



**НОМЕР 13, 2013**

**УКРАЇНСЬКИЙ  
ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ  
ЖУРНАЛ**

**НАУКОВИЙ ЖУРНАЛ**  
*Заснований у 2005 р.*

**Виходить 2 рази на рік**

СВІДОЦТВО  
про державну реєстрацію  
серія КВ №9687 від 21.03.2005

РЕКОМЕНДОВАНО  
до друку  
*Вченою радою  
Одеського державного  
екологічного університету  
31.10. 2013 р. протокол №8*

ЗАСНОВНИК  
*Одеський державний екологічний  
університет*

Адреса редакційної колегії:  
м. Одеса, 65016, вул. Львівська, 15  
тел. (0482) – 35-73-71

**ОДЕСА 2013**

“Український гідрометеорологічний журнал” є міжвідомчим виданням, у якому публікуються нові результати теоретичних та експериментальних наукових і науково-прикладних досліджень у галузях метеорології, фізики атмосфери, геофізики, агрометеорології, гідрології, океанології, гідрографії, охорони навколишнього середовища.

В журналі також друкуються статті та огляди з методичних аспектів та історії гідрометеорологічної діяльності.

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

Матеріали друкуються українською, англійською або російською мовами.

**РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ:** С.М. Степаненко, д-р фіз.-мат. наук, проф., ОДЕКУ (головний редактор); А.М. Польовий, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ (заст. голов. редактора); Є.П. Школьний, д-р техн. наук, проф., ОДЕКУ (заст. голов. редактора); В.С. Антоненко, д-р географ. наук, УкрНДІГМІ; Є.Д. Гопченко, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; Г.П. Івус, канд. географ. наук, проф., ОДЕКУ; М.І. Кульбіда, канд. географ. наук, Укргідрометцентр; В.М. Ліпінський, Держгідрометслужба України; Н.С. Лобода, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; І.Д. Лоєва, д-р географ. наук, проф., УкрНЦЕМ; П.Д. Ломакін, д-р географ. наук, Морський гідрофізичний інститут НАН України; Г.В. Ляшенко, д-р геогр.н., доц., зав.лаб. Національного наукового центру «Інститут виноградарства і виноробства ім. В.Є. Таїрова»; В.І. Мещеряков, д-р техн. наук, проф., ОДЕКУ; В.І. Михайлов, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; В.І. Осадчий, д-р географ. наук, УкрНДІГМІ; О.Б. Полонський, д-р географ. наук, проф., Морський гідрофізичний інститут НАН України; О.О. Світличний, д-р географ. наук, проф., Одеський національний університет ім. І.І. Мечнікова; С.І. Сніжко, д-р географ. наук, проф., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка; В.Ф. Суховій, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; Ю.С. Тучковенко, д-р геогр. наук, с.н.с., ОДЕКУ; В.К. Хільчевський, д-р географ. наук, проф., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка; В.М. Хохлов, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ;

**О.І. Маруніч** – відповідальний секретар

---

Підписано до друку 31.10. 2013 р. Формат: 60x84 / 8. Папір офсетний.  
Гарнітура: Times New Roman. Друк офсетний. Умов.друк.арк. 29.06. Наклад 150 пр. Зам. № 1256.

---

ДРУКАРНЯ та ВИДАВНИЦТВО “ТЕС”  
м. Одеса, вул.Канатна, 81/2  
тел. (048) 42-90-98, 42-89-72

## ЗМІСТ

### Розділ 1. ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ МОНІТОРИНГУ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА

<i>Глушков А.В.</i> Анализ и прогноз антропогенного влияния на воздушный бассейн промышленного города на основе теории хаоса: концепция размерностей Ляпунова.....	5
<i>Чугай А.В.</i> Оцінка забрудненості повітряного басейну міста Миколаїв.....	10
<i>Лоева І.Д., Тимошук М.О.</i> Відносний вклад викидів окремих підприємств у формування поля забруднення атмосфери міста.....	18
<i>Глушков О.В., Бунякова Ю.Я., Грушевський О.М., Балан Г.К.</i> Хаос-геометричний аналіз часових рядів концентрацій діоксиду азоту в атмосфері промислового міста (на прикладі Гданського регіону).....	24
<i>Мещеряков В.И., Мокиенко А.В., Козлов А.В., Фоменко В.В.</i> Создание кадастра природных лечебных ресурсов в системе мониторинга окружающей среды...	29
<i>Стрюк Т.Ю.</i> Определение оптимального уровня режима для сохранения и восстановления водно-болотного угодья «Озеро Картал».....	34

### Розділ 2. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

<i>Серга Э.Н., Бунякова Ю.Я., Лобода А.В., Мансарлийский В.Ф., Дудинов А.А.</i> Мультифрактальный анализ временных рядов индексов арктического, атлантического и южного колебаний.....	41
<i>Батраков Г.Ф., Кременчуцкий Д.А., Холопцев А.В.</i> Межгодовая изменчивость концентрации бериллия-7 ( <sup>7</sup> Be) в приземном слое атмосферы в условиях тропического климата.....	46
<i>Балабух В.О.</i> Регіональні прояви глобальної зміни клімату в Закарпатській області.....	55
<i>Витченко А.Н., Телеш И.А.</i> Современные тенденции изменения климата города Минск .....	63

### Розділ 3. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ

<i>Божко Л.Ю., Барсукова О.А., Ярмольська О.Є.</i> Кліматичні умови вирощування томатів в Україні.....	75
--	----

### Розділ 4. ГІДРОЛОГІЯ СУШІ ТА ГІДРОЕКОЛОГІЯ

<i>Сербов Н.Г., Хецелиус О.Ю., Балан А.К., Дудинов А.А.</i> Прогнозирование хаотических процессов в гидроэкологических системах на основе концепции аттрактора и нейросетевого подхода.....	86
<i>Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Є., Кічук Н.С.</i> Уточнення розрахункових модулів паводкового стоку на річках півдня України.....	92
<i>Шакірзанова Ж.Р.</i> Визначення основних факторів весняного водопілля річок лівобережжя Дніпра при довгострокових прогнозах його характеристик.....	99

<i>Обухов Є.В.</i> Узагальнена формула для визначення втрат води на випаровування з Каховського водосховища.....	110
<i>Обухов Е.В., Куклева Д.С., Максюта О.М.</i> Обобщенные оценки испарения с водной поверхности Кременчугского водохранилища.....	116
<i>Адобовский В.В., Богатова Ю.И.</i> Особенности современного гидролого-гидрохимического режима Куяльницкого лимана и прогнозная оценка его составляющих в условиях возможного пополнения водоема морскими и пресными водами .....	127
<i>Чорноморець Ю.О., Лук'янець О.І.</i> Деякі підходи щодо завчасного передбачення перебігу весняного водопілля на р. Прип'ять біля м.Мозир.....	138
<i>Гребінь В.В., Лук'янець О.І., Андрела С.П.</i> Характер змін режиму водності та повторюваності паводків в холодний і теплий періоди року в басейні р.Тиса (у межах України).....	147
<i>Приходько В.Ю.</i> Характеристика екологічного стану та оцінка якості води нижньої частини Дністровського лиману.....	155
<i>Обухов Є.В., Корягіна О.С.</i> Оцінка багаторічного та внутрішньорічного розподілу температури та випаровування з водної поверхні Каховського водосховища в умовах зміни клімату.....	162
<i>Черой О.І.</i> Перерозподіл стоку по рукавах дельти Дунаю в умовах існування судноплавних каналів.....	176
<i>Николаев А.М., Шевчук Ю.Ф.</i> Режим біогенної та органічної речовин малих річок міста Чернівці.....	183

## **Розділ 5. ОКЕАНОЛОГІЯ ТА МОРСЬКЕ ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ**

<i>Бардан С.И., Сербов Н.Г.</i> Формулирование и анализ модели влияния температуры на биопродукционный потенциал компонентов фитоценоза в водных экосистемах.....	191
<i>Суховой В.Ф., Рубан И.Г.</i> Муссонные явления Тихого океана.....	216
<i>Большаков В.Н.</i> Особенности температурного режима мелководного водоема (на примере Дофиновского лимана) по сравнению с прибрежной акваторией моря.....	226
<i>Андреанова О.Р., Белевич Р.Р.</i> Паводковая природа формирования поверхностной циркуляции вод Черного моря.....	234
<i>Доценко С.А., Подплетная Н.Ф., Павлютина Л.П.</i> Межгодовая изменчивость абиотических характеристик и нефтяного загрязнения Одесского региона северо-западной части Черного моря.....	239
<i>Доценко С.А., Адобовский В.В., Никаноров В.А.</i> Динамика вод в прибрежной зоне Одесского региона северо-западной части Черного моря.....	245

УДК 551.509.328 + 517.938

А.В.Глушков, д.ф.-м.н.

Одесский государственный экологический университет

## АНАЛИЗ И ПРОГНОЗ АНТРОПОГЕННОГО ВЛИЯНИЯ НА ВОЗДУШНЫЙ БАССЕЙН ПРОМЫШЛЕННОГО ГОРОДА НА ОСНОВЕ ТЕОРИИ ХАОСА: КОНЦЕПЦИЯ РАЗМЕРНОСТЕЙ ЛЯПУНОВА

*С целью развития теоретических основ аппарата анализа и прогноза влияния антропогенной нагрузки на состояние атмосферы промышленного города и разработки новой схемы моделирования свойств полей концентраций загрязняющих веществ на основе методов теории хаоса выполнен анализ физических аспектов восстановления фазового пространства и изложена усовершенствованная концепция размерностей Ляпунова.*

**Ключевые слова:** атмосфера города, экологическое состояние, загрязнение, хаос, показатели Ляпунова

### 1. Введение.

К числу наиболее важных и фундаментальных проблем современной прикладной экологии, урбэкологии, а также гидрометеорологии относится проблема анализа и прогноза влияния антропогенной нагрузки на состояние атмосферы промышленного города и разработка адекватных схем моделирования свойств полей концентраций загрязняющих воздушный бассейн веществ с учетом как антропогенных, так и метеорологических и физико-химических факторов. В [1] дан обзор современных моделей анализа и прогноза влияния антропогенной нагрузки на состояние атмосферы промышленного города и указано, что большая часть моделей является или детерминистическими моделями, или основана на простых статистических регрессиях. Успешность этих моделей, однако, ограничивается как их неспособностью описать нелинейные характеристики загрязняющих веществ, так и недостаточным пониманием вовлеченных физических и химических процессов. В современной теории прогнозов временной ряд изменения какой-либо динамической характеристики сложной системы рассматривается как реализация случайного процесса, когда случайность является результатом сложного движения с многими независимыми степенями свободы. Альтернативой случайности является хаос, который имеет место даже в очень простых детерминистических системах. Хотя использование методов теории хаоса устанавливает определенное фундаментальное ограничение на долгосрочный прогноз (см., напр., [1-20]), тем не менее, как было показано в целой серии работ (см., напр., [1-7]), данные методы могут быть использованы для кратко- или средне-срочного прогноза. В предыдущих наших работах было показано (см. [2-4,7]), что для временных изменений концентраций двуокиси азота ( $\text{NO}_2$ ) и сернистого ангидрида ( $\text{SO}_2$ ) на двух постах Гданьского региона имеет место низкоразмерный хаос, что позволяет применить для них метод нелинейного прогноза. Такая методология с успехом использовался при анализе многих гидрометеорологических характеристик (см., напр., [5,6,8-12,17]).

Целью нашей работы, продолжающей исследования [1-4,7], является изложение и развитие теоретических основ общего аппарата анализа и прогноза влияния антропогенной нагрузки на состояние атмосферы промышленного города и разработка новой количественной схемы моделирования свойств полей концентраций загрязняющих воздушный бассейн веществ на основе методов теории хаоса. Общий анализ и прогноз включают в себя исследование временных рядов концентраций загрязняющих веществ, проведение тестов на наличие хаоса в системе, восстановление фазового пространства

системы, восстановление спектра размерностей Ляпунова и на его основе расчет размерности Калана-Йорка, энтропии Колмогорова и построение модели краткосрочного прогноза состояния атмосферы промышленного города. В данной статье выполнен анализ физических аспектов восстановления фазового пространства и изложена усовершенствованная концепция размерностей Ляпунова.

## **2. Общая методика анализа хаотических систем: Концепция размерностей Ляпунова**

Когда фазовое пространство восстановлено для временного ряда, возникает важный вопрос о том, какова физическая первопричина соответствующего поведения системы. В случае с линейной системой можно применить Фурье-анализ, по результатам которого в качестве характеристик физической системы можно использовать максимумы спектра. При этом, если такой анализ осуществлять, начиная с разных точек во времени, то фаза сигнала изменяется, а положение пиков спектре – нет. Поэтому частотные характеристики линейного сигнала можно рассматривать как инварианты динамики и по ним сравнивать два различных временных ряда. Для нелинейной системы с хаотическим режимом использовать спектральные характеристики проблематично, поэтому необходимо выбрать некие другие инварианты, которые не должны изменяться в процессе динамики системы и для которых должно выполняться условие их неизменности при небольших изменениях начальных условий. Среди этих инвариантов есть топологические (различные фрактальные размерности) и динамические (локальные и глобальные размерности Ляпунова) [1,16-20]. Последние очень полезны при рассмотрении физики процесса и, к тому же, определяют предсказуемость нелинейной системы. Строго говоря, для хаотических систем орбиты непредсказуемы, что связано с неустойчивостью в фазовом пространстве. Однако, существует ограниченная предсказуемость хаотического движения физической системы, определяемая глобальными и локальными размерностями Ляпунова, которые можно определить, основываясь только на данных измерений.

Одним из признаков хаотического режима является восприимчивость любой орбиты к небольшим изменениям начальных условий или малым возмущениям, возникающим вдоль орбиты. Вследствие этой восприимчивости, непосредственно сравнивать две орбиты нелинейной системы друг с другом неуместно, так как в общем случае они полностью некоррелированы. Однако аттрактор будет один и тот же. Он не зависит от начальных условий и поэтому может рассматриваться в качестве аналога частотных характеристик Фурье в случае линейной системы.

Использование только топологических или только динамических инвариантов для того, чтобы охарактеризовать аттрактор, едва ли даст «полный» набор инвариантов, поэтому необходимо использовать их вместе. Одна из фрактальных размерностей – корреляционная – была описана ранее [1-4], поэтому далее мы рассмотрим концепцию размерностей Ляпунова. Разумеется, концепция размерностей Ляпунова существовала задолго до создания теории хаоса и была разработана для определения устойчивости линейных и нелинейных систем [16-19]. Размерности Ляпунова определяются как логарифмы абсолютных величин собственных значений линеаризованной динамики, осредненной по аттрактору. Отрицательные размерности указывают на локальную среднюю скорость сжатия, а положительные – расширения системы. В теории хаоса спектр размерностей Ляпунова рассматривается как мера воздействия возмущений начальных условий динамической системы. Отметим также, что в диссипативной системе, которой является и хаотическая, одновременно существуют как положительные, так и отрицательные (определяющие диссипативность) размерности. Так как размерности Ляпунова

определяются как асимптотические средние скорости, они не зависят от начальных условий и выбора траектории, поэтому рассматриваются как инвариантные меры аттрактора. Если получить весь спектр размерностей Ляпунова, то можно определить другие инварианты системы – энтропию Колмогорова и размерность аттрактора. Первый из них является средней скоростью, при которой информация о состоянии не сохраняется с течением времени, т.е. является мерой предсказуемости, и может быть рассчитан как сумма всех положительных размерностей Ляпунова [16]. Оценка размерности аттрактора обеспечивается гипотезой Каплана и Йорка [10]

$$d_L = j + \sum_{\alpha=1}^j \lambda_{\alpha} / |\lambda_{j+1}|, \quad (1)$$

где  $j$  выбирается таким, что  $\sum_{\alpha=1}^j \lambda_{\alpha} > 0$  и  $\sum_{\alpha=1}^{j+1} \lambda_{\alpha} < 0$ , а размерности Ляпунова  $\lambda_{\alpha}$  приведены в нисходящем порядке. Рассмотрим далее метод расчета спектра размерностей Ляпунова на основе якобиана отображения. Изменения со временем вектора  $\mathbf{y}(n)$  определяются векторным уравнением

$$\mathbf{y}(n+z) = \mathbf{F}(\mathbf{y}(n+z)), \quad (2)$$

где  $\mathbf{F}$  – некоторая, обычно, нелинейная векторная функция. Эволюция малых смещений векторов в касательном пространстве определяется линейаризованным уравнением

$$\delta\mathbf{y}(n+z) = D\mathbf{F}(\mathbf{y}(n)) \cdot \delta\mathbf{y}(n), \quad (3)$$

где  $D\mathbf{F}$  – якобиан  $\mathbf{F}$ . Предположим, что мы начинаем двигаться от некой точки в фазовом пространстве по орбите, которая проходит через эту точку. Спустя  $S$  шагов по времени начальное возмущение возрастет (или уменьшится) до

$$\delta\mathbf{y}(n+Sz) = D\mathbf{F}(\mathbf{y}(n+(S-1)z)) \dots D\mathbf{F}(\mathbf{y}(n)) \cdot \delta\mathbf{y}(n) = \mathbf{Y}(\mathbf{y}(n), S) \delta\mathbf{y}(n). \quad (4)$$

Согласно мультипликативной эргодической теореме Оселедца [17], собственные значения ортогональной матрицы  $\mathbf{Y}(\mathbf{y}(n), S) \cdot \mathbf{Y}(\mathbf{y}(n), S)^T$  таковы, что

$$\lim_{S \rightarrow \infty} [\mathbf{Y}(\mathbf{y}(n), S) \cdot \mathbf{Y}(\mathbf{y}(n), S)^T]^{\frac{1}{2S}} \quad (5)$$

существует и имеет собственные значения  $e^{\lambda_1}, e^{\lambda_2}, \dots, e^{\lambda_d}$  для  $d$ -мерной динамической системы, которая не зависит от  $\mathbf{y}(n)$  почти для всех  $\mathbf{y}(n)$  внутри области притяжения аттрактора. Здесь  $\lambda_i$  и являются, как раз, размерностями Ляпунова.

В качестве иллюстрации приложения представленного подхода к анализу и прогнозу эволюции концентрации загрязняющих веществ в атмосфере промышленного города (гг. Сопот и Гдыня) приведем взятые из [2] результаты расчета (см. табл.1) глобальных размерностей Ляпунова по анализу временных рядов флуктуаций концентраций (для  $\text{NO}_2, \text{SO}_2$  на постах Гданьского региона по данным 2003 г.[2]). В табл.1 приведены положительные значения  $\lambda_i$ . Так как скорость превращения сферы в эллипсоид по разным осям определяется  $\lambda_i$ , то ясно, что чем меньше сумма положительных размерностей, тем более устойчивой является динамическая система (воздушный бассейн города по отношению, скажем, к гидродинамическим флуктуациям), и далее очевидно, предсказуемость эволюции системы возрастает. Наличие для каждой из систем двух (из шести) положительных  $\lambda_i$  говорит о том, что в шестимерном пространстве система расширяется вдоль двух осей и сужается вдоль оставшихся четырех. Сумма положительных  $\lambda_i$  определяет энтропию Колмогорова, которая обратно пропорциональна пределу предсказуемости. Теперь задача состоит в том, чтобы на основе восстановленного фазового пространства численно оценить якобианы  $D\mathbf{F}(\mathbf{y}(n))$  в окрестности каждой точки орбиты, а затем определить собственные значения ортогональной матрицы. Чтобы оценить частные производные в фазовом пространстве, необходимо использовать

информацию о соседних точках каждой точки орбиты на аттракторе.

Таблица 1 - Первые две размерности Ляпунова ( $\lambda_1$  и  $\lambda_2$ ), размерность Каплана-Йорка ( $d_L$ ) и предел предсказуемости ( $Pr_{\max}$ , часы) для NO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub> (гг.Гдыня,Сопот; 2003 г.)

Пост	$\lambda_1$	$\lambda_2$	$d_L$	$Pr_{\max}$
Сопот, N6: NO <sub>2</sub>	0,0184	0,0061	4,11	40
Сопот, N6: SO <sub>2</sub>	0,0164	0,0066	5,01	43
Гдыня, N9: NO <sub>2</sub>	0,0189	0,0052	3,85	41
Гдыня, N9: SO <sub>2</sub>	0,0150	0,0052	4,60	49

Концепция заключается в том, чтобы создать локальные отображения всех точек в окрестности точки  $y(n)$  на их отображенное изображение в окрестности точки  $y(n+1)$ . Такое отображение можно сделать локально линейно, как, например, в методе Сано и Савады [20], хотя такой подход дает точный расчет только самого большого показателя Ляпунова. Решение этой проблемы может быть получено, если принять во внимание семейство отображений от окрестности к окрестности и затем извлечь якобиеву матрицу из такого отображения. Это означает, что локально в пространстве состояний, т.е. вблизи точки  $y(n)$  на аттракторе, динамика  $x \rightarrow F(x)$  аппроксимируется посредством

$$F_n(x) = \sum_{k=1}^M c_n(k) \phi_k(x) \quad (6)$$

где  $\phi_k(x)$  – множество базисных функций;  $c_n(k)$  определяются подбором по методу наименьших квадратов. Тогда численная аппроксимация к локальному якобиану является результатом дифференцирования этого приближенного локального отображения.

### 3. Выводы

В данной статье, преследуя цель развития теоретических основ усовершенствованного общего аппарата анализа и прогноза влияния антропогенной нагрузки на состояние атмосферы промышленного города, и разработку новой схемы моделирования свойств полей концентраций загрязняющих воздушный бассейн веществ на основе методов теории хаоса, мы выполнили анализ физических аспектов восстановления фазового пространства (применительно к воздушному бассейну промышленного города) и изложили усовершенствованную концепцию размерностей Ляпунова с акцентом на приложение в экологии. Эти аспекты являются ключевыми для последующего моделирования и анализа временных рядов флуктуаций концентраций конкретных загрязняющих веществ в атмосфере определенного промышленного города и построения моделей кратко-и средне-срочного прогноза влияния антропогенной нагрузки на экологическое состояние системы.

