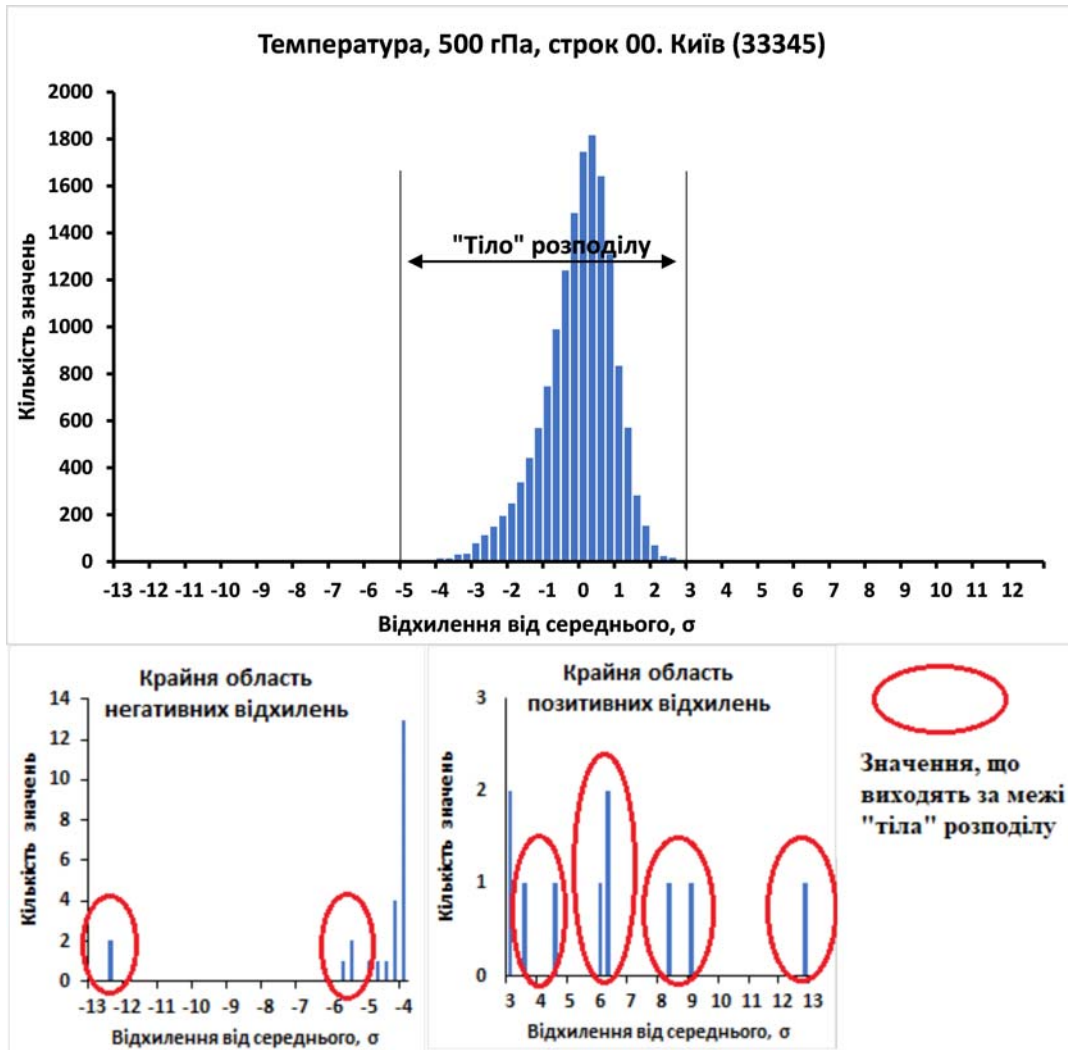


Рис. 1 – Розподіл значень температури у строк 00 на рівні 500 гПа станції Київ, та крайні області позитивних і негативних відхилень.

тремальних відхилень та перейдуть до подальшої перевірки іншими видами контролю, зокрема горизонтальним, що повинен проводитися наступним.

3.1 Пошук та статистика потенційно помилкових значень

Перший етап проведення контролю екстремальних відхилень полягає у розрахунках середніх значень для усіх вибірок, та побудови статистичних розподілів. Після визначення «тіла» кожного із розподілів, виокремлюються усі значення, що знаходяться поза його межами. Загалом, серед усіх аерологічних характеристик найменша ширина «тіла» розподілу характерна для відносної вологості, що дорівнює 6–7σ (рис. 2) та зменшується з висотою. Таким чином, відносна вологість характеризується найменшим розкидом значень серед усіх аерологічних хара-

ктеристик, що визначаються під час радіозондування атмосфери. Найбільшим розкидом значень характеризуються меридіональна та зональна складові вітру (рис. 2).

У середньому «тіло» розподілу для температури і характеристик вітру має ширину 7–9σ. Висота ізобаричного рівня характеризується малою шириною «тіла» розподілу у шарі 30–5 гПа, зменшуючись до 2.5–5σ, у порівнянні з 7–8.5σ у тропосфері. Для усіх аерологічних характеристик спостерігається чіткий добовий хід ширини «тіла» розподілу. У нічні години розподіли усіх показників у тропосфері характеризуються більшою шириною, ніж у денні.

Таким чином, чітко виявляється необхідність використання «плаваючих» граничних показників на етапі контролю екстремальних відхилень аерологічних даних. Це обумовлено відмінністю у розкиді значень різних аерологічних хара-

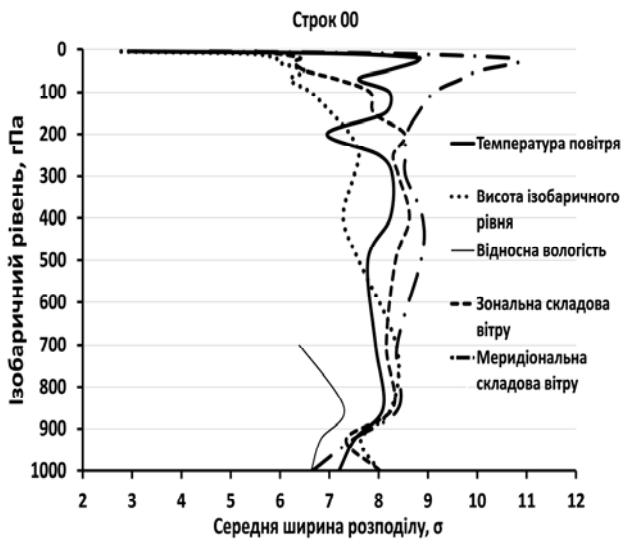


Рис. 2 – Вертикальні профілі середньої ширини «тіла» розподілу аерологічних характеристик у строк 00, обчислених для станцій території України

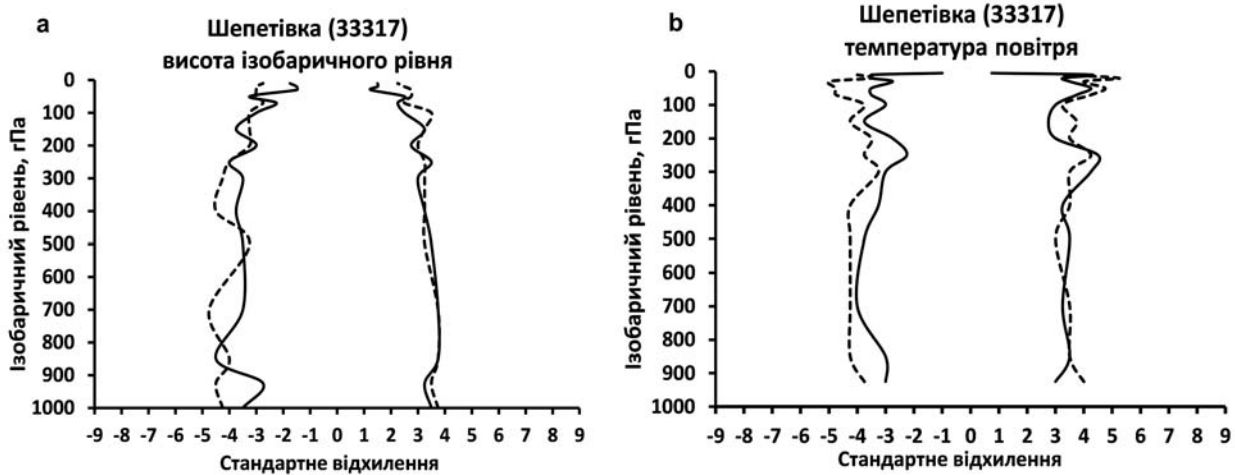


Рис. 3 – Вертикальні профілі лівої та правої межі «тіла» розподілу висоти ізобаричного рівня (а) та температури (б) на станції Шепетівка (штрихова лінія – строк 00, суцільна лінія – строк 12)

Особливо це характерно для найвищих стандартних ізобаричних рівнів 20, 10 та 5 гПа. Це явище не пов'язане зі зменшенням розкиду значень на значних висотах та не є причиною природних закономірностей. Зменшення числа випадків, коли аерологічний зонд досягав таких висот, призводить до зменшення числа значень, за якими будується статистичний розподіл. У результаті ширина «тіла» розподілу є меншою за нижче розташовані рівні. Продовження радіозондування атмосфери дозволить поповнювати вибірки, та уточнювати межі «тіла» розподілу на значних висотах.

Для температури повітря характерна симетричність абсолютних значень лівої та правої межі «тіла» розподілу, що знаходяться, в основ-

ристик, залежністю розкиду значень від висоти та, навіть, наявністю добового ходу ширини «тіла» розподілу. Враховуючи таку варіативність розподілів різних аерологічних характеристик, сталі граничні показники не здатні об'єктивно виявити помилки у аномальних відхиленнях.

Ліва межа «тіла» розподілу висоти ізобаричного рівня варіює приблизно в інтервалі $-3...-5\sigma$, тоді як права межа $+2...+4\sigma$ (рис. 3а). Таким чином, область додатних відхилень характеризується меншими аномаліями, тобто для статистичного розподілу висоти ізобаричного рівня характерна асиметрія. Це означає, що існує потреба у виділенні двох різних граничних показників для області від'ємних та додатних відхилень, а не єдиного сталого показника.

З рис. 3 чітко прослідковується зменшення абсолютних значень лівої та правої межі з висотою, тобто зменшення ширини «тіла» розподілу.

ному, в межах $\pm 3.5...4.5\sigma$. Зменшення числа випадків, за яких аерологічний зонд досягав ізобаричних рівнів 30–5 гПа, також зумовлює суттєве зменшення ширини розподілу.

Для відносної вологості характерна асиметричність «тіла» розподілу, із більшими показниками в області позитивних відхилень. Ліва межа, зазвичай, не перевищує -4σ , тоді як права межа досягає $+4...+5\sigma$.

Ліва та права межа «тіла» розподілу характеристик вітру симетричні та знаходяться у межах $\pm 3...5\sigma$. Особливості циркуляційних процесів стратосфери призводять до відсутності явища зменшення ширини «тіла» розподілу на ізобаричних рівнях 30–10 гПа, тобто менша кількість зондувань на таких висотах не призводить до

відмінностей характеристик розподілу. У зв'язку із характерною циклічністю швидкості вітру та чергуванням напрямку вітру із західного (холодний сезон) на східний (теплий сезон), менші за кількістю значень вибірки характеризуються високою варіативністю значень зональної та меридіональної складових. Винятком є тільки ізобаричний рівень 5 гПа, де довжини вибірок відіграють провідну роль у формуванні недостатньо точної оцінки статистичного розподілу.

Після визначення «тіла» розподілу вибірок, знаходяться усі значення, відхилення яких перевищили граничні показники. Найбільша кількість виходів характерна для температури повітря, найменша – для відносної вологості та висоти ізобаричного рівня.

У строк 00 для температури за загальний період на кожному ізобаричному рівні спостерігалось, в основному, 10–14 випадків виходу за межі граничних значень «тіла» розподілу. Винятками є рівні нижньої тропосфери, де кількість виходів приблизно вдвічі менша, та рівні стратосфери, де виходів близько 20. Для висоти ізобаричного рівня, а також зональної й меридіональної складових вітру, на більшості висотах діагностовано 5–9 випадків виходу за межі «тіла» розподілу. У нижній тропосфері 1–3 випадки, у стратосфері до 13–15 випадків. Відносна вологість у шарі 1000–700 гПа характеризується лише 2–6 випадками виходів за «тіло» розподілу за загальний період досліджень.

У строк 06 та 18, кількість виходів для усіх аерологічних характеристик значно менша, через меншу довжину вибірок. Так, зазвичай, спостерігається 2–4 випадки перевищень граничних показників для висоти ізобаричного рівня та відносної вологості, 4–7 для температури повітря та характеристик вітру.

За загальний період досліджень у денний строк спостерігалось 8–12 випадків виходу за межі «тіла» розподілу для температури, 5–8 – для характеристик вітру, та до 7 – для висоти ізобаричного рівня і відносної вологості. Число виходів у стратосфері, зазвичай, більше ніж у тропосфері.

Незважаючи на подібність вертикальних профілів абсолютного числа випадків виходу за межі «тіла» розподілу, відносні показники кількості виходів поблизу земної поверхні, та у стратосфері характеризуються різким збільшенням. Так, для шару 850–70 гПа загальне число виходів за граничні показники, незалежно від часу проведення радіозондування, не перевищує 0.2%. У шарі 1000–925 гПа кількість виходів за межі «тіла» розподілу спостерігається у 0.3–

1.8% спостережень. У стратосфері кількість таких виходів може перевищувати 2% вимірних значень.

Таким чином, кількість значень, що може бути відфільтрована контролем екстремальних відхилень, надзвичайно мала. Але, наявність серед цих значень підтверджень, є надзвичайно важливим для статистики екстремальності метеорологічних умов, розрахунків ймовірностей настання рідкісних явищ. Відхилення, що реально спостерігалися, а не були помилковими, здатні вносити суттєву різницю у статистичні характеристики рядів та впливати на об'єктивність їх аналізу. Більш того, сьогодні під час формування історичних рядів радіозондування атмосфери (для аналізу кліматичних змін) рівень забезпеченості менше 99.9% є неприйнятним, що наведено під час створення глобальної бази даних аерологічних спостережень CARDS [9]. Тому, просте видалення із рядів спостережень навіть 0.2% значень, що потрапляють в область екстремальних відхилень, без їх перевірки не задовольняє сучасні вимоги комплексного контролю якості даних.

У цілому, за загальний період спостережень під час проведення кліматичного контролю для 9 станцій аерологічного зондування на території України діагностовано наступну кількість можливих помилкових значень:

- 1694 – для висоти ізобаричного рівня;
- 3766 – для температури повітря;
- 1520 – для відносної вологості повітря (у шарі 1000–700 гПа);
- 1906 – для зональної складової вітру;
- 2478 – для меридіональної складової вітру.

3.2 Перевірка потенційно помилкових значень

Наступним кроком розробленого методу контролю екстремальних відхилень є перевірка потенційно помилкових значень там, де її можливо провести. Алгоритм перевірки зводиться до наступного:

- перевіряються усі значення сусідніх станцій за цей строк спостережень на заданому рівні (спрощений горизонтальний контроль);
- перевіряються усі значення на заданій станції за цей строк спостережень рівнем вище та рівнем нижче (спрощений вертикальний контроль);
- перевіряються усі значення на заданій станції та ізобаричному рівні у попередній та наступний строки спостережень (часовий контроль).

Якщо аномальність можливого помилкового значення, що вийшло за межі «тіла» розподілу, знаходить підтвердження, значення залишається у вибірці. У іншому випадку, значення вважається помилковим та видаляється. Підтвердженням вважається випадок, якщо значення вимірної величини на сусідній станції, сусідньому вертикальному рівні, або сусідньому строку спостережень, не відрізняється від можливого помилкового більше ніж на $\pm 0.5\sigma$. З метою уникнення хибних висновків (наприклад, за несправності датчика, у результаті чого на сусідніх вертикальних рівнях отримані екстремальні відхилення), підтвердженням вважається наявність трьох випадків аномальних відхилень із набору «сусідні станції – сусідні строки спостережень – сусідні ізобаричні рівні». Таким чином, екстремальне відхилення буде підтверджено різними видами контролю, що є об'єктивним для діагностування значення як реальне. Проте, такий підхід обмежений на значних висотах, яких аерологічний зонд досягає не завжди. У такому разі, підтвердженням вважається аномальність відхилення у двох випадках із набору «сусідні станції – сусідні строки спостережень – сусідні ізобаричні рівні» за умови, що висновок зроблено за результатами двох різних видів контролю.

Проведення перевірки значень, що не потрапили до «тіла» розподілу, можливе лише за наявності розрахованих відхилень від середніх багаторічних значень для даного строку спостережень у заданий день. На жаль, не усі ряди спостережень дають можливість обчислити середні багаторічні значення, у зв'язку із малою довжиною вибірок. Тому, обов'язковою умовою є встановлення показника, який би визначав мінімальну кількість значень у вибірці, за якої можна проводити осереднення.

Як відомо, Всесвітня метеорологічна організація (ВМО) рекомендує використовувати 30-річний період для встановлення кліматичної норми [15]. При цьому, наголошується, що період не є відображенням фізичних особливостей метеорологічних величин: для одних – цього періоду цілком достатньо, для інших – замало. Кожні 10 років рекомендовано проводити уточнення кліматичних норм. У випадку, якщо період спостережень на станції менший за 30 років, дозволяється проводити багаторічне осереднення за наявними даними та порівнювати отримані показники із тими, що розраховані для 30-річного періоду на інших станціях. Тобто, отримане осереднення (за період від 10 років) виступає на рівних правах під час аналізу кліматичних змін, а показник отримує назву «умовна кліма-

тична норма» [15]. З огляду на це, у розробленому методі кліматичного контролю вирішено виконувати багаторічне осереднення, якщо кількість запусків зонду відповідає 10 рокам, тобто вибірка містить 3660 значень. Для зручності використання, показник заокруглено до 3700.

Наведений показник визначає алгоритм проведення усього комплексного контролю даних радіозондування атмосфери. Якщо довжина вибірки дозволяє точно визначити середні багаторічні значення на станції за окремий строк спостережень окремого дня року, тоді контроль екстремальних відхилень та горизонтальний контроль (що повинен реалізовуватися наступним) проводяться у повному обсязі. Тобто, усі значення, що не потрапили до «тіла» розподілу перевіряються. Якщо довжина вибірки не дозволяє обчислити середні багаторічні значення, тоді проведення контролю екстремальних відхилень припиняється після етапу визначення значень, що не потрапили до «тіла» розподілу. Усі вони остаточно видаляються із вибірок та вважаються помилковими. Горизонтальний контроль, у майбутньому, також не буде реалізовуватися, оскільки немає можливості перейти від вимірних значень до їх відхилень від середніх багаторічних.

У нічний строк спостережень часові ряди усіх аерологічних станцій України дозволяють проводити повний контроль екстремальних відхилень у шарі 850 – 100 гПа. На ізобаричному рівні 1000 гПа не задовольняють умови часові ряди станцій Шепетівка, Львів, Чернівці, Сімферополь. У стратосфері у шарі до 20 гПа недостатньо даних для осереднення на станціях Шепетівка та Кривий Ріг. У зв'язку із відносно незначним числом випадків, коли аерологічний зонд досягав найвищих стандартних ізобаричних рівнів, у шарі 10–5 гПа на жодній станції території України неможливо провести повний контроль екстремальних відхилень.

У строк 06 лише дані станцій Київ, Львів та Сімферополь дозволяють проводити повний контроль екстремальних відхилень та подальший горизонтальний контроль у шарі 850–100 гПа.

У строк 12 даних усіх станцій України у шарі 850–100 гПа достатньо для проведення усіх видів контролю. Поблизу земної поверхні недостатня кількість значень станцій Київ, Ужгород, Кривий Ріг та Одеса. У стратосфері із 70 гПа неможливо провести повний контроль екстремальних значень на станціях Шепетівка та Кривий Ріг, а із 10 гПа – на усіх станціях України.

Таблиця 1 – Підтвержені значення серед випадків виходу за «тіло» розподілу

Характеристика	Кількість виходів	Кількість підтвержень	Максимальні підтвержені відхилення (σ)	
			Позитивне	Негативне
Висота ізобаричного рівня	1694	176 (10%)	5.9	-4.9
Температура	3766	105 (3%)	6.2	-4.5
Відносна вологість	1520	129 (8%)	-	-3.5
Зональна складова вітру	1906	59 (3%)	4.2	-4.6
Меридіональна складова вітру	2478	99 (4%)	6.2	-6.4

Строк 18 характеризується найгіршою якістю рядів спостережень. Достатня кількість даних для проведення повного кліматичного та горизонтального контролю наявна на станції Львів у шарі 850–100 гПа, та станції Київ у шарі 850 – 300 гПа.

Для усіх рівнів, де кількість даних дозволяє проводити повний контроль екстремальних відхилень, проведено пошук підтвержень значень, що вийшли за межі «тіла» розподілу (табл. 1). Варто зазначити, що для відносної вологості відсутні виходи за межі «тіла» розподілу в області позитивних відхилень, що пов'язано із близькістю фізично-допустимої межі стану насичення у 100% до загальної групи значень статистичного розподілу.

Таким чином, перевірка контролем екстремальних відхилень дозволила не тільки провести виділення помилкових значень, але і відкинула твердження про помилковість 568 показників. Два види контролю – на фізично допустимі межі та контроль екстремальних відхилень – формують вхідну інформацію для проведення горизонтального контролю.

4. ВИСНОВКИ

Розроблено метод критичного контролю даних радіозондування атмосфери у області екстремальних відхилень, що базується на використанні «плаваючих» граничних показників. Такий підхід дозволив підвищити чутливість контролю до особливостей динаміки різних аерологічних характеристик, їх вертикальних розподілів та добового ходу. Загальний алгоритм контролю екстремальних відхилень передбачає проведення контролю після перевірки аерологічних характеристик на фізично допустимі межі та реалізується у два основних етапи: безпосереднє виділення потенційно помилкових значень та їх перевірка з метою виявлення реальних аномалій. Перевірка потенційно помилкових значень відбувається із

застосуванням часткових вертикального, горизонтального та часового контролю; та реалізується для рівнів, де ряди спостережень досягають не менше 3700 значень. Застосування методу для українських станцій радіозондування атмосфери дозволив виділити від 0.2 до 2 % не підтверджених екстремальних відхилень, серед яких за період 1973–2018 рр. діагностовано 568 реальних значень.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Качурин Л. Г. Методы метеорологических измерений. Методы зондирования атмосферы. Ленинград : Гидрометеиздат, 1985. 457 с.
2. Киселев В. Н., Кузнецов А. Д. Методы зондирования окружающей среды (атмосфера). Санкт-Петербург: Изд-во РГГМУ, 2004. 429 с.
3. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. WMO-No 8. 7th edition. 2008. 681 p.
4. Harrison R. G. Meteorological Measurements and Instrumentation. Wiley Blackwell, 2015. 278 p.
5. Богаткин О. Г. Авиационная метеорология. Санкт-Петербург : РГГМУ, 2005. 328 с.
6. Гаврилова Л. А. Аэроклиматология (климат свободной атмосферы). Ленинград : Из-во ЛГМИ, 1982. 156 с.
7. Oort A. H., Huanzhu L. Upper-air temperature trends over the globe, 1958 – 1989. *J. Climate*. 1993. 6(2). Pp. 292–307.
8. Зайцева Н. А. Аэрология. Ленинград : Гидрометеиздат, 1990. 324 с.
9. Алдухов О. А., Черных И. В. Методы анализа и интерпретации данных радиозондирования атмосферы. Контроль качества и обработки данных. Обнинск : ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2013. Т. 1. 307 с.
10. Парфиневиц Я. Комплексный контроль аэрологической информации. Москва : Гидрометеиздат, 1976. 67 с.
11. Collins W. G. Complex quality control of significant level rawinsonde temperatures. *J. of Atmos. and Oceanic Technology*. 1998. 15(1). Pp. 69–79.
12. Collins W. G. The operational complex quality control of radiosonde heights and temperatures at the National Centers for Environmental Prediction. Part I: Description of the method. *J. of Appl. Meteorol.* 2001. 40(2). Pp. 137–151.
13. Дворецька І. В., Савенець М. В. Розробка баз аерологічних даних для території України. *Фізична географія та геоморфологія*. 2017. Вип. 85. С. 130–136.
14. Upper air soundings. URL: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> (Accessed: 26.03.2019)

15. WMO Guidelines on the Calculation of Climate Normals. URL: http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/ccl/guide/documents/Normals-Guide-to-Climate-190116_en.pdf (Accessed: 25.11.2018)
- ## REFERENCES
1. Kachurin, L.G. (1985). *Metody meteorologicheskikh izmereniy. Metody zondirovaniya atmosfery [The methods of meteorological measurements. The methods of atmosphere soundings]*. Leningrad: Gidrometeoizdat. (in Russ.)
 2. Kiseliov, V.N. & Kuznetsov, A.D. (2004). *Metody zondirovaniya okruzhayushchei sredy (atmosfera) [The methods of environment soundings]*. Sankt-Peterburg: RHHMU. (in Russ.)
 3. World Meteorological Organization (2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. WMO-No8. Seventh edition.
 4. Harrison, R.G. (2015). *Meteorological Measurements and Instrumentation*. Wiley Blackwell.
 5. Bogatkin, O.G. (2005). *Aviatsionnaya meteorologiya [Aviation Meteorology]*. Sankt-Peterburg: RHHMU. (in Russ.)
 6. Gavrilo, L.A. (1982). *Aeroklimatologiya (klimat svobodnoy atmosfery) [Aeroclimatology (climate of the free atmosphere)]*. Leningrad: LGMI. (in Russ.)
 7. Oort, A.H. & Huanzhu, L. (1993). Upper-air temperature trends over the globe, 1958 – 1989. *J. Climate*, 6(2), pp. 292–307.
 8. Zaitseva, N.A. (1990). *Aerologiya [Aerology]*. Leningrad: Gidrometeoizdat. (in Russ.)
 9. Aldukhov, O.A. & Chernykh, I.V. (2013). *Metody analiza i interpretatsii dannykh radiozondirovaniya atmosfery [The methods of analysis and interpretation of the atmospheric radiosoundings data]*. Obninsk: FGBU VNIIGMI-MCD. Vol. 1. (in Russ.)
 10. Parfinevych, Y. (1976). *Kompleksnyi control aerologicheskoy informatsii [The complex control of aerological information]*. Moscow: Gidrometeoizdat. (in Russ.)
 11. Collins, W.G. (1998). Complex quality control of significant level rawinsonde temperatures. *J. of Atmos. and Oceanic Technology*, 15(1), pp. 69–79.
 12. Collins, W.G. (2001). The operational complex quality control of radiosonde heights and temperatures at the national centers for environmental prediction. Part I: Description of the Method. *J. of Appl. Meteorol.*, 40(2), pp. 137–151.
 13. Dvoretzka, I.V. & Savenets, M.V. (2017). [Development of the aerological databases for Ukrainian territory]. *Fizychna heohrafiia i heomorfolohiia. [Physical Geography and Geomorphology]*, 85, pp. 130–136 (in Ukr.)
 14. *Upper Air Soundings*. Available at: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> (Accessed: 26.03.2019)
 15. WMO Guidelines on the Calculation of Climate Normals. Available at: http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/ccl/guide/documents/Normals-Guide-to-Climate-190116_en.pdf (Accessed: 25.11.2018)

METHOD OF CRITICAL CONTROL OF ATMOSPHERIC RADIOSOUNDING DATA IN THE RANGE OF EXTREME DEVIATIONS

M. V. Savenets

Ukrainian Hydrometeorological Institute, 37, Nauky Pr., 03028 Kyiv, Ukraine,
savenetsm@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-9429-6209>

The paper presents a new method of critical control of atmospheric radiosounding data in the range of extreme deviations of air temperature, isobaric level elevation, relative humidity and wind components. The method was developed based on atmospheric radiosounding data taken from 9 Ukrainian aerological stations over the period of 1973–2018. “Buoyant” threshold values form the basis of the developed method. These values correspond to the deviation threshold for each of aerological characteristics where statistical distribution of such characteristics reaches a zero value for the first time. Departure from constant threshold values in favor of “buoyant” values allowed for consideration of the main features of aerological characteristics dispersion, dependence from altitude and difference of distribution parameters observed during daylight and at night time. Potential errors in the range of extreme deviations may be identified when the values go beyond the thresholds of “the distribution body”. The total percentage of such overrange amounts to 0.2% in the middle and upper troposphere, 0.3–1.8% in the lower troposphere, and up to 2% in the stratosphere. At the second stage of the developed method potential errors are checked using partial vertical, partial horizontal and temporal control techniques. The second stage of control is implemented for the levels where time series reach at least 3700 values. It allows for accurate calculation of average multi-year values required for performing the horizontal control. Potential errors are considered as real ones if there is a confirmation of existence of three extreme deviations taken from the “neighbor stations – neighbor observation periods – neighbor isobaric levels” set. It means that a potential error should be confirmed with at least two different types of critical control. At high altitudes two confirmations are enough provided a conclusion is made following the results of different types of control. The developed critical control method allowed rejection of the claim about incorrectness of 568 values with their maximum deviations reaching 6.2 and -6.4 σ for the total period of observation. The critical control of extreme deviations and the physical permissible limits control form necessary components of the complex critical control of

atmospheric radiosounding data. They provide input information used for horizontal, vertical and hydrostatic control techniques.

Keywords: critical control, atmospheric radiosounding, extreme deviation, aerological characteristics

МЕТОД КРИТИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ ДАННЫХ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ В ОБЛАСТИ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ОТКЛОНЕНИЙ

М. В. Савенец

Украинский гидрометеорологический институт ГСЧС
Украины и НАН Украины, пр. Науки, 37, 03028, Киев, Украина,
savenetsm@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-9429-6209>

В статье представлен новый метод критического контроля данных радиозондирования атмосферы в области экстремальных отклонений для температуры воздуха, высоты изобарического уровня, относительной влажности и составляющих ветра. Метод разработан на основе данных радиозондирования атмосферы 9 аэрологических станций Украины за период 1973–2018 гг. В основе разработанного метода лежит использование «плавающих» граничных показателей, которые определяются как границы отклонений, где статистическое распределение аэрологической характеристики впервые переходит в ноль. Отказ от постоянных граничных показателей в пользу «плавающих» позволило учесть особенности разброса значений аэрологических характеристик, зависимость от высоты и отличия параметров распределения для различных сроков наблюдений. Определение потенциально ошибочных значений в области экстремальных отклонений происходит при условии выхода значений за пределы «тела» распределения. Общее количество таких выходов достигает 0.2% в средней и верхней тропосфере, 0.3–1.8% в нижней тропосфере и до 2% в стратосфере. На втором этапе разработанного метода потенциально ошибочные значения проверяются с применением частичного вертикального, частичного горизонтального и временного контроля. Второй этап контроля реализуется для уровней, где ряды наблюдений достигают не менее 3700 значений, что обеспечивает точное определение средних многолетних значений, необходимых для реализации горизонтального контроля. Потенциально ошибочные значения считаются реальными при наличии трех подтверждений экстремальных отклонений из набора «соседние станции – соседние сроки – соседние изобарические уровни», то есть не менее, чем двумя различными видами контроля. На значительных высотах достаточным является два подтверждения при условии, что вывод сделан за результатами двух различных видов контроля. Разработанный метод критического контроля позволил за общий период наблюдений отбросить утверждение об ошибочности 568 значений, максимальные отклонения которых достигали 6.2 и -6.4σ. Вместе с контролем на физически допустимые пределы, контроль экстремальных отклонений является составной частью комплексного контроля данных радиозондирования атмосферы и формирует входящую информацию для проведения горизонтального, вертикального и гидростатического контроля.

Ключевые слова: критический контроль; радиозондирование атмосферы; экстремальное отклонение; аэрологические характеристики

Подання до редакції : 07. 05. 2019
Надходження остаточної версії : 21. 10. 2019
Публікація статті : 28. 11. 2019

УДК 551.589.1

ВПЛИВ СИНОПТИЧНОЇ СИТУАЦІЇ НА ВИНИКНЕННЯ СПЕКОТНИХ ТА ХОЛОДНИХ ПОГОДНИХ УМОВ В УКРАЇНІ

О. В. Уманська, Г. О. Боровська, В. М. Хохлов

Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, khokhlovv@odeku.edu.ua, <http://orcid.org/0000-0001-8315-8636>

Актуальність роботи обумовлена необхідністю діагностики, моніторингу та передбачення синоптичних умов, які спричинюють температурні аномалії на території України з метою запобігання несприятливого впливу на економіку країни. На фоні зміни клімату екстремальні погодні явища стають частішими та інтенсивнішими. Виявлення основних типів атмосферної циркуляції, за яких виникає те чи інше екстремальне явище, значно полегшить їх прогноз та дасть змогу зменшити їх наслідки. Метою даної роботи є визначення основних циркуляційних процесів, які обумовлюють виникнення спекотних та холодних погодних умов в Україні. Зазначені аномальні умови визначалися так званими індексами екстремальності: літні дні (SU), тропічні ночі (TR), морозні дні (ID), морозні ночі (FD), розрахованими на основі добових мінімальної та максимальної температур повітря у вузлах регулярної сітки даних по території України з просторовим розділенням $0,75 \times 0,75$ градуси. Типи циркуляції GWL бралися з об'єктивної класифікації атмосферних процесів Гесса-Брезовського, яка широко використовується для синоптичного аналізу над усією Європою. Типи циркуляції GWL розрізняються за розташуванням гребенів (антициклонів) та улоговин (циклонів) на ізобаричній поверхні АТ-500 гПа. Відмінність від більшості інших класифікацій атмосферної циркуляції полягає в тому, що кожний GWL зберігається не менше 3 днів. Якщо перехід на інший GWL триває більше 1 доби, такі дні приєднують до попереднього або наступного GWL, залежно від найбільшої схожості.

В роботі проаналізовано повторюваність десяти типів синоптичних ситуацій за класифікацією Гесса-Брезовського в Україні за період з 1971 по 2001 рік, а також визначені типи циркуляційних процесів, за яких найчастіше спостерігались літні дні, тропічні ночі, морозні дні і морозні ночі. Показано, що екстремальна спекотна або морозна погода спостерігається у більшості випадків за одними типами циркуляційних процесів. Також, на формуванні спекотної або морозної погоди майже зовсім не впливають циркуляційні процеси, обумовлені третім, п'ятим та дев'ятим типами за класифікацією GWL.

Ключові слова: типи циркуляції, індекси екстремальності, літні дні, тропічні ночі, морозні ночі, морозні дні.

1. ВСТУП

Дослідження клімату та прогноз впливу його змін є однією з найактуальніших проблем науки. Зміна клімату, зумовлена зміною циркуляції атмосфери, по різному проявляється у регіонах планети. Дослідженнями циркуляції атмосфери та синоптичних процесів, що зумовлюють виникнення температурних аномалій, займалася велика кількість вчених (див., наприклад, [1–3]).

Опису синоптичних умов утворення температурних екстремумів присвячено багато робіт, в яких відмічається, що інтенсивність і тривалість явища залежить від типу синоптичної ситуації [4–7].

Одним з методів аналізу особливостей синоптичних процесів є їх типізація або класифікація за типами, яка дозволяє у великому різноманітті

синоптичних ситуацій відшукати загальні риси розвитку атмосферних процесів. Завдання типізації полягає у поділі сукупності об'єктів деякої вибірки на групи, що максимально розрізняються між собою.

З початку ХХ століття, коли класифікація синоптичних процесів увійшла в практику метеорологічного прогнозу, опубліковано велику кількість робіт, які розрізняються специфікою методологічних підходів, кількістю виділених типів погоди тощо (див., наприклад, [8–12]). Проте, досліджень впливу певного типу синоптичного процесу на виникнення аномалій температури в Україні в сучасних кліматичних умовах не існує. Саме тому, *метою цієї роботи* є виявлення синоптичних процесів, які впливають на виникнення екстремально спекотних та холодних погодних умов в Україні.

2. ВИХІДНІ ДАНІ ТА МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕННЯ

Як вихідна інформація використовувалися щоденні дані про максимальну та мінімальну температуру повітря, за якими розраховувались певні кліматичні індекси, а також про типи атмосферної циркуляції (GWL) з 1971 по 2001 рік [13].

Для виявлення більш характерних типів циркуляції для кожного конкретного кліматичного індексу усі наявні в класифікації 11 типів (табл. 1) були проранжовані за повторюваністю від тих, що спостерігаються найчастіше, до тих, які траплялися найрідше [14–15]. У цій статті представлені перші три найбільш повторювані типи циркуляції для кожного певного кліматичного індексу. За результатами дослідження були побудовані карти для території України (52°05'–44°25' півн.ш.; 21°75'–40°05' сх.д.) у вигляді прямокутників де їхній номер означає тип циркуляції, а розмір приблизно відповідає площі 0,75×0,75 градусів.

3. АНАЛІЗ ОТРИМАНИХ РЕЗУЛЬТАТІВ

3.1 Синоптичні ситуації, характерні для спекотної погоди

Індексами, які характеризують спекотну погоду, є індекс SU (літні дні), коли максимальна температура повітря є вищою за 25 °С, та індекс TR (тропічні ночі) з мінімальною температурою повітря, яка перевищує 20 °С [16–17].

Аналізуючи отримані результати, можна зробити висновок, що на всій території України літні дні найчастіше спричиняє перший (W) тип

атмосферної циркуляції [13] (рис. 1). За такого типу циркуляції спекотну погоду майже на всій території України визначає широтно орієнтована смуга підвищеного тиску. Центр антициклону розташований північніше від Азорських островів і один гребінь сягає від нього далеко на схід до південних регіонів Німеччини, а другий – на південний схід на Червоне море. В цей же час на південь від о. Ісландія розташований осередок зниженого тиску. Фронтальна зона проходить через Британські острови на південь Скандинавії у напрямку країн Балтії. Її фронти на територію Центральної Європи опускаються рідко і, в основному, їхній вплив слабкий.

Лише в північно-західній частині Чорного моря літні дні частіше спостерігаються за четвертого типу атмосферної циркуляції [14–15], коли вся територія Центральної Європи перебуває в полі підвищеного тиску з максимальними значеннями над районами Польщі і на територію України розповсюджується вузький гребінь вищезазначеного антициклону. Слід відмітити, що перший (W) тип циркуляції має найбільшу повторюваність в загальному за весь досліджений період з 01.09.1971 р. по 31.08.2001 р. і формує спекотну погоду майже на всій території України, але його процентне співвідношення по території різне.

На рис. 2 наведено повторюваність першого типу класифікації GWL, який формує спекотну погоду в Україні. Як можна побачити, найбільший вплив дана циркуляція має на південні регіони (34–28%), а далі її вплив зменшується до 26–22% на півночі країни та у Закарпатті.

Таблиця 1 – Основні типи та підтипи класифікації GWL

Номер типу	GWL	GWT
1	Західні вітри в антициклонічному полі	W
2	Південно-західні вітри в антициклонічному полі	SW
3	Північно-західні вітри в антициклонічному полі	NW
4	Поле підвищеного тиску над всією Центральною Європою	HME
5	Осередок низького тиску над всією Центральною Європою	TME
6	Північні вітри в антициклонічному полі	N
7	Північно-східні вітри в антициклонічному полі	NE
8	Антициклон над Скандинавією, гребінь антициклону над Центральною Європою	E
9	Південно-східні вітри в антициклонічному полі	SE
10	Південні вітри в антициклонічному полі	S
11	Випадки, які не належать до жодного з типів	

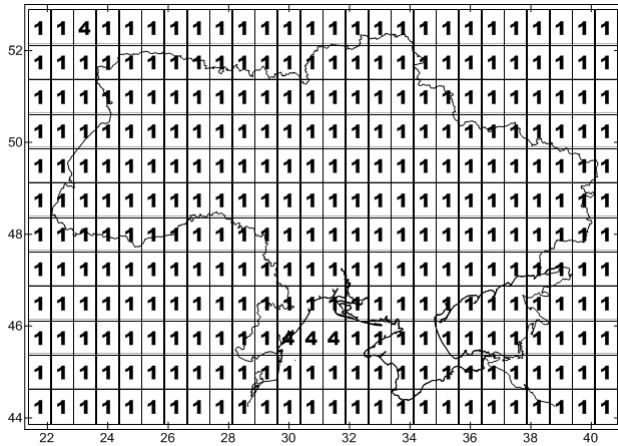


Рис. 1 – Найхарактерніший тип циркуляції для індексів SU, FD, ID

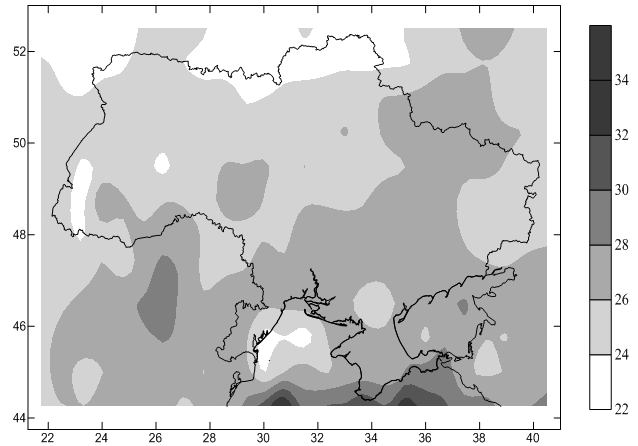


Рис. 2 – Повторюваність першого типу циркуляції для індексу SU

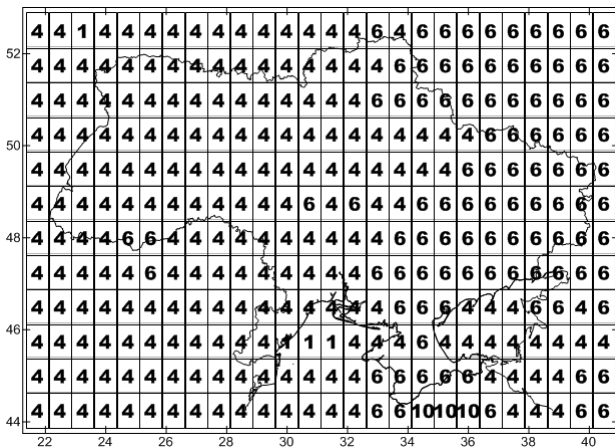


Рис. 3 – Другий за повторюваністю тип циркуляції для індексу SU

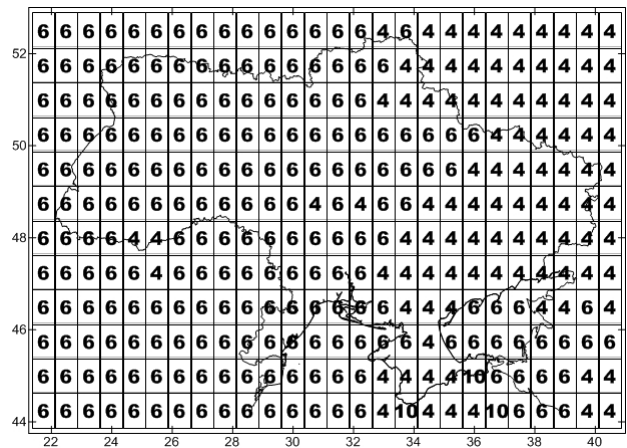


Рис. 4 – Третій за повторюваністю тип циркуляції для індексу SU

Аналогічні карти повторюваності синоптичних ситуацій для території України були отримані і для кліматичних індексів TR, FD, ID.

Другими за повторюваністю для індексу літніх днів є два типи циркуляції (рис. 3). Перший тип НМЕ, коли вся Центральна Європа знаходиться під впливом обширної області високого тиску, у вигляді гребеня, або, в деяких випадках, замкнутого центру. Фронтальна зона проходить переважно північніше 60° півн.ш і градієнти тиску часто незначні. Другий тип N, за якого характер атмосферної циркуляції над територією України визначається малоградієнтним баричним полем, що сформоване антициклоном, розташованим над Британськими островами і Північним морем, гребінь якого розповсюджується на Західну Європу, гребенем Сибірського антициклону, обширним циклоном над Баренцовим морем, улоговина якого простягається до Схід-

ної Європи та улоговиною, орієнтованою з Аравійського півострова на північ.

Найбільший вплив дана циркуляція має в Закарпатті (26–24%), зменшується до 24–22% в Прикарпатті і поступово зменшується в східному напрямі до значень 14–12%.

У випадку третьої за повторюваністю ситуації шостий (N) тип циркуляції спричинює появу літніх днів над західною Україною, а четвертий тип (НМЕ) над східною (рис. 4). Майже на всій території України повторюваність випадків циркуляції, описаної вище, становить 20–18%, а на півночі вона ще менша – 14%.

Що стосується індексу тропічні ночі (TR), то на більшій частині території України його формувала перша синоптична ситуація. Над центральною Україною переважав шостий тип синоптичної ситуації, на півночі країни спостерігались шостий та десятий (S) типи циркуляції.

При типі S над Східною Європою розташований блокуючий антициклон, або меридіонально витягнутий на захід гребінь, а над Британськими островами стаціонує циклон. На території Житомирської області індекс TR визначає восьмий тип (E) синоптичної ситуації, коли обширний антициклон охоплює всю Скандинавію, а часто і північ ЄТР. Центральна Європа перебуває під впливом південної периферії гребеня антициклоні. В Атлантиці в цей час обширний циклон, а Середземноморський регіон знаходиться в малоградієнтному полі підвищеного тиску (рис. 5).

Другий за повторюваністю тип циркуляції для індексу тропічні ночі наведено на рис. 6. В даному випадку перша, шоста, восьма та десята синоптичні ситуації спричинюють виникнення тропічних ночей в Україні. «Розкиданість» території цих типів циркуляції більша ніж за першого за повторюваністю типу циркуляції для індексу тропічні ночі. Виділяється акваторія

Чорного моря, де появу тропічних ночей формує поле підвищеного тиску (тип НМЕ), що охоплює всю територію Європи.

В третьому випадку на формування тропічних ночей над півднем України вплив здійснює четвертий тип атмосферної циркуляції (НМЕ). Чорне море знаходиться під впливом шостого типу циркуляції (N), коли на режим температури повітря території південного сходу України впливає антициклон, центр якого знаходиться в районі Казахстану. На решті території на виникнення індексу тропічні ночі впливали перший, шостий, восьмий та десятий типи синоптичних ситуацій (рис. 7).

В Закарпатті тропічні ночі за жодної синоптичної ситуації не були зафіксовані взагалі за весь період дослідження.

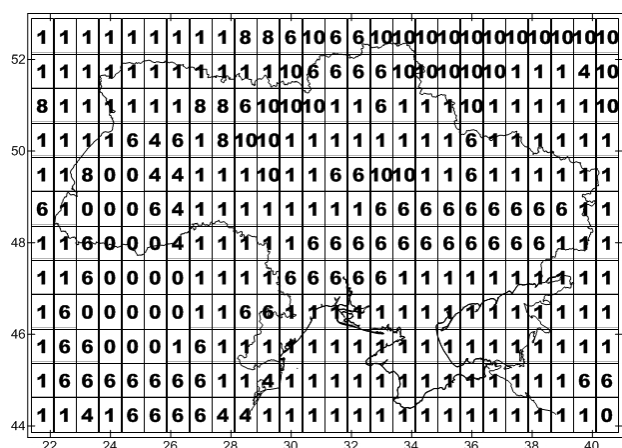


Рис. 5 – Перший за повторюваністю тип циркуляції для індексу TR

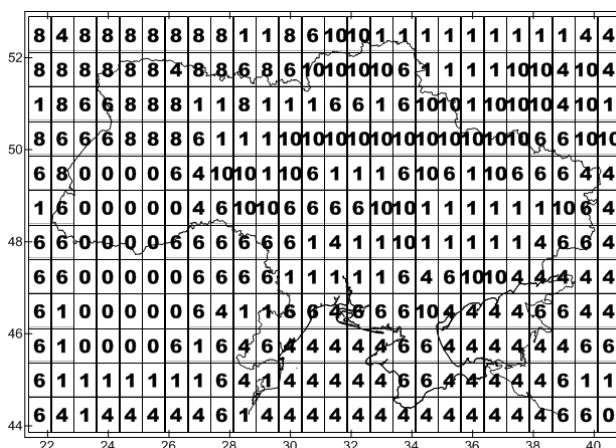


Рис. 6 – Другий за повторюваністю тип циркуляції для індексу TR

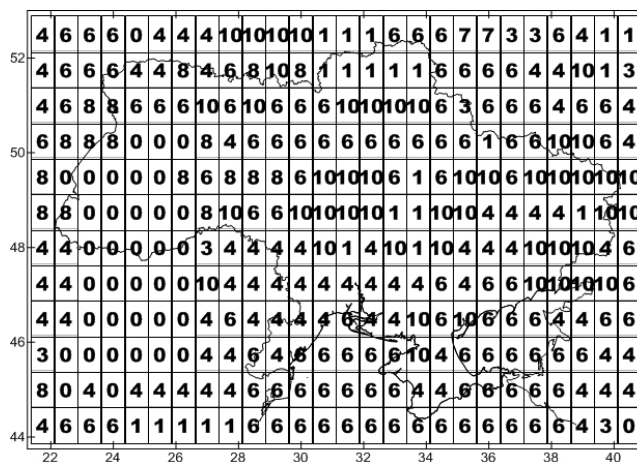


Рис. 7 – Третій за повторюваністю тип циркуляції для індексу TR

3.2 Синоптичні ситуації, характерні для холодної погоди

Індексом, які характеризують холодну погоду, є: морозні дні, коли максимальна добова температура є від'ємною (індекс ID), та морозні ночі, коли мінімальна температура є від'ємною (індекс FD) [16–17].

Як свідчить проведене дослідження, на всій території України погодні умови «морозні ночі» найчастіше спричиняє перший тип атмосферної циркуляції. Лише акваторія Чорного моря перебуває під впливом четвертого типу циркуляції. Синоптична ситуація, яка найчастіше обумовлює індекс FD, майже співпадає з синоптичною ситуацією, що найбільш часто повторюється при індексі SU (рис. 1).

Четвертий тип циркуляції (HME) є другим за повторюваністю для усієї України, що спричинює появу морозних ночей. Це пояснюється тим, що в зимові місяці за четвертого типу вся територія України перебуває в гребені антициклону, орієнтованому на схід. Над Чорним морем виникнення індексу морозні ночі в цей час спричинює перший тип циркуляції (W), коли над морською територією формуються західні вітри в малоградієнтному полі високого тиску (рис. 8).

Третім за повторюваністю типом циркуляції для індексу морозні ночі є шостий тип (N), який спричинює появу морозних ночей на всій території України. Даний тип циркуляції визначає Сибірський антициклон, який в зимовий період обумовлює дуже холодну погоду (рис. 9).

Синоптична ситуація, яка частіш за все обумовлює морозні дні, співпадає з синоптичною ситуацією, що найчастіше повторюється за індексів SU і FD (рис. 1). На всій території України морозні дні найчастіше спричинює перший тип атмосферної циркуляції (W). Лише акваторія Чорного моря знаходиться під впливом четвер-

того (HME) типу циркуляції.

Четвертий тип циркуляції (HME) є другим за повторюваністю для всієї України, що спричинює появу морозних днів. Це пояснюється тим, що при четвертому типі вся територія України знаходиться в антициклональному полі. Над Чорним морем виникнення індексу морозні дні, як і при другому за повторюваністю типі циркуляції для індексу морозні ночі, спричинює перший тип циркуляції, коли погодні умови на цій території визначає поле підвищеного тиску і переважають західні вітри (рис. 10).

Третім є шостий тип циркуляції (N), який спричинює появу морозних днів на всій території України (рис. 11). Лише територія Південного Берегу Криму та акваторія Азовського моря перебуває під впливом другого (SW) типу циркуляції, коли в антициклональному полі переважають південно-західні вітри.

4. ВИСНОВКИ

Аналіз результатів дослідження показав, що на території України температурні екстремуми спекотної або морозної погоди формуються у більшості випадків однаковими типами циркуляційних процесів.

На формування спекотної або морозної погоди майже не впливають циркуляційні процеси, обумовлені третім (NW), п'ятим (TME) та дев'ятим (SE) типами класифікації GWL.

В Закарпатті тропічні ночі при жодній синоптичній ситуації не були зафіксовані взагалі за весь період дослідження.

Отримані результати добре пояснюються з фізичної точки зору і в перспективі можливе проведення аналогічного дослідження стосовно ступеня впливу певної синоптичної ситуації на аномалії режиму опадів в Україні.

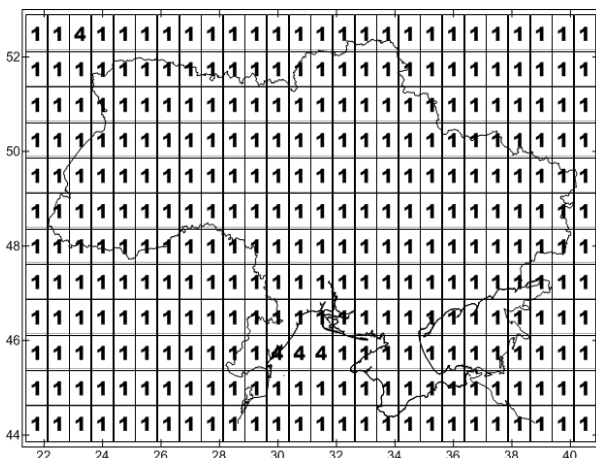


Рис. 8 – Другий за повторюваністю тип циркуляції для індексу FD

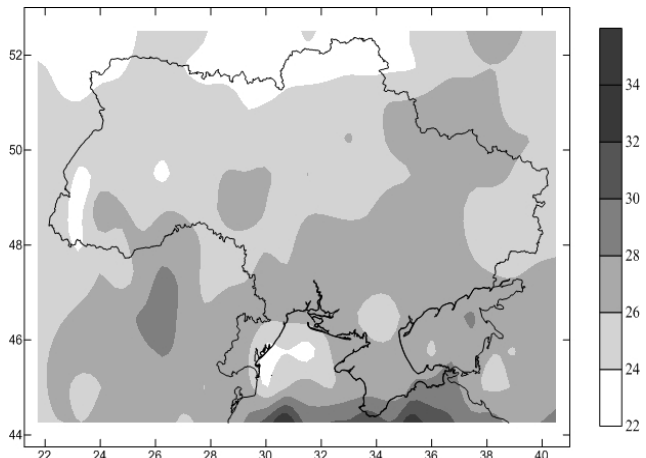


Рис. 9 – Третій за повторюваністю тип циркуляції для індексу FD

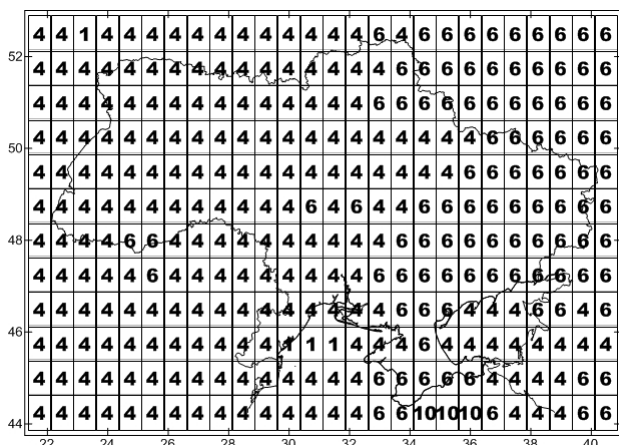


Рис. 10 – Другий за повторюваністю тип циркуляції для індексу ID

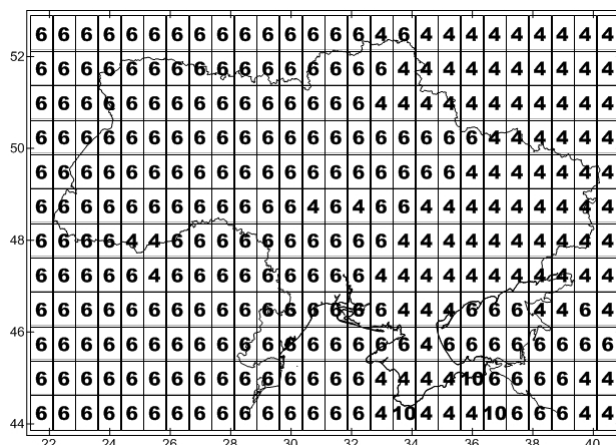


Рис. 11 – Третій за повторюваністю тип циркуляції для індексу ID

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Klein Tank A. M. G., Wijngaard J., van Engelen A. Climate of Europe: Assessment of Observed Daily Temperature and Precipitation Extremes. De Bilt: KNMI, 2002. 36 p.
2. Jones P. D. et al. Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Reviews of Geophysics*. 1999. Vol. 37. Iss. 2. Pp. 173–199.
3. Walsh J. E. et al. Extreme cold outbreaks in the United States and Europe, 1948–99. *Journal of Climate*. 2001. Vol. 14. No. 12. Pp. 2642–2658.
4. Horton E. B., Folland C. K., Parker D. E. The changing incidence of extremes in worldwide and central England temperatures to the end of the twentieth century. *Climatic Change*. 2001. Vol. 50. Iss. 3. Pp. 267–295.
5. Haylock M. R. et al. European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research*. 2008. Vol. 113. Iss. D20. D20119. <https://doi.org/10.1029/2008JD010201>.
6. Khokhlov V., Umanska O., Yermolenko N. Detecting regional climate change using data on extreme temperatures. *Fourth International Conference on Earth System Modelling*, 28 August – 1 September. Hamburg, Germany, 2017.
7. Klein Tank A. M. G., Können G. P. Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946–99. *Journal of Climate*. 2003. Vol. 16. No. 22. Pp. 3665–3680.
8. Gerstengarbe F.-W., Werner P. C. Katalog der Großwetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky 1881–1998. Offenbach am Main: Deutscher Wetterdienst, 1999. 249 p.
9. Khokhlov V., Umanska O. European atmospheric circulation classification. *Journal of Geography, Environment, Earth Sciences International*. 2018. Vol. 16. Iss. 3. <https://doi.org/10.9734/JGEESI/2018/41860>.
10. Cahynová M., Huth R. Circulation vs. climatic changes over the Czech Republic: A comprehensive study based on the COST733 database of atmospheric circulation classifications. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. 2010. Vol. 35. Iss. 9–12. Pp. 422–428.
11. James P. M. An objective classification method for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*. 2007. Vol. 88. Iss. 1–2. Pp. 17–42.

12. Baur F., Hess P., Nagel H. Kalender der Großwetterlagen Europas 1881–1939. Bad Homburg: Deutscher Wetterdienst, 1944. 35 p.
13. Hess P., Brezowsky H. Katalog der Großwetterlagen Europas. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, No. 33. Bad Kissingen: Deutscher Wetterdienst, 1952. 56 p.
14. COST 733 - Harmonisation and Applications of Weather Type Classifications for European regions. URL: <http://cost733.met.no/> (Accessed: 24.11.2019).
15. REWARD: Relating Extreme Weather to Atmospheric Circulation Using a Regionalised Dataset. Final Report (1996–1998) / Førland E.J., Alexandersson H., Dahlström B. et al. DNMI Report Nr: 17/98 KLIMA, 1998. 23 p.
16. European Climate Assessment & Dataset. URL: <http://eca.knmi.nl/> (Accessed: 24.11.2019).
17. Algorithm Theoretical Basis Document. URL: <https://eca.knmi.nl/documents/atbd.pdf> (Accessed: 24.11.2019)

REFERENCES

1. Klein Tank, A.M.G., Wijngaard, J. & van Engelen, A. (2002). *Climate of Europe: Assessment of Observed Daily Temperature and Precipitation Extremes*. De Bilt: KNMI.
2. Jones, P.D. et al. (1999). Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Reviews of Geophysics*, 37(2), pp. 173–199.
3. Walsh, J.E. et al. (2001). Extreme cold outbreaks in the United States and Europe, 1948–99. *Journal of Climate*, 14(12), pp. 2642–2658.
4. Horton, E.B., Folland, C.K. & Parker, D.E. (2001). The changing incidence of extremes in worldwide and central England temperatures to the end of the twentieth century. *Climatic Change*, 50(3), pp. 267–295.
5. Haylock, M.R. et al. (2008). European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research*, 113(D20), D20119. <https://doi.org/10.1029/2008JD010201>.
6. Khokhlov, V., Umanska, O. & Yermolenko, N. (2017). Detecting regional climate change using data on extreme temperatures. *Fourth International Conference on Earth System Modelling*, 28 August – 1 September. Hamburg, Germany, 2017.

- System Modelling*, 28 August – 1 September. Hamburg, Germany.
7. Klein Tank, A.M.G. & Können, G.P. (2003). Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946–99. *Journal of Climate*, 16(22), pp. 3665–3680.
 8. Gerstengarbe, F.-W., Werner, P.C. (1999). *Katalog der Großwetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky 1881–1998*. Offenbach am Main: Deutscher Wetterdienst.
 9. Khokhlov, V. & Umanska, O. (2018). European atmospheric circulation classification. *Journal of Geography, Environment, Earth Sciences International*, 16(3). <https://doi.org/10.9734/JGEEI/2018/41860>.
 10. Cahynová, M. & Huth, R. (2010). Circulation vs. climatic changes over the Czech Republic: A comprehensive study based on the COST733 database of atmospheric circulation classifications. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 35(9–12), pp. 422–428.
 11. James, P.M. (2007). An objective classification method for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 88(1–2), pp. 17–42.
 12. Baur, F., Hess, P. & Nagel, H. (1944). *Kalender der Großwetterlagen Europas 1881–1939*. Bad Homburg, Germany.
 13. Hess, P. & Brezowsky, H. (1952). *Katalog der Großwetterlagen Europas. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, No. 33*. Bad Kissingen: Deutscher Wetterdienst.
 14. COST 733 - *Harmonisation and Applications of Weather Type Classifications for European regions*. Available at: <http://cost733.met.no/> (Accessed: 24.11.2019).
 15. Førland, E.J., Alexandersson, H., Dahlström, B. et al. (1998). *REWARD: Relating Extreme Weather to Atmospheric Circulation Using a Regionalised Dataset. Final Report (1996–1998)*: DNMI Report Nr: 17/98 KLIMA.
 16. *European Climate Assessment & Dataset*. Available at: <http://eca.knmi.nl/> (Accessed: 24.11.2019).
 17. *Algorithm Theoretical Basis Document*. Available at: <https://eca.knmi.nl/documents/atbd.pdf> (Accessed: 24.11.2019).

IMPACT OF WEATHER PATTERN ON INITIATION OF HOT AND COLD WEATHER CONDITIONS IN UKRAINE

O. V. Umanska, H. O. Borovska, V. M. Khokhlov

Odessa State Environmental University,
15, Lvivska St., 65016 Odesa, Ukraine,
khokhlov@odeku.edu.ua, <http://orcid.org/0000-0001-8315-8636>

The topicality of the study is stipulated by the need to diagnose, monitor and predict the weather conditions causing temperature anomalies in Ukraine in order to prevent their adverse impact on the country's economy. On the climate change background, extreme weather events become more frequent and intense. The forecast for anomalous events can be significantly improved if the main types of atmospheric circulation related to those events will be identified. This paper aims to identify the main circulation processes causing the initiation of hot and cold weather conditions in Ukraine. These conditions are the so-called indices of extremes: summer days (SU), tropical nights (TR), ice days (ID), and frosty days (FD), calculated using the daily minimum and maximum air temperature at the regular grid points covering the territory of Ukraine with a spatial resolution of 0.75×0.75 degrees. The GWL circulation types were obtained from the Hess-Brezowsky objective classification for the atmospheric processes, which is widely used for synoptic analysis in Europe. The GWL circulation types differ by the location of ridges (anticyclones) and troughs (cyclones) on the 500 hPa isobaric surface. The difference from most other atmospheric circulation classifications is that each GWL remains for at least 3 days. If the transition to another GWL lasts more than 1 day, such days are considered as the previous or next GWL, whichever is most similar.

The frequencies for ten types of weather patterns by the Hess-Brezowsky classification for the period from 1971 to 2001 were analyzed for Ukraine, and the circulation types, which are the most common for summer days, tropical nights, frosty days and frosty nights, were detected. It was shown that the extreme hot or frost weather conditions are in most cases initiated by the same circulation type. Also, the initiation of hot and frost weather is almost completely unaffected by the weather pattern caused by the third, fifth and ninth types of the GWL classification.

Keywords: circulation types; indices of extremes; summer days; tropical nights; frost days; ice days.

ВЛИЯНИЕ СИНОПТИЧЕСКОЙ СИТУАЦИИ НА ВОЗНИКНОВЕНИЕ ЖАРКИХ И ХОЛОДНЫХ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ В УКРАИНЕ

О. В. Уманская, Г. А. Боровская, В. Н. Хохлов

Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина,
khokhlovv@odeku.edu.ua, <http://orcid.org/0000-0001-8315-8636>

Под воздействием изменения климата экстремальные погодные явления становятся более частыми и интенсивными. Целью данной работы является определение основных циркуляционных процессов, которые обуславливают возникновение экстремально жарких и холодных погодных условий в Украине. В качестве аномальных условий брались так называемые индексы экстремальности: летние дни (SU), тропические ночи (TR), морозные дни (ID), морозные ночи (FD), рассчитанные по суточным минимальной и максимальной температурам воздуха в узлах регулярной сетки по территории Украины с пространственным разрешением $0,75 \times 0,75$ градуса. Типы циркуляции брались по объективной классификации атмосферных процессов Гесса-Брезовского.

В работе проанализирована повторяемость десяти типов синоптических ситуаций по классификации Гесса-Брезовского в Украине за период с 1971 по 2001 год, определены типы циркуляционных процессов, при которых чаще всего наблюдались летние дни, тропические ночи, морозные дни и морозные ночи. Показано, что экстремально жаркая или холодная погода формируется в большинстве случаев одним и тем же типом циркуляционных процессов. Также на формирование условий жаркой или холодной погоды не воздействуют циркуляционные процессы, обусловленные третьим, пятым и девятым типами по классификации GWL.

Ключевые слова: типы циркуляции; индексы экстремальности; летние дни; тропические ночи; морозные ночи; морозные дни.

Подання до редакції : 22. 10. 2019
Надходження остаточної версії : 25. 11. 2019
Публікація статті : 28. 11. 2019

УДК 551.491.4

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ (НА ПРИМЕРЕ ГОРЫ АРАГАЦ)

В. П. Варданян

Ереванский государственный университет,
ул. А. Манукяна 1, Армения, v.vardanyan@ysu.am

Территория Центрального вулканического нагорья Армении в гидро-геологическом отношении представляет собой высоко приподнятую область, которая преимущественно относится к гидродинамической зоне интенсивного подземного стока.

В пределах Центрального вулканического нагорья Армении нами проводятся систематические и планомерные исследования по изучению ресурсов подземных вод в массиве горы Арагац, на Гегамском, Вардениском и Сюникском вулканических нагорьях, в Араратской, Ширакской, Севанской впадинах, на Лорийском вулканическом плато и т.д.

На территории Армянского нагорья по периферии массива горы Арагац нами проводились исследования с целью выяснения возможностей применения метода вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) для картирования подлавого рельефа водоупорных пород и выделения водоносных горизонтов.

В целом в лавах вулканических нагорий Армении наблюдается формирование и накопление двух основных типов подземного стока: сосредоточенного и рассредоточенного. Сосредоточенный сток – концентрированный подземный поток, который формируется в погребённых долинах и движется по палеорельефу в определённом направлении. Рассредоточенный сток – относительно рассеянный подземный поток, который формируется в погребённых водораздельных частях между палеодолинами, направлен в их сторону и питает сосредоточенный сток.

По результатам гидрогеофизических исследований приводятся основные результаты по распределению и освоению подземных вод отдельных вулканических регионов Центрального вулканического нагорья Армении. В качестве примера представлен Арагацкий массив, где проводились электроразведочные исследования методом ВЭЗ. На основании гидрогеофизических исследований сделана попытка для отдельных водосборных бассейнов массива дать более детальное "расчленение" подземного стока.

В результате нами составлена сводная карта палеорельефа. На карте представлено распределение подземного стока вулканического массива г. Арагац, что является важнейшим основанием при проведении гидрогеологических мероприятий для решения проблемы дефицита пресной воды в народном хозяйстве.

Ключевые слова: водоток; методы электроразведки; водоносные горизонты; подземный сток; погребенный водораздел; палеорельеф; сосредоточенный сток; рассредоточенный сток.

1. ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в пределах Центрального вулканического нагорья Армении выполнен большой объём дистанционных и, в особенности, геофизических работ. В вулканических районах первая попытка проведения исследований методом электроразведки для решения вопросов гидрогеологии относится к 1942 г. Эти работы были проведены в пределах массива горы Арагац. Большого развития тогда они не получили. Электроразведка при исследовании подлаговых водоупорных пород широко применялась в 1945-

1949 гг. Однако только с 1957 г. дистанционные геофизические методы входят в практику изысканий подземных водных ресурсов. Эти методы в настоящее время находят применение в связи с изучением условий залегания и, в частности, глубины залегания подлаговых водоупорных пород; при выявлении межлаговых и подлаговых водотоков; при оконтуривании и определении мощностей озерно-речных отложений как вместилищ для скопления подземных вод; и, наконец, при изучении разрезов буровых скважин в связи с выделением и характеристикой

водоносных коллекторов. В последние годы при изучении подземных вод в комплексе с гидрогеофизическими методами широко используется информация, получаемая от спутниковых снимков. Естественно, что применяемые дистанционные методы в целом входят в общий комплекс известных гидрогеологических методов исследования подземных вод.

2. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОДЗЕМНОГО СТОКА ОТДЕЛЬНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ РЕГИОНОВ

Территории Центрального вулканического нагорья Армении свойственны все черты многообразия природных условий горных областей. В гидро-геологическом отношении эта территория представляет собой высоко приподнятую область, которая преимущественно относится к гидродинамической зоне интенсивного подземного стока, где возобновление ресурсов подземных вод происходит сравнительно быстро в связи с близостью расположения областей формирования, накопления и дренирования. Питание подземных вод происходит, главным образом, за счёт инфильтрации талых вод, особенно в высокогорных районах, где температурный режим способствует медленному таянию снегового покрова [1]. Согласно физико-гидрогеологической модели (ФГГМ) вулканических нагорий в их пределах можно выделить следующие гидродинамические зоны: зона питания, транзита (стока) и накопления (разгрузки) подземных вод. Граница гидродинамической зоны питания совпадает с границей области с положительным балансом влаги, где происходит инфильтрация атмосферных осадков и формирование подземных вод. Основная часть формирующегося стока разгружается на дневную поверхность в виде мощных родников или дренируется речной сетью, остальная часть в виде глубинного стока уходит на питание родников, артезианских бассейнов и гипсометрически ниже расположенных гидродинамических зон. *К зоне питания* относятся складчатые высокогорные области Джавахетского, Арагацского, Гегамского, Варденисского, Сюникского и др. нагорий. Направление движения формирующихся здесь подземных вод определяется морфологией погребённого под лавами рельефа. Гидродинамическая зона транзита граничит непосредственно с зоной питания. В пределах этой зоны, вследствие отрицательного баланса влаги в годовом разрезе, формирование подземного стока происходит за счёт инфильтрации атмосферных

осадков. *К зоне транзита* относятся подножия вышеуказанных горных хребтов. Здесь движение подземных вод происходит, в основном, по водовмещающим породам, часть которых разгружается в виде сосредоточенных родников, а другая – дренируется руслами рек. Общий сток этой зоны направлен в гипсометрически ниже расположенную гидродинамическую *зону накопления или разгрузки*. Эта зона территориально совпадает с площадями межгорных впадин (котловин), где, благодаря геолого-гидрогеологическим условиям формируются пластовые напорные и грунтовые воды [2]. К зоне накопления относятся такие межгорные артезианские бассейны, как Араратский, Севанский, Ширакский и др.. В целом в лавах вулканических нагорий Армении наблюдается формирование и накопление двух основных типов подземного стока: сосредоточенного и рассредоточенного. *Сосредоточенный сток* – концентрированный подземный поток, который формируется в погребённых долинах и движется по палеорельефу в определённом направлении (согласно древней гидрографической сети). *Рассредоточенный сток* – относительно рассеянный подземный поток, который формируется в погребённых водораздельных частях между палеодолинами, направлен в их сторону и питает сосредоточенный сток. Из указанных типов подземного стока для целей водоснабжения и орошения практический интерес представляет сосредоточенный сток (подземные водотоки), который по существу и является основным "носителем" естественных ресурсов пресных подземных вод вулканических сооружений Армении [3].

Для каждого исследованного вулканического региона решены следующие задачи:

– выполнено сравнительное детальное палео-гидрогеологическое районирование с целью выделения площадей, перспективных для поиска и разведки подземных вод. В основу таксономического деления положены такие особенности палеорельефов, как:

а) пространственное положение границ современных и погребённых (древних) водоразделов; б) основные направления и пути движения подземных вод; в) литологический состав подлавовых водоупорных пород.

В целях рационального распределения намечаемых объёмов поисково-разведочных гидрогеологических работ по результатам гидрогеофизических исследований составлены схемы местоположения проектируемых буровых скважин; для отдельных участков рекомендовано также заложение эксплуатационных скважин [4].

3. ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ ЗАЛЕГАНИЯ ПОДЛАВОВЫХ ВОДОУПОРНЫХ ПОРОД

Во многих случаях многочисленными мощными подземными водотоками вулканических районов оказываются приуроченными к депрессионным формам палеорельефа. С этой точки зрения изучение условий залегания отложений, подстилающих лавы, имеет важное научно-практическое значение и не удивительно, что по объёму такие исследования в различных вулканических регионах значительны. Здесь решение задачи сводится к определению мощностей вулканических пород и на этом основании к построению карт и разрезов подлавого рельефа. Предпосылкой для постановки работ указанного направления служит дифференциация по электропроводности эффузивных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород. При исследованиях широко применяется метод вертикального электродзондирования (ВЭЗ). В Армянском нагорье по периферии массива горы Арагац нами проводились исследования с целью выяснения возможностей применения метода ВЭЗ для картирования подлавого рельефа водоупорных пород и выделения водоносных горизонтов [5]. Кроме того для научно - обоснованного решения проблемы освоения подземных вод Арагацкого массива нами переинтерпретированы и обобщены данные многолетних геофизических исследований, выполненных в том числе для решения гидрогеологических задач.

Несмотря на изученность массива Арагац, здесь имеется ряд нерешенных вопросов по установлению распределения и освоения его подземного стока.

В пределах Центрального вулканического нагорья Армении нами проводятся систематические и планомерные исследования по изучению ресурсов подземных вод отдельных регионов. Это: массив горы Арагац, Гегамское, Вардениское и Сюникское вулканическое нагорья, Арагатская, Ширакская, Севанская впадины, Лорийское вулканическое плато и т.д [6].

С 1998 по 2002 гг. был картирован подлавый рельеф водоупорных пород северо-западной части Гегамского хребта. Установлено, что эоценовые отложения погружаются от с. Варсер в направлении с. Лчашен. В районе их наибольшего погружения предполагается северное крыло синклинального прогиба, связанного с древней долиной р. Раздан (Палеораздан).

Начиная с 2003г. проводились работы по картированию палеорельефа северной части Гегамского вулканического нагорья. Данные количе-

ственной интерпретации кривых ВЭЗ показывают, что мощность лав изменяется от 30-40 м до 600-700 м. Абсолютная отметка кровли подлаговых образований варьирует от 2000 до 1400-1300 м [7].

При глубинном геологическом картировании территории Араратской котловины широко применялся метод дипольного зондирования (ДЗ). Полученные новые данные о структурном строении района позволяют сделать выводы относительно строения его палеорельефа и распределения подземных вод.

Характерным для всех вышерассмотренных геофизических работ является то, что наблюдаемые кривые зондирования - многослойные и в основном относятся к типам КНК ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4 > \rho_5$), АК ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$), КQ ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$) и К ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$). Отсутствие истинных значений удельного электрического сопротивления (ρ) лавовых пород, являющихся основным горизонтом геоэлектрического разреза, вносит определённую условность в проведенную количественную интерпретацию кривых ВЭЗ. Некоторое исключение составляют результаты работ, относящиеся к Гегамскому нагорью. В этом случае впервые была сделана попытка районировать территорию по величинам удельного сопротивления вулканических образований и в основу количественной обработки графиков ВЭЗ положены наиболее вероятные значения ρ , которые вычислены для каждого исследованного участка с использованием статистических методов обработки [8].

4. ВЫЯВЛЕНИЕ МЕЖЛАВОВЫХ И ПОДЛАВОВЫХ ВОДОТОКОВ

Практическое решение проблемы водоснабжения отдельных районов республики не представляется возможным без применения дистанционной разведки для поисков подземных вод. Кривые ВЭЗ, полученные над водоносными лавами, показали, что последние характеризуются сопротивлением до 400 Ом.м, тогда как ρ их относительно сухих разностей чаще всего больше 800-1000 Ом.м. Определённый диапазон изменения ρ вулканических пород, в зависимости от их водонасыщения, позволил для поисков подземных вод широко использовать метод электропрофилирования в сочетании с ВЭЗ [9].

В бассейне оз. Севан проводились работы по поискам мест возможной утечки озёрной воды. В результате этих исследований в северо-западной и юго-западной частях озера обнаружены фильтрационные участки, соответственно,

в районах с. Лчашен и с. Лчап. Отметим, что исполнителями работы в северно-западной части оз. Севан на основании кривых ВЭЗ выделен один водоносный горизонт на глубине 40-50 м, а следовало бы выделить и второй на глубине 180-200 м. Существование двух водоносных горизонтов подтверждено результатами буровых работ последующих лет [7].

С 2012 по 2014 гг. проводились электроразведочные исследования в пределах южных и юго-восточных склонов массива горы Арагац для обнаружения межлавовых и подлавовых водотоков, по которым питается Араратский подземный бассейн. Перехват подземных потоков, особенно на высоких гипсометрических отметках (более 950 м), имеет важное практическое значение для целей водоснабжения. Проведёнными исследованиями выявлены три зоны низких сопротивлений ($\rho_k \leq 400$ Ом.м), расположенные в западной, центральной и восточной частях исследуемого района. Они связывались с подземными водотоками, что в последующем было подтверждено пробуренными гидрогеологическими скважинами [6].

Особый интерес для изучения подземных вод представляют работы, выполненные методом вызванной поляризации (ВП). Оказывается, что водоносные лавы, которые не выделяются на кривых ВЭЗ, проявляются низким значением поляризуемости (η_k) на графиках ВЭЗ-ВП. Лабораторные исследования на искусственных образцах подтвердили, что, действительно, поляризуемость у трещиноватых лав значительно меньше, чем у плотных. Но с другой стороны, полевые исследования, выполненные методом ВЭЗ-ВП в Таширском районе, показали, что не всегда удаётся по параметру η обнаружить обводнённые лавовые породы. Так что вопрос об эффективности применения метода ВП при изучении подземных вод вулканических районов остаётся открытым и требует новых дополнительных исследований [8].

5. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОДЗЕМНОГО СТОКА МАССИВА ГОРЫ АРАГАЦ

На основании вышеуказанных положений приводятся основные результаты по распределению и освоению подземных вод отдельных вулканических регионов Центрального вулканического нагорья Армении. В качестве примера представлен Арагацкий массив, где проводились электроразведочные исследования методом ВЭЗ. В результате нами составлена сводная карта палеорельефа массива по данным кривых ВЭЗ

и бурений. На карте представлено распределение подземного стока вулканического массива г. Арагац [10].

Формирование, движение и распространение подземных вод Арагацкого массива рассмотрены сравнительно подробнее, так как многие особенности ФГТМ массива являются общими для большинства вулканических регионов [3].

Несмотря на изученность массива Арагац, который состоит из трех речных водосборных бассейнов (р. Касах, р. Каркачун и р. Селав-Мастара), имеется ряд вопросов по установлению распределения и освоения его подземного стока. Согласно данным водно-балансовых расчётов полный сток массива имеет расход примерно $25 \text{ м}^3/\text{с}$, из них подземные воды составляют около $18 \text{ м}^3/\text{с}$. Территориальное распределение последних неравномерно: считается, что $7,42 \text{ м}^3/\text{с}$ формируется в бассейне р. Каркачун (северо-западные склоны), $6,21 \text{ м}^3/\text{с}$ – в бассейне реки Касах (восточные склоны), а остальное ($4,33 \text{ м}^3/\text{с}$) распределяется в пределах бессточного бассейна и бассейна р. Селав-Мастара (соответственно, южные и западные склоны массива) [11].

На основании гидрогеофизических исследований сделана попытка для отдельных водосборных бассейнов массива дать более детальное "расчленение" подземного стока. Необходимо отметить, что по мере продвижения подземных вод от областей питания к областям накопления и разгрузки отчётливо наблюдается увеличение их минерализации от 80-90 мг/л и 100-150 мг/л далее до 250-300 мг/л. Именно эта закономерность повышения минерализации подземных вод является основной причиной, обуславливающей наблюдаемое зональное изменение величин удельного сопротивления эффузивных пород исследованного региона. Следует отметить, что сопоставление мощностей вулканических образований, полученных по данным интерпретации кривых электроразведки с разрезами буровых скважин (существовавших ранее и пробуренных на основании данных электроразведки) показывает, что их различие не превышает 10-15% при мощностях лав в среднем 250-300 м. Это позволяет более уверенно отнестись к результатам гидрогеофизических исследований и сделанным на этой основе гидрогеологическим выводам [12, 13].

Установленная закономерность зональности в распределении геоэлектрических параметров и комплексный подход при обработке геофизических данных позволили получить

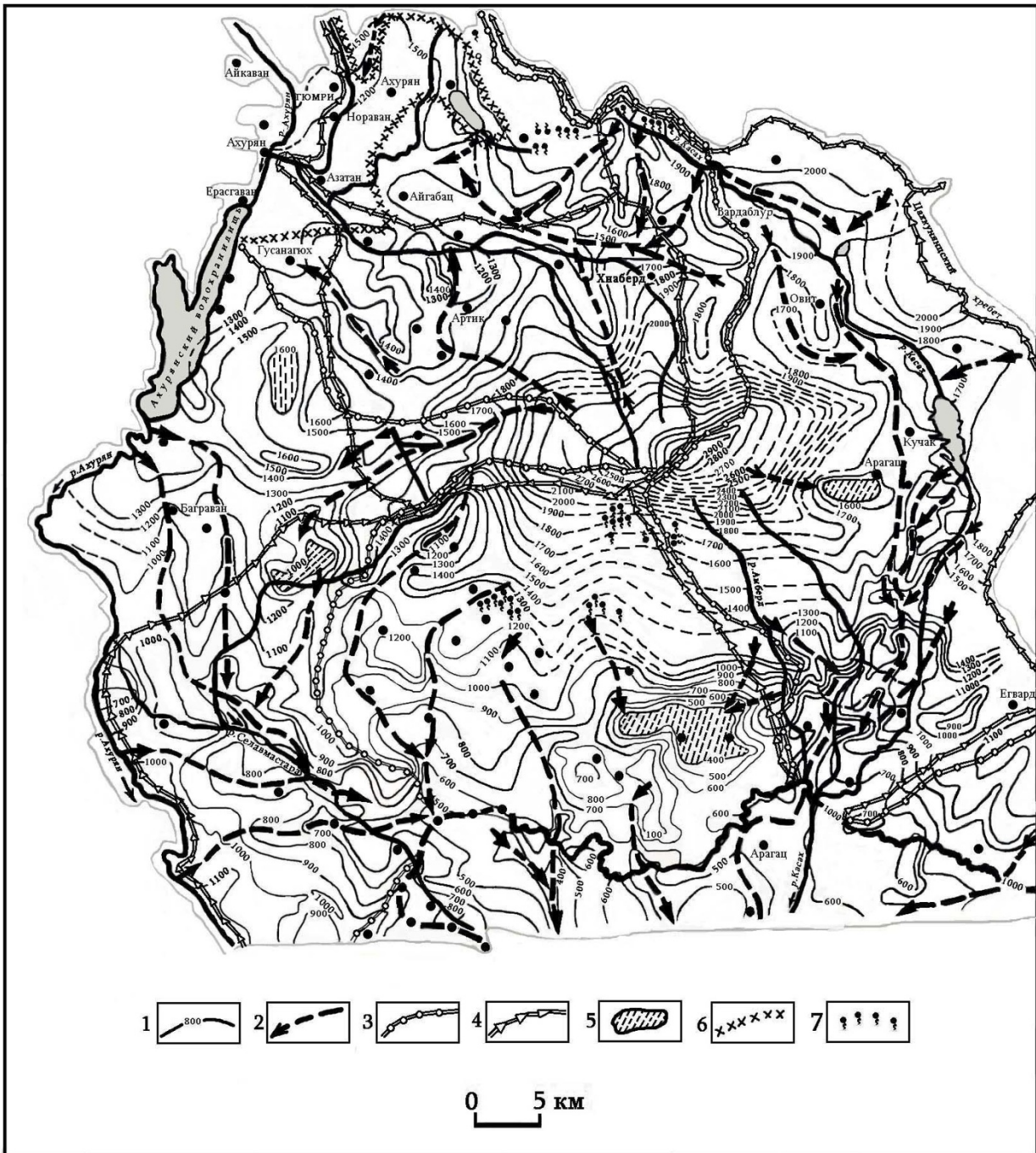


Рис. 1 - Карта рельефа регионального водоупора массива горы Арагац

Условные обозначения:

1. Изолинии рельефа регионального водоупора в абсолютных отметках, м.
2. Основные пути сосредоточенного движения подземных вод (палеодолины).
3. Современный (поверхностный) водораздел.
4. Региональный погребенный водораздел.
5. Погребенный (водосборный) бассейн.
6. Контакт подлаговых водоупорных пород разного литологического состава.
7. Родники.

сравнительно объективный и достоверный картографический материал по распределению подземных водных ресурсов основных речных бассейнов массива.

Исходя из характера рельефа регионального водоупора массива горы Арагац распределение

подземного стока представляется следующим образом (рис. 1). В результате нами составлена сводная карта палеорельефа и на карте представлено распределение подземного стока вулканического массива г. Арагац.

6. ВЫВОДЫ

По результатам гидрогеофизических исследований приводятся основные результаты по распределению и освоению подземных вод отдельных вулканических регионов Центрального вулканического нагорья Армении. В качестве примера предоставляется Арагацкий массив, где проводились электроразведочные исследования методом ВЭЗ. На основании гидрогеофизических исследований сделана попытка для отдельных водосборных бассейнов массива дать более детальное "расчленение" подземного стока.

В результате нами составлена сводная карта палеорельефа. На карте представлено распределение подземного стока вулканического массива г. Арагац, что является важнейшим основанием при проведении гидрогеологических мероприятий для решения проблемы дефицита пресной воды в народном хозяйстве.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология Армянской ССР. Т. VIII: Гидрогеология / Аветисян В.А. и другие. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1974. 374 с.
2. Варданян В. П. Поиск межлаговых и подлаговых водотоков. *Сборник материалов 5-ого Международного конгресса «ЭКВАТЭК»*. Москва, 2002. С. 239-241.
3. Минасян Р. С., Варданян В. П. Палеорельеф и распределение подземного стока Центрального вулканического нагорья Армении. Ереван: Асогик, 2003. 151 с.
4. Минасян Р. С. Изучение подземных вод вулканических областей геофизическими методами. Москва: Недра, 1989. 197 с.
5. Гулоян Е. Г., Минасян Р. С. Результаты электроразведочных работ, проведённых в пределах восточных склонов массива горы Арагац, Лорийского плато и в районе п. Анкаван (отчёт Электроразведочной партии за 1964 г.). *Фонды УГ СМ АрмССР*. 1965.
6. Минасян Р. С., Варданян В. П., Эффективность комплексных исследований для освоения подземных вод межгорных котловин (на примере Араратской межгорной котловины). *Ученые записки ЕГУ*. 2010. №2. С. 19-22.
7. Гулоян Е. Г., Минасян Р. С. Отчёт об электроразведочных работах, выполненных в пределах Гегамского вулканического нагорья за 1962 г. *Фонды УГ СМ АрмССР*. 1963.
8. Хмелевской В. К. Электроразведка. Москва: Изд-во МГУ, 1984. 422 с.
9. Епишко Л. А. Отчёт о работах электроразведочной партии за 1958 г. *Фонды УГ СМ АрмССР*. 1959.
10. Минасян Р. С. Варданян В. П. Погребенный рельеф и распределение подземного стока массива горы Арагац (по данным геофизических исследований). *Ученые записки ЕГУ*. 1999. №2. С. 98-104.
11. Минасян Р. С., Варданян В. П. Комплексное исследование древней гидрографической сети водосборных бассейнов (на примере бассейна р. Касах). *Ученые записки ЕГУ*. 2007. №2. С. 124-127.
12. Квят Х. Д., Перегудов А. Ф. Отчёт о работе Армянской геофизической партии за 1949 г. *Фонды УГ СМ АрмССР*. 1950.
13. Минасян Р. С., Мкртчян М. С., Варданян В. П. Результаты гидрогеофизических исследований подземного стока бассейна р. Селавмастара Арагацкого массива. *Ученые записки ЕГУ*. 2016. № 2. С. 21-24.

REFERENCES

1. Avetisyan, V.A. et al. (1974). *Geologiya Armyanskoy SSR. T. VIII: Gidrogeologiya [Geology of Armenian SSR. Vol. 8: Hydrogeology]*. Erevan: Publ. AS Arm. SSR. (in Russ.)
2. Vardanyan, V.P. (2002). *Poisk mezhlavovyykh i podlavovyykh vodotokov [Search for inter-lava and sub-water streams]. Sbornik materialov 5-go Mezhdunarodnogo kongressa «EKVATEK» [Collection of materials of the 5th International Congress "EQUATEK"]*. Moscow, pp. 239-241. (in Russ.)
3. Minasyan, R.S. & Vardanyan, V.P. (2003). *Paleorel'ef i raspredelenie podzemnogo stoka Tsentral'nogo vulkanicheskogo nagor'ya Armenii [Paleo-relief and distribution of underground drain of Central volcanic eruptions in Armenia]*. Erevan: Asogik. (in Russ.)
4. Minasyan, R.S. (1989). *Izuchenie podzemnykh vod vulkanicheskikh oblastey geofizicheskimi metodami [The study of groundwater in volcanic areas by geophysical methods]*. Moscow. (in Russ.)
5. Guloyan, E.G. & Minasyan, R.S. (1965). *Rezultaty elektrorazvedochnykh rabot, provedennykh v predelakh vostochnykh sklonov massiva gory Aragats, Loriyskogo plato i v rayone p. Ankavan (otchet Elektrorazvedochnoy partii za 1964 g.) [Summary of the results of the electro-powered works, arranged by the Ararat massif of Aragats, Lori Plateau and in the district of Ankavan (report of the Electricity Distribution Party for 1964)]*. *Fondy UG SM ArmSSR [Funds of Geology Department of the Council of Ministers ArmSSR]*. (in Russ.)
6. Minasyan, R.S. & Vardanyan, V.P. (2010). *Effektivnost' kompleksnykh issledovaniy dlya osvoeniya podzemnykh vod mezhgornykh kotlovin (na primere Araratskoy mezhgornoy kotloviny) [The effectiveness of comprehensive research for the development of underground waters of intermountain basins (on the example of the Ararat intermountain basin)]*. *Uchenye zapiski EGU [Scientific notes of ESU]*, №2, pp. 19-22. (in Russ.)
7. Guloyan, E.G. & Minasyan, R.S. (1963). *Otchet ob elektrorazvedochnykh rabotakh, vpolnennykh v predelakh Gegamskogo vulkanicheskogo nagor'ya za 1962 g. [Report on electrical exploration work performed within the Geghama volcanic highlands for 1962]*. *Fondy UG SM ArmSSR [Funds of Geology Department of the Council of Ministers ArmSSR]*. (in Russ.)
8. Khmelevskoy, V.K. (1984). *Elektrorazvedka [Electrical intelligence]*. Moscow: Publ. MSU, 1984.
9. Epishko, L.A. (1959). *Otchet o rabotakh elektrorazvedochnoy partii za 1958 g. [Report on the work of the electrical exploration party for 1958.]*. *Fondy UG SM ArmSSR [Funds of Geology Department of the Council of Ministers ArmSSR]*. (in Russ.)
10. Minasyan, R.S. & Vardanyan, V.P. (1999). *Pogrebenny rel'ef i raspredelenie podzemnogo stoka massiva gory Aragats (po dannym geofizicheskikh issledovaniy) [The buried topography and distribution of the underground runoff of the Aragats mountain massif (according to geophysical studies)]*. *Uchenye zapiski EGU [Scientific notes of ESU]*, №2, pp. 98-104. (in Russ.)

11. Minasyan, R.S. & Vardanyan, V.P. (2007). Kompleksnoe issledovanie drevney gidrograficheskoy seti vodosbornykh basseynov (na primere basseyna r. Kasakh) [Comprehensive study of the ancient hydrographic network of drainage basins (on the example of the Kasakh river basin)]. *Uchenye zapiski EGU [Scientific notes of ESU]*, №2, pp. 124-127. (in Russ.)

12. Kvyat, Kh.D. & Peregudov, A.F. (1950). Otchet o rabote Armyanskoy geofizicheskoy partii za 1949 g. [Report on the work of the Armenian Geophysical Party for 1949].

Fondy UG SM ArmSSR [Funds of Geology Department of the Council of Ministers ArmSSR]. (in Russ.)

13. Minasyan, R.S., Mkrtchyan, M.S. & Vardanyan, V.P. (2016). Rezul'taty gidrogeofizicheskikh issledovaniy podzemnogo stoka basseyna r. Selavmastara Aragatsskogo massiva [Results of hydrogeophysical research of subsurface drain of river Selavmastara basin of the Aragats massive]. *Uchenye zapiski EGU [Scientific notes of ESU]*, №2, pp. 21–24. (in Russ.)

CURRENT CHALLENGES OF UNDERGROUND WATER RESOURCES RESEARCH IN VOLCANIC AREAS OF THE ARMENIAN HIGHLANDS (CASE STUDY: MOUNT ARAGATS)

V. P. Vardanyan

Yerevan State University, 1, Alex Manoogian st., Armenia,
v.vardanyan@ysu.am

From the hydro-geological perspective the territory of the Central Volcanic Highlands of Armenia is a highly elevated area which mainly belongs to the hydrodynamic zone of intense underground flow.

Our systematic and planned research aimed at studying groundwater in the Central Volcanic Highlands of Armenia covers the following regions: Mount Aragats, Gegham, Vardenis and Syunik Volcanic Highlands, the Ararat, Shirak and Sevan valleys, the Lori Volcanic Plateau etc.

In the Armenian Highlands, along the periphery of Mount Aragats, the purpose of the conducted studies was to determine the possibilities of applying the vertical electrical sounding (VES) method for mapping the basement relief of water-resistant rocks and identifying the aquifers.

In general, the lava of Armenian volcanic highlands is characterized by the formation and accumulation of two main types of underground runoff: concentrated and distributed. Concentrated runoff is a concentrated underground stream formed in the buried valleys and moves in a certain direction along a paleo-relief. Distributed runoff is a relatively dispersed underground stream formed in the buried watershed between paleo-valleys and moving in their direction. It feeds the concentrated runoff.

Based on the hydro-geophysical studies, the main conclusions on distribution and exploitation of groundwater across certain volcanic regions of the Central Volcanic Highlands of Armenia are presented. Mount Aragats, where electrical exploration surveys took place using the VES method, is presented as a case study. Hydro-geophysical studies made it possible to analyze certain drainage basins of the rock massif in order to allow a more detailed “dissection” of the groundwater runoff.

As a result, a summary map of the paleo-relief was compiled. The map shows the distribution of the underground runoff of the volcanic massif of Mount Aragats which forms an important basis for conducting hydrogeological initiatives aimed at solving the problem of fresh water shortage at the national level.

Key words: Stream, electrical survey methods, aquifers, underground runoff, buried watershed, paleo-relief, concentrated runoff, distributed runoff.

СУЧАСНИЙ СТАН ПРОБЛЕМИ ВИВЧЕННЯ РЕСУРСІВ ПІДЗЕМНИХ ВОД ВУЛКАНІЧНИХ ОБЛАСТЕЙ ВІРМЕНСЬКОГО НАГІР'Я (НА ПРИКЛАДІ ГОРИ АРАГАЦ)

В. П. Варданян

Єреванський державний університет,
вул. А. Манукяна 1, Вірменія, v.vardanyan@ysu.am

Територія Центрального вулканічного нагір'я Вірменії в гідро-геологічному відношенні є високо піднятою областю, яка переважно відноситься до гідродинамічної зони інтенсивного підземного стоку.

У межах Центрального вулканічного нагір'я Вірменії нами проводяться систематичні і планомірні дослідження по вивченню ресурсів підземних вод в масиві гори Арагац, на Гегамському, Варденіському і Сюнікському вулканічних нагір'ях, в Араратській, Ширакській, Севанській западинах, на Лорійському вулканічному плато і т.ін.

На території Вірменського нагір'я по периферії масиву гори Арагац нами проводилися дослідження з метою з'ясування можливостей застосування методу вертикального електричного зондування (ВЕЗ) для картування подлавого рельєфу водотривких порід і виділення водоносних горизонтів.

В цілому в лавах вулканічних нагорій Вірменії спостерігається формування і накопичення двох основних типів підземного стоку: зосередженого і розосередженого. Зосереджений стік – концентрований підземний потік, який формується в похованих долинах і рухається по палеорельєфу в певному напрямку. Розосереджений стік – розсіяний підземний потік, який формується в похованих вододільних частинах між палеодолинами, спрямований в їх сторону і живить зосереджений стік.

За результатами гідрогеофізичних досліджень наводяться основні результати по розподілу і освоєнню підземних вод окремих вулканічних регіонів Центрального вулканічного нагір'я Вірменії. Як приклад представлений Арагацкський масив, де проводилися електророзвідувальні дослідження методом ВЕЗ. На підставі гідрогеофізичних досліджень зроблена спроба для окремих водозбірних басейнів масиву дати більш детальне "розчленування" підземного стоку.

В результаті нами складена зведена карта палеорельєфу. На карті представлено розподіл підземного стоку вулканічного масиву г. Арагац, що є найважливішою підставою при проведенні гідрогеологічних заходів для вирішення проблеми дефіциту прісної води в народному господарстві.

Ключові слова: водотік; методи електророзвідки; водоносні горизонти; підземний стік; похований вододіл; палеорельєф; зосереджений стік; розосереджений стік.

Подання до редакції : 18. 04. 2019
Надходження остаточної версії : 06. 11. 2019
Публікація статті : 28. 11. 2019

УДК 556.166

ВИКОРИСТАННЯ ОПЕРАТОРНОЇ МОДЕЛІ ФОРМУВАННЯ СТОКУ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ СЕРЕДНЬОБАГАТОРІЧНИХ ВЕЛИЧИН МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ РІЧКИ ПІВДЕННИЙ БУГ

А. О. Докус, В. А. Овчарук, Ж. Р. Шакірманова

Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, angel.dokus@gmail.com

В умовах інтеграції України у Європейський Союз, при впровадженні основних положень Директиви 2007/60/ЄС, яка передбачає оцінку потенційних ризиків гідрологічного характеру, повинні враховуватися довгострокові чинники їх формування, зокрема, наслідки змін клімату і тенденції змін водного режиму річок. У зв'язку з цим, при наявності на даний час багаторічних тенденцій до зменшення як шарів (об'ємів) стоку, так і максимальних витрат води весняних водопіль на річках України актуальним завданням є визначення на сучасних вихідних даних як середньобагаторічних значень цих характеристик, так і різної ймовірності їх перевищення.

Вперше авторами дослідження реалізовано операторну модель формування стоку для визначення середньобагаторічних величин максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг, де як базові параметри використані метеорологічні характеристики (снігозапаси і опади) та коефіцієнти стоку.

Модель застосована для визначення максимальних модулів стоку весняних водопіль для річок з широким діапазоном площ водозборів, що знаходяться в різних фізико-географічних умовах в межах басейну р. Південний Буг.

Застосування операторної моделі дозволило авторам статті розрахувати та узагальнити всі вхідні параметри розрахункової моделі, включно з тими, що одержані за даними спостережень (снігозапаси, опади) й тими, що не вимірюються на гідрометеорологічній мережі (коефіцієнти стоку, коефіцієнт часової нерівномірності та тривалість схилового припливу тало-дошових вод, трансформаційна функція розпластування повенеких хвиль під впливом руслового добігання, коефіцієнт русло-заплавного регулювання та ін.) в басейні р. Південний Буг.

Перевірочні розрахунки щодо визначення середньобагаторічних величин максимальних модулів стоку весняних водопіль за операторною моделлю показали її задовільну відповідність вихідним даним, що дозволило рекомендувати запропоновану методику до практичного застосування в басейні р. Південний Буг, у тому числі для річок, невивчених у гідрологічному відношенні.

Ключові слова: середньобагаторічний максимальний стік; весняне водопілля; операторна модель; Південний Буг.

1. ВСТУП

Максимальний стік весняного водопілля рівнинних річок України є базовою характеристикою у гідрологічних розрахунках при вирішенні питань будівництва та експлуатації гідротехнічних споруд, а також є прогнозною характеристикою для надійного регулювання режиму водосховищ й при здійсненні протипаводкових заходів періоду проходження найбільш високих водопіль.

В умовах інтеграції України у Європейський Союз, при впровадженні основних положень Директиви 2007/60/ЄС Європейського Парламенту та Ради від 23 жовтня 2007 року про оцінку і

управління ризиками затоплення [1] та відповідно до Методики попередньої оцінки ризиків затоплення [2], під час оцінки потенційних ризиків гідрологічного характеру повинні враховуватися довгострокові чинники їх формування, зокрема, наслідки змін клімату і тенденції змін водного режиму річок.

Максимальний річковий стік різного походження (паводки та водопілля) найбільш швидко формується зазвичай на невеликих річках, які часто не охоплені даними гідрологічних стокових спостережень, і тому вкрай важливим є науково-теоретичне обґрунтування методів гідрологічних розрахунків та прогнозів характеристик

максимального стоку з метою виявлення потенційних зон затоплення.

Свого часу методика нормування характеристик максимального стоку річок у вигляді операторної моделі, була науково обґрунтована авторами [3, 4] для встановлення величин максимальних витрат води і об'ємів повеней різної ймовірності перевищення (наприклад, 1 %, 5 %, 10 % та ін.) для річок рівнинної території України. Така сама методика була використана й при розробці методу територіальних довгострокових прогнозів характеристик максимального стоку весняного водопілля [5], зокрема, при визначенні середньобагаторічних шарів стоку та максимальних витрат води водопілля, як базових характеристик прогнозованої схеми, для невивчених у гідрологічному відношенні річок. При цьому розрахунок схилового припливу води в операторній моделі здійснювався за даними про шари стоку весняного водопілля.

Пізніше, розрахункова методика для визначення максимальних модулів стоку рідкісної ймовірності перевищення [4] була удосконалена авторами [6] для умов нестійкого клімату. При цьому, в якості вхідних даних моделі використані метеорологічні характеристики – снігозапаси та опади. Це дало змогу авторам [6] використати модель для визначення характеристик максимального стоку в умовах коливань клімату.

Метою даного дослідження є обґрунтування параметрів модифікованого варіанта операторної моделі для визначення середньобагаторічних величин максимальних витрат води (модулів) весняного водопілля в басейні р. Південний Буг з використанням метеорологічних даних. Розроблена регіональна методика в подальшому буде використана в методиці територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля при відсутності стаціонарних спостережень на річках досліджуваної території.

2. АНАЛІЗ ОСТАННІХ ДОСЛІДЖЕНЬ І ПУБЛІКАЦІЙ

Базовими складовими вхідної інформації при розрахунках характеристик весняного стоку (різної ймовірності перевищення) [3, 4, 7, 8, 9] та їх довгостроковому прогнозуванні [5, 9] є середньобагаторічні величини шарів стоку та максимальних витрат води періоду весняного водопілля.

Для річок, на яких ведуться спостереження за стоковими характеристиками, середньобагаторічні їх значення встановлюються відомими статистичними методами [10]. Для невивчених річок

застосування статистичних методів неможливе через відсутність рядів стокових характеристик. Так, на практиці шари стоку весняного водопілля, як середньобагаторічні значення, так і різної ймовірності перевищення, з урахуванням (або без врахування) чинників підстильної поверхні, узагальнюються по території у вигляді картограм [3, 9], районування території [11, 12] або розраховуються за регіональними рівняннями [4, 7, 8, 11, 13].

На відміну від шарів стоку, максимальні витрати води періоду весняного водопілля не можуть бути узагальнені по території через редуцію стоку під впливом зміни площ річкових водозборів та інших морфометричних характеристик басейнів.

Сучасний стан нормування максимальних витрат води весняного водопілля річок базується на використанні формул різної структури. У численних працях вітчизняних науковців, зокрема науковцями кафедри гідрології суші Одеського державного екологічного університету, широко застосовуються сучасні напрацювання Є. Д. Гопченка, який удосконалив нормативну базу СНІП 2.01.14-83 [10] та поділив усі відомі розрахункові формули і методики на дві групи [3, 14]. Перша група включає формули, що спираються на геометричну схематизацію схилового і (або) руслового гідрографів стоку, а друга група – це формули, що засновані на теорії руслових ізохрон.

Перша група формул є науково-методичною основою для редуційних і об'ємних формул. Методи розрахунку максимального стоку засновані на першій групі формул представлені у роботах Є. Д. Гопченка та його послідовників [3-9, 11-13].

Розробниками методик з використанням теорії руслових ізохрон в Україні були представники київської наукової школи (А. В. Огієвський [15], Й. А. Железняк [16], В. І. Мокляк [17], П. Ф. Вишневський [18] та ін.) й одеської наукової школи (Н. Ф. Бефані, А. М. Бефані, Є. Д. Гопченко [19], Є. Д. Гопченко та ін. [3, 7-9, 11-13, 19-21]). Теорія руслових ізохрон також рекомендована ВМО як базова для побудови моделей формування максимального стоку річок [22].

Найбільш відомою і теоретично обґрунтованою серед формул другого типу, що спираються на теорію руслових ізохрон є розрахункова схема А. М. Бефані, яка наведена в роботі [19]. У запропонованій А. М. Бефані розрахунковій схемі за вихідну прийнята розгорнута модель руслових ізохрон.

Максимальні витрати води за такою моделлю визначаються за рівняннями:

$$а) \text{ при } t_p < T_0, Q_m = V \int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt; \quad (1)$$

$$б) \text{ при } t_p \geq T_0, Q_m = V \int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt, \quad (2)$$

де Q_m – максимальна витрата води, м³/с; V – швидкість руслового добігання, м/с; B_t – ширина водозборів по ізохронах руслового добігання, м; q'_t – ординати упорядкованих гідрографів схилового припливу, м³/с; ε_t – коефіцієнт русло-заплавного регулювання паводків і водопіль; t_p – час руслового добігання паводкових і повеневих хвиль, год.

Авторами [3] після інтегрування формул (1) і (2), відповідно, по t_p і T_0 , та деяких перетворень і узагальнень, обґрунтовано розрахункову формулу операторного типу, яка у подальшому була застосована в [3, 4] для визначення максимальних модулів стоку річок (різної ймовірності перевищення P , %) при врахуванні трансформації водопіль під впливом руслового добігання, русло-заплавного водообміну та озер і водосховищ руслового типу

$$q_m = q'_m \Psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \cdot \delta, \quad (3)$$

де q_m – модуль максимального стоку весняного водопілля, що сформований талими та дощовими водами, м³/(с·км²); q'_m – модуль схилового припливу талих і дощових вод, м³/(с·км²); $\Psi(t_p / T_0)$ – трансформаційна функція розплатування повеневих хвиль під впливом руслового добігання; ε_F – коефіцієнт русло-заплавного регулювання; δ – коефіцієнт трансформації водопіль під впливом озер і водосховищ руслового типу.

В рамках типових гідрографів [20] модуль схилового припливу розраховується за формулою

$$q'_m = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m \quad (4)$$

де 0,28 – коефіцієнт розмірності; $(n+1)/n$ – коефіцієнт нерівномірності схилового припливу тало-дощових вод у часі, T_0 – тривалість схило-

вого припливу тало-дощових вод, год; Y_m – шар стоку весняного водопілля, мм.

Розрахункова модель (3) апробована у численних працях з розрахунку характеристик максимального стоку весняного водопілля різної ймовірності перевищення для різних фізико-географічних зон України [3, 4, 7-9, 12]. Слід зазначити, що модель (3) є універсальною і використовувалася для визначення максимальних модулів стоку не тільки весняних водопіль, а й дощових паводків [11-13].

3. МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕННЯ.

Для визначення середньобагаторічних величин модулів максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг в роботі використано операторну модель (3) формування максимального стоку весняного водопілля.

Для обґрунтування параметрів операторної моделі, враховуючи [4, 6, 9], при розрахунку середньобагаторічного модуля максимальної витрати води схилового припливу в формулі (4) величину шару весняного стоку Y_m пропонується представити як добуток коефіцієнтів весняного стоку η і сумарних запасів вологи на басейні, що формують стік весняного водопілля – максимальних запасів води в сніговому покриві і опадів періоду водопілля ($S_m + \sum X$). Однак особливістю даного дослідження є представлення суми опадів періоду весняного водопілля, як суми $\sum X = X_1 + X_2$, де X_1 – дощові опади періоду сніготанення (сума опадів від дати настання максимальних запасів води в сніговому покриві S_m до дати завершення сніготанення, що може бути встановлена по даті проходження максимальних витрат води весняного водопілля Q_m річок), мм; X_2 – дощові опади періоду спаду водопілля (сума опадів від дати проходження максимальних витрат води весняного водопілля Q_m до дати закінчення весняного водопілля), мм. Отже розрахункова формула для визначення максимального модуля схилового припливу в період весняного водопілля представляється у вигляді

$$q'_m = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_m + X_1 + X_2) \eta. \quad (5)$$

4. ОПИС І АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ

Вихідною інформацією для розробки методики визначення середньобагаторічних величин максимальних витрат води весняного водопілля на основі операторної моделі формування стоку річок є дані багаторічних гідрологічних спостережень в басейні р. Південний Буг по 33 гідрологічних постах з періодом від 22 до 102 років (по 2015 рік включно). Діапазон водозбірних площ річок коливається від 36,5 км² (р. Південний Буг – с. Чорнява) до 46200 км² (р. Південний Буг – смт Олександрівка).

Для визначення метеорологічних характеристик (величин максимальних запасів води в сніговому покриві та опадів періоду весняного водопілля) в роботі використані дані по 24 метеорологічним станціям за період 1961-2015 р., які рівномірно розміщені по території басейну.

Обґрунтування параметрів розрахункової моделі виконувалось шляхом послідовного визначення складових схилового припливу і трансформаційних функцій максимального стоку в період весняного водопілля на досліджуваній території. Розглянемо окремо результати нормування базових параметрів запропонованої моделі.

4.1 Максимальні запаси води в сніговому покриві і опади періоду весняного водопілля

Для визначення середньобагаторічних величин максимальних запасів води в сніговому покриві S_m використані багаторічні дані снігомірних зйомок (за вимірами у полі). Шляхом статистичної обробки часових рядів максимальних снігозапасів $(S_m)_n$ визначені їх середньобагаторічні величини та виявлена виражена закономірність зростання величин $(S_m)_n$ зі збільшенням широти (при коефіцієнті кореляції $r=0,86$) (рис. 1).

Величини максимальних снігозапасів у полі $(S_m)_n$ картовано (рис. 2). В межах досліджуваної території вони змінюються в напрямку з півночі та північного заходу басейну від 60-50 мм на південь – до 30-25 мм.

Враховуючи нерівномірність снігонакопичення в полі і лісі середні зважені на водозборах величини середньобагаторічних максимальних запасів води в сніговому покриві (S_m , мм) визначаються за формулою

$$S_m = (S_m)_n \cdot (1 - f_L) + k_L \cdot (S_m)_n \cdot f_L, \quad (6)$$

де f_L – залісеність водозборів (в частках від площі водозборів); k_L – коефіцієнт снігонакопичення з урахуванням залісеності водозборів f_L .

Автором роботи [23] для басейну Південного Бугу встановлено значення $k_L=1,18$.

Для визначення середньобагаторічних величин весняних опадів X_1 та X_2 пропонується використовувати регіональні рівняння, які рекомендовані автором [5] для рівнинної території України у вигляді

$$X_1 = 0,77 \cdot T_{X_1} + 7, \quad (7)$$

$$X_2 = 1,09 \cdot T_{X_2} + 3,35, \quad (8)$$

де T_{X_1} – середня тривалість періоду від дати максимальних снігозапасів до дати завершення сніготанення, діб; T_{X_2} – тривалість спаду водопіль, діб.

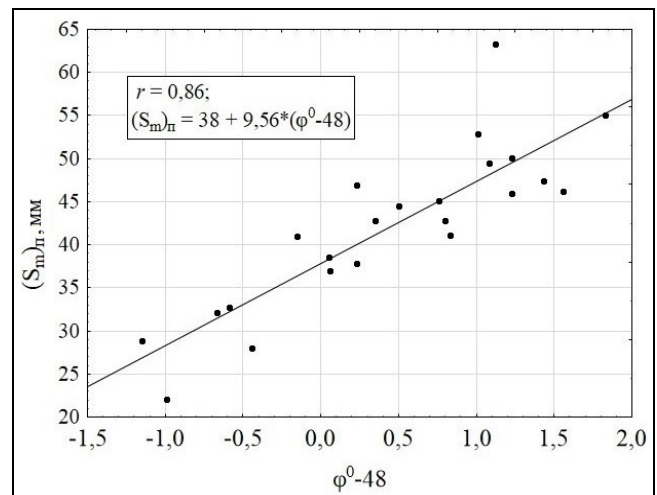


Рис. 1 – Залежність середньобагаторічних максимальних запасів води в сніговому покриві (у полі) від широти пунктів снігозйомок в басейні р. Південний Буг.

В свою чергу величини T_{X_1} та T_{X_2} визначаються за рівняннями вигляду [5]

$$T_{X_1} = 2,0 \cdot (\varphi - 48) + 24; \quad (9)$$

$$T_{X_2} = 10 \cdot \lg(F + 1), \quad (10)$$

де φ – географічна широта геометричних центрів водозборів, в частках град півн. ш.; F – площі річкових водозборів, км².

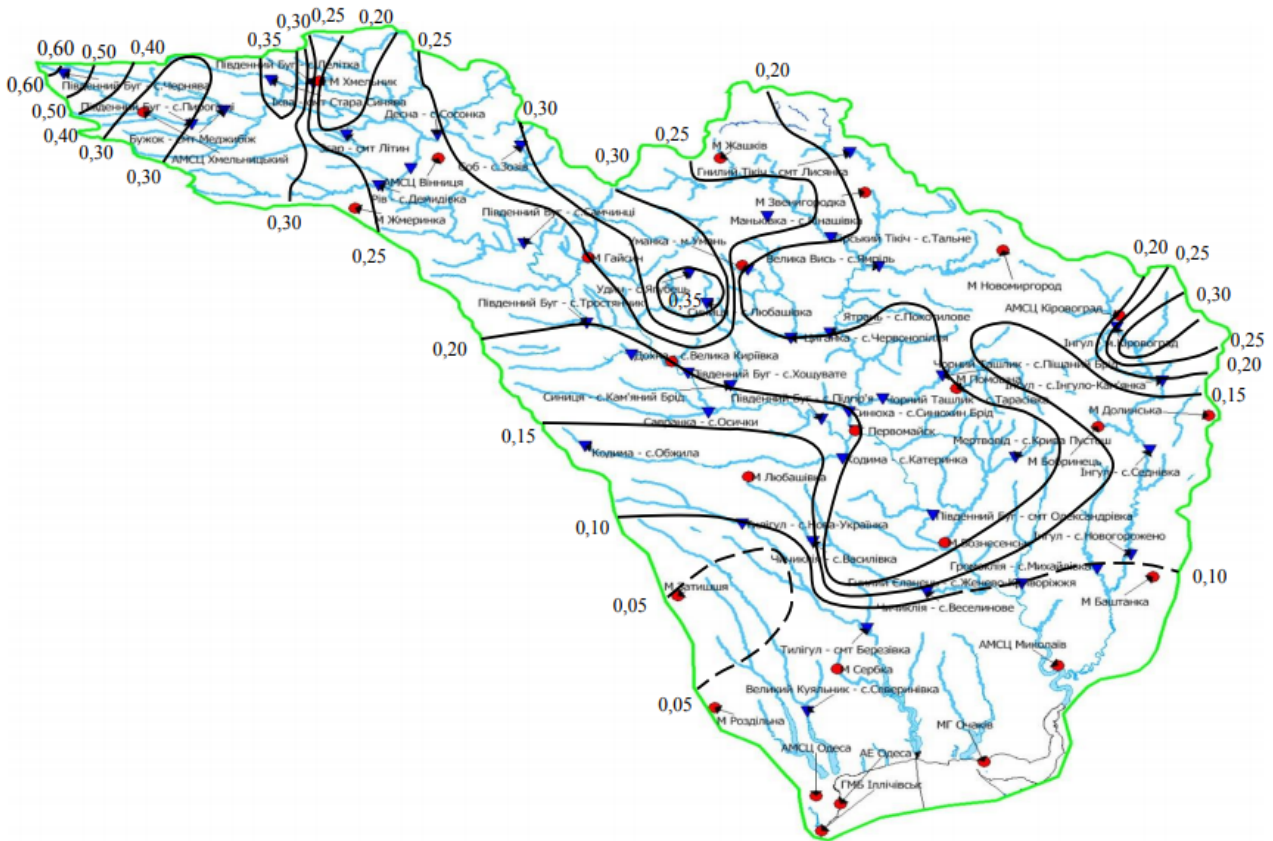


Рис. 4 – Розподіл по території коефіцієнтів стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг.

стоку періоду весняного водопілля Y_m , мм, тривалості водопілля T_n , доби, у вигляді рівняння

$$\frac{m+1}{m} = \frac{Q_m T_n}{Y_m F} \cdot 86,4. \quad (11)$$

Отримані в басейні р. Південний Буг коефіцієнти часової нерівномірності руслового стоку $(m+1)/m$ коливаються в досить великому діапазоні – від 1,72 (р. Південний Буг – с. Селище, $F=9100$ км²) до 13,7 (р. Синиця – смт Любашівка, $F=86$ км²). Встановлені коефіцієнти узагальнено залежно від площ річкових водозборів F . Із збільшенням розмірів водозбірних площ, значення коефіцієнтів нерівномірності руслового стоку зменшуються (при коефіцієнті кореляції зв'язку $r=0,53$).

В басейні р. Південний Буг регіональне рівняння для визначення коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку $(m+1)/m$ має вигляд

$$\frac{m+1}{m} = 12,2 - 2,05 \cdot \lg(F+1). \quad (12)$$

Екстраполяція $(m+1)/m$ на вісь ординат гра-

фіків зв'язку $[(m+1)/m] = f[\lg(F+1)]$ дозволила набути шуканого регіонального значення коефіцієнтів нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n=12,2$. Звідки показник степені в рівнянні схилового припливу (n) дорівнює 0,09.

4.4 Тривалість схилового припливу до руслової мережі

Тривалість схилового припливу T_0 визначено числовим шляхом, запропонованим в роботі [26] в рамках розрахункової формули максимального стоку (3).

Спираючись на результати дослідження [5], в межах рівнинної території України формування максимального стоку відбувається переважно за співвідношенням $t_p / T_0 < 0,5$.

Згідно з роботами [3, 20] розрахункове рівняння для визначення T_0 набуло наступного вигляду

$$T_0 = \left(\frac{\varepsilon_F Y_m}{n q_m} \right)^{\frac{n+1}{n}} \left[(n+1)T_0 - \frac{m_1+1}{n+m_1+1} t_p^n \right]^{\frac{1}{n+1}}. \quad (13)$$

В басейні р. Південний Буг складові n , m_1 та t_p рівняння (13) можна визначити наступним чином: n виходячи з рівняння (12) дорівнює 0.09; m_1 – відповідно до рекомендацій [19] приймається рівним одиниці ($m_1 = 1$); t_p – тривалість руслового добігання, год, була визначена за гідрографічною довжиною річки (L) та за швидкістю руслового добігання (V_∂) на басейні у вигляді співвідношення

$$t_p = L / V_\partial . \quad (14)$$

Швидкості руслового добігання для рівнинних річок України (у т.ч. досліджуваної території) можна визначити за наступним рівнянням

$$V_\partial = a_2 F^{\alpha_2} I_{36}^{0,33}, \text{ км/ГОД} \quad (15)$$

де a_2 та α_2 – швидкісні параметри, які отримано в роботі [27] для кожного фізико-географічного району України.