#### Список литературы

1. Бунякова Ю.Я, Глушков А.В. Анализ и прогноз влияния антропогенных факторов на воздушный бассейн промышленного города.-Одесса: Экология.-2010.-256с.
2. Глушков А.В., Хохлов В.Н., Сербов Н.Г, Бунякова Ю.Я, Балан А.К., Баланюк Е.П. Низко-размерный хаос во временных рядах концентраций загрязняющих веществ в атмосфере и гидросфере// Вестник Одесск.гос.эколог.ун-та.-2007.-N4.-С.337-348.
3. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Prepelitsa G.P., Tsenenko I.A. Temporal variability of the atmosphere ozone content: Effect of North-Atlantic oscillation// Optics of atmosphere and ocean.-2004.-Vol.14,N7.-p.219-223.
4. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya., Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method// Atmospheric Environment



- (Elsevier; The Netherlands).-2008.-Vol.42.-P. 7284–7292.
5. *Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N.* Using meteorological data for reconstruction of annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal functions approach to Moldova-Southwest Ukraine region//Atmosph.Research (Elsevier).-2005.-Vol.77.-P.100-113.
  6. *Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L.* Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation // Journal of Hydrology (Elsevier).-2006.-Vol. 322. N1-4.-P.14-24.
  7. *Глушков А.В.* Анализ и прогноз антропогенного влияния на воздушный бассейн промышленного города на основе методов теории хаоса: Математические основы// Вестник Одесск.гос.эколог.ун-та.-2013.-N16.-С.231-238.
  8. *Sivakumar B.* Chaos theory in geophysics: past, present and future // Chaos, Solitons & Fractals. 2004. V. 19. № 2. P. 441-462.
  9. *Chelani A.B.* Predicting chaotic time series of PM10 concentration using artificial neural network // Int. J. Environ. Stud.-2005.-Vol.62,№ 2.-P.181-191.
  10. *Kaplan J.L., Yorke J.A.* Chaotic behavior of multidimensional difference equations // Functional differential equations and approximations of fixed points. Lecture Notes in Mathematics N730 / H.Peitgen, H. Walter (Eds.). – Berlin: Springer, 1979. – P.204-227.
  11. *Packard N.H., Crutchfield J.P., Farmer J.D., Shaw R.S.* Geometry from a time series// Phys. Rev. Lett. – 1980. – Vol. 45. – P. 712-716.
  12. *Sauer T., Yorke J., Casdagli M.* Embedology// J. Stat. Phys.–1991.–Vol.65.– P. 579-616.
  13. *Mañé R.* On the dimensions of the compact invariant sets of certain non-linear maps// Dynamical systems and turbulence. Lecture Notes in Mathematics N898 / D. Rand and L.S. Young (Eds.). – Berlin: Springer, 1981.– P.230-242.
  14. *Fraser A.M., Swinney H.* Independent coordinates for strange attractors from mutual information// Phys. Rev. A.–1986.–Vol.33. – P.1134-1140.
  15. *Schreiber T.* Interdisciplinary application of nonlinear time series methods // Phys. Rep. – 1999. – Vol.308. – P. 1-64
  16. *Арнольд В.И.* Математические методы классической механики.- Москва: Наука, 1979.-380с.
  17. *Оседец В.И.* Мультипликативная эргодическая теорема. Характеристические показатели Ляпунова динамических систем // Труды Московского математического общества.– 1968. – Т. 19. – С. 179-210.
  18. *Kennel M., Brown R., Abarbanel H.* Determining embedding dimension for phase-space reconstruction using geometrical construction// Phys.Rev.A.–1992.–Vol.45.–P.3403-3411.
  19. *Песин Я.Б.* Характеристические показатели Ляпунова и гладкая эргодическая теория // Успехи математ. наук. – 1977. – Т. 32. – С. 55-112.
  20. *Sano M., Sawada Y.* Measurement of the Lyapunov spectrum from a chaotic time series // Phys. Rev. Lett. – 1985. – Vol. 55. – P. 1082-1085.

**Аналіз і прогноз антропогенного впливу на повітряний басейн промислового міста на основі теорії хаосу: Концепція розмірностей Ляпунова. Глушков О.В.**

*З метою розвитку теоретичних основ апарату аналізу і прогнозу впливу антропогенного навантаження на стан атмосфери промислового міста і розробки нової схеми моделювання властивостей полів концентрацій забруднюючих речовин на основі методів теорії хаосу, виконано аналіз фізичних аспектів реконструкції фазового простору та викладена удосконалена концепція розмірностей Ляпунова.*

**Ключові слова:** атмосфера міста, екологічний стан, забруднення, хаос, показники Ляпунова

**Analysis and forecast of anthropogenic impact on air basin of industrial city on basis of a chaos theory: Conception of Lyapunov's dimensions. Glushkov A.V.**

*In order to develop the theoretical foundations of the approach to analysis and prediction of anthropogenic impact on atmosphere of industrial city and development of a new scheme of modelling properties of fields of the polluting substances concentrations by means of a chaos theory, we present an analysis of physical aspects for reconstruction of the phase space (air basin) and advanced conception of Lyapunov's dimensions.*

**Keywords:** atmosphere of city, ecological state, air pollution, chaos, Lyapunov's indicators

## ОЦІНКА ЗАБРУДНЕНOSTI ПОВІТРЯНОГО БАСЕЙНУ МІСТА МИКОЛАЇВ

*В роботі виконано оцінку та аналіз рівня забруднення атмосферного повітря м. Миколаїв за 2004 – 2011 рр. на основі даних моніторингу. Проведено класифікацію забрудненості повітряного басейну з урахуванням показника забруднення атмосферного повітря.*

**Ключові слова:** забруднююча речовина, індекс забруднення атмосфери, показник забруднення, рівень забруднення, класифікація.

**Вступ.** Миколаївська область не входить до переліку регіонів з високим забрудненням атмосферного повітря, що зумовлено відсутністю потужних джерел техногенного забруднення. Слід відзначити, що рівень техногенного навантаження на навколишнє природне середовище Миколаївської області нижчий, ніж в середньому по регіонах України. Найбільш техногенно-напруженим є обласний центр області м. Миколаїв, де існують численні стаціонарні і пересувні джерела забруднення повітряного басейну. Автором раніше була виконана оцінка забруднення атмосферного повітря південних регіонів України, в т.ч. і м. Миколаїв, на основі офіційних даних регіональних доповідей по областях [1], тому метою цієї роботи є більш детальна оцінка рівня забруднення атмосферного повітря м. Миколаїв за даними моніторингу.

**Об'єкт та вихідні матеріали дослідження.** Як вказано вище, об'єктом дослідження є забруднення повітряного басейну м. Миколаїв. В якості вихідних даних були використані дані спостережень за забрудненням атмосферного повітря міста на постах контролю за 2004 – 2010 рр., які були надані Державним управлінням охорони навколишнього природного середовища в Миколаївській області. Дані за 2011 р. є матеріалами регіональної доповіді по Миколаївській області за 2011 р. [2].

В м. Миколаїв функціонує 4 пункти спостереження (ПСЗ) за якістю атмосферного повітря (рис. 1). ПСЗ № 1 розташований у Заводському районі, ПСЗ № 2 і 3 – у Ленінському, ПСЗ № 4 – у Центральному районі. Тобто спостереженнями не охоплено Корабельний район, хоча тут і функціонує декілька крупних підприємств. Спостереження за якістю атмосферного повітря здійснює Миколаївський обласний центр з гідрометеорології.

**Методи досліджень.** Для оцінки і класифікації рівня забруднення повітряного басейну були використані два показники – індекс забруднення атмосфери (ІЗА) та показник забруднення (ПЗ).

ІЗА розраховується за формулою [3]

$$ІЗА = \left( \frac{\bar{q}}{ГДК_{с0}} \right)^{C_i}, \quad (1)$$

де  $C_i$  - константа, що набуває значень 1,7; 1,3; 1,0; 0,9 відповідно для 1; 2; 3; 4-го класу небезпеки речовини і дозволяє привести степінь шкідливості  $i$ -ої речовини до ступеня шкідливості діоксиду сірки.

Показник гранично допустимого забруднення (ГДЗ) атмосферного повітря – відносний інтегральний критерій оцінки забруднення атмосферного повітря населених місць, який характеризує інтенсивність та характер сумісної дії всієї сукупності присутніх у ньому забруднюючих речовин (ЗР). ГДЗ розраховується для кожного випадку на основі визначених експериментально та затверджених у встановленому порядку



Рис. 1 - Карта-схема розташування ПСЗ у м. Миколаїв.

коефіцієнтів комбінованої дії ( $K_{кд}$ ), які відображають характер сумісної біологічної дії одночасно присутніх в атмосферному повітрі ЗР.  $ГДЗ$  розраховується за формулою

$$ГДЗ = K_{кд} \cdot 100 \% . \quad (2)$$

У разі присутності у повітрі однієї домішки показник  $ГДЗ = 100 \%$ .

Оцінка фактичного або прогнозного (розрахункового) рівня забруднення атмосферного повітря виконується шляхом співставлення показника забруднення однією речовиною або сумарного показника забруднення ( $\Sigma ПЗ$ ) сумішшю речовин з показником  $ГДЗ$ . Допустимим визнається рівень, що не перевищує  $ГДЗ$ .

Показник фактичного або прогнозного забруднення атмосферного повітря однією речовиною розраховується за формулою

$$ПЗ = \frac{C}{ГДК} \cdot 100\% , \quad (3)$$

де  $C$  - фактична або прогнозна концентрація конкретної речовини,  $мг/м^3$ ;

$ГДК$  - значення гранично допустимої концентрації цієї речовини,  $мг/м^3$ .

Оцінка забруднення атмосферного повітря проводиться з урахуванням кратності перевищення  $ПЗ$  їх нормативного значення ( $ГДЗ$ ) і включає визначення рівня забруднення (припустимий, неприпустимий) та ступеня його небезпечності (безпечний, слабо небезпечний, помірно небезпечний, небезпечний, дуже небезпечний) згідно з табл. 1 [4].

Таблиця 1 - Параметри оцінки забруднення атмосферного повітря [4]

Рівень забруднення	Ступінь небезпечності	Кратність перевищення $ГДЗ$	Відсоток випадків перевищення $ГДЗ$
Припустимий	Безпечний	< 1	0
Неприпустимий	Слабо небезпечний	> 1 - 2	> 0 - 4
Неприпустимий	Помірно небезпечний	> 2 - 4,4	> 4 - 10
Неприпустимий	Небезпечний	> 4,4 - 8	> 10 - 25
Неприпустимий	Дуже небезпечний	> 8	> 25

**Результати досліджень та їх аналіз.** В роботі було проаналізовано інформацію щодо вмісту в атмосферному повітрі м. Миколаїв основних та деяких специфічних ЗР, а саме: пил, діоксид сірки, оксид вуглецю, діоксид азоту, оксид азоту, фтористий водень та формальдегід. Спостереження за такими ЗР, як пил, діоксид сірки, оксид вуглецю, діоксид азоту та формальдегід проводяться на усіх ПСЗ міста, за оксидом азоту – на ПСЗ № 4, за фтористим воднем – на ПСЗ № 2 і 3.

Аналіз динаміки зміни середньорічних концентрацій ЗР (рис. 2) показав, що майже по всіх ЗР, за винятком формальдегіду, рівень забруднення в цілому не перевищує  $ГДК_{сд}$ . Разове перевищення  $ГДК_{сд}$  відзначено також для діоксиду азоту в 2006 р. Вміст формальдегіду в атмосферному повітрі міста постійно перевищував  $ГДК_{сд}$  в 3 – 4,5 рази. Слід відзначити тенденцію до збільшення вмісту в атмосферному повітрі таких речовин, як пил, оксид вуглецю, фтористий водень.

Розраховані значення  $ІЗА$  для усіх речовин (табл. 2) показали, що в більшості випадків вони значно нижче 1. Виняток становлять  $ІЗА$  по формальдегіду за всі роки дослідження та  $ІЗА$  для діоксиду азоту в 2006 р.

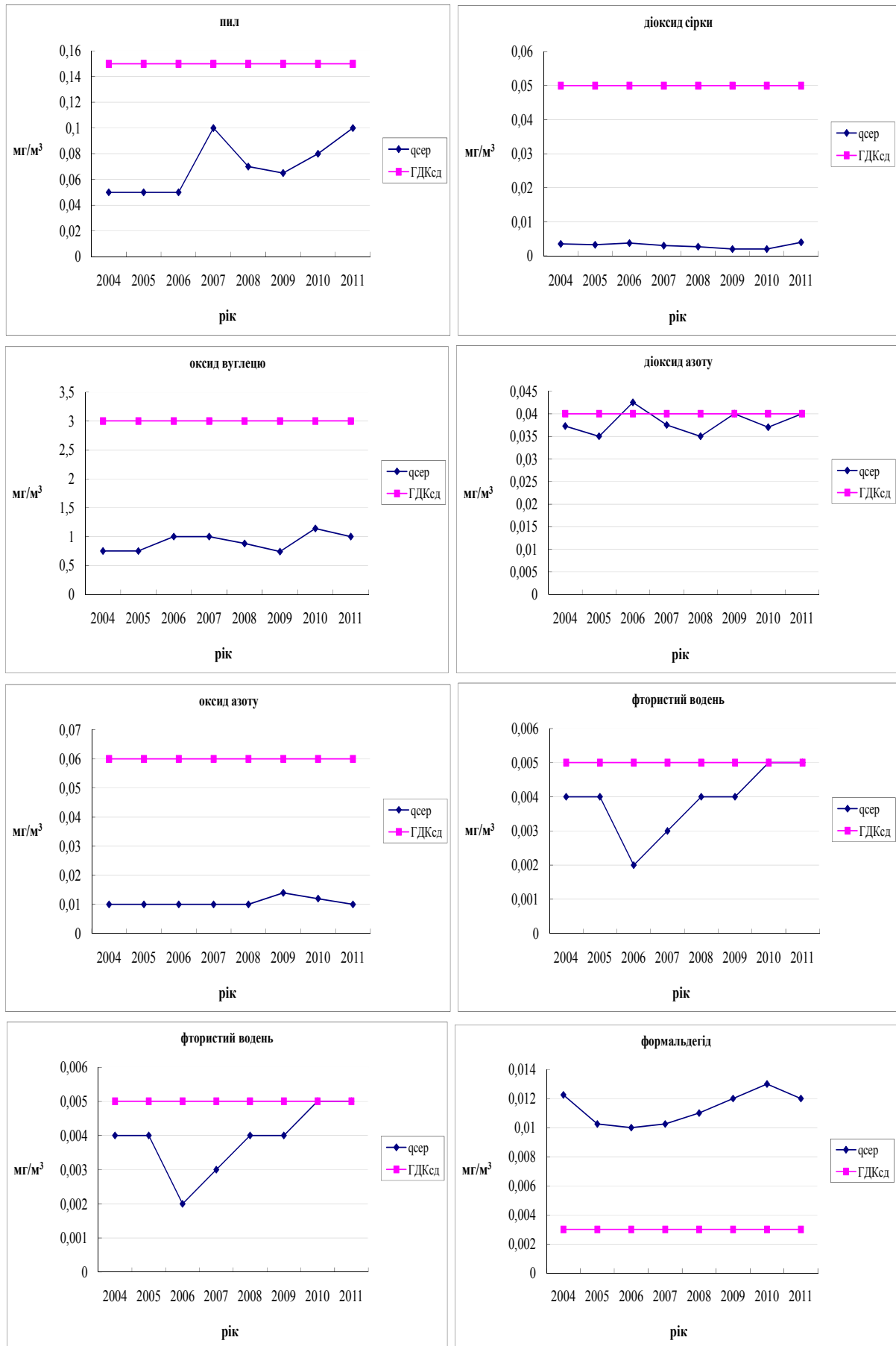
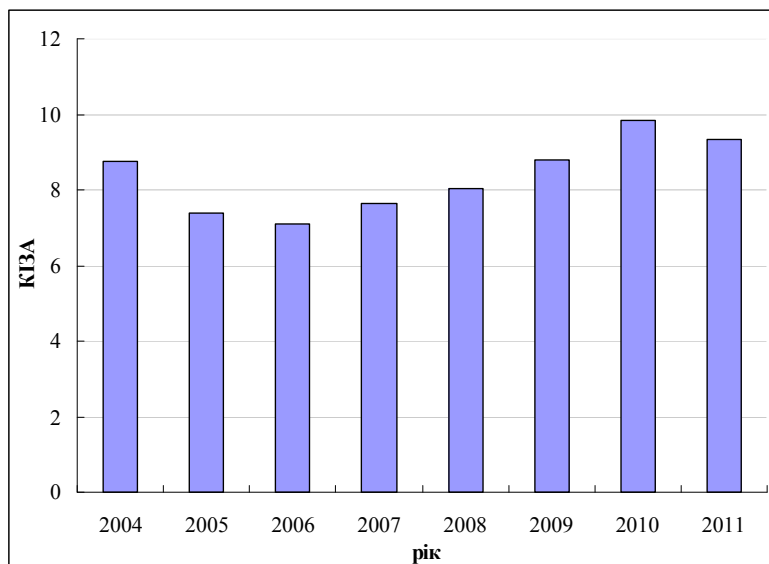


Рис. 2-Динаміка зміни середньорічних концентрацій ЗР в 2004 – 2011 рр. (м. Миколаїв)

Таблиця 2 – Результати розрахунку *IЗА* для окремих ЗР (м. Миколаїв, 2004 – 2011 рр.)

Рік	Пил	<i>SO<sub>2</sub></i>	<i>CO</i>	<i>NO<sub>2</sub></i>	<i>NO</i>	<i>HF</i>	<i>HCHO</i>
2004	0,33	0,07	0,29	0,91	0,17	0,75	<b>6,23</b>
2005	0,33	0,065	0,29	0,84	0,17	0,75	<b>4,94</b>
2006	0,33	0,075	0,37	<b>1,08</b>	0,17	0,3	<b>4,78</b>
2007	0,67	0,06	0,37	0,92	0,17	0,51	<b>4,94</b>
2008	0,47	0,054	0,33	0,84	0,17	0,75	<b>5,41</b>
2009	0,43	0,04	0,28	1	0,23	0,75	<b>6,06</b>
2010	0,53	0,04	0,42	0,9	0,2	1	<b>6,73</b>
2011	0,67	0,08	0,37	1	0,17	1	<b>6,06</b>

Аналіз динаміки зміни комплексного *IЗА* м. Миколаїв за період дослідження (рис. 3) показує, що, починаючи з 2006 р., відзначається стійка тенденція до незначного збільшення рівня забруднення повітряного басейну міста. Це відбувається за рахунок збільшення рівня забруднення пилом, формальдегідом, фтористим воднем тощо.

Рис. 3 - Динаміка зміни *KIZA* м. Миколаїв в 2004 – 2011 рр.

Також значний інтерес являє просторовий розподіл концентрацій ЗР по території міста. Було виконано аналіз динаміки забруднення атмосферного повітря по окремих постах спостережень за період дослідження. При цьому розглянуто такі ЗР, як пил, діоксид сірки, оксид вуглецю, діоксид азоту та формальдегід, спостереження за якими ведуться на усіх ПСЗ м. Миколаїв. Визначено, що мінімальний рівень забруднення для всіх ЗР відзначається на ПСЗ № 1, який знаходиться в Заводському районі, а максимальний рівень – на ПСЗ № 2 і 3, які знаходяться в Ленінському районі. При цьому ПСЗ № 2, розташований на розі вул. Чигрина та пр. Жовтневий, характеризується найбільшими концентраціями ЗР. В Ленінському районі знаходиться промислова зона міста, та він є одним з найзабрудненіших районів м. Миколаїв. Незначна різниця в середньорічних концентраціях по окремих пунктах відзначається лише для діоксиду сірки. Рівень забруднення за цією речовиною у місті дуже низький і не перевищує 0,1 ГДКсд.

Для класифікації рівнів забруднення атмосферного повітря були розраховані значення *ПЗ* за формулою для усіх ЗР окремо за період дослідження, а також для речовин, які входять до груп сумації (діоксид сірки і діоксид азоту, діоксид сірки і

фтористий водень). На рис. 4 наведено результати розрахунків та порівняння значень *ПЗ* з показником *ГДЗ* для окремих ЗР. Згідно з методикою, значення показника *ГДЗ* в обох випадках береться за 100 %.

Аналіз показує, що у всіх випадках відзначаються постійні перевищення показника *ГДЗ* по формальдегіду (в 3,5 – 4,5 рази і більше). Близьким до значення показника *ГДЗ*, тобто до 100 %, є значення *ПЗ* по таких речовинах, як діоксид азоту та фтористий водень. Мінімальні значення *ПЗ*, що не перевищують 10 %, відзначаються для діоксиду сірки. Для інших ЗР значення *ПЗ* в цілому за період дослідження не перевищували 50 %.

На рис. 5 наведено динаміку зміни *ПЗ* в 2004 – 2011 рр. для речовин груп сумачії. Аналіз рисунка показує, що для групи сумачії діоксиду азоту і діоксиду сірки відзначаються окремі перевищення показника *ГДЗ* в 2006, 2009 та 2011 рр. за рахунок високих концентрацій діоксиду азоту. Для іншої групи (діоксид сірки і фтористий водень) відзначено поступове збільшення *ПЗ* з 2006 по 2011 р. за рахунок збільшення вмісту в атмосферному повітрі фтористого водню.

Отримані результати розрахунків дозволяють виконати класифікацію рівня забруднення атмосферного повітря м. Миколаїв за 2004 – 2011 рр. згідно з табл. 1. Результати класифікації наведені в табл. 3.

Таблиця 3 – Класифікація рівнів забруднення атмосферного повітря м. Миколаїв за 2004 – 2011 рр.

Забруднююча речовина	% випадків перевищення <i>ГДЗ</i>	Рівень забруднення	Ступінь небезпеки
Пил	0	Припустимий	Безпечний
$SO_2$	0	Припустимий	Безпечний
$CO$	0	Припустимий	Безпечний
$NO_2$	13	Неприпустимий	Небезпечний
$NO$	0	Припустимий	Безпечний
$HF$	0	Припустимий	Безпечний
$HCHO$	100	Неприпустимий	Дуже небезпечний
$SO_2 + NO_2$	50	Неприпустимий	Дуже небезпечний
$SO_2 + HF$	25	Неприпустимий	Небезпечний

Як видно з таблиці, для таких речовин, як пил, діоксид сірки, оксид вуглецю, оксид азоту та фтористий водень відзначається припустимий рівень забруднення та безпечний ступінь небезпеки, оскільки не відзначалось випадків перевищення показника *ГДЗ*. Для діоксиду азоту відзначено неприпустимий рівень забруднення та небезпечний ступінь небезпеки, а для формальдегіду – рівень забруднення такий же з дуже небезпечним ступенем забруднення.

Якщо розглядати речовини груп сумачії, то слід відзначити неприпустимий рівень забруднення з відповідно дуже небезпечним (діоксид сірки і діоксид азоту) та небезпечним (діоксид сірки і фтористий водень) ступенем небезпеки. В першому випадку результати зумовлені високим вмістом діоксиду азоту, в другому – фтористого водню.

**Висновки.** В роботі виконана оцінка та класифікація рівня забруднення атмосферного повітря м. Миколаїв за 2004 – 2011 рр.

В цілому за наявними даними можна зробити висновок, що рівень забруднення атмосферного повітря м. Миколаїв є задовільним за вмістом більшості ЗР. Виняток становить вміст формальдегіду, за яким відзначаються постійні значні перевищення нормативів.

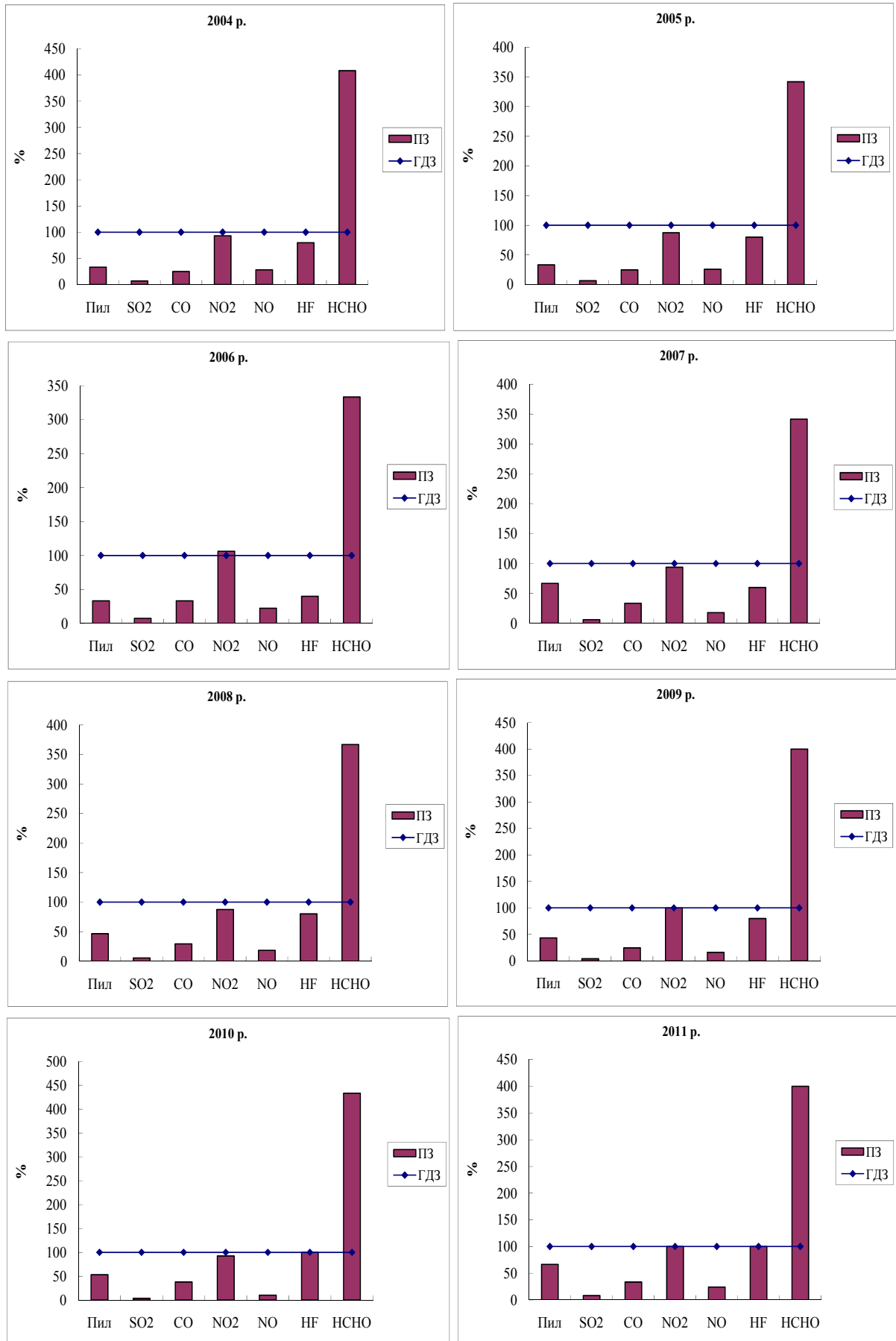


Рис. 4. Значення ПЗ атмосферного повітря м. Миколаїв в 2004 – 2011 рр.



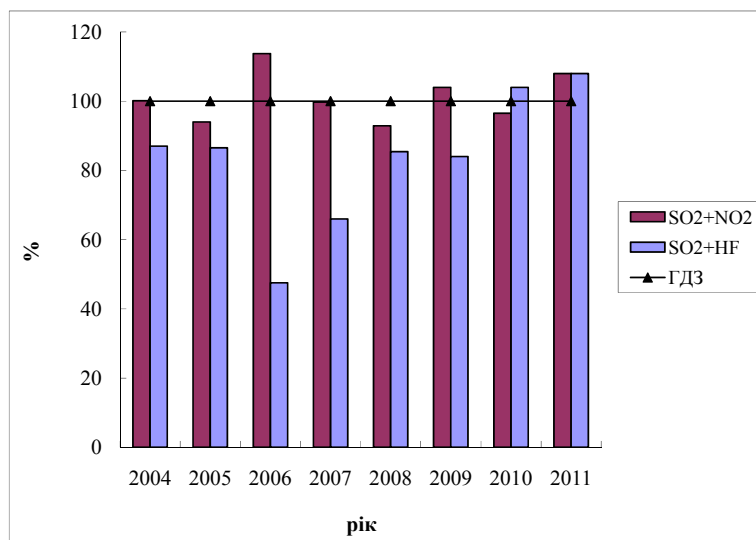


Рис.5 - Значення ІЗ для речовин груп сумачії (м. Миколаїв).

Відзначене незначне збільшення рівня забруднення повітряного басейну міста є закономірним, оскільки згідно [2] з 2005 р. відзначається збільшення обсягів викидів ЗР в атмосферне повітря. Основний внесок в забруднення дають пересувні джерела забруднення (близько 70 %).

При цьому слід відзначити, що аналіз забруднення повітряного басейну міста в 2006 – 2010 рр., зроблений за даними регіональних доповідей [1], свідчив про неприпустимий рівень забруднення атмосферного повітря не лише за формальдегідом, а й пилом та діоксидом азоту. При цьому розраховані значення ІЗ перевищують отримані в даній роботі в 1,5 – 2 рази. Також, згідно з попередніми даними, КІЗА для м. Миколаїв дорівнював 12 – 18, що також значно перевищує отримані в роботі результати. Тому виникає питання щодо достовірності даних моніторингу, які наводяться в екологічних паспортах регіону та відповідних регіональних доповідях, і правильності обробки первинної інформації.

#### Список літератури

1. Чугай А.В. Оцінка забруднення повітряного басейну південних регіонів України / Чисте місто. Чиста ріка. Чиста планета. Четвертий міжнародний екологічний форум. 13 – 14 вересня. Херсон, 2012 – С. 94 – 100.
2. Регіональна доповідь про стан навколишнього природного середовища в Миколаївській області у 2011 р. – Миколаїв, 2012. – 191 с.
3. Безуглая Э.Ю. Мониторинг состояния загрязнения атмосферы в городах. – Л.: Гидрометеоздат, 1986. - 116 с.
4. Державні санітарні правила охорони атмосферного повітря населених місць (від забруднення хімічними та біологічними речовинами) / Наказ Міністерства охорони здоров'я України від 9 липня 1997 р. № 201.

#### Оценка загрязненности воздушного бассейна города Николаев

А.В. Чугай

В работе выполнена оценка и анализ уровня загрязнения атмосферного воздуха г. Николаев за 2004 - 2011 гг. на основе данных мониторинга. Проведена классификация загрязнения воздушного бассейна с учетом показателя загрязнения атмосферного воздуха.

**Ключевые слова:** загрязняющее вещество, индекс загрязнения атмосферы, показатель загрязнения, уровень загрязнения, классификация.

#### Assessment of air pollution in the city Nikolaev

A.V. Chugay

In this paper, the estimation and analysis of air pollution Nikolaev from 2004 - 2011, on the basis of monitoring data. Classification of air pollution based indicator of air pollution.

**Keywords:** pollutant, air pollution index, the rate of contamination, pollution, classification.

## ВІДНОСНИЙ ВКЛАД ВИКИДІВ ОКРЕМИХ ПІДПРИЄМСТВ У ФОРМУВАННЯ ПОЛЯ ЗАБРУДНЕННЯ АТМОСФЕРИ МІСТА

*Проведено розрахунки відносного вкладу викидів підприємств м. Одеса у формування поля забруднення атмосферного повітря двоокисом азоту при чотирьох напрямках вітру: північ, схід, південь і захід. Отримані результати дозволяють оцінити умови формування поля забруднення атмосфери міста за рахунок викидів стаціонарних джерел з урахуванням їх технічних і технологічних характеристик.*

**Ключові слова:** двоокис азоту, вклад викидів підприємств, рівень забруднення атмосфери, шкідливі домішки, напрямок вітру.

**Вступ.** Атмосферне повітря – природний ресурс, від якості якого в значній мірі залежить стан інших природних ресурсів, а також здоров'я людей. Саме тому наукові дослідження з оцінки антропогенного навантаження на повітряний басейн великих промислових міст, розробка методів його регулювання відносяться до актуальних проблем. Значне навантаження на повітряний басейн великого міста зумовлено наявністю промислових та автотранспортних джерел.

**Методи і матеріали дослідження.** Формування рівня забруднення атмосферного повітря міста значною мірою залежить від технічних і технологічних параметрів промислових викидів і метеорологічних умов. В періоди, коли метеорологічні умови несприятливі для розсіювання шкідливих домішок, вони накопичуються у граничному шарі повітряного басейну, що може призвести до загрози екологічній безпеці. В таких умовах актуальним є штучне регулювання діяльності антропогенних джерел. Регулювання здійснюється з урахуванням прогнозу метеорологічних показників, насамперед, швидкості і напрямку вітру [1,2]. Тому процедура регулювання антропогенного навантаження на першому етапі передбачає визначення підприємств, викиди яких, при відповідному напрямку переносу повітряної маси, надають найбільший вклад в формування рівня забруднення атмосфери у тому чи іншому районі міста. Методика розрахунку коефіцієнта відносного вкладу викидів підприємства у формування рівня забруднення атмосферного повітря міста наведена у роботах [4,5]. Відповідно до методики [3] території різної соціальної спрямованості і ландшафту мають неоднаковий рівень небезпеки від забруднення атмосфери шкідливими домішками. Кожному типу території, в залежності від соціальної значущості району міста (промисловий, адміністративний, рекреаційний, житловий тощо) встановлено відповідний коефіцієнт відносної небезпеки  $\tilde{\sigma}_j$ . Вважаємо, що у місті знаходиться  $k$  підприємств - джерел викидів шкідливої домішки, положення яких задано в прямокутній системі координат. Нехай при деякому напрямку вітру під факел  $i$ -го підприємства потрапляє  $n$ -й тип забрудненої території (умовно назовемо район) з різними показниками відносної небезпеки забруднення повітря  $\tilde{\sigma}_j$ . Райони визначені відповідно до соціального статусу і типу території: Чорноморка – прибережний район на півдні міста, зона рекреації; Аркадія – прибережний район, де розташовані рекреаційні об'єкти; Ланжерон – прибережний рекреаційний район у східній частині міста; ж/м Таїрова – житловий масив на півдні міста; ж/м Котовського – житловий масив на півночі міста; Центральна частина міста і промислова зона в районі Пересипу.

У табл.1 наведені координати центрів симетрії цих районів, а також значення коефіцієнта відносної небезпеки забруднення повітря  $\tilde{\sigma}_j$  [3].

Таблиця 1 - Координати та коефіцієнт небезпеки соціальних районів м. Одеса

№ району	Назва району	Координати району		Коефіцієнт відносної небезпеки, $\tilde{\sigma}_j$
		x	y	
I	Аркадія	28500	47000	10
II	Чорноморка	24000	38300	10
III	Ланжерон	28300	51750	10
IV	Таїрова ж/м	24000	43000	8
V	Котовського ж/м	30300	64000	8
VI	Центр	26000	52000	7
VII	Пересип	25000	57000	4

Чисельний експеримент проведено за даними інвентаризації викидів двоокису азоту 25 підприємств м. Одеса. Розташування підприємств наведено на рис.1. Дані інвентаризації викидів отримано у Державному управлінні охорони навколишнього природного середовища в Одеській області (табл.2).

Таблиця 2 – Дані інвентаризації викидів двоокису азоту підприємств м.Одеса

№ об'єкту	Назва підприємства	Координати		Потужність, т/рік
		X	Y	
2	«Одеський коньячний з-д» (промділ.№1)	23700	50500	0,741
3	«Одеський коньячний з-д» (промділ.№2)	24000	50000	0,012
4	«Будгідраліка»	22100	50300	0,817
5	«Одеський маслоекстракційний з-д»	24800	49500	23,882
6	«Червона гвардія»	26200	57000	1,201
7	«Одеський лакофарбний з-д»	23200	55000	2,910
8	«Цемент»	21500	55000	153,600
9	«Ексімнафтопродукт»	25100	56800	75,618
10	«Одеський консервний з-д» (промділ.№1)	25200	49300	10,379
11	«Одеський консервний з-д» (промділ. №2)	25000	50200	0,525
13	«Пресмаш»	21600	51000	1,112
14	«Одесакондитер» вафельний цех	26200	51200	1,463
15	«Одесакондитер» Головне підприємство	26100	49900	9,674
17	«Одескабель» (промділянка №1)	27500	59500	0,574
18	«Одескабель» (промділянка №2)	28500	60400	0,167
19	«Одеський з-д будівельно-обробних матеріалів»	22400	52300	0,078
20	«Чорноморська іграшка»	19900	50800	0,491
21	«Чорноморгідрозалізобетон»	21700	52300	2,049
23	«Синтез Ойл»	24900	55800	0,098
24	«Перший лікєро-горілчаний з-д»	26500	50400	1,288
25	«Одеські дріжджі»	22800	49900	4,091
27	«Стальканат»	26000	50100	37,699
28	«Стальметиз»	23300	54800	4,539

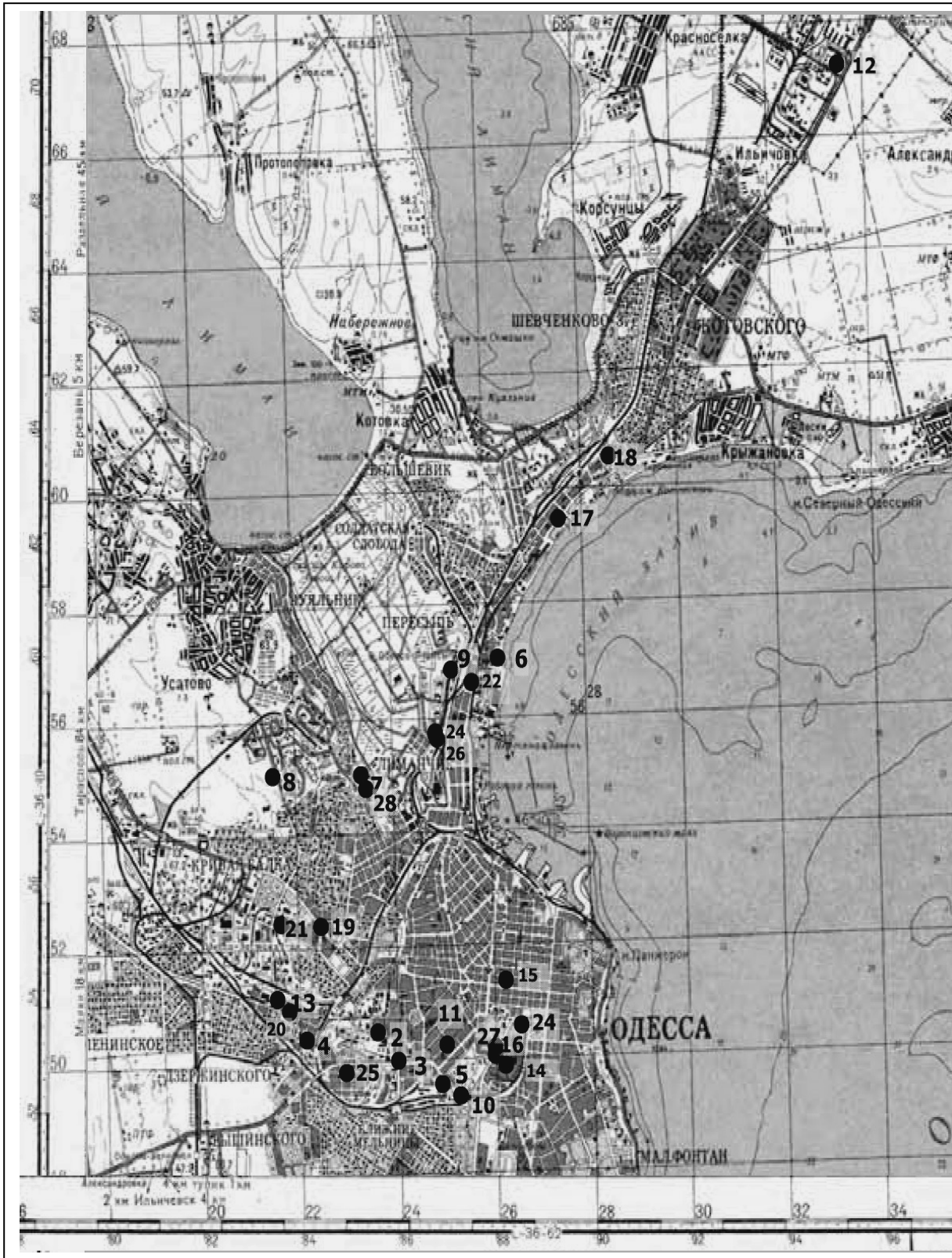


Рис. 1 - Розташування підприємств, дані про викиди яких використані у роботі

**Результати досліджень і їх аналіз.** Викиди окремих підприємств при різних напрямках вітру впливають на формування поля забруднення атмосферного повітря різних районів не однаково.

Відповідно до алгоритму [4,5] для кожного джерела викидів розраховуються: значення максимуму концентрації ( $C_{mi}$ ), положення точок максимуму концентрацій на сліду факела, а також відстань точок максимуму концентрацій від джерела викиду.

Коефіцієнт відносного вкладу підприємства в забруднення атмосферного повітря містить у собі функцію небезпеки забруднення інгредієнтом у  $j$ -му районі  $i$ -м підприємством. Цю функцію можливо розрахувати, якщо визначити концентрацію інгредієнта ( $C_{ij}$ ), пов'язану з викидами усіх підприємств, що розглядаються.

Чисельний експеримент виконано за даними викидів двоокису азоту при чотирьох складових напрямку вітру: північ (Пн), схід (Сх), південь (Пд) і захід (Зх). Результати розрахунків відносного вкладу викидів підприємств в формування поля забруднення районів міста двоокисом азоту при різних напрямках вітру наведено у табл.3.

Як свідчать дані табл.3 при північному вітрі ж/м Котовського не підпадає під вплив викидів розглядуваних підприємств (функція небезпеки забруднення цього району дорівнює нулю). Найбільший вклад в забруднення атмосферного повітря у районі прибережної частини міста (Аркадія, Ланжерон) здійснюють викиди підприємств «Одескабель» та ОМЗ «Червона гвардія». Сумарний вклад їх викидів становить 99%. В районі Чорноморки найбільший вклад в забруднення атмосферного повітря вносять викиди ТОВ «Цемент» і «Ексімнафтопродукт». Вклад цих підприємств складає 22% кожне. Найбільший вклад у забруднення атмосферного повітря ж/м Таїрова вносять викиди таких підприємств як: «Ексімнафтопродукт», ТОВ «Цемент», «Одеський маслоекстракційний з-д», «Стальметиз». Сумарний вклад цих підприємств у формування рівня забруднення атмосферного повітря ж/м Таїрова складає майже 74%. Забруднення атмосферного повітря Центру міста формується в основному за рахунок викидів «Ексімнафтопродукт», «Одескабель», ОМЗ «Червона гвардія». Сумарний внесок цих підприємств у забруднення атмосфери Центру міста складає 96%. Забруднення атмосфери в районі Пересипу на 100% формується за рахунок викидів підприємства «Ексімнафтопродукт».

При східному вітрі прибережні райони міста (Аркадія, Чорноморка) і ж/м Котовського не підпадають під вплив викидів розглядуваних підприємств (функція небезпеки забруднення цих районів дорівнює нулю). У забруднення атмосфери району Ланжерону 100% вкладу вносять викиди підприємства «Одескабель». Найбільший вклад у забруднення атмосферного повітря ж/м Таїрова вносять викиди підприємств: «Одеський консервний завод» - 39%, «Перший лікєро-горілочаний з-д» - 24%, «Одесакондитер» - 20% і «Стальканат» - 16%. Сумарний внесок цих підприємств складає 99%. На забруднення атмосферного повітря Центру міста на 99% впливають викиди підприємства «Перший лікєро-горілочаний з-д» і на 1% викиди підприємства «Одесакондитер». При східному напрямку повітря забруднення атмосферного повітря в районі Пересипу на 100% здійснюється за рахунок викидів підприємства ОМЗ «Червона гвардія».

При південному вітрі прибережні райони міста (Аркадія, Ланжерон, Чорноморка) і ж/м Таїрова не підпадають під вплив викидів розглядуваних підприємств (функція небезпеки забруднення цих районів дорівнює нулю). Під вплив підпадають такі райони як: ж/м Котовського, Центр та Пересип. Найбільший внесок у забруднення атмосферного повітря у районі ж/м Котовського вносять викиди підприємств «Одеський консервний з-д» - вклад складає 33%, «Одесакондитер» - 27%, «Стальканат» - 21% та «Перший лікєро-горілочаний з-д» - 11%. У формування забруднення атмосферного повітря в Центрі міста найбільший вклад вносять «Одеський консервний

Таблиця 3 - Відносний вклад викидів підприємств в формування поля забруднення атмосфери районів міста двоокисом азоту при різних напрямках вітру (%)

№ підприємства	Відносний вклад																											
	Пн							Сх							Пд							Зх						
	I	II	III	IV	V	VI	VII	I	II	III	IV	V	VI	VII	I	II	III	IV	V	VI	VII	I	II	III	IV	V	VI	VII
2	0	3	9	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	
3	0	2	9	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	
4	0	2	9	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	0	0	4	0	
5	0	6	9	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	22	3	0	0	0	0	0	0	
6	17	1	13	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
7	0	2	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
8	0	22	0	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
9	1	22	0	35	0	63	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0	100	
10	0	5	0	1	0	0	0	0	0	0	39	0	1	0	0	0	88	0	33	48	23	0	0	0	0	0	0	
11	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0	
13	0	9	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36	0	68	0	0	29	0	
14	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	10	0	7	3	3	0	0	4	0	0	0	
15	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	20	0	0	0	0	0	0	0	27	37	17	0	0	0	0	0	0	
17	31	2	3	1	0	23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
18	51	1	57	1	0	3	0	0	0	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40	0	3	0	0	3	0	
21	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	0	0	61	0	
23	0	2	0	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	18	0	0	0	0	0	0	0	
24	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	24	0	99	0	0	0	1	0	11	0	1	0	0	0	0	0	0	
25	0	4	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	0	0	0	0	0	0	
27	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	16	0	0	0	0	0	1	0	21	12	8	0	0	0	0	0	0	
28	0	5	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

з-д» - 48%, «Одесакондитер» - 37% та «Стальканат» - 12%. В районі Пересипу забруднення атмосферного повітря двоокисом азоту формується за рахунок викидів перш за все таких підприємств як: «Одеський маслоекстракційний з-од», «Одеський консервний з-д», «Синтез Ойл» і «Одесакондитер». Сумарний вклад викидів цих підприємств складає 80%.

При західному вітрі прибережний район міста Чорноморка і ж/м Таїрова не підпадають під вплив викидів розглядуваних підприємств (функція небезпеки забруднення цих районів дорівнює нулю). При західному вітрі в формування рівня забруднення атмосферного повітря району Аркадії майже 96% сумарно вносять вклад підприємств: «Чорноморська іграшка» - 40%, «Пресмаш» - 36% та «Одеські дріжджі» - 20%. Усі інші підприємства сумарно дають вклад 4%. Атмосферне повітря в районі Ланжерону забруднюється за рахунок викидів підприємства «Пресмаш» - 68% та підприємства «Чорноморгідрозалізобетон» - 15%. Атмосферне повітря ж/м Котовського на 100% забруднюється викидами підприємства «Ексімнафтопродукт», а район Пересипу підприємства «Цемент». Центр міста при західному переносі забруднюється за рахунок викидів підприємств «Чорноморгідрозалізобетон» та «Пресмаш». Вклад цих підприємств у формування рівня забруднення атмосферного повітря Центру складає 61%, майже по 30% відповідно.

Таким чином, найбільш небезпечними для повітряного басейну м. Одеса щодо забруднення двоокисом азоту є наступні підприємства: «Ексімнафтопродукт», «Червона гвардія», «Одеський консервний з-д» (промділ.№1), «Пресмаш», «Одесакондитер».

**Висновки.** Отримані результати дозволяють оцінити умови формування поля забруднення атмосфери за рахунок викидів стаціонарних джерел, тобто підприємств, з урахуванням їх технічних і технологічних характеристик, а також напрямку переносу повітряної маси. Чисельний експеримент проведено за даними інвентаризації викидів підприємств. Для прийняття рішень щодо регулювання діяльності підприємств при несприятливих метеорологічних умовах розрахунки повинні здійснюватися за даними фактичних викидів підприємств.

#### Список літератури

1. Берлянд М.Е. Современные проблемы атмосферной диффузии загрязнение атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1975. – 448 с.
2. Лоева И.Д. Оптимизационная модель планирования уровня загрязнения атмосферы большого города. Одесса: Деп. УкрНИИТИ №3199, 1992.
3. Временная типовая методика определения экономической эффективности осуществления природоохранных мероприятий и оценки экономического ущерба, причиняемого народному хозяйству загрязнением окружающей среды. – М.: Экономика, 1986. – 92 с.
4. Лоева И.Д. Оценка относительного вклада предприятия в загрязнение атмосферы города вредными примесями. Одесса: Деп. УкрНИИТИ №3198, 1992.
5. И.Д.Лоева, О.Г.Владимирова, В.А.Верлан. Оцінка стану забруднення атмосферного повітря великого міста (методи аналізу, прогнозу, регулювання): Монографія, – Одеса.: Екологія, 2010, – 202 с.