Складність використання рівняння (13) для визначення T_0 полягає у тому, що воно містить дві невідомі складові – коефіцієнт руслозаплавного регулювання (ε_F) і тривалість схилового припливу (T_0).

Задача встановлення невідомих ε_F і T_0 у рівнянні (13) може бути вирішена за допомогою методу простої однокрокової ітерації з накладенням обмеження на параметр ε_F [3, 20]. Алгоритм однокрокової ітерації при визначенні T_0 побудований таким чином, що початкове його наближення відноситься до рівняння (12). При цьому, на першому етапі виконання ітераційних процедур ε_F приймається рівним одиниці. У рівнянні (13) встановлення ε_F і T_0 вирішується алгебраїчним шляхом.

Розрахунок середньобаторічних величини T_0 виконаний на основі програмного комплексу «Сагуаг», який дозволяє чисельним методом [26] в автоматичному режимі здійснювати розрахунки та будувати розрахункові залежності в межах розглядуваної території. Розрахунки виконано в два етапи (у двох наближеннях).

На першому етапі (першому наближенні) було прийнято $\varepsilon_F = 1,0$, що дозволило визначити «наближені» значення T_0' . Далі значення T_0' узагальнено залежно від площ річкових водозборів F .

Залежність описується наступним рівнянням

$$T_0' = 450 \cdot e^{0,27 \lg(F+1)}, \quad (16)$$

з коефіцієнтом кореляції, отриманим після логарифмування рівним 0,39.

Використовуючи екстраполяцію залежностей $T_0' = f[\lg(F+1)]$ на вісь ординат, отримано орієнтовне для розглядуваної території значення $T_0 = 450$ год (значення T_0 отримано при $F \rightarrow 0$). Встановлене фіксоване значення T_0 далі приймається при розрахунку коефіцієнтів руслозаплавного регулювання ε_F для кожного гідрологічного поста на річках досліджуваної території. При цьому використовується наступне рівняння [20]

$$\varepsilon_F = (q_m / q'_m) / [\psi(t_p / T_0) r]. \quad (17)$$

Розраховане за (17) значення коефіцієнту руслозаплавного регулювання ε_F узагальнено залежно від площ річкових водозборів F . Побудована залежність описується рівнянням

$$\varepsilon_F = e^{-0,24 \lg(F+1)}, \quad (18)$$

з коефіцієнтом кореляції прологарифмованої залежності рівним 0,32.

На другому етапі (другому наближенні) при розрахунку залишкових значень шуканої величини T_0 , для кожного гідрологічного поста басейну вводиться окреме значення коефіцієнту руслозаплавного регулювання ε_F , яке отримано з рівняння (18).

Наступним етапом дослідження, після виконаних розрахунків, є просторовий аналіз та узагальнення розрахункової тривалості схилового припливу T_0 по території басейну. Для виявлення впливу на T_0 місцевих чинників – залісненості (до 19 %), заболоченості (до 11 %) та висоти місцевості (від 100 до 320 м) в межах розглядуваної території досліджено закономірності, пов'язані з внеском географічної складової, тому що на рівнинних територіях характеристики весняного водопілля багато в чому пов'язані з географічним положенням об'єктів.

Побудований графік зв'язку тривалості припливу води зі схилів до руслової мережі, під час весняного водопілля, від широти геометричних центрів водозборів річок досліджуваної території $T_0 = f(\varphi^o)$, показав, що на описуваній тери-

торії значення T_0 змінюються в широтному напрямку (коефіцієнт кореляції $r = 0,38$). При цьому, тривалість схилового припливу T_0 було приведено до середньої широти на досліджуваному водозборі $(T_0)_{\varphi=48}$.

Подальше дослідження можливого впливу залісеності та заболоченості на тривалість схилового припливу показало його відсутність.

Досліджено також залежність тривалості припливу води зі схилів до руслової мережі під час весняного водопілля від середньої висоти водозборів річок $H_{сер}$ розглядуваної території. Залежність $T_0 = f(H_{сер})$ вказує, що значення T_0 збільшуються з висотою місцевості (коефіцієнт кореляції $r = 0,34$). При цьому ж спостерігається тісна залежність середньої висоти водозборів від широти геометричних центрів водозборів річок досліджуваної території $H_{сер} = f(\varphi^o)$, при коефіцієнті кореляції ($r = 0,89$).

На підставі статистично значущого зв'язку тривалості схилового припливу T_0 з широтою місцевості φ^o , величини T_0 було картовано по території (рис. 5). Ізолінії розподілу T_0 проведе-

ні через 100 год. Їхні величини змінюються в напрямку з північного заходу на південь від 1000 до 200 год. Найбільші значення тривалості схилового припливу відмічаються у верхів'ях та південно-західній частині басейну Південного Бугу (1000-600 год), а найменші – в басейні Інгулу (200 год). В середньому по території середньобаторічна тривалість припливу становить 400-500 год.

4.5 Трансформація водопіль під впливом тривалості руслового добігання

Максимальний модуль стоку води зі схилів до руслової мережі q'_m під впливом трансформаційних процесів, пов'язаних з переміщенням хвиль водопілля, їх регулюванням русло-запальною ємністю і водоймами проточного типу (озерами, водосховищами, ставками) піддається редукції. При цьому значення q'_m зменшуються при зростанні площ водозборів річок.

З урахуванням отриманого для досліджуваного басейну значення $n = 0,09$ та,

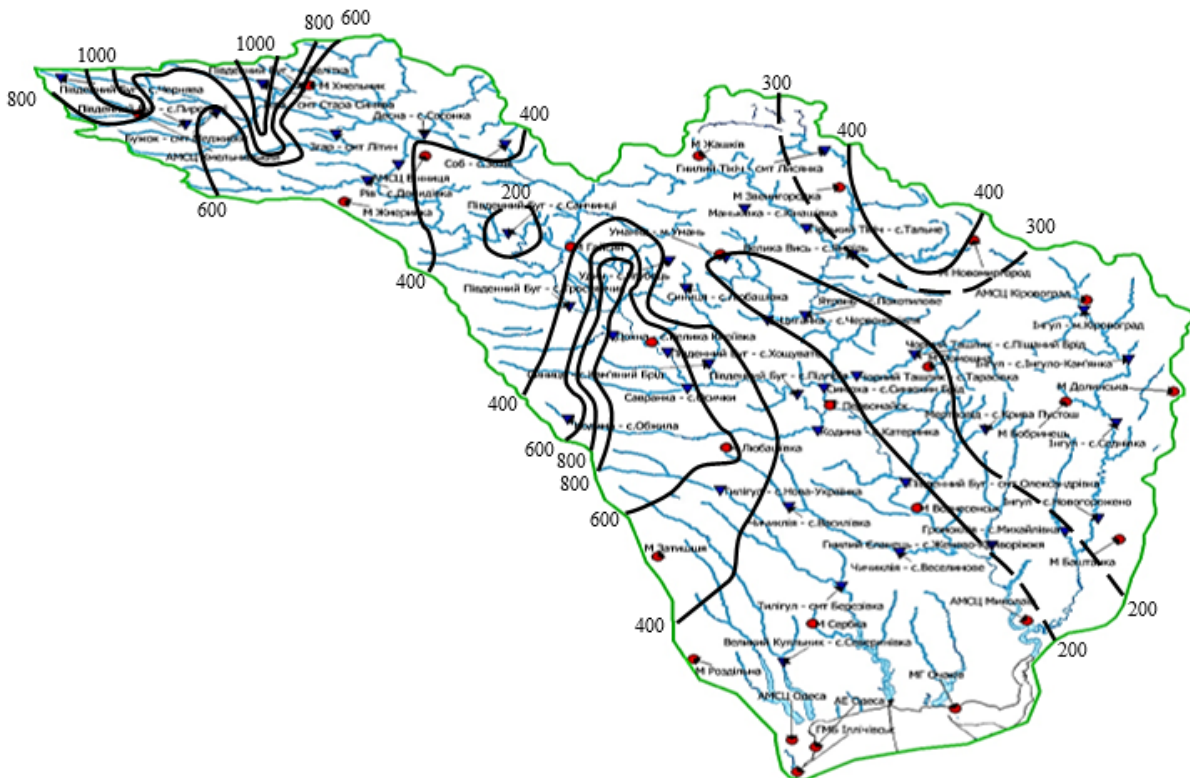


Рис. 5 – Розподіл середньобаторічної тривалості схилового припливу до руслової мережі в період весняного водопілля в басейні р. Південний Буг, год.

вважаючи, що $m_1 = 1,0$, виконано наступні розрахунки.

Для кожного водозбору визначення трансформаційної функції $\psi(t_p/T_0)$ відбувалося за такими етапами:

- величина t_p визначена за рівнянням (14);
- тривалість схилового припливу T_0 визначається за картосхемою розподілу по території (рис. 5);
- для кожного пункту досліджуваної території знаходиться співвідношення t_p/T_0 .

З урахуванням співвідношення для досліджуваної території $t_p/T_0 < 1,0$, значення трансформаційної функції $\psi(t_p/T_0)$ розраховується за регіональним рівнянням

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - 0,88\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^{0,09} \quad (19)$$

В результаті розрахунків одержані значення $\psi(t_p/T_0)$ узагальнено в залежності від співвідношення t_p/T_0 . Залежність $\psi(t_p/T_0) = f(t_p/T_0)$ наведена на рис. 6.

Значення трансформаційної функції $\psi(t_p/T_0)$ змінюються від 0,14 (р. Південний Буг – Первомайська ГЕС, $t_p/T_0 = 0,76$; р. Південний Буг – с. Підгір'я, $t_p/T_0 = 0,78$; р. Південний Буг – смт Олександрівка, $t_p/T_0 = 0,82$) до 0,48 (р. Південний Буг – с. Чорнява, $t_p/T_0 = 0,003$).

4.6 Коефіцієнт русло-заплавного регулювання

В рамках розрахункової формули максимального стоку (3) русло-заплавне регулювання враховується за допомогою коефіцієнта ε_F [3, 20].

Визначення коефіцієнта ε_F відбувається на етапі чисельного визначення тривалості схилового припливу T_0 з рівняння (3). Розраховані величини коефіцієнтів русло-заплавного регулювання ε_F узагальнено в залежності від площі річкових водозборів. Встановлена чітко виражена закономірність (рис. 7) убутання ε_F з ростом площі водозборів, яка може бути представлена рівнянням вигляду

$$\varepsilon_F = e^{-0,23 \lg(F+1)}, \quad (20)$$

коефіцієнт кореляції цієї залежності, представленою у лінійному виді дорівнює 0,79.

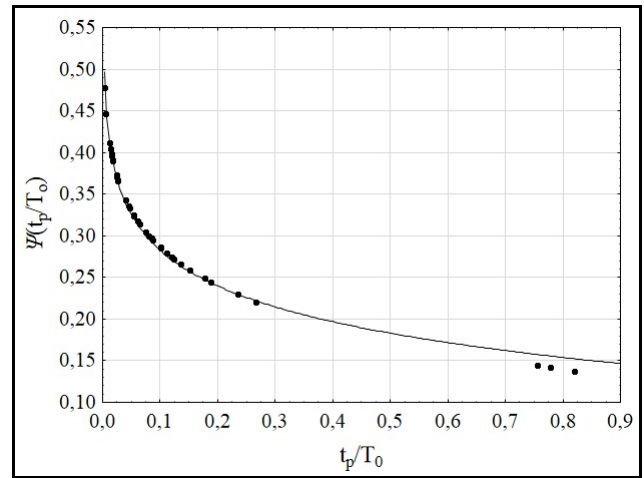


Рис. 6 – Залежність трансформаційної функції від співвідношення t_p/T_0 в басейні р. Південний Буг.

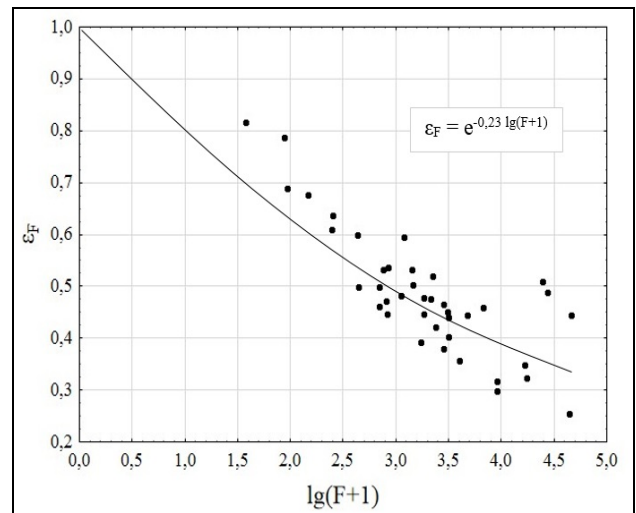


Рис. 7 – Залежність коефіцієнтів русло-заплавного регулювання ε_F від площі водозборів річок в басейні р. Південний Буг.

4.7 Трансформація водопіль під впливом водойм проточного типу

До водойм проточного типу відносять: озера, водосховища, ставки. Маючи регулюючі ємності, вони, в залежності від їх розмірів, спроможні у тій або іншій степені трансформувати гідрографи водопіль. В рамках розрахункової формули (3) трансформація водопіль під впливом водойм проточного типу враховується за допомогою коефіцієнта δ [3, 20].

Оцінка коефіцієнта δ можлива при наявності

вичерпної інформації про водойми руслового типу, їхнє місце розташування, морфометрію і кількість. Практична схема розрахунку коефіцієнта δ представлена у діючому нормативному документі СНіП 2.01.14-83 [10].

На досліджуваній території в басейні р. Південний Буг середньозважена озерність f_{oz} не перевищує 1 % і лише на деяких водозборах малих річок коливається в межах 1-3 %. Виходячи з майже відсутності на досліджуваній території

озер проточного типу, значення коефіцієнту δ прийнято на рівні 1,0.

4.8 Оцінка запропонованої методики

Оцінка запропонованої методики визначення середньобаторічного модуля максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг проведена за результатами перевірочних розрахунків цих величин за розрахунковою моделлю (3) та представлена у таблиці 1.

Таблиця 1 – Перевірочні розрахунки визначення середньобаторічного максимального модуля стоку річок в басейні р. Південний Буг.

№ з/п	Річка – пост	F , км ²	$q'_{m'}$ м ³ /(с·км ²)	$\psi(t_p/T_0)$	ε_F	$(q_m)_p$, м ³ /(с·км ²)	q_m , м ³ /(с·км ²)	$ \Delta $, %	ε_{Q_m} , %
1	Південний Буг – с. Чорнява	36,5	0,21	0,48	0,69	0,07	0,07	4,37	23,7
2	Південний Буг – с. Пирогівці	827	0,11	0,39	0,50	0,02	0,02	15,7	13,9
3	Південний Буг – с. Лелітка	4000	0,21	0,32	0,42	0,03	0,03	6,69	15,3
4	Південний Буг – с. Сабарів	9010	0,23	0,30	0,39	0,03	0,03	16,8	13,4
5	Південний Буг – с. Селище	9100	0,11	0,31	0,39	0,01	0,01	28,0	17,9
6	Південний Буг – с. Тростяничик	17400	0,22	0,24	0,36	0,02	0,02	7,81	11,1
7	Південний Буг – с. Підгір'я	24600	0,50	0,14	0,35	0,02	0,02	50,0	12,4
8	Південний Буг – м. Первомайськ	44000	0,13	0,24	0,33	0,01	0,01	21,5	16,4
9	Південний Буг – смт Олександрівка	46200	0,36	0,14	0,33	0,02	0,02	2,25	11,8
10	Бужок – смт Меджибож	698	0,16	0,37	0,51	0,03	0,03	7,61	16,8
11	Іква – смт Стара Синява	439	0,15	0,41	0,53	0,03	0,03	7,14	13,7
12	Згар – смт Літин	692	0,15	0,40	0,51	0,03	0,03	5,07	11,9
13	Рів – с. Демидівка	1130	0,22	0,33	0,48	0,04	0,04	2,47	9,6
14	Соб – с. Зозів	92,5	0,24	0,45	0,62	0,07	0,06	12,1	18,5
15	Савранка – с. Осички	1740	0,08	0,37	0,46	0,01	0,01	8,29	20,1
16	Синиця – смт Любашівка	86	0,37	0,40	0,63	0,09	0,09	0,60	17,7
17	Синиця – с. Кам'яний Брід	753	0,27	0,34	0,50	0,04	0,04	24,4	16,1
18	Кодима – с. Обжила	145	0,09	0,40	0,60	0,02	0,02	32,9	19,7
19	Кодима – с. Катеринка	2390	0,07	0,31	0,45	0,01	0,01	16,4	26,7
20	Синюха – с. Синюхин Брід	16700	0,28	0,23	0,36	0,02	0,02	10,3	13,9
21	Гнилий Тікич – смт Лисянка	1450	0,25	0,30	0,47	0,04	0,03	7,46	17,1
22	Велика Вись – с. Ямпіль	2820	0,16	0,27	0,44	0,02	0,02	13,9	17,9
23	Ятрань – с. Покотилове	2140	0,36	0,29	0,45	0,05	0,03	69,2	22,6
24	Чорний Ташлик – с. Піщаний Брід	1830	0,22	0,30	0,46	0,03	0,03	1,55	44,0
25	Чорний Ташлик – с. Тарасівка	2230	0,36	0,26	0,45	0,04	0,04	1,50	15,9
26	Мертвовід – с. Крива Пустош	252	0,26	0,37	0,56	0,06	0,04	32,3	22,0
27	Чичиклія – с. Василівка	436	0,10	0,34	0,53	0,02	0,02	18,6	19,9
28	Гнилий Єланець – с. Женево-Криворіжжя	1190	0,32	0,27	0,48	0,04	0,05	19,3	24,4

Таблиця 1 – Закінчення

№ з/п	Річка – пост	F, км ²	q _m ['] , м ³ /(с·км ²)	ψ(t _p /T ₀)	ε _F	(q _m) _p , м ³ /(с·км ²)	q _m , м ³ /(с·км ²)	Δ , %	ε _{Q_m} , %
29	Інгул – м. Кропивницький	840	0,23	0,32	0,50	0,04	0,04	3,35	18,4
30	Інгул – с. Інгуло-Кам'янка	3080	0,42	0,27	0,43	0,05	0,06	20,4	16,1
31	Інгул – с. Седнівка	4770	0,27	0,25	0,41	0,03	0,02	24,0	19,9
32	Інгул – с. Новогорожене	6670	0,22	0,22	0,40	0,02	0,02	20,8	14,9
33	Громокля – с. Михайлівка	1410	0,18	0,29	0,47	0,02	0,02	42,6	17,9
Середнє								±16,8%	18,7%

При цьому визначення складових розрахункової моделі здійснено відповідно методичних рекомендацій, що викладені вище.

Порівняння середньобагаторічних модулів максимального стоку весняного водопілля, розрахованих за моделлю (3) на базі метеорологічних даних із середньобагаторічними величинами максимальних модулів стоку річок в басейні р. Південний Буг, за даними спостережень до 2015 р. включно, показано на рис. 8. Коефіцієнт кореляції зв'язку $r = 0,95$ відноситься до вельми значущих, а лінія зв'язку практично співпадає з лінією рівних значень, що дозволяє оцінити відповідність розрахункових і фактичних величин як задовільну.

Точність визначення середньобагаторічного модуля максимального стоку весняного водопілля оцінювалася за середнім відносним відхиленням між розрахованими за методикою (3) і фактичними (установленими за даними спостережень) величинами

$$|\Delta| = \frac{|(q_m)_p - q_m|}{q_m} \cdot 100\% = \pm 16,8\%, \quad (21)$$

де $(q_m)_p$ – розрахована за формулою (3) величина середньобагаторічного модуля максимального стоку весняного водопілля; q_m – середньобагаторічна величина максимального модуля стоку весняного водопілля, що визначена за даними гідрологічних спостережень на річках (станом на 2015 р.).

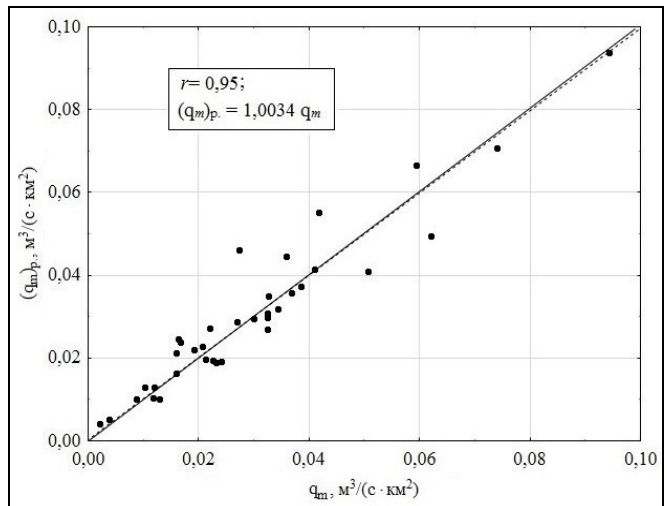
Отримане значення $|\Delta| = \pm 16,8\%$ знаходиться на рівні точності вимірювання максимальних витрат води в період проходження весняного водопілля і відповідає точності обчислення середньобагаторічних максимальних витрат води

ε_{Q_m} , яка розрахована за формулою [10]

$$\varepsilon_{Q_m} = \frac{100 \cdot C_v}{\sqrt{n}} = 18,7\%, \quad (22)$$

де C_v – коефіцієнти варіації часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля.

Отримані результати дозволяють рекомендувати операторну модель виду (3) для визначення середньобагаторічного максимального модуля стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг при недостатній кількості або відсутності спостережень за річковим стоком.



----- лінія середніх величин

Рис. 8 – Зв'язок середньобагаторічних модулів максимального стоку весняного водопілля, розрахованих за операторною моделлю (3) і середньобагаторічними величинами максимальних модулів стоку річок (станом на 2015 р.) в басейні р. Південний Буг.

5. ВИСНОВКИ

▪ Аналіз науково-методичних положень та регіональних методик показав необхідність удосконалення нормативної бази для визначення середньобогаторічного максимального стоку в період весняного водопілля річок в басейні р. Південний Буг.

▪ За розрахункову прийнята операторна модель формування максимального стоку з використанням на її вході основних параметрів максимальних снігозапасів та опадів в період весняного водопілля.

▪ В рамках операторної моделі визначені та узагальнені всі вхідні параметри розрахункової методики. При цьому, встановлено, що середньобогаторічні величини максимальних снігозапасів (за вимірами у полі) змінюються в межах басейну р. Південний Буг в напрямку з півночі та північного заходу на південь від 60-50 мм – до 30-25 мм. Для одержання середньобогаторічних величин опадів періоду весняного водопілля використані регіональні рівняння. Коефіцієнти стоку весняного водопілля представлені у вигляді картосхем ізоліній. Їхні значення зменшуються в межах басейну Південного Бугу у напрямку з північного заходу на південь від 0,60-0,50 до 0,1-0,05.

▪ Параметри, що не вимірюються гідрометорологічною мережею, одержані чисельним шляхом, запропонованим в методиці. Рекомендоване значення коефіцієнту нерівномірності схилового припливу становить 12,2. Величини середньобогаторічної тривалості схилового припливу одержані чисельним шляхом, картовані та змінюються в напрямку з північного заходу на південь від 1000 до 200 год.

▪ Для розрахунків середньобогаторічного максимального модуля стоку весняного водопілля річок визначено й інші параметри. Так, коефіцієнт трансформації водопіль під впливом тривалості руслового добігання коливається в межах від 0,48 до 0,14, а коефіцієнт русло-заплавного регулювання змінюється в діапазоні від 0,69 до 0,33 при граничних значеннях для обох випадків рівних 1,0.

▪ Розраховані за методикою середньобогаторічні величини максимальних модулів весняного водопілля добре узгоджуються з вихідними даними. Похибка їх визначення становить $\pm 16,8\%$ і знаходиться на рівні точності вимірювання максимальних витрат води в період проходження весняного водопілля, також вона відповідає точності обчислення середньобогаторічних максимальних витрат води (18,7%).

▪ Отримані результати дозволяють рекомендувати операторну модель для визначення середньобогаторічних величин максимальних витрат води весняного водопілля не вивчених у гідрологічному відношенні річок в басейні р. Південний Буг.

▪ Розроблена методика в подальшому буде використана в довгостроковому прогнозуванні характеристик стоку весняного водопілля з можливістю урахування майбутніх кліматичних змін.

ПОДЯКИ

Автори висловлюють подяку професору Є. Д. Гопченко за самовіддану багаторічну працю у напрямку розвитку гідрологічних розрахунків та прогнозів і значний внесок у розвиток одеської школи теоретичної та прикладної гідрології кафедри гідрології суші ОДЕКУ.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Directive 2007/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2007 on the assessment and management of flood risks (Text with EEA relevance). *Official Journal of the European Union*. 2007. L 288/27. URL: <https://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/> (Accessed: 21 December 2018).
2. Методика попередньої оцінки ризиків затоплення: затверджена наказом Міністерства внутрішніх справ України від 17.01.2018 р. № 30. 2018. URL: <https://zakon.rada.gov.ua/laws/card/z0153-18> (дата звернення: 21.06.2019).
3. Гопченко Е. Д., Овчарук В. А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. Одесса: ТЭС, 2002. 110 с.
4. Гопченко Е. Д., Романчук М. Е. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. Киев: КНТ, 2005. 148 с.
5. Шакірзанова Ж. Р. Довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок та естуаріїв території України. Одеса: ФОП Бондаренко М.О., 2015. 252 с.
6. Овчарук В. А., Гопченко Є. Д. Сучасна методика нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок України. *Український географічний журнал*. 2018. № 2 (102). С. 26-33.
7. Гопченко Є. Д., Погорелова М. П. Нормування розрахункових характеристик весняного водопілля в басейні річки Прип'ять на базі формули об'ємного типу: монографія. Одеса: ТЕС, 2018. 136 с.
8. Овчарук В. А., Гопченко Є. Д., Траскова А. В. Нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні річки Дністер. Одеса, 2017. 252 с.
9. Гопченко Є. Д., Овчарук В. А., Шакірзанова Ж. Р. Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять: монографія. Одеса: Екологія, 2011. 336 с.

10. СНіП 2.01.14-83. Посobie по определению расчетных гидрологических характеристик / Государственный гидрологический институт. Ленинград : Гидрометеоздат, 1984. 447 с.
11. Екстремальні гідрологічні явища: паводки і посухи на території гірських регіонів України / за ред. Гопченка Є. Д. Одеса : ТЕС, 2018. 324 с.
12. Гопченко Є. Д., Кічук Н. С., Овчарук В. А. Максимальний стік дощових паводків на річках Півдня України. Одеса : ТЕС, 2016. 212 с.
13. Гопченко Є. Д., Гопцій М. В. Максимальний стік дощових паводків у Передкарпатті. Одеса : ТЕС, 2015. 128 с.
14. Гопченко Е. Д., Гушля А. В. Гидрология с основами мелиорации. Ленинград : Гидрометеоздат, 1989. 303 с.
15. Огиевский А. В. Гидрология суши. Москва : Сельхозгиз, 1952. 516 с.
16. Железняк И. А. Определение максимального расхода половодья по типовым характеристикам гидрометеорологических условий водосбора. *Труды УкрНИГМИ*. 1985. Вып. 201. С. 15-27.
17. Мокляк В. І. Максимальні витрати від талих вод на річках УРСР. Київ, 1957. 163 с.
18. Вишневський П. Ф. Зливи і зливовий стік на Україні. Київ, 1964. 290 с.
19. Региональные модели формирования паводочного стока на территории СССР. Вып. 2. / Бефани А. Н. и др. Обнинск, 1981. 60 с.
20. Гопченко Е. Д. О редуции максимальных модулей дождевого стока по площади. *Метеорология и гидрология*. 1975. № 2. С. 66-71.
21. Гопченко Є. Д., Лобода Н. С., Овчарук В. А. Гідрологічні розрахунки: підручник для студентів ВНЗ. Одеса, 2014. 483 с.
22. World Meteorological Organization. Guide to Hydrological Practices, Fifth Edition, TD No.168, 1994.
23. Казакова А. О. Основні гідрометеорологічні чинники весняного водопілля в басейні р. Південний Буг в сучасних кліматичних умовах. *Матеріали XV наукової конференції молодих вчених*, 10-13 травня. Одеса, 2016. С. 69-70.
24. Гопченко Е. Д., Гнездилов Ю. А. Графоаналитический метод определения параметров гидрографов склонового стока (по материалам полевого обследования ГВВ). *Труды УкрНИГМИ*. 1974. Вып. 127. С. 54-61.
25. Андреевская Г. М., Гопченко Е. Д., Овчарук В. А. О форме графиков притока воды со склонов в русловую сеть. *Метеорология, климатология и гидрология*. 1996. Вып. 33. С. 106-110.
26. Гопченко Е. Д. Развитие представителями Одесской научной школы теоретической и прикладной гидрологии учения о максимальном стоке. *Метеорологія, кліматологія та гідрологія*. 2008. Вип. 50, ч. 2. С. 5-13.
27. Гопченко Є. Д., Овчарук В. А. Методика расчета скорости руслового добега на реках Украины. *Причорноморський екологічний бюлетень*. 2007. № 2 (24) (червень). С.53-55.
1. Directive 2007/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2007 on the assessment and management of flood risks. (2007). *Official Journal of the European Union*, L 288/27. Available at: <https://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/> (Accessed 20 December 2018).
2. *Metodyka poperednoi otsinky ryzykiv zatoplennia [The methods for the future assessment of risings flooded]* (2018). № 30. Available at: <https://zakon.rada.gov.ua/laws/card/z0153-18> (Accessed: 21 June 2019). (in Ukr)
3. Gopchenko, E.D. & Ovcharuk V.A. (2002). *Formirovanie maksimal'nogo stoka vesennego polovod'ya v usloviyakh yuga Ukrainy [Formation of the maximum flow of spring flood in the conditions of the south of Ukraine]*. Odessa: TES Publ. (in Russ.)
4. Gopchenko, E.D. & Romanchuk, M.E. (2005). *Normirovanie kharakteristik maksimal'nogo stoka vesennego polovod'ya na rekakh Prichernomorskoj nizmennosti [Normalization of the characteristics of the maximum spring flood runoff on the rivers of the Black Sea lowland]*. Kiev: KNT Publ. (in Russ.)
5. Shakirzanova, Zh.R. (2015). *Dovhostrokovoe prohozuvannya kharakterystyk maksimal'nogo stoku vesnianoho vodopillia rivnyynykh richok ta estuariiv terytorii Ukrainy [Long-term forecasting of characteristics maximum runoff of spring flood plain rivers and estuaries in Ukraine]*. Odessa: FOP Bondarenko Publ. (in Ukr.)
6. Ovcharuk, V.A. & Gopchenko, E.D. (2018). *Suchasna metodyka normuvannya kharakterystyk maksimal'nogo stoku vesnianoho vodopillia rivnyynykh richok Ukrainy [The modern method of maximum spring flood runoff characteristics valuation for the plain rivers of Ukraine]*. *Ukrainskyi heohrafichnyi zhurnal [Ukrainian Geographical Journal]*, 2 (102), pp. 26-33. (in Ukr.)
7. Gopchenko, E.D. & Pogorelova, M.P. (2018). *Normuvannya rozrakhunkovykh kharakterystyk vesnianoho vodopillia v baseini richky Prypiat na bazi formuly obiemnoho typu [Normalization of the calculated characteristics of the spring waterfall in the Pripjat River basin based on the volume type formula]*. Odessa: TES Publ. (in Ukr.)
8. Ovcharuk, V.A., Gopchenko, E.D. & Traskova, A.V. (2017). *Normuvannya kharakterystyk maksimal'nogo stoku vesnianoho vodopillia v baseini richky Dniester [Rationing of the characteristics of the maximum runoff of spring water in the Dniester river basin]*. Odessa. (in Ukr.)
9. Gopchenko, E.D., Ovcharuk, V.A. & Shakirzanova, Zh.R. (2011). *Rozrakhunky ta dovhostrokovyi prohozy kharakterystyk maksimal'nogo stoku vesnyanoho vodopillia v baseini r. Pryp'yat' [Calculations and long-term forecasts of the characteristics of the maximum runoff of spring water in the Pripjat river basin]*. Odessa: Ekolohiya Publ. (in Ukr.)
10. State Hydrological Institute (1984). *SNiP 2.01.14-83. Posobie po opredeleniyu raschetnykh gidrologicheskikh kharakteristik [Manual for the determination of calculated hydrological characteristics]*. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ. (in Russ.)
11. Gopchenko, E.D. (ed.). (2018). *Ekstremalni hidrohlohichni yavyschcha: pavodky i posukhy na terytorii hirs'kykh rehioniv Ukrainy [Extreme hydrological phenomena: floods and droughts in mountainous regions of Ukraine]*. Odessa: TES Publ. (in Ukr.)
12. Gopchenko, E.D., Kichuk, N.S. & Ovcharuk, V.A. (2016). *Maksimalnyi stik doshchovykh pavodkiv na richkakh Pivdnia Ukrainy [The maximum runoff of rain floods on the rivers of southern Ukraine]*. Odessa. (in Ukr.)
13. Gopchenko, E.D. & Goptsi, M.V. (2015). *Maksimalnyi stik doshchovykh pavodkiv u Peredkarpatti [Maximum rainfall runoff in the Precarpathian Mountains]*. Odessa: TES Publ. (in Ukr.)

REFERENCES

14. Gopchenko, E.D. & Gushlya, A.V. (1989). *Gidrologiya s osnovami melioratsii [Hydrology with the basics of land reclamation]*. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ. (in Russ.)
15. Ogievskiy, A.V. (1952). *Gidrologiya sushy [Hydrology of land]*. Moscow: Sel'khozgiz Publ. (in Russ.)
16. Zheleznyak, I.A. (1985). Opredelenie maksimal'nogo raskhoda polovod'ya po tipovym kharakteristikam gidrometeorologicheskikh usloviy vodosbora [Determination of the maximum discharge of floods according to typical characteristics of hydrometeorological conditions in the catchment area]. *Trudy UkrNIGMI [Proceedings UkrSRHMI]*, 201, pp. 15-27 (in Russ.)
17. Moklyak, V.I. (1957). *Maksymalni vytraty vid talykh vod na richkakh URSS [Maximum discharges from snowmelt on the rivers of the Ukrainian SSR]*. Kyiv. (in Ukr.)
18. Vyshnevskiy, P.F. (1964). *Zhyvy i zlyvovyi stik na Ukraini [Storm and storm drain in Ukraine]*. Kyiv. (in Ukr.)
19. Befani, A.N. et al. (1981). *Regional'nye modeli formirovaniya pavodochnogo stoka na territorii SSSR [Regional models of the formation of flood flow in the territory of the USSR]*. Vol. 2. Obninsk. (in Russ.)
20. Gopchenko, E.D. (1975). O reduktzii maksimal'nykh moduley dozhddevogo stoka po ploshchadi [On reduction of maximum rainfall modules by area]. *Meteorologiya i gidrologiya [Meteorology and hydrology]*, 2. pp. 66-71. (in Ukr.)
21. Gopchenko, E.D., Loboda, N.S. & Ovcharuk, V.A. (2014). *Hidrolohichni rozrakhunky [Hydrological calculations]*. Odesa. (in Ukr.)
22. World Meteorological Organization (1994). *Guide to Hydrological Practices*, Fifth Edition, TD No.168.
23. Kazakova, A.O. (2016). Osnovni hidrometeorologichni chynnyky vesnianoho vodopillia v baseini r. Pivdennyi Buh v suchasnykh klimatychnykh umovakh [Main Hydrometeorological Factors of Spring Waterfall in the Southern Bug River Basin in Modern Climatic Conditions]. *Materialy XV naukovoï konferentsii molodykh vchenykh [Proceedings of the XV Scientific Conference of Young Scientists]*, 10-13 May. Odesa, pp. 69-70. (in Ukr.)
24. Gopchenko, E.D. & Gnezdilov, Ju.A. (1974). Grafoanaliticheskiy metod opredeleniya parametrov gidrografov sklonovogo stoka (po materialam polevogo obsledovaniya GVV) [Graph-analytical method for determining the parameters of slope runoff hydrographs (based on the field survey of hot water survey)]. *Trudy UkrNIGMI [Proceedings UkrSRHMI]*, 127, pp. 54-61. (in Russ.)
25. Andreevskaya, G.M., Gopchenko, E.D. & Ovcharuk, V.A. (1996). O forme grafikov pritoka vody so sklonov v ruslovuyu set' [About the form of graphs of water inflow from the slopes to the channel network]. *Meteorologiya, klimatologiya i gidrologiya [Meteorology, climatology and hydrology]*, 33, pp. 106-110. (in Russ.)
26. Gopchenko, E.D. (2008). Razvitiye predstavitelnyami Odesskoy nauchnoy shkoly teoreticheskoy i prikladnoy gidrologii ucheniya o maksimal'nom stoke [The development by representatives of the Odessa scientific school of theoretical and applied hydrology of the doctrine of maximum runoff]. *Meteorologiya, klimatologiya ta hidrohologiya [Meteorology, climatology and hydrology]*, 50 (2), pp. 5-13. (in Russ.)
27. Gopchenko, E.D. & Ovcharuk, V.A. (2007). Metodika rascheta skorosti ruslovogo dobeganiya na rekakh Ukrainy [Methodology for calculating the speed of channel runoff on the rivers of Ukraine]. *Prychornomorskyi ekolohichniy biulleten [Black Sea Ecological Bulletin]*, 2 (24), (June), pp.53-55. (in Russ.)

APPLICATION OF THE OPERATOR MODEL OF RUNOFF FORMATION TO DETERMINE THE AVERAGE LONG-TERM VALUES OF MAXIMUM WATER DISCHARGE OF SPRING FLOOD IN THE PIVDENNY BUH BASIN

A. A. Dokus, V. A. Ovcharuk, Zh. R. Shakirzanova

*Odessa State Environmental University,
15, Lvivska St., 65016 Odesa, Ukraine, angel.dokus@gmail.com*

In the context of Ukraine's integration into the European Union and implementation of the main provisions of Directive 2007/60/EC which implies assessment of potential hydrological risks, long-term factors of their formation, in particular the effects of climate change and the trend of river water regime changes should be taken into consideration. With this in mind, given the presence of both current long-term tendencies to reduction of runoff layers (volumes) and maximum discharge of water of spring flood across the Ukrainian rivers there is an important task to identify, using the modern initial data, both the average long-term values of these characteristics and different probability of their exceedance probability.

For the first time, the authors of the study implemented an operator model of runoff formation to determine the average long-term values of maximum water discharge of spring flood in the basin of the Pivdenny Buh using meteorological characteristics (snowpack and precipitation) and runoff coefficients as basic parameters.

The model was applied to determine the maximum runoff modules of spring floods for the rivers with a wide range of catchment areas affected by different physical and geographical conditions within the Pivdenny Buh Basin.

Application of the operator model allowed the authors of the article to calculate and summarize all input parameters of the calculation model, including those obtained from observational data (snowpack, precipitation) and those that can't be measured by the hydrometeorological network (runoff coefficient, temporal irregularity coefficient and duration of surface inflow of snowmelt

and rain water, transformational function of the flood waves layering under the influence of channel lag, coefficient of channel and floodplain regulation) for the rivers of the Pivdenny Buh Basin.

The verifying calculation related to determination of the average long-term values of the maximum modules of spring flood runoff using the operator model showed satisfactory concordance with the initial data and this allowed recommending it for practical application for the rivers of the Pivdenny Buh Basin, including those that haven't been studied from the hydrological perspective.

Keywords: average long-term maximum runoff; spring flood; operator model; Pivdenny Buh.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОПЕРАТОРНОЙ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНЕМНОГОЛЕТНИХ ВЕЛИЧИН МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ В БАСЕЙНЕ РЕКИ ЮЖНЫЙ БУГ

А. А. Докус, В. А. Овчарук, Ж. Р. Шакирзанова

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

В условиях интеграции Украины в Европейский Союз, при внедрении основных положений Директивы 2007/60 /ЕС, которая предусматривает оценку потенциальных рисков гидрологического характера, должны учитываться долгосрочные факторы их формирования, в частности, последствия изменений климата и тенденции изменений водного режима рек. В связи с этим, при наличии в настоящее время многолетних тенденций к уменьшению как слоев (объемов) стока, так и максимальных расходов воды весенних половодий на реках Украины актуальной задачей является определение при использовании современных исходных данных как среднеемноголетних значений этих характеристик, так и разной вероятности их превышения.

Впервые авторами исследования реализована операторная модель формирования стока для определения среднеемноголетних величин максимальных расходов воды весеннего половодья в бассейне р. Южный Буг при использовании в качестве базовых параметров метеорологических характеристик (снегозапасы и осадки) и коэффициенты стока.

Применение операторной модели позволило авторам статьи рассчитать и обобщить все исходные параметры расчетной модели, включая те, которые получены по данным наблюдений (снегозапасы, осадки) и те, которые не измеряются на гидрометеорологической сети (коэффициент стока, коэффициент временной неравномерности и продолжительность склонового притока тало-дождевых вод, трансформационная функция распластывания паводковых волн под влиянием руслового добега, коэффициент русло-пойменного регулирования, коэффициент трансформации половодий под влиянием озер и водохранилищ руслового типа) в бассейне р. Южный Буг.

Проверочные расчеты по определению среднеемноголетних величин максимальных модулей стока весенних половодий по операторной модели показали удовлетворительное соответствие исходным данным, что позволило рекомендовать предложенную методику к практическому применению в бассейне р. Южный Буг, в том числе для рек, неизученных в гидрологическом отношении.

Ключевые слова: среднеемноголетний максимальный сток, весеннее половодье, операторная модель, Южный Буг.

Подання до редакції : 31. 08. 2019

Надходження остаточної версії : 25. 11. 2019

Публікація статті : 28. 11. 2019

УДК 556.531

РОЛЬ ПРИТОК ДОНБАСУ У ФОРМУВАННІ ЯКОСТІ ПОВЕРХНЕВИХ ВОД РІЧКИ СІВЕРСЬКИЙ ДОНЕЦЬ

Н. С. Лобода, О. В. Смалій

Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, natalie.loboda@gmail.com,
<https://orcid.org/0000-0002-0794-9951>, oksanasmaliy@i.ua

Актуальність роботи полягає у необхідності дослідження якості вод річки Сіверський Донець та її приток на початку XXI сторіччя, оскільки ця річка є основним джерелом постачання води на сході України. Водозбір річки Сіверський Донець знаходиться у найбільш індустріалізованому регіоні України. Річка є транскордонною, її водозбір розташований на території України та Росії. Об'єми використання вод річки у порівнянні з об'ємом її стоку є найбільшими в Україні. Стан якості вод визначається як великими втратами на водоспоживання, так і великими скидами забруднених вод. Найбільший вплив чинять скиди комунально-побутового комплексу (великі міста) і підприємств вугільної промисловості, чорної металургії, хімічної та нафтохімічної промисловості, які сконцентровані у Донецькому вугільному басейні.

Метою даної роботи є оцінка змін якості поверхневих вод басейну Сіверського Донця та визначення ролі приток із значним антропогенним навантаженням у формуванні екологічного стану головної річки.

Об'єктом досліджень є гідрохімічні показники річки Сіверський Донець та її приток: р. Уди (9 км нижче м. Харків), яка знаходиться у лісостеповій зоні і підпадає під вплив скидних вод Харківського мегаполісу; р. Оскіл (Червонооскільське водосховище), яка знаходиться в зоні дії карсту, має значне підземне живлення і стік якої регулюється водосховищем; річки Лугань, Кривий Торець, Казенний Торець, Бахмут, які є притоками, що беруть початок з Донецької височини і знаходяться під впливом стічних вод промислових і комунальних підприємств Донбасу.

Предметом досліджень є екологічний стан води у річках басейну р. Сіверський Донець, який оцінювався за узагальненим екологічним індексом.

Для аналізу стану якості води використовувались дані гідрохімічних спостережень за період 1990-2015рр., надані Київською центральною геофізичною обсерваторією. Основним методом дослідження є методика екологічної оцінки якості поверхневих вод суші та естуаріїв України за відповідними категоріями.

Оцінка якості поверхневих вод суші за узагальненим екологічним індексом (при використанні середніх показників) показала, що якість води погіршується по довжині головної річки, досягаючи найгіршого стану у створі Лисичанськ. Серед приток найгірший екологічний стан виявлений для р. Бахмут (Донбас). Для більшості розглянутих річок встановлено III клас якості – “задовільний”, 4 категорія (за станом “задовільні”, за ступенем чистоти “слабко забруднені”). Якщо розглядати індекс екологічного стану за максимальними показниками, то отримані результати майже однакові для всіх річок: клас V, категорія 7 (за станом “дуже погані”, за ступенем чистоти “дуже забруднені”). За блоком компонентів сольового складу найгірший екологічний стан встановлений для створів р. Сіверський Донець (м. Лисичанськ) та р. Бахмут. Аналіз динаміки узагальненого екологічного індексу по довжині головної річки показав існування загальної тенденції (окрім створу Лисичанськ) покращення якості вод, що обумовлено зменшенням показників токсичної дії, внаслідок зниження концентрацій нафтопродуктів та фенолів. На притоках суттєві зміни узагальненого екологічного індексу у часі не виявлено. На річках Донбасу спостерігається зростання індексу компонентів сольового складу: їх води віднесені до “солонуватих” на відміну від інших приток, де води “прісні”. Залишається значним та зростає забруднення сполуками азоту. Зменшення у воді вмісту важких металів відбувається дуже уповільнено. Надходження вод річок Донбасу до головної річки викликає суттєві зміни екологічного стану у створі Лисичанськ, який знаходиться нижче їх впадіння.

Ключові слова: Сіверський Донець; Донбас; забруднення поверхневих вод; екологічна оцінка якості вод.

1. ВСТУП

Актуальність роботи полягає у необхідності дослідження якості вод річки Сіверський Донець та її приток на початку XXI сторіччя, оскільки ця річка є основним джерелом постачання води на сході України, який належить найбільш індустріалізованому регіону України. Згідно із Законом України “Про Основні засади (стратегію) державної екологічної політики України на період до 2030 року (від 28 лютого 2019 року № 2697-VIII)”, який має увійти в дію з 01 січня 2020 р., основна увага в області досліджень екологічного стану вод річок басейну Сіверського Дінця має бути приділена екологічним проблемам Донбасу.

Метою даної роботи є оцінка змін якості поверхневих вод басейну Сіверського Донця та установлення ролі приток із значним використанням водних ресурсів у формуванні екологічного стану головної річки.

Об'єктом досліджень є гідрохімічні показники річки Сіверський Донець та її приток. У роботі розглянуто р. Уди (9 км нижче м. Харків), яка знаходиться у лісостеповій зоні і підпадає під вплив скидних вод Харківського мегаполісу; р. Оскіл (вдсх Червонооскільське) – м. Червоний Оскіл, яка знаходиться в зоні дії карсту, має значне підземне живлення і стік якої регулюється Червонооскільським водосховищем; річки Лугань, Кривий Торець, Казенний Торець, Бахмут, які є притоками, що беруть початок з Донецької височини.

Предметом досліджень є якість води річок басейну Сіверського Донця. Оцінка якості води виконана за узагальненим екологічним індексом [1].

2. ОГЛЯД ЛІТЕРАТУРИ

У роботах багатьох авторів зазначається, що скиди промислових, шахтних та рудничних вод у поверхневі водотоки, які беруть початок у межах Донецької височини, впливають як на якість вод водотоків Донбасу, так і на якість головної річки (Сіверський Донець), яка є водоприймачем цих вод. Екологічний стан головної річки (до впадіння у неї річок Донбасу) формується під впливом комунальних та промислових скидів великих міст із значною індустріалізацією, серед яких значний внесок належить м. Харків.

За даними гідрохімічного моніторингу ДСНС України річка Уди (приток Сіверського Дінця) відноситься до числа найбільш забруднених водних об'єктів України [2]. Води цієї річки харак-

теризуються високим вмістом іонів неорганічних форм азоту, амонію, фосфатів, органічних речовин (за показником ХСК).

Води річок Донбасу (у межах водозбору Сіверського Дінця) містять у собі високу концентрацію міді, цинку, хрому (VI). Використання річки порівняно із об'ємом її стоку є найбільшим в Україні [3].

Велика частка скидних вод (по відношенню до стоку води) обумовлює найгіршу якість вод р. Сіверський Донець серед усіх річок України. Наявність великої кількості відстійників, накопичувачів та звалищ також значно впливає на якість води поверхневих водотоків [4]. У Донецькій та Луганській областях вугільні шахти, хімічні та металургійні комбінати є головними промисловими точковими джерелами, які скидають стічні води у басейн Сіверського Дінця [5]. У попередньому дослідженні [6] авторами цієї статті була надана комплексна оцінка якості вод головної річки на базі використання узагальненого індексу їх стану (методика ОДЕКУ) [7]. Методика визначення узагальненого індексу стану вод, розроблена в ОДЕКУ, спрямована на усунення головних недоліків вже існуючих методик [8]. Аналіз ступеня забрудненості вод у часі, показав, що найбільше забруднення спостерігалось у 90-ті роки минулого сторіччя. На початку XXI сторіччя якість води стала покращуватися. З “дуже брудної” вона стала “помірно брудною”. Відносно зменшення забруднення річки пов'язане із скороченням обсягів виробництва [6]. Невирішеними у попередній роботі залишились задачі оцінки якості вод, які потрапляють у р. Сіверський Донець від притоків, зокрема, притоків Донбасу.

3. ОПИС ОБ'ЄКТА І МЕТОДІВ ДОСЛІДЖЕННЯ

Водозбір річки Сіверський Донець знаходиться у найбільш індустріалізованому регіоні України (на території Харківської, Донецької, Луганської областей). Річка є транскордонною, вона бере початок на схилах Середньоруської височини (Росія) та впадає у річку Дон (Росія). Площа водозбору річки становить 98900 км², українська частина складає 54540 км² (55%). Об'єми використання вод річки у порівнянні із об'ємом її стоку є найбільшими в Україні. Стан якості вод визначається як великими втратами на водоспоживання, так і великими скидами забруднених вод. Найбільший вплив чинять скиди комунально-побутового комплексу (великі міс-

та) та підприємства вугільної промисловості, чорної металургії, хімічної та нафтохімічної промисловості, які сконцентровані у Донецькому вугільному басейні. Антропогенне навантаження негативно впливає на водні об'єкти басейну річки Сіверський Донець.

Для аналізу стану якості води використовувались дані гідрохімічних спостережень за період 1990 – 2015 рр., які були надані Київською Центральною Геофізичною Обсерваторією. Основна методика дослідження викладена у міжвідомчому керівничому нормативному документі – «Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод суші та естуарій України за відповідними категоріями» [1]. Класифікація гідрохімічного режиму виконана за О. А. Альокінін [9].

Узагальнення оцінок якості води за окремими показниками з визначенням інтегральних значень класів і категорій якості води виконано на базі аналізу показників в межах відповідних блоків. Це узагальнення полягає у визначенні середніх і найгірших (максимальних) значень для трьох блокових індексів якості води, а саме: для індексу забруднення компонентами сольового складу (I_1), для еколого-санітарного індексу (I_2), для індексу специфічних показників токсичної дії (I_3). Маючи значення блокових індексів якості води, легко визначити їхню приналежність до певного класу і категорії якості води за допомогою системи екологічної класифікації. Етап визначення об'єднаної оцінки якості води для певного водного об'єкта в цілому або для окремих його ділянок полягає в розрахунку екологічного (загального) індексу (I_E). Значення екологічного індексу якості води визначається за формулою

$$I_E = (I_1 + I_2 + I_3)/3 \quad (1)$$

де I_1 – індекс забруднення компонентами сольового складу;

I_2 – індекс еколого-санітарних показників;

I_3 – індекс специфічних показників токсичної дії.

Екологічний індекс якості води, як і блокові індекси, розраховується для середніх і для найгірших значень категорій окремо I_E і $I_{E_{max}}$.

4. ОПИС І АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ

За гідрохімічною класифікацією О. А. Альокіна встановлено, що по довжині річки Сіверський Донець від створу Огірцево до

створу Ізюм води є «гідрокарбонатно-кальцієвими», другого типу. Мінералізація зростає з 0,6 до 0,9 г/дм³; індекс жорсткості змінюється від 7 до 9 мг-екв/дм³. У створі р. Сіверський Донець – м. Лисичанськ води стають «хлоридно-кальцієвими», третього типу. Мінералізація та жорсткість вод у цьому створі складають 1,19 г/дм³ та 11 мг-екв/дм³, відповідно, що є найбільшими значеннями цих показників.

Води річок Донбасу відносяться до «сульфатно-натрієвих» та «хлоридно-сульфатно-натрієвих» другого типу. Води річок Донбасу відносяться до «сульфатно-натрієвих» та «хлоридно-сульфатно-натрієвих» другого типу. Серед розглянутих у роботі приток найвищі значення мінералізації та жорсткості встановлені саме для річок Донбасу, що викликано скидом шахтних, рудничних і стічних вод. Особливості гідрохімічного режиму річок Донбасу обумовлюють зміну гідрохімічного складу води у створі Лисичанськ (при порівнянні з верхніми створами головної річки: Огірцево, Ізюм, Зміїв).

За індексом сольового складу (табл. 1) у період 1990 – 2015 рр. найчистішими були води р. Лугань ($I_1 = 1,7$), а найбруднішими – води у створах р. Сіверський Донець – Лисичанськ ($I_1 = 5,0$) та Бахмут ($I_1 = 4,7$). За еколого-санітарним індексом найчистішими були води р. Оскіл (вдсх Червонооскільське – м. Червоний Оскіл) ($I_2 = 3,5$), найбруднішими – води річок Уди ($I_2 = 5,0$), Казенний Торець ($I_2 = 5,0$) та Бахмут ($I_2 = 5,9$). За індексом специфічних показників токсичної дії найчистішою виявлена вода у створі р. Сіверський Донець – с. Огірцево ($I_3 = 2,7$), найбруднішою у створі Лисичанськ ($I_3 = 5,7$).

Екологічний (загальний) індекс якості вод приймає найменші значення для р. Сіверський Донець – с. Огірцево ($I_E = 3,1$) та Оскіл ($I_E = 3,4$), клас II (чисті), категорія 3 (досить чисті) та найбільший для річок Бахмут та Уди і в створі Лисичанськ. Найбільші значення I_E встановлені для створу Сіверський Донець – м. Лисичанськ ($I_E = 4,9$; клас III «забруднені», категорія 5 «помірно забруднені») та річки Бахмут ($I_E = 5,0$; клас III «забруднені», категорія 5 «помірно забруднені»). Якщо розглядати індекс екологічного стану за максимальними показниками, то отримані результати майже однакові для всіх річок та створів: клас V, категорія 7 (за станом «дуже погані», за ступенем чистоти «дуже забруднені»).

Таблиця 1 – Блокові показники якості води

Пости спостереження	1-й блок (компоненти сольового складу)	2-й блок (еколого-санітарні показники)	3-й блок (специфічні показники токсичної дії)
с. Огірцеве (0.3км вище села)	2.7	4.0	2.7
м. Зміїв (1.5км вище міста)	2.7	4.3	4.0
м. Зміїв (6км нижче міста)	2.7	4.5	4.3
м. Ізюм (1км вище міста)	3.0	4.3	3.9
м. Ізюм (1.5км нище міста)	3.0	4.3	4.0
м. Лисичанськ (19.8км вище міста)	5.0	3.9	5.7
р. Уди (9 км нижче м. Харків)	3.0	5.0	3.9
р. Оскіл (вдхх Червонооскільське – м. Червоний Оскіл)	2.7	3.5	3.8
р. Лугань (1км нижче міста Кіровськ)	1.7	4.8	3.1
р. Кривий Торець (м. Дружківка)	2.0	4.8	4.6
р. Казенний Торець (3км нижче м. Слов'янськ)	2.7	5.0	2.6
р. Бахмут (0.2км нижче м. Бахмут)	4.7	5.9	4.4

Встановлено, що за узагальненим екологічним індексом $I_{\text{Еср}}$ (за середніми показниками) якість води погіршується по довжині головної річки, досягаючи найгіршого стану у створі Лисичанськ. Серед приток виділяється р. Бахмут у створі м. Бахмут з $I_{\text{Еср}} = 4,5$, клас III “задовільний”, категорія 5 (за станом “посередній”, за ступенем чистоти “помірно забруднені”). Для більшості розглянутих річок установлений III клас якості – “задовільний”, 4 категорія (за станом “задовільний”, за ступенем чистоти “слабко забруднені”). Якщо розглядати індекс екологічного стану за максимальними показниками, то отримані результати майже однакові для всіх річок: клас V, категорія 7 (за станом “дуже погані”, за ступенем чистоти “дуже забруднені”). Динаміка узагальненого індексу якості вод I_E для створів головної річки характеризується тенденцією до

зменшення його значень (рис. 1). Якщо розглядати зміни у часі класів і категорій якості, то для головної річки можна зробити висновок про перехід якості вод від III класу (“задовільний”), 4 категорія (за станом “задовільний”, за ступенем чистоти “слабко забруднені”) до II класу (“добрий”), 3 категорія (за станом “добрий”, за ступенем чистоти “досить чисті”). Перехід з одного класу до іншого має зсув у часі по довжині потоку: у верхньому створі річки Сіверський Донець (м. Огірцеве) він спостерігався з 1998 року, а у нижньому створі Сіверського Дінця (м. Лисичанськ) з 2012 року. Для I_E виявлена тенденція, що обумовлена зменшенням індексу показників токсичної дії I_3 внаслідок зниження концентрацій нафтопродуктів та фенолів.

Слід зазначити, що у створі Лисичанськ тенденція до зниження є дуже уповільненою при порівнянні із іншими створами р. Сіверський Донець (рис. 2), це пов'язано із надходженням до Сіверського Дінця вод річок Донбасу. На притоках суттєвих змін якості вод у часі не відбувається. Наприклад, на річці Уди якість води протягом всього періоду спостережень характеризується класом III “забруднені”, категорія 4 “слабко забруднені”. На річці Бахмут якість води погіршується: з початку сторіччя відбувається перехід від категорії 4 “слабко забруднені” до категорії 5 “помірно забруднені”.

Річки Донбасу характеризуються високою мінералізацією ($>1000 \text{ мг/дм}^3$) та постійним зростанням у часі першого блокового індексу. У той же час на верхніх притоках (Уди та Оскіл) тенденції до зростання мінералізації не виявлено. Усі притоки Донбасу мають “солонуваті” води. Після впадіння цих річок у головну річку її води переходять з класу I (“прісні”) до класу II (“солонуваті”). Найбільш рівномірно розподілений у просторі другий блоковий санітарно-екологічний індекс, високі значення якого обумовлені впливом комунально-побутових вод з підвищеним вмістом органічних сполук, біогенних елементів. Значна мінливість у просторі пов'язується із блоком речовин токсичної дії (важкі метали, феноли), зміни індексів якого можуть мати як тенденцію до зменшення у часі, так і тенденцію до збільшення.