#### **Относительный вклад выбросов отдельных предприятий в формирование поля загрязнения атмосферы города. И.Д.Лоева, М.А.Тимошук**

*Проведен расчет относительного вклада выбросов предприятий города Одесса в формирование поля загрязнения атмосферного воздуха диоксидом азота по четырем направлениям ветра: север, восток, юг, запад. Полученные результаты позволяют оценить условия формирования поля загрязнения атмосферы города за счет выбросов стационарных источников с учетом их технических и технологических характеристик.*

**Ключевые слова:** диоксид азота, вклад выбросов предприятий, загрязнение атмосферы, вредные примеси, направление ветра.

**Relative contribution of emissions by some companies in the formation of air pollution level of a city.**

**Loyeva I., Timoshchuk M.**

*The estimation of the contribution of emissions from the enterprises of Odessa in the formation of air pollution with nitrogen dioxide in four wind directions: north, east, south, west, is presented. These results can serve a basis for determination of the most dangerous industries in adverse weather conditions considering the air mass transfer in order to regulate their activities to prevent pollution of the city.*

**Keywords:** nitrogen dioxide, contribution of the enterprises emissions, atmospheric pollution, impurities, the wind direction.

**О.В. Глушков, д.ф.-м.н., Ю.Я. Бунякова, к.геогр.н., О.М. Грушевський, к.геогр.н., Г.К. Балан, стар.викл.**

*Одеський державний екологічний університет*

## **ХАОС-ГЕОМЕТРИЧНИЙ АНАЛІЗ ЧАСОВИХ РЯДІВ КОНЦЕНТРАЦІЙ ДІОКСИДУ АЗОТУ В АТМОСФЕРІ ПРОМИСЛОВОГО МІСТА (НА ПРИКЛАДІ ГДАНСЬКОГО РЕГІОНУ)**

*На основі методу теорії хаосу, зокрема, схеми кореляційної розмірності, алгоритму Гросберге-ра-Прокаччі, виконано аналіз часових рядів концентрацій діоксиду азоту у м. Гдиня (Гданський регіон) і розраховано спектр кореляційних розмірностей, що підтверджує наявність відповідного хаосу. Отримані чисельні оцінки узгоджуються з даними по спектру розмірностей Ляпунова, розмірності Калана-Йорка та ентропії Колмогорова. Надано оцінку ліміту передбачуваності методу короткострокового прогнозу*

**Ключові слова:** часові ряди концентрацій, діоксид азоту, метод кореляційної розмірності, хаос

**Вступ.** Загальновідомо, забруднення атмосфери є найбільш небезпечним фактором для людини, флори і фауни, а забезпечення її чистоти є найбільш складною і актуальною проблемою сучасної атмосферної екології [1-4]. Одним з ключових аспектів проблеми є те, що склад атмосфери промислового міста формується під впливом безлічі факторів, у число яких входять характеристики джерел забруднення, їх розташування на місцевості, кліматичні і гідрометеорологічні параметри, особливості архітектури міста, процеси енергообміну і переносу, дисипативність і релаксація, самоочищення та регенерація, і т.ін. Найважливішого значення набуває математичний аспект проблеми, пов'язаний з адекватним аналізом часових рядів концентрацій забруднюючих атмосферних речовин. В останні роки широкого застосування у вивченні антропогенного впливу на екологічний стан промислового міста набули методи теорії хаосу [4-15], які дозволяють, наприклад, на основі дослідження часових рядів концентрацій забруднюючих атмосферу промислового міста речовин давати цілком адекватний аналіз і навіть короткостроковий прогноз подальшої тимчасової еволюції концентрацій забруднюючих речовин. Такий підхід з успіхом використовувався при аналізі флуктуацій метеорологічних та гідрологічних характеристик [16-22]. У роботах [4-7] методи нелінійного прогнозу і теорії хаосу з успіхом застосовувалися до аналізу тимчасових рядів концентрацій атмосферного пилу, сірчистого ангідриду на двох постах м. Одеса, а також в ряді міст Гданського регіону. У цих роботах використовувалися спрощені моделі відновлення спектра розмірностей Ляпунова і на його основі розраховувалась розмірність Калана-Йорка, ентропія Колмогорова. Було показано, що навіть спрощена методика побудови прогностичної моделі дає цілком задовільні результати прогнозу. Метою цієї роботи є проведення більш докладної у порівнянні з попереднім аналізом [5,6] програми досліджень часових рядів для діоксиду азоту у м. Гдиня (Гданський регіон) і оцінка ліміту передбачуваності короткострокового методу прогнозу.

**Дані та методика аналізу.** У якості вихідних даних використані дані спостережень за діоксидом азоту ( $\text{NO}_2$ ) у м. Гдиня впродовж грудня 2002р. та всього 2003 року (див. цитування в [11]). Концентрації цих двох газів (у  $\text{мг/м}^3$ ) вимірялися кожні 5 хвилин, а потім по цих вимірах розраховувалися середньогодинні значення (усього 9480 величин). Відзначимо, що з 10 постів, розташованих у районі Гданська, тільки на цих двох протягом 2003 року спостереження відбувались безупинно. Це й стало причиною вибору зазначених вище постів, тому що для подальшого аналізу методами теорії хаосу необхідний набір даних з регулярним кроком за часом. У табл. 1 наведені деякі статис-



тичні характеристики для розглянутих вихідних даних, а на рис.1 – самі часові ряди.

Таблиця 1 - Середні ( $\bar{f}$ ), максимальні ( $f_{\max}$ ) і мінімальні ( $f_{\min}$ ) величини, середньоквадратичні відхилення ( $\sigma^2$ ), коефіцієнти асиметрії ( $\gamma_1$ ) і ексцесу ( $\gamma_2$ ) для часових рядів  $\text{NO}_2$  у м. Гдиня Гданського регіону за 2003 рік

Гдиня	$\bar{f}$	$f_{\max}$	$f_{\min}$	$\sigma^2$	$\gamma_1$	$\gamma_2$
$\text{NO}_2$	17,03	101,12	3,90	11,23	1,81	4,44

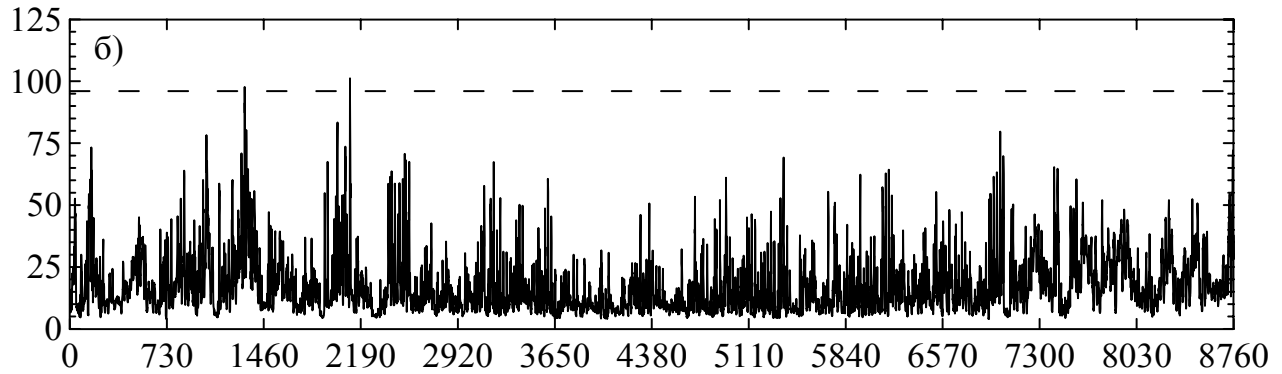


Рис. 1 - Часові ряди  $\text{NO}_2$  (у  $\text{mg}/\text{m}^3$ ) для м. Гдиня в 2003 році. Штрихові лінії позначають індекс 2 забруднення повітря. Вісь  $X$  – порядковий номер години в році.

Мітки на осі  $X$  рис. 1 нанесені так, щоб відповідати приблизно першому дню місяця. Також, на цьому рисунку штриховою лінією наведена нижня межа індексу 2 забруднення ( $96 \text{ mg}/\text{m}^3$  для  $\text{NO}_2$ ) згідно з Директивою ЄЕС по якості повітря (усього індексів 10). Видно, що впродовж 2003 року спостерігалось декілька випадків, коли досягалося значення цього індексу, і всі вони припадали на зиму або початок весни, тоді як улітку концентрації забруднюючих речовин, у середньому, менші. На рис.2 наведено спектр Фур'є для часового ряду (рис.1.) Беручи до уваги нерегулярний характер змін концентрацій (див. рис.1), не дивно, що ці спектри виглядають такими ж, як і у випадкового процесу.

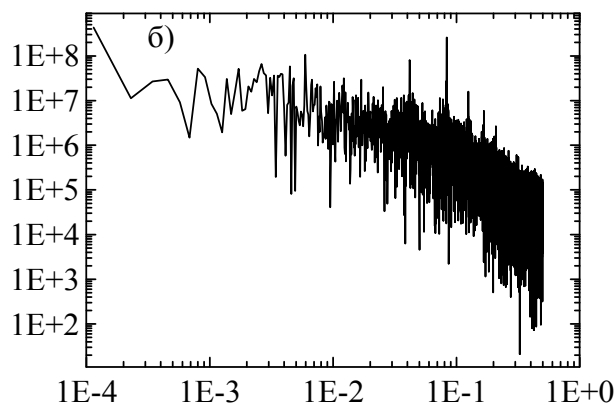


Рис. 2 - Спектр Фур'є концентрацій  $\text{NO}_2$ : вісь  $X$  – частота, вісь  $Y$  – енергія

**Результати аналізу та висновки.** Важливий крок у аналізі, згідно з [1], - це відновлення фазового простору, для чого потрібно визначення часової затримки за допомогою автокореляційної функції або взаємної інформації. У табл. 2 зведені всі отримані результати для часової затримки в інтервалі від 1 до 1000. Відзначимо, що навіть у цьому випадку автокореляційна функція для  $\text{NO}_2$  стала меншою від нуля.

Таблиця 2 - Часова затримка ( $\tau$ ) в залежності від різних значень автокореляційної функції ( $C_L$ ) і перший мінімум взаємної інформації ( $I_{\min 1}$ ) для часових рядів  $\text{NO}_2$ 

Гдиня	$C_L = 0$	$C_L = 0,1$	$C_L = 0,5$	$I_{\min 1}$
$\text{NO}_2$	102	53	4	8

Подальший крок - чисельні експерименти з відновлення розмірності фазового простору ( $d_E$ ), використовуючи при цьому метод кореляційної розмірності й алгоритм помилкових найближчих сусідніх точок. У табл. 3 зведені всі результати по відновленню аттракторів, а також розрахунку показника  $K$  тесту Готтвода й Мелбена і глобальних розмірностей Ляпунова. Нагадаємо, що показник  $K$  тесту Готтвода й Мелбена набуває значень від 0 (регулярність) до 1 (хаос). При цьому важливо зазначити, що величини відмінні від нуля, є показниками хаотичності процесу. В нашому випадку значення  $K$  у всіх випадках перевищують 0,6, тобто розглянуті часові ряди піддаються впливу хаотичної динаміки. Можна також відзначити, що розмірність Каплана-Йорка, яка також є одним з показників розмірності аттрактора, у всіх випадках менша, ніж використовувана нами розмірність  $d_A$ , а це також може служити одним з показників правильності нашого вибору.

Таблиця 3 - Часова затримка ( $\tau$ ), кореляційна розмірність ( $d_2$ ), розмірність простору вкладення ( $d_E$ ), перші дві розмірності Ляпунова ( $\lambda_1$  і  $\lambda_2$ ), розмірність Каплана-Йорка ( $d_L$ ), межа передбачуваності ( $\text{Pr}_{\max}$ , години) і показник  $K$  для  $\text{NO}_2$ 

	$\tau$	$d_2$	$d_E$	$\lambda_1$	$\lambda_2$	$d_L$	$\text{Pr}_{\max}$	$K$
$\text{NO}_2$	8	5,32	6	0,0190	0,0054	3,86	42	0,68

Зупинимося тепер на результатах розрахунку спектра розмірностей Ляпунова. У табл. 3. наведені позитивні  $\lambda_i$ . Оскільки швидкість перетворення сфери в еліпсоїд по різних осях визначається  $\lambda_i$ , то ясно, що чим менша сума позитивних розмірностей, тим більш стійкою є динамічна система. Відповідно це збільшує її передбачуваність. Наявність для кожної із систем двох (із шести) позитивних  $\lambda_i$  свідчить про те, що в шестивимірному просторі система розширюється уздовж двох осей і звужується уздовж чотирьох, що залишилися. Сума позитивних  $\lambda_i$  визначає ентропію Колмогорова, яка обернено пропорційна межі передбачуваності. Для використання методу нелінійного прогнозу необхідно вирішити ще одну задачу, яку можна сформулювати так: скільки найближчих сусідніх точок (NN) потрібно взяти, щоб результати прогнозу були задовільними. Для розв'язання цієї задачі можна попередньо зробити кілька оцінок для різної кількості NN, а потім розрахувати коефіцієнт кореляції між фактичними й прогностичними даними. Як правило, коефіцієнт кореляції збільшується, досягає якогось максимуму [19]. Нами такий підхід був використаний для прогнозу на двадцять чотири години для 100 останніх точок часових рядів  $\text{NO}_2$ . Проведені чисельні експерименти показали, що зі збільшенням числа найближчих сусідніх точок прогностична крива, як правило, наближається до фактичної. Результати розрахунку коефіцієнта кореляції між фактичними й прогностичними (на 24 години) величинами при деяких NN представлені в табл.4. Як вказувалося вище, коефіцієнт кореляції зростає зі збільшенням числа NN і досягає деякого значення, після чого його зміни не істотні. Оскільки кількість даних у часових рядах у нашому випадку велика, то максимуму коефіцієнт кореляції може досягти при дуже великій кількості найближчих сусідніх точок, однак, брати їх усіх для побудови моделі прогнозу не має сенсу, тому що якість самого прогнозу при цьому істотно не покращиться.

Таблиця 4 - Коефіцієнт кореляції ( $r$ ) між фактичним і прогностичним на 24 год. рядами залежно від числа найближчих сусідніх точок (NN) для останніх 100 точок ряду

NN	35	220	240
$r$	0,960	0,974	0,972

Цікаво відзначити, що, хоча у даному дослідженні розглядалися більш довгі числові ряди, одержані результати практично не відрізняються від результатів попереднього дослідження часових рядів зміни концентрацій діоксиду азоту у декотрих містах Гданського регіону. Це безперечно свідчить про надійність й певну стійкість всієї чисельної схеми дослідження. Важливо також зазначити, що одержані фактичні й прогностичні на 12 годин величини концентрацій досліджуваних домішок у м. Гдиня дуже добре узгоджуються один з одним. З іншого боку, авжеж слід мати на увазі, що, незважаючи на те, що практично всі піки на фактичній кривій повторюються на прогностичній, різниця між прогнозом і фактичними даними у випадку підвищених концентрацій інгредієнтів може бути істотною, але й у розглянутому випадку результати такого прогнозу можна вважати цілком задовільними.

#### Список літератури

1. Бунякова Ю.Я, Глушков А.В. Анализ и прогноз влияния антропогенных факторов на воздушный бассейн промышленного города.- Одесса: Экология.-2010.-256с.
2. Chelani A.B. Predicting chaotic time series of PM10 concentration using artificial neural network // Int. J. Environ. Stud.-2005.-Vol.62.-P. 181-191.
3. Sivakumar B. Chaos theory in geophysics: past, present and future // Chaos, Solitons & Fractals.-2004.-Vol.19,№ 2.-P. 441-462.
4. Glushkov A.V., Bunyakova Yu.Ya., Khokhlov V.N., Prepelitsa G.P., Tsenenko I.A. Sensing air pollution field structure in the industrial city's atmosphere: stochasticity and effects of chaos // Sensor Electr. and Microsyst. Tech.-2005.-№1.-P. 80-84.
5. Глушков А.В., Хохлов В.Н., Сербов Н.Г., Бунякова Ю.Я., Балан А.К., Баланюк Е.П. Низкоразмерный хаос во временных рядах концентраций загрязняющих веществ в атмосфере и гидросфере// Вестник Одесск.гос.эколог.ун-та.-2007.-N4.-С.337-348.
6. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya. Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method// Atmospheric Environment (Elsevier; The Netherlands).-2008.-Vol.42.-P. 7284-7292.
7. Глушков А.В., Серга Э. Н., Бунякова Ю.Я. Хаос во временных рядах концентраций загрязняющих веществ в атмосфере (г. Одесса)//Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту.-2009.-N8.-С.233-238.
8. Lorenz E.N. Deterministic nonperiodic flow // J. Atmos. Sci.-1963.-Vol.20.-P.130-141.
9. Abarbanel H.D.I., Brown R., Sidorowich J.J., Tsimring L.Sh. The analysis of observed chaotic data in physical systems // Rev. Mod. Phys.-1993.- Vol.65.-P.1331-1392.
10. Packard N.H., Crutchfield J.P., Farmer J.D., Shaw R.S. Geometry from a time series // Phys. Rev. Lett. – 1980. – Vol. 45. – P. 712-716.
11. Песин Я.Б. Характеристические показатели Ляпунова и гладкая эргодическая теория // Успехи мат. наук.-1977.-Т. 32,№ 1.-С. 55-112.
12. Kaplan J.L., Yorke J.A. Chaotic behavior of multidimensional difference equations // Functional differential equations and approximations of fixed points. Lecture Notes in Mathematics No. 730 / H.-O. Peitgen, H.-O. Walter (Eds.). Berlin: Springer, 1979.-P.204-227.
13. Grassberger P., Procaccia I. Measuring the strangeness of strange attractors // Physica D.-1983.-Vol.9.-P.189-208.

14. Sano M., Sawada Y. Measurement of the Lyapunov spectrum from a chaotic time series // Phys. Rev. Lett.-1985.-Vol.55.-P.1082-1085.
15. Schreiber T. Interdisciplinary application of nonlinear time series methods // Phys. Rep.-1999.-Vol.308.-P.1-64.
16. Tsonis A.A., Elsner J.B. Global temperature as a regulator of climate predictability // Physica D.-1997.-Vol.108.- P.191-196.
17. Islam M.N., Sivakumar B. Characterization and prediction of runoff dynamics: a nonlinear dynamical view // Adv. Water Res.-2002.-Vol.25, № 2.-P.179-190
18. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Prepelitsa G.P., Tsenenko I.A. Temporal variability of the atmosphere ozone content: Effect of North-Atlantic oscillation// Optics of atmosphere and ocean.-2004.-Vol.14,N7.-P.219-223.
19. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N. Using meteorological data for reconstruction of annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal functions approach to Moldova-SW-Ukraine region//Atmosph. Research (Elseiver).-2005.-Vol.77.-P.100-113.
20. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Tsenenko I.A. Atmospheric teleconnection patterns and eddy kinetic energy content: wavelet analysis// Nonlinear Processes in Geophysics.-2004.-V.11,N3.-P.285-293.
21. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation // Journal of Hydrology (Elsevier; The Netherlands).-2006.- Vol. 322. -N1-4.-P.14-24.
22. Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S. Relationship between SOI and global temperature anomalies: nonlinear approach// IOP Journal of CS: Earth and Environmental Science, Spec. Issue: Climate Change - Global Risks, Challenges and Decisions. -2009.- Vol.6.-P.072034 (4p.).

**Хаос-геометрический анализ временных рядов концентраций диоксида азота в атмосфере промышленного города (на примере Гданьского региона)**

**Глушков А.В., Бунякова Ю.Я., Грушевский О.Н., Балан А.К.**

*На основе метода теории хаоса, в частности, схемы корреляционной размерности, алгоритма Гроссбергера-Прокаччи, выполнен анализ временных рядов концентраций диоксида азота в г.Гдыня (Гданьский регион) и рассчитан спектр корреляционных размерностей, подтверждающий наличие соответствующего хаоса. Полученные численные оценки согласуются с данными по спектру размерностей Ляпунова, размерности Калана-Йорка и энтропии Колмогорова. Дана оценка предела предсказуемости метода краткосрочного прогноза*

**Ключевые слова:** временные ряды концентраций, диоксид азота, метод корреляционной размерности, хаос

**Chaos-geometric analysis of time series of concentrations of nitrogen dioxide in the atmosphere of the industrial city (on example of the Gdansk region)**

**Glushkov A.V., Bunyakova Yu.Ya., Grushevsky O.N., Balan A.K.**

*On the basis of the theory of chaos, in particular, correlation dimension method and the Grossberger-Procaccia algorithm, is has been performed the analysis of time series of concentrations of nitrogen dioxide in Gdynia (Gdansk region) and calculated spectrum of the correlation dimension, that confirms the existence of a chaos existence. The resulting numerical estimates are consistent with the data from the spectrum of Lyapunov dimension, Kaplan-York dimension and Kolmogorov entropy. The estimation of the limit of predictability for the method of the short-termed forecast is given.*

**Keywords:** time series of concentrations of nitrogen dioxide, method of correlation dimension, chaos

УДК 528.92:550.8 / 004.9 (075)

**В.И.Мещеряков\***, д.т.н., **А.В.Мокиенко\*\***, д.м.н., **А.В.Козлов\***, **В.В.Фоменко\***

*\*Одесский государственный экологический университет*

*\*\*Украинский научно-исследовательский институт медицинской реабилитации и курортологии Министерства охраны здоровья Украины*

## **СОЗДАНИЕ КАДАСТРА ПРИРОДНЫХ ЛЕЧЕБНЫХ РЕСУРСОВ В СИСТЕМЕ МОНИТОРИНГА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ**

*Проанализированы предпосылки создания кадастра природных лечебных ресурсов, учитывающие специфику курортологии, разработана информационная система, обеспечивающая накопление и систематизацию существующих данных о ПЛР и расширение задач их обработки.*

*Ключевые слова:* мониторинг, кадастр, природные лечебные ресурсы, информационная система, базы данных

**Постановка задачи.** Мониторинг является комплексной деятельностью, в рамках которой осуществляется сбор, хранение информации о природной среде, представление качественных свойств окружающего мира количественными характеристиками, важными с рассматриваемой точки зрения. К числу важнейших объектов восстановления жизнедеятельности человека относятся природные лечебные ресурсы (ПЛР), включающие лечебные грязи, воды, минеральные и органические вещества, используемые в курортологии. Рациональное использование ПЛР и такие особенности лечебных ресурсов как уникальность, а зачастую и невозобновляемость, предполагает необходимость осуществления системного анализа природной среды курортов, сохранения экологического окружения, учета гидрометеорологических воздействий. Такой анализ возможен только при условии создания информационной системы, обеспечивающей ввод исходных данных о ПЛР с привязкой их к месту расположения, хранения их в форме, пригодной для дальнейшей оперативной обработки, т.е. в виде кадастровой геоинформационной системы [1] ПЛР. Более того, влияние на качество ПЛР экологической обстановки, гидрометеорологических условий делает необходимым накопление данных во времени для анализа динамики свойств ПЛР и принятия управленческих решений для минимизации внешних воздействий.

### **Анализ состояния вопроса.**

*Исходные предпосылки разработки кадастра ПЛР.* В соответствии со статьей 37 Закона Украины “О курортах”: “Государственный кадастр природных лечебных ресурсов Украины является системой данных о количестве, качестве и иных важных с точки зрения лечения и профилактики заболеваний человека характеристик всех природных лечебных ресурсов, которые выявлены и подсчитаны на территории Украины, а также возможные объемы, способы и режимы их использования” [2]. Постановление Кабинета Министров от 26.07.2001 г. № 872 “Об утверждении Порядка создания и ведения Государственного кадастра природных лечебных ресурсов”; совместный Приказ Министерства охраны здоровья Украины и Министерства охраны окружающей природной среды Украины от 26.03.2008 г. № 156/152 “Об утверждении Перечня и формы подачи сведений, которые включаются в Государственный кадастр природных лечебных ресурсов”, зарегистрированный в Министерстве юстиции Украины 20.05.2008 г.; Приказ Министерства охраны здоровья Украины от 02.11.2007 г. № 685 “О создании Центра ведения Государственного кадастра природных лечебных ресурсов”, в соответствии с которым утверждено “Положение о Центре ведения Государственного кадастра природных лечебных ресурсов”, который создается в структуре Украинского научно-исследовательского института медицинской

реабилитации и курортологии; Приказ Министерства охраны здоровья Украины от 23.09.2009 г. № 687 “Об утверждении Инструкции по созданию и ведению Государственного кадастра природных лечебных ресурсов”, зарегистрированный в Министерстве юстиции Украины за № 154/17449 от 12.02.2010 г. [3].