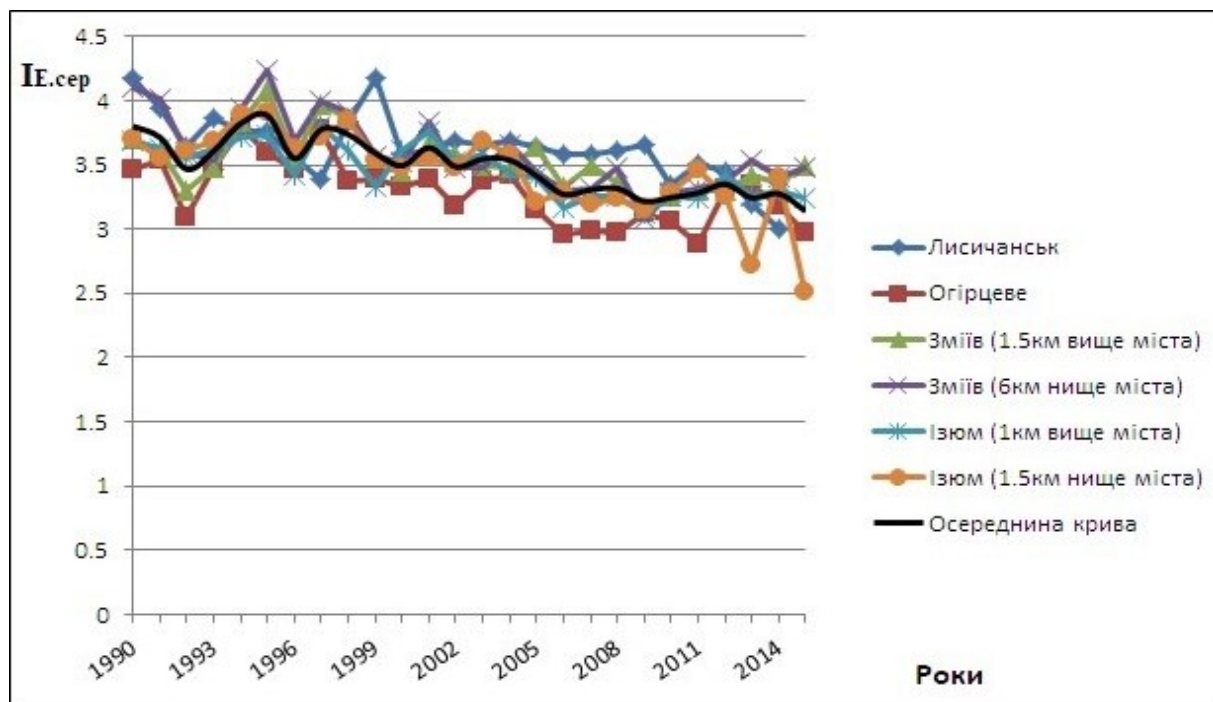


Рис. 1 – Динаміка екологічного індексу якості води I_E за довжиною річки Сіверський Донець

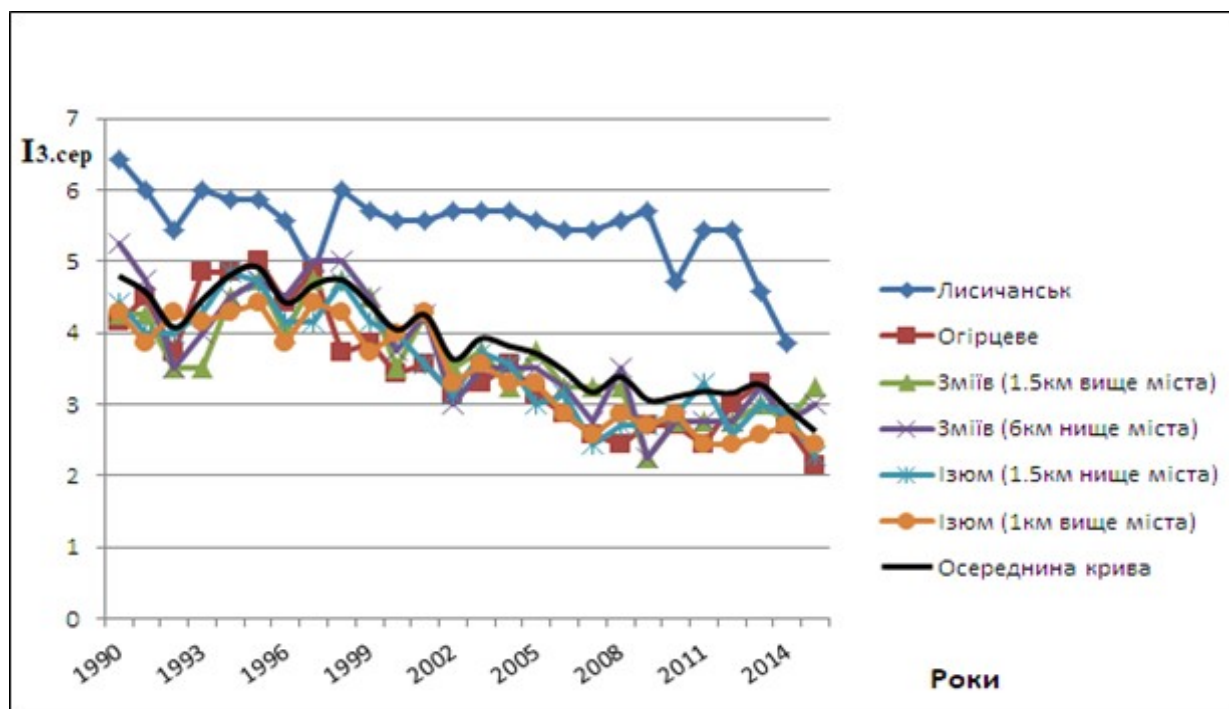


Рис. 2 – Динаміка блокового індексу специфічних показників токсичної дії у створах річки Сіверський Донець

5. ВИСНОВКИ

Оцінка якості поверхневих вод суші за узагальненим екологічним індексом (при використанні середніх показників) показала, що якість води погіршується по довжині головної річки,

досягаючи найгіршого стану у створі Лисичанськ. Серед приток найгірший екологічний стан виявлений для р. Бахмут у створі м. Бахмут. Для більшості розглянутих річок

установлений III клас якості – “задовільний”, 4 категорія (за станом “задовільні”, за ступенем чистоти “слабко забруднені”). Якщо розглядати індекс екологічного стану за максимальними показниками, то отримані результати майже однакові для всіх річок: клас V, категорія 7 (за станом “дуже погані”, за ступенем чистоти “дуже забруднені”). За блоком компонентів сольового складу найгірший екологічний стан установлений для створів р. Сіверський Донець – м. Лисичанськ та р. Бахмут. За еколого-санітарним блоком найбільше забруднення установлене для р. Уди, в яку скидаються промислові та комунальні води м. Харків та для річок Донбасу (Казенний Торець та Бахмут). За блоковим показником токсичної дії найбільш високе забруднення виявлене в створі Лисичанськ. Аналіз динаміки узагальненого екологічного індексу по довжині головної річки показав існування загальної тенденції до відносного покращення якості вод, що обумовлено зменшенням показників токсичної дії, внаслідок зниження концентрацій нафтопродуктів та фенолів. На притоках суттєвих змін індексу I_E у часі не виявлено. На річках Донбасу спостерігається зростання індексу компонентів сольового складу, їх води віднесені до “солонуватих”. Надходження цих вод до головної річки викликає суттєві зміни якості води у створі Лисичанськ, що знаходиться нижче впадіння річок Донбасу. Таким чином, оцінка якості поверхневих вод річок водозбору Сіверського Дінця, виконана на базі аналізу її змін у часі та просторі за узагальненим індексом та блоковими індексами показала, що екологічний стан поверхневих вод суттєво відрізняється від “доброго” внаслідок значного антропогенного навантаження, яке мало змінюється із часом.

ПОДЯКИ

Автори виражають подяку доценту кафедри гідроекології та водних досліджень Грибу О. Н. за представлене програмне забезпечення на базі Excel.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями / Романенко В. Д., Жупанський В. М., Оксіюк О. П. та ін. Київ : Символ-Т, 1998. 28 с.
2. Процеси формування хімічного складу поверхневих вод / Осадчий В. І., Набиванець Б. Й., Линник П. М. та ін. Київ : Ніка-Центр, 2013. 240 с.
3. Гребінь В. В., Колеснікова А. Г. Сучасні зміни обсягів та

- структури водокористування в басейні р. Сіверський Донець (в межах України). *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2011. Т. 2. №23. С. 84-89.
4. Вишневецький В. І. Річки і водойми України. Стан і використання. Київ : Віпол, 2000. 375 с.
5. Сучасний екологічний стан української частини річки Сіверський Донець : експедиційні дослідження / Гриценко А. В., Васенко О. Г., Колісник А. В. та ін.; за ред. д-ра геогр. наук, проф. А. В. Гриценка, канд. біол. наук, доц. О. Г. Василенка. Харків : ВПП «Контраст», 2011. 340 с.
6. Оцінка змін якості води по довжині річки Сіверський Донець на початку XXI сторіччя / Лобода Н. С., Смалій О. В., Катинська І. В. та ін. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2019. №23. С. 54-68.
7. Юрасов С. М., Сафранов Т. А., Чугай А. В. Оцінка якості природних вод : навч. пос. Одеса : Екологія, 2012. 168 с.
8. Юрасов С. М., Кур'янова С. О., Юрасов М. С. Комплексна оцінка якості вод за різними методиками та шляхи її вдосконалення. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2009. № 5. С. 42-53.
9. Алейкин О. А. Основы гидрохимии. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1970. 443 с.

REFERENCES

1. Romanenko, V.D., Zhupanskyi, V.M., Oksiiuk, O.P. et al. (1998). *Metodyka ekolohichnoi otsinky yakosti poverkhnevyykh vod za vidpovidnyimi katehoriiami [Methodology of ecological assessment of surface water quality by appropriate categories]*. Kyiv: Symvol-T. (in Ukr.)
2. Osadchyi, V.I., Nabyvanets, B.I., Lynnyk, P.M. et al. (2013). *Protsesy formuvannia khimichnoho skladu poverkhnevyykh vod [Processes of forming the chemical composition of surface water]*. Kyiv: Nika-Tsentr. (in Ukr.)
3. Hrebin, V.V. & Koliesnikova, A.H. (2011). Suchasni zminy obsiahiv ta struktury vodokorystuvannia v baseini r. Siverskyi Donets (v mezhakh Ukrainy) [The modern changes of volumes and structure of water use in the basin of the Siverskyi Donets River (within Ukraine)]. *Hidrolohii, hidrokhimii i hidroekolohii [Hydrology, hydrochemistry and hydroecology]*, 2(23), pp. 84-89. (in Ukr.)
4. Vyshnevskiy, V.I. (2000). *Richky i vodoimy Ukrainy. Stan i vykorystannia [Rivers and reservoirs of Ukraine. Condition and use]*. Kyiv: Vipol. (in Ukr.)
5. Hrytsenko, A.V., Vasenko, O.H., Kolisnyk, A.V. et al. (2011). *Suchasnyi ekolohichni stan ukrainskoi chastyny richky Siverskyi Donets [The modern ecological state of the Ukrainian part of the river Siverskyi Donets]*. Edited by Hrytsenko, A.V. and Vasenko, O.H. Kharkiv: VPP «Kontrast». (in Ukr.)
6. Loboda, N.S., Smalii, O.V., Katynska, I.V. et al. (2019). Otsinka zmin yakosti vody po dozhyni richky Siverskyi Donets na pochatku XXI storichchia [Assessment of changes in the water quality along the length of the Siverskyi Donets river at the beginning of the 21st century]. *Ukrains'kij gidrometeorologichnij zhurnal [Ukrainian hydrometeorological journal]*, 23, pp. 54-68. (in Ukr.)
7. Yurasov, S.M., Safranov, T.A. & Chuhai, A.V. (2012). *Otsinka yakosti pryrodnykh vod [Assessment of the quality of natural water]*. Odesa: Ecology Publ. (in Ukr.)
8. Yurasov, S.M., Kurianova, S.O. & Yurasov, M.S. (2009). *Kompleksna otsinka yakosti vod za riznymy metodykamy*

ta shliakhy yii vdoskonalennia [Comprehensive assessment of water quality by different methods and ways of its improvement]. *Ukrains'kij gidrometeorologičnij žurnal* [Ukrainian hydrometeorological journal], 5, pp. 42-53. (in Ukr.)

9. Alekin, O.A. (1970). *Osnovy gidrokhimii* [Osnovy gidrokhimii]. Leningrad: Gidrometeoizdat. (in Russ.)

ROLE OF TRIBUTARIES IN DONBAS IN ENSURING THE QUALITY OF THE SIVERSKYI DONETS RIVER SURFACE WATER

N. S. Loboda, O. V. Smalii

Odessa State Environmental University,
15, Lvivska St., 65016 Odesa, Ukraine, natalie.loboda@gmail.com,
<https://orcid.org/0000-0002-0794-9951>
oksanasmaliy@i.ua

The relevance of the work consists in the need to study the water quality of the Siverskyi Donets River and its tributaries at the beginning of the 21st century, since the river is a main source of water supply in the eastern part of Ukraine. The catchment area of the Siverskyi Donets River is located in the most industrialized region of Ukraine. It is a transboundary river and its catchment is located in the territory of both Ukraine and Russia. The volume of the river's water use, if compared to its runoff volume, is the largest in Ukraine. The condition of water quality is determined by high water consumption and large amount of polluted water being discharged into it. The largest impact is caused by discharges from the residential and commercial complex (big cities) and the enterprises of coal industry, ferrous metallurgy, chemical and petrochemical industry which are concentrated in the Donets Coal Basin.

The purpose of this work is to assess the changes of surface water quality of the Siverskyi Donets Basin and to establish the role of the tributaries affected by considerable anthropogenic pressure in the formation of the ecological state of the main river.

The research aims at analyzing the hydrochemical indices of the Siverskyi Donets River and its tributaries: the Udy River (9 km to the south from Kharkiv) located in the forest-steppe zone and affected by the wastewater of Kharkiv megalopolis; the Oskil River (Chervonooskilske Reservoir) located in the karst area, having a significant underground water supply and the runoff of which is regulated by the reservoir; the Luhan, Kryvyi Torets, Kazennyi Torets, Bakhmut rivers that are tributaries originating from the Donetsk Highlands and affected by the wastewater of Donbas industrial and municipal enterprises.

The subject of the research is the ecological condition of water resources in the rivers of the Siverskyi Donets Basin estimated using the generalized ecological index.

The water quality condition was analyzed based on the hydrochemical observations performed from 1990 to 2015 by Central Geophysical Observatory in Kyiv. The main method of research is the method of ecological assessment of surface water quality of land and estuaries in Ukraine using relevant categories.

The assessment of the surface water quality using the generalized ecological index (with application of average indicators) showed that the water quality deteriorates along the main river with its worst condition at Lysychansk section. Analysis of the tributaries indicated the worst ecological condition of the Bakhmut River (Donbas). For most of the considered rivers the 3rd class of quality ("satisfactory"), the 4th category ("satisfactory condition and slightly contaminated") were established. If we consider the index of ecological condition by maximum indicators, the results are almost the same for all the studied rivers: 5th class, 7th category ("very poor condition and very contaminated"). According to the block of salt composition components, the worst ecological condition is established for sections of the Siverskyi Donets River (city of Lysychansk) and the Bakhmut River. The analysis of the generalized ecological index dynamics along the length of the main river indicated a general trend (except for the section in Lysychansk) to water quality improvement. This was achieved following the decrease of toxic effects due to reduction of petroleum products and phenol concentrations. No significant changes in the index were detected for the tributaries. Donbas rivers are also characterized by increase of the salt composition components index: their water is classified as "brackish" whereas the water of other tributaries is classified as "fresh water". The pollution with nitrogen compounds still remains significant and keeps increasing. The heavy metals content decreases very slowly. The inflow of water of the Donbas rivers to the main river causes significant changes of the ecological condition

at the Lysychansk section located downstream from the place of their confluence.

Keywords: the Siverskyi Donets; Donbas; surface water pollution; ecological assessment of water quality.

РОЛЬ ПРИТОКОВ ДОНБАССА В ФОРМИРОВАНИИ КАЧЕСТВА ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД РЕКИ СЕВЕРСКИЙ ДОНЕЦ

Н. С. Лобода, О. В. Смалій

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина,
natalie.loboda@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-0794-9951>
oksanasmaliiy@i.ua*

Актуальность работы заключается в необходимости исследования качества вод реки Северский Донец и ее притоков в начале XXI столетия, поскольку эта река является основным источником водоснабжения на востоке Украины. Водосбор реки Северский Донец находится в наиболее индустриализированном регионе Украины. Река является трансграничной, ее водосбор расположен на территории Украины и России. Объемы использования вод реки по сравнению с объемом ее стока являются наибольшими в Украине. Состояние качества вод определяется как большими потерями на водопотребление, так и крупными сбросами загрязненных вод. Наибольшее влияние оказывают сбросы коммунально-бытового комплекса (крупные города) и предприятия угольной промышленности, черной металлургии, химической и нефтехимической промышленности, сконцентрированные в Донецком угольном бассейне.

Целью данной работы является оценка изменений качества поверхностных вод бассейна Северского Донца и установление роли притоков со значительной антропогенной нагрузкой в формировании экологического состояния главной реки.

Объектом исследований являются гидрохимические показатели реки Северский Донец и ее притоков: р. Уды (9 км ниже г. Харьков), которая находится в лесостепной зоне и подвергается влиянию сбросных вод Харьковского мегаполиса, р. Оскол (вдхр. Краснооскольское), которая находится в зоне действия карста, имеет значительное подземное питание и сток, который регулируется Краснооскольским водохранилищем; реки Лугань, Кривой Торец, Казенный Торец, Бахмут, которые являются притоками, берущими начало на Донецкой возвышенности, и находятся под воздействием сточных вод промышленных и коммунальных предприятий Донбасса.

Предметом исследований является экологическое состояние воды в реках бассейна р. Северский Донец, которое оценивалось на основе обобщенного экологического индекса.

Для анализа состояния качества воды использовались данные гидрохимических наблюдений за период 1990-2015 гг., предоставленные Киевской центральной геофизической обсерваторией. Основным методом исследования является методика экологической оценки качества поверхностных вод суши и эстуариев Украины по соответствующим категориям. Показано, что реки Донбасса существенно ухудшают качество воды в главной реке (створ) Лисичанск, которая расположена ниже их впадения.

Ключевые слова: Северский Донец; Донбасс; загрязнение поверхностных вод; экологическая оценка качества вод.

*Подання до редакції : 31. 10. 2019
Надходження остаточної версії : 05. 11. 2019
Публікація статті : 28. 11. 2019*

УДК: 556.16/627.152.151

LONG-TERM NATURAL FLOW REGIME (SPELLS) ANALYSIS FOR WATER TREATMENT DISCHARGES

O. Makarynskyy, D. Makarynska

*Metoccean Dynamic Solutions,
9 Seale Street, Fannie Bay, 0820 NT, Australia, makarynskyy@outlook.com*

Conducting mineral extraction activities usually requires obtaining a set of permits for each of the activities planned to be undertaken. This directly concerns water management and discharges associated with any mineral extraction operations. In response to the growing demand for energy resources worldwide, the industry demand for permits relating to the extraction of coal seam (and shale) gas also increased dramatically. This was in turn accompanied by the growing community concerns in regard to fracking and wastewater management practices.

To address these concerns, the state governments in Australia developed a strict framework and guidelines for the permit application process and provided terms of reference for the environmental impact assessments, where required. In accord with the guidelines, a liquefied natural gas mining operator was conducting a research to assess several facets of water releases from Reedy Creek Water Treatment Facility to Yuleba Creek in Queensland. The scope for the research was developed in line with such guidelines and included estimating the downstream extents of flows from several Water Treatment Facility discharge volumes over a period of planned discharges. More specifically, the purpose of the study presented in this paper was to assess flows in Yuleba Creek before and after the proposed releases of treated water from the Reedy Creek Water Treatment Facility, and how the planned change to flow parameters would satisfy the regulatory guidelines. The assessment was based on 41 years of data collected at the Forestry Station gauge.

An analysis of the obtained results suggested that the historical maximum was 25,825 ML/d. An analysis of the median flows suggested that the years 1983, 1999, and 2010-2012 had the highest medians of around 15 ML/d, 10 ML/d, and from 9 ML/d to 12 ML/d respectively. The median flow values would exceed from 0.09 ML/d to 0.69 ML/d flows during the months of February and March only. The lowest 90th percentile flows were obtained for the months from April through to October. The highest flow estimates would be in the months from November through to March. An analysis of the flow duration curves suggested that the annually averaged flow of 0.08 ML/d in the Yuleba Creek would be present for around 48% of the time. Flows predictabilities were calculated; for the baseline flow records, the value of predictability was 0.50, and the constancy/predictability ratio was 0.89. The rates of streamflow rise and fall were estimated and analysed. The results suggested that the rate of streamflow rise varied within a range from 0.0 up to 320.0 ML/d per day. The rates of streamflow fall was up to 15.0 ML/d per day.

Key words: coal seam gas extraction; water management; flow parameters; magnitude of flows; variability of flows; flow predictability; rates of rise and fall for increased flows

1. INTRODUCTION

This is a worldwide practice to obtain permits from relevant government levels and authorities for conducting and managing mineral extraction activities. This specifically concerns water management and discharges associated with such activities. In recent years, the industry demand for permits relating to the extraction of coal seam (and shale) gas increased dramatically. The growing demand for permits was accompanied by the accordingly growing community concerns in regard to fracking and wastewater management practices.

To address the growing concerns, the state gov-

ernments in Australia developed a strict framework and guidelines for the permit application process and provided terms of reference for the environmental impact assessments, where required. In accord with the guidelines and specific for the project terms of reference, a liquefied natural gas mining operator was conducting a research to assess several facets of water releases from Reedy Creek Water Treatment Facility to Yuleba Creek in Queensland. The scope for the research was developed in line with [1] as required by the Queensland government.

The scope included estimating the downstream

extents of flows from several Water Treatment Facility discharge volumes over a period of planned discharges. More specifically, the purpose of the study presented in this paper was to assess flows in Yuleba Creek before and after the proposed releases of treated water from the Reedy Creek Water Treatment Facility, and how the planned change to flow parameters would satisfy the regulatory guidelines. The study focused on estimating the downstream extents of flows from several Water Treatment Facility discharge volumes over a period of six months.

2. USED DATA

The data considered in these analyses were obtained from the gauge 422219A - Yuleba Creek at Forestry Station (Latitude 26.8474 S, Longitude 49.4724 E, <http://watermonitoring.derm.qld.gov.au>). These were the daily discharge records covering a 41-year period, from January 1973 through to December 2013.

Three different time series were considered in the analyses:

- Forestry Station; the gauge records for the Yuleba Creek catchment area from the upper reaches down to the gauge location (sub-areas from A through to E in Figure 1) were processed,
- Middle Station; the Forestry Station gauge records scaled (divided) by the factor of 1.9 to reflect the decrease of the catchment (covered by sub-areas from A through to D in Figure 1) by the mentioned factor were processed to reflect flows at this site,
- Discharge Site; the Forestry Station gauge records scaled by the factor of 71.4 in accord to the decreased catchment (sub-area A in Figure 1) were processed to estimate flows at this site.

3. ASSESSED FLOW CHARACTERISTICS

To assess the natural creek flow regime, as well as how the flow regime will change after 40 ML/d discharge added to the flow, the following characteristics were estimated:

- Magnitude of flows,
- Variability of flows,
- Duration of increased flow impacts,
- Timing of increased flow impacts,
- Flow predictability
- Rates of rise and fall for increased flows.

The methodology applied to evaluate the above characteristics was the natural flow regime analysis. There were a number of publications on this topic starting from the earliest editions of [2], which was in part based on [3] as well as other published to

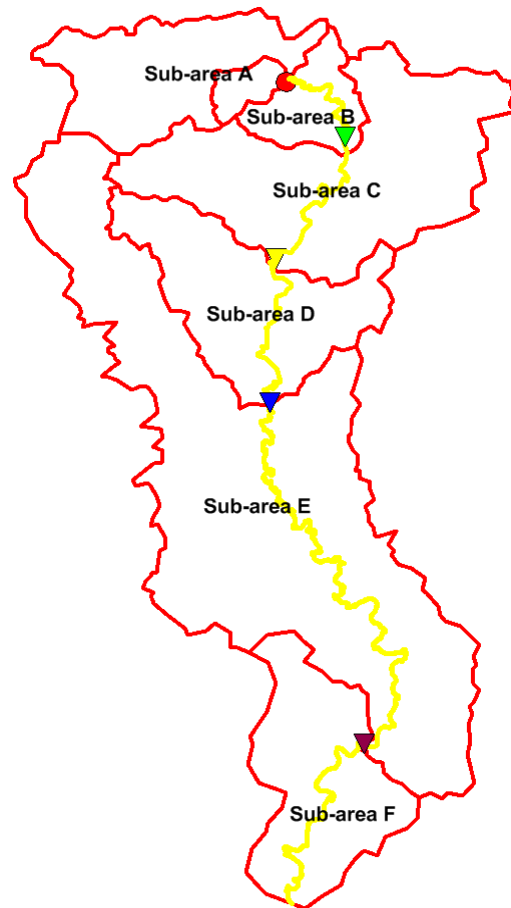


Figure 1 - Sub-areas of Yuleba Creek catchment; Discharge Site is marked by circle between Sub-area A and Sub-area B, Middle Station is marked by triangle between Sub-area D and Sub-area E, Forestry Station is marked by triangle between Sub-area E and Sub-area F

that date research. The Spells Analysis methodology was then further developed and implemented in Australia by e.g. [4] and [5]. It has been demonstrated in a number of publications that the methodology may be used for creeks as well as entire river basins [6-7].

4. OBTAINED RESULTS

4.1 Magnitudes

To analyse flow magnitudes and how they would change with a 40 ML/d discharge coming from the Reedy Creek WTF, maximum daily Yuleba Creek discharges at the Forestry Station, Middle Station and Discharge Site were plotted for years 1973-2013 (Figure 2) and the same discharges plus 40 ML/d (Figure 3).

An analysis of the figures suggest that considering the historical maximum value of 25,825 ML/d in the year of 1996 at the Forestry Station, the contribution from the WTF of around 0.2% of the maximum would not be discernable. At the Middle

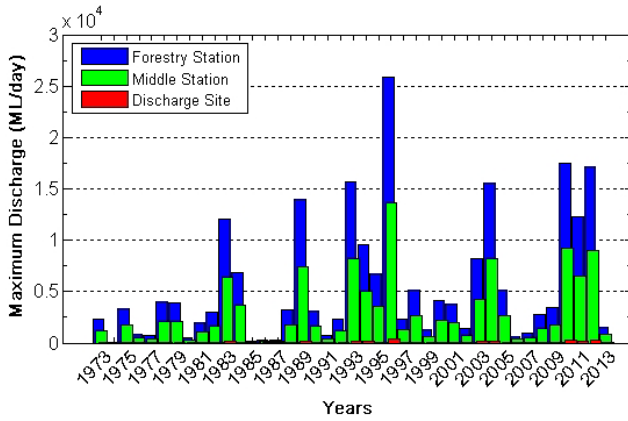


Figure 2 - Maximum daily discharges estimated at three study locations

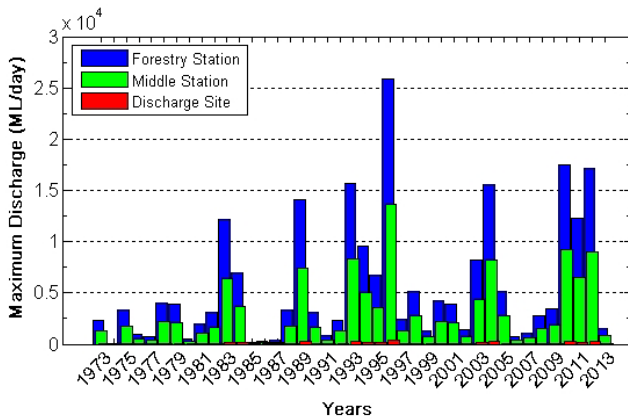


Figure 3 - Maximum daily discharges accounting for 40 ML/d discharge from Reedy Creek WTF estimated at three study locations

Station, the estimated historical maximum was around 13,591 ML/d; the contribution from the WTF would be around 0.3%. At the Discharge Site, the estimated historical maximum was around 362 ML/d and the contribution from the WTF discharge would be 11.1%.

To better evaluate flow magnitudes and their variability, as well as estimate probable changes to the flow regime due to a 40 ML/d discharge from the Reedy Creek WTF, median Yuleba Creek discharges were also plotted (Figure 4 and Figure 5). An analysis of the medians at the Forestry Station suggest that the years 1983, 1999, and 2010-2012 had the highest medians of around 15 ML/d, 10 ML/d, and from 9 ML/d to 12 ML/d respectively. At the Middle Station and Discharge Site, the medians were lower, in accord with the catchment scaling coefficients.

For 30 out of 41 years, the median discharges evaluated from the historical records were 0 ML/d, and for the rest they did not exceed 3 ML/d. When there are 40 ML/d added on top of the historical data, the historical medians all increase by this value (Figure 5).

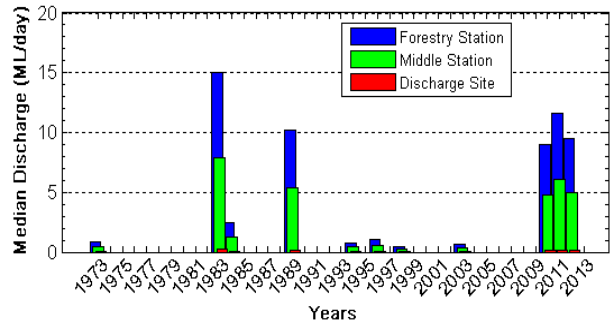


Figure 4 - Median discharges estimated at three study locations

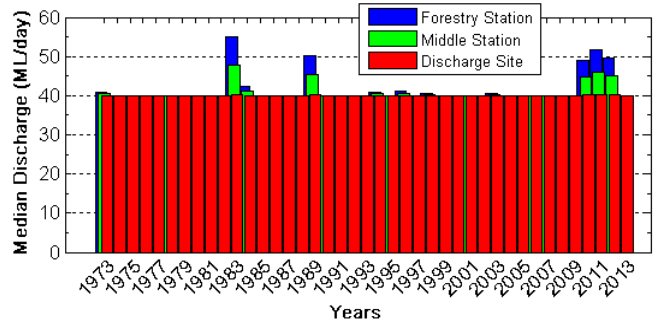


Figure 5 - Median daily discharges accounting for 40 ML/d discharge from Reedy Creek WTF estimated at three study locations

4.2 Variability, duration and timing

To evaluate flow variability at different locations along the Yuleba Creek extent, 5th, 50th, 75th, 90th and 95th percentiles of the historical records of daily flows were calculated for the Forestry Station, Middle Station and Discharge Site locations. The statistics are presented in Table 1, Table 2 and Table 3 respectively.

An analysis of the tables suggests that the 5th percentile was 0 each month at all three sites.

The median values (or the 50th percentile) would exceed from 0.01 ML/d (at the Discharge Site, Table 3) to 0.69 ML/d (at the Forestry Station, Table 1) during the months of February and March only.

The 75th flow percentiles would range from 1.02 ML/d (June, Table 1) to 32.25 ML/d (February, Table 1) at the Forestry Station; from 0.53 ML/d to 16.97 ML/d at the Middle Station (Table 2); and from 0.01 ML/d to 0.45 ML/d at the Discharge Site (Table 3). The lowest 75th percentiles were obtained for the months from April through to November (up to 4.15 ML/d in September (Table 1) at the Forestry Station, up to 2.18 ML/d at the Middle Station, and up to 0.06 ML/d at the Discharge Site), while the highest values would be for the months of December through to March (from 21.77 ML/d at the Forestry Station; from 11.46 ML/d at the Middle

Table 1 – Flow percentiles (ML/d) at Forestry Station

№	Month	5th %ile	50th %ile	75th %ile	90th %ile	95th %ile
1.	Jan	0.00	0.00	25.81	247.74	702.26
2.	Feb	0.00	0.69	32.25	211.87	736.37
3.	Mar	0.00	0.09	21.77	94.64	432.65
4.	Apr	0.00	0.00	1.64	26.78	126.90
5.	May	0.00	0.00	2.46	22.76	76.31
6.	Jun	0.00	0.00	1.02	17.88	55.58
7.	Jul	0.00	0.00	1.27	20.70	50.29
8.	Aug	0.00	0.00	1.73	20.71	57.37
9.	Sep	0.00	0.00	4.15	30.84	65.38
10.	Oct	0.00	0.00	1.30	11.51	42.34
11.	Nov	0.00	0.00	3.24	61.00	293.59
12.	Dec	0.00	0.00	26.81	176.41	1012.26

Table 3 – Flow percentiles (ML/d) at Discharge Site

№	Month	5th %ile	50th %ile	75th %ile	90th %ile	95th %ile
1.	Jan	0.00	0.00	0.36	3.47	9.83
2.	Feb	0.00	0.01	0.45	2.97	10.31
3.	Mar	0.00	0.00	0.30	1.33	6.06
4.	Apr	0.00	0.00	0.02	0.38	1.78
5.	May	0.00	0.00	0.03	0.32	1.07
6.	Jun	0.00	0.00	0.01	0.25	0.78
7.	Jul	0.00	0.00	0.02	0.29	0.70
8.	Aug	0.00	0.00	0.02	0.29	0.80
9.	Sep	0.00	0.00	0.06	0.43	0.92
10.	Oct	0.00	0.00	0.02	0.16	0.59
11.	Nov	0.00	0.00	0.05	0.85	4.11
12.	Dec	0.00	0.00	0.38	2.47	14.18

Table 2 – Flow percentiles (ML/d) at Middle Station

№	Month	5th %ile	50th %ile	75th %ile	90th %ile	95th %ile
1.	Jan	0.00	0.00	13.59	130.36	369.60
2.	Feb	0.00	0.36	16.97	111.54	387.56
3.	Mar	0.00	0.05	11.46	49.81	227.69
4.	Apr	0.00	0.00	0.86	14.10	66.79
5.	May	0.00	0.00	1.30	11.98	40.16
6.	Jun	0.00	0.00	0.53	9.41	29.25
7.	Jul	0.00	0.00	0.67	10.90	26.47
8.	Aug	0.00	0.00	0.91	10.90	30.19
9.	Sep	0.00	0.00	2.18	16.23	34.41
10.	Oct	0.00	0.00	0.68	6.06	22.28
11.	Nov	0.00	0.00	1.71	32.10	154.56
12.	Dec	0.00	0.00	14.11	92.83	532.77

Station; and from 0.30 ML/d at the Discharge Site). Boxplots in Figure 6 for the flows recorded at the Forestry Station further illustrate the described monthly variability.

The 90th percentiles would range from

11.51 ML/d (October, Table 1) to 247.74 ML/d (January, Table 1) at the Forestry Station; from 6.06 ML/d to 130.36 ML/d at the Middle Station (Table 2); and from 0.16 ML/d to 3.47 ML/d at the Discharge Site (Table 3). The lowest 90th percentile values were obtained for the months from April through to October (up to 30.84 ML/d (September, Table 1) at the Forestry Station, up to 16.23 ML/d at the Middle Station, and up to 0.43 ML/d at the Discharge Site). The values higher than 61.00 ML/d, 32.00 ML/d, and 0.85 ML/d would be in the months from November through to March at the Forestry Station, Middle Station, and Discharge Site respectively.

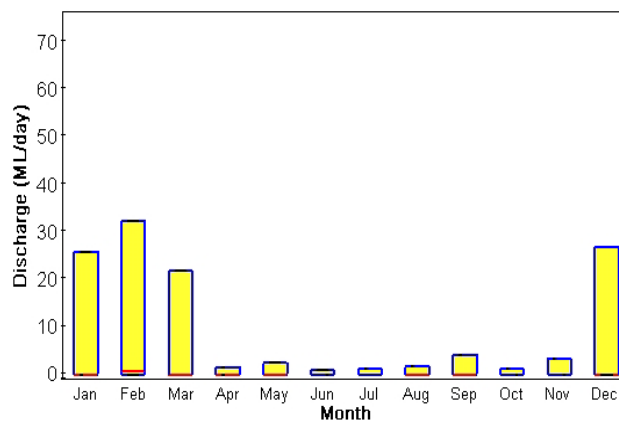


Figure 6 - Boxplot representation of 25th, 50th and 75th percentiles for flows at Forestry Station

The 95th percentile estimates ranged from

42.34 ML/d (October, Table 1) to 1012.26 ML/d (December, Table 1) at the Forestry Station; from 22.28 ML/d to 532.77 ML/d at the Middle Station (Table 2); and from 0.59 ML/d to 14.18 ML/d at the Discharge Site (Table 3). The lowest 95th percentiles were obtained for the months from May through to October (up to 76.31 ML/d (May, Table 1) at the Forestry Station, up to 40.16 ML/d at the Middle Station, and up to 1.07 ML/d at the Discharge Site). The values higher than 126.90 ML/d (April, Table 1), 66.79 ML/d, and 1.78 ML/d would be in the months from November through to April at the Forestry Station, Middle Station, and Discharge Site respectively.

After 40 ML/d from the Reedy Creek WTF was added to the Yuleba Creek flows, the 5th, 50th, 75th, 90th and 95th percentiles were recalculated; the results are presented in Table 4, Table 5, and Table 6.

An analysis of the tables suggests that the most affected would be the 5th and the 50th percentile values, which would all stagger between 40.00 and 40.69 ML/d at all three of the considered sites. A comparison of Table 3 and Table 6 suggests that the WTF discharge would constitute the larger part of all flows at the Discharge Site.

The 75th percentile flows would increase by the factor from 2.2 (see data for February in Table 1 and Table 4) to 40.2 (see data for June in Table 1 and

Table 4 – Flow with added 40 ML/d discharge from Reedy Creek WTF percentiles (ML/d) at Forestry Station

№	Month	5th %ile	50th %ile	75th %ile	90th %ile	95th %ile
1.	Jan	40.00	40.00	65.82	287.75	742.27
2.	Feb	40.00	40.69	72.25	251.87	776.37
3.	Mar	40.00	40.09	61.78	134.65	472.66
4.	Apr	40.00	40.00	41.64	66.79	166.90
5.	May	40.00	40.00	42.47	62.76	116.31
6.	Jun	40.00	40.00	41.02	57.89	95.58
7.	Jul	40.00	40.00	41.28	60.70	90.29
8.	Aug	40.00	40.00	41.73	60.71	97.37
9.	Sep	40.00	40.00	44.15	70.85	105.39
10.	Oct	40.00	40.00	41.30	51.51	82.34
11.	Nov	40.00	40.00	43.24	101.00	333.59
12.	Dec	40.00	40.00	66.81	216.41	1052.14

Table 5 – Flow with added 40 ML/d discharge from Reedy Creek WTF percentiles (ML/d) at Middle Station

№	Month	5th %ile	50th %ile	75th %ile	90th %ile	95th %ile
1.	Jan	40.00	40.00	53.59	170.36	409.60
2.	Feb	40.00	40.37	56.98	151.55	427.57
3.	Mar	40.00	40.05	51.46	89.79	267.69
4.	Apr	40.00	40.00	40.87	54.10	106.81
5.	May	40.00	40.00	41.30	51.98	80.16
6.	Jun	40.00	40.00	40.54	49.41	69.26
7.	Jul	40.00	40.00	40.67	50.90	66.47
8.	Aug	40.00	40.00	40.91	50.90	70.20
9.	Sep	40.00	40.00	42.19	56.24	74.41
10.	Oct	40.00	40.00	40.69	46.06	62.28
11.	Nov	40.00	40.00	41.71	72.11	194.56
12.	Dec	40.00	40.00	54.11	132.83	572.77

Table 6 – Flow with added 40 ML/d discharge from Reedy Creek WTF percentiles (ML/d) at Discharge Site

№	Month	5th %ile	50th %ile	75th %ile	90th %ile	95th %ile
1.	Jan	40.00	40.00	40.37	43.47	49.84
2.	Feb	40.00	40.01	40.46	42.97	50.31
3.	Mar	40.00	40.00	40.31	41.33	46.07
4.	Apr	40.00	40.00	40.03	40.37	41.78
5.	May	40.00	40.00	40.04	40.32	41.07
6.	Jun	40.00	40.00	40.02	40.25	40.78
7.	Jul	40.00	40.00	40.02	40.29	40.71
8.	Aug	40.00	40.00	40.03	40.29	40.81
9.	Sep	40.00	40.00	40.06	40.44	40.92
10.	Oct	40.00	40.00	40.02	40.17	40.60
11.	Nov	40.00	40.00	40.05	40.86	44.11
12.	Dec	40.00	40.00	40.38	42.47	54.18

Table 4) at the Forestry Station; by the factor from 3.4 to 94.3 at the Middle Station (see Table 2 and Table 5 for June and February respectively); and by the factor from 89.9 to 4002.0 at the Discharge Site (see Table 3 and Table 6 for the same months as mentioned above). Boxplots in Figure 7 illustrate

the described monthly variability for the Forestry Station flows.

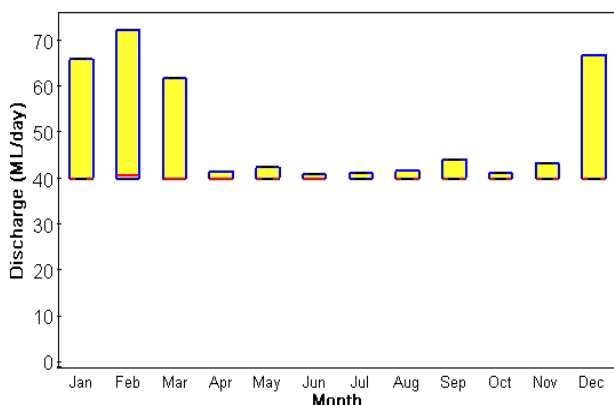


Figure 7 - Boxplot representation of 25th, 50th and 75th percentiles for flows at Forestry Station with added 40 ML/d Reedy Creek WTF discharge

The 90th percentile flows would increase by the factor from 1.2 (see data for January in Table 1 and Table 4) to 4.5 (see data for October in Table 1 and Table 4) at the Forestry Station; by the factor from 1.3 to 7.6 at the Middle Station (see January and October respectively in Table 2 and Table 5); and by the factor from 12.5 to 215.1 at the Discharge Site (see Table 3 and Table 6 for the same months as above).

The 95th percentile flows would increase by the factor from 1.04 (see data for December in Table 1 and Table 4) to 1.9 (see data for October in Table 1 and Table 4) at the Forestry Station; by the factor from 1.1 to 2.8 at the Middle Station (see December and October in Table 2 and Table 5); and by the factor from 3.8 to 68.8 at the Discharge Site (see Table 3 and Table 6 for the same months as above).

Flow exceedance probabilities for the historical and scaled discharges at the three study locations are presented in Figure 8 and Figure 9. An analysis of the figures suggests that, based on the historical data, the annually averaged flow of 0.08 ML/d (coloured solid lines in the figures) in the Yuleba Creek would be present for around 48% of the time at the Forestry Station gauge, for around 45% of the time at the Middle Station location, and around 32% of the time at the Discharge Site location.

For the months of December, January and February, which were identified as the wettest, the exceedance probabilities of 0.08 ML/d flows would respectively be around 52%, around 56% and around 62% at both the Forestry and the Middle Stations, and around 44% at the Discharge Site (see Figure 8).

For the months of May, June and July, which were identified as the driest, the exceedance prob-

abilities of 0.08 ML/d flows would respectively be around 36%, around 40% and around 42% at both the Forestry and the Middle Stations, and around 28%, around 26% and around 32% at the Discharge Site (see Figure 9). The figure indicates that compared to the annual there will be a significant drop in exceedance probabilities for dry season flows of 1.00 ML/d, which will be in the range from 7% to 10% at the Discharge Site.

Exceedance probabilities accounting for the planned 40 ML/d discharge from the Reedy Creek WTF in Figure 10 and Figure 11 suggest that the seasonal variability at all three of the study sites will essentially be smoothed and levelled at the WTF discharge capacity.

4.3 Predictability

Flow predictability has two separable components, which are constancy and contingency. When used in the flow analysis, the components are defined as follows. Constancy is a measure of the degree the flows are constant. Contingency is a measure of the degree the annual pattern of repeating.

Predictability may range from 0 to 1. A pattern of flow is designated minimally predictable (predictability equal 0) if all states of flow are equally likely for all times, thus it cannot be predicted. The pattern is maximally predictable (predictability equal 1) if the flow stays the same for a time period in all years under consideration.

Flows predictabilities were calculated for the historical gauge records and for the modified with the planned Reedy Creek WTF discharge flows.

The parameter of predictability is estimated based on the flow magnitude comparisons. Therefore, scaling of the Forestry Station gauge records would not affect the estimates of this parameter for the Middle Station and Discharge Site locations, and only Forestry Station results are presented here. For the historical records, the value of predictability was 0.50, and the constancy/predictability ratio was 0.89.

For the modified flows, the values of predictability change from location to location because the relative input of the constant discharge into the total flow at a specific location was different. At the Forestry Station, predictability was 0.62, and the constancy/predictability ratio was 0.94; at the Middle Station, predictability was 0.74, and the constancy/predictability ratio was 0.95; at the Discharge Site, predictability was 0.85, and the constancy/predictability ratio was 0.98.

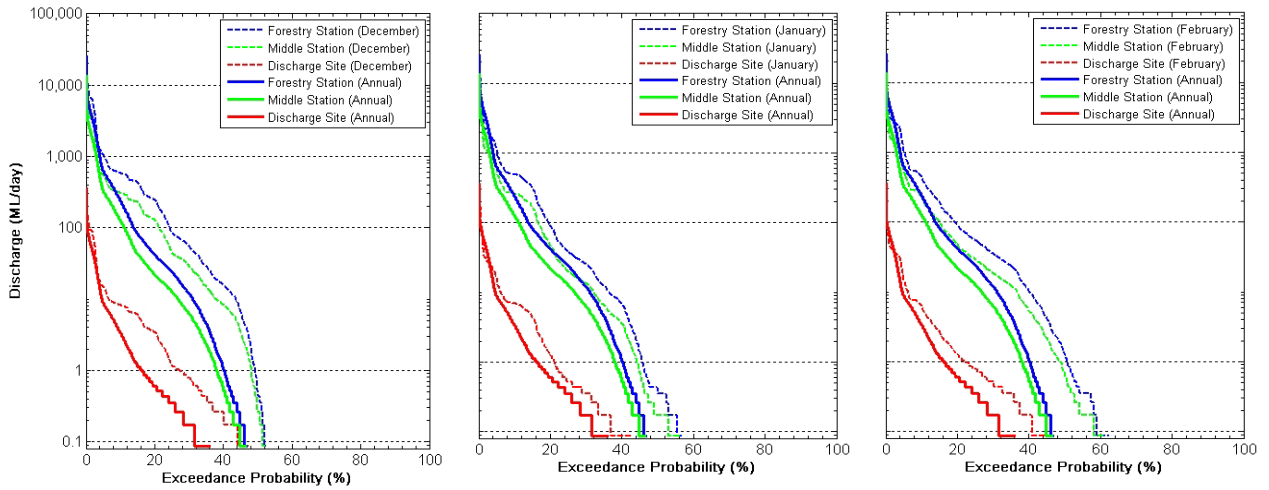


Figure 8 - Exceedance probabilities estimated at three study locations for wettest months of December (left panel), January (middle panel) and February (right panel)

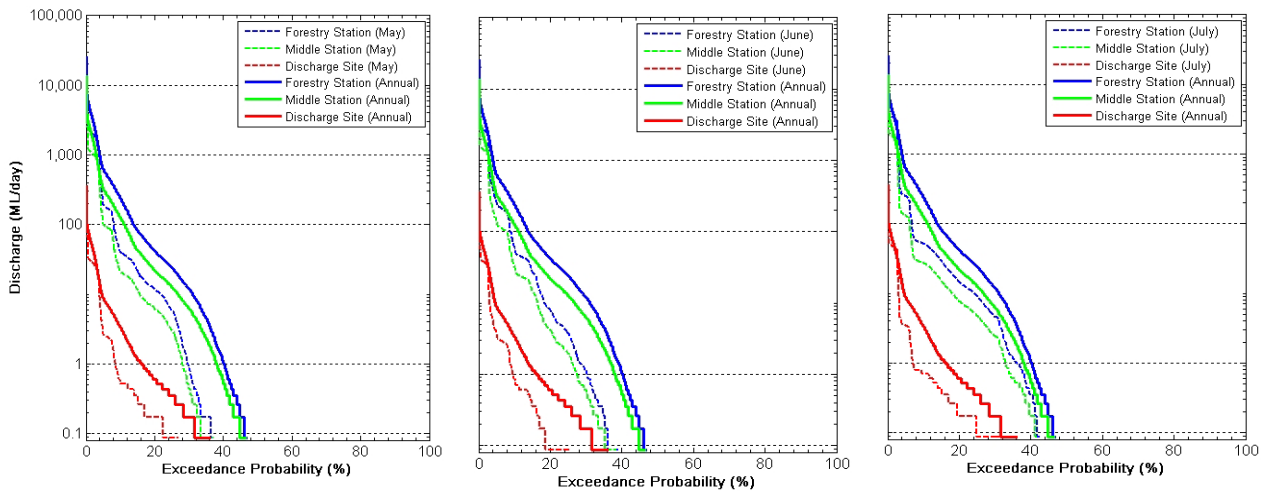


Figure 9 - Exceedance probabilities estimated at three study locations for driest months of May (left panel), June (middle panel) and July (right panel)

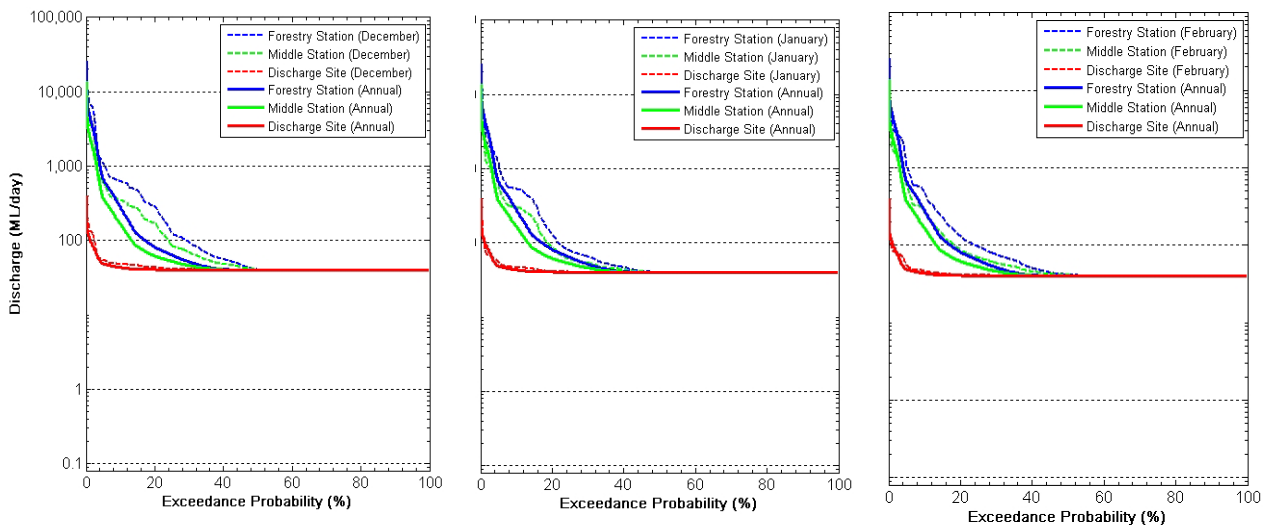


Figure 10 - Exceedance probabilities accounting for 40 ML/d discharge from Reedy Creek WTP estimated at three study locations for wettest months of December (left panel), January (middle panel) and February (right panel)

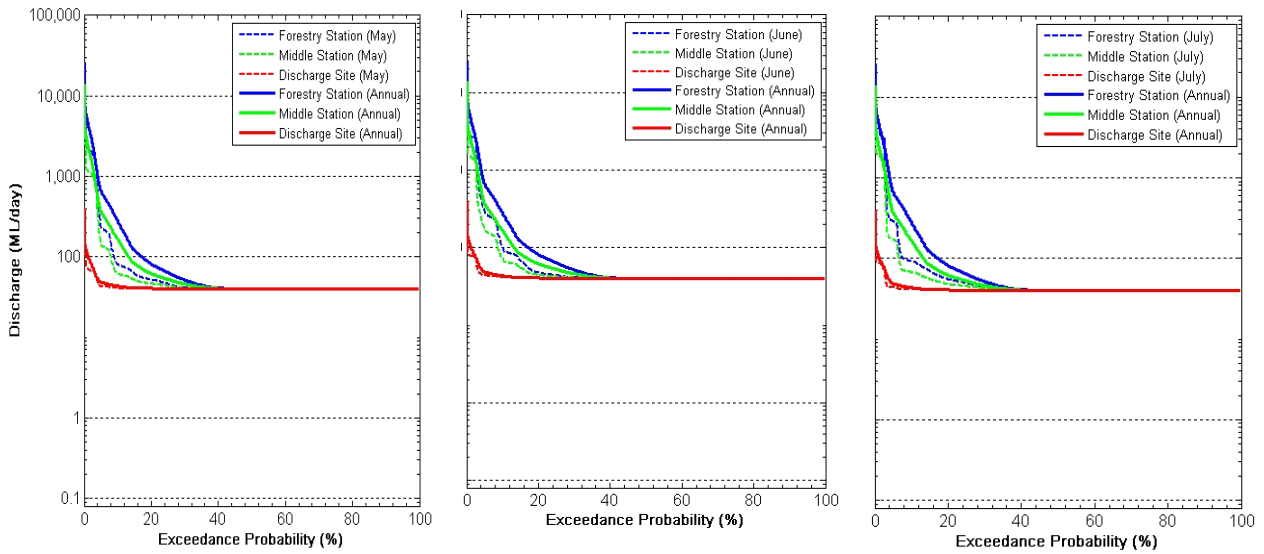


Figure 11 - Exceedance probabilities accounting for 40 ML/d discharge from Reedy Creek WTP estimated at three study locations for driest months of May (left panel), June (middle panel) and July (right panel)

4.4 Rates of rise and fall

The rates of streamflow rise were estimated as the median of all positive differences between consecutive daily flow values. Similarly, the rates of fall were estimated as the median of all negative differences between consecutive daily values. Therefore, the magnitudes of these parameters estimated for the historical records and for the data accounting for the 40 ML/d Reedy Creek WTP discharge were exactly the same.

The obtained estimates for rates of rise and fall are presented in Figure 12 and Figure 13 respectively.

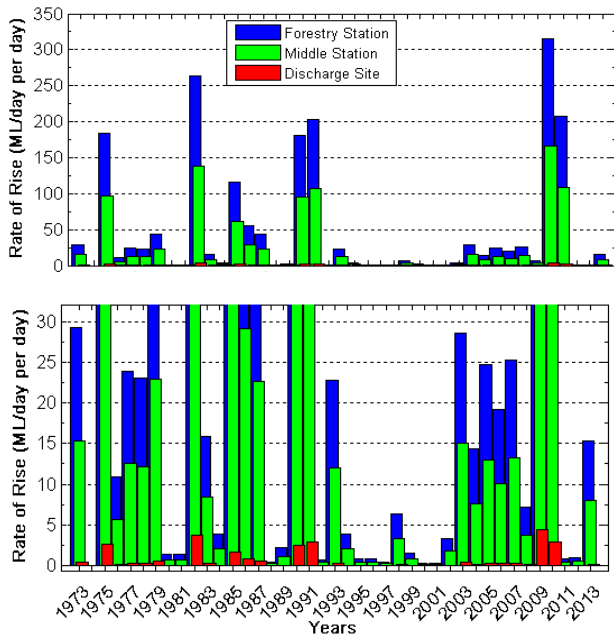


Figure 12 - Rates of rise (entire range in top panel and zoomed view in bottom panel) estimated at three study locations

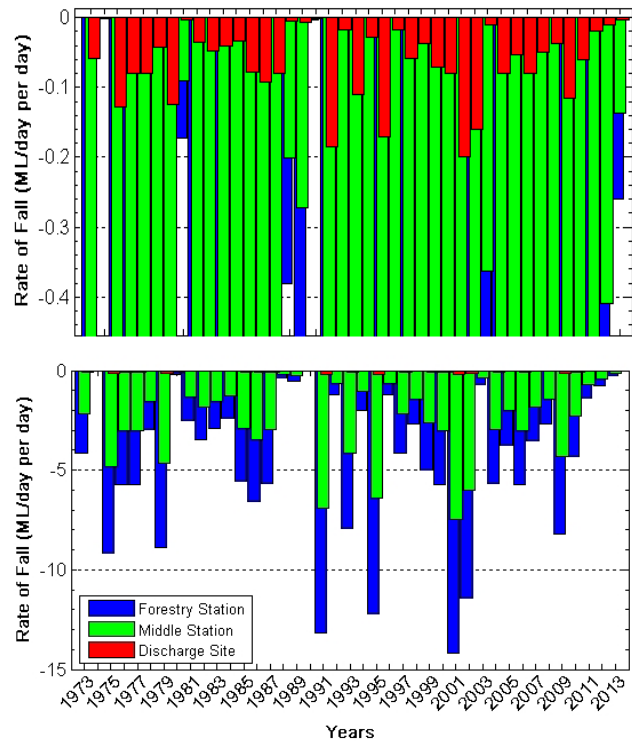


Figure 13 - Rates of fall (zoomed view in top panel and entire range in bottom panel) estimated at three study locations

An analysis of the figures suggests that the rate of streamflow rise varied within a range from 0.0 up to 320.0 ML/d per day at the Forestry Station, up to 160.0 ML/d per day at the Middle Station, and up to 5.0 ML/d per day at the Discharge Site.

The rate of streamflow fall had a significantly smaller ranges: up to 15.0 ML/d per day at the Forestry Station, up to 7.5 ML/d per day at the Middle

Station, and up to 0.2 ML/d per day at the Discharge Site.

To complement the above data, a number of high flow pulses per year over the period of the historical records is presented in Figure 14. For all the stations these data were obviously the same.

The figure suggests that there may be up to 4-5 high flow pulses within an average year. Over the analysed period however there were 5 years with 8 and higher number of pulses.

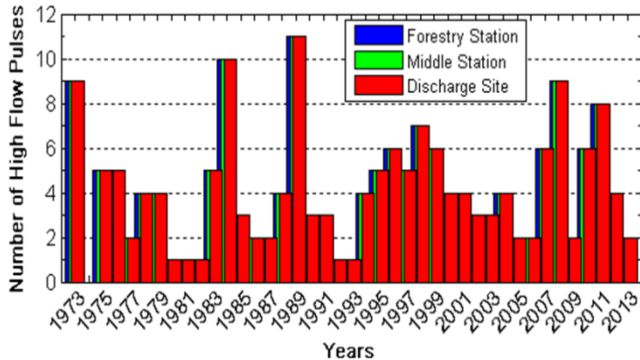


Figure 14 - Number of high flow pulses estimated at three study locations

5. CONCLUDING REMARKS

The historical maximum flow was 25,825 ML/d.

Years 1983, 1999, and 2010-2012 had the highest median flows of around 15 ML/d, 10 ML/d, and from 9 ML/d to 12 ML/d respectively. It was indicated that the median flow values would only exceed from 0.09 ML/d to 0.69 ML/d during the months of February and March.

The lowest 90th percentile flows were obtained for the months from April through to October. The highest flow estimates would be in the months from November through to March.

An analysis of the flow duration curves suggested that the annually averaged flow of 0.08 ML/d in the Yuleba Creek would be present for around 48% of the time.

For the baseline flow records, the value of predictability was 0.50, and the constancy / predictability ratio was 0.89.

The rates of streamflow rise and fall were estimated and analysed. The results suggested that the rate of streamflow rise varied within a range from 0.0 up to 320.0 ML/d per day. The rates of streamflow fall was up to 15.0 ML/d per day.

A number of high flow pulses per year over the period of the historical records was on average from 4 to 5, with the maximum value of 11.

ACKNOWLEDGMENTS

The coal seam gas project operator is acknowledged for providing discharge input data used in this study.

REFERENCES

- McGregor, M. & Takahashi, A. (2011). *Healthy Headwaters Coal Seam Gas Water Feasibility Study Activity 4: Stream Ecosystem Health Response to Coal Seam Gas Water Release Guideline for Managing Flow Regimes*. Available at: <http://research.ccsq.uq.edu.au/projects/healthy-headwaters-coal-seam-gas-water-feasibility-study> (Accessed: 22.04.1019)
- Gordon, N.D. et al. (2013). *Stream Hydrology: An Introduction for Ecologists*. John Wiley & Sons.
- Poff, N.L. & Ward, J.V. (1989). Implications of streamflow variability and predictability for lotic community structure: a regional analysis of streamflow patterns. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 46, pp. 1805–1818.
- Marsh, N. (2004). *RAP river analysis package: user guide, version 1.1*. CRC for Catchment Hydrology, Australia, Jan 2004. Available at: www.toolkit.net.au/rap (Accessed: 21.03.1019)
- Kennard, M.J. et al. (2008). *Appendix 5: Ecohydrological classification of Australia's flow regimes*.
- She, D., Xia, J., Zhang, Y. & Shan, L. (2016). Regional Frequency Analysis of Extreme Dry Spells during Rainy Season in the Wei River Basin, China. *Advances in Meteorology*, 2016, Article ID 6427568, <http://dx.doi.org/10.1155/2016/6427568>.
- Murray-Darling Basin Authority for and on behalf of the Commonwealth of Australia. (2012). *Hydrologic modelling of the relaxation of operational constraints in the southern connected system: Methods and results*.