*Требования к созданию кадастра ПЛР.* В соответствии с упомянутым Постановлением КМ № 872 от 26.07.2001 г., кадастр предполагает осуществление текущего и перспективного использования, обеспечения рациональной добычи, охраны, усовершенствования системы природоохранных мероприятий и иных вопросов, связанных с использованием ПЛР [2]. В соответствии с Инструкцией по созданию и ведению Кадастра ПЛР № 687 от 23.09.2009 г., он является официальным государственным источником информации относительно ПЛР, которые добываются и используются на территории Украины. Данные Кадастра должны учитываться при разработке средств относительно рационального использования ПЛР, их охраны от повреждений, загрязнений и истощения, при рассмотрении вопросов относительно придания территориям статуса курорта, установки границ территории курортов, аккредитации организаций и предприятий санаторно-курортного профиля, принятия решений относительно землеустройства и использования земель, на которых расположены природные объекты, являющиеся лечебными, решения иных вопросов, связанных с использованием ПЛР [3]. Согласно Постановлению КМ Украины от 26 июля 2001 г. № 872 в Кадастр включаются сведения в форме текстовых, цифровых и графических (картографических) материалов по видам (типам) природных лечебных ресурсов: минеральные и термальные воды, лечебные грязи и озокерит, рапа лиманов и озер, морская вода, природные объекты и комплексы с благоприятными для лечения, медицинской реабилитации и профилактики заболеваний климатическими условиями [4].

*Кадастр как информационная система.* Кадастр основывается на современных геоинформационных и распределенных компьютерных технологиях, т.е. включает в себя создание и поддержание электронных карт и планов, хранилищ данных, а также аппаратных и программных средствах, обеспечивающих различный режим удаленного доступа, ориентированных на конечного пользователя. Обычно Кадастр включает следующие подсистемы: информационно-справочную, сопровождающую и расширения. Первая обеспечивает потребителей необходимой информацией по объектам природопользования с заданной детализацией с представлением данных в виде документов заданной формы. Вторая – поддерживает базу данных и математический аппарат первой подсистемы. Третья – пополнение баз данных новой семантической составляющей и расширение функциональных возможностей системы [5]. Методы и средства мониторинга [6] и принципы создания геоинформационных систем проработаны достаточно детально [7, 8], однако реальные системы являются громоздкими и дорогостоящими, что сдерживает их развитие и применение. Кадастры ПЛР практически не представлены в доступном информационном пространстве, хотя первичные наработки Украинским научно-исследовательским институтом медицинской реабилитации и курортологии Министерства охраны здоровья Украины уже сделаны [3], что позволяет рассматривать данную демонстрационную версию как аналог для дальнейших разработок.

**Целью работы** явилось создание информационной части Кадастра ПЛР, которая обеспечивает решение задач ввода данных мониторинга окружающей среды о лечебных ресурсах, хранение и обработку информации с привязкой к картографическим данным.

**Изложение основного материала разработок.** Разработка информационной части кадастра ПЛР предполагает следующие этапы: формирование требований и их

анализ, разработку обобщенной структуры кадастра для согласования ПЛР с существующей географической информационной системой, детализацию структуры, разработку базы данных, программную реализацию структуры, заполнение базы данных, тестирование программного продукта, внесение корректив.

Основными требованиями потребителя к Кадастру ПЛР в концентрированном виде изложены в [9], где отмечается, что “как показал анализ зарубежного опыта, ни один из рабочих кадастров такого типа, которые ведутся за рубежом, не может быть перенесен на отечественную почву”, и предполагает необходимость проработки иных подходов к решению этой задачи.

Рассмотрены варианты решения задачи.

Представим вариант с одним изолированным рабочим местом, для которого пишется программное обеспечение в виде расширения ArcMap. Его пользовательский интерфейс включает в себя инструменты и средства для заполнения баз данных, их редактирования, актуализации и анализа. В этом контексте создается инструментарий для генерации различных запросов к атрибутивным и картографическим базам данных с представлением результатов запросов в табличном и картографическом виде. Сети не используются, перенос данных осуществляется дисками, флэш и т.п. Для всех, кто работает с кадастром, ставится только этот продукт. Подход обладает рядом недостатков: необходимость установки базы данных на каждый компьютер; сложность синхронизации информации между различными компьютерами, при которой появляется несоответствие информации; плохая масштабируемость; неудобное перенесение данных.

Вторым вариантом является разработка автоматизированной WEB-системы обработки, хранения и отображения данных кадастра, а также локальной системы сбора данных. Учитывая табличный характер информации целесообразно использовать реляционную базу данных MySQL, разработку и поддержку которой осуществляет корпорация Oracle. Обычно MySQL используется как сервер, к которому обращаются локальные или удаленные клиенты, однако в дистрибутив входит библиотека внутреннего сервера, что позволяет включать MySQL в автономные программы. К достоинствам ее следует также отнести: хорошую техническую поддержку; браузерную работу; оснащенность большим количеством API для иных языков и поддержкой большим количеством существующих программ; возможность репликации данных; возможность работы с несколькими базами через одно соединение; а также то обстоятельство, что почти все типы таблиц реализованы в виде файлов, что существенно облегчает создание резервных копий, перенос, удаление и создание символьных посылок между базами данных и таблицами, даже если сервер находится в нерабочем состоянии; использование протокола сжатия между клиентом и сервером, что повышает производительность.

Информационная система кадастра ПЛР разработана по второму варианту с возможностью работы как в сетевом, так и автономном режимах. Ее основополагающим элементом является база данных (БД), структура которой состоит из семи таблиц (рис. 1):

- 1) источники (содержит виды, на которые подразделяются природные лечебные ресурсы: минеральные воды, лечебные грязи, бишофит, озокерит, лиманная рапа);
- 2) группы источников (содержит виды, на которые подразделяются источники: подземные минеральные воды и их качество, пелоиды и их качество, озокерит и его качество, бишофит и его качество, описание участка лимана или моря, его гидротехническое и бальнеологическое оснащение);
- 3) подгруппы группы источников (содержит виды, на которые подразделяются группы источников: месторождение и участки минеральных вод, водопункты

месторождений минеральных вод, результаты химических исследований веществ в водах, а также микробного ценоза, примесей);

4) коллекция измерений (содержит названия показателей и единицы измерений, которые заносятся в основную таблицу, характеристики, вид месторождения, тип минеральной воды, кондиционные показатели и т.п.);

5) ресурсов (содержит названия ресурсов, например, месторождение минеральных вод “Маринивское “Аква Вита”, месторождение минеральных вод Новохмельницкое);

6) карта ресурсов (содержит объекты, которые есть в ресурсе и их координаты, номера государственных свидетельств);

7) характеристики ПЛР (рис. 2).

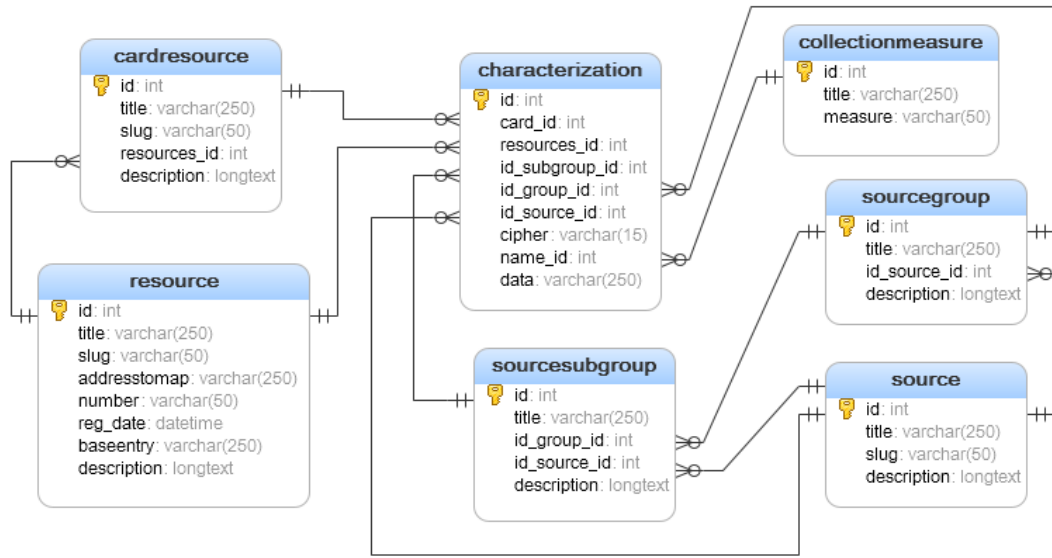


Рис. 1 – Структура базы данных

Шифр	Назва показника	Дані
1	Родовище мінеральних вод	Маринівське «Аква Віта»
2	Ділянка родовища мінеральних вод	«Аква Віта» свр. № 4749 та № 4870
3	Курортна територія	
4	Розташування за адміністративним підпорядкуванням	
4.1	назва населеного пункту	с. Маринівка
4.2	назва адміністративного району	Біляївський
4.3	назва області	Одеська
5	Геологічний індекс водоносного горизонту	N1S
6	Тип родовища	
7	Тип мінеральної води	хлоридна натрієва
8	Кондиційні показники	
8.1	мініралізація	
8.1.1	мініралізація (найменше значення) г/куб.дм	
8.1.2	мініралізація (найбільше значення) г/куб.дм	
8.2	основні іони	
8.2.1	гідрокарбонати	
8.2.1.1	гідрокарбонати (найменше значення) екв.‰	

Рис. 2 – Таблица пользователя

Разработана система для хранения данных, в которой используется не локальная БД, а располагаемая на хостинге, и для обработки и отображения данных используется web-сайт, что позволяет избавиться от многих недостатков. Так, обеспечивается открытый доступ к кадастру, снижаются требования к ресурсам, обеспечивается



возможность фильтрации и анализ данных, загрузка GPS треков, работа в реальном времени без перегрузки страницы, возможность работы в offline режиме.

Если пользователь работает не с самой БД, а в локальном режиме, то нет необходимости сразу отправлять изменения в БД. Пользователь на своем компьютере может делать все необходимые правки, добавить нужные ему объекты и эти данные накапливаются. Если он решает, что появилась необходимость загрузить эти данные в БД, он нажимает на кнопку “Загрузить на сервер”. При этом выполняется инициализация соединения с БД, производится авторизация и передаваемые данные проходят проверку на корректность. Если авторизация и проверка на корректность завершаются успешно, то данные записываются в БД. Желательно чтобы все данные, которые пользователь редактирует, создает, загружались на сервер хотя бы раз в день. Это можно делать вручную или поставить автоматическую отправку. Если нет подключения к интернету, то можно заранее с помощью нашей программы скачать необходимый участок территории и просматривать эту карту в локальном режиме.

#### **Выводы:**

1. Разработана информационная система кадастра ПЛР, которая обеспечивает работу как в сетевом, так и в автономном режимах.
2. Обеспечена возможность оперативного сопоставления характеристик природных лечебных ресурсов для задач сохранения и эффективного использования.
3. Заложена технологическая база для использования информационных технологий в области курортологии и природопользования.

#### **Список литературы**

1. <http://www.bibliotekar.ru/ecologicheskoe-pravo-3/74.htm>.
2. Закон Украины от 05.10.2000 № 2026-III “О курортах”.
3. [http://kurort.gov.ua/catalog/tsentr\\_vedennya\\_derjavnogo\\_kadastru\\_prirodnih\\_l%D1%96kuvalnih\\_resurs%D1%96v](http://kurort.gov.ua/catalog/tsentr_vedennya_derjavnogo_kadastru_prirodnih_l%D1%96kuvalnih_resurs%D1%96v).
4. [http://3222.ua/ru/article/oglyad\\_kadastrv\\_yak\\_funktsonuyut\\_v\\_ukran.htm](http://3222.ua/ru/article/oglyad_kadastrv_yak_funktsonuyut_v_ukran.htm). Обзор кадастров, которые функционируют в Украине.
5. <http://www.studzona.com/referats/view/1464> Кадастры природных ресурсов.
6. Муртазов А.К. Экологический мониторинг. Методы и средства. – Рязань: Рязанский гос. Университет им. С.А.Есенина, 2000, – 146 с.
7. Кузнецов О.Л., Никитин А.А., Черемисина Е.Н. Геоинформатика и геоинформационные системы. М.: ВНИИгеосистем, 2005, – 453 с.
8. Петин А.Н., Васильев П.В. Геоинформатика в рациональном недропользовании. – Белгород: Изд-во БелГУ, 2011, – 268 с.
9. Омелянець С., Мельник І. Обґрунтування методичних підходів до розробки державного кадастру природних лікувальних ресурсів // Український бальнеологічний журнал, – 2004. – № 3,4. – С. 12-16.

**Створення кадастру природних лікувальних ресурсів в системі моніторингу навколишнього середовища. Мещеряков В.І., Мокієнко А.В., Козлов А.В., Фоменко В.В.**

*Проаналізовано передумови створення кадастру природних лікувальних ресурсів, що враховують специфіку кардіології, розроблена інформаційна система, яка забезпечує накопичення і систематизацію існуючих даних про ПЛР та розширення задач їх обробки.*

**Ключові слова:** моніторинг, кадастр, природні лікувальні ресурси, інформаційна система, бази даних

**Creation of natural medicinal resources cadaster in environmental monitoring system**

**Mescheriakov V., Mokienko A., Kozlov A., Fomenko V.**

*The background of natural medicinal resources cadaster considering specificity of balneology was analyzed, the informational system for accumulation, systematization of existing data on the NMR and expansion of processing tasks was developed.*

**Keywords:** monitoring, cadaster, natural medicinal resources, informational system, database

**Т.Ю. Стрюк, асист.**

*Одесский государственный экологический университет*

## **ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОПТИМАЛЬНОГО УРОВЕННОГО РЕЖИМА ДЛЯ СОХРАНЕНИЯ И ВОССТАНОВЛЕНИЯ ВОДНО-БОЛОТНОГО УГОДЬЯ «ОЗЕРО КАРТАЛ»**

*В работе рассмотрены граничные условия функционирования экосистемы водно-болотного угодья «Озеро Картал» и в связи с этим определен его оптимальный уровеньный режим.*

**Ключевые слова:** Дунай, озеро, водно-болотное угодье (ВБУ), уровеньный режим, уровень воды.

**Введение.** При тотальном обваловании поймы Дуная в основном происходило разрушение пойменно-лугового биотопа, что стало причиной существенного сокращения площадей естественных нерестилищ и кормовых угодий в Придунайском регионе. Восстановление этого типа биотопа при воссоздании ВБУ «Озеро Картал» не только повысит биоразнообразие рассматриваемого участка, но также увеличит экологическую емкость сопредельных территорий.

**Материалы и методика исследования.** Среда обитания биотических сообществ озера Картал определяется большим количеством абиотических факторов, многие из них взаимозависимы, поэтому учесть их подчас невозможно. В этой связи для их оценки обычно используют интегральные показатели, которые отражают комплекс процессов, происходящих в озере. В качестве такого показателя предлагается принять уровень воды в озере, отражающий комплекс природно-антропогенных изменений. Колебания уровня формируют разнопериодичные изменения среды обитания озерного биоценоза. Меняются размеры мелководий, глубины, минерализация воды, количество биогенных веществ, условия прогревания водной толщи, продолжительность вегетационного периода и т.д. Продолжительность периодов высокого стояния уровней связана с увеличением увлажненности и т.д. Исходя из этого, имеются физические основы для поисков связей элементов биоценоза с уровнями воды в озере. Чаще всего такие зависимости имеют место лишь на уровне когерентности.

При проектировании восстановления ВБУ и их последующей эксплуатации с успехом используют методы экологического моделирования. На практике нереально ставить вопрос об адекватном отражении всего структурного богатства любого сложного природного объекта, поэтому возникает проблема выделения ключевых свойств и процессов. При восстановлении ВБУ «Озеро Картал» одним из ключевых процессов является уровеньный режим [1-3], который определяется геоморфологическими характеристиками, внешними и внутренними гидрологическими условиями, а также параметрами гидротехнических сооружений, связывающих восстанавливаемую территорию с сопредельными водными объектами.

Под внешними гидрологическими условиями подразумевается динамика уровней в водоемах и водотоках сопредельных к восстанавливаемому объекту. Для озера Картал в качестве характеристики внешних гидрологических условий использовались графики хода уровней в Дунае и озере Кугурлуй. Изменение уровня воды непосредственно в озере Картал определяется внутренними условиями, к которым можно отнести уровень воды в озере в момент открытия шлюзов.

Геоморфологические характеристики территории озера и сопредельных территорий определяют объемы воды, необходимые для его заполнения. На основании

времени заполнения необходимые объемы пересчитываются в расходы воды, пропуск которых должен быть обеспечен гидротехническими сооружениями.

Граничные уровневые условия обусловлены современными природными и антропогенными условиями, как в пределах озера, так на сопредельных территориях. Граничные гидрологические условия определяются уровнем режимом сопредельных водных объектов. Гидрографы различной обеспеченности на Дунае и уровень в озере Картал характеризуют напоры, которые в свою очередь определяются габаритами гидротехнических сооружений и характеризуют ход уровней воды в озере. Последний должен обеспечивать оптимальные условия местообитания, в которых и будет восстанавливаться «проектируемая» экосистема со свойственным ей биоразнообразием.

**Результаты исследования и их анализ.** Обобщенные качества обводненности речных пойм характеризуются поемностью. Рекомендуемые сроки затопления луговых биотопов в условиях Придунавья – середина марта – начало (середина) апреля. Продолжительность стояния воды при затоплении: от 3-5 до 10-12 суток. Глубина затопления – 0,1-0,5 м. Причем, весеннее повышение уровня должно производиться постепенно, плавно без резких изменений и без задержки уровня на постоянной отметке. Обводненность тростникового биотопа желательна в течение всего года. Высокий уровень воды (глубина 0,5-1,5 м) оптимален в апреле-июне с последующим падением его до глубин не ниже 0,5-0,7 м. Для регуляции продуктивности тростника полезно затопление на продолжительный период раз в 3-5 лет. Однако в случае искусственно ограничиваемого уровня и продолжительности затопления существует опасность вытеснения луговых биотопов монодоминантными биотопами и формирование сплошных тростниковых зарослей. В этих условиях важным аспектом поддержания луговых биоценозов является борьба с тростником.

Эффективными методами воздействия на тростниковые заросли являются: а) увеличение амплитуды колебания уровня воды (до 1,5 м и более); б) вымораживание в зимний период; в) выпас скота.

Для вымораживания корневой системы тростников необходимо к концу ноября осуществлять понижение уровня воды в озере до отметки 1,6 мБС с сохранением этого уровня до февраля.

Существенного расширения биотопа погруженной и плавающей высшей водной растительности по сравнению с площадями, которые занимает этот биотоп в настоящее время в озере, не произойдет. Этот биотоп будет привязан преимущественно к каналам, тростниковым зарослям и главными требованиями применительно к водному режиму и уровню наполнения будут постоянная обводненность и периодическая промывка в весенний и осенний периоды. С другой стороны, в маловодные годы будет полезно максимально срабатывать озеро, сбрасывая воду в Дунай. Ежегодная промывка и периодическое осушение будет препятствовать накоплению органического вещества в водоеме и уберегать экосистему от застойных явлений. Однако сроки промывок ограничены необходимостью поддержания стабильного уровня воды в озере в гнездовой период. Постоянный уровень при ледоставе является лимитирующим фактором и его изменение не желательно для зимующих видов животных.

Расширение биотопа древесно-кустарниковой растительности на территории ВБУ будет происходить преимущественно за счет ивы белой, тополя черного и белого – видов устойчивых к продолжительному затоплению. Рассматриваемый биотоп будет приурочен к локальным повышениям: дамбам, прирусловым валам и грядам. Для оптимального развития биотопа древесно-кустарниковой растительности желательно затопление 1 раз в год (в начале или середине марта на глубину 0,1-0,5 м) и обсыхание занимаемой им территории к началу лета. При отсутствии на луговых участках ВБУ

выпаса и сенокосения возможна экспансия древесно-кустарниковой растительности и сукцессионная трансформация лугового биотопа в биотоп пойменного леса. При сильном разрастании ивняков желательно обеспечить периодическое вымокание корней кустарников (длительное затопление) [3].

При формировании диспетчерского графика изменения уровня воды в озере следует также учитывать биологические потребности водной и луговой растительности к температурному режиму воды и воздуха (рис. 1) [4, 5].

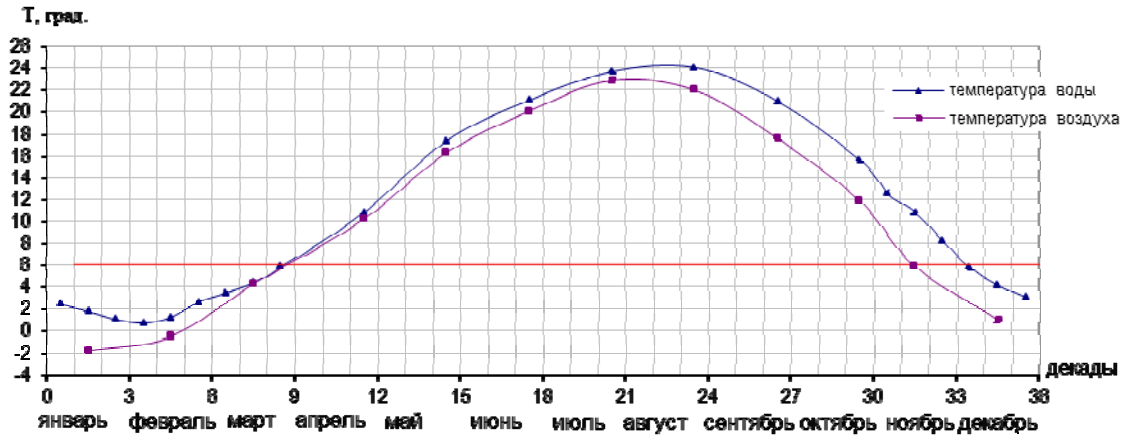


Рис. 1 - Средний многолетний ход температуры воды р. Дунай – в/п Рени и воздуха (по метеостанции г. Измаил).

Таким образом, с учетом отметок дна озера и сопредельных пойменных территорий, можно сделать вывод о том, что при восстановлении ВБУ «Озеро Картал» будут формироваться шесть основных типов биотопов:

- 1) погруженных и плавающих макрофитов;
- 2) полупогруженных макрофитов;
- 3) сырых, низкопойменных, низинных лугов;
- 4) среднепойменных или средних лугов;
- 5) высокопойменных, верховых лугов;
- 6) древесно-кустарниковой растительности дамб и прирусловых валов.

Ихтиокомплекс озера Картал после воссоздания гидрологического режима (за счет восстановления прямой гидрологической связи с р. Дунай, озерами Кагул и Кугурлуй) будет в значительной мере соответствовать видовому составу рыб сопредельных водоемов.

Основными лимитирующими факторами, связанными с гидрологическим режимом, для большинства видов рыб будут: 1) содержание растворенного кислорода в озере и каналах в летний период; 2) сохранение стабильного уровня воды в период нереста и инкубации икры; 3) поддержание относительно высокого уровня воды зимой для предотвращения промерзания воды в каналах и озере.

Для предохранения от застойных явлений в озере и предотвращения заморов рыбы, связанных с гипоксией, необходимо обеспечить достаточную интенсивность водообмена путем подачи воды из Дуная и сбросом ее в Кугурлуй в весенний период, и подачей воды из Кагула/Дуная и сбросом ее в Дунай, начиная со второй половины августа и до наступления осенних паводков. Анализ требований фитофильных видов рыб к температуре воды в период нереста показал, что единственным видом, чей массовый нерест проходит при температуре менее 10°C является щука. В зависимости от температуры воды период инкубации щучьей икры длится 8-12 суток. Выклюнувшиеся личинки прячутся на нерестилищах среди растительности.

По мере рассасывания желточного мешка (3 суток) и появления потребности во внешней пище молодь щуки переходит к одиночному образу жизни и питается мелкими беспозвоночными [6].

Весь период воспроизводства щуки, начиная с нереста и заканчивая началом самостоятельного питания ее молоди, укладывается в 4-5 недель и завершается с достижением температуры воды 10°C [6].

Остальные виды фитофильных рыб можно разделить на две группы. К первой относятся преимущественно хищные рыбы – окунь, судак, а также плотва (эврифаг), массовый нерест которых происходит при температуре воды от 10 до 15°C (третья декада апреля – третья декада мая). Вторая группа представлена преимущественно карповыми (сазан, карась серебряный, карась золотой, красноперка, линь, лещ и др.). Массовый нерест этих видов наступает при температуре 15°C и выше, что наблюдается в среднем с конца мая по июнь, включительно. В зависимости от внешних условий, некоторые из вышеперечисленных видов рыб (сазан, караси золотой и серебряный) мечут икру порционно несколько раз за весенне-летний период.

Для обеспечения стабильных условий для нереста и сохранения икры и личинок фитофильных рыб необходимо [7]:

- проводить наполнение озера с началом весеннего половодья на Дунае (март);
- после наполнения озера до максимальных отметок необходимо поддерживать установившийся уровень в течение нескольких недель;
- избегать существенных понижений уровня воды в озере при достижении температуры воды в мелководьях 40С и до 100С (с третьей декады марта по вторую декаду апреля);
- избегать существенных понижений уровня воды в озере при достижении температуры воды в мелководьях выше 100С (с конца апреля по июнь).

Как было показано выше, для избежания массовых заморозов рыбы в зимний период, вследствие промерзания водоема, надо поддерживать в озере достаточно высокий уровень – порядка 1,6 мБС.

Требования амфибий, населяющих территории (акватории) озера, к гидрологическому режиму в целом соответствуют требованиям ихтиокомплекса [7].

Для сохранения и повышения видового разнообразия и численного многообразия птиц обводнение территорий ВБУ должно быть непрерывным и стабильным. Наиболее привлекателен для поддержания видового разнообразия птиц вариант двухэтапного спуска воды из озера. Первый осуществляется после 3-4-х недельного стояния максимального уровня воды до отметок 3,5 – 4 мБС. За время затопления на обширных мелководьях сформируется обильная кормовая база, которая станет доступной для птиц после освобождения лугов от паводковых вод. Второй этап спуска воды целесообразно осуществить во второй половине июня. Это позволит избежать разрушения кладок многих видов птиц. К этому времени их птенцы свободно перемещаются (плавают или бегают) и могут легко приспособиться к изменению уровня воды в озере.

При различной обводненности участков сопредельной территории озера крупные млекопитающие найдут свои станции дневок и/или ночевок. Поддержание пойменных лугов, в сочетании с расширением площадей, занятых древесно-кустарниковой растительностью и тростниковыми сообществами, обеспечит максимальное видовое разнообразие зверей.

Возможность наполнения и опорожнения озера Картал определяется уровнем режимом реки Дунай и озера Кугурлуй. Основным приемом расчета уровней воды при наличии репрезентативных рядов наблюдения является построение кривых

обеспеченности. Кривые обеспеченности, строились по в/п Рени и Измаил, а также были пересчитаны для створа канала Прорва.

С каждой из этих кривых снимались уровни при обеспеченности 10, 25, 50 и 75 % и строились, соответственно, среднемесячные, среднедекадные, среднедвухсуточные и среднесуточные кривые 10, 25, 50 и 75% обеспеченного хода уровня в створе канала Прорва, подающего в озеро Картал воду (рис. 2). Эти кривые характеризуют возможности подачи воды в озеро из Дуная в весенний и летний периоды и сброса воды из озера в Дунай в осенний и зимний периоды.

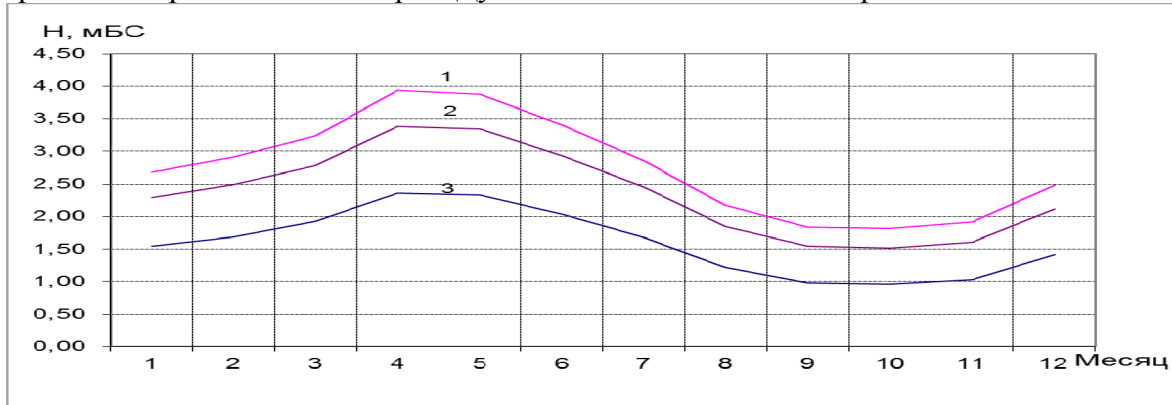


Рис. 2 - Ход среднемесячных уровней, осредненных за многолетний период:

- 1 – в/п Рени;
- 2 – исток канала Прорва;
- 3 – в/п Измаил.

Анализ кривых хода уровня, которые были построены по уровням, осредненным за 10 суток, показал (рис. 3), что в марте уровни 50 и 75% обеспеченности не превышают отметку 2,5 мБС. Отметка же 3,0 мБС кривой 75% обеспеченности достигается лишь в первой декаде апреля, а кривой 50% обеспеченности достигается во второй декаде марта. Кривая 25% обеспеченности поднимается до отметки 3,5 мБС в третьей декаде февраля и не превышает уровня 4,0 мБС. И лишь при обеспеченности в 10% уровни воды в р. Дунай колеблются между отметками 3,5-4,5 мБС с третьей декады февраля и до июля включительно.

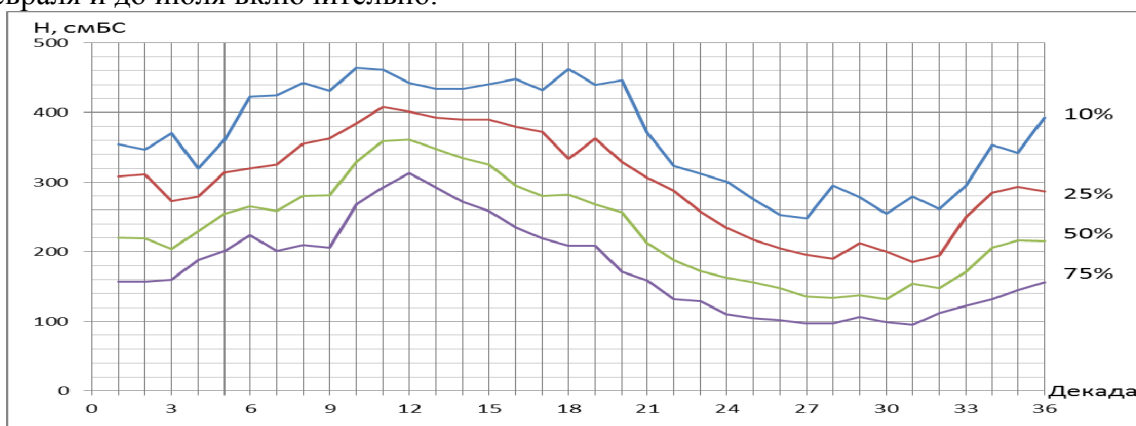


Рис. 3 - Ход среднедекадных уровней разной обеспеченности в створе Прорва.

Таким образом, в озере отметки 3,5 м могут быть достигнуты в марте – апреле лишь в годы с обеспеченностью уровня в 10% и 25%. Вероятность затопления 4-х метровой отметки при десятисуточном осреднении уровня воды возможна только в годы с 10% обеспеченностью уровня.

Для обоснования восстановления ВБУ «Озера Картал» необходимо провести обобщение различных граничных условий для оптимального функционирования биотопов и приуроченных к ним взаимосвязанных биотических сообществ. Основываясь на вышеизложенных данных, оптимальные уровенные условия для восстановления экосистемы озера выглядят следующим образом:

- заполнение начинается в феврале-марте (с подъемом уровня воды в Дунае) и ведется до максимально возможных отметок (3,5-3,9 мБС);
- продолжительность стояния воды составляет 15-20 суток;
- сброс осуществляется в два этапа: 1) до 2,5-2,8 мБС продолжительность стояния – 80-110сут.; 2) до 1,5-1,6 м БС с поддержанием этого уровня в зимний период.

Диспетчерский график, характеризующий оптимальные уровенные условия в озере, показан на рис. 4.

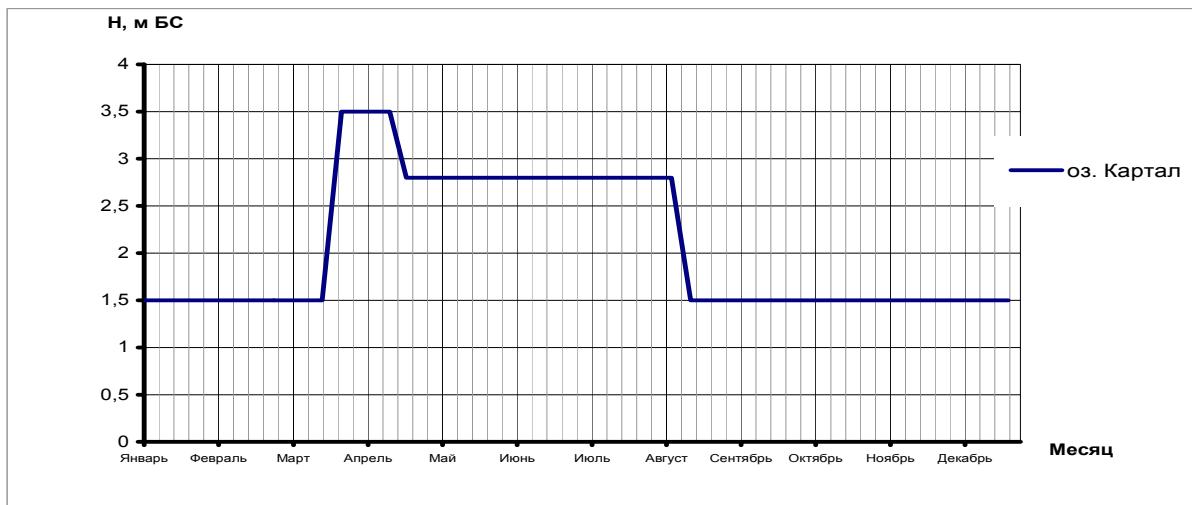


Рис. 4 - Проектный диспетчерский график, характеризующий уровенные условия на озере Картал.

Как было показано выше, превышение максимальных уровней воды над уровнем дамбы вокруг с. Орловка, соединение озера с Дунаем нерегулируемыми водопропускными сооружениями вполне возможно, т.е., по соображениям сохранения системы защиты населенных пунктов, различных коммуникаций и сельскохозяйственных территорий от затопления, проблему восстановления ключевого экологического процесса для территории озера с постоянно открытым шлюзом Прорва возможно в современных условиях.

В связи с этим возникает необходимость сооружения шлюза на протоке Тобачелло со стороны озера Кугурлуй, но уже по экологическим соображениям. В виду того, что в последние годы озеро Картал является «подающим каналом» для озера Кугурлуй, в озере наблюдаются деграционные процессы (сокращение объема, заиление, зарастание).

Вследствие того, что озера Картал-Кугурлуй-Ялпуг представляют собой систему водных объектов, где ход уровня воды регулируется человеком, исходя в первую очередь из экономических интересов (рыбоводство, орошение). Зарегулирование Придунайских озер привело к сокращению амплитуды сезонных колебаний и поддержанию стабильного относительно высокого (2,8-3,0 м БС) уровня воды в летний период, т.е. при создании прямой нерегулируемой гидрологической связи озера Картал с озером Кугурлуй существует опасность заболачивания, с последующим образованием на рассматриваемой территории обширных монодоминантных зарослей тростника южного. Последние, с одной стороны, не позволят сохранить на территории ВБУ



наиболее лимитированный и ценный биотоп пойменных лугов, приведет к снижению общего биологического разнообразия и как следствие понизит интерес к этому участку дельты Дуная со стороны туристов. С другой, сделает невозможным использование большей части сопредельных территорий в качестве сенокосов и пастбищ [8, 9].

Таким образом, основываясь на изложенных выше ограничениях, восстановление экологического режима озера Картал можно охарактеризовать как воссоздание ключевого процесса с применением регулирующих гидротехнических сооружений – шлюзов.

**Выводы.** Восстановление водно-болотного угодья «Озеро Картал» принесет дополнительные варианты использования территории (экотуризм, любительская охота и рыбная ловля) при сохранении устойчивых форм ведения сельскохозяйственного использования.

Основными факторами повышения рентабельности хозяйственной деятельности станут низкзатратные (без применения электроэнергии) методы полива территории – лиманное орошение, использование природных возобновляемых ресурсов поймы – заготовка сена, сезонный выпас скота на высокопродуктивных заливных лугах. Контролируемый выпас лошадей и крупного рогатого скота сдерживает рост травостоя и формирует кочкарные заболоченные луга, что способствует повышению мозаичности ландшафта и росту биоразнообразия.

Восстановление на территории ВБУ пойменных лугов приведет к увеличению видового разнообразия и численности многих видов животных, в том числе и промысловых (кабан, косуля, ондатра, утки, гуси и т.д.). Воссоздание прямой связи с Дунаем и Кугурлуем увеличит разнообразие и общую биомассу ихтиофауны озера, создавая тем самым возможность развития любительского рыболовства.

Доступность и высокое ландшафтное разнообразие территории, повышение численности оседлых и перелетных птиц обеспечат хорошие условия для наблюдения за птицами и развития экотуризма в целом.

#### Список литературы

1. *Географічна енциклопедія України*: [в 3 т.]. – К.: УРЕ ім. М.П. Бажана, 1993. – Т. 3. – 601с.
2. *Польдер у оз. Кугурлуй* / Под ред. Черничко И.И. // Рукопись. – Мелитополь: ЛМВ, 1999. – 8 с.
3. Дьяков О.А., Соколов Ю.Н. Восстановление биологического разнообразия на обдамбованных территориях // Матеріали міжнародної конференції «Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища. - 2002», частина 2. – Одеса, 2002. – С. 230-236.
4. Маслов Б.С., Минаев И.В., Губер К.В. Справочник по мелиорации – М.: Росагропромиздат – 1981. – 430 с.
5. Влияние температурного режима полых вод на выживаемость многолетних трав / [В.Ф. Московченко, Б.И. Демьянчик, Ю.М. Коргоха, И.Р. Струк] // Мелиорация торфяников и их сельскохозяйственное использование. – Минск, 1977. – Вып. 3. – С. 110-118.
6. Панас Р.М. Рекультивация земель: Навчальний посібни. – Львів: Новий світ – 2000, 2005. – 224 с.
7. Гертган де Граф. Рыбное хозяйство и аквакультура Украинской части дельты Дуная в контексте восстановления водно-болотных угодий / Отчет (Предварительный вариант) / TACIS АРКАДИС: Евроконсалт. - Одесса, 1999. – 32 с.
8. Мазур И.И., Молдованов О.И. Курс инженерной экологии: Учеб. для вузов [2-е изд., испр. и доп.]. – М.: Высш. шк., 2001. – 510 с.
9. *Интегрированное управление водными ресурсами и планы эффективного водопользования до 2005 года* [электронный ресурс] / Торкил Джонч-Клауссен // Глобальное водное партнерство (GWP). – 2004. – 24 с. – режим доступа: //http://accord.cis.lead.org/wi/2004/IUVR-Rus.pdf.

#### **Визначення оптимального рівневого режиму для збереження і відновлення водно-болотного угіддя «Озеро Картал». Стрюк Т.Ю.**

*В роботі розглянуті граничні умови функціонування екосистеми водно-болотного угіддя «Озеро Картал» і в зв'язку з цим визначено його оптимальний рівневий режим.*

**Ключові слова:** Дунай, озеро, водно-болотне угіддя (ВБУ), рівневий режим, рівень води.

#### **Determination of optimum level mode for saving and restoring wetlands " Kartal Lake ". Stryuk T.**

*The paper discusses the ecosystem functioning boundary conditions of wetland "Kartal Lake" and in this context it is defined its optimal level regime.*

**Key words:** the Danube, the lake, wetland, level regime, the water level.



УДК 519.24.001.57

Э.Н. Серга, к.геогр.н., Ю.Я. Бунякова, к.геогр.н., А.В. Лобода, к.ф.-м.н.,

В.Ф. Мансарлийский, преп., А.А. Дудинов, ас.

Одесский государственный экологический университет

## МУЛЬТИФРАКТАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ ИНДЕКСОВ АРКТИЧЕСКОГО, АТЛАНТИЧЕСКОГО И ЮЖНОГО КОЛЕБАНИЙ

*На основе мультифрактального формализма с использованием алгоритма Грассбергера-Прокаччиа выполнен мультифрактальный анализ временных рядов индексов Арктического, Антарктического и Южного колебаний.*

**Ключевые слова:** мультифрактальный анализ, Арктическое, Антарктическое и Южное колебания

### 1. Введение.

В настоящее время достаточно надежно установлено несомненное воздействие некоторых структур телеконнекции на погодные условия и климат над различными регионами Земного шара [1-11]. К числу важнейших крупномасштабных климатообразующих процессов обычно относят Арктическое колебание (АО), Антарктическое колебание (ААО), Южное колебание (ЮК=СО), Североатлантическое колебание, представляющее на самом деле одну из наиболее проявляемых схем телеконнекции во все сезоны. Например, согласно работам [1,2], Североатлантическое колебание объединяет части Восточно-Атлантической и Западно-Атлантической схем телеконнекции. В работе [3] рассмотрены вариации климата, связанные с Североатлантическим колебанием, а в [4] изучается влияние Североатлантического колебания на энергетику внетропических широт. Уместно напомнить, что Североатлантическое колебание состоит из диполя аномалий, один центр которого расположен над Исландией, а второй, имеющий противоположный знак, находится в районе Канарских островов. В случае положительной фазы Североатлантического колебания в высоких широтах Северной Атлантики наблюдается давление, несколько ниже нормального, а над центральной частью Северной Атлантики, востоком США и Западной Европой наблюдается давление, превышающее обычное. В случае отрицательной фазы Североатлантического колебания над указанными районами появляются аномалии противоположных знаков. Упомянутые фазы соответствуют изменениям интенсивности Североатлантического струйного течения, а также крупномасштабных зональных и меридиональных переносов тепла и влаги [2,6-10]. Это индуцирует соответствующие изменения в полях температуры и осадков, что проявляется над регионами от восточной части Северной Атлантики до Центральной Европы. Следуя [3], следует также упомянуть существенную корреляцию между зимними индексами Североатлантического колебания и блокирующими ситуациями в указанном регионе, причем процесс блокирования наблюдается при значительной меридиональной циркуляции. В работах [5,8] в рамках изучения энергетики атмосферы применялось вейвлет-разложение для идентификации связи между индексами Североатлантического колебания и запасами вихревой кинетической энергии в умеренных широтах и тропиках. В работе [11] на основе мультифрактального формализма с использованием алгоритма Грассбергера-Прокаччиа выполнен мультифрактальный анализ временных рядов индексов Североатлантического и ЮК, флуктуаций вихревой кинетической энергии в средних и тропических широтах.

Целью настоящей работы является мультифрактальный анализ временных рядов индексов временных рядов индексов Арктического, Антарктического и Южного колебаний. Как и в [11], примененная нами ниже схема базируется на методике, апробированной в работах [9-15]. Следует напомнить, что теория фракталов и мультифракталов в настоящее время широко используется для исследования свойств самоподобия и сложного скейлинга, характерных для многих динамических, в частности, геофизических систем (см., напр., [16-20]).

## 2. Мультифрактальный подход. Алгоритм Грассбергера-Прокаччия

Для изучения характеристик временных рядов индексов Арктического, Антарктического и Южного колебаний нами использована модифицированная методика Грассбергера-Прокаччия [16]. Поскольку, искомая схема детально излагалась ранее (см., напр., [9-15,20]), далее мы ограничимся только ее ключевыми элементами. Согласно классической теории [17], главным объектом мультифрактального формализма является, естественно, мультифрактальный спектр, а главное изучаемое свойство - скейлинг или самоподобие. Обычно применяемая классическая схема вычисления спектра фрактальных размерностей, основанная на стандартном предельном определении, является в известном смысле наиболее последовательной, однако, на практике сталкивается с рядом проблем при ее реализации, в частности, из-за медленной сходимости при предельном переходе. В этой связи более предпочтительным является подход, основанный на расчете обобщенных фрактальных характеристик как глобальных характеристик, по которым соответственно вычисляется и спектр сингулярностей. Альтернативной следует считать методику мультифрактального анализа сложных сигналов, которая основывается на непрерывном вейвлет-преобразовании. Для практических применений особенно в области гидрометеорологии и геофизических наук традиционно достаточно эффективным и приемлемым представляется алгоритм Грассбергера-Прокаччия [16]. Разумеется, в этом методе анализируются наборы эквидистантных временных данных, для получения и уточнения которых в случае необходимости обычно используется метод сплайн-интерполяции. Мастерная корреляционная функция (корреляционный интеграл) определяется по формуле

$$C(r) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{2}{N(n-1)} \sum_{\substack{i,j \\ (1 \leq i < j \leq N)}} H(r - \|y_i - y_j\|), \quad (1)$$

где  $r$  – радиус сферы с центром в  $y_i$  или  $y_j$ ;

$N$  – длина временного ряда.

$H$  – единичная функция Хевисайда, определяемая как обычно

$H(u) = 1$  для  $u \geq 0$  и  $H(u) = 0$  для  $u \leq 0$ .

Если для изучаемой динамической системы характерным является наличие аттрактора (в фазовом пространстве), то корреляционная функция (1) связана с радиусом  $C(r) \sim r^{d_2}$ , где  $d_2$  – корреляционная размерность. Искомая размерность определяется предельным соотношением

$$d_2 = \lim_{\substack{r \rightarrow 0 \\ N \rightarrow \infty}} \frac{\log C(r)}{\log r}, \quad (2)$$

Стандартная схема включает далее вычисление корреляционной размерности

обычно в так называемом диапазоне масштабирования по данным о наклоне наклон линии в координатах  $\log C(r)$  и  $\log r$ . Далее, как обычно (см. детали в [10-12]), значение корреляционной размерности, при котором она достигает насыщения, определяется как корреляционная размерность соответствующего аттрактора ( $d_A$ ). Ближайшее целое число, большее чем  $d_A$ , дает так называемую оптимальную размерность вложения  $d_E$  для реконструкции фазового пространства. Другими словами, речь идет об определении числа динамических переменных, необходимых для описания и моделирования эволюции системы. Более детальное изложение реализации данной методики можно найти, напр., в [9-16,20].