ДОВГОСТРОКОВИЙ АНАЛІЗ (SPELLS ANALYSIS) РЕЖИМУ ПРИРОДНОГО СТОКУ ДЛЯ СКІДІВ ОЧИЩЕНИХ ВОД

Олег Макаринський,
Діна Макаринська

Metocean Dynamic Solutions,
9 Seale Street, Fannie Bay, 0820 NT, Australia, makarynsky@outlook.com

Для проведення заходів з видобутку корисних копалин зазвичай потрібно отримати набір дозволів на кожен із запланованих заходів, які будуть здійснюватися. Це

безпосередньо стосується управління водними ресурсами та скидами, пов'язаними з будь-якими операціями з видобутку корисних копалин. У відповідь на зростаючий попит на енергоресурси в усьому світі, різко збільшився попит у галузі на отримання дозволів на видобуток газу з вугільних пластів та сланцевого газу. Це, в свою чергу, супроводжується занепокоєністю громадськості щодо практики гідравлічного розриву пластів порід та очищення використаної/відпрацьованої води.

Для вирішення цих проблем державними органами Австралії розроблені чіткі норми та керівні принципи щодо процесу подання заявок на отримання дозволу і надання технічного завдання для оцінки впливу на навколишнє середовище, де це потрібно. Відповідно до настанов, оператор з видобутку скрапленого природного газу проводив дослідження з метою оцінки кількох аспектів скиду води у річку Юлба з очисних споруд Ріді Крик, штат Квінсленд. Дослідження виконувались відповідно до настанов і включали оцінку найменшого стоку з декількох можливих об'ємів скиду води з водоочисних споруд протягом запланованого для скидів періоду. Мета дослідження, описаного у цій роботі, полягала в тому, щоб оцінити стік річки Юлба до та після ймовірних скидів очищеної води з водоочисної споруди Ріді Крик та те, як запланована зміна параметрів стоку буде відповідати нормативним настановам. Оцінка ґрунтувалася на даних за 41 рік, зібраних на водовимірjuвальній станції Форестрі.

Аналіз отриманих результатів свідчить, що історичний максимум становив 25825 Мл/д. Аналіз медіанного стоку показав, що у 1983, 1999 та 2010-2012 роках найвищі медіани становили приблизно 15 Мл/д, 10 Мл/д та від 9 Мл/д до 12 Мл/д, відповідно. Медіанні значення стоку перевищували від 0,09 Мл/д до 0,69 Мл/д лише у лютому та березні. Нижчий стік 90-го перцентилля був отриманий у місяці з квітня по жовтень. Найвищі оцінки значень стоку були отримані в період з листопада до березня. Аналіз кривих тривалості стоку показав, що середньорічні витрати 0,08 Мл/д буде присутній протягом приблизно 48% часу. Розраховувалась прогнозованість стоку. Для записів витрат базового потоку значення передбачуваності становило 0,50, а співвідношення сталість/передбачуваність становило 0,89. Також оцінювалась та аналізувалась швидкість зростання та зниження стоку. Результати показали, що прискорення зростання потоку змінювалося в межах від 0,0 до 320,0 Мл/д за добу. Прискорення зменшення потоку становило до 15,0 Мл/д за добу.

Ключові слова: видобуток вугільного газу; управління водними ресурсами; параметри стоку; величина стоку; мінливість стоку; передбачуваність стоку; прискорення зростання та зменшення збільшеного стоку.

ДОЛГОСРОЧНЫЙ АНАЛИЗ (SPELLS ANALYSIS) РЕЖИМА ПРИРОДНОГО СТОКА ДЛЯ СБРОСОВ ОЧИЩЕННЫХ ВОД

Олег Макаринский,
Дина Макаринская

*Metoccean Dynamic Solutions,
9 Seale Street, Fannie Bay, 0820 NT, Australia, makarynsky@outlook.com*

Добыча полезных ископаемых обычно требует получения набора разрешений для каждой из запланированных работ. Это непосредственно касается управления водными ресурсами и сбросами, связанными с любыми операциями по добыче полезных ископаемых. В ответ на растущий спрос на энергоресурсы во всем мире, спрос в промышленности на разрешения, связанные с добычей природного газа из угольных пластов и сланцевого газа, также резко возрос. Это, в свою очередь, сопровождается растущей обеспокоенностью общественности относительно практики гидравлического разрыва пластов породы и очистки использованной/отработанной воды.

Для решения этих проблем органами государственного управления в Австралии разработаны строгие нормы и руководящие принципы для процесса подачи заявок и предоставления технического задания для оценки воздействия на окружающую среду, где это необходимо. В соответствии с руководящими принципами, оператор по добыче сжиженного природного газа проводил исследование для оценки нескольких аспектов сброса воды в реку Юлба из водоочистного сооружения Риди Крик, штат Квинсленд. Исследования производились в соответствии с руководящими принципами и включали

оценку наименьшего стока при нескольких возможных объемах сбросов с водоочистных сооружений в течение планируемого периода сбросов. Цель исследования, представленного в этой статье, состояла в том, чтобы оценить сток реки Юлба до и после предполагаемых сбросов очищенной воды с водоочистного сооружения Риди Крик, а также то, как планируемое изменение параметров стока будет соответствовать нормативным руководящим принципам. Оценка была основана на данных за 41 год с водомерной станции Форестри.

Анализ полученных результатов показал, что исторический максимум составлял 25825 Мл/сут. Анализ медианных значений стока показал, что в 1983, 1999 и 2010-2012 годах самые высокие медианы составляли около 15 Мл/сут, 10 Мл/сут и от 9 до 12 Мл/сут, соответственно. Медианные значения стока превышали от 0,09 Мл/сут до 0,69 Мл/сут только в феврале и марте. Самый малый сток 90-го перцентиля был получен в месяцы с апреля по октябрь. Самые высокие оценки значений стока были получены в период с ноября до марта. Анализ кривых продолжительности стока показал, что среднегодовой расход 0,08 Мл/сут будет присутствовать в течение примерно 48% времени. Была рассчитана предсказуемость стока. Для записей расхода базового потока значение предсказуемости составило 0,50, а отношение постоянства / предсказуемости составило 0,89. Скорость возрастания и снижения стока также была оценена и проанализирована. Результаты показали, что ускорение возрастания потока колебалось в диапазоне от 0,0 до 320,0 Мл/сут за сутки. Ускорение снижения потока составляла до 15,0 Мл/сут за сутки.

Ключевые слова: добыча газа из угольных пластов; управление водными ресурсами; параметры стока; величина стока; изменчивость стока; предсказуемость стока; ускорение возрастания и снижения увеличенного стока.

Подання до редакції : 21. 10. 2019

Надходження остаточної версії : 22. 11. 2019

Публікація статті : 28. 11. 2019

УДК 551.463.22

МЕТОДИКА РОЗРАХУНКІВ РОЗПОДІЛУ ШВИДКОСТІ ЗВУКУ ЗА ТЕМПЕРАТУРОЮ ВОДИ НА ПРИКЛАДІ ЧОРНОГО МОРЯ

О. Р. Андріанова, А. В. Сриберко

ДУ «Відділення гідроакустики Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України»,
вул. Преображенська, 3, 65082, Одеса, Україна
olga_andr@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6008-8812>
sriberko@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-7683-9628>

У статті представлені результати досліджень з розрахунку вертикального розподілу швидкості звуку в діяльному шарі Чорного моря за температурою води. Дослідження проводилися в діяльному шарі глибоководної частини Чорного моря, на глибинах 0–50 метрів. Вихідними даними були спостережені на гідрологічних станціях значення температури води або дані суднових вимірів (OSD – Ocean Station Data) та дані, виміряні за допомогою поплавців (PFL - Profiling float data). Розрахунки ґрунтувалися на визначенні кореляційних зв'язків між значеннями температури води на стандартних горизонтах в Чорному морі за даними OSD та швидкістю звуку, розрахованої за рівнянням ЮНЕСКО. Оцінка точності розрахунку проводилася методом порівняння значень швидкості звуку, що розраховані за визначеними рівняннями регресії та за рівнянням ЮНЕСКО, на основі PFL даних.

Визначені рівняння регресії для розрахунку вертикального розподілу швидкості звуку в Чорному морі до глибини 50 метрів в період весна – осінь. Проведена оцінка можливості розрахунку вертикального розподілу швидкості звуку за розробленими рівняннями.

Розрахунки показали статистично значущі результати в період весна – осінь. Множинні коефіцієнти кореляції значущі та склали 0,99. Розроблені рівняння регресії ефективні й надійні. Перевірка ефективності та надійності рівнянь регресії показала, що стандартна помилка була в межах $\pm 1 \text{ м с}^{-1}$.

Для візуалізації результатів, розрахунок вертикального розподілу швидкості звуку в Чорному морі за рівняннями регресії проводився по 6 гідрологічних розрізах (по 1 розрізу для кожного місяця), виконаних в 2018 році. Показано, що ізолінії вертикального розподілу швидкості звуку, які розраховані за рівняннями регресії та рівнянням ЮНЕСКО практично когерентні.

Визначені рівняння можуть бути використані для розрахунку вертикального розподілу швидкості звуку до глибини 50 метрів в Чорному морі в період травень – жовтень за даними вимірювань або моделювання мінливості температури води. Даний розрахунок можна застосовувати в наукових-дослідних та прикладних цілях в галузі гідрографії, гідроакустики, океанології, екології моря, судноплавств та ін.

Ключові слова: Чорне море; розрахунок швидкості звуку; температура води; кореляційний зв'язок; рівняння регресії.

1. ВСТУП

Поширення звукових коливань в морській воді є складним явищем, залежним від розподілу температури (T) та солоності (S), зміни гідростатичного тиску (P), глибини моря (z) й характеру ґрунту, стану поверхні моря, замутненості води завислими домішками органічного і неорганічного походження та наявності розчинених газів.

Морська вода є середовищем акустично неоднорідним. Ця неоднорідність полягає, передусім, в зміні щільності з глибиною, внаслідок чого змінюється з глибиною і швидкість звуку

(C), а поширення звукових коливань відбувається не по прямих, а по більш складних траєкторіях. Наявність в морській воді бульбашок газу, зважених частинок та планктону викликає розсіювання і поглинання звукової енергії при її поширенні [1].

Величина швидкості звуку може бути визначена шляхом безпосередніх вимірів за допомогою спеціальних складних та дорогих прецизійних приладів – швидкостемірів або обчисленням за емпіричними формулами [2, 3].

При масових розрахунках швидкості звуку доводиться вирішувати проблему вибору розра-

хункової формули, оскільки нині в цьому питанні не існує загальноприйнятого стандарту, а розрахунки за різними формулами, яких відомо більше десяти, приводять, строго кажучи, до результатів, що різняться між собою [4].

На сьогодні існує велика проблема отримання контактних даних вертикального розподілу термохалінних характеристик Чорного моря, на основі яких проводяться розрахунки значень швидкості звуку. Тому, доводиться прибгати до непрямих визначень вертикального розподілу гідрофізичних характеристик, тобто шляхом розробки різних методик розрахунку вертикального розподілу цих характеристик. У випадку відсутності цих контактних вимірів, використовуються прогностичні (змодельовані) значення термохалінних характеристик.

Розрахунок вертикального розподілу швидкості звуку в Чорному морі є актуальною задачею, вирішення якої, дає оперативну можливість розраховувати вертикальний розподіл швидкості звуку як локально, так і по усій акваторії Чорного моря, в науково-дослідницьких та прикладних цілях в області гідрографії, гідроакустиці, океанології, екології моря, судноплавстві та ін.

Для поширення звуку в океані більш важливим є не абсолютне значення швидкості звуку, а залежність її від глибини – профіль швидкості звуку $C(z)$, тобто положення екстремумів, співвідношення між значеннями швидкості звуку у дна, поверхні та в екстремальних точках, розподіл градієнтів швидкості звуку по глибині й так далі. Профіль $C(z)$, по суті, визначає умови поширення звуку в океані. При одному типі $C(z)$ дальність поширення звуку може досягати сотень й тисяч кілометрів, а при іншому – лише декількох кілометрів [2, 3, 5].

Великомасштабна вертикальна структура вод глибокого моря, що визначає вид профілю швидкості звуку, має декілька характерних ділянок різної протяжності. Безпосередньо у поверхні розташований шар, схильний до прямої дії усіх метеофакторів. Під приповерхневим шаром знаходиться сезонний термоклин, або шар температурного стрибка, в якому температура різко зменшується з глибиною. Влітку та восени, в тиху погоду, сезонний термоклин стійкий й має чіткі межі. Взимку і весною він зливається з поверхневим шаром та виділити його неможливо. Під сезонним знаходиться протяжний по глибині основний термоклин, схильний до незначних сезонних змін. У основному термокліні спостерігається найбільша зміна температури води у часі і просторі. Нижче основного термокліну до дна тягнеться глибоководний ізотермічний шар,

що має майже постійну температуру.

У основу класифікації профілів $C(z)$ покладена кількість та вид акустичних хвилеводів, обумовлених великомасштабною вертикальною термохалінною структурою вод.

В океанології прийнято звукові канали підрозділяти за розташуванням та масштабами на приповерхневі та підводні (глибинні), енергетично за здатністю до концентрації акустичної енергії – на «сильні», з великим вертикальним градієнтом швидкості та «слабкі» - з відносно малим градієнтом. Фізична класифікація відповідає чиннику середовища, що викликає формування каналу.

Глибина, що відповідає мінімальному значенню швидкості звуку, називається віссю підводного звукового каналу. Сила акустичного хвилеводу кількісно характеризується критичним (максимальним) кутом виходу звукових променів з точкового джерела, які захоплюються каналом [2].

Приповерхневі звукові канали фізично класифікують за причиною виникнення на гідростатичні, термічні, халінні та синоптичні. Ширина приповерхневого звукового каналу – це відстань від поверхні океану до глибини підповерхневого максимуму швидкості звуку.

Найбільш інтенсивна рефракція звукових променів відбувається в шарі стрибка швидкості звуку, який співпадає з шаром стрибка щільності води. Враховуючи, що зміни щільності води найчастіше визначаються змінами температури, а не солоності, шар стрибка швидкості звуку зазвичай пов'язаний з шаром стрибка температури. Під час переходу звукових променів через шар стрибка, інтенсивність звуку різко зменшується [1, 6].

На сьогодні, підводний звуковий канал (ПЗК) в Чорному морі досить добре вивчений [2, 7, 8, 9, 10]. Також в роботі [11] висвітлені й більш ранні дослідження поширення швидкості звуку в ПЗК Чорного моря.

У роботі [4] описані дослідження з розрахунку вертикального розподілу швидкості звуку в Чорному морі, в шарі від 150 м і до дна, де зміна швидкості звуку залежить тільки від глибини ($C = f(Z)$).

Розрахунок вертикального розподілу швидкості звуку в діяльному шарі Чорного моря, де на зміни швидкості звуку впливають сезонні коливання термохалінних характеристик, також має дуже важливе значення. Наприклад, в практиці судноводіння знання можливо більш точного значення швидкості звуку, як в приповерхнево-му шарі, так і, в особливості, вертикального роз-

поділу швидкості звуку по глибині, виявляється критично важливим для вирішення задачі визначення місця судна в мілководних районах морів шляхом звірення ехолотних вимірів з морською картою [3].

Мета досліджень. Температура води є найрегулярніше вимірюваним, прогнозованим й модельованим (гідродинамічні та фізико-статистичні моделі [12, 13]) параметром, в порівнянні з іншими гідрологічними характеристиками. Мета досліджень, описаних в цій статті, полягала у визначенні можливості розрахунку вертикального розподілу швидкості звуку в діяльному шарі Чорного моря за значеннями температури води.

2. МАТЕРІАЛИ І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Верхній 50-ти метровий шар в Чорному морі відрізняється високою сезонною мінливістю температури води [4]. Також, найбільше на швидкість звуку, в цьому шарі, впливає зміна температури морської води й тому ми можемо уявити залежність швидкості звуку як функцію температури: $C = f(T)$.

Для апроксимації кривої $C(z)$, були визначені кореляційні зв'язки між температурою води і швидкістю звуку та побудовані рівняння регресії.

Визначення залежностей, для побудови статистичних рівнянь, між значеннями температури води, глибини та швидкістю звуку в Чорному морі проводилися для глибоководної частини моря на стандартних горизонтах (0, 10, 20, 25, 30, 50 метрів) в період весна – осінь. Цей район досліджень представлений найбільшою кількістю вимірів й входить в зону Основної Чорноморської течії.

Для визначення кореляційного зв'язку між значеннями температури води, глибини та швидкістю звуку в Чорному морі, а також для побудови рівнянь регресії, як вихідні, використовувались дані вимірювань значень температури води, солоності та глибини на гідрологічних станціях або дані суднових вимірів (OSD - Ocean Station Data) з 1890 по 2005 рр. [21]. Швидкість звуку розраховувалася за рівнянням ЮНЕСКО [3, 14]

$$C(S, T, P) = C_w(T, P) + A(T, P)S + B(T, P)S^{3/2} + D(T, P)S^2, \quad (1)$$

де C – швидкість звуку; C_w, A, B, D – коефіцієнти рівняння; S – солоність води; T – температура води; P – гідростатичний тиск.

Коефіцієнти C_w, A, B, D розраховуються за окремими формулами [14]. Рівняння дозволяє розраховувати швидкість звуку залежно від температури, солоності та гідростатичного тиску із стандартною помилкою $0,19 \text{ м с}^{-1}$. Рівняння можна застосовувати для таких діапазонів мінливості його змінних: $0^\circ\text{C} < T < 40^\circ\text{C}$, $0 \text{ дБар} < P < 1000 \text{ дБар}$, $0\text{‰} < S < 40\text{‰}$.

Через великий обсяг даних (більше 123400 вимірів) акваторія Чорного моря була поділена на 3 частини (рис. 1):

1. Західна частина Чорного моря з координатами: по довготі від $27,460^\circ\text{сх.д.}$ до $32,500^\circ\text{сх.д.}$, по широті – від $41,090^\circ\text{пн.ш.}$ до $45,000^\circ\text{пн.ш.}$

2. Центральна частина Чорного моря з координатами: по довготі від $32,500^\circ\text{сх.д.}$ до $36,500^\circ\text{сх.д.}$, по широті – від $41,250^\circ\text{пн.ш.}$ до $45,000^\circ\text{пн.ш.}$

3. Східна частина Чорного моря з координатами: по довготі від $36,500^\circ\text{сх.д.}$ до $41,765^\circ\text{сх.д.}$, по широті – від $40,930^\circ\text{пн.ш.}$ до $45,000^\circ\text{пн.ш.}$

Визначення кореляційних зв'язків між значеннями температури води, глибини та швидкістю звуку, що розрахована за рівнянням ЮНЕСКО в Чорному морі, та побудова рівнянь лінійної регресії проводилися окремо для кожної частини Чорного моря.



Рис. 1 – Карта частин Чорного моря, для яких виконувались дослідження

Мірою лінійної кореляційної залежності між значеннями швидкості звуку, розрахованої за рівнянням ЮНЕСКО (1), фактичною (виміряною) температурою води й глибиною характеризував безрозмірний множинний коефіцієнт кореляції $0 \leq R \leq 1$ [15, 16, 17, 18]. Перевірка значущості R проводилася методом порівняння коефіцієнтів кореляції (R) з критичним значенням коефіцієнтів множинної кореляції $R(\alpha)$ при рівні достовірності $\alpha = 0,95$.

Критичне значення коефіцієнтів множинної кореляції $R(\alpha)$ можна розрахувати за рівнянням

$$R(\alpha) = \sqrt{\frac{(k-1)F_{\alpha}(f_1, f_2)}{n-k + (k-1)F_{\alpha}(f_1, f_2)}}, \quad (2)$$

де $F_{\alpha}(f_1, f_2) - F$ - критерій Фішера з $f_1 = k - 1$ і $f_2 = n - k$ ступенями свободи при рівні достовірності α ; n - число членів ряду; k - число змінних в рівнянні регресії.

Також $R(\alpha)$ можна визначити за таблицями [17]. Якщо $R \geq R(\alpha)$, то відповідна кореляція визнається значимою [17, 18].

Ще одним критерієм значущості R послужило відношення R/E_R . При надійній залежності множинний коефіцієнт кореляції (R) в 6 - 10 разів більше своєї імовірнісної помилки E_R [15].

Оцінка значущості та надійності лінійних рівнянь регресії проводилася по F -критерію Фішера при рівні достовірності $\alpha = 0,95$.

Якщо розрахункове значення $F > F_{\alpha}(f_1, f_2)$ (критичне), то признається статистична значущість та надійність рівняння регресії [17, 18].

Також, оцінка точності розрахунків визначається ефективністю методу, що використовується. Одним з критеріїв точності розрахунків та можливості застосування їх на практиці служить відношення S/σ , де S - середньоквадратична помилка розрахунків, σ - середньоквадратичне відхилення значень фактичних вимірів. Величини S , σ можна обчислити за відомими формулами [15, 16, 17, 18, 19, 20].

Чим менше відношення S/σ , тим надійніше метод розрахунків. За наявності функціональної залежності $S/\sigma = 0$, а при $S/\sigma = 1$ варіація функції не залежить від варіації аргументу і, отже, зв'язок між змінними відсутній [15, 16]. Для розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку в Чорному морі допустимою помилкою є: $S/\sigma \leq 0,67$ при $n > 25$, де n - кількість вимірів.

Для перевірки ефективності та точності розрахунків за критерієм S/σ , значення швидкості

звуку в Чорному морі, які розраховані за побудованими рівняннями регресії, порівнювалися зі значеннями швидкості звуку, розрахованими за рівняннями ЮНЕСКО. Як вихідні дані використовувались значення температури води, солоності та глибини, виміряні на стандартних горизонтах (0, 10, 20, 25, 30, 50 метрів) за допомогою поплавців (PFL - Profiling float data) з 2005 по 2017 рр. [21].

Розрахунок вертикального розподілу швидкості звуку в Чорному морі на вищевказаних стандартних горизонтах проводився за побудованими рівняннями множинної регресії, які мають вигляд

$$C = aT + bz + d, \quad (3)$$

де a, b, d - коефіцієнти рівняння множинної регресії; C - швидкість звуку (м с^{-1}); T - значення температури води ($^{\circ}\text{C}$); z - глибина моря (м).

3. РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

Результати розрахунків показали досить високий кореляційний зв'язок між температурою води, глибиною та швидкістю звуку в усіх частинах Чорного моря в період весна - осінь. Множинні коефіцієнти кореляції (R) дорівнювали 0,99 та перевищували критичне значення $R(\alpha)$ (табл. 1).

Імовірнісні помилки (E_R) були в межах $1,92 \times 10^{-5} - 5,35 \times 10^{-5}$, а відношення R/E_R - більшим за 18538, що свідчить про значущість R та надійність кореляційного зв'язку між температурою води, глибиною та швидкістю звуку в усіх частинах Чорного моря в період весна - осінь (табл. 1).

Розрахункові значення F були в межах $1,3 \times 10^6 - 2,8 \times 10^6$ та перевищували критичне значення $F_{0,95} = 3$. Значення критерію (S/σ) склали 0,062 - 0,077, що менше критичного значення 0,67.

Таблиця 1 - Статистичні характеристики розрахунків і побудовані рівняння множинної регресії для Чорного моря в період весна - осінь

Частини Чорного моря	R	$R(0,95)$	R/E_R	F	$F_{0,95}$	Рівняння регресії
Західна	0,99	0,01	18538	1314264	3	$y = 3.295x + 0.028z + 1435.904$
Центральна	0,99	0,02	51957	2558485	3	$y = 3.240x - 0.011z + 1437.650$
Східна	0,99	0,01	44792	2830613	3	$y = 3.185x - 0.003z + 1437.896$

Це означає, що усі побудовані рівняння регресії ефективні, надійні, значимі, а показники тісноти зв'язку значимі та відображають стійку залежність між значеннями температури води, глибиною й швидкістю звуку в усіх частинах Чорного моря в період весна – осінь.

Результати перевірки ефективності й точності розрахунків, яка проводилася методом порівняння значень швидкості звуку в Чорному морі, розрахованих за побудованими рівняннями регресії (табл. 1), зі значеннями швидкості звуку, розрахованих за рівнянням ЮНЕСКО (1), показали, що стандартна помилка була в межах $\pm 1 \text{ м с}^{-1}$ (при $n = 13407$; $\sigma = 17$) в усіх частинах Чорного моря.

Для візуалізації, розрахунок вертикального розподілу швидкості звуку в Чорному морі за рівняннями регресії проводився по 6-ти гідрологічних розрізах (по 1 розрізу для кожного місяця) виконаних в 2018 році. Станції вибиралися так, щоб розрізи були розподілені по всіх частинах глибоководної акваторії Чорного моря (рис. 2).

Результати розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку за рівнянням ЮНЕСКО (1) та за рівняннями регресії (табл. 1) представлені на (рис. 3).

Рисунок 3 побудований за допомогою комп'ютерної програми ODV (Ocean Data View), призначеної для інтерактивного дослідження та графічного відображення океанографічних профілів, траєкторій або часових рядів даних [22].

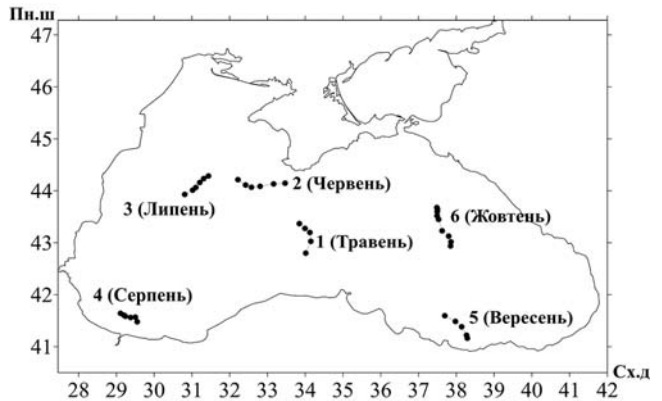


Рис. 2 – Схема розташування гідрологічних розрізів, використаних для аналізу та розрахунку вертикального розподілу швидкості звуку в Чорному морі в 2018 році. Позначення на карті означають номер розрізу та місяць року

З рисунка видно, що ізолінії вертикального розподілу швидкості звуку, розрахованого за рівняннями регресії та за рівняннями ЮНЕСКО практично когерентні.

Порівняння значень швидкості звуку на стандартних горизонтах, розрахованих за рівняннями регресії (табл. 1), зі значеннями швидкості звуку, розрахованими по рівнянню ЮНЕСКО (1), показало, що стандартна помилка склала $\pm 1 \text{ м с}^{-1}$ (при $n = 2043$; $\sigma = 18$), по усій глибоководній акваторії Чорного моря в 2018 році в період весна – осінь.

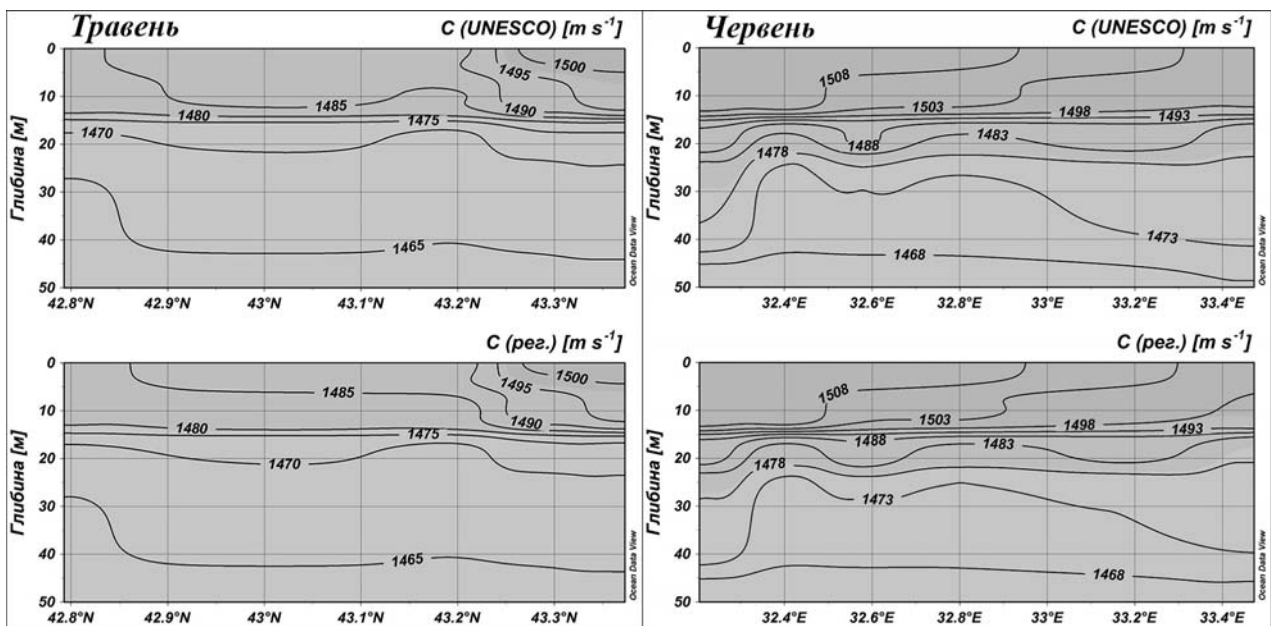


Рис. 3 – Вертикальний розподіл швидкості звуку на розрізах (рис.2), розрахований за рівнянням ЮНЕСКО – C (UNESCO) та рівняннями регресії – C (рег.)

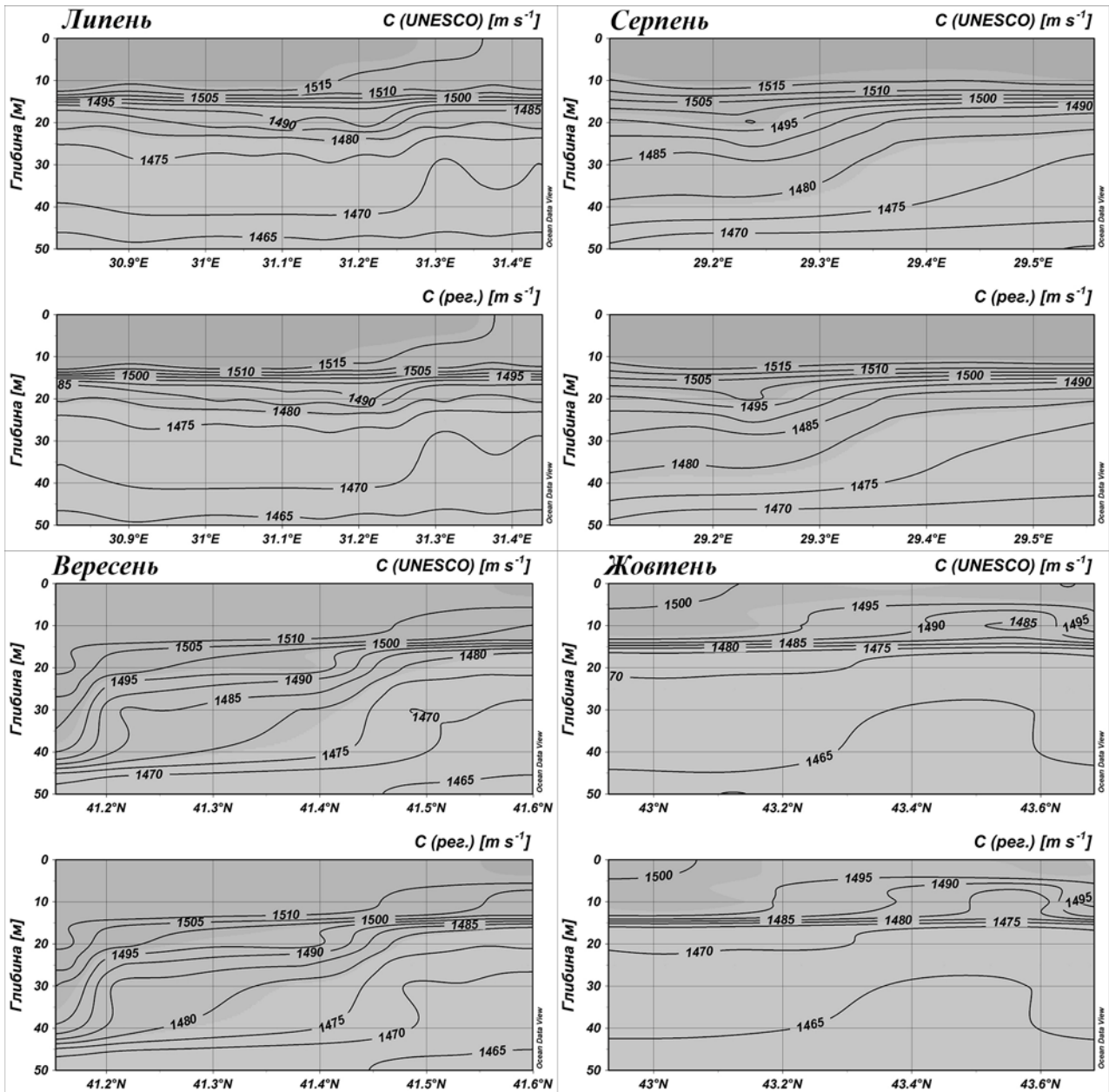


Рис. 3 – Закінчення

Наприкінці відзначимо, що на основі побудованих рівнянь регресії можна відтворити вертикальний розподіл швидкості звуку на стандартних горизонтах до глибини 50 метрів по усій глибоководній акваторії Чорного моря в період весна – осінь, підставляючи в рівняння регресії прогностичні (змодельовані) значення температури води.

4. ВИСНОВКИ

Виявлений високий кореляційний зв'язок між температурою води, глибиною та розрахованою швидкістю звуку за рівнянням ЮНЕСКО в Чор-

ному морі. Множинні коефіцієнти кореляції значимі та дорівнювали 0,99.

Розроблені рівняння регресії для розрахунку вертикального розподілу швидкості звуку надійні та ефективні. Стандартна помилка розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку в глибоководній акваторії Чорного моря в період весна – осінь була в межах $\pm 1 \text{ м с}^{-1}$.

Розроблені рівняння можуть бути використані для розрахунку, прогнозу, тривимірного моделювання мінливості вертикального розподілу швидкості звуку на глибинах до 50 метрів в Чорному морі в період весна – осінь.

На нашу думку, цей розрахунок вертикального розподілу швидкості звуку в Чорному морі

можна застосовувати в науково-дослідницьких та прикладних цілях при вирішенні прикладних задач гідрографії, гідроакустики, океанології, екології моря, судноплавства та ін.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Егоров Н. И. Физическая океанография. 2-е изд., перераб. и доп. Ленинград: Гидрометеиздат, 1974. 456 с.
- О влиянии профиля скорости звука и течений на распространение акустических волн в море / Ярошенко А. А. и др. *Вісник СумДУ. Серія Фізика, математика, механіка*. 2007. № 1. С. 178-186.
- Ярошенко А. А. Вычисление скорости звука в морской воде. От Колладона и Штурма до наших дней. *Водный транспорт*. 2012. Вып. 3. С. 8-12.
- Архипкин В. С., Деев М. Г. Особенности поля скорости звука в Черном море. *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2008. №6. С. 30-33.
- Магницкий В. А. Общая геофизика. Москва: МГУ, 1995. 317 с.
- Лисютин В. А., Ярошенко А. А. Вертикальное распределение скорости звука в океане. *Вісник Сумського державного університету. Серія Технічні науки*. 2003. Т. 12. №58. С. 61-65.
- Вадов Р. А. Открытие подводного звукового канала, экспериментальные исследования, региональные различия. *Акустический журнал*. 2007. Т. 53. №3. С. 313-328.
- Вадов Р. А. Поверхностная предреверберация при дальнем распространении взрывных сигналов в подводном звуковом канале. *Акустический журнал*. 2011. Т. 57. №2. С. 169-178.
- Вадов Р. А. Особенности формирования структуры звукового поля точечного источника в черноморском подводном звуковом канале. *Акустический журнал*. 2011. Т. 57. №5. С. 623-632.
- Лисютин В. А., Ластовенко О. Р., Ярошенко А. А. Сравнительная оценка вклада лучевых и волновых компонент при распространении импульсных сигналов в подводном звуковом канале Черного моря. *Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества*. 2018. №2. С. 74-85. <https://doi.org/10.31429/vestnik-15-2-74-85>
- Замаренова Л. Н., Скипа М. И. Акустическая модель квазистационарных трасс. Часть 1. Концепция исследований. *Гідроакустичний журнал (Проблеми, методи та засоби досліджень Світового океану)*. 2009. №6. С. 10-23.
- Оценка возможности расчета вертикального распределения температуры воды в Черном море по спутниковым данным / О. Р. Андрианова, М. И. Скипа, А. В. Сриберко и др. *Вісник Одеського національного університету. Серія: Географічні та геологічні науки*. 2015. Т. 20. Вып. 4. С. 9-21.
- Black Sea thermohaline properties: Long-term trends and variations / Miladinova S. et al. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017. 122 (7). Pp. 5624-5644. <https://doi.org/10.1002/2016JC012644>
- Fofonoff N. P., Millard Jr. R. C. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. UNESCO Technical Papers in Marine Sciences. Paris, France, UNESCO, 1983. Vol. 44. 53 p. URL: <http://hdl.handle.net/11329/109> (Accessed 19 September 2019)
- Кудрявая К. И., Серяков Е. И., Скриптунова Л. И. Морские гидрологические прогнозы. Ленинград: Гидрометеиздат, 1974. 310 с.
- Морские прогнозы / З. К. Абузьяров, К. И. Кудрявая, Е. И. Серяков, Л. И. Скриптунова. Ленинград: Гидрометеиздат, 1988. 319 с.
- Кобзарь А. И. Прикладная математическая статистика. Для инженеров и научных работников. Москва: Физматлит, 2006. 816 с.
- Эконометрика: учебник. 2-е изд., перераб. и доп. / И. И. Елисеева, С. В. Курышева, Т. В. Костеева и др.; под ред. И. И. Елисеевой. Москва: Финансы и статистика, 2007. 576 с.
- Hogg Robert V., Tanis Elliot A., Zimmerman D. Probability and Statistical Inference. 9th ed. Pearson Education, Inc., USA, 2015. 548 p.
- Ahn H. Probability and Statistics for Science and Engineering with Examples in R Second Edition. California, Cognella Inc. & University Readers, 2018. 361 p.
- NOAA World Ocean Database. URL: <http://www.nodc.noaa.gov> (дата звернення 27.05.2019).
- Schlitzer R. Ocean Data View. 2018. URL: <https://odv.awi.de> (дата звернення 19.09.2019).

REFERENCES

- Egorov, N.I. (1974). *Fizicheskaya okeanografiya. 2-e izd. dopolnennoe i pererabotannoe [Physical Oceanography. 2th ed.]*. Leningrad: Gidrometeoizdat. (in Russ).
- Yaroshenko, A.A. et al. (2007). O vliyaniy profilya skorosti zvuka i techeniy na rasprostranenie akusticheskikh voln v more [About the influence of velocity profile of sound and currents on the propagation of acoustic waves in the sea]. *Visnik SumDU. Seriya Fizika, matematika, mekhanika [J. Herald SumDU]*, 1, pp. 178-186. (in Russ)
- Yaroshenko, A.A. (2012). Vychislenie skorosti zvuka v morskoy vode. Ot Kolladona i Shturma do nashikh dney [The calculation of sound velocity is in the sea water. From Colladon and Sturm to our days]. *Vodnyy transport [Water Transport]*, 3, pp. 8-12. (in Russ)
- Arkhipkin, V.S., & Deev, M.G. (2008). Osobennosti polya skorosti zvuka v Chernom more [Characteristic features of the acoustic velocity field in the Black Sea]. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seria 5, Geografia [Moscow University Bulletin. Series 5, Geography]*, 6, pp. 30-33. (in Russ)
- Magnitsky, V.A. (1995). *Obshchaya geofizika [General geophysics]*. Moscow: MSU. (in Russ)
- Lisiutin, V.A., & Yaroshenko, A.A. (2003). Vertikal'noe raspredelenie skorosti zvuka v okeane [The vertical distribution of sound velocity in the ocean]. *Bulletin of Sumy State University. Technical Sciences Series*, 12(58), pp. 61-65. (in Russ)
- Vadov, R.A. (2007). Otkrytie podvodnogo zvukovogo kanala, eksperimental'nye issledovaniya, regional'nye razlichiya [The Discovery of the Underwater Sound Channel, the Experimental Studies, the Regional Differences]. *Akusticheskiy Zhurnal [Acoustic Journal]*, 53(3), pp. 313-328. (in Russ)
- Vadov, R.A. (2011). Poverkhnostnaya predreverberatsiya pri dal'nem rasprostraneniі vzryvnykh signalov v podvodnom zvukovom kanale [Surface Prereverberation in Long-Range Propagation of Explosion-Generated Signals in Underwater Sound Channel]. *Akusticheskiy Zhurnal [Acoustic Journal]*, 57(2), pp. 169-178. (in Russ)
- Vadov, R.A. (2011). Osobennosti formirovaniya struktury

- zvukovogo polya tochechnogo istochnika v chernomorskom podvodnom zvukovom kanale [Peculiarities in the Formation of the Sound Field Structure of a Point Source in the Black Sea Underwater Sound Channel]. *Akusticheskiy Zhurnal [Acoustic Journal]*, 57(5), pp. 623-632. (in Russ)
10. Lisiutin, V.A., Lastovenko, O.R., & Yaroshenko, A.A. (2018). Sravnitel'naya otsenka vklada luchevykh i volnovykh komponent pri rasprostraneniі impul'snykh signalov v podvodnom zvukovom kanale Chernogo morya [The comparative evaluation of the ray and wave components contribution to the impulse signals propagation of the Black Sea underwater sound channel]. *Ecological Bulletin of Research Centers of the Black Sea Economic Cooperation*, 2, pp. 74-85 (in Russ). <https://doi.org/10.31429/vestnik-15-2-74-85>
 11. Zamarenova, L.N., & Skipa, M.I. (2009). Akusticheskaya model' kvazistatsionarnykh trass. Chast' 1. Kontseptsiya issledovaniy [The quasi-stationary lines acoustic model. Part 1. Research Concept]. *Hydroacoustical Journal (Problems, Methods and Means for Researches of World Oceans)*, 6, pp. 10-23. (in Russ)
 12. Andrianova, O.R., Skipa, M.I., Sryberko, A.V. et. al. (2015). Otsenka vozmozhnosti rascheta vertikalnogo raspredeleniya temperatury vody v Chernom more po sputnikovym dannym [Estimation of ability of vertical temperature distribution's calculation for the Black sea's water by satellite data]. *Odessa National University Herald. Series: Geography & Geology*, 20(4), pp. 9-21. (in Russ)
 13. Miladinova, S., Stips, A., Garcia-Gorriiz, E. et al. (2017). Black Sea thermohaline properties: Long-term trends and variations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(7), pp. 5624-5644. <https://doi.org/10.1002/2016JC012644>
 14. Fofonoff, N.P. & Millard, Jr. R. C. (1983). *Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. UNESCO Technical Papers in Marine Sciences*. Paris, France, UNESCO, vol. 4. Available at: <http://hdl.handle.net/11329/109> (Accessed 19 September 2019)
 15. Kudryavaya, K.I., Seryakov, E.I. & Skriptunova, L.I. (1974). *Morskie gidrologicheskie prognozy [Marine hydrological forecasts]*. Leningrad: Gidrometeoizdat. (in Russ)
 16. Abuzyarov, Z.K., Kudryavaya, K.I., Seryakov, E.I. et. al. (1988). *Morskie prognozy [Marine forecasts]*. Leningrad: Gidrometeoizdat. (in Russ)
 17. Kobzar, A.I. (2006). *Prikladnaya matematicheskaya statistika. Dlya inzhenerov i nauchnykh rabotnikov [Applied Mathematical Statistics. For Engineers and Scientists]*. Moscow: Fizmatlit. (in Russ)
 18. Eliseeva, I.I., Kuryshcheva, S.V., Kosteeva, T.V. et. al. (2007). *Ekonometrika [Econometrics]*. 2nd ed. Edited by I. I. Eliseeva. Moscow: Finance and Statistics. (in Russ)
 19. Hogg Robert, V., Tanis Elliot, A. & Zimmerman, D. (2015). *Probability and Statistical Inference. 9th ed.* Pearson Education, Inc., USA.
 20. Ahn, H. (2018). *Probability and Statistics for Science and Engineering with Examples in R Second Edition*. California, Cognella Inc. & University Readers.
 21. NOAA World Ocean Database. Available at: <http://www.nodc.noaa.gov> (Accessed 27 May 2019).
 22. Schlitzer, R. (2018). *Ocean Data View*. Available at: <https://odv.awi.de> (Accessed 19 September 2019).

METHODS FOR CALCULATING THE SPEED OF SOUND DISTRIBUTION BY WATER TEMPERATURE: CASE STUDY FOR THE BLACK SEA

O. R. Andrianova, A. V. Sryberko

*Hydroacoustics Branch of Institute of Geophysics of National Academy of Sciences of Ukraine,
3 Preobrazhenska st., 65082, Odesa, Ukraine,
olga_andr@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6008-8812>
sryberko@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-7683-9628>*

The article presents the results of the research aimed at calculating the vertical speed of sound distribution in the active layer of the Black Sea based on water temperature readings. The research was carried out in the active layer of the deep-water section of the Black Sea at the depth range of 0 – 50 meters. The water temperature values taken at the hydrological stations or the shipboard measurements (OSD: Ocean Station Data) taken with the help of floats (PFL: Profiling Float Data) were used as initial data. The calculations were based on the identification of correlation relationships between the water temperature values at standard horizons of the Black Sea as per OSD data and the speed of sound calculated using the UNESCO equation. The calculation accuracy was estimated after comparing the speed of sound calculated by the established regression equations and by the UNESCO equation based on PFL data.

The research allowed establishing the regression equations for calculating the vertical speed of sound distribution in the Black Sea up to the depth of 50 meters over the spring-autumn period. The possibility of calculating the vertical speed of sound distribution using the developed regression equations was also estimated.

The calculations indicated statistically significant results over the spring-autumn period. Multiple correlation coefficients appeared to be significant and amounted to 0.99. The developed

regression equations were efficient and reliable. Verification of effectiveness and reliability of the regression equations showed that the standard error was within $\pm 1 \text{ m s}^{-1}$.

In order to visualize the results the calculation of the vertical speed of sound distribution in the Black Sea using the regression equations was carried out for 6 hydrological sections (1 section for each of the months) introduced in 2018. The research showed that the isolines of the vertical speed of sound distribution calculated using the regression equations and the UNESCO equation are practically coherent.

The studied equations can be used for calculating the vertical speed of sound profile distribution in the Black Sea up to the depth of 50 meters over the May-October period based on the measured or modeled data of water temperature variability. This calculation can be used for the purposes of scientific research and applied purposes in the field of hydrography, hydroacoustics, oceanology, marine ecology, navigation etc.

Key words: the Black Sea; calculation of the speed of sound; water temperature; correlation relationship; regression equation.

МЕТОДИКА РАСЧЕТОВ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТИ ЗВУКА ПО ТЕМПЕРАТУРЕ ВОДЫ НА ПРИМЕРЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

О. Р. Андрианова, А. В. Сриберко

ГУ «Отделение гидроакустики Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины»,

ул. Преображенская, 3, 65082, Одесса, Украина,

olga_andr@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6008-8812>

sriberko@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-7683-9628>

В статье представлены результаты исследований возможности расчета вертикального распределения скорости звука в деятельном слое Черного моря по температуре воды. Исследования проводились в деятельном слое глубоководной части Черного моря, на глубинах 0 – 50 метров. Исходными данными фактических значений температуры воды были стационарные данные или данные судовых измерений (OSD – Ocean Station Data) и данные, измеренные с помощью поплавков (PFL – Profiling float data). Расчеты основывались на определении корреляционных связей между значениями температуры воды на стандартных горизонтах в Черном море по данным OSD и скоростью звука, рассчитанной по уравнению ЮНЕСКО. Оценка точности расчета проводилась методом сравнения значений скорости звука, рассчитанных по полученным уравнениям регрессии и по уравнению ЮНЕСКО, на основе PFL данных.

Получены уравнения регрессии для расчета вертикального распределения скорости звука в Черном море до глубины 50 метров в период весна – осень. Проведена оценка возможности расчета вертикального распределения скорости звука по полученным уравнениям.

Расчеты показали статистически значимые результаты в период весна – осень. Множественные коэффициенты корреляции значимы и составили 0,99. Разработанные уравнения регрессии эффективные и надежные. Проверка эффективности и надежности уравнений регрессии показала, что стандартная ошибка была в пределах $\pm 1 \text{ m s}^{-1}$.

Для визуализации результатов, расчет вертикального распределения скорости звука в Черном море по уравнениям регрессии проводился по 6 гидрологическим разрезам (по 1 разрезу для каждого месяца) в 2018 году. Показано, что изолинии вертикального распределения скорости звука, рассчитанные по уравнениям регрессии и по уравнению ЮНЕСКО практически когерентны.

Полученные уравнения можно использовать для расчета вертикального распределения скорости звука до глубины 50 метров в Черном море в период май – октябрь на основе измеренных или смоделированных значений температуры воды. Данный расчет можно применять в научно-исследовательских и прикладных целях в области гидрографии, гидроакустики, океанологии, экологии моря, судоходства и др.

Ключевые слова: Черное море; расчет скорости звука; температура воды; корреляционная связь; уравнения регрессии.

Подання до редакції : 26. 10. 2019

Надходження остаточної версії : 25. 11. 2019

Публікація статті : 28. 11. 2019

УДК 551.467

ЛЬОДОВІ ЯВИЩА В ЧОРНОМУ І АЗОВСЬКОМУ МОРЯХ ТА ЇХ ПРОГНОЗУВАННЯ В УМОВАХ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН

Р. В. Гаврилюк, Н. М. Ювченко

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

Льодовий покрив є одним з найбільш важливих факторів, який обумовлює стан поверхні моря. Дослідження і прогнозування його параметрів представляє не тільки науковий, а і значний практичний інтерес для морських галузей господарства. Навіть на частково замерзаючих морях – Чорному і Азовському, льодова обстановка буває доволі складною і потребує використання криголамів. Урахування фактичних і прогностичних льодових умов суттєво зменшує ризик проходження суден в льодах і оптимізує використання криголамів. Сучасні глобальні кліматичні зміни відобразились на змінах характерних показників льодового режиму в північно-західній частині Чорного моря і в Азовському морі. Дослідження показали, що за останні 30 років кількість м'яких зим збільшилась на 15%, а суворих – зменшилась на 19%. Скоротилась також тривалість льодового періоду – на декаду в Азовському морі і на місяць в Чорному морі. Це визначає необхідність перевірки методів прогнозу льодових явищ. На теперішній час в практиці гідрометеорологічного обслуговування використовують методи прогнозу льодових явищ, які розроблені у 80-х роках ХХ-го століття і які не враховують кліматичні зміни, що відбулись за останні роки. Основним недоліком емпірико-статистичних методів є той факт, що статистичні залежності мають обмеження щодо строку придатності.

Мета роботи полягала в оцінці змін льодових умов в Чорному і Азовському морях за останні 20 років і перевірці методу прогнозу дат появи льоду і дат очищення від льоду. Аналіз показав, що за досліджуваний період поява льоду настає пізніше, а очищення від льоду відбувається раніше, в порівнянні з середніми багаторічними датами. Перевірка методу прогнозу вказаних дат, який зараз застосовується, показала незадовільні результати, які не відповідають потребам практики. На основі регресійного аналізу запропоновано нові модифіковані рівняння для прогнозу дат появи льоду і дат очищення від льоду в північно-західній частині Чорного моря і в Азовському морі. Забезпеченість прогнозів за модифікованими рівняннями склала 70-94%, отже, прогностичні рівняння можуть бути рекомендовані для практичного використання.

Ключові слова: Чорне море; Азовське море; льодові умови; кліматичні зміни; статистичні методи прогнозу льодових явищ.

1. ВСТУП

Льодовий покрив є одним з найбільш важливих факторів, який визначає стан поверхні моря. Дослідження та прогнозування його параметрів представляє не тільки науковий, але й великий практичний інтерес для морських галузей господарства. Навіть на частково замерзаючих морях – Чорному та Азовському, льодова обстановка буває доволі складною та потребує використання криголомів. Урахування фактичних та прогностичних льодових умов суттєво зменшує ризик плавання суден в льодах та оптимізує використання криголомів.

Сучасні глобальні кліматичні зміни відобразились й на змінах характерних показників льодового режиму в північно-західній частині Чор-

ного моря та в Азовському морі. Дослідження багаторічної мінливості льодового режиму показали, що за останні 30 років в обох морях повторюваність м'яких зим збільшилась майже на 15%. Повторюваність помірних зим в Чорному морі зменшилась на 6%, а в Азовському – збільшилась на 4%. Найбільші зміни відбулись у повторюваності суворих зим – у Чорному морі вона скоротилась на 9%, а в Азовському на 19%. Відбулись зміни й в строках появи льоду та очищення моря від льоду. На Азовському морі строки появи льоду настають пізніше на 4-7 діб, а очищення від льоду відбувається раніше на 4-17 діб. У північно-західній частині Чорного моря льодоутворення настає пізніше на 2-3 тижні, а очищення від льоду відбувається на 1-2 тижні раніше в порівнянні з попередніми

роками. Зменшилась також тривалість льодового періоду – в Азовському морі на декаду, а в Чорному морі – приблизно на місяць [1,2].

Наведені результати свідчать про суттєві кліматичні зміни льодового режиму в Чорному і Азовському морях за останні роки, причинами яких є зміни макро-циркуляційних атмосферних процесів і зростання температури повітря, особливо помітне в зимовий період. У науковій літературі зміни льодових умов на морях пояснюються впливом різних форм циркуляції атмосфери (W, E і C форм Вангенгейма-Гірса для Євро-Атлантичного сектору) [3]. В роботі [4] показано, що, починаючи з 1991 року, ми живемо в умовах W+E епохи, яка є найбільш м'якою з усіх епох в плані льодових умов на всіх європейських морях, включно з Чорним і Азовським морями.

Виявлено також взаємозалежності між льодовими умовами в Чорному морі і змінами індексів Північно-Атлантичного коливання (ПАК), які відображають кількість, траєкторії і інтенсивність атлантичних циклонів, що визначають погодні умови в Європі [5, 6]. При позитивній фазі ПАК траєкторії переносу повітряних мас і циклонів проходять над північною Європою, а над Середземним і Чорним морями переважає антициклонічна погода. Над північно-західною частиною Чорного моря спостерігаються позитивні аномалії температури повітря і легкі льодові умови. У зв'язку з домінуванням позитивної фази ПАК, який спостерігався в останні десятиріччя минулого століття, структура зимового потепління в Східній Європі подібна зі структурою кореляцій індексу ПАК з температурою повітря, отже, і з льодовими умовами в Чорному морі.

На теперішній час у прогностичній практиці рекомендовано використовувати методи прогнозу льодових умов, які розроблені в 80-х роках ХХ-го століття [7]. У той же час, наукові дослідження, в яких аналізуються результати перевірки емпірико-статистичних схем прогнозу льодових явищ в морі, показують значне зниження виправданості цих прогнозів в останні роки [8, 9]. Відомо, що основним недоліком емпірико-статистичних методів є той факт, що статистичні залежності мають обмеження щодо «строку придатності», тобто прогностичні рівняння потребують оновлення та перерахунку з певною періодичністю. При цьому можлива заміна не тільки коефіцієнтів у прогностичних рівняннях, а й самих провісників [4]. Розроблені в минулому методи прогнозування характеристик льодового режиму в північно-західній частині Чорного

моря та в Азовському морі не ураховують кліматичні зміни, які відбулись в останні роки, тому потребують перевірки, переосмислення та суттєвого вдосконалення.

Мета роботи полягає в перевірці і модифікації емпірико-статистичного методу прогнозу дати появи льоду і очищення від льоду в Чорному і Азовському морях на матеріалах спостережень останніх років.

2. ОГЛЯД МЕТОДІВ ПРОГНОЗУВАННЯ ЛЬДОВИХ ЯВИЩ В ЧОРНОМУ І АЗОВСЬКОМУ МОРЯХ

Згідно з [10], морські прогнози, в залежності від завчасності, поділяються на короткострокові, завчасність яких складає від декількох годин до трьох діб, прогнози малої завчасності – від 10-15 діб до місяця, і довгострокові – із завчасністю більше місяця. В науковій та методичній літературі докладно представлено методи прогнозування характеристик льодового режиму моря різної завчасності, які розроблені переважно в 80-х роках минулого століття [4, 7], а також деякі нові методи [8, 9]. Розглянемо фізичні основи і деякі методи короткострокових прогнозів льодових явищ для Чорного і Азовського морів.

Короткострокові прогнози льодових фаз – дати появи льоду, замерзання моря, руйнування льоду та очищення моря від льоду – складаються на основі знання про витрати або надходження тепла через поверхню моря, тепловміст діючого шару води, товщин льоду, а також динамічні фактори – вітер, течії та хвилювання моря. Урахування всіх факторів, які обумовлюють появу льоду та замерзання моря, при складанні прогнозів навіть з невеликою завчасністю, практично неможливе. Тому, частіш за все, визначають головні фактори і обмежуються їх урахуванням.

Процес льодоутворення починається з того моменту, коли вода в результаті охолодження досягає температури кристалізації льоду. Цей момент настає тим скоріше, чим більша тепловіддача води (визначається, перш за все, температурою повітряної маси, яка знаходиться над акваторією моря) та чим менше теплонакопичення за попередній весняно-літній період (визначається температурою води). У мілководних районах моря за період, який передують льодоутворенню, конвективне перемішування досягає дна, перенос тепла течіями незначний, роль хвилювання та коливань рівня не велика. Такі умови є характерними для прибережних районів, закритих бухт та заток, де, як правило, розташовані морські порти. Тому короткострокові про-

гнози появи льоду для них представляють особливу значимість, так як замерзання акваторій портів обмежує строки навігації.

Для прибережних районів прогноз появи льоду базується на урахуванні теплозапасу за попередній період та інтенсивності охолодження моря. У багатьох емпіричних дослідженнях показано, що в холодну частину року втрати тепла через поверхню моря залежать від температури повітря. Тому в прогностичних рівняннях в якості аргументу вводиться сума негативних середніх добових температур повітря – сума градусоднів морозу.

Між сумою градусоднів морозу, яка необхідна для появи льоду, та температурою поверхневого шару моря, в момент переходу температури повітря через нуль °С, існує тісна взаємозалежність. Чим вища температура води, тим більша повинна бути сума градусоднів морозу для появи льоду. Такі залежності у вигляді рівнянь регресії отримано на основі натурних даних для більшості прибережних районів моря. Наприклад, для деяких районів прибережної зони Чорного та Азовського морів такі рівняння опубліковані в [7] і мають вигляд:

$$\text{Одеса: } \sum(-t_a) = 10.7t_{w^0} + 7.0, \quad (1)$$

$$\text{Миколаїв: } \sum(-t_a) = 4.0t_{w^0} + 10.0, \quad (2)$$

$$\text{Очаків: } \sum(-t_a) = 5.5t_{w^0} + 1.4, \quad (3)$$

$$\text{Маріуполь: } \sum(-t_a) = 8.8t_{w^0} - 4.8, \quad (4)$$

де $\sum(-t_a)$ – сума градусоднів морозу;

$\sum t_{w^0}$ – температура поверхневого шару моря в момент переходу температури повітря через нуль °С.

Наведені залежності використовують для прогнозу дати появи льоду, тобто, обчислюють праву частину рівняння, що дорівнює кількісному значенню величини $\sum(-t_a)$, а за прогнозом температури повітря визначають, коли ця величина зрівняється з необхідною для появи льоду.

Строки руйнування льодового покриву та очищення моря від льоду залежать від його стану на початок танення, від висоти снігу на льодовій поверхні, метеорологічних умов та динамічних факторів. Найбільш важливими з них є товщина льоду, снігу та тепловий баланс поверхні льоду. З багатьох спостережень відомо, що товщина льоду значно змінюється в просторі і, при обмеженій кількості фактичних вимірювань, важко отримати правильну оцінку середньої

товщини льоду. Тому за показник середньої товщини льоду приймається величина суми негативних температур повітря з початку льодоутворення.