### 3. Данные, результаты и выводы.

В данном исследовании были использованы несглаженные наборы данных для искомым индексов Арктического, Антарктического, Южного колебаний, а также для глобальных аномалий температуры  $T$  на протяжении временного периода 1961-1990 гг. Все наборы данных были получены через Интернет ([http://www.jisao.washington.edu/data\\_sets/aots/ao18992002](http://www.jisao.washington.edu/data_sets/aots/ao18992002), <http://www.cru.uea.ac.uk/ftpdata/soi.dat>, <http://www.jisao.washington.edu/data/aao/slp/aaoslppc19482002>, <http://www.cru.uea.ac.uk/ftpdata/tavegl2v.dat> соответственно).

Из первоначального набора данных, нами были извлечены временные ряды с 1910 по 2001 годы (за исключением ААО, которая начинается с 1948 г.). Для дальнейшего анализа мы разделим временных рядов на три эпохи: 1910-47, 1948-77 и 1978-2001 (далее  $W1$ ,  $C$  и  $W2$ , соответственно).

На рис. 1 показаны временные ряды, выбранные для анализа, в частности, ряды для индексов Арктического колебания (а), Южного колебания (б), Антарктического колебания (с) и аномалии глобальной температуры (д) на протяжении временного интервала 1910-2001гг. (ось  $X$  – календарный год).

Наш анализ показывает, что поведение искомым временных рядов индексов Арктического колебания (а), Южного колебания (б), Антарктического колебания, а также в меньшей степени аномалии глобальной температуры удовлетворяет основным критериям феномена детерминистического хаоса. Оцененные по мультифрактальной методике Грассбергера-Прокаччия соответствующие фрактальные размерности, характеризующие свойства самоподобия и скейлинга, лежат в интервале [1.3-2.5], что, в принципе коррелирует с аналогичными данными по другим геофизическим системам (см. детальнее, напр., [9-20] и ссылки там).

В свете сказанного важно упомянуть о известном фундаментальном феномене генезиса фрактальных размерностей в родственных геофизических динамических системах [12-20]. Следует заметить, что полученные в работе оценки можно использовать в качестве стартовой основы для последующего рассмотрения и решения такого класса задач как, скажем, восстановление и прогнозирование флуктуационных изменений индексов Арктического колебания, Южного колебания, Антарктического колебания, величины аномалии глобальной температуры, а также величин запасов вихревой кинетической энергии в средних и тропических широтах в любом интересующем временном интервале. Разумеется, решение прогностических задач в такой постановке в дальнейшем потребует (см. детали, напр., в [11,12,20]) применение комплекса методов нелинейного анализа и теории хаоса, в том числе, и детальное восстановление спектра размерностей Ляпунова, размерности Калана-Йорка, энтропии Колмогорова и т.д.

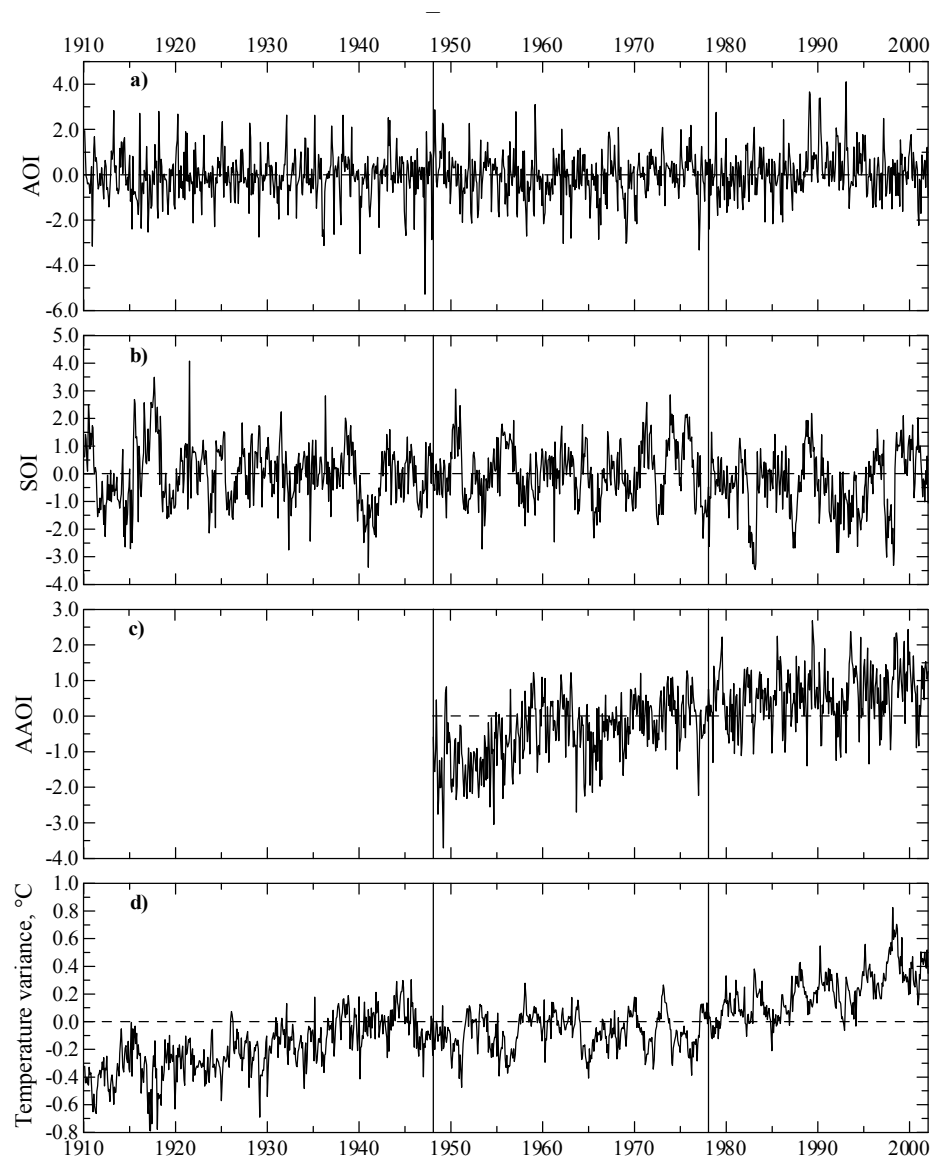


Рис. 1 – Временные ряды индексов Арктического (а; АОИ), Южного (б; SOI), Антарктического колебания (с; ААОИ) и аномалии глобальной температуры (д) на протяжении временного интервала 1910-2001гг (ось X – календарный год).

### Список литературы

1. Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Month.Weather Rev.-1987.-Vol.115.-P.1083-1126.
2. Wallace J.M., Gutzler D.S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter // Month.Weather Rev.-1987.-Vol.109.- P.784-812.
3. Stein O. The variability of Atlantic-European blocking as derived from long SLP time series // Tellus.-2000.-Vol.52A.-P.225-236.
4. Hurrell J.W., van Loon H. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation // Climatic Change.-1997.-Vol.36.-P.301-326.
5. Хохлов В.Н. Влияние Северо-Атлантического колебания на энергетику внетропических широт//Метеор., климатология и гидролог.-2002.-Вып.46.-С. 30-34.
6. DelSole T. Optimally persistent patterns in time-varying fields // Journal of the Atmospheric Sci.-2001.-Vol.58.-P.1341-1356.

7. *Benedict J.J., Lee S., Feldstein S.B.* Synoptic view of the North Atlantic Oscillation // *Journal of the Atmospheric Sci.*-2004.-Vol. 61.-P.121-144.
8. *Хохлов В.Н., Мансарлийский В.Ф.* Запасы энергии в нижней стратосфере северного полушария// *Метеорологія, кліматологія та гідрологія.*-2002.-Вип. 45.-С.53-57.
9. *Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L.* Using non-decimated wavelet decomposition to analyze time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation // *Journal of Hydrology (Elsevier; The Netherlands).* – 2006. – Vol. 322,№1-4.-P.14-24.
10. *Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Bunyakova Yu.Ya., Prepelitsa G.P., Svinarenko A.A., Tsenenko I.A.* Sensing the nonlinear interaction between global teleconnection patterns: micros technology “Geomath”//*Sensor Electr. and Microsyst. Techn.*-2006.-Vol.3,№1.-P.64-70.
11. *Мансарлийский В.Ф.* Мультифрактальное моделирование характеристик временных рядов индексов североатлантического, южного колебаний и вихревой кинетической энергии в средних и тропических широтах// *Український гідрометеорологічний журнал.*-2012.-№10.-С.171-175.
12. *Глушков А.В., Лобода Н.С., Хохлов В.Н., Сербов Н.Г., Свинаренко А.А., Бунякова Ю.Г.* Хаос во временных рядах концентраций загрязняющих веществ в атмосфере: краткосрочный прогноз// *Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту.*-2008.-№5.-С.225-235.
13. *Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya.* Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method// *Atmospheric Environment (Elsevier).*-2008.-Vol.42.-P. 7284–7292.
14. *Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Loboda N.S., Serbov N.G., Zhurbenko K.* Signatures of low-dimensional chaos in hourly water level measurements at coastal site of Mariupol, Ukraine// *Stoch. Environment Res. Risk Assess. (Springer).*-2008.-Vol.22.-P.777-788.
15. *Амбросов С.В., Серге Э.Н., Мансарлийский В.Ф., Кольцова Н.Ю.* Баланс углового момента Земли и атмосферные радиоволноводы: Элементы нестационарной теории// *Вісник Одеського державного екологічного ун-ту.*- 2012.-№14.-С.41-45.
16. *Grassberger P, Procaccia I.* Measuring the strangeness of strange attractors // *Physica D.*-1983.-Vol.9,№1-2.-P.189-208.
17. *Mandelbrot B.B.* The fractal geometry of nature.- San Francisco: W.H. Freeman, 1982.-580p.
18. *Falconer K.J.* The geometry of fractal sets.- Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985.-480p.
19. *Anishchenko V.S.* Nonlinear dynamics of chaotic and stochastic systems.- Berlin: Springer, 2002.- 320p.
20. *Глушков А.В., Бунякова Ю.Я.* Анализ и прогноз влияния антропогенных факторов на воздушный бассейн промышленного города.- Одесса: Экология, 2010.- 256с.

**Мультифрактальный анализ часовых рядов индексов Арктичного, Антарктичного і Південного коливань.**

**Серга Е.М., Бунякова Ю.Я., Лобода А.В., Мансарлійський В.Ф., Дудінов О.А.**

*На підставі мультифрактального формалізму з використанням схеми Грассбергера-Прокаччіа виконано мультифрактальний аналіз часових рядів індексів Арктичного, Антарктичного і Південного коливань.*

**Ключові слова:** мультифрактальний аналіз, Арктичне, Антарктичне і Південне коливання

**A multi-fractal analysis of temporal sets for the Arctic, Antarctic and Southern oscillation indexes.**

**Serga E.N., Bunakova Yu.Ya., Loboda A.V., Mansarliysky V.F., Dudinov A.A.**

*It is carried out a multifractal analysis of temporal sets for the Arctic, Antarctic and Southern oscillation index, indexes within a multi-fractal formalism with using the Grassberger-Procaccia algorithm.*

**Kew words:** multifractal analysis, Arctic, Antarctic and Southern oscillation index

## МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИИ БЕРИЛЛИЯ-7 (<sup>7</sup>Be) В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ В УСЛОВИЯХ ТРОПИЧЕСКОГО КЛИМАТА

*Предложена модель, описывающая изменения концентрации <sup>7</sup>Be в приземном слое атмосферы г. Майямы. В модели используется полином третьего порядка от трех переменных: температуры, сумм атмосферных осадков, количества дней с грозами в месяце. Данная модель позволяет прогнозировать изучаемый процесс на два шага (года).*

**Ключевые слова:** <sup>7</sup>Be, множественно-регрессионный анализ, метеопараметры.

**Введение.** Бериллий-7 (<sup>7</sup>Be) – космогенный радиоактивный изотоп. Он образуется в атмосфере в результате взаимодействия протонов и нейтронов космического происхождения с ядрами атомов азота и кислорода. Образование идёт по реакциям: <sup>14</sup>N (n,3p5n) <sup>7</sup>Be, <sup>14</sup>N (p,4p4n) <sup>7</sup>Be, <sup>16</sup>O (p,5p5n) <sup>7</sup>Be. Скорость образования <sup>7</sup>Be под действием космических лучей изменяется с высотой и широтой и во времени в соответствии с 11 летним солнечным циклом. По некоторым оценкам [1], 70% <sup>7</sup>Be образуется в стратосфере, а 30% – в тропосфере. Образовавшиеся в стратосфере <sup>7</sup>Be поступает в тропосферу за счёт турбулентного обмена и при вторжениях стратосферных воздушных масс, которые происходят, в основном, в результате разрыва тропопаузы, в весенние месяцы [2].

В последнее время появились работы, в которых полагается, что в атмосфере могут образовываться тепловые нейтроны и достаточно энергичные протоны некосмического происхождения, которые также могут вступать в реакции с азотом и кислородом. Как показали исследования [3], потоку тепловых нейтронов в тропосфере свойственна пространственная анизотропия. Она проявляется в том, что на высотах вплоть до 10-15 км поток тепловых нейтронов, направленный вниз, существенно меньше, чем поток, уходящий от земной поверхности, источником которого космические лучи быть не могут.

Одним из некосмических источников таких нейтронов могут являться грозы [4]. Эти нейтроны образуются над грозовым облаком при фотоядерных реакциях [5], которые протекают благодаря взаимодействию ядер атомов азота и кислорода с тормозным гамма-излучением потока убегающих электронов [5]. На основе данной идеи [6] предложена теория, связывающая образование при грозах потока нейтронов с возникновением гигантских восходящих атмосферных разрядов (спрайты, джеты и др.[7]), в которых и образуется тормозное излучение релятивистских убегающих электронов.

Одним из источников протонов в атмосфере может служить реакция ядер атомов азота с альфа-частицами, возникающими при радиоактивном распаде изотопов радона <sup>219</sup>Rn, <sup>220</sup>Rn, <sup>222</sup>Rn и продуктов их распада.

Радон выделяется в воздушную среду в основном с поверхности суши. С водной и покрытой льдом земной поверхности его эксгаляция практически не происходит. Поэтому на интенсивность образования при описанном процессе <sup>7</sup>Be в некотором регионе, ощутимо влияет свойственное ему распределение суши, водных объектов и ледников.

Так как интенсивность эксгаляции радона из почвы в теплое время года существенно выше, чем в холодное, поток образующихся при его распаде альфа-

частиц, а значит и  $^7\text{Be}$ , положительно коррелирован с ее температурой. Существенно зависит она также от газопроницаемости и адсорбирующей способности, образующих земную поверхность, горных пород. На территориях, где эти породы характеризуются высокой трещиноватостью, эсгалиция радона происходит более интенсивно.

Наиболее высока интенсивность рассматриваемого процесса в зонах тектонических разломов, а также на территориях, где содержащие уран, торий или актиний горные породы залегают вблизи земной поверхности.

В земледельческих районах, где в период вегетации растений, верхний слой почвы разрыхляется их корнями, интенсивность эсгалиции радона может возрастать в 7 и более раз [8].

Значительное количество протонов образуется в воздухе также при фотолизе содержащегося в нем водяного пара, происходящем с участием ультрафиолетовой солнечной радиации [9]. Упомянутые реакции в основном протекают в нижних слоях стратосферы и в верхних слоях тропосферы, где достаточно велико содержание в воздухе водяного пара и не слишком ослаблен поглощаемый в воздушной среде поток солнечного ультрафиолета.

Необходимой для участия в ядерных реакциях с азотом кинетической энергией протоны, образующиеся при фотохимических реакциях в атмосфере и реакциях азота с альфа-частицами, как правило, не обладают. Возможность возникновения в тропосфере при грозах заряженных частиц высоких энергий впервые была рассмотрена ещё в начале 20 века. Для обозначения участвующих в этом процессе электронов, разгоняющихся в электрическом поле грозовых облаков до релятивистских скоростей, был предложен термин «убегающие электроны».

Протоны, так же как и электроны, в мощных электрических полях гроз способны разгоняться до достаточных скоростей. Поскольку длина свободного пробега в воздухе протонов зависит от его плотности и по мере увеличения высоты возрастает, реакции образования  $^7\text{Be}$ , протекающие с участием таких протонов, более вероятны в верхних слоях атмосферы. В тропосфере они вероятно возможны в разреженной воздушной среде каналов молний.

Из всех радиоактивных изотопов, содержащихся в атмосфере,  $^7\text{Be}$  уделяется наибольшее внимание. Это обусловлено тем, что этот изотоп широко используется в качестве трассера для исследования различных процессов в атмосфере [8]: обмен между тропосферой и стратосферой, оценка сухих выпадений  $\text{SO}_2$  из атмосферы на земную поверхность, тестирование трёхмерных атмосферных транспортных моделей.

В приземном слое значения концентраций  $^7\text{Be}$  изменяются в пределах  $0.1-14 \text{ мБк/м}^3$  и существенно зависят как от географического положения пункта наблюдения, так и от времени [8].

Причинами изменчивости концентрации  $^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы являются процессы, вызывающие изменения его вещественного баланса. Факторами его приходной части являются процессы, приводящие к образованию  $^7\text{Be}$ , а также его миграции из соседних регионов. Изменения расходной части баланса  $^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы обусловлены радиоактивным распадом его атомов, а также «мокрым» и «сухим» осаждением содержащих его частиц аэрозоля, на подстилающую поверхность. Одним из важнейших факторов снижения концентраций  $^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы является вымывание содержащих это вещество частиц аэрозоля атмосферными осадками (мокрое осаждение). Средняя интенсивность этого процесса тем выше, чем больше интенсивность осадков и продолжительность их выпадения [10, 11]. Поэтому наиболее существенное влияние на изменчивость концентраций  $^7\text{Be}$  в приземном слое оказывают атмосферные осадки в регионах с тропическим влажным и

муссонным климатом, где в летние месяцы интенсивность атмосферных осадков и повторяемость гроз существенно больше чем в зимние.

Из изложенного следует, что к числу наиболее существенных факторов влияющих на изменчивость концентраций  ${}^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы относятся: температура, скорость ветра, повторяемость гроз и туманов, дальность видимости, а также интенсивность и продолжительность атмосферных осадков. Поскольку диапазоны изменения указанных характеристик приземного слоя атмосферы существенно зависят от географического положения региона, а также времени года, то влияние их вариаций на изменчивость концентраций  ${}^7\text{Be}$  может быть различной. В случаях, когда влияние этих факторов является значительным, игнорирование их при моделировании рассматриваемого процесса способно существенно снижать эффективность и полезность для практики его результатов.

Условия, при которых изменения упомянутых характеристик метеоусловий оказывают существенное влияние на изменчивость концентрации  ${}^7\text{Be}$  в том или ином регионе, ныне изучены недостаточно, что осложняет их адекватный учет при его моделировании. Поэтому выявление подобных условий представляет не только теоретический, но и практический интерес.

Учитывая вышесказанное, объектом исследования являются изменения среднемесячных концентраций  ${}^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы, а также характеристик метеоусловий.

Следует отметить, что имеются работы, в которых приведены расчеты концентрации  ${}^7\text{Be}$  в приземной атмосфере исследуемого региона с помощью SVD [12] и глобальной химической 3D [13] моделей. Эти модели требуют большого объема данных наблюдений, сложных расчетов и трудно реализуются на практике.

Цель предлагаемой работы – разработка одномерной модели, позволяющей прогнозировать изменения концентрации  ${}^7\text{Be}$  в приземной атмосфере.

**Данные наблюдений.** Для решения поставленной задачи использованы данные наблюдений, полученные в г. Майями, который расположен на полуострове Флорида (США). Это регион с тропическим влажным и муссонным климатом. Здесь, в период с января 1973 по август 1992 гг., осуществлялся мониторинг изменчивости концентраций  ${}^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы [14]. В тоже время в Международном аэропорту г. Майями синхронно производились наблюдения за изменениями различных, в том числе упомянутых характеристик метеоусловий, а их результаты в виде соответствующих временных рядов представлены в свободном доступе.

**Методика исследования и фактический материал.** Межгодовые изменения среднемесячных концентраций  ${}^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы рассматривались как реализация некой случайной функции, заданной временным рядом своих наблюдений. Как аргументы этой функции рассматривались соответствующие тому же месяцу межгодовые изменения всех изучаемых характеристик метеоусловий.

Одним из наиболее универсальных методов моделирования случайных функций является метод множественной регрессии (далее МР). При использовании МР моделей необходимо выполнять следующие условия: число наблюдений должно не менее чем в два раза превышать число переменных, выборка должна быть однородна, учитываемые факторы должны быть линейно независимые, случайные ошибки не должны быть автокоррелированные, а также выполняться требование гомоскедастичности.

При моделировании изучаемого процесса целесообразно использовать в общем случае нелинейную функцию, которая с максимальной точностью описывает его связь с соответствующими факторами. В большинстве реальных случаев неполнота априорной информации об этой связи не позволяет вполне обоснованно указать вид этой функции. При этом функционал, описывающий данную модель, задается



эвристически, что снижает точность моделирования. Применение таких «неоптимальных» прогностических моделей на практике допустимо, если обеспечиваемые ими ошибки прогнозирования по модулю фактически достаточно малы. Убедиться в их малости можно лишь идентифицировав такую модель и сравнив даваемые ею прогнозы с соответствующими экспериментальными данными.

В рассматриваемой задаче неполнота априорной информации о связях моделируемого процесса и влияющих на него факторов вынуждает прибегнуть при определении вида соответствующей модели к эвристическому подходу.

При этом весь временной ряд этого процесса разделен на две части. Первая, наиболее продолжительная его часть использована при идентификации соответствующей модели, а вторая – при оценке точности прогноза.

В качестве модели моделируемого процесса выбрана полиномиальная функция трех переменных третьего порядка. Поскольку количество неизвестных коэффициентов этой функции гораздо больше, чем длина имеющихся временных рядов, среди его членов была осуществлена предварительная селекция. В ходе ее отобраны 9 членов упомянутого полинома, которые являются наиболее коррелированными с предысторией моделируемого процесса. Их сумма определила конкретный вид его модели.

Для установленного таким образом функционала модели по предыстории изучаемого процесса определены значения среднеквадратических ошибок (СКО) его моделирования и экстраполяции с тем или иным упреждением. Также с ее помощью получены прогнозы с упреждением 1 и 2 года, которые сопоставлены с соответствующими членами рассматриваемого ряда, не учитывавшимися при идентификации его модели.

В рассматриваемой задаче подобный подход к селекции факторов МР модели изучаемого процесса представляется правомочным, поскольку происходящие в современный период изменения климата, как правило, является однонаправленным. Они проявляются в том, что во многих регионах, в том числе и в г. Майями, преобладают тенденции к повышению среднемесячных температур приземного слоя атмосферы, и интенсивности испарения влаги с поверхности Мирового океана (приводящее к увеличению повторяемости гроз и интенсивности атмосферных осадков). Это позволяет предполагать, что значимость упомянутых факторов изменчивости концентраций  ${}^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы над г. Майями при дальнейшем потеплении климата возрастает. Следовательно, установление значимости некоторого фактора в прошлом, свидетельствует о наличии высокой вероятности его значимости и в будущем.

Поскольку мониторинг изменчивости концентраций  ${}^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы над производился с 1973 по 1992 г., каждый из полученных при этом временных рядов среднемесячных значений данного процесса содержит по 20 членов. Части каждого из них, соответствующие периоду 1973-1991 г., использованы для идентификации МР моделей, а по данным за 1992 г. произведена оценка соответствия между результатом экстраполяции и его фактическим значением.