При складанні прогнозів весняних льодових явищ необхідно встановити момент, коли лід досягає максимальній товщини і починається його танення. За початок танення льоду приймається момент стійкого переходу температури повітря через нуль градусів в бік позитивних значень в 13 годину дня. Між цим моментом та датою досягнення товщиною льоду максимального значення існує тісна залежність.

Існування такої залежності пояснюється тим, що зміна знаку суми потоків тепла через поверхню льодового покриву з негативного на позитивний відбувається при позитивних денних температурах повітря, навіть якщо середні добові температури повітря залишаються негативними. Денні позитивні температури повітря призводять до того, що поверхня льоду стає розпушеною, а ямки заповнюються талою водою. Негативні нічні температури призводять до утворення тонкої льодової корки, яка створює так званий парниковий ефект. Цей ефект полягає в тому, що льодова корка пропускає короткохвильову радіацію і не пропускає довгохвильову, іншими словами, температура води під льодом поступово підвищується, що обумовлює початок танення.

У [7] наведено рівняння, яке дозволяє прогнозувати дату очищення моря від льоду:

$$\Delta \sum(+t_a) = 0.08 \Delta \sum(-t_a) \quad (5)$$

де $\Delta \sum(+t_a)$ – зміни сум позитивних значень температури повітря від одного дня до другого з моменту переходу через нуль °С ;

$\Delta \sum(-t_a)$ – зміни сум негативних значень температури повітря від одного дня до другого за весь період.

Це рівняння дозволяє по сумі градусоднів морозу за зиму визначити суму градусів тепла, необхідну для повного руйнування льоду без урахування даних про його товщину. Але також вказується, що для окремих пунктів коефіцієнти пропорційності треба перераховувати.

З аналізу цих методів можна зробити наступні висновки. Для прогнозу дат появи льоду необхідно використовувати метеорологічний прогноз, на основі якого постійно розраховувати суму градусоднів морозу. Так як метеорологічний прогноз має певну похибку, це впливатиме на похибку льодового прогнозу. Що стосується прогнозу дати очищення моря від льоду, то рів-

няння потрібно уточнювати, що передбачає додаткові дослідження.

У [4, 7] представлено також метод прогнозу дат появи льоду і дати очищення від льоду для Чорного і Азовського морів з більшою завчасністю - від 10 до 15 діб. Основна концепція методу полягає в наступному. По прогнозу погоди на 7 діб можна визначити дату переходу температури повітря через нуль °С для відповідного порту. Вважається, що температура води в день переходу температури повітря через нуль °С в значній мірі визначається температурою повітря за деякий інтервал часу, що передує цій даті. Оптимальний інтервал часу визначено на основі кореляційного аналізу і становить для Чорного і Азовського морів 20 діб. Осереднена температура повітря за 20 добовий попередній інтервал є характеристикою тепловмісту води до початку льодоутворення. Таким чином, по осередненій за такий інтервал часу температурі повітря і даті переходу її через нуль градусів отримано прогностичні рівняння для різних портів. Зокрема, для портів Чорного моря (Одеса і Миколаїв) і Азовського моря (Маріуполь) рівняння є такими:

$$\text{Одеса: } D_{nl} = 0.92T_{20} + 0.9DT_{a(0)} + 33, \quad (6)$$

$$\text{Миколаїв: } D_{nl} = 0.62T_{20} + 0.74DT_{a(0)} + 35, \quad (7)$$

$$\text{Маріуполь: } D_{nl} = 0.66T_{20} + 0.93DT_{a(0)} + 40, \quad (8)$$

де D_{nl} – дата появи льоду у відхиленнях від 1 вересня;

T_{20} – осереднена за попередні 20 діб до дати переходу через нуль °С температура повітря;

$DT_{a(0)}$ – дата переходу температури повітря через нуль градусів у відхиленнях від 1 вересня.

Для прогнозу весняних льодових явищ (дати очищення моря від льоду) в якості провісників приймається максимальна товщина льоду за зимовий період і дата стійкого переходу температури повітря через нуль °С в 15 годин за Московським часом. Прогностичні рівняння є такими:

$$\text{Одеса: } D_{oc} = 0.93H_{max} + 0.18DT_0 + 122, \quad (9)$$

$$\text{Миколаїв: } D_{oc} = 0.47H_{max} + 0.35DT_0 + 119, \quad (10)$$

$$\text{Маріуполь: } D_{oc} = 1.06H_{max} + 0.03DT_0 + 164, \quad (11)$$

де D_{oc} – дати очищення моря від льоду у відхиленнях від 1 вересня;

DT_0 – дата стійкого переходу температури повітря через нуль °С в 15 годин за Московським часом;

H_{max} – максимальна товщина льоду за зимовий період, в см.

Таким чином, у наведеному методі прогностична метеорологічна інформація не використовується, а тільки фактичні дані, що повинні призводити до зменшення помилки прогнозу. Інформацію, необхідну для виконання розрахунків за рівняннями регресії, можна отримати з даних стандартних гідрометеорологічних спостережень, які містяться в стандартних таблицях ТГМ. Оскільки прогностичні рівняння отримані на матеріалах спостережень минулого століття і не враховують кліматичні зміни льодових умов в Чорному і Азовському морях в останні роки, необхідна їх перевірка і визначення можливості використання методу в теперішній час і в майбутньому.

3. ОПИС ОБ'ЄКТУ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Об'єктом дослідження являються деякі характеристики льодового режиму Чорного і Азовського морів – дати першої появи льоду і дати очищення від льоду. Дослідження полягає у перевірці методу прогнозування цих характеристик [4, 7] за матеріалами спостережень останніх років. Для перевірки методу і виконання розрахунків за прогностичними рівняннями регресії використовувались дані стандартних спостережень, які містяться в таблицях ТГМ-1 і ТГМ-2: дати першої появи льоду і дати очищення від льоду, максимальна товщина льоду за зимовий період, температура повітря і дати стійкого переходу її в бік позитивних і негативних значень навесні і восени. Перевірка виконувалась для наступних рядів спостережень: для станції Миколаїв – 1990-2016 рр., для станції Одеса -1984-2014 рр., для станції Маріуполь – 1985-1988 рр. і 1996-2017 рр. Тривалість рядів спостережень щодо дати появи льоду склала для станції Одеса 13 років, для станції Миколаїв – 16 років, а для станції Маріуполь – 24 роки. По даті очищення від льоду для станцій Миколаїв і Маріуполь тривалість рядів спостережень склала 21 рік. Для станції Одеса в таблицях за деякі роки були відсутні дані щодо товщини льоду, що суттєво скоротило довжину ряду і зумовило неможливість перевірки. Після перевірки прогнозів за рівняннями (6-11) і їх аналізу, рівняння регресії

перераховувались і виконувались прогностичні розрахунки дат появи льоду і дат очищення від льоду [11].

4. АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ

Перш за все, за даними спостережень за досліджуваний період розраховувались статистичні характеристики мінливості дат появи льоду і дат очищення від льоду, які порівнювались з нормами з [1, 2]. Дані спостережень для станції Миколаїв відображають зміни льодових умов в Чорному морі, а дані для станції Маріуполь – в Азовському. В таблицях 1 і 2 представлено результати розрахунків статистичних характеристик мінливості дат появи і дат очищення від льоду для станції Миколаїв і Маріуполь відповідно з [11].

За досліджуваний період на станції Миколаїв лід з'являється в середньому 22 грудня, в той час, як за нормою – 16 грудня, тобто на 6 днів пізніше. Очищення від льоду за нормою відбувається 12 березня, а за досліджуваний період – 1 березня, що на 12 днів раніше. Розмах коливань дат появи льоду становить 68 днів, а дат очищення від льоду – 63 дні. Тривалість льодового періоду за досліджуваний період склала 68 днів, а за нормою – 86 днів, тобто зменшення становить 18 днів.

Середня дата появи льоду на станції Маріуполь за розрахунковий період настає на два дні пізніше середньої дати за багаторічними даними. Рання дата появи льоду спостерігалася пізніше на 14 днів, а сама пізня дата – раніше на 12 днів. Середня дата очищення моря від льоду за останні 20 років змістилися на 8 днів раніше за норму. Сама рання дата спостерігалася на місяць раніше, а пізня дата – на 13 днів раніше норми. Тривалість льодового періоду на станції Маріуполь за досліджуваний період склала 78 днів, а за нормою – 88 днів, тобто зменшення становить 10 днів.

Ці результати свідчать про збереження тенденції полегшення льодових умов в Чорному і Азовському морях в останні роки.

4.1 Прогнози дати появи льоду

Перевірка полягала в складанні прогнозів дати появи льоду на станціях Чорного і Азовського морів за рівняннями (6)-(8) за матеріалами спостережень за досліджуваний період. Для цього з таблиць ТГМ визначалась дата стійкого переходу температури повітря через нуль градусів Це-

льсію у відхиленнях від 1 вересня і від цієї дати розраховувалась осереднена за попередні 20 діб температура повітря. За прогностичними рівняннями виконувались розрахунки дат появи льоду для станцій Одеса, Миколаїв і Маріуполь, результати яких представлено в таблицях 3,4 і 5 відповідно. Допустима помилка при оцінках прогнозів дат осінніх і весняних льодових явищ, згідно з [10], залежить від завчасності прогнозів і приймалася рівною 5 або 6 днів. Знак мінус перед помилкою дат появи льоду означає, що за прогнозом дата настає пізніше фактичної дати.

Для станції Одеса проміжок часу між датою переходу температури повітря через нуль °С і датою появи льоду в середньому дорівнює 17 днів, але ж за досліджуваний період змінюється в широкому діапазоні – від 5 до 43 днів. При цьому чим вища температура повітря за попередні 20 діб, тим більше цей проміжок. Згідно з розрахунками за рівнянням (6), помилки прогнозів знаходяться в межах від 4 до 17 днів, і в більшості прогностичних випадків дата появи льоду настає пізніше фактичної дати. При допустимій похибці 5 днів лише в одному випадку прогноз можна вважати виправданим, тобто забезпеченість складає 8%. Забезпеченість кліматичного та інерційного прогнозів за цим рядом склала 23%.

За фактичними даними рівняння було перераховано є таким:

$$D_{пл} = -0.26T_{20} + 0.638DT_{a(0)} + 62.438. \quad (12)$$

Множинний коефіцієнт рівняння дорівнює $R=0,885$ і є значущим на рівні не нижче 95%. Якщо порівнювати рівняння (6) і (12), можна бачити, що вагові коефіцієнти провісників значно змінилися. Результати розрахунків за модифікованим рівнянням, які представлені в таблиці 3, свідчать про зниження помилки прогнозів, але ж в чотирьох випадках помилки є достатньо великими, що може бути обумовлено недостатньою довжиною ряду, на якому виконано розрахунки. Забезпеченість розрахунків за новим рівнянням склала 70%, що не є дуже великою, але ж значно вищою ніж інерційний і кліматичний прогнози.

Аналогічні розрахунки виконано для перевірки прогнозу дати появи льоду на станції Миколаїв за рівнянням (7), результати яких представлено в таблиці 4.

Таблиця 1 - Статистичні характеристики мінливості дат появи і очищення від льоду на станції Миколаїв за досліджуваний період [11] і за нормою [1]

Льодова фаза	Середня дата	Стандартне відхилення (дні)	Пізня дата	Рання дата	Розмах (дні)
Дата очищення від льоду за досліджуваний період	1.03	17	3.04 1996 р.	31.01. 2009 р.	63
Дата очищення від льоду за нормою	12.03	-	17.04	23.01	84
Дата появи льоду за досліджуваний період	22.12	16	31.01. 2005 р.	24.11. 1998 р.	68
Дата появи льоду за нормою	16.12	-	3.02	9.11	80

Таблиця 2 - Статистичні характеристики мінливості дат появи і очищення від льоду на ст. Маріуполь за досліджуваний період [11] і за нормою [2]

Льодова фаза	Середня дата	Стандартне відхилення (дні)	Пізня дата	Рання дата	Розмах (дні)
Дата очищення від льоду за досліджуваний період	6.03	19	11.04. 2012 р.	1.02 2002 р.	70
Дата очищення від льоду за нормою	14.03	-	24.04	1.03	54
Дата появи льоду за досліджуваний період	18.12	19	24.01. 2007 р.	22.11. 2016 р.	63
Дата появи льоду за нормою	16.12	-	5.02	8.11	89

Таблиця 3 – Вихідні дані, результати розрахунків дати появи льоду за рівняннями (6) і (12) і помилки прогнозів для станції Одеса [11]

№	Сезон, роки	Фактична дата появи льоду у відхиленнях від 1.09	Дата переходу температури повітря через 0°C у відхиленнях від 1.09	Середня температура повітря за попередні 20 днів, (°C)	Прогнози дати появи льоду за рівняннями (6) – а і (12) – б		Помилки, прогнозів (дні) за рівняннями (6) – а і (12) – б	
					а	б	а	б
1	84-85	161	151	-4.1	165	160	4	1
2	85-86	161	153	1.8	172	160	-11	1
3	86-87	130	124	-1.2	143	142	-13	-12
4	97-98	150	145	3.5	167	154	-17	-4
5	98-99	95	75	9.9	110	108	-15	-13
6	01-02	137	94	4.1	121	121	16	16
7	02-03	112	92	9.2	124	119	-12	-7
8	05-06	143	128	2.3	150	143	-7	0
9	07-08	127	106	5.0	133	129	-6	-2
10	09-10	146	104	6.8	133	127	13	19
11	10-11	152	145	2.0	165	154	-13	-2
12	11-12	152	138	4.0	161	149	-8	3
13	13-14	153	143	4.3	165	152	-12	1

Таблиця 4 – Вихідні дані, результати розрахунків дати появи льоду за рівняннями (7) і (13) і помилки прогнозів для станції Миколаїв [11]

№	Сезон, роки	Фактична дата появи льоду у відхиленнях від 1.09	Дата переходу температури повітря через 0° С у відхиленнях від 1.09	Середня температура повітря за попередні 20 днів, (° С)	Прогнози дати появи льоду за рівняннями (7) – а і (13) – б		Помилки, прогнозів (дні) за рівняннями (7) – а і (13) – б	
					а	б	а	б
1	90-91	139	136	2.8	137	142	2	-3
2	94-95	110	107	-0.7	114	111	-4	-1
3	96-97	114	111	3.2	119	118	-5	-4
4	97-98	108	106	0.7	114	111	-6	-3
5	98-99	85	75	4.4	92	84	-7	1
6	99-00	114	112	3.6	120	119	-6	-5
7	00-01	116	111	2.1	118	117	-2	-1
8	01-02	97	93	2.3	105	100	-8	-3
9	02-03	99	91	6.4	106	101	-7	-2
10	03-04	102	93	3.9	106	101	-4	1
11	04-05	153	145	1.9	143	150	10	3
12	05-06	112	101	3.2	112	108	0	4
13	06-07	118	111	4.3	120	118	-2	0
14	07-08	124	107	2.2	114	113	10	11
15	08-09	114	103	5.2	114	111	0	3
16	09-10	108	101	5.2	113	110	-5	-2

Проміжок часу між датою переходу температури повітря через нуль °С і датою появи льоду на станції Миколаїв в середньому складає 7 днів і змінюється протягом досліджуваного періоду від 2 до 17 днів. Помилки прогнозів значно менші, ніж для станції Одеса. Максимальна помилка досягає 10 днів і за прогнозом дата появи льоду в більшості випадків є пізнішою за фактичну дату. Виправданість прогнозів за цим рівнянням при допустимій похибці 5 днів склала 56%, що є незадовільним. Забезпеченість розрахунків інерційним методом склала 27%, а кліматичним – 50%. Тому рівняння було переховано і має вигляд

$$D_{nl} = -0.654T_{20} + 0.963DT_{a(0)} + 8.79 \quad (13)$$

Множинний коефіцієнт кореляції цього рівняння дорівнює $R = 0,971$ і є значущим на рівні не нижче 99%. Результати розрахунків за модифікованим рівнянням, представлені в таблиці 4, свідчать про зниження помилок. При допустимій похибці 5 днів забезпеченість прогнозів за отриманим рівнянням склала 94%.

За рівнянням (8) розраховувались прогнози дат появи льоду в Азовському морі за даними спостережень на станції Маріуполь для ряду довжиною 24 роки (1985-1988 рр., 1996-

2017 рр.). У таблицях ТГМ за деякі роки данні щодо температури повітря були пропущенні, тому розрахунки прогнозів неможливо було зробити. Результати перевірки представлені в таблиці 5.

Проміжок часу між датою переходу температури повітря через нуль °С і датою появи льоду в середньому дорівнює 5 днів, що декілька менше, ніж на станції Миколаїв. При перевірці рівняння помилки в розрахунках склали від 19 до 36 днів, тобто забезпеченість дорівнює 0%. Забезпеченість розрахунків за інерційним методом склала 25%, а за кліматичним – дорівнює 29%. Після перерахування рівняння має вигляд

$$D_{nl} = -0.65T_{20} + 1.0DT_{a(0)} + 4.1 \quad (14)$$

Якщо порівнювати рівняння (8) і (14), то можна побачити, що вагові коефіцієнти провісників майже не змінились, але вільний член в перерахованому рівнянні зменшився на порядок. Множинний коефіцієнт кореляції модифікованого рівняння дорівнює 0,98 і є значущим на рівні не нижче 99%. Забезпеченість прогнозів за новим рівнянням при допустимій похибці 5 днів дорівнює 92%.

Таблиця 5 - Вихідні дані, результати розрахунків дати появи льоду і помилки прогнозів за рівняннями (8) і (14) на станції Маріуполь [11]

№	Сезон, роки	Фактична дата появи льоду у відхиленнях від 1.09	Дата переходу температури повітря через 0°С у відхиленнях від 1.09	Середня температура повітря за попередні 20 днів, (°С)	Прогнози дати появи льоду за рівняннями (8) – а і (14) – б		Помилки, прогнозів (дні) за рівняннями (8) – а і (14) – б	
					а	б	а	б
1	85-86	86	78	5.43	116	86	-29	0
2	86-87	90	84	1.87	119	89	-29	1
3	87-88	99	95	2.78	130	101	-31	-2
4	96-97	116	112	2.53	146	118	-30	-2
5	97-98	109	98	2.32	133	104	-24	5
6	98-99	90	80	6.62	119	88	-29	2
7	99-00	87	78	3.56	115	84	-28	3
8	00-01	114	111	1.26	144	116	-30	-2
9	01-02	97	93	2.70	128	99	-31	-2
10	02-03	94	91	5.61	128	99	-34	-5
11	03-04	167	165	0.71	194	170	-29	-3
12	04-05	107	105	0.82	138	110	-31	-3
13	05-06	116	111	2.51	145	117	-29	-1
14	06-07	176	174	0.54	202	178	-26	-2
15	07-08	109	106	1.30	139	111	-30	-2
16	08-09	110	102	4.31	138	109	-28	1
17	09-10	109	104	4.19	139	111	-30	-2
18	10-11	135	127	1.96	159	132	-20	3
19	11-12	144	139	1.10	170	144	-26	0
20	12-13	108	103	4.16	138	110	-30	-2
21	13-14	103	99	2.59	134	105	-31	-2
22	14-15	91	83	3.59	120	89	-29	2
23	15-16	134	120	2.48	153	126	-19	8
24	16-17	83	82	4.56	119	89	-36	-6

4.2 Прогнози дат очищення моря від льоду

Розрахунки дат очищення від льоду на станціях Чорного і Азовського морів згідно з [7] виконуються за рівняннями (9)-(11). Данні таблиць ТГМ-2 для станції Одеса, показують, що продовж зимового періоду відбувається неодноразова поява і танення льоду без створення припаю, тому спостереження за товщиною льоду не проводяться зовсім або проводяться епізодично і такі данні в таблицях відсутні. Крім того, для станції Одеса найбільш частіше лід з'являється в результаті його приносу з Дніпровського лиману, а очищення затоки від льоду відбувається в результаті його виносу у відкрите море під дією вітру. Тому виконати розрахунки дати очищення за рівнянням (9) неможливо. У статті наведено результати перевірки розрахунків дат очищення від льоду для станцій Миколаїв і Маріуполь.

Для розрахунків прогнозів дат очищення від льоду, з таблиць ТГМ визначалась дата стійкого переходу температури повітря через нуль градусів Цельсією в 15 годин Московського часу, а також максимальна за зимовий період товщина льоду. Вихідні дані для перевірки результатів розрахунків і помилки прогнозів за рівнянням (10) для станції Миколаїв представлено таблиці 6.

Проміжок часу між датою стійкого переходу температури повітря через нуль °С за даними спостережень в середньому дорівнює 11 днів і перевищує проміжок часу для дати появи льоду. Але міжрічна мінливість цієї характеристики досить значна – від 2-х до 23 днів. Мінливість другого провісника – максимальної за зимовий період товщини льоду, також значна – від 3 до 37 см. Розрахунки за рівнянням показують, що, при допустимій помилці 5 днів, виправданість прогнозів складає 33%, тобто є незадовільною.

Таблиця 6 – Вихідні дані, результати розрахунків дати очищення від льоду і помилки прогнозів за рівняннями (10) і (15) для станції Миколаїв [11]

№	Сезон, роки	Фактична дата очищення від льоду у відхиленнях від 1.09	Дата переходу температури повітря через 0° С у відхиленнях від 1.09	Максимальна товщина льоду за зимовий період, см	Прогнози дати очищення від льоду за рівняннями (10) – а і (15) – б		Помилки, прогнозів (дні) за рівняннями (10) – а і (15) – б	
					а	б	а	б
1	95-96	216	201	28	202	207	14	9
2	96-97	178	175	32	195	186	-17	-8
3	97-98	173	163	10	181	176	-8	-3
4	98-99	166	157	17	182	171	-16	-5
5	99-00	183	170	12	184	182	-1	1
6	00-01	184	161	3	177	174	7	10
7	01-02	164	143	26	181	160	-17	4
8	02-03	212	206	34	207	211	5	1
9	03-04	183	177	13	187	187	-4	-4
10	04-05	196	193	9	190	200	6	-4
11	05-06	203	191	17	194	199	9	4
12	06-07	185	172	5	181	183	4	2
13	07-08	180	173	16	187	184	-7	-4
14	08-09	153	136	16	174	154	-21	-1
15	09-10	198	194	32	202	201	-4	-3
16	10-11	198	192	27	199	199	-1	-1
17	11-12	206	194	37	204	201	2	5
18	12-13	159	138	15	174	156	-15	3
19	13-14	178	161	24	186	174	-8	4
20	14-15	178	176	17	189	186	-11	-8
21	15-16	174	163	20	185	176	-11	-2

Забезпеченість розрахунків за інерційним методом дорівнює 30%, а за кліматичним – 24%. Тому за вихідними даними рівняння було перераховано, і має вигляд

$$D_{оч} = 0.007H_{max} + 0.81DT_0 + 43.806. \quad (15)$$

Множинний коефіцієнт кореляції рівняння регресії $R = 0,956$ є значущим на рівні не нижче 99%. Розрахунки за отриманим рівнянням і помилки прогнозів представлені в таблиці 6. Забезпеченість прогнозів за отриманим рівнянням склала 81% і значно перевищує забезпеченість кліматичного і інерційного прогнозів. Вагові коефіцієнти модифікованого рівняння (15) суттєво відрізняються від коефіцієнтів рівняння (10), а саме, підвищився внесок дати переходу температури повітря через нуль °С весною і значно зменшився вплив максимальної товщини льоду на дату очищення від льоду.

Вихідні дані для розрахунків дати очищення від льоду на станції Маріуполь за рівнянням (11) представлені в таблиці 7. Для Азовського моря проміжок часу між датою стійкого переходу

температури повітря через нуль °С за даними спостережень в середньому дорівнює 9 днів, що менше, ніж для станції Миколаїв в Чорному морі. Мінливість цієї характеристики знаходиться в межах від 1-го до 24-х днів. Максимальна за зиму товщина льоду змінюється за багаторічний період від 5 см до 68 см.

Забезпеченість розрахунків за цим рівнянням, при допустимій похибці 6 днів, складає 29%, що є незадовільним. Забезпеченість розрахунків за інерційним методом складає 10%, а за кліматичним – 29%. Після перерахування рівняння має вигляд

$$D_{оч} = 0.279H_{max} + 0.924DT_0 + 16.64. \quad (16)$$

Вагові коефіцієнти в новому рівнянні, порівняно зі старим, значно змінилися – у старому рівнянні внесок максимальної товщини льоду у три рази більший, ніж внесок цього параметру в новому рівнянні. Також значно змінилися ваговий коефіцієнт, який ураховує дату переходу температури через нуль °С, та вільний член. Для модифікованого рівняння коефіцієнт множинної

Таблиця 7 – Вихідні дані, результати розрахунків дати очищення від льоду і помилки прогнозів за рівняннями (11) і (16) для станції Маріуполь [11]

№	Сезон, роки	Фактична дата очищення від льоду у відхиленнях від 1.09	Дата переходу температури повітря через 0°С у відхиленнях від 1.09	Максимальна товщина льоду за зимовий період, см	Прогнози дати очищення від льоду за рівняннями (11) – а і (16) – б		Помилки, прогнозів (дні) за рівняннями (11) – а і (16) – б	
					а	б	а	б
1	95-96	209	195	40	212	208	-3	1
2	96-97	187	180	38	210	194	-23	-7
3	97-98	208	201	29	201	210	7	-2
4	98-99	157	147	18	187	157	-30	0
5	99-00	185	161	30	185	174	0	11
6	00-01	188	180	12	182	186	6	2
7	01-02	154	144	37	208	160	-54	-6
8	02-03	206	185	49	221	201	-15	5
9	03-04	186	179	5	175	183	11	3
10	04-05	195	194	23	194	202	1	-7
11	05-06	206	193	45	217	208	-11	-2
12	06-07	189	181	5	175	185	14	4
13	07-08	179	173	34	205	186	26	-7
14	08-09	168	158	27	197	170	-29	-2
15	09-10	182	172	31	202	184	-20	-2
16	10-11	198	193	20	191	201	7	-3
17	11-12	224	194	68	242	215	-18	9
18	12-13	172	153	30	200	166	-28	6
19	13-14	189	182	22	193	191	-4	-2
20	14-15	180	172	10	180	178	0	2
21	15-16	156	150	21	191	161	-35	5

кореляції $R = 0,95$ є значущим на рівні не нижче 99%. Результати розрахунків за новим рівнянням та похибки, в порівнянні з фактичними даними, представлені в таблиці 7. При допустимій похибці 6 днів, забезпеченість прогнозів за новим рівнянням складає 76%.

Таким чином, перевірка показала, що забезпеченість прогнозів льодових фаз на станціях Чорного і Азовського морів за старими рівняннями була незадовільною. Після перерахування отримано нові модифіковані прогностичні рівняння, результати розрахунків за якими виявились такими: забезпеченість прогнозів для дати появи льоду на станції Одеса – 70%, на станції Миколаїв – 94% і для станції Маріуполь – 92%; для дат очищення від льоду – для станції Миколаїв – 81%, а для станції Маріуполь – 76%.

Для оцінки методу, окрім забезпеченості, повинна визначатися і друга важлива величина, яка має назву ефективність. Ця величина показує вигреш, який дає розглянутий метод прогнозу в порівнянні з інерційним, або кліматичним методами.

Критерієм ефективності є величина $S \cdot \sigma_u^{-1}$, де S – середня квадратична похибка прогнозу, а σ_u – стандартне відхилення, які розраховуються за формулами:

$$S = \sqrt{\frac{\sum (u - u_p)^2}{n - m}}, \quad (17)$$

$$\sigma_u = \sqrt{\frac{\sum (u - \bar{u})^2}{n - 1}}, \quad (18)$$

де m – число ступенів свободи, яке дорівнює кількості постійних величин в рівнянні регресії, n – кількість членів ряду, u , \bar{u} , u_p – фактичні, середні і розрахункові значення відповідно.

Згідно з [7], для короткострокових і середньострокових прогнозів при різних значеннях довжини ряду n , критерії ефективності є такими:

$$S \cdot \sigma_u^{-1} \leq 0.57 \text{ при } n \leq 15;$$

Таблиця 8 – Модифіковані прогностичні рівняння, коефіцієнти множинної регресії (R), забезпеченість прогнозів (%), показники ефективності методу ($S \cdot \sigma_u^{-1}$) прогнозу дат появи і очищення від льоду на станції Маріуполь, Миколаїв і Одеса

Станція, льодова фаза, довжина ряду (n)	Рівняння регресії	R	Забезп. прогн. (%)	$S \cdot \sigma_u^{-1}$	Забезпеченість клі- матичного (1) і іне- рційного (2) прогнозів (%)	
					1	2
Маріуполь, дата появи льоду, ($n=24$)	$D_{nl} = 0.65 \cdot T_a^{20} +$ $+1 \cdot DT_{a(0)} + 4.1$	0,98**	92	0,16	29	25
Маріуполь, дата очищення від льоду, ($n=21$)	$D_{oc} = 0.28 \cdot H_{max} +$ $+0.92 \cdot DT_{a(0)} + 16.64$	0,96**	76	0,32	29	10
Миколаїв, дата появи льоду, ($n=16$)	$D_{nl} = 0.65 \cdot T_a^{20} +$ $+0.96 \cdot DT_{a(0)} + 8.79$	0,97**	94	0,20	50	27
Миколаїв, дата очищення від льоду, ($n=21$)	$D_{oc} = 0.007 \cdot H_{max} +$ $+0.81 \cdot DT_{a(0)} + 43.81$	0,96**	81	0,31	24	30
Одеса, дата появи льоду, ($n=13$)	$D_{nl} = 0.26 \cdot T_a^{20} +$ $+0.64 \cdot DT_{a(0)} + 62.44$	0,89*	70	0,51	23	23

Примітка: * і ** - значущість коефіцієнту кореляції R на рівні не нижче 95% і 99% відповідно

$$S \cdot \sigma_u^{-1} \leq 0.62 \text{ при } 15 < n \leq 25; \quad (19)$$

$$S \cdot \sigma_u^{-1} \leq 0.67 \text{ при } n > 25.$$

Для всіх перерахованих нами прогностичних рівнянь показники ефективності методу наведено в таблиці 8 з [11], де також представлені самі рівняння, забезпеченість прогнозів, множинні коефіцієнти кореляції і забезпеченість кліматичного та інерційного прогнозів. Як видно, показники ефективності для всіх рівнянь відповідають встановленим критеріям, а забезпеченість прогнозів значно перевищує забезпеченість кліматичного і інерційного прогнозів. Все це дозволяє зробити висновок про можливість використання перерахованих рівнянь для середньострокового прогнозу дат появи льоду і очищення від льоду для акваторій портів Чорного і Азовського морів в оперативній практиці.

5. ВИСНОВКИ

Аналіз матеріалів спостережень за характеристиками льодового режиму в Чорному морі показав, що на станції Миколаїв в останні десяти-

ліття лід з'являється на 6 днів пізніше, а очищення від льоду відбувається на 12 днів раніше, ніж за багаторічною нормою. Тривалість льодового періоду зменшилась за досліджувані роки на 18 днів. В Азовському морі за даними спостережень на станції Маріуполь середня дата появи льоду за досліджуваний період настає на 2 дні пізніше, а дата очищення – на 8 днів раніше середньої дати за багаторічними даними. Зменшення льодового періоду на станції Маріуполь становить 10 днів. Ці результати свідчать про збереження тенденції полегшення льодових умов в Чорному і Азовському морях в останні роки.

Перевірка прогнозів дат появи льоду і очищення від льоду на станціях Одеса, Миколаїв і Маріуполь за рівняннями розробленими у 80-х роках минулого століття показала незадовільні результати. У результаті перерахування отримано нові модифіковані прогностичні рівняння, розрахунки за якими забезпечують набагато більшу виправданість прогнозів і ефективність, в порівнянні з інерційним і кліматичним методами, що свідчить про можливість їх апробації в оперативній практиці.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Гидрометеорологические условия морей Украины . Т. 2. Черное море / Ю. П. Ильин и др. Севастополь, 2012. 420 с.
2. Гидрометеорологические условия морей Украины . Т. 1. Азовское море / Ю. П. Ильин и др. Севастополь, 2009. 400 с.
3. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. *Труды ААНИИ*. 1952. Т. 34. 314 с.
4. Абузьяров З. К., Думанская И. О., Нестеров Е. С. Оперативное океанографическое обслуживание. Москва, Обнинск : ИГ-СОЦИН, 2009. 275 с.
5. Ильин Ю. П. Климатические изменения гидрометеорологических условий Черного моря. *Глобальные и региональные изменения климата*. Киев : Нико-центр, 2011. С. 247-254
6. Hurrell J. W. et al. An overview of the North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. Geophys. Monogr. Ser.* / Edited by J. W. Hurrell et al. Washington, D.C.: AGU, 2003. Vol. 134. Pp. 1-35.
7. Руководство по морским гидрологическим прогнозам / под ред. З.К. Абузьярова. Санкт-Петербург : Гидрометеоиздат, 1994. 521 с.
8. Думанская И. О., Котилевская А. М. Оценка возможности использования прогностических методик XX века в современной практике ледового обслуживания мореплавания на неарктических морях России. *Труды ГМЦ России*. 2009. Вып. 343. С. 61-79.
9. Думанская И. О. Анализ влияния центров действия атмосферы на характеризм на морях европейской части России. *Труды ГМЦ России*. 2011. Вып. 345. С. 51-73.
10. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Часть 3. Служба морских гидрологических прогнозов. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1982. 143 с.
11. Гаврилюк Р. В. Льодові явища в Чорному і Азовському морях і їх прогнозування в умовах кліматичних змін. *Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей*. 2018. №2. С. 32-51.
3. Vangengeim, G.Ya. (1952). Osnovy makrotsirkulyatsionnogo metoda dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov dlya Arktiki [The basics of the macro-circulation method of the long-term meteorological forecasts for Arctic]. *Tr. AANI [Proceedings of the Arctic and Antarctic Research Institute]*, 34. (in Russ.)
4. Abuzyarov, Z.K., & Dumanskaya, I.A. & Nesterov, E.S. (2009). *Operativnoe okeanograficheskoe obsluzhivanie [Operational Oceanographic Services]*. Moscow, Obninsk : IG-SOCIAL. (in Russ.)
5. Ilin, Y.P. (2011). Klimaticheskie izmeneniya gidrometeorologicheskikh usloviy Chernogo morya [Climate changes in the hydrometeorological conditions of the Black Sea]. *Globalnyie i regionalnyie izmeneniya klimata [Global and regional climate change]*, Kiev: Niko-tsentr, pp. 247-254 (in Russ.).
6. Hurrell, J.W. et al. (2003). An overview of the North Atlantic Oscillation. In: Hurrell, J.W. et al (ed.). *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. Geophys. Monogr. Ser.* Washington, D.C.: AGU, vol. 134, pp. 1-35.
7. Abuzyarov, Z.K. et al. (1994). *Rukovodstvo po morskim gidrologicheskim prognozam [Guidance on Marine Hydrological Forecasts]*. Sankt-Peterburg: Gidrometizdat. (In Russ.).
8. Dumanskaya, I.O. & Kotilevskaya A.M. (2009). Otsenka vozmozhnosti ispol'zovaniya prognosticheskikh metodik XX veka v sovremennoy praktike ledovogo obsluzhivaniya moreplavaniya na nearkticheskikh moryakh Rossii [Assessment of the possibility of using prognostic techniques of the twentieth century in the modern practice of ice navigation service on the non-Arctic seas of Russia]. *Trudy GMC [Proceedings Hydrometeorological Centre of Russia]*, 343, pp. 61-79. (in Russ.).
9. Dumanskaya, I. O. (2011). Analiz vliyaniya tsentrov deystviya atmosfery na kharakter zim na moryakh evropeyskoy chasti Rossii [Analysis of the influence of atmospheric action centers on the character on the seas of the European part of Russia.]. *Trudy GMC [Proceedings Hydrometeorological Centre of Russia]*, 345, pp. 51-73. (in Russ.).
10. The service of marine hydrological forecasts (1982). *Nastavlenie po sluzhbe prognozov. Razdel 3. Chast' 3 [The service of forecasts. Section 3, part 3]*. Leningrad: Gidrometizdat. (in Russ.).
11. Gavryliuk, R.V. (2018). Lidoviy yavlyshcha v Chornomu i Azovskomu moriyakh i ikh prognozuvannia v umovakh klimatichnykh zmin. *Vestnik Gidrometsentra Chernogo i Azovskogo morey [Bulletin of Hydrometeorological centre of the Black Sea and the Sea of Azov]*, 2, pp. 32-51.

REFERENCES

ICE PHENOMENA IN THE BLACK SEA AND THE SEA OF AZOV AND THEIR FORECASTING UNDER THE CONDITIONS OF CLIMATIC CHANGES

R.V. Gavrilyuk, N. M. Yuvchenko

Odessa State Environmental University,
15, Lvivska St., 65016, Odessa, Ukraine, RAIISAGAVR@gmail.com, gonani@ukr.net

Ice cover is one of the most important factors determining the state of sea surface. Study and forecasting of its parameters is not only of scientific, but also of great practical interest for maritime economy. In the northern-west part of the Black sea and in the Sea of Azov the ice situation can be quite complicated, resulting in restriction of navigation opportunities and requiring use of icebreakers. Accounting actual and forecast ice characteristics significantly affects the efficiency of hydrometeorological services in marine industries, which determines the relevance of the chosen topic.

Modern global climate change led to changes of specific parameters of the ice regime in the northern-west part of the Black Sea and the Sea of Azov. Studies showed that for the last 30 years

the number of warm winters had increased by 15% and the number of cold winters had decreased by 19%. The duration of the ice period had decreased by a decade in the Sea of Azov and by a month in the northern-west part of the Black Sea. This determines the need for verification of the methods used for ice phenomena forecasting.

Currently, hydrometeorological services are delivered using the methods of ice phenomena forecasting that were developed in the 1980s. The main disadvantage of these methods is the limitation of the period of their application and the fact that they do not consider any climatic changes taking place over recent years.

The article's aim is to assess ice conditions changes in the north-western part of the Black Sea and in the Azov Sea over the past 20 years and to verify the method used for forecasting the dates of ice formation and disappearance.

The analysis showed that during the studied period ice formation begins later and its disappearance is observed earlier than if compared with average multi-year periods. Verification of the ice formation and disappearance forecasting method showed unsatisfactory results that did not meet the practical requirements. Based on the regression analysis new modified equations for forecasting the dates of ice formation and disappearance were defined. The accuracy of a new equation-based calculation technique constitutes 70-94% and the forecasting equations can be recommended for practical use.

Key words: the Black Sea; the Sea of Azov; ice phenomena; climate changes; statistical methods of ice phenomena forecasting.

ЛЕДОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ В ЧЕРНОМ И АЗОВСКОМ МОРЯХ И ИХ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ В УСЛОВИЯХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Р. В. Гаврилюк, Н. Н. Ювченко

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, RAISAGAVR@gmail.com, gonani@ukr.net*

Ледовый покров является одним из наиболее важных факторов, определяющих состояние поверхности моря. Исследование и прогнозирование его параметров представляет не только научный, но и большой практический интерес для морских отраслей хозяйства. Даже на частично замерзающих морях – Черном и Азовском, ледовая обстановка бывает довольно сложной и требует использования ледоколов. Учет фактических и прогностических ледовых условий существенно уменьшает риск прохождения судов во льдах и оптимизирует использование ледоколов. Современные глобальные климатические изменения отразились на изменениях характерных показателей ледового режима в северо-западной части Черного моря и в Азовском море.

В настоящее время в практике гидрометеорологического обслуживания используют методы прогноза ледовых явлений, разработанные в 80-х годах XX-го века. Основным недостатком эмпирико-статистических методов является ограничение статистических связей по сроку применения, то есть прогностические уравнения необходимо уточнять с определенной периодичностью. При этом возможна не только замена весовых коэффициентов в уравнениях, но и предикторов.

На основе наблюдений за ледовыми явлениями в Черном и Азовском морях за последние десятилетия выполнена проверка метода среднесрочного прогноза (с заблаговременностью до 15 суток) дат появления льда и очищения ото льда, которая показала неудовлетворительные результаты не соответствующие требованиям практики. После пересчета предложены новые модифицированные уравнения регрессии. Расчеты с использованием предложенных уравнений обеспечивают более высокую оправдываемость прогнозов и эффективность по сравнению с климатическим и инерционным прогнозами, что свидетельствует о возможности их апробации в оперативной практике.

Ключевые слова: Черное море; Азовское море; ледовые явления; климатические изменения; статистические методы прогноза ледовых явлений.

*Подання до редакції: 08.04.2019
Надходження остаточної версії: 03.07.2019
Публікація статті: 28.11.2019*

УДК 551.465, PACS: 92.10.A–, 92.10.Zf

АПВЕЛЛИНГИ И ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2017 ГОДА

Ю. И. Попов, А. В. Матвеев

Филиал государственного учреждения «Госгидрография» - «Одесский район Госгидрографии», пер. Маячный, 5, 65038, Одесса, Украина, ocean@hydro.od.ua, <https://orcid.org/0000-0002-3549-3410>

На основании материалов спутниковых, натуральных атмосферных и морских наблюдений рассмотрены циркуляционные процессы в водах северо-западного шельфа (СЗШ) Черного моря в летний период 2017 года. Отмечается высокая устойчивость летних сгонных ветров северных и северо-северо-западных направлений и, как следствие, 12 случаев прибрежных апвеллингов. Три случая апвеллинга удалось инструментально зафиксировать на поперечных берегу океанографических разрезах при выполнении сезонных полигонных работ океанографическим подразделением ФГУ «Одесский район Госгидрографии» (ГУ «Госгидрография»). Уплотнение прибрежных вод привело к аномально активному переносу вдоль побережья вод Дунай-Днестровского междуречья в самые северные районы СЗШ. В 2017 году визуально проявился антициклонический характер крупномасштабной летней циркуляции вод СЗШ. Полученные данные подтверждают ранее сделанные выводы по климатическим данным о частых случаях смены в летние периоды года традиционной циклонической циркуляции вод на антициклоническую.

Аномальное развитие летнего циркуляционного режима позволило впервые отметить перенос фитопланктона группы кокколитофорид из открытого моря в северные районы СЗШ, а также выявить его внутрисезонную пространственную трансформацию и продолжительность развития процесса.

В мористой части Одесского залива обнаружено часто повторяющееся вихревое образование циклонической завихренности с пространственными размерами до 7-8 миль и с орбитальными скоростями по представленным данным $0.12-0.18 \text{ мс}^{-1}$, а по данным последних полевых работ – свыше 0.30 мс^{-1} .

Ключевые слова: северо-западный шельф Черного моря, апвеллинг, геострофические течения, трассер, цветение кокколитофорид, спутники Sentinel-2 и Landsat-8.

1. ВВЕДЕНИЕ

В северных и западных мелководных районах северо-западного шельфа (СЗШ) квазипостоянные течения характерны для зимнего периода года. Термохалинная составляющая течений в этот период, с одной стороны, ослабляется усилением вертикальной однородности вод, а с другой, усиливается за счет более активного распространения вод днепро-бугского стока в юго-западном направлении под действием преобладающих ветров северо-восточной четверти. В теплое полугодие, как правило, преобладают временные или периодические течения, которые вызываются различными непостоянно или периодически действующими факторами и изменчивы по направлению и скорости. Летние течения в мелководных регионах СЗШ существенно зависят от ветровых условий с выраженной изменчивостью синоптического масштаба (5-10 суток). Однако, инерционность морской среды столь велика, что ветровые условия лишь эпизо-

дически формируют переносы вод в приповерхностном слое. В подповерхностных, а тем более в глубинных слоях моря, основную роль играют термохалинные факторы. Глубинные течения с существенной задержкой реагируют на синоптическую изменчивость ветра. В большей мере они являются реакцией на вызванные, в том числе и ветром, структурные изменения водных масс, а также существенно зависят от характера прибрежной батиметрии и ориентации ветра относительно береговой линии. Все сказанное свидетельствует о том, что характер движений вод в северных прибрежных районах СЗШ можно отнести в разные периоды года к квазипостоянным или квазипериодическим течениям.

Существуют внешние и внутренние силы генерации прибрежных морских течений. Помимо ветра на развитие течений может оказывать влияние и неравномерность в поле атмосферного давления, а также гидравлическое давление при подвижках относительно масштабных динами-

ческих образований открытого шельфа.

Относительно одинаковая направленность береговой линии от основания Жебриянской бухты до района п. Одесса казалось бы не должна вызывать существенных изменений в поле течений. Но неоднородности в поле ветра и донного рельефа вызывают существенные отклонения. Батиметрия северного побережья более однородна, с равномерным уменьшением поперечных перепадов глубин в восточные районы.

В работах [1-4] рассмотрена внутри- и межгодовая изменчивость распространения вод различных градаций солености по СЗШ. Как правило, существенное осреднение солености по климатическим данным не выявляет каких-либо особенностей изменения циркуляционной структуры вод за счет сгонно-нагонных явлений в прибрежных зонах. В настоящем исследовании предлагается на локальном участке побережья (по гидрофизическим наблюдениям) и в целом по СЗШ (на основании детальных спутниковых изображений) рассмотреть вопрос о роли сгонных явлений в формировании прибрежной циркуляции и переносе вод разгрузки Дуная и Днестра в северные районы СЗШ.

2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Для исследования крупномасштабных процессов переноса водных масс на СЗШ существенную помощь оказали снимки высокого разрешения, полученные из архивов европейских (спутник Sentinel-2, пространственное разрешение 10 м) и американских (спутник Landsat-5,7,8 разрешение 30 м) космических агентств [5, 6].

Для получения количественных характеристик течений и глубоководной структуры вод в некоторых районах СЗШ использовались совпадающие по времени данные морских океанографических съемок, выполненных в 2017 г. сотрудниками ФДУ «Одесский район Госгидрографии».

Анализ температурного режима поверхностных вод и ветровых условий над водной поверхностью производился на основании гидрометеорологических данных Гидрометцентра Черного и Азовского морей (ГМЦ ЧАМ) и модельных данных, представленных на Морском портале Морского гидрофизического института (МГИ) [7].

3. АНАЛИЗ МАТЕРИАЛОВ

Зимние атмосферные условия 2017 г. традиционно сопровождалась устойчивыми ветрами северных направлений. В весенний период пере-

стройки барического поля преобладали слабые ветры переменных направлений. Отличительной особенностью всего летнего периода 2017 г. была аномально высокая повторяемость умеренных и сильных северо-западных ветров. В таблице 1 приведены средние параметры ветра летнего периода на траверзе пяти береговых пунктов западного побережья СЗШ: Одесса; Черноморск; Цареградское гирло; Приморское; и Усть-Дунайск. Средние величины оценены по данным модельных расчетов параметров ветра, представленных на Морском портале МГИ.

Таблица 1 – Параметры среднего ветра в период сгонных явлений 2017 г. в пяти точках западного побережья СЗШ (14.05 – 02.09.2017г.)

	Средний вектор		Сред. ариф. скорость, мс ⁻¹	Устойчивость, %
	Направление, град.	скорость, мс ⁻¹		
Одесса	345	1.3	3.3	39
Черноморск	343	1.4	3.7	38
Днестр	351	1.5	3.8	39
Дунай-Днестр	355	1.4	4.0	35
Дунай	005	1.5	4.3	35

Высокая устойчивость летних сгонных ветров эпизодически нарушалась ветрами противоположного нагонного направления, но эти ситуации были немногочисленны и непродолжительны. С севера на юг отмечалось усиление среднеарифметической скорости ветра с 3.3 до 4.3 мс⁻¹ и незначительное уменьшение устойчивости потоков с 39 до 35 %.

В результате воздействия сгонных ветров наблюдались частые случаи прибрежных апвеллингов, вызывающих подъем к поверхности холодных и соленых глубинных вод. При этом происходило уплотнение вод вдоль всего западного побережья СЗШ и формирование в приповерхностном слое вдольбереговых геострофических переносов вод в генеральном северо-восточном направлении.

Определить у какого из участков береговой черты происходили апвеллинги можно только на основе анализа совокупности данных многочисленных спутниковых изображений (прежде всего термических), ветровых, термических и халинных данных ближайших гидрометеорологических станций, а также по натурным морским наблюдениям. Последние дают эпизодические картины, но с описанием внутренней структуры происходящих процессов.

Гидрометеорологический буй SWMidi-185 два года устанавливался на стыке двух генеральных направлений береговой линии (у мыса Ланжерон Одесского залива).

Предполагалось, что в большой мере его измерения должны отражать процессы происходящие вдоль южного участка береговой линии, но оказалось, что при длительных ветрах северных направлений по данным его измерений могут быть идентифицированы и интенсивные апвеллинги, происходящие вдоль северных бере-

гов исследуемой акватории.

Все экстремумы минимальной температуры, зарегистрированные на бую, как правило, подтверждаются береговыми наблюдениями на МС «Одесса-Порт» и ГП «Южный» (рис. 1, табл. 2). К сожалению, температурные оценки не могут быть подтверждены данными по солености из-за выхода из строя датчика электропроводности (солености) на бую в апреле месяце 2017 г. Не подлежат анализу и данные солености береговых станций, ввиду их неудовлетворительной дискретности и качества.

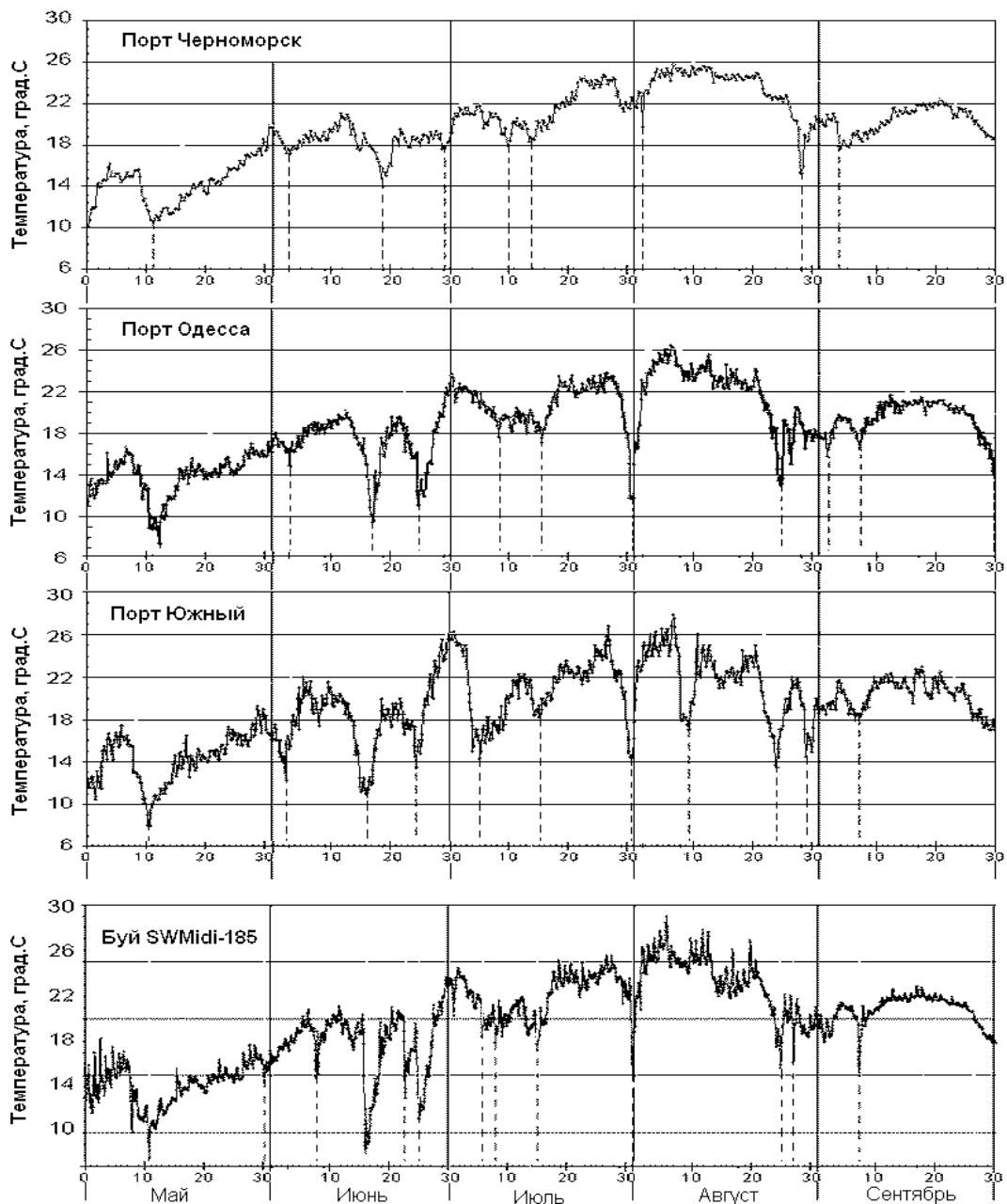


Рис. 1 – Временная изменчивость температуры воды в период с мая по сентябрь 2017 г. по данным морских станций портов Черноморск, Одесса, Южный и гидрометеорологического буйа SWMidi-185

Таблица 2 – Общие сведения об апвеллингах по данным гидрометеорологического буя и МС «Одесса-Порт» (по температуре воды)

№№ п/п	Период	Качественная оценка процесса	Экстремум температуры воды по данным буя, °С	Экстремум температуры воды по данным МС Одесса-Порт, °С
1	8-15.05	продолжительный	08.0	08.0
2	8-9.06	кратковременный	14.5	отсутствует
3	16-19.06	сильный	08.5	08.5
4	23-24.06	не сильный	13.0	15.0
5	25-29.06	сильный	11.0	11.0
6	01-02.07	не сильный	20.0	20.0
7	04-11.07	не сильный	18.0	18.0
8	13-17.07	не сильный	17.3	17.3
9	31.07-02.08	сильный	16.0	12.0
10	25-26.08	не сильный	16.0	13.0
11	27-28.08	не сильный	16.0	15.0
12	07-08.09	не сильный	15.8	16.2

В летний сезон (с 08 мая по 08 сентября) 2017 года было отмечено свыше десяти случаев прибрежных апвеллингов. Продолжительный апвеллинг имел место с 08 по 15 мая. Температура поверхностных вод на акватории Одесского порта понижалась с 16.5 до 8.0°С, а в непосредственной близости, по данным буя – до 7.5°С.

Наиболее сильные стонные явления и подъемы глубинных вод отмечались 16-19 июня, 25-29 июня и 31 июля – 02 августа, с температурами воды в порту 8.5, 11.0 и 12.0°С, соответственно. Остальные семь случаев понижения температуры прибрежных вод были не столь интенсивными. Следует отметить, что данные о поверхностной температуре воды в порту Одесса существенно лучше согласуются с данными МС порта Южный, нежели с данными ГМБ порта Черноморск.

По результатам измерений вертикальных распределений температуры и солености на поперечном берегу и повторявшемся 6 раз разрезе №3 полигона «Григорьевский (расположен на траверзе Большого Аджалыкского лимана) получена информация о трех случаях апвеллинга – 05 апреля, 16 июня и 06 сентября (рис. 2).

Вторая и третья ситуации совпали с представленными выше фактами прибрежного апвеллинга, а первая, в районе Одессы, не проявилась. По всем наблюдениям наиболее сильный апвеллинг имел место 16-19 июня, когда по данным океанографической съемки 16 июня на поверхность вышли воды с температурой менее 10.0°С и соленостью 17.8-17.9‰.

Подъем плотных вод в прибрежной зоне генерирует интенсивные вдольбереговые течения. В рассматриваемом случае (рис. 3) на горизонте 2 м имели место течения восточных направлений со скоростями до 0.25-0.35 мс⁻¹, а на горизонте 5 м – со скоростями 0.1-0.2 мс⁻¹. Уже на горизонте 10 м, под сезонным термоклином, течения резко ослабевали и на некоторых станциях имели обратную направленность.

Северо-восточные вдольбереговые течения западного побережья при развитии апвеллинговых явлений подхватывали значительные объемы вод дунайского, а севернее – и днестровского стока, и выносили их в самые северные районы СЗШ, т.е. в область проведения исследований. Ярким подтверждением этого явились визуальные цветосинтезированные спутниковые снимки морской поверхности высокого разрешения (спутники Landsat-7,8 и Sentinel-2) (рис. 4 а-з). Наиболее выражено подобная ситуация наблюдалась в первой декаде июня (рис. 4а). В широкой 20-мильной вдольбереговой зоне дунайские воды распространялись от Килийского устья вплоть до траверза Цареградского гирла. Севернее подхватывались воды днестровской разгрузки, поток постепенно сужался, и уже в мористой части Одесского залива образовывал визуально интенсивный циклонический вихрь.

Используя архив данных о ветровом режиме в Одессе за последний 37 летний период, были построены все годовые прогрессивно-векторные диаграммы ветра и выявлены годы

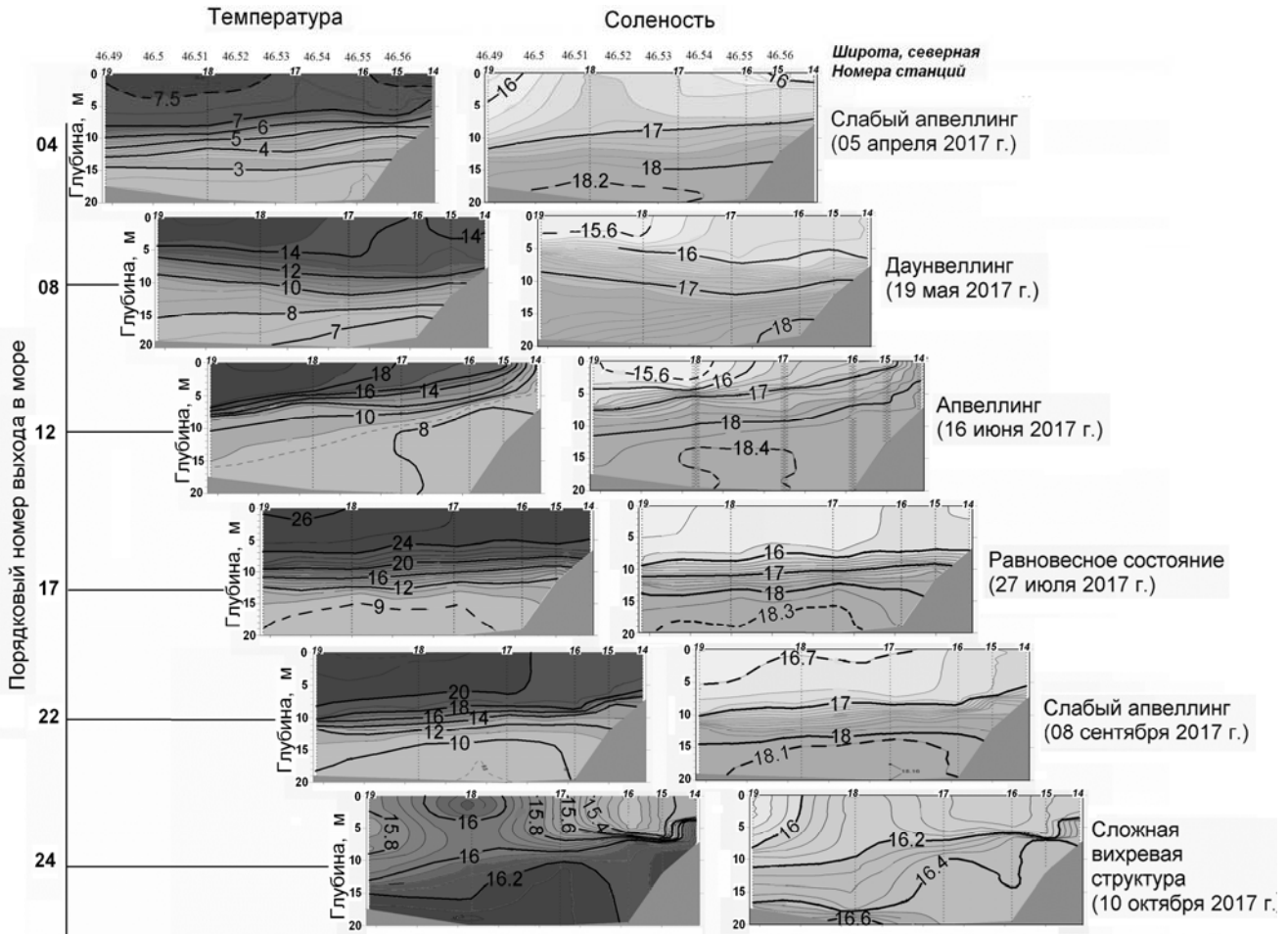


Рис. 2 – Наборы вертикальных распределений температуры, °С, (слева) и солёности, ‰, (справа) воды на последовательно выполненных разрезах №3 полигона «Григорьевский» за период с 05 апреля по 10 октября 2017 г.