Каждый фрагмент ряда изучаемого процесса, используемый для идентификации, содержит по 19 членов, для обеспечения статистической устойчивости результатов идентификации при селекции членов его уравнения регрессии для каждого месяца отбиралось 9 наиболее коррелированных с ним. Эти члены рассматривались как факторы 9-мерного линейного уравнения регрессии изучаемого процесса заданного временным рядом наблюдений –  $y[j]$  ( $j = 1, 2, \dots, M$ ), описываемой соотношением

$$Y[j] = c_0 + \sum_{i=1}^N c_i \cdot x_i[j], \quad (1)$$

где  $Y[j]$  – временной ряд результатов математического моделирования  $y[j]$ ;  $x_i[j]$  – временные ряды отобранных факторов, рассматриваемых как аргументы модели, содержащие по  $M$  членов;  $M > N+1$ ;  $c_i$  ( $i=0, 1, \dots, N$ ) – неизвестные действительные константы, выбираемые так, чтобы минимизировать  $P$ , определяемое соотношением

$$P = \sum_{j=1}^M (Y[j] - y[j])^2. \quad (2)$$

Значения  $c_i$  определены с помощью метода наименьших квадратов, согласно которому

$$C = A^{-1} \cdot B, \quad (3)$$

где  $C$  –  $N+1$  мерный вектор, компонентами которого являются константы  $c_i$ ;

$$B = \left\{ \begin{array}{l} \sum_{i=1}^M y_i \\ \sum_{i=1}^M y_i x_{i,1} \\ \dots \\ \sum_{i=1}^M y_i x_{i,N} \end{array} \right\} \text{ – } N+1 \text{ мерный вектор; } A^{-1} \text{ – матрица),}$$

обратная по отношению к  $A$ .

$$A = \left\{ \begin{array}{cccc} M & \sum_{i=1}^M x_{i,1} & \sum_{i=1}^M x_{i,2} & \dots & \sum_{i=1}^M x_{i,N} \\ \sum_{i=1}^M x_{i,1} & \sum_{i=1}^M x_{i,1}x_{i,1} & \sum_{i=1}^M x_{i,2}x_{i,1} & \dots & \sum_{i=1}^M x_{i,N}x_{i,1} \\ \sum_{i=1}^M x_{i,2} & \sum_{i=1}^M x_{i,1}x_{i,2} & \sum_{i=1}^M x_{i,2}x_{i,2} & \dots & \sum_{i=1}^M x_{i,N}x_{i,2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \sum_{i=1}^M x_{i,N} & \sum_{i=1}^M x_{i,1}x_{i,N} & \sum_{i=1}^M x_{i,2}x_{i,N} & \dots & \sum_{i=1}^M x_{i,N}x_{i,N} \end{array} \right\} \text{ – квадратная матрица.}$$

Необходимым условием существования решения уравнения (3) является:  $\text{rang}(A) = N+1$ , что имеет место, если среди аргументов  $x_i[j]$  модели (1) отсутствуют связанные между собой функционально. Для исключения подобных случаев отобранные в ходе селекции факторы рассматриваемого процесса проверялись на наличие между ними функциональной связи (при существовании которой коэффициент их парной корреляции по модулю равен 1).

Качество идентифицированной модели оценивалось путем расчета коэффициента парной корреляции предыстории рассматриваемого процесса и результата его

моделирования. Качество признавалось удовлетворительным, если значение этого коэффициента превышало уровень 99% порога достоверной корреляции по критерию Стьюдента. Значение указанного порога оценивалось с учетом числа степеней свободы сопоставляемых временных рядов.

Как уже отмечалось выше, возможность использования идентифицированных таким образом моделей (1) при экстраполяции изменений в том или ином месяце концентраций  $^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы оценивалась по величине ошибки экстраполяции, рассчитанной для наблюдений 1992 г.. Полагалось, что модель пригодна для экстраполяции данных, соответствующего месяца, если модуль этой ошибки не превышает среднеквадратического отклонения ошибки (СКО) ее моделирования, рассчитанной за период 1973-1991 гг.

**Результаты моделирования и их анализ.** В соответствии с предлагаемой методикой для каждого месяца произведена селекция членов нелинейного уравнения множественной регрессии межгодовых изменений средних значений концентраций  $^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы.

Для каждого месяца выявлены девять наиболее значимых членов уравнения регрессии изучаемого процесса, рассматриваемых как его факторы, осуществлена идентификация модели (1) и оценено ее качество.

Функционалы, определяющие соотношение между выявленными членами уравнения регрессии, а также рассматриваемыми характеристиками метеоусловий для месяцев в которые качество идентифицированных моделей признано удовлетворительным, приведены в табл.1.

В табл. 1  $z_1$  – значение повторяемости гроз;  $z_2$  – месячная сумма атмосферных осадков;  $z_3$  – среднемесячная температура приземного слоя атмосферы.

Как видно из табл. 1, качество математических моделей изменчивости концентрации  $^7\text{Be}$  является удовлетворительным лишь в зимние (январь-февраль) и летние (июнь-июль) месяцы.

Для метеоусловий в зимние месяцы в исследуемом регионе характерно практически полное отсутствие гроз и малая интенсивность атмосферных осадков. Вероятно поэтому изменения большинства выявленных факторов межгодовых колебаний концентрации  $^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы в эти месяцы определяются вариациями среднемесячных температур воздуха –  $z_3$ .

Таблица 1 – Наиболее значимые члены уравнения регрессии межгодовых изменений среднемесячных значений концентраций  $^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы над г. Майями, описывающего их связи с вариациями характеристик метеоусловий

Фактор	$x_1$	$x_2$	$x_3$	$x_4$	$x_5$	$x_6$	$x_7$	$x_8$	$x_9$
Январь	$z_3$	$z_1z_3$	$z_3z_3$	$z_3z_3z_3$	$z_1z_3z_3$	$z_1z_3z_2$	$z_1z_1$	$z_1z_2$	$z_1z_1z_3$
Февраль	$z_3$	$z_3z_3$	$z_3z_3z_3$	$z_1z_3z_3$	$z_3z_3z_2$	$z_1z_1z_3$	$z_1z_1$	$z_1z_3$	$z_1$
Июнь	$z_1z_2$	$z_1z_2z_3$	$z_1z_2z_2$	$z_1z_1z_2$	$z_2$	$z_2z_2$	$z_2z_3$	$z_3z_3z_2$	$z_2z_2z_3$
Июль	$z_1$	$z_1z_1$	$z_1z_3$	$z_1z_1z_1$	$z_1z_1z_3$	$z_1z_3z_3$	$z_1z_1z_2$	$z_1z_2$	$z_1z_2z_3$

Летним месяцам на юге полуострова Флорида соответствуют годовые максимумы интенсивности атмосферных осадков и повторяемости гроз, вследствие чего, по-видимому, межгодовые вариации именно этих характеристик ( $z_1z_2$ ) формируют изменчивость большинства факторов рассматриваемого процесса в июне и июле.

Установлено, что изменения, иных исследуемых метеорологических условий к числу значимых факторов не относятся.

Коэффициенты и рассматриваемые характеристики качества МР моделей, описывающих изменения концентрации  $^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы в зимние и летние месяцы, рассчитанные с использованием изложенной методики, приведены в табл. 2.

Таблица 2 – Коэффициенты и характеристики МР моделей (1) изменений концентрации  $^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы над г. Майями в зимние и летние месяцы

Коэффициент	Январь	февраль	Июнь	июль
$C_0$	-172.244	-101.698	5.522	5.665
$C_1$	27.721	15.473	-0.039	27.065
$C_2$	0.082	-0.705	0.001	-0.080
$C_3$	-1.412	0.010	-4.2E-06	-1.850
$C_4$	0.0236	-0.002	0.0002	-0.001
$C_5$	-0.004	-1.9E-05	-0.462	0.004
$C_6$	-0.002	0.029	-0.0003	0.031
$C_7$	-0.907	-0.532	0.050	-7.2E-05
$C_8$	0.0347	0.119	-0.001	-0.009
$C_9$	0.027	-2.072	1.5E-05	0.0003
Коэффициент корреляции	0.747	0.752	0.871	0.606
СКО моделирования	0.721	0.804	0.427	0.623
Ошибка экстр	-1.214	-2.633	0.150	-0.021

Как видно из табл. 2, идентифицированные модели межгодовых изменений концентраций  $^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы, соответствующие зимним месяцам характеризуются высокой точностью моделирования, но значительными ошибками экстраполяции, существенно превосходящими уровень СКО моделирования. В тоже время модели, соответствующие летним месяцам, для решения задач экстраполяции вполне пригодны (уровни обеспечиваемых ими ошибок экстраполяции с упреждением 1 год существенно меньше СКО моделирования).

Зависимости от времени фактических изменений концентраций  $^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы над г. Майями, соответствующие летним месяцам, а также результатов их моделирования и экстраполяции с упреждением 1 год приведены на рис. 1. и рис. 2.

Из рис. 1 и 2 следует, что и в июне и июле результаты моделирования рассматриваемых процессов удовлетворительно соответствуют фактическим изменениям их состояний в период с 1973 по 1991 гг. Временные положения большинства экстремумов соответствующих фактических и модельных зависимостей практически совпадают между собой, хотя их абсолютные величины несколько различаются. Обеспечиваемые идентифицированными моделями уровни ошибок экстраполяции существенно меньше СКО моделирования.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что наиболее значимыми факторами межгодовых изменений в зимние и летние месяцы концентраций  $^7\text{Be}$  являются межгодовые вариации среднемесячных температур, повторяемости гроз, а также месячных сумм атмосферных осадков. При этом эффективным использование данных факторов при экстраполяции рассматриваемого процесса является лишь в июне и июле, в условиях, когда амплитуда их межгодовой изменчивости являлась максимальной.

Вопрос о влиянии на точность экстраполяции с использованием идентифицированных моделей фактора упреждения, актуальный в задачах прогнозирования изучаемого процесса, нуждается в дополнительном исследовании.



Рис.1 – Фактические изменения концентраций  $^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы над г. Майями в июне, а также результат их моделирования и экстраполяции.



Рис.2 – Фактические изменения концентраций  $^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы над г. Майями в июле, а также результат их моделирования и экстраполяции.

**Выводы.** Разработана модель, описывающая изменения концентрации  $^7\text{Be}$  в приземном слое атмосферы г. Майями, в которой используется полином третьего порядка от трех переменных: температуры, сумм атмосферных осадков, количества дней с грозами в месяце. Данная модель позволяет осуществлять прогнозирование изучаемого процесса с упреждением на два шага (года).

## Список литературы

1. *Papastefanou C.* Radioisotopes in oceanographic research. – Amsterdam: Elsevier, 2008. – 171 p.
2. *Шакина Н.П., Кузнецова И.Н., Иванова А.Р.* Анализ случаев атмосферных вторжений, сопровождаемых повышением радиоактивности в приземном воздухе // Метеорология и гидрология. – 2000. – №2. – С.53-59.
3. *Кужевский Б.М., Нечаев О.Ю., Шаврин П.И.* Анизотропия тепловых нейтронов в атмосфере // Геомагнетизм и аэрономия. – 1995. – Т. 32, № 2. - С.166-170.
4. *Кужевский Б.М.* Генерация нейтронов в молниях // Вестн. МГУ. – 2004. – Сер. 3. Физика, Астрономия, № 5. – С.14–16.
5. *Гуревич А.В., Зыбин К.П.* Пробой на убегающих электронах и электрические разряды во время грозы // УФН. – 2001. - Т. 171. – С.1177–1199.
6. *Бабич Л.П., Донской Е.Н., Куцык И.М., Рюсель-Дюпре Р.А.* Тормозное излучение лавины релятивистских убегающих электронов в атмосфере. // Геомагнетизм и аэрономия. – 2004. - Т. 44, № 5. – С.697–703.
7. *Бекряев В.И.* Молнии, спрайты и джеты. – СПб.: РГГМУ, 2009. – 96 с.
8. *Батраков Г.Ф.* Радиоактивные изотопы в атмосфере и океане. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2012. – 378 с.
9. *Okabe H.* Photochemistry of small moleculesю - New York – Chichester-Brisbane-Toronto: A Willey-interscience publication-John Wiley & sons, 1978. – 290 p.
10. *Холопцев А.В., Бойченко В.Н.* Средняя концентрация пассивной примеси в атмосферных осадках, как фактор динамики загрязнения поверхностного слоя водного объекта // Сборник научных трудов СНУЯЭиП. - №1(17) Севастополь, 2006. – С.100-104.
11. *Чайкина А. Н., Холопцев А.В.* О факторах динамики загрязнения атмосферных осадков микроэлементами (на примере изменчивости концентраций соединений азота в атмосферных осадках, выпадавших в летний период 2004 г. в районе пос. Качивели) // Сборник «Экологич. Безопасность прибрежной и шельфовой зон». Севастополь. – МГИ НАНУ. – Севастополь, 2005. – С.287-295.
12. *Koch M. and Mann E.* Spatial and temporal variability of  $^7\text{Be}$  surface concentrations // Tellus. – 1996. – 48B. – P.387-396.
13. *Liu. H., Jacob D., Bey. I. and Yantosca M.* Constraints from  $^{210}\text{Pb}$  and  $^7\text{Be}$  on wet deposition and transport in a global three-dimensional chemical tracer model driven by assimilated meteorological fields // J. Geophysical research. – 2001. – Vol. 106, No. D11. – P.12109-12128.
14. EML. Surface air sampling program database [Электронный ресурс] // URL: <http://www.eml.st.dhs.gov/databases/SASP>.

**Міжрічна мінливість концентрації берилію-7 ( $^7\text{Be}$ ) в приземному шарі атмосфери в умовах тропічного клімату. Батраков Г.Ф., Кременчуцький Д.О., Холопцев О. В.**

*Запропоновано модель, що описує зміни концентрації  $^7\text{Be}$  в приземному шарі атмосфери м. Майямі. У моделі використовується поліном третього порядку від трьох змінних: температури, сум атмосферних опадів, кількості днів з грозами в місяці. Дана модель дозволяє прогнозувати досліджуваний процес на два кроки (року).*

**Ключові слова:**  $^7\text{Be}$ , множинно-регресійний аналіз, метеопараметри.

**Interannual variability in the concentration of beryllium-7 ( $^7\text{Be}$ ) in the surface layer of the atmosphere in a tropical climate. Batrakov G. Kremenchutsky D. Holoptsev A.**

*Model describing the changes of concentrations of  $^7\text{Be}$  in the surface layer in the region of Miami was offered. The model uses the third-order polynomial on the three variables: temperature, amount of precipitation, number of days with thunderstorms in the month. This model allows to predict the process under study in two steps (years).*

**Keywords:**  $^7\text{Be}$ , multiple-regression analysis, meteorological parameters.

## **РЕГІОНАЛЬНІ ПРОЯВИ ГЛОБАЛЬНОЇ ЗМІНИ КЛІМАТУ В ЗАКАРПАТСЬКІЙ ОБЛАСТІ**

*У статті висвітлено головні прояви регіональних кліматичних змін в Закарпатській області в сучасний період на тлі глобальних процесів зміни клімату на основі аналізу та порівняння параметрів кліматичної системи протягом останніх двадцяти років (1991-2010 рр.) відносно кліматичної норми (1961-1990 рр.). Виявлені регіональні особливості зміни термічного режиму, режиму зволоження та екстремальних явищ погоди.*

**Ключові слова:** *регіональні зміни клімату; стихійні явища погоди; екстремальні умови погоди; Закарпатська область*

**Вступ.** В останні 1,5-2 десятиріччя проблема зміни клімату та її наслідків є однією з головних проблем розвитку світового співтовариства, яка зачіпає не тільки наукові, але й економічні та соціальні аспекти його розвитку, навіть позначається на політичному житті країн. Дослідження кліматичних змін на глобальному, регіональному та національному рівнях набувають ключового значення в обґрунтуванні та реалізації національної політики та заходів щодо адаптації до змін клімату. Цю проблему Генеральний секретар ООН Пан Гі Мун назвав однією з найважливіших проблем нашої епохи, яка має найвищий пріоритет [1-3].

**Актуальність** пошуку шляхів пом'якшення наслідків кліматичних змін зумовлена не лише міркуваннями екологічної безпеки, це - комплексна проблема. Розробка конкретних адаптаційних стратегій знаходиться зараз на стадії вивчення і планування та потребує *індивідуального підходу до кожного окремого регіону* з урахуванням його природних і соціально-економічних особливостей, оскільки наслідки зміни глобального клімату будуть проявлятися по-різному в різних регіонах, а саме такі зміни важливі для оцінки перспектив життєдіяльності великих груп населення [2-4].

Ключову роль в цьому процесі мають наукові дослідження. Для розробки адекватних і дієвих заходів потрібні не тільки ефективні системи спостереження за станом довкілля і кліматичними процесами, що відбуваються, а й оцінки природних ризиків (у тому числі й гідрологічних) з метою попередження можливості катастрофічних і безповоротних наслідків в майбутньому та аналізу чинників, що впливають на них. Крім того необхідна розробка адекватних заходів адаптації до наслідків зміни клімату і технологій, що дозволяють зменшити негативну антропогенну дію на довкілля.

**Метою** цього дослідження є опис регіональних особливостей клімату в Закарпатській області (басейн р. Тиси), виявлення змін параметрів кліматичної системи в регіоні за період з 1961 по 2010 рр., визначення проявів цих змін та їх значущості.

**Матеріали і методи досліджень.** Дослідження кліматичних умов і їх зміни у Закарпатській області виконувалися за даними мережі спостережень гідрометеорологічної служби України за період 1961-2010 рр.

Статистична характеристика зміни в часі повторюваності екстремальних погодних умов і інтенсивності процесів, які їх зумовлюють, здійснювалася за допомогою аналізу часових рядів. Для обґрунтування структурних коливань застосовувався математичний апарат, представлений автокореляційним і спектральним аналізом [5,6]. Оскільки за даними автокореляційного і спектрального аналізів було встановлено, що для рядів річної кількості випадків з екстремальними погодними умовами характерна наявність періодичності і тренда, подальший аналіз їх динаміки

проводили, використовуючи методи сезонної декомпозиції, які передбачають коригування ряду при появі викидів, що дуже важливо при дослідженні екстремальних явищ [5,6].

Невелика довжина рядів, що вивчаються, не дозволяє виключити з них окремо періодичну складову і тренд, тому в досліджуваному ряду визначалася тренд-циклічна складова, сезонна компонента і випадкові коливання. Необхідна форма тренда розраховувалася для отриманого згладженого ряду і оцінювалася за допомогою регресійного аналізу. Визначалася статистична значущість трендів з 99% довірчим рівнем ( $p \leq 0,01$ ). Розрахунки проводилися за допомогою пакету STATISTICA 6.0 [7].

**Основні результати дослідження.** Одним з головних проявів регіональних кліматичних змін на тлі глобальних процесів потепління є істотне підвищення температури повітря, зміна термічного режиму та структури опадів, збільшення кількості стихійних метеорологічних явищ і екстремальних погодних умов, збитків, яких вони завдають різним галузям економіки та населенню країни.

На Закарпатті впродовж останніх двадцяти років (1991-2010 рр.) спостерігається стійке зростання приземної температури повітря протягом усього року. Середня річна температура повітря у цей період підвищилася на 0,7 -0,8 °С відносно кліматичної норми (1961-1990 рр.). Найбільший внесок у зміну річної температури у регіоні мали літній та зимовий сезони. Їх середня температура зросла відповідно на 1,4°С та 0,8°С. При цьому найбільш суттєво підвищилася температура повітря у січні (1,7°С), серпні (1,6°С) та липні (1,5°С). Середня температура перехідних сезонів (осені та весни) зросла на 0,4 – 0,5°С (рис. 1 ).

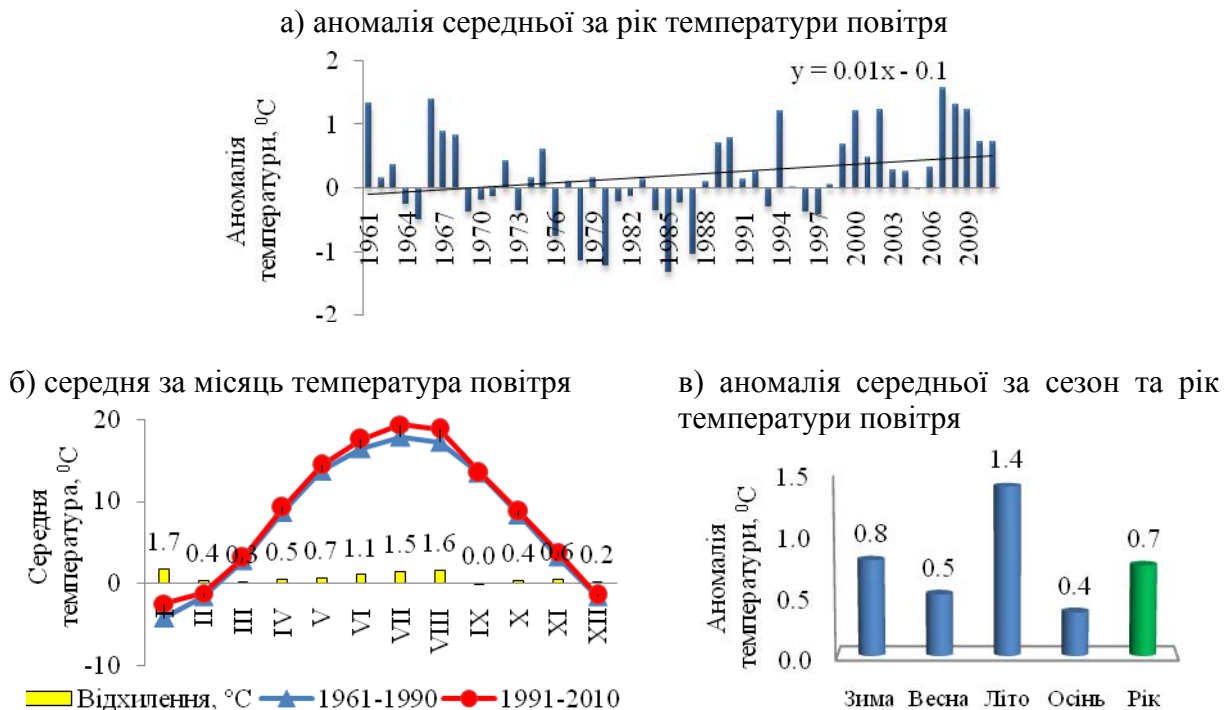


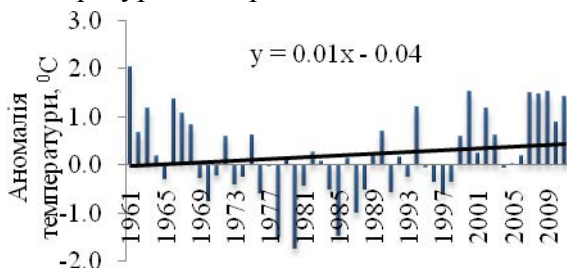
Рис.1 – Зміна середньої річної, сезонної та місячної температури повітря в1991-2010 рр. відносно кліматичної норми (1961-1990рр.)

Зростання середньої за рік та місяць температури повітря зумовлено збільшенням максимальної і, особливо, мінімальної температури впродовж усього року (рис. 1, 2). При цьому на Закарпатті в холодний період відмічається суттєве зростання мінімальної

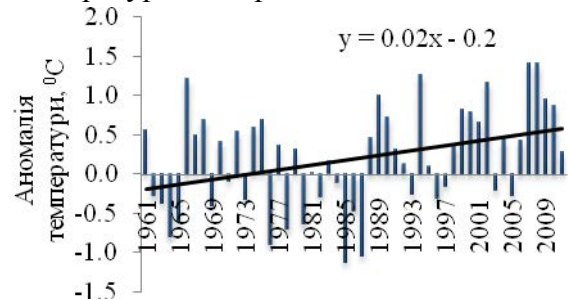


температури, а в теплий – максимальної. За останні двадцять років у регіоні середня за рік максимальна та мінімальна температура повітря зросли на 0,7°C. Найбільш суттєво збільшились екстремальні температури влітку - максимальна на 1,7 °С, а мінімальна на 1,1 °С. Взимку також відмічається суттєве зростання (1,0 °С) мінімальної температури. При цьому найбільше зростання максимальної температури спостерігається в серпні – 1,8 °С, а мінімальної у січні – 2,2 °С. Весною відмічається