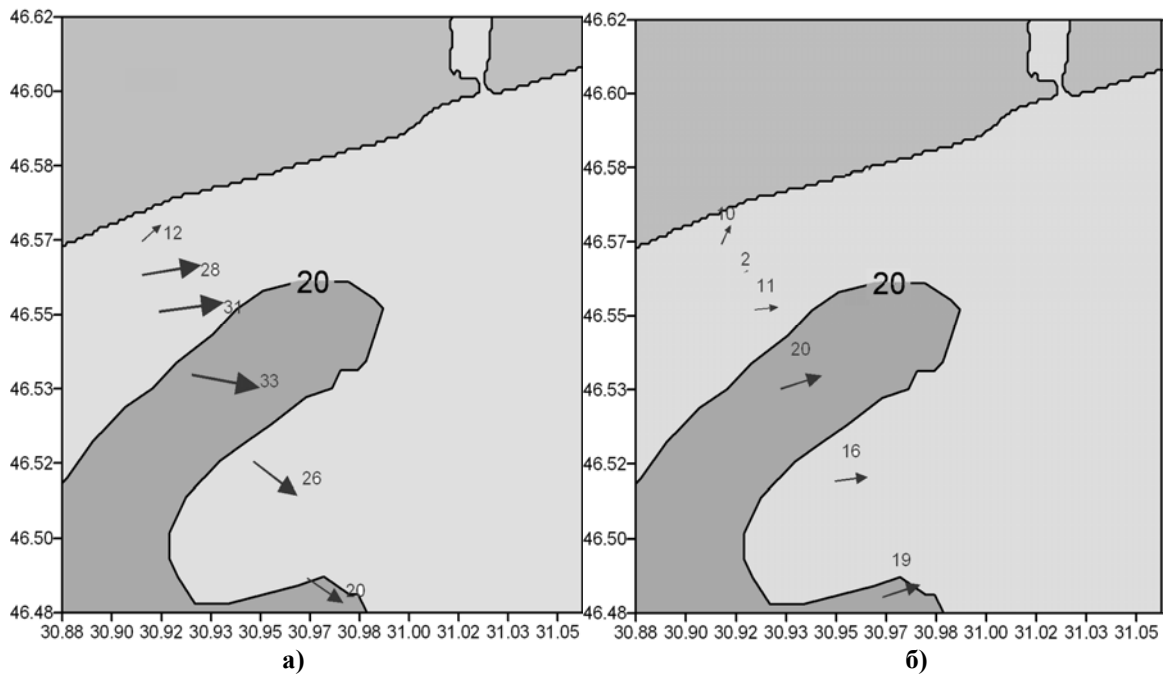


Рис. 3 – Распределение векторов течений, см·с⁻¹, на горизонтах: а) 2 м; б) 5 м. Разрез №3 полигона «Григорьевский». 16 июня 2017

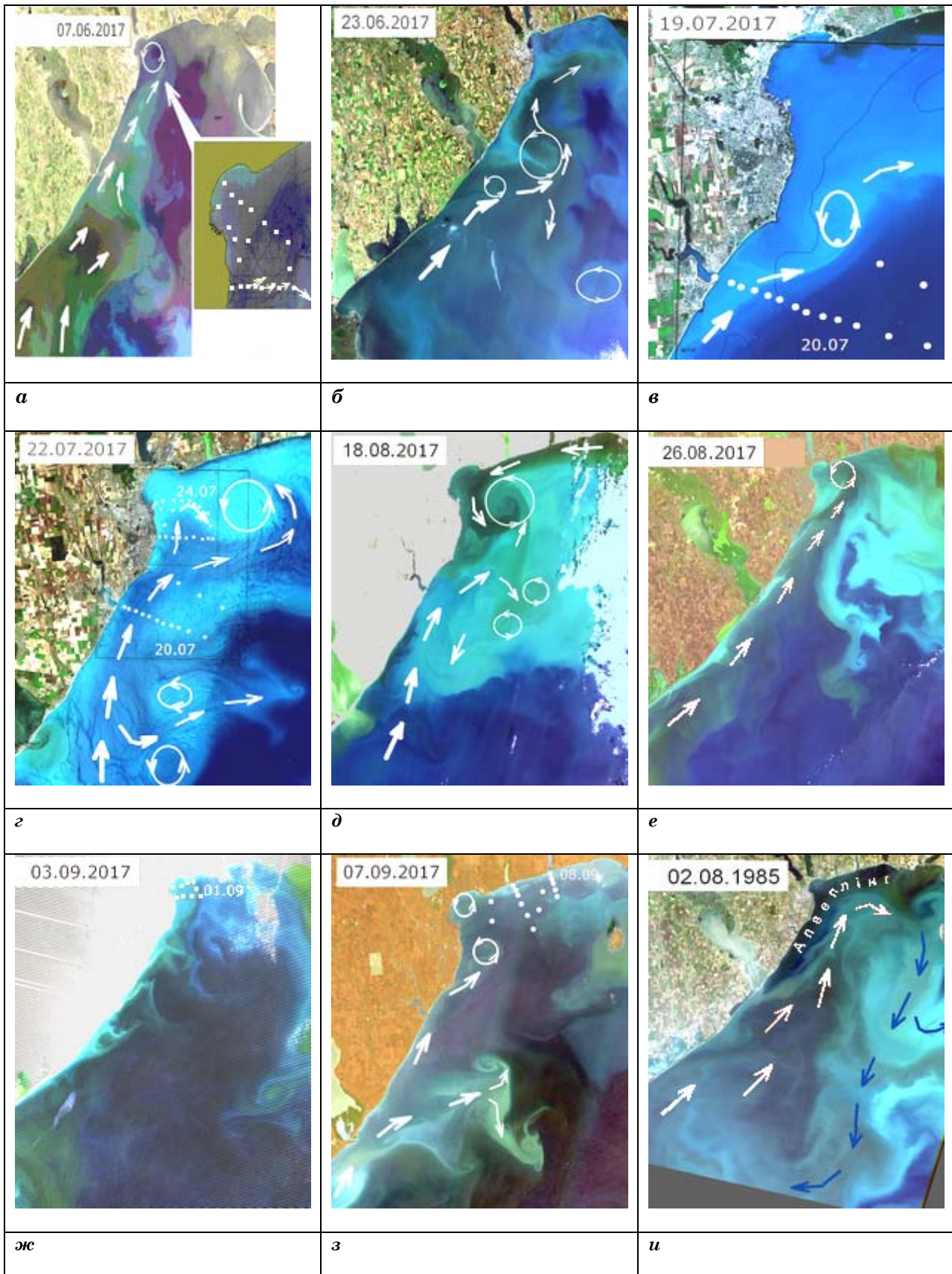


Рис. 4 – Картины глубокого северного распространения Дунайских вод в течение летнего периода 2017 г. и 1985 г. Экспертные вектора течений наложены на визуальные снимки высокого разрешения спутников Landsat-5,7,8 и Sentinel-2

с аналогичными или близкими ветровыми условиями. Полной аналогии с текущим годом по длительности однонаправленных ветровых условий найти не удалось, но выявлены годы с почти месячными периодами устойчивых СЗ ветров. Это август 1985 и 2011 гг., июнь 2000 и 2015 гг. Произведен поиск снимков высокого разрешения за аналогичные месячные периоды в архивах европейских и американских космических агентств, где есть в наличии многолетние архивы этих снимков. На рис. 4и представлен один из таких снимков, полученный 02 августа 1985 г., на котором хорошо выражена зона интенсивного северного переноса речных вод. В 1985 г. хорошо проявилось усиление упорядоченного переноса вод вдоль внешней границы зоны апвеллинга и антициклонический характер крупномасштабной циркуляции на СЗШ в целом.

Вихревую структуру в районе Одесского залива удалось инструментально зафиксировать при выполнении полигона «Одесский» 08 июня (рис. 4а, вставка). Приповерхностные скорости течения на южной периферии вихря имели восточную направленность, что соответствовало визуальной картине вихря, а скорости составляли $0.12-0.18 \text{ м с}^{-1}$.

За данными океанографических работ на полигоне «Одесский» в июне 2018 г. были зафиксированы орбитальные скорости на периферии одесского вихря более 30 см с^{-1} .

Средние пространственные размеры вихря по многочисленным спутниковым изображениям и данным полевых наблюдений достигали в диаметре 7-8 миль.

Верхняя граница сезонного термоклина в этот раннелетний период года была расположена на глубине 3-5 метров. Уже на глубине 5 м направленность течений была обратной, т.е. вихревая структура существовала только в пределах тонкого верхнего квазиоднородного слоя.

Представлялся сомнительным факт возможности вдольберегового выноса вод дунайской разгрузки в северные районы СЗШ. Однако рассмотренный случай и последующие, за период до первой декады сентября включительно (рис. 4 б-з), указывают на то, что глубокое распространение на север вод дунайского происхождения осуществлялось практически в течение всего летнего периода.

Как уже отмечалось, активные процессы прибрежного апвеллинга в июне-августе 2017 года, идентифицированные как по спутниковым данным, так и по натурным наблюдениям на

малом гидрографическом судне «Капитан Башев», привели к развитию интенсивного северного переноса вод вдоль западного побережья. Справа от потока вод дунайской разгрузки, почти без внедрения, в том же направлении распространялись воды с южной периферии шельфа, насыщенные фитопланктоном группы кокколитофорид. Бирюзовый, существенно более светлый, чем обычно, оттенок морских вод был длительное время заметен в районе п. Одесса при выполнении судовых океанографических наблюдений. Наиболее яркая фаза этого процесса показана на спутниковых изображениях от 26 июля 2017 г. (рис. 5).

В дальнейшем, в июле-августе, струя вод насыщенных кокколитофоридами распространялась вдоль п-ова Тендра в район Каркинитского залива и на юг – в область развития Севастопольских вихрей. Данный вид водорослей еще раз наглядно подтвердил свои замечательные свойства пассивного трассера при исследовании циркуляционного режима морских вод. Результаты визуального мониторинга за перемещением аномально цветущих вод подтвердили предположения о частой смене в летний период года крупномасштабного и традиционно циклонического переноса вод СЗШ на антициклоническое. Предположения эти были сделаны ранее для летнего полугодия по результатам модельных [8] и геострофических [9] расчетов по климатическим данным.

Цветение кокколитофорид на СЗШ продолжалось до середины первой декады сентября, в то время как в открытом море активная фаза завершилась к середине августа. Полный период цветения данного вида водорослей на СЗШ составил около 120 суток, а в северных районах шельфа отмечался впервые за все годы спутниковых наблюдений.

Следует отметить и факт возможного влияния изменения цвета воды (на более светлый) на радиационный баланс водной поверхности. Очень вероятно, что отражательная способность вод, насыщенных данным видом водорослей, несколько повышается, а, следовательно, меньше тепловой энергии проникает вглубь моря. Поскольку в настоящее время мы имеем материалы многочисленных океанографических наблюдений только одного года, то нет возможности провести сравнительный анализ с другими, более типичными ситуациями.

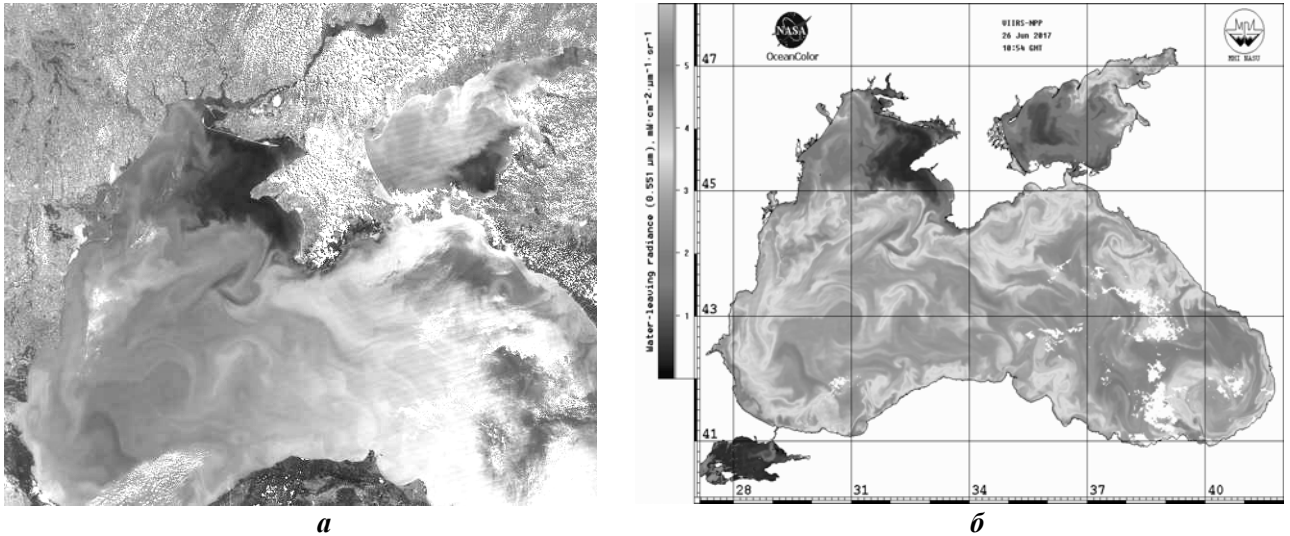


Рис. 5 – Цветение фитопланктона группы кокколитофорид в Черном море по данным космических снимков 26 июля 2017 г.: а) оптического диапазона (AERONET, спутник Aqua) и б) излучения водной поверхности - 551 нм (спутник SNPP)

4. ВЫВОДЫ

Многочисленные океанографические исследования, проведенные ФДУ «Одесский район Госгидрографии» в 2017 г. позволили существенно восполнить банк океанографических данных Черного моря, особенно его мелководного северо-западного шельфа в современных климатических условиях. Получили объяснение важные механизмы перераспределения водных масс в шельфовой области под действием явления апвеллинга.

В летний период 2017 г. отмечен самый длительный за последние 30 лет период развития сгонных явлений на западном и северном побережье СЗШ. Сопутствующие явления апвеллинга дали импульс к сезонному переносу вод дунай-днестровского междуречья в северные области шельфа и подтвердили ранее высказанные предположения об изменении сезонного характера циркуляции с циклонического (зимой) на антициклоническое (летом).

Полевые наблюдения и анализ спутниковых данных 2017 г. выявили аномалию в протекании редкого явления – активного перераспределения фитопланктона группы кокколитофорид по акватории северо-западного шельфа. Аномальное развитие летнего циркуляционного режима позволило впервые отметить перенос и, возможно, продолжение продуцирования водорослей в северных районах СЗШ, а также выявить его пространственную трансформацию и продолжительность развития процесса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Симонова А. И. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV : Черное море. Вып. 1 : Гидрометеорологические условия С.-Пб.: Гидрометеоиздат, 1991. 430 с.
2. Иванов В. А., Ильин Ю. П. Атмосферные и гидрологические условия, способствующие распространению речных вод в северо-западной части Черного моря. *Комплексные экологические исследования Черного моря*. Севастополь: МГИ НАН Украины, 1995. С. 68-81.
3. Ильин Ю. П. Гидрологический режим распространения речных вод в северо-западной части Черного моря. *Наукові праці УкрНДГМИ*. 2006. Вып. 25. С. 242-251.
4. Попов Ю. И. Распространение шельфовых вод в северо-западной части Черного моря и их обмен с водами открытого моря. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2010. Вып. 26. С. 117-126.
5. Copernicus Open Access Hub. URL: <https://scihub.copernicus.eu/> (Accessed: 27.12.2018)
6. USGS. URL: <https://earthexplorer.usgs.gov> (Accessed: 27.12.2018)
7. Морской портал МГИ: <http://dvs.net.ru/mp/index.shtml> (Accessed: 27.12.2018)
8. Иванов В. А., Рябцев Ю. Н. Анализ течений на северо-западном шельфе Черного моря. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2002. Вып. 1. С. 8-21
9. Срофеев Г. П., Попов Ю. І Аналіз кліматичних геострофічних течій та їх витрат на зональному та меридіональному розрізах в районі материкового схилу північно-західної частини Чорного моря. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2012. Вып. 11. С. 250-258.

REFERENCES

1. Simonova, A.I. (1991). *Gidrometeorologiya i gidrokimiya morey SSSR [Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR]*. Vol. IV: *Chernoe more [The Black Sea]*. Issue 1: *Gidrometeorologicheskie usloviya [Hydrometeorological conditions]*. St.-Pb.: Gidrometeoizdat. (in Russ.)
2. Ivanov, V.A. & Ilyin Yu.P. (1995). Atmosfernye i gidrologicheskie usloviya, sposobstvuyushchie rasprostraneniyu rechnykh vod v severo-zapadnoi chasti Chernogo morya [Atmospheric and hydrological conditions conducive to the spread of river water in the northwestern part of the Black Sea]. *Kompleksnoe isledovaniy Chernogo moray [Comprehensive environmental studies of the Black Sea]*. Sevastopol: MHI of NASU, pp. 68-81. (in Russ.)
3. Ilyin, Yu.P. (2006). [Hydrological regime of distribution of river waters in the north-western part of the Black Sea] *Nauk. pratsi UkrNDHMI [Scientific works of the UkrSRHMI]*, 255, pp. 242-251. (In Ukr.)
4. Popov, Yu.I. (2010). [The distribution of shelf waters in the northwestern part of the Black Sea and their exchange with the waters of the open sea]. *Ecologicheskaya bezopasnost pribregnoy i shelfovoy zon i kompleksnoe ispolzovanie resursov shelfa. [Ecological safety of the coastal and shelf zones and the integrated use of shelf resources]*. Sevastopol: MGI, 26, pp. 117-126. (in Russ.)
5. Copernicus Open Access Hub. Available at: <https://scihub.copernicus.eu/> (Accessed: 27.12.2018)
6. USGS. Available at: <https://earthexplorer.usgs.gov> (Accessed: 27.12.2018)
7. Morskoy portal MHI: <http://dvs.net.ru/mp/index.shtml> (Accessed: 27.12.2018)
8. Ivanov, V.A. & Ryabtsev, Yu.N. (2002). [Analysis of currents on the north-western shelf of the Black Sea]. *Ecologicheskay bezopasnost pribregnoy i shelfovoy zon i kompleksnoe ispolzovanie resursov shelfa [Ecological safety of coastal and shelf areas and complex resources for the shelf]*, 1, pp. 8-21.
9. Erofeev, G.P. & Popov, Yu.I. (2012). [Analysis of climatic geostrophic currents and their costs on zonal and meridional sections in the continental slope of the northwestern part of the Black Sea]. *Ukrains'kij gidrometeorologichnij zhurnal [Ukrainian hydrometeorological journal]*, 11, pp. 250-258.

АПВЕЛІНГИ ТА ЦИРКУЛЯЦІЯ ВОД ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ У ЛІТНІЙ ПЕРІОД 2017 РОКУ

Ю. І. Попов, А. В. Матвєєв

Філіал державної установи «Держгідрографія» - «Одеський район Держгідрографії»,
пр. Маякний, 5, 65038, Одеса, Україна, ocean@hydro.od.ua, <https://orcid.org/0000-0002-3549-3410>

На підставі матеріалів супутникових і натурних атмосферних та морських спостережень розглянуті циркуляційні процеси в водах північно-західного шельфу (ПнЗШ) Чорного моря в літній період 2017 року. Відзначається висока стійкість літніх відгінних вітрів північного і північно-північно-західного напрямків і 12 випадків прибережних апвелінгів. Три випадки апвелінгу вдалося інструментально зафіксувати на поперечних до берега океанографічних розрізах при виконанні сезонних полігонних робіт океанографічним підрозділом філії державної установи (ФДУ) «Одеський район Держгідрографії» (ДУ «Держгідрографія»). Збільшення густини прибережних вод призвело до аномально активного переносу вздовж узбережжя вод Дунай-Дністровського межиріччя в самі північні райони північно-західного шельфу. У 2017 році візуально проявився антициклонічний характер літньої циркуляції вод північно-західного шельфу. Отримані дані підтверджують часті випадки зміни в літні періоди року традиційної циклонічної циркуляції вод на антициклонічну.

Аномальний розвиток літнього циркуляційного режиму дозволив вперше відзначити перенесення фітопланктону групи кокколитофорід з відкритого моря в північні райони ПнЗШ, а також виявити його внутрішньо сезону просторову трансформацію і тривалість розвитку процесу.

В мористій частині Одеської затоки виявлено часто повторюване вихрове утворення циклонічної завихореності з просторовими розмірами до 7-8 миль і з орбітальними швидкостями, згідно з представленими даними, $0.12-0.18 \text{ мс}^{-1}$, а за даними останніх польових робіт - понад 0.30 мс^{-1} .

Значну допомогу в аналізі розглянутих ситуацій щодо перенесення і завихореності морської води відіграли візуальні зображення високого розділення, отримані з супутників Sentinel-2 і Landsat-5,7,8 з просторовою роздільною здатністю 10 і 30 метрів відповідно, а також аналогічні сателіти передніх модифікацій.

Ключові слова: Північно-західний шельф Чорного моря, трасер, цвітіння кокколитофорид, апвелінг, геострофічні течії, супутники Sentinel-2 і Landsat-5,7,8.

UPWELLINGS AND WATER CIRCULATION OF THE NORTH-WESTERN SHELF OF THE BLACK SEA IN THE SUMMER OF 2017

Yu. I. Popov, A. V. Matveev

*Odessa Area Branch of State Hydrographic Service of Ukraine,
5 Mayachny Lane, 65038, Odessa, Ukraine, ocean@hydro.od.ua*

On the basis of satellite and field atmospheric and marine observations, the water circulation processes of the north-western shelf (the NWS) of the Black Sea in the summer of 2017 were studied. The study indicated high stability of summer offshore winds of northern and north-northwest directions and 12 cases of coastal upwelling. Three cases of upwelling were instrumentally detected on the across-the-shore oceanographic sections during seasonal field works performed by the oceanographic unit of the branch "Odesa Area of State Hydrographic Service" of the state institution "State Hydrographic Service of Ukraine (SHSU)". The increase of coastal water density led to an abnormally active transfer along the coast of the Danube-Dniester interfluvial area to the northernmost parts of the NWS. In 2017 a visual manifestation of anticyclonic character of summer circulation of the NWS's water could be observed. The obtained data confirm the previous conclusions on frequent cases of change in summer periods of traditional cyclonic water circulation to the anticyclonic one.

The abnormal development of the summer circulation regime allowed us to record for the first time the transfer of coccolithophores phytoplankton from the open sea to the northern regions of the NWS and to reveal its intraseasonal spatial transformation and development process duration.

In the seaward part of the Gulf of Odessa a frequently repeated vortex formation of cyclonic vorticity with spatial dimensions of up to 7-8 miles and orbital velocities, according to the presented data, of 0.12–0.18 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, and according to the latest field work, of over 0.30 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, was found.

When analyzing the considered situations associated with transfer and vorticity of sea water a significant role was played by high-resolution visual images obtained from Sentinel-2 and Landsat-8 satellites having a spatial resolution of 10 and 30 meters respectively, as well as by similar satellites of earlier modifications.

Keywords: the north-western shelf of the Black Sea; tracer; coccolithophore bloom; upwelling; geostrophic currents; Sentinel-2 and Landsat-8 satellites.

*Подання до редакції : 29. 10. 2018
Надходження остаточної версії : 25. 04. 2019
Публікація статті : 28. 11. 2019*

УДК 504.4:54

РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ЧИСЛЕННОМУ МОДЕЛИРОВАНИЮ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВЗВЕСИ ПРИ ПРОИЗВОДСТВЕ ДНОУГЛУБИТЕЛЬНЫХ РАБОТ

С. Н. Юрасов, А. Д. Комаренко

Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, urasen54@gmail.com

Проблема оценки распространения взвеси при производстве дноуглубительных работ актуальна по причине большого объёма ежегодного капитального и эксплуатационного дноуглубления в портах Украины, которое составляет более 4,5 млн. м³ грунта. Выполнение дноуглубительных работ связано с поступлением в морскую среду взвеси, которая оказывает на морские экосистемы сильное воздействие. Масштаб наносимого ущерба зависит от характеристик зоны повышенной мутности, достоверная оценка этих характеристик позволяет определить реальный ущерб, который по действующему природоохранному законодательству должен быть компенсирован.

Характеристики зоны повышенной мутности проще всего получить путём численного моделирования процесса распространения взвеси. Возможность получения решений на более общих основаниях по сравнению с аналитическими методами, гораздо меньшие временные и денежные затраты, чем при натуральных экспериментах, и современное компьютерное обеспечение позволили широко внедрить в практику научных исследований методы этого моделирования.

Статья посвящена исследованию численной модели распространения взвеси при производстве дноуглубительных работ. В ней рассмотрены явная, неявная и смешанная конечно-разностные схемы решения стационарного дифференциального уравнения турбулентной диффузии взвеси в плоской постановке задачи. Выполнено несколько серий расчётов при разных параметрах модели, проанализированы полученные решения, дана оценка расхождения результатов расчетов по разным схемам и предложены оптимальные параметры расчётной сетки. Приводятся рекомендации по численному моделированию распространения взвеси в водном потоке. В частности, рекомендуется: использовать явную схему; количество струй в зоне выемки грунта принять не более 3; количество шагов до контрольного створа – не менее 75; при использовании неявной или смешанной схемы к конечному результату в области неустойчивости явной схемы необходимо вводить поправку с учётом общего количества вещества в створе.

Ключевые слова: стационарная модель; плоская постановка; конечно-разностная схема; турбулентная диффузия; взвесь.

1. ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время широкое применение получили численные эксперименты при моделировании различных процессов. Исследование турбулентной диффузии взвешенного вещества (взвеси) при производстве дноуглубительных работ (дноработ) не является исключением.

Процесс дноуглубления состоит из трёх технологических операций: разработка (извлечение), перевозка и сброс грунта в подводный (дампинг) или береговой отвал. Наиболее сильное воздействие на морскую среду оказывают извлечение грунта и дампинг. Настоящая статья посвящена исследованию

распространения взвеси при выработке грунта дноуглубительным снарядом.

Актуальность этой проблемы состоит, прежде всего, в том, что ежегодно в портах Украины при капитальном и эксплуатационном дноуглублении изымается более 4,5 млн. м³ грунта [1]. Производство дноработ сопряжено с вторичным загрязнением водной среды минеральной взвесью и другими веществами, аккумулированными в донных отложениях. Область повышенной мутности распространяется на большие расстояния, наносится ущерб морской экосистеме за счёт гибели организмов планктонных и бентосных сообществ.

Государственные меры по охране

окружающей среды включают компенсационные платежи за сброс загрязняющих веществ в водную среду и за ущерб, нанесённый водным биоресурсам. В каждом конкретном случае платёж может быть очень большим в зависимости от объёма работ, гидрологических и гидробиологических характеристик района их производства.

Для количественной оценки платежа по какому-либо объекту необходимо знать: максимальное значение концентрации загрязняющих веществ на контрольном удалении от места разработки грунта; общее количество вещества, вынесенного за пределы этого расстояния; размеры зоны загрязнения. Из-за больших временных и денежных затрат натурные эксперименты для получения этих характеристик на каждом объекте не выполняются. Численное же моделирование при современном компьютерном обеспечении особых затруднений не вызывает.

В настоящее время существует много методик оценки параметров зоны повышенной мутности [2-5], однако, они все имеют ряд недостатков. К основным недостаткам двумерных моделей следует отнести существенную погрешность оценки максимального значения концентрации взвеси со скоростью оседания частиц более 0,1 см/с на небольшом удалении контрольного створа от источника загрязнения. Кроме того, в них источник загрязнения является точкой. Размеры зоны повышенной мутности в начальном створе на небольшом удалении от него часто нельзя рассматривать как точку.

В статье рассматривается стационарная модель распространения взвеси при выполнении дноработ. Решение уравнения (1) выполнено методом конечных разностей по явной, неявной и смешанной схемам. Особенность данного метода состоит в том, что конечный результат зависит от параметров расчётной сетки (размеров ячейки). Кроме того, упомянутые схемы обладают своими преимуществами и недостатками. Для разработки рекомендаций по численному моделированию рассматриваемого процесса необходимо выполнить анализ расчётов по упомянутым схемам, выбрать более подходящую схему для решения поставленной задачи и оптимизировать параметры модели.

Цель исследования – определение оптимальной конечно-разностной схемы и параметров расчётной сетки численной модели турбулентной диффузии взвеси при производстве дноуглубительных работ.

Объект исследования – воздействие дноуглубительных работ на морскую среду.

Предмет исследования – разработка рекомендаций по численному моделированию распространения взвеси при извлечении грунта.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Стационарную модель турбулентной диффузии взвеси в плоской постановке задачи с начальными и граничными условиями можно записать в виде [6, 7]:

$$V_{CP}(\partial C/\partial x) = D_T(\partial^2 C/\partial z^2) - uC/H_{CP}, \quad (1)$$

$$\begin{aligned} C(x,z) &= C_0, \text{ при } x = 0 \text{ и } z_1 \leq z \leq z_2, \\ C(x,z) &= 0, \text{ при } x = 0 \text{ и } z < z_1 \text{ или } z > z_2, \\ \partial C/\partial z &= 0, \text{ при } x \geq 0, z = 0 \text{ и } z = B_{CP}, \end{aligned}$$

где V_{CP} – средняя скорость потока, м/с; C – концентрация взвеси, мг/дм³; x и z – переменные; D_T – коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии, м²/с; u – гидравлическая крупность частиц, м/с; H_{CP} – средняя глубина акватории, м; C_0 – значение концентрации взвеси в зоне выработки грунта, мг/дм³; B_{CP} – средняя ширина потока.

В этой модели рассматривается среднее значение концентрации взвеси по вертикали. Ось OX направлена вдоль осредненного вектора скорости течения, ось OY – вертикально вниз, а ось OZ – поперек потока. Выемка грунта осуществляются в створе $x=0$, в интервале $z_1 \leq z \leq z_2$. При выемке у берега $z_1=0$, обмен взвесью с правой и левой границами потока отсутствует. Поток взвеси на дно равен $uC(x,z)$.

Решим уравнение (1) методом конечных разностей. Этот метод широко применяется при решении дифференциальных уравнений в частных производных и его использование не нуждается в каком-либо обосновании. Отметим лишь, что данным методом решение можно найти по явной, неявной или смешанной схемам [8, 9].

Рассмотрим сначала явную конечно-разностную схему (рис. 1).

	0	1	...	k	$k+1$...
1(M)	$\uparrow \Delta z$...	$C_{k,1}$	$C_{k+1,1}$	
2(M-1)			...	$C_{k,2}$		
...		
$m-1$	$\leftarrow \Delta x \rightarrow$...	$C_{k,m-1}$		
m			...	$C_{k,m}$	$C_{k+1,m}$	
$m+1$...	$C_{k,m+1}$		
...		

Рис. 1 – Явная конечно-разностная схема

На схеме индексом k обозначены створы, проведенные в расчетной области потока с шагом Δx . Индексом m обозначена нумерация струй, ширина которых – Δz . Среднее значение концентрации взвеси в k -м створе в пределах струи с номером m расположено в его центре и обозначено $C_{k,m}$.

Выразим все частные производные в уравнении (1) в виде разности значений сеточной функции по схеме на рис. 1 и решим его относительно $C_{k+1,m}$ [6]:

при $2 \leq m \leq (M-1)$

$$\partial C / \partial x \approx (C_{k+1,m} - C_{k,m}) / \Delta x, \quad (2)$$

$$\partial^2 C / \partial z^2 \approx (C_{k,m+1} - 2C_{k,m} + C_{k,m-1}) / \Delta z^2, \quad (3)$$

$$C_{k+1,m} = (1 - 2a - f)C_{k,m} + a(C_{k,m+1} + C_{k,m-1}); \quad (4)$$

при $m=1$

$$\partial C / \partial x \approx (C_{k+1,1} - C_{k,1}) / \Delta x, \quad (5)$$

$$\partial^2 C / \partial z^2 \approx (C_{k,2} - C_{k,1}) / \Delta z^2, \quad (6)$$

$$C_{k+1,1} = (1 - a - f)C_{k,1} + aC_{k,2}; \quad (7)$$

при $m=M$

$$\partial C / \partial x \approx (C_{k+1,M} - C_{k,M}) / \Delta x, \quad (8)$$

$$\partial^2 C / \partial z^2 \approx (C_{k,M-1} - C_{k,M}) / \Delta z^2, \quad (9)$$

$$C_{k+1,M} = (1 - a - f)C_{k,M} + aC_{k,M-1}, \quad (10)$$

где $a = \Delta x D / (V_{CP} \Delta z^2)$; $f = u \Delta x / (V_{CP} H_{CP})$.

$M = B_{CP} / \Delta z$ – общее количество струй по ширине потока, при $(2a + f) \leq 1$.

Полученные уравнения (4), (7) и (10) позволяют по значениям концентрации взвеси в k -м створе рассчитать значения в следующем $(k+1)$ -м створе. Расчет выполняется, начиная со створа $k=1$. В предшествующем для него створе ($k=0$) распределение концентрации взвеси задается: в начальном количестве струй M_0 в пределах выемки грунта предполагается равномерное распределение взвеси с концентрацией C_0 . В остальных струях значение концентрации взвеси равно 0. При выемке грунта на удалении от берега на каждом шаге количество струй в зоне повышенной мутности увеличивается на 2 (если выемка у берега – на 1), поэтому в k -м створе общее количество струй в этой области составляет $M_k = M_0 + 2k$, при $(M_0 + 2k) \leq M$, а при $(M_0 + 2k) > M$ зона повышенной мутности распространяется на всю ширину потока $M_k = M$. При $(z_1 / \Delta z) - k > m > (z_2 / \Delta z) + k$ значения $C_{k,m} = 0$.

По формулам (4), (7) и (10) видно, что сумма

коэффициентов при значениях концентрации взвеси равна $(1-f)$. Это означает, что в $(k+1)$ -м створе количество вещества в $(1-f)$ раза меньше, чем в предыдущем k -м. Исходя из этого, можно записать следующее условие проверки расчетов

$$\sum C_{k,m} = (1-f)^k M_0 C_0. \quad (11)$$

Явная конечно-разностная схема имеет преимущество в том, что решение в следующем створе получается сразу по значениям сеточной функции в предыдущем створе. Ее недостаток состоит в неустойчивости решения при $(2a+f) > 1$.

Неявная конечно-разностная схема абсолютно устойчива. Однако решение по этой схеме требует использования метода прогонки. Рассмотрим это решение (рис. 2).

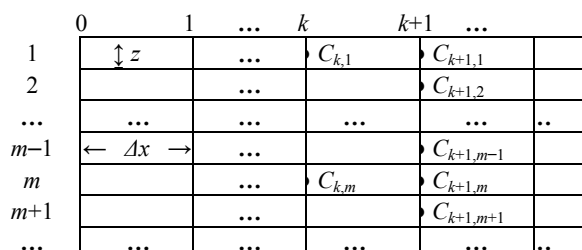


Рис. 2 – Неявная конечно-разностная схема

Выразим частные производные в уравнении (1) в виде разности значений сеточной функции по схеме на рис. 2:

при $m \geq 2$

$$\partial C / \partial x \approx (C_{k+1,m} - C_{k,m}) / \Delta x, \quad (12)$$

$$\partial^2 C / \partial z^2 \approx (C_{k+1,m+1} - 2C_{k+1,m} + C_{k+1,m-1}) / \Delta z^2; \quad (13)$$

при $m=1$

$$\partial C / \partial x \approx (C_{k+1,1} - C_{k,1}) / \Delta x, \quad (14)$$

$$\partial^2 C / \partial z^2 \approx (C_{k+1,2} - C_{k+1,1}) / \Delta z^2. \quad (15)$$

Решение (1) можно записать в следующем виде

$$\beta_m C_{k+1,m} = a C_{k+1,m+1} + a C_{k+1,m-1} + \delta_m, \quad (16)$$

где $\beta_m = (1 + 2a + f)$, $\delta_m = C_{k,m}$, при $m \geq 2$;

$\beta_1 = (1 + a + f)$, $C_{k+1,1-1} = 0$, $\delta_1 = C_{k,1}$, при $m=1$.

Обозначения a и f прежние (см. (10)).

В нашем случае для любого створа выражение (16) представляет собой систему с M_k алгебраическими уравнениями. Матрица, соответствующая им, является, трех-диагональной: по диагонали матрицы стоят коэффициенты β_m ; слева и справа от них – a ; остальные коэффициенты матрицы равны нулю. Такая система алгебраических уравнений

решается методом прогонки.

Для прямого и обратного хода прогонки решение ищется в виде:

$$C_m = P_m C_{m+1} + Q_m, \quad (17)$$

$$C_{m-1} = P_{m-1} C_m + Q_{m-1}, \quad (18)$$

$$\text{где } P_m = a/\beta_m \text{ и } Q_m = [aC_{m-1} + \delta_m]/\beta_m. \quad (19)$$

Для удобства в уравнениях (17) и (18) индекс нумерации створов убран.

Для расчёта прогоночных коэффициентов P_m и Q_m используются следующие рекуррентные соотношения:

$$P_m = a/[\beta_m - aP_{m-1}],$$

$$Q_m = [aQ_{m-1} + \delta_m]/[\beta_m - aP_{m-1}]. \quad (20)$$

В начале рекуррентного процесса при $m=1$ значения прогоночных коэффициентов P_1 и Q_1 известны, они равны:

$$P_1 = a/\beta_1 = a/(1+a+f),$$

$$Q_1 = \delta_1/\beta_1 = C_{k,1}/(1+a+f), \quad (21)$$

где $C_{k,1}$ – значение сеточной функции в первой струе в предыдущем створе.

На прямом ходу прогонки, используя значения P_1 и Q_1 , по формулам (20) рассчитываются значения прогоночных коэффициентов P_m и Q_m .

В конце прямого хода при $m=M_k$ по уравнению (17) видно, что $C_{M_k} = Q_{M_k}$, поскольку $C_{M_k+1} = 0$. С этого момента начинается обратный ход прогонки: зная C_{M_k} , по формуле (18) рассчитываются значения сеточной функции в струе с номером M_k-1 . Потом M_k-2 и так далее, до $m=1$.

Сумма коэффициентов β_m и $2a$ в (16) равна $(1+f)$, поэтому по аналогии с (11) выражение для проверки расчетов можно записать в виде

$$\sum C_{k,m} = (1+f)^{-k} M_0 C_0. \quad (22)$$

Численные эксперименты показали, что из-за наличия погрешностей при расчете значений сеточной функции по неявной схеме, значения правой и левой частей условия (22) не совпадают. Причем, погрешность зависит от исходных параметров модели: с увеличением M_0 , погрешность увеличивается. Этот недостаток отсутствует при расчетах по явной схеме: в любом створе, при любых исходных параметрах модели, обеспечивающих устойчивость решения, значения правой и левой частей условия (11) совпадают.

Явная и неявная схемы имеют первый порядок сходимости (точности) по x и второй порядок сходимости по z . Они с разных сторон приближаются к некоторому аналитическому решению. Смешанная схема имеет второй порядок сходимости по обоим переменным, т.е. у этой схемы сходимость по x на порядок выше, чем у неявной и явной схем.

Рассмотрим смешанную схему (рис. 3). Поиск решения по ней осуществляется по явной и неявной схемам с весовыми коэффициентами $(1-\sigma)$ и σ . Если $\sigma=0,5$, такая схема называется схемой Кранка-Николсона. Она обладает абсолютной устойчивостью решения.

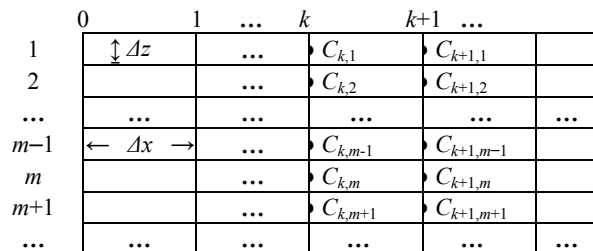


Рис. 3 – Смешанная конечно-разностная схема

Частные производные по x при различных m по смешанной схеме (рис. 3) будут иметь такое же выражение, как и по другим схемам (см. формулы (2), (5), (12) и (14)). Вторая же частная производная по z будет иметь следующий вид:

при $m \geq 2$

$$\partial^2 C / \partial z^2 \approx [0,5(C_{k+1,m+1} - 2C_{k+1,m} + C_{k+1,m-1}) + 0,5(C_{k,m+1} - 2C_{k,m} + C_{k,m-1})] / \Delta z^2; \quad (23)$$

при $m=1$

$$\partial^2 C / \partial z^2 \approx [0,5(C_{k+1,2} - C_{k+1,1}) + 0,5(C_{k,2} - C_{k,1})] / \Delta z^2. \quad (24)$$

После подстановки частных производных в уравнение (1) можно записать выражение аналогичное выражению (18), полученному по неявной схеме, а именно:

$$\beta_m^{(1)} C_{k+1,m} = 0,5a C_{k+1,m+1} + 0,5a C_{k+1,m-1} + \delta_m^{(1)}, \quad (25)$$

где при $m \geq 2$

$$\beta_m^{(1)} = (1+a+0,5f) \text{ и}$$

$$\delta_m^{(1)} = C_{k,m}(1-a-0,5f) + 0,5a(C_{k,m+1} + C_{k,m-1});$$

при $m=1$

$$\beta_1^{(1)} = (1+0,5a+0,5f) \text{ и}$$

$$\delta_1^{(1)} = C_{k,1}(1-0,5a-0,5f) + 0,5a C_{k,2}.$$

Обозначения a и f прежние.

Решение (25) выполняется методом прогонки по таким же соотношениям для прямого и обратного хода, как и для неявной схемы

$$C_m = P_m C_{m+1} + Q_m, \quad (26)$$

$$C_{m-1} = P_{m-1} C_m + Q_{m-1}, \quad (27)$$

где $P_m = 0,5a/\beta_m^{(1)}$ и

$$Q_m = [0,5aC_{m-1} + \delta_m^{(1)}]/\beta_m^{(1)}. \quad (28)$$

Рекуррентные соотношения для прямого хода прогонки при поиске прогоночных коэффициентов P_m и Q_m следующие

$$P_m = 0,5a/[\beta_m^{(1)} - 0,5aP_{m-1}] \text{ и}$$

$$Q_m = [0,5aQ_{m-1} + \delta_m^{(1)}]/[\beta_m^{(1)} - 0,5aP_{m-1}]. \quad (29)$$

Последовательность и условия расчета аналогичные неявной схеме:

при $m=1$ значения прогоночных коэффициентов P_1 и Q_1 равны:

$$P_1 = 0,5a/\beta_1^{(1)} = 0,5a/(1+0,5a+0,5f),$$

$$Q_1 = \delta_1^{(1)}/\beta_1^{(1)} =$$

$$=[C_{k,1}(1-0,5a-0,5f)+0,5aC_{k,2}]/(1+0,5a+0,5f); \quad (30)$$

при $m=M_k$ значение C_{Mk} равно Q_{Mk} .

Сумма коэффициентов в (26) $\beta_m^{(1)}$ и a равна $(1+0,5f)$, а коэффициентов, входящих в $\delta_m^{(1)}$, составляет $(1-0,5f)$. В этом случае условие проверки расчетов будет иметь следующий вид

$$\sum C_{k,m} = C_0 M_0 (1-0,5f)^k (1+0,5f)^{-k}. \quad (31)$$

Расчёты показали, что условие (31) выполняется с некоторой погрешностью, которая меньше, чем в неявной схеме.

Среди рассмотренных конечно-разностных схем явная схема более предпочтительна в силу однозначности вывода при невыполнении условия проверки расчетов: если условие (11) не выполняется – необходимо искать ошибку в алгоритме расчета. В других схемах это несовпадение заложено изначально. Оно вызвано погрешностями расчета значений концентрации взвеси в каждом створе, и сюда же могут добавиться погрешности, вызванные ошибками в алгоритме расчета.

Для реализации явной схемы необходимо примерно в три раза меньше машинной памяти. Полученные решения имеют физический смысл. Например, равенство (4) показывает, что количество взвеси $C_{k+1,m}$ в струе m в створе $(k+1)$ формируется за счет адвективного переноса в этой же струе части взвеси $C_{k,m}$ с коэффициентом

$(1-2a-f)$ с предыдущего створа k и за счет турбулентной диффузии с коэффициентом a из соседних струй $C_{k,m+1}$ и $C_{k,m-1}$.

При невыполнении условия устойчивости схемы $(2a+f > 1)$ теряется физический смысл: в равенстве (4) первое слагаемое становится отрицательным (количество переносимой взвеси не может быть с отрицательным знаком). Дальнейшие вычислительные эксперименты показали, что при неустойчивости решения по явной схеме, результаты расчета по неявной и Кранка-Николсона схемам существенно выделяются среди выполненных ранее расчетов.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ АНАЛИЗ

Оценим погрешность расчетов значений концентрации взвеси по упомянутым схемам и оптимизируем параметры расчётной сетки. Для этого рассмотрим максимальное значение концентрации взвеси в контрольном створе (C_{MAX}). Функцию C_{MAX} в плоской постановке задачи можно представить в следующем виде:

$$C_{MAX}/C_0 = \varphi(X, D, \Delta x, \Delta z, u, V_{CP}, H_{CP}, B_0), \quad (32)$$

где C_0 – начальная концентрация взвеси; X – расстояние до контрольного створа; D – коэффициент турбулентной диффузии; Δx и Δz – параметры сетки; u – гидравлическая крупность взвеси; V_{CP} – средняя скорость потока; H_{CP} – глубина акватории; B_0 – ширина выемки грунта в начальном створе.

Все переменные в выражении (32) можно сгруппировать в 4 безразмерных параметра:

$$a = D\Delta x/(V_{CP}\Delta z^2); \quad f = u\Delta x/(V_{CP}H_{CP});$$

$$M_0 = B_0/\Delta z; \quad K_{KC} = X/\Delta x. \quad (33)$$

Особенность конечно-разностных схем состоит в том, что значение рассматриваемой величины, полученное в результате численного эксперимента, кроме других параметров, зависит и от параметров сетки. В случае плоской постановки задачи C_{MAX} на некотором удалении от места сброса зависит от начального количества струй, занятых взвесью (M_0), и от количества шагов до контрольного створа (K_{KC}). При этом, чем больше M_0 (меньше Δz) и K_{KC} (меньше Δx), тем ближе оценка к некоторому аналитическому значению искомой величины.

Необходимо отметить, что уменьшение Δx и Δz влечет за собой увеличение объема вычислений. На практике количество шагов определяется выбором приемлемой разности

между численными результатами и аналитическим значением (в данной статье погрешность предполагается не более 5%).

Для сопоставления результатов численных экспериментов были выполнены расчеты по явной, Кранка-Николсона и неявной схемам при различных $K_{КС}$ и M_0 . Результаты помещены в табл. 1, 2 и показаны на рис. 4–6 (на всех рисунках результаты, полученные по явной схеме обозначены точечной линией, Кранка-Николсона – пунктир, неявной – сплошной линией).

Пропуски в табл. 1 соответствуют случаям неустойчивости явной схемы: $(2a+f)>1$.

Таблица 1 – Значения C_{MAX} в контрольном створе по явной, Кранка-Николсона и неявной схемам при $u=0$ и $u=1,4$ см/с

a	f	M ₀	K _{КС}	C _{MAX} , %			Откл., %	
				явн.	К.-Н.	н/я	явн.	н/я
0,0956	0,0000	1	10	52,1	53,3	54,4	-2,2	2,1
0,0382	0,0000	1	25	52,9	53,3	53,8	-0,8	1,0
0,0191	0,0000	1	50	53,1	53,3	53,6	-0,4	0,5
0,0127	0,0000	1	75	53,2	53,3	53,5	-0,2	0,4
0,0096	0,0000	1	100	53,2	53,3	53,5	-0,1	0,3
0,0048	0,0000	1	200	53,3	53,3	53,4	0,0	0,2
0,0956	0,0875	1	10	20,1	22,2	24,3	-10	9,0
0,0382	0,0350	1	25	21,4	22,2	23,1	-4,1	3,5
0,0191	0,0175	1	50	21,8	22,2	22,7	-2,2	1,6
0,0127	0,0117	1	75	22,0	22,2	22,5	-1,6	1,0
0,0096	0,0088	1	100	22,0	22,2	22,5	-1,2	0,7
0,0048	0,0044	1	200	22,1	22,2	22,3	-0,8	0,2
0,0510	0,0000	2	75	53,0	53,1	53,3	-0,6	0,0
0,1147	0,0000	3	75	52,9	53,0	53,2	-0,7	-0,3
0,2040	0,0000	4	75	52,9	52,9	53,0	-0,8	-0,6
0,4589	0,0000	6	75	52,9	52,5	52,4	-0,8	-1,7
0,8159	0,0000	8	75		51,7	51,6		-3,2
1,2748	0,0000	10	75		50,8	50,6		-5,0
0,0510	0,0117	2	75	21,9	22,1	22,4	-2,0	0,6
0,1147	0,0117	3	75	21,8	22,1	22,4	-2,1	0,4
0,2040	0,0117	4	75	21,8	22,1	22,3	-2,1	0,0
0,4589	0,0117	6	75	21,8	21,9	22,1	-2,2	-1,0
0,8159	0,0117	8	75		21,6	21,7		-2,5
1,2748	0,0117	10	75		21,2	21,3		-4,3

Анализ результатов численных экспериментов показывает, что длина ячейки расчётной сетки должна быть такой, чтобы количество шагов до контрольного створа ($K_{КС}$) было не менее 75 (табл. 1 первый и второй блоки; рис. 4), при этом отклонение от аналитического решения не будет превышать 5%. На рис. 4а аналитическое решение равно примерно 53,3%, на рис. 4б – 22,2%.

В области устойчивости явной схемы (табл. 1 третий и четвёртый блоки; рис. 5, а) $M_0 < 6$,

б) $a < 0,5$) значения C_{MAX} отклоняются от аналитического решения в допустимых пределах. Однако при $M_0 > 6$ ($a > 0,5$) отклонение становится значительным.

Таблица 2 – Значения C_{MAX} в контрольном створе по Кранка-Николсона и неявной схемам при $u=0$ и $u=1,4$ см/с до и после корректировки по формулам (34) и (35)

	a	f	M ₀	K _{КС}	C _{MAX} , %		Откл., %	
					К.-Н.	н/я	К.-Н.	н/я
до коррект.	5,7366	0,0000	3	75	0,94	1,28	-88,5	-84,3
	4,3024	0,0000	3	100	1,87	2,15	-77,1	-73,6
	3,4420	0,0000	3	125	2,77	2,96	-66,0	-63,7
	2,8683	0,0000	3	150	3,57	3,65	-56,2	-55,1
	2,1512	0,0000	3	200	4,79	4,73	-41,2	-41,9
	1,7927	0,0000	3	240	5,48	5,35	-32,7	-34,3
после коррект.	5,7366	0,0000	3	75	9,50	9,61	16,5	17,9
	4,3024	0,0000	3	100	8,86	8,94	8,76	9,73
	3,4420	0,0000	3	125	8,58	8,64	5,30	6,05
	2,8683	0,0000	3	150	8,44	8,48	3,50	4,11
	2,1512	0,0000	3	200	8,31	8,34	1,93	2,39
	1,7927	0,0000	3	240	8,25	8,28	1,20	1,57
до коррект.	5,7366	0,0233	3	75	0,16	0,24	-88,7	-83,1
	4,3024	0,0175	3	100	0,32	0,39	-77,4	-72,4
	3,4420	0,0140	3	125	0,48	0,53	-66,3	-62,7
	2,8683	0,0117	3	150	0,62	0,65	-56,7	-54,3
	2,1512	0,0088	3	200	0,83	0,84	-41,8	-41,5
	1,7927	0,0073	3	240	0,95	0,94	-33,4	-34,0
после коррект.	5,7366	0,0233	3	75	1,65	1,72	15,4	20,0
	4,3024	0,0175	3	100	1,54	1,59	7,70	11,1
	3,4420	0,0140	3	125	1,49	1,53	4,28	6,96
	2,8683	0,0117	3	150	1,47	1,50	2,50	4,71
	2,1512	0,0088	3	200	1,44	1,47	0,95	2,59
	1,7927	0,0073	3	240	1,43	1,45	0,22	1,58

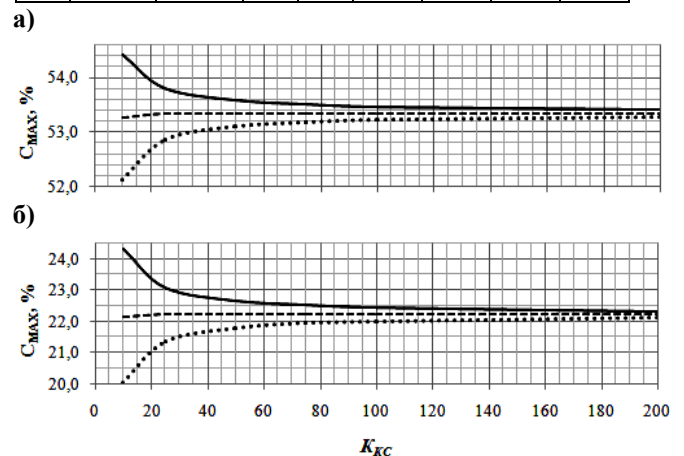


Рис. 4 – Значения C_{MAX} в зависимости от $K_{КС}$ при $M_0=1$: а) $u=0$; б) $u=1,4$ см/с

Для обеспечения устойчивости явной схемы ($2a+f \leq 0,96$) с учётом вероятного диапазона значений скорости оседания частиц u , можно рекомендовать – $M_0 \leq 3$.

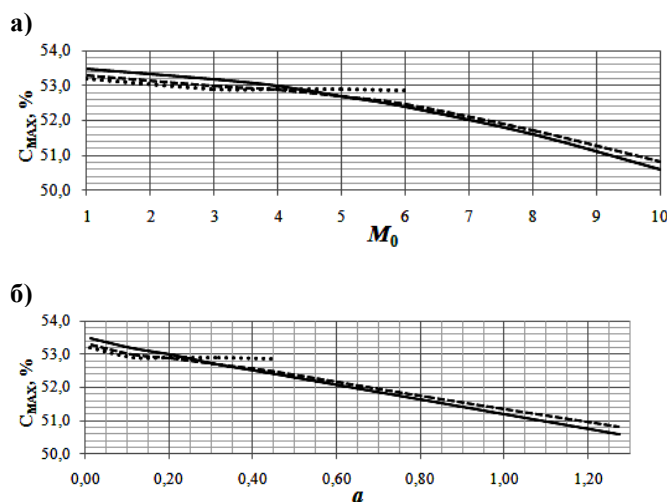


Рис. 5 – Значения C_{MAX} при $K_{KC}=75$ при $u=0$ в зависимости от: а) M_0 ; б) a

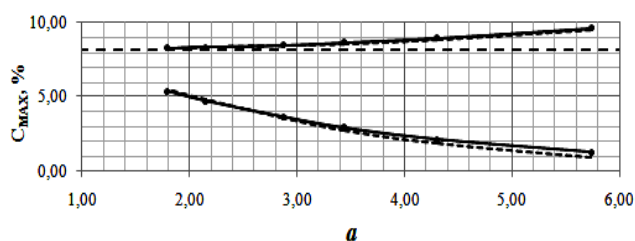


Рис. 6 – Значения C_{MAX} в зависимости от a при $M_0=3$ и $u=0$ до (нижние линии) и после корректировки (верхние)

При использовании неявной или смешанной схем (табл. 2 до корректировки; рис. 6 нижние линии) в области неустойчивости явной схемы (при $a>0,75$) результаты эксперимента могут быть далеки от аналитического значения (табл. 2: верхние два блока – 8,15%; нижние два блока – 1,43%). Для снижения погрешности при $0,75<a<5,0$ рассчитанные значения концентрации взвеси необходимо умножить на коэффициент:

неявная схема –

$$k_{НС}=(1-f)^k M_0 C_0 / \sum C_{k,m}; \quad (34)$$

смешанная схема –

$$k_{СС}=(1-0,5f)^k (1+0,5f)^{-k} M_0 C_0 / \sum C_{k,m}. \quad (35)$$

При $a>5,0$ результаты расчётов могут содержать большую погрешность и после их корректировки.

На рис.6 верхние линии проведены по скорректированным данным по формулам (34) и (35), горизонтальная пунктирная линия – аналитическое значение ($\approx 8,15\%$).

4. ВЫВОДЫ

1. Численное моделирование распространения взвеси при производстве дноуглубительных работ при небольшом удалении контрольного створа (КС) от места выемки грунта целесообразно выполнять по явной конечно-разностной схеме.

2. Отклонение результатов эксперимента от аналитического решения (погрешность алгоритма расчёта) не будет превышать 5% при: $K_{KC} \geq 75$; $M_0 \leq 3$; $(2a+f) \leq 0,96$.

3. При большом удалении КС от точки выемки грунта, когда использование явной схемы затруднительно или не представляется возможным, численные эксперименты по неявной или смешанной схемам следует выполнять при: $a \leq 5,0$; $K_{KC} \geq 75$; $M_0 \leq 3$.

4. В области неустойчивости явной схемы (при $0,75 \leq a \leq 5,0$) все рассчитанные значения концентрации взвеси необходимо откорректировать путём их умножения на коэффициент, рассчитываемый по формулам (34) или (35).

5. При $a > 5,0$ результаты расчёта и после корректировки могут иметь большую погрешность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дампінг ґрунтів днопоглиблення: аналіз масштабів, економіко-екологічна оцінка, перспективи використання: монографія / Крупінець Л. С., Андреева Н. М., Брошкова Л. С. та ін. Одеса: ІПРЕЕД НАНУ, 2015. 108 с.
2. Прозоров А. А. Методика расчета зоны короткопериодного воздействия дампинга грунтов дноуглубления: автореф. дис. канд. физ.-мат. наук / Гос. морской проектный ин-т. Санкт Петербург, 2000. 19 с.
3. Гончаров А. А. Исследование и моделирование процесса распространения взвеси в морской среде при сбросе грунта: автореф. дис. канд. геогр. наук: спец. 11.00.08 «Океанология» / ГОИН. Москва, 1986. 24 с.
4. Котеров В. Н., Юрезанская Ю. С. Моделирование переноса взвешенных веществ на океаническом шельфе. Горизонтальное рассеяние. *Журнал вычисл. матем. и матем. физ.* 2010. Т. 50. № 2. С. 375–387.
5. Маслаков О. В. Аналіз результатів моделювання переносу домішок в ближній зоні відносно точкового джерела в шельфовій зоні моря. *Метеорологія, кліматологія та гідрологія*. 2005. № 49. С. 368–375.
6. Юрасов С. Н., Юрасова А. Ю. Математическая модель установившейся турбулентной диффузии взвеси в водном потоке. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2008. Вип. 6. С. 165-169.
7. Юрасов С. Н., Горун В. В., Берлинский Н. А. Верификация результатов моделирования распространения взвеси при дампинге грунта на морской подводный отвал. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2015. № 16. С. 30-39.
8. Юрасов С. Н., Горун В. В. Применение конечно-

разностных схем при моделировании неустановившейся турбулентной диффузии взвеси в водном потоке. *Украинский гидрометеорологический журнал*. 2014. № 14. С. 172–184.

9. Калиниченко В. И., Юрасов С. Н., Горун В. В. Практическое использование математической модели неустановившейся турбулентной диффузии взвеси в водном потоке (МТП Керчь). *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2014. Вип. 18. С. 5–20.

REFERENCES

1. Krupinets, L.Ie., Andreeva, N.M., Broshkova, L.S. et al. (2015). *Dampinh hruntiv dnopohlyblennia: analiz masshtabiv, ekonomiko-ekolohichna otsinka, perspektyvy vykorystannia [Dumping soils dredging: analysis scale, economical - ecological evaluation, prospects of using]*. Odesa: IPREED NANU. (in Ukr.)
2. Prozorov, A.A. (2000). *Metodika rascheta zony korotkoperiodnogo vozdeystviya dampinga gruntov dnouglubleniya [Method for calculating the short-period impact of dumping of dredging grounds]*. Abstract of Ph.D. Thesis. State Marine Design Institute Saint Petersburg. (in Russ.)
3. Goncharov, A.A. (1986). *Issledovanie i modelirovanie protsessa rasprostraneniya vzvesi v morskoy srede pri sbrose grunta [Research and modeling of the process of the suspension distribution in the marine environment during soil dumping]*. Abstract of Ph.D. Thesis. Oceanographic Institute. Moscow. (in Russ.)
4. Koterov, V.N. & Jurezanskaya, Ju.S. (2010). *Modelirovanie perenosa vzveshennykh veschestv na okeanicheskom shelfe. Gorizontalkoe rasseyanie [Modeling of the transport of suspended substances on the oceanic shelf. Horizontal*
5. Maslakov, O.V. (2005). *Analiz rezultativ modeliuvannia perenosu domishok v blyzhnii zoni vidnosno tochkovoho dzhherela v shelfovii zoni moria [Analysis of the results simulation of impurity transfer in the neighbor zone relatively pointwise sources in the shelf zone of the sea]*. *Meteorolohiia, klimatolohiia ta hidrolohiia [Meteorology, climatology and hydrology]*, 49, pp. 368-375. (in Ukr.)
6. Urasov, S.N. & Urasova, A.Ju. (2008). *[Mathematical model of steady-state turbulent diffusion of suspended solids in water flow]*. *Visnik Odes'kogo derzavnogo ekolohichnogo universitetu [Bulletin of Odessa state environmental university]*, 6, pp. 165-169. (in Russ.)
7. Urasov, S.N., Gorun, V.V. & Berlinskiy N.A. (2015). *[Verification of the results of modeling of the suspension distribution in the soil dumping on a marine submarine blast]*. *Ukrains'kij gidrometeorologichnij zhurnal [Ukrainian hydrometeorological journal]*, 16, <https://doi.org/10.31481/uhmj.16.2015.04>. (in Russ.)
8. Urasov, S.N. & Gorun, V.V. (2014). *[Application of finite-difference schemes in modeling of unsteady turbulent diffusion of a suspension in a water stream]*. *Ukrains'kij gidrometeorologichnij zhurnal [Ukrainian hydrometeorological journal]*, 14, pp. 172-184. (in Russ.)
9. Kalinichenko, V.I., Urasov, S.N. & Gorun V.V. (2014). *[Practical use of mathematical model of unsteady turbulent diffusion of a suspension in a water stream (MTP Kerch)]*. *Visnik Odes'kogo derzavnogo ekolohichnogo universitetu [Bulletin of Odessa state environmental university]*, 18, pp. 5-20. (in Russ.)

RECOMMENDATIONS FOR NUMERICAL MODELLING OF SUSPENDED MATTER DISTRIBUTION DURING DREDGING WORKS

S. M. Yurasov, A. D. Komarenko

*Odessa State Environmental University,
15 Lvivska str., 65016, Odessa, Ukraine, urasen54@gmail.com*

The problem of estimating the distribution of suspended matter during dredging works is relevant due to the large volume of annual major and operational dredging activities in the ports of Ukraine constituting more than 4.5 million m³ of soil. The execution of dredging works is associated with the inflow of suspended matter into the marine environment having a negative impact on the marine ecosystem. The magnitude of the inflicted damage depends on the characteristics of a zone of increased turbidity and a reliable assessment of such characteristics makes it possible to determine the actual damage to be indemnified according to the current environmental legislation.

The numerical modelling of the suspended matter distribution is the easiest way that may be used for evaluation of the characteristics of the zone of increased turbidity. The possibility of obtaining solutions on more general grounds in comparison with analytical methods, much less time and cash to be spent than for field experiments and modern computer software allowed widespread implementation of research methods of such modelling.

The article is devoted to the study of the numerical model of suspended matter distribution during dredging works. It considers explicit, implicit and mixed finite-difference schemes for

solving a stationary differential equation of turbulent suspended matter diffusion in the flat problem formulation. Several series of calculations have been performed for various model parameters based on which the obtained solutions have been analyzed, the assessment of the difference between the calculation results under different schemes has been done and the optimum parameters of the calculation grid have been proposed. The research presents some recommendations for numerical modelling of the suspended matter distribution in the water flow including: use of an explicit scheme; the number of jets in the excavated area should not exceed 3; the number of steps to the control opening – not less than 75; when using an implicit or mixed scheme it is necessary to introduce an adjustment in an unstable zone based on the total amount of matter accumulated into the opening until the final result is achieved.

Key words: stationary model; flat formulation; finite-difference scheme; turbulent diffusion; suspended matter.

РЕКОМЕНДАЦІЇ ПО ЧИСЛОВОМУ МОДЕЛЮВАННЮ РОЗПОВСЮДЖЕННЯ ЗАВИСІ ПРИ ВИКОНАННІ ДНОПОГЛИБЛЮВАЛЬНИХ РОБІТ

С. М. Юрасов, А. Д. Комаренко

*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, urasen54@gmail.com*

Проблема оцінки поширення зависі при виконанні днопоглиблювальних робіт є актуальною через великий обсяг щорічного капітального і експлуатаційного днопоглиблення в портах України, яке становить більше ніж 4,5 млн. м³ ґрунту. Виконання днопоглиблювальних робіт пов'язано з надходженням в морське середовище зависі, яка чинить сильний вплив на морські екосистеми. Масштаб шкоди, що завдається, залежить від характеристик зони підвищеної каламутності, достовірна оцінка цих характеристик дозволяє визначити реальний збиток, який за діючим природоохоронним законодавством повинен бути компенсований.

Характеристики зони підвищеної каламутності найпростіше отримати шляхом чисельного моделювання процесу розповсюдження зависі. Можливість отримання рішень на більш загальних підставах у порівнянні з аналітичними методами, набагато менші часові та грошові витрати, ніж при натурних експериментах, і сучасне комп'ютерне забезпечення дозволили широко впровадити в практику наукових досліджень методи цього моделювання.

Стаття присвячена дослідженню числової моделі розповсюдження зависі при виконанні днопоглиблювальних робіт. У ній розглянуті явна, неявна і змішана кінцево-різницева схеми рішення стаціонарного диференціального рівняння турбулентної дифузії зависі в плоскій постановці задачі. Виконано кілька серій розрахунків при різних параметрах моделі, проаналізовані отримані рішення, дано оцінку розбіжності результатів розрахунків за різними схемами і запропоновано оптимальні параметри розрахункової сітки. Наводяться рекомендації по числовому моделюванню розповсюдження зависі у водному потоці. Зокрема рекомендується: використовувати явну схему; кількість струменів в зоні виїмки ґрунту прийняти не більше 3; кількість кроків до контрольного створу – не менш 75; при використанні неявної або змішаної схеми до кінцевого результату в області нестійкості явної схеми необхідно вводити поправку з урахуванням загальної кількості речовини в створі.

Ключові слова: стаціонарна модель; плоска постановка; кінцево-різницева схема; турбулентна дифузія; завись.

*Подання до редакції : 15. 04. 2019
Надходження остаточної версії : 13. 06. 2019
Публікація статті : 28. 11. 2019*

УДК 504.4:54

ІРИГАЦІЙНА ОЦІНКА ЯКОСТІ ВОД САСИКУ

С. М. Юрасов, В. А. Кузьмина

Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, urasen54@gmail.com

Перетворення солоноводного лиману Сасик в прісне водосховище за рахунок його відокремлення від моря дамбою і з'єднання каналом з Дунаєм призвело до виникнення екологічних проблем. Однією з яких було те, що у перші десятиріччя іригаційні кондиції вод не були досягнуті через надходження солей з донних відкладень. Використання вод з високою мінералізацією призвело до засолення ґрунтів. В результаті Сасик перестав розглядатися як об'єкт іригаційного призначення. На теперішній час процес формування якості вод в Сасику стабілізувався, а потреба у зрошенні земель не втратила своєї актуальності.

В роботах, присвячених вирішенню екологічних проблем Сасику, іригаційні властивості вод оцінюються за середніми та максимальними значеннями показників мінералізації. Але протягом року ці властивості вод можуть суттєво змінюватися, у зв'язку з чим води можуть належати до різних іригаційних категорій (класів). Метою роботи є оцінка іригаційних властивостей вод Сасику та їх мінливості на базі даних гідрохімічних спостережень в районі с. Трапівка, ГНС-2 у теплі періоди року за 2007-2017 рр.

У статті надається огляд різних методик іригаційного оцінювання вод, запропоновано детальна типізація іригаційних вод на основі типізації вод Альокіна О. А. Виконано оцінку якості вод Сасику за розглянутими методиками. Отримано, що мінералізація вод Сасику протягом теплого періоду у 90-95% розглянутих випадків знаходиться в діапазоні 1-3 г/дм³, і тільки з ймовірністю 5-10% вона приймає значення менші ніж 1 г/дм³. Співвідношення головних іонів у воді Сасику може бути наступних підтипів: Па (30%), Пб (50%), Пв (10%) і Пг (10%). В основному мінеральний склад представлений токсичними солями *NaCl*, *Na₂SO₄*, *MgSO₄*. Їх вміст у воді не перевищує 2,0 г/дм³. Серед токсичних солей переважає *NaCl*. В звичайних умовах мінералізація вод і вміст іонів натрію та магнію в Сасику сприяють засоленню і осолонцюванню ґрунтів. Для безпечного полива водами Сасику усіх типів ґрунтів необхідна їх хімічна меліорація і розбавлення водою з малою мінералізацією. Іригаційні властивості вод Сасику (мінералізація, склад токсичних солей і їх концентрація) у теперішній час дозволяють використовувати його води для поливу легких, добре проникних та дренажних ґрунтів.

Ключові слова: іригаційна оцінка, якість вод, Сасик, детальна типізація іригаційних вод, засолення, осолонцювання

1. ВСТУП

Для поливу земель Татарбунарського та Саратського районів солоноводний лиман Сасик був перетворений в прісне водосховище: в 1978 році його відділили від моря дамбою і з'єднали каналом з Дунаєм. Водосховище було частиною Дунай-Дністровської зрошувальної системи (ДЗС). У перші десятиріччя існування водосховища Сасик проектні кондиції вод не були досягнуті перш за все тому, що мінералізація дунайської води у водосховищі збільшувалася через надходження солей, що накопичилися в донних відкладеннях солоноводного лиману за час його існування.

Процес формування якості вод в Сасику на

теперішній час (через сорок років його існування як водосховища) стабілізувався. Сьогодні проблема зрошення земель Татарбунарського та Саратського районів залишається актуальною внаслідок дефіциту поливних вод.

Екологічним проблемам Сасику присвячено багато наукових і науково-популярних робіт [1-5]. В цих роботах іригаційні властивості вод оцінюються за середніми та максимальними значеннями показників. Але протягом деяких періодів року властивості вод можуть суттєво відрізнятися одна від одної і не відповідати осередненим характеристикам як в один так і в інший бік. Протягом року води можуть відноситися до різних іригаційних категорій (класів).

Метою роботи є оцінка іригаційних власти-

востей вод Сасику і їх мінливості за даними гідрохімічних спостережень в районі с.Трапівка, ГНС-2 з 2007 по 2017 рр. у теплі періоди року.

Об'єкт дослідження – водосховище Сасик.

Предмет дослідження – оцінка мінливості іригаційних властивостей вод Сасику.

2. ОСНОВНІ ПОЛОЖЕННЯ ІРИГАЦІЙНОЇ ОЦІНКИ ЯКОСТІ ВОД

Оцінку якості іригаційних вод виконують за чотирма критеріями:

- концентрація солей;
- співвідношення іонів (в основному катіонів натрію з магнієм і кальцієм);
- концентрація токсичних елементів, які можуть негативно вплинути на сільськогосподарські рослини і в цілому на навколишнє середовище;
- концентрація біогенів.

Концентрація солей. Основними іонами, що визначають мінералізацію вод, є: катіони – калій (K^+), натрій (Na^+), магній (Mg^{2+}) і кальцій (Ca^{2+}); аніони – хлориди (Cl^-), сульфати (SO_4^{2-}), карбонати (CO_3^{2-}) і гідрокарбонати (HCO_3^-). Часто калій розглядають з натрієм, а карбонати з гідрокарбонатами.

Використання вод з високою мінералізацією може привести до засолення ґрунтів. Засоленням ґрунтів називають надмірне накопичення в кореневмісному шарі електролітних (розчинених або поглинених) солей Na_2CO_3 , $NaHCO_3$, $NaCl$, $CaCl_2$, Na_2SO_4 , $MgCl_2$, $MgSO_4$, які пригнічують або згубно впливають на сільськогосподарські рослини, знижують урожай і його якість. Засолення може бути нейтральним (хлориди і сульфати натрію і магнію) і лужним (карбонати і гідрокарбонати натрію і магнію) [6, с.8].

Небезпека засолення ґрунтів, виходячи із загальної мінералізації зрошувальної води, за Костяковим А.Н. оцінюється в такий спосіб:

- до $1,0 \text{ г/дм}^3$ – придатна для зрошення;
- від $1,0$ до $1,5 \text{ г/дм}^3$ - обережне зрошення;
- від $1,5$ до $3,0 \text{ г/дм}^3$ – необхідний аналіз хімічного складу солей,
- понад 3 г/дм^3 – не придатна для зрошення [7, с.48, 49];
- до $0,4 \text{ г/дм}^3$ – хороша вода, придатна для зрошення;
- від $0,4$ до $1,0 \text{ г/дм}^3$ – обмежене застосування;
- від $1,0$ до $3,0 \text{ г/дм}^3$ – підвищена небезпека для рослин;
- більше 3 г/дм^3 – вторинне засолення [8, с.51].

У США використовується така класифікація

поливних вод за солоністю (M_o , г/дм^3):

- $M_o \leq 0,20$ – вода низької солоності, придатна для зрошення більшості культур на більшості ґрунтів;

- $0,20 < M_o \leq 0,50$ – вода середньої солоності, використовують в умовах помірного вилуговування, культури середньої солестійкості можна вирощувати, не застосовуючи заходів для боротьби з засоленням;

- $0,50 < M_o \leq 1,00$ – вода високої солоності, навіть при гарному дренажі можуть знадобитися заходи щодо боротьби з засоленням, слід вибрати культури, що мають високу солестійкість;

- $1,00 < M_o \leq 3,00$ – вода дуже високої солоності, непридатна для зрошення в звичайних умовах, полив можливий при наступних умовах: висока проникність ґрунтів, дренаж, солестійкість культур.

Ступінь засолення ґрунтів характеризується також показником токсичності. Порогом токсичності є граничне значення вмісту солей, за якого спостерігається пригнічення росту і розвитку сільськогосподарських культур.

У таблиці 1 представлена токсичність основних солей, що зустрічаються у ґрунті і воді.

Таблиця 1 – Токсичність основних солей [6, с.9; 9, с.84; 10, с.386]

$NaCl$	Na_2SO_4	Na_2CO_3	$NaHCO_3$
$MgCl_2$	$MgSO_4$	$MgCO_3$	$Mg(HCO_3)_2$
$CaCl_2$	$CaSO_4$	$CaCO_3$	$Ca(HCO_3)_2$

Солі, які розташовані вище ризику (табл. 1) є шкідливими для рослин. Найбільш токсичні з них сода (Na_2CO_3 , $NaHCO_3$), хлористий ($NaCl$) і сірчаноокислий (Na_2SO_4) натрій, хлористий кальцій ($CaCl_2$). Меншу токсичність мають сульфат і хлорид магнію ($MgSO_4$, $MgCl_2$). Суміші солей завжди менш токсичні, ніж їх більш чисті скупчення.

Ковда В. А. [10, с.386] токсичність солей розташовує у такій послідовності: $Na_2CO_3 > NaHCO_3 > NaCl > CaCl_2 > Na_2SO_4 > MgCl_2 > MgSO_4$.

Розчинені у воді солі зазвичай присутні у вигляді іонів. Однак, іноді придатність води для зрошення встановлюють за співвідношенням вмісту в ній окремих видів розчинних солей [7, с.49].

Головні іони можуть бути токсичними і нетоксичними. До токсичних відносять іони, здатні утворювати токсичні солі. Іони Cl^- і Na^+ токсичні, інші головні іони можуть бути як токсичними, так і нетоксичними в залежності від їх взаємного урівноваження: Mg^{2+} і Ca^{2+} з Cl^- дають

токсичні солі, а з CO_3^{2-} і HCO_3^- – нетоксичні; CO_3^{2-} і HCO_3^- з Na^+ дають найтоксичніші для рослин солі [11, с.24]. Виділення токсичних іонів зручно виконувати, якщо представити мінералізацію води у вигляді суми гіпотетичних солей.

Подання мінерального складу вод у вигляді набору гіпотетичних солей не використовується на практиці, оскільки іони у воді знаходяться в незв'язному стані, і при хімічному аналізі визначають вміст іонів, але, в літературі досить часто згадується про ці солі [7, с.48, 49; 9, с.84; 12, с.201; 13, с.67; 14, с.389, 390].

Наприклад, на необхідність аналізу хімічного складу солей для вод з мінералізацією 1,5-3,0 мг/дм³ вказує засновник меліорації радянського періоду Костяков А. Н. [7, с.48, 49]. На думку Альокіна О. А. можна отримати наближене уявлення про характер солей, які будуть надходити в ґрунт з даної води, якщо умовно допустити, що при випаровуванні води будуть випадати солі при комбінації іонів в наступній послідовності: катіони – Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ ; аніони – HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- [9, с.389, 390].

У Довідковому керівництві гідрогеолога [13, с.67] послідовність комбінування іонів зворотна: аніони – Cl^- ; SO_4^{2-} ; ($CO_3^{2-}+HCO_3^-$); катіони – (K^++Na^+); Mg^{2+} ; Ca^{2+} . Однак, результат аналізу солей за прямою послідовністю або по зворотною буде однаковим.

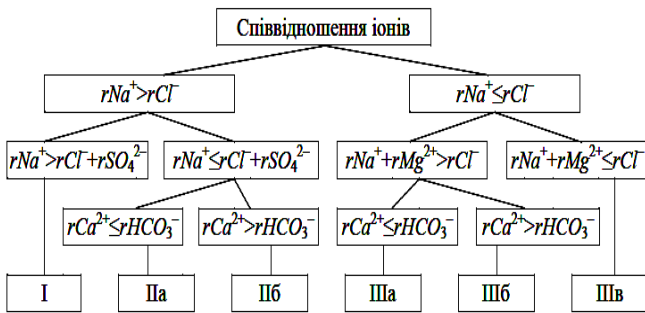


Рис. 1 - Схема детальної типізації іригаційних вод

Для потреб іригації типізацію природних вод за Альокіним О.А. [14, с.120] можна уявити більш детально, розділивши типи вод на підтипи, що відрізняються набором гіпотетичних солей, в такому порядку (рис. 1): I, IIa, IIb, IIIa, IIIb, IIIv.

Тип IV не розглядається (хоча за співвідношенням іонів він теж може бути розбитий на три підтипи) оскільки до нього належать кислі болотні, шахтні і вулканічні води, а також води, сильно забруднені промисловими стоками [14, с.121], які не придатні для зрошення.

Для вод I та II типів характерним є співвід-

ношення іонів $rNa^+ > rCl^-$, для III – $rNa^+ \leq rCl^-$, далі:

I – $rNa^+ > rCl^- + rSO_4^{2-}$;

IIa – $rNa^+ > rCl^-$ і $rNa^+ \leq rCl^- + rSO_4^{2-}$ і $rCa^{2+} \leq rHCO_3^-$;

IIб – $rNa^+ > rCl^-$ і $rNa^+ \leq rCl^- + rSO_4^{2-}$ і $rCa^{2+} > rHCO_3^-$;

IIIa – $rNa^+ \leq rCl^-$ і $rNa^+ + rMg^{2+} > rCl^-$ і $rCa^{2+} \leq rHCO_3^-$;

IIIб – $rNa^+ \leq rCl^-$ і $rNa^+ + rMg^{2+} > rCl^-$ і $rCa^{2+} > rHCO_3^-$;

IIIв – $rNa^+ + rMg^{2+} \leq rCl^-$.

За взаємним врівноваженням головних іонів у послідовності, викладеній вище, для підтипів вод можна скласти набори гіпотетичних солей (тобто оцінити токсичні іони у воді):

I – $NaCl, Na_2SO_4, NaHCO_3, Mg(HCO_3)_2, Ca(HCO_3)_2$;

IIa – $NaCl, Na_2SO_4, MgSO_4, Mg(HCO_3)_2, Ca(HCO_3)_2$;

IIб – $NaCl, Na_2SO_4, MgSO_4, CaSO_4, Ca(HCO_3)_2$;

IIIa – $NaCl, MgCl_2, MgSO_4, Mg(HCO_3)_2, Ca(HCO_3)_2$;

IIIб – $NaCl, MgCl_2, MgSO_4, CaSO_4, Ca(HCO_3)_2$;

IIIв – $NaCl, MgCl_2, CaCl_2, CaSO_4, Ca(HCO_3)_2$.

Для всіх розглянутих підтипів вод можливість утворення в ґрунті хлориду натрію ($NaCl$) і гідрокарбонату кальцію ($Ca(HCO_3)_2$) є спільною, тому при аналізі зупинимося тільки на характерних відмінностях.

За набором токсичних солей води I-го типу можуть бути самими несприятливими для іригаційних цілей, оскільки крім сульфату натрію (Na_2SO_4) вони сприяють утворенню в ґрунті питної соди ($NaHCO_3$), а за наявності карбонат-іонів (CO_3^{2-}) – звичайної соди (Na_2CO_3), з усіх солей, утворених головними іонами, самої токсичної для рослин. Ці солі викликають лужну реакцію ґрунту і його осолонцювання.

Води II-го типу відрізняються від вод I-го типу тим, що замість карбонату і гідрокарбонату натрію (Na_2CO_3 і $NaHCO_3$) в ґрунт може надійти сульфат магнію ($MgSO_4$), який в ряду токсичності солей (за Ковдою В. А.) стоїть на останньому місці.

Відмінність підтипів IIa і IIб полягає в наступному:

- з вод підтипу IIa в ґрунт крім $MgSO_4$ може надійти ще гідрокарбонат магнію ($Mg(HCO_3)_2$) – нетоксична для рослин сіль, але здатна викликати лужну реакцію ґрунтів;

- води підтипу IIб замість гідрокарбонату магнію сприяють утворенню в ґрунті іншої неток-

сичної солі – гіпсу ($CaSO_4 \times 2H_2O$), який є меліорантом солонцюватих ґрунтів.

Підтип вод IIIа в порівнянні з IIа більш сприятливий для зрошення, тому що при випаровуванні вод цього підтипу замість сульфату натрію (Na_2SO_4) в ґрунт може надійти менш токсичний хлорид магнію ($MgCl_2$). Але, у водах цього підтипу присутня велика кількість іонів магнію, надмірний вміст якого у воді сприяє осолонцюванню ґрунту.

Підтипи вод IIIа і IIIб відрізняються один від одного так само, як і підтипи вод IIа і IIб: IIIа – сприяє утворенню в ґрунті гідрокарбонату магнію ($Mg(HCO_3)_2$), а IIIб – сульфату кальцію ($CaSO_4$).

У водах підтипу IIIв на відміну від IIIб замість сульфату магнію ($MgSO_4$) з'являється більш токсична для рослин сіль – хлорид кальцію ($CaCl_2$). За ступенем несприятливості для поливу якісний склад токсичних солей вод цього підтипу можна розташувати на другому місці після вод I-го типу.

Концентрація токсичних іонів (мг-екв/дм³) в різних підтипах вод така:

- тип I – rCl^- ; rNa^+ ; rSO_4^{2-} і частина гідрокарбонат-іонів, яка врівноважена частиною іонів натрію ($r(HCO_3^-)_{Na} = (rHCO_3^- - rCa^{2+} - rMg^{2+})$);

- підтип IIа – rCl^- ; rNa^+ ; rSO_4^{2-} і частина іонів магнію, яка врівноважена частиною сульфат-іонів ($r(Mg^{2+})_S = (rCl^- + rSO_4^{2-} - rNa^+)$);

- підтип IIб – rCl^- ; rNa^+ ; rMg^{2+} і частина сульфат-іонів, що врівноважена частиною іонів натрію та іонами магнію ($(rSO_4^{2-})_{Na, Mg} = (rNa^+ - rCl^- + rMg^{2+})$);

- підтип IIIа – rCl^- ; rNa^+ ; rSO_4^{2-} і частина іонів магнію, що врівноважена частиною хлорид-іонів і сульфат-іонами ($(rMg^{2+})_{Cl, S} = (rCl^- - rNa^+ + rSO_4^{2-})$);

- підтип IIIб – rCl^- ; rNa^+ ; rMg^{2+} і частина сульфат-іонів, що врівноважена частиною іонів магнію ($(rSO_4^{2-})_{Mg} = (rNa^+ + rMg^{2+} - rCl^-)$);

- підтип IIIв – rCl^- ; rNa^+ ; rMg^{2+} і частина іонів кальцію, яка врівноважена частиною хлорид-іонів ($(rCa^{2+})_{Cl} = (rCl^- - rNa^+ - rMg^{2+}) = (rCa^{2+} - rHCO_3^- - rSO_4^{2-})$).

Для перерахунку концентрації іона з еквівалентної форми (мг-екв/дм³) в вагову (мг/дм³) необхідно: значення еквівалентної концентрації іона помножити на його іонну вагу та розділити на валентність цього іона.

Слід зазначити, що до підтипів IIIа і IIIб можуть відноситися природі води від прісних до морських, до підтипу IIIв – сильно мінералізовані води.

Посохов О. В., розглядаючи типізацію природних вод Альокіна О. А., запропонував розді-

лити води типу III на два підтипи: IIIа ($rNa^+ + rMg^{2+} > rCl^-$) і IIIб ($rNa^+ + rMg^{2+} < rCl^-$) [14, с.121]. Альокін О.А. зазначає, що підтип IIIб характерний для сильно мінералізованих вод лагунного походження.

Підтип IIIб по Посохову О.В. відповідає підтипу IIIв в запропонованій детальної типізації. Природні води цього підтипу можна виключити зі списку придатних для іригації вод.

Таким чином, для потреб іригації можна розглядати п'ять підтипів вод: I; IIа; IIб; IIIа; IIIб.

Співвідношення іонів. Найбільш поширеною є оцінка якості іригаційних вод за співвідношенням іонів.

В класифікації Бездніної С.Я. [15] поряд з мінералізацією вод враховується відсоткове співвідношення іонів натрію і суми катіонів (рис. 2).

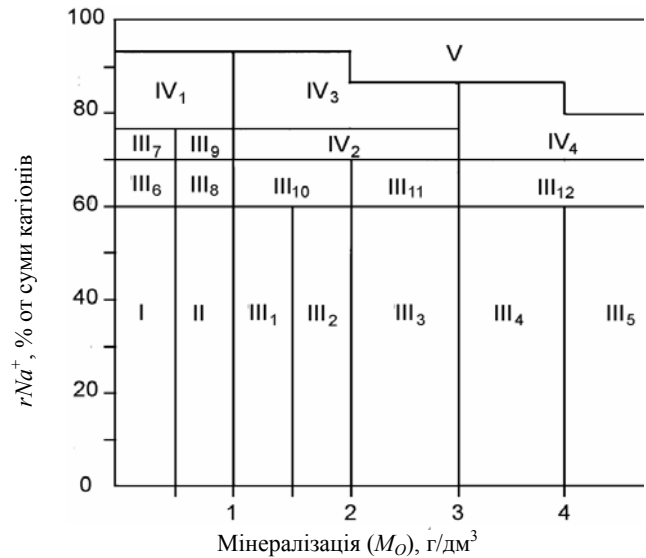


Рис. 2 – Класифікація мінералізованих вод за ступенем їх придатності для зрошення (Бездніна С.Я.)

Класи в рамках цієї класифікації мають такі характеристики придатності води для використання у зрошенні:

I – води цілком придатні для зрошення всіх типів ґрунтів;

II – води придатні для зрошення більшості типів ґрунтів;

III – води обмежено придатні (III₁₋₅ – потребують покращання розводженням, III₆₋₇ – потребують хімічної меліорації, III₈₋₁₂ – потребують розбавлення та хімічної меліорації);

IV – води умовно придатні (IV₁ – потребують хімічної меліорації, IV₂₋₄ – потребують розбавлення та хімічної меліорації);

V – води не придатні для зрошення.

Іригаційний (лужний) коефіцієнт Стеблера, чисельно дорівнює товщині шару води у дюй-

мах. При випаровуванні цього шару води в ґрунті утворюється шкідлива для більшості рослин кількість солей, розраховується за наступними формулами в залежності від типу вод [6, с.10]:

при $rCl^- > rNa^+$ (III)

$$K_a = 288 / (5rCl^-), \quad (1)$$

при $rCl^- + rSO_4^{2-} > rNa^+ > rCl^-$ (II)

$$K_a = 288 / (rNa^+ + 4rCl^-), \quad (2)$$

при $rNa^+ > rCl^- + rSO_4^{2-}$ (I)

$$K_a = 288 / (10rNa^+ - 5rCl^- - 9rSO_4^{2-}). \quad (3)$$

Придатність води для зрошення у цьому випадку оцінюється таким чином:

- $K_a \geq 18$ – «добра», необмежено придатна для зрошення всіх культур;

- $18 > K_a \geq 6$ – «задовільна», придатна для зрошення більшості культур у залежності від ґрунтово-кліматичних умов;

- $6 > K_a \geq 1,2$ – «незадовільна», обмежено придатна для зрошення солестійких культур за умови доброго штучного дренажу, проведення промивних поливів і меліоративних заходів (наприклад, внесення емульсії гіпсу у воду);

- $K_a < 1,2$ – «погана», непридатна для зрошення.

Оцінку зрошувальних вод за небезпекою осолонцювання І. М. Антипов-Каратаєв і Г. М. Кадер [6, с.16; 8, с.50; 9, с.85; 11, с.16] запропонували виконувати за таким співвідношенням

$$K = (Ca^{2+} + Mg^{2+}) / Na^+ \geq 0,23M_o, \quad (4)$$

де: M_o – загальна концентрація розчинних солей у воді, г/дм³;

Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ – концентрація катіонів в ммоль/дм³.

І. М. Антипов-Каратаєв і Г. М. Кадер вважають, що критичне співвідношення катіонів $[(Ca^{2+} + Mg^{2+}) / Na^+]_{10}$, при якому кількість поглиненого натрію досягає 10% від ємності катіонного обміну (CKO) ґрунту, дорівнює $0,23M_o$. Тому, при $K < 0,23M_o$ вода непридатна для зрошення.

М. Ф. Буданов зазначив, що води з мінералізацією ≤ 1 г/дм³ можуть застосовуватися для зрошення при співвідношенні натрію до кальцію (K_1) не більше 1, а натрію до суми кальцію і магнію (K_2) – не більше 0,7. Для вод з мінералізацією 1-3 г/дм³ при збереженні вище зазначених умов, вводиться додатково: сума ($r\Sigma\hat{e}$) головних іонів, поділена на суму кальцію і магнію, (K_3) не повинна перевищувати: 4 – для середньо- і важ-

косуглинистих ґрунтів; 5 – для легкосуглинистих ґрунтів; 6 – для супіщаних і піщаних ґрунтів:

$$K_1 = rNa^+ / rCa^{2+} \leq 1,0;$$

$$K_2 = rNa^+ / (rCa^{2+} + rMg^{2+}) \leq 0,70;$$

$$K_3 = r\Sigma\hat{e} / (rCa^{2+} + rMg^{2+}) \leq B.$$

Можейко А. М. і Воротник Т. К. приймають, що води придатні для поливу за умови

$$K = (Na^+ + K^+) / (Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+ + K^+) \leq 0,65,$$

де Na^+ , K^+ , Ca^{2+} і Mg^{2+} – концентрація катіонів в ммоль/дм³.

При $K \leq 0,65$ вода сприятлива для поливу, $0,65 < K \leq 0,75$ – несприятлива, $K > 0,75$ – дуже несприятлива, оскільки викликає осолонцювання ґрунту.

Саболч І. та Дораб К. показали, що кількість rMg^{2+} у поливній воді не впливає шкідливо на ґрунт, якщо [9, с.85; 11, с.16; 16, с.18]

$$rMg^{2+} / (rCa^{2+} + rMg^{2+}) \leq 0,50.$$

Показник адсорбційного співвідношення (SAR), розраховується за формулою Гапона (використовується для оцінки вод в США) [6, с. 16]

$$SAR = rNa^+ / [(rCa^{2+} + rMg^{2+}) / 2]^{0,5}, \quad (5)$$

де rNa^+ , rCa^{2+} , rMg^{2+} – концентрація катіонів солей, мг-екв/дм³.

За значенням SAR дається оцінка небезпеки осолонцювання ґрунтів: $SAR \leq 10$ – мала; $10 < SAR \leq 18$ – середня; $18 < SAR \leq 26$ – висока; $SAR > 26$ – дуже висока.

Ричардс Л.А. дає небезпеку осолонцювання в залежності від загальної мінералізації та значення SAR (табл.2).

Таблиця 2 – Небезпека осолонцювання за Ричардсом Л. А. [9, с. 87]

M_o , г/дм ³	Небезпека засолення ґрунту	Небезпека осолонцювання за значенням SAR			
		мала	середня	висока	дуже висока
$M_o \leq 1$	Низька	$SAR \leq 10$	$10 < SAR \leq 18$	$18 < SAR \leq 26$	$SAR > 26$
$1 < M_o \leq 2$	Середня	$SAR \leq 8$	$8 < SAR \leq 15$	$15 < SAR \leq 22$	$SAR > 22$
$2 < M_o \leq 3$	Висока	$SAR \leq 6$	$6 < SAR \leq 12$	$12 < SAR \leq 18$	$SAR > 18$
$M_o > 3$	Дуже висока	$SAR \leq 4$	$4 < SAR \leq 9$	$9 < SAR \leq 14$	$SAR > 14$

Концентрація токсичних іонів. Для кожного виду рослин токсичними можуть бути різні речовини, крім того свою токсичність речовини можуть по різному проявляти в залежності від способу поливу.

У таблиці 3 наводиться характеристика якості поливних вод при різних способах поливу в залежності від концентрації іонів Na^+ , Cl^- , HCO_3^- , B_3^+ і NO_3^- .

Таблиця 3 – Токсичність іонів для сільськогосподарських культур при поверхневих поливах та дощуванні

Іон	Спосіб поливу	Якість вод		
		Добрі	Середні	Погані
Na^+ , моль/дм ³	Поверхневий	≤3	>3 ÷ ≤9	>9
	Дощування	≤3		>3
Cl^- , моль/дм ³	Поверхневий	≤4	>4 ÷ ≤10	>10
	Дощування	≤3		>3
HCO_3^- , моль/дм ³	Дощування	≤1,5	>1,5 ÷ ≤8,5	>8,5
B_3^+ , мг/дм ³	Будь-який	≤0,7	>0,7 ÷ ≤2,9	>2,9
NO_3^- , мг/дм ³	Будь-який	≤5	>5 ÷ ≤30	>30

Підвищений вміст у поливних водах токсичних іонів може привести до їх накопичення у листі, викликати опік рослин (це може проявитися при дощуванні в денний час). У таблиці 3 наводиться характеристика якості поливних вод при різних способах поливу в залежності від концентрації іонів Na^+ , Cl^- , HCO_3^- , B_3^+ і NO_3^- .

Загалом при оцінці токсичності окремих іонів враховують вміст у водах бору (B_3^+), натрію (Na^+), хлоридів (Cl^-), важких металів (As^{3+} , Co^{2+} , Cu^{2+} , Pb^{2+} , Ni^{2+} , Zn^{2+}), нітратів (NO_3^-), загальну лужність (HCO_3^-) і рН.

При екологічній оцінці якості поливних вод [17] враховують вміст BCK_5 , фенолів, ціанідів, нафти і детергентів (табл. 4).

Таблиця 4 – Гранично допустимі концентрації BCK_5 , фенолів, ціанідів, нафти, нафтопродуктів та детергентів у зрошувальній воді

Найменування речовини	ГДК у зрошувальній воді, мг/дм ³
BCK_5	10,0
Феноли	0,005
Ціаніди	0,05
Нафта багатосірчана	0,2
Нафта інша та НП	0,3
Детергенти	0,1

3. ТРИГАЦІЙНА ОЦІНКА ЯКОСТІ ВОД ВОДОСХОВИЩА САСИК І АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ

Для оцінки якості вод водосховища Сасик використані результати статистичної обробки вихідних даних в створі с. Трапівка, ГНС-2 за період 2007-2017 рр.

Мінералізація вод Сасику в теплий період (ТП) в середньому складає 1,65 г/дм³ при діапазоні коливань від 0,94 до 2,26 г/дм³. Її статисти-

чний розподіл показаний на рис. 3, з якого видно, що тільки у 5-10% від усіх розглянутих випадків вода може бути з мінералізацією ≤ 1 г/дм³ (2 категорія за Костяковим А. М.).

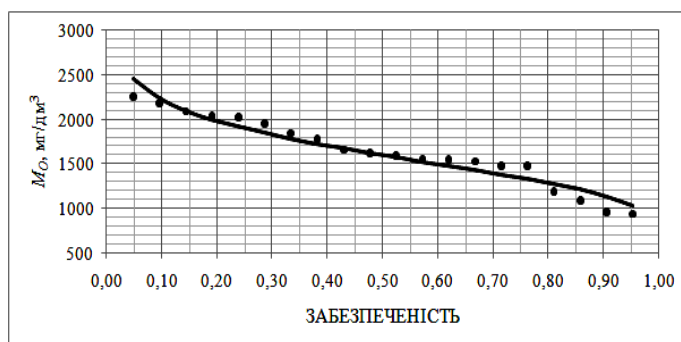


Рис. 3 – Статистичний розподіл мінералізації вод Сасику: маркер коло – емпіричний розподіл; суцільна лінія - логнормальний закон розподілу з параметрами $\bar{C} = 7,376$ і $\bar{G} = 0,2573$, де \bar{C} і \bar{G} – середнє і середньоквадратичне відхилення логарифмованого ряду спостережень

У 90-95% результатів спостережень вміст солей знаходиться в діапазоні $1 < M_0 < 3$ г/дм³. За класифікацією Костякова А.М. води цього діапазону відносяться до вод з «підвищеною небезпечністю» (категорія 3), за класифікацією США – з «дуже високою» солоністю.

При використанні вод Сасику для поливу є ризик засолення ґрунту. В звичайних умовах такі води непридатні для зрошення, однак полив можливий за таких умов: доброї проникності ґрунтів; наявності дренажу; солестійкості культур.

Для вод позначеної мінералізації ($1 < M_0 < 3$ г/дм³) за рекомендацією Костякова А.М. [7, с.48, 49] необхідний аналіз сольового складу.

За класифікацією Альокіна О.А. [14, с.120] води Сасику протягом ТП належать до хлоридного класу, групи натрію з ймовірністю 85-90%.

У відповідності із запропонованою детальною типізацією води Сасику в середньому відносяться до підтипу Пб, але умови формування їх якості такі, що протягом ТП вони можуть бути наступних підтипів: Па (30%), Пб (50%), ПШб (10%) і ПШв (10%). Якщо включити в розгляд ще й холодний період, то розподіл підтипів вод у Сасику буде дещо іншим: Па (29%), Пб (42%), ПШа (5%), ПШб (19%) і ПШв (5%). Тобто зустрічаються усі підтипи вод крім І. Така різноманітність співвідношення головних іонів свідчить про те, що на формування якості вод Сасику впливає велика кількість факторів, серед яких протягом року то одні, то інші стають переважними.

Підтип Пб, до якого відносяться води Сасику з емпіричною ймовірністю появи протягом ТП 50%, сприяє утворенню в ґрунті токсичних солей $NaCl$, Na_2SO_4 і $MgSO_4$, а також нетоксичного гіпсу $CaSO_4 \times 2H_2O$, який є меліорантом солонцюватих ґрунтів.

Підтип Пб з ймовірністю появи 10%, сприяє утворенню $NaCl$, $MgCl_2$, $MgSO_4$ і теж $CaSO_4 \times 2H_2O$. За Ковдою В.А. сіль $MgCl_2$ менш токсична ніж Na_2SO_4 .

Підтип Па має ймовірність появи 30%. Токсичні солі утворюються так само, як і при Пб, але замість гіпсу тут з'являється нетоксична сіль $Mg(HCO_3)_2$, яка здатна викликати лужну реакцію ґрунту.

Мінералізація вод Сасику підтипу Пв (з ймовірністю 10%) є найменшою з усього ряду спостережень і складає 0,94-0,96 г/дм³, що не є характерним для вод цього підтипу (див. вище Посохов О. В.). Результати цих спостережень не можна вважати помилковими – вони не вийшли за межі інтервалу $\pm 3\sigma$ при аналізі ряду на однорідність.

У підтипі Пв на відміну від Пб замість $MgSO_4$ з'являється більш токсична сіль $CaCl_2$, яка за Ковдою В. М. стоїть одразу після $NaCl$, але за класифікацією Костякова А.М. води з такою мінералізацією мають характеристику «обережне застосування» (категорія 2).

Води підтипу Пв також як і Пб містять гіпс.

Таким чином, протягом ТП з ймовірністю 70% води Сасику сприяють утворенню в ґрунті гіпсу, який перешкоджає утворенню соди. Кількість взаємно врівноважених іонів Ca^{2+} і SO_4^{2-} складає в середньому 0,10 г/дм³ (при максимумі 0,43 г/дм³).

Загальна концентрація токсичних солей (іонів) в водах Сасику дорівнює 1,31 г/дм³ (при діапазоні – 0,55÷1,98 г/дм³). Тобто, мінеральний склад вод Сасику представлений в основному токсичними іонами (солями).

Серед гіпотетичних солей переважає $NaCl$ з середньою концентрацією 0,84 г/дм³ (до 1,34 г/дм³). Ця сіль за ступенем токсичності відповідає питній соді $NaHCO_3$. Крім того протягом 80 і 90% ТП (відповідно) присутні менш токсичні солі: Na_2SO_4 у середньої кількості 0,14 г/дм³ (до 0,41 г/дм³) і $MgSO_4$ – 0,38 г/дм³ (до 0,54 г/дм³).

Якщо у воді з мінералізацією 1,5-3,0 г/дм³ переважає $NaCl$ або Na_2SO_4 , то її можна використовувати для поливу тільки на легких або дренажних ґрунтах [7, с.49]. У цьому ж джерелі відзначається, що для добре проникних ґрунтів допустима концентрація токсичних солей повинна

бути: $NaCl < 2,0$ г/дм³; $Na_2SO_4 < 5,0$ г/дм³. При одночасній присутності цих солей межі зменшуються.

Води Сасику відповідають таким умовам: протягом ТП переважає $NaCl$, а концентрація суміші токсичних солей не перевищує 2,0 г/дм³.

При випаровуванні шару води 10 мм на зрошуваній площі 1 га може утворитися в середньому 131 кг/га (до 198 кг/га) токсичних солей, з яких: 84 кг/га (до 134 кг/га) буде $NaCl$; 14 кг/га (до 41 кг/га) – Na_2SO_4 ; 38 кг/га (до 54 кг/га) – $MgSO_4$.

Загальна мінералізація і вміст токсичних солей у водах Сасику дозволяють використовувати їх для поливу добре проникних, дренажних ґрунтів.

За класифікацією Бездніної С. Я. води Сасику відносяться до категорії III. Води цієї категорії можуть використовуватися для поливу після хімічної меліорації і розбавлення водою з малою мінералізацією.

У 90% випадків протягом ТП за класифікацією Стеблера Х. води незадовільні, обмежено придатні для зрошення солестійких культур. Небезпека осолонцювання за Антиповим-Каратаєвим І.Н. і Кадером Г.М. – води «не придатні» - установлена у 70% випадків, за Будановим А.М. – води «не придатні» у 90%, за Можейко А.М. і Воротником Т.К. – води «дуже несприятливі» - у 65% і «несприятливі» у 22%. За показником SAR департаменту сільського господарства США – небезпека осолонцювання «низька» (96% випадків), що не співпадає з оцінкою за іншими методиками.

Протягом ТП кількість магнію у воді Сасику за Собољчем Г. і Дарабом К. шкідливо впливає на ґрунти (небезпека магнієвого осолонцювання) з ймовірністю 75%. За Келлі і Лібіхом використання вод Сасику для поливу не можливе за вмістом натрію і магнію у 95%.

4. ВИСНОВКИ

1. Мінералізація вод Сасику в середньому складає 1,65 г/дм³, досягаючи максимуму 2,26 г/дм³. Протягом ТП з ймовірністю 90-95% мінералізація вод знаходиться в діапазоні 1-3 г/дм³, і тільки з ймовірністю 5-10% вона менше 1 г/дм³. В основному мінеральний склад представлений токсичними солями (іонами). Їх вміст у воді дорівнює в середньому 1,31 г/дм³ з максимумом 1,98 г/дм³.

2. Набір гіпотетичних токсичних солей представлений: $NaCl$ (в водах присутня протягом усього ТП), Na_2SO_4 (80%), $MgSO_4$ (90%), $MgCl_2$

(20%) і CaCl_2 (10%). Серед токсичних солей переважає NaCl : середня концентрація складає $0,84 \text{ г/дм}^3$ (з максимумом $1,34 \text{ г/дм}^3$). За нею йде MgSO_4 – $0,38 \text{ г/дм}^3$ ($0,54 \text{ г/дм}^3$) і Na_2SO_4 – $0,14 \text{ г/дм}^3$ ($0,41 \text{ г/дм}^3$).

3. Протягом ТП з ймовірністю 70% води Сасику відносяться до підтипів Пб, Шб і Шв. Спільним для вод цих підтипів є те, що вони містять гіпс, який є меліорантом солонцюватих ґрунтів. Середня концентрація гіпсу складає $0,10 \text{ г/дм}^3$ (до $0,43 \text{ г/дм}^3$).

4. Протягом року в Сасику можуть утворюватися води п'яти підтипів (Па-Шв), що свідчить про різноманітність переважаючих факторів формування якості вод в різні сезони.

5. У звичайних умовах води Сасику непридатні для зрошення: за мінералізацією – з ймовірністю 90-95% вони відносяться до категорії 3 з характеристикою «підвищено небезпечно». При їх використанні є небезпека засолення ґрунту. З ймовірністю 5-10% води відносяться до категорії 2 з характеристикою «обмежене застосування». Вміст натрію і магнію створює небезпеку осолонцювання ґрунту.

6. За мінералізацією і концентрацією токсичних солей (іонів) води Сасику можна використовувати тільки для поливу легких, добре проникних та дренажних ґрунтів.

7. Для безпечного використання вод Сасику для поливу у звичайних умовах необхідна їх хімічна меліорація і розбавлення водою з малою мінералізацією.

8. Подальші дослідження будуть спрямовані на аналіз іригаційних властивостей інших водних об'єктів Одеської області.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Лазовіцький П. С. Гідрологічний режим та оцінювання якості вод озера-водосховища Сасик у часі. *Часопис картографії: Збірник наукових праць* / Інститут водних проблем і меліорації. Київ : КНУ ім. Тараса Шевченка, 2013. С. 146-169.
- Кулибабин А. Г., Незвинский А. Ф., Кичук И. Д. Эколого-экономические аспекты орошения и рационального природопользования в зоне Дунай-Днестровской оросительной системы Одесской области / УЭАН Украины, Черноморское отделение. Одесса, 1997. 85 с.
- Розробка соціально-економічного та екологічного обґрунтування відновлення гідрологічного режиму озера Сасик. Звіт про НДР (заключний). ДР 11/1180/19/2 / наук. керів. О. Г. Васенко; Український науково-дослідний інститут екологічних проблем (УкрНДІЕП). Харків, 2004. 114 с.
- Тимченко В. М., Іванова Н. О. Еколого-гідрологічний погляд на проблеми лиману Сасик. *Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідроекологічні проблеми та шляхи їх вирішення*: матеріали Всеукр. наук.-практ. конф., 12-14 вересня 2012 р. Одеса. 2012. С. 147-150.
- Іванова Н. О. Цвітіння води в Сасикському водосховищі. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2010. Т. 2(19). С. 185-191.
- Слюсарев В. Н., Терпелец В. И., Швец Т. В. Методические указания по проведению практических занятий по дисциплине «Мелиоративное почвоведение». Краснодар : КубГАУ, 2014. 26 с.
- Костяков А. Н. Основы мелиораций. Москва : Государственное из-во сельскохозяйственной литературы, 1960. 189 с.
- Заносова В. И., Молчанова Т. Я. Оценка качества подземных вод и степени их пригодности для орошения. *Вестник Алтайского государственного аграрного университета*. 2017. № 6 (152). С. 49-53.
- Зайдельман Ф. Р. Мелиорация почв: учебник – 3-е изд. испр. и доп. Москва : Изд-во МГУ им. М. В. Ломоносова, 2003. 448 с.
- Аринушкина Е. В. Руководство по химическому анализу почв. Издание 2-е, переработанное и дополненное. Москва : Изд-во МГУ, 1970. 487 с.
- Практикум по курсу «Мелиорация почв» / Зайдельман Ф. Р., Смирнова Л. Ф., Шваров А. П., Никифорова А. С. Москва : изд-во МГУ им. М. В. Ломоносова, 2007. 66 с.
- Астапов С. В. Мелиоративное почвоведение (практикум). Издание второе, переработанное и дополненное. Москва : Гос. издат. сельхоз. лит., 1958. 368 с.
- Справочное руководство гидрогеолога. 3-е изд. перераб. и доп. Том.1 / под ред. проф. В. М. Максимова. Ленинград : Недра, 1979. 512 с.
- Алехин О. А. Основы гидрохимии. Ленинград : Гидрометеиздат, 1970. 446 с.
- Безднина С. Я. Научные основы оценки качества воды для орошения. Рязань: Изд. РГТУ, 2013. 171 с.
- Атдаев С., Акмамедов Б. Качество воды главного коллектора туркменского озера «Алтын Асыр». *Международный научно-практический журнал*. 2012. № 3-4. С. 18-19.
- ВНД 33-5.5-02-97. Якість води для зрошення: Екологічні критерії. Харків: Державний комітет України по водному господарству. 1998. 14 с.

REFERENCES

- Lazovitskii, P.S. (2013). Hidrolohichniy rezhym ta otsiniuvannya yakosti vod ozera-vodoskховyshcha Sasyk u chasi [Hydrological regime and water quality assessment of Lake Sasyk reservoir in time]. *Chasopys kartohrafiyi: Zbirnyk naukovykh prats* [Cartography magazine: Collection of scientific works]. Institute of water problems and land reclamation. Kyiv: Taras Shevchenko National University of Kyiv, pp. 146-169 (in Ukr.)
- Kulibabin, A.G., Nezvinskii, A.F. & Kichuk, I.D. (1997). *Ekologo-ekonomicheskiye aspekty orosheniya i ratsional'nogo prirodopol'zovaniya v zone Dunay-Dnestrovskoy orositel'noy sistemy Odesskoy oblasti* [Ecological and economic aspects of irrigation and environmental management in the area of the Danube-Dniester irrigation system of the Odessa Region]. Black Sea branch of Ukrainian Environmental Academy of Sciences. Odessa. (in Russ.)
- Vasenko, O.H. (Scient. chief). (2004). Rozrobka sotsialno-ekonomichnoho ta ekolohichnoho obgruntuвання vidnovlennia hidrolohichnoho rezhymu ozera Sasyk. *Zvit*

- pro NDR (zakliuchnyi). DR 11/1180/19/2/ [Development of socio-economic and environmental justification for the restoration of the hydrologic regime of Lake Sasyk. Research report (final). SR 11/1180/19/2/]. Ukrainian Scientific Research Institute of Ecological Problems (USRIEP). Kharkiv. (in Ukr.)
4. Tymchenko, V.M. & Ivanova, N.O. (2012). Ekolohohidrolohichni pohliad na problemy lymanu Sasyk. [Ecological-hydrological view on the problems of the estuary Sasyk]. *Materialy Vseukrainskoi naukovo-praktaktychnoi konferentsii "Lymany pivnichno-zakhidnoho Prychornomorja: aktualni hidroekolohichni problemy ta shliakhy yikh vyrishennia"* [Proceedings of the All-Ukrainian Scientific and Practical Conference "Estuaries of the north-western Black Sea: actual hydroecological problems and ways of their solution"], September 12-14, 2012. Odesa, pp. 147-150. (in Ukr.)
 5. Ivanova, N.O. (2010). Tsvitinnia vody v Sasykskomu vodokhovyshchi [Flowering water in the Sasykian reservoir]. *Hidrolohii, hidrokimiia i hidroekolohii* [Hydrology, hydrochemistry and hydroecology], 2(19), pp. 185-191. (in Ukr.)
 6. Slyusarev, V.N., Terpelets, V.I. & Shvets, T.V. (2014). *Metodicheskiye ukazaniya po provedeniyu prakticheskikh zanyatiy po distsipline «Meliorativnoye pochvovedeniye»* [Guidelines for conducting practical classes on the subject "Land-reclamation soil science"]. Krasnodar: KubSAU. (in Russ.)
 7. Kostyakov, A.N. (1960). *Osnovy melioratsii* [Basics of land reclamation]. Moscow: State of Agricultural Literature. (in Russ.)
 8. Zanosova, V.I. & Molchanova, T.Ya. (2017). Otsenka kachestva podzemnykh vod i stepeni ikh prigodnosti dlya orosheniya [Assessment of groundwater quality and degree of their suitability for irrigation]. *Vestnik Altayskogo gosudarstvennogo agrarnogo universiteta* [Bulletin of the Altai State Agrarian University]. № 6 (152). (in Russ.)
 9. Zaydelman, F.R. (2003). *Melioratsiya pochv* [Soil Reclamation]. 3rd ed. corrected and add. Moscow: Publishing House of the M.V. Lomonosov Moscow State University. (in Russ.)
 10. Arinushkina, E. V. (1970). *Rukovodstvo po khimicheskomu analizu pochv* [Manual on chemical analysis of soil]. 2nd ed., revised and enlarged. Moscow : Publishing House of Moscow State University. (in Russ.)
 11. Zaydelman, F.R., Smirnova, L.F., Shvarov, A.P. & Nikiforova, A.S. (2007). *Praktikum po kursu «Melioratsiya pochv»* [Workshop on the course "Soil melioration"]. Moscow: Publishing House of the M.V. Lomonosov Moscow State University. (in Russ.)
 12. Astapov, S.V. (1958). *Meliorativnoye pochvovedenie (praktikum)* [Meliorative soil science (practical)]. 2d ed., revised and updated. Moscow: Agricultural literature State publ. (in Russ.)
 13. Maksimov, V.M. (ed). (1979). *Spravochnoe rukovodstvo gidrogeologa* [Reference guide hydrogeologist]. 3rd ed. reclaiming and add. Vol. 1. Leningrad: Nedra. (in Russ.)
 14. Alekin, O.A. (1970). *Osnovy gidrokhimii* [Basics of hydrochemistry]. Leningrad: Gidrometeoizdat. (in Russ.)
 15. Bezdina, S.Y. (2013). *Nauchnye osnovy otsenki kachestva vody dlya orosheniya* [Scientific basis for assessing the quality of irrigation water]. Ryazan: The P.A.Kostychev RSATU Publ. (in Russ.)
 16. Atdaev, S. & Akmamedov, B. (2012). Kachestvo vody glavnogo kollektora turkmenskogo ozera «Altyn Asyr» [Water quality of the main collector of the Turkmen lake "Altyn Asyr"]. *International scientific and practical journal*, 3-4, pp. 18-19. (in Russ.)
 17. State Committee of Ukraine for Water Management. (1998). *VND 33-5.5-02-97 Yakist vody dlia zroshennia: Ekolohichni kryterii* [Water quality for irrigation: Environmental criteria]. Kharkiv (in Ukr.)

IRRIGATIVE ASSESSMENT OF SASYK WATER QUALITY

S.M. Urasov, V.A. Kuzmyna

Odessa State Environmental University,
Lvivska st., 15, 65016, Odesa, Ukraine, urasen54@gmail.com

The transformation of the salt-water liman Sasyk into a fresh water reservoir through its separation from the sea by a dam and connection with the Danube by a canal caused certain ecological problems. One of them was that during the first decades the expected water irrigation conditions were not achieved because of salt infiltration from the bottom sediments. Use of high-salinity water led to soil salinization. As a result, Sasyk ceased to be considered as an object for irrigation purposes. At present, the process of Sasyk water quality formation stabilized and the need for land irrigation is still of great importance.

The authors of the researches devoted to solving the environmental problems of Sasyk classify the irrigation properties of water as average and maximum values of mineralization. However, these properties can change significantly over the year and therefore the water may belong to different irrigation categories (classes). The purpose of this study is to evaluate the irrigation properties of Sasyk water and their variability based on the hydrochemical observations conducted near the village of Trapivka, at base pumping station GNS-2 during warm periods of a year from 2007 to 2017.

The article presents an overview of different methods of irrigative water assessment and a detailed typification of the irrigative water using the water typification suggested by Aliokin O.A. The research includes the evaluation of the Sasyk water quality as per the studied methods. The authors discovered the fact that mineralization of Sasyk water during a warm period is within the

1-3 g/dm³ range in 90-95% of cases under study and only in 5-10% of those its value is less than 1 g/dm³. The ratio of main ions in Sasyk water may be of the following subtypes: IIa (30%), IIb (50%), IIIb (10%) and IIIc (10%). The mineral composition is mainly represented by the toxic salts such as *NaCl*, *Na₂SO₄*, *MgSO₄*. Their content in the water does not exceed 2.0 g/dm³. Among the toxic salts NaCl is the one that prevails. Under normal conditions the mineralization of the water and the content of sodium and magnesium ions in Sasyk contribute to salinization and soil alkalization. To provide safe irrigation of all types of soil using the water from Sasyk its chemical melioration and dilution with low-mineralized water is required. At present, the irrigative properties of Sasyk water (mineralization, composition of toxic salts and their concentration) allow its use of for irrigation of light, permeant and drained soils.

Key words: irrigative assessment, water quality, Sasyk, detailed typification of irrigative water, salinization, alkalization.

ИРРИГАЦИОННАЯ ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ВОД САСЫКА

С.М. Юрасов, В.А. Кузьмина

Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, urasen54@gmail.com

Преобразование солоноводного лимана Сасык в пресное водохранилище за счет его отделения от моря дамбой и соединения каналом с Дунаем привело к возникновению экологических проблем. Одной из которых было то, что в первые десятилетия ирригационные кондиции вод не были достигнуты из-за поступления солей из донных отложений. Использование вод с высокой минерализацией привело к засолению почв. В результате Сасык перестал рассматриваться как объект ирригационного назначения. На сегодня процесс формирования качества вод в Сасыке стабилизировался, а потребность в орошении земель не утратила своей актуальности.

В работах, посвященных решению экологических проблем Сасыка, ирригационные свойства вод оцениваются по средним и максимальным значениям показателей минерализации. Но на протяжении года эти свойства вод могут существенно изменяться, в связи с этим воды могут относиться к разным ирригационным категориям (классам). Целью работы является оценка ирригационных свойств вод Сасыка и их изменчивости на базе данных гидрохимических наблюдений в районе с.Траповка, ГНС-2 в тёплые периоды года с 2007 по 2017 гг.

В статье приводится обзор разных методик ирригационной оценки вод, предложена детальная типизация ирригационных вод на основе типизации вод Алекина О. А. Выполнена оценка качества вод Сасыка по рассмотренным методиками. Получено, что минерализация вод Сасыка на протяжении тёплого периода в 90-95% рассмотренных случаев находится в диапазоне 1-3 г/дм³, и только с вероятностью 5-10% она принимает значения меньше 1 г/дм³. Соотношения основных ионов в воде Сасыка может быть следующих подтипов: IIa (30%), IIb (50%), IIIb (10%) и IIIc (10%). В основном минеральный состав представлен токсическими солями *NaCl*, *Na₂SO₄*, *MgSO₄*. Их содержание в воде не превышает 2,0 г/дм³. Среди токсических солей преобладает *NaCl*. В обычных условиях минерализация вод и содержание ионов натрия и магния в Сасыке благоприятствуют засолению и осолонцеванию почв. Для безопасного полива водами Сасыка всех типов почв необходима их химическая мелиорация и разбавление водой с малой минерализацией. Ирригационные свойства вод Сасыка (минерализация, состав токсических солей и их концентрация) в настоящее время позволяют использовать эти воды для полива легких, хорошо проницаемых и дренированных почв.

Ключевые слова: ирригационная оценка, качество вод, Сасык, детальная типизация ирригационных вод, засоление, осолонцевание.

Подання до редакції : 19. 02. 2019
Надходження остаточної версії : 14. 07. 2019
Публікація статті : 28. 11. 2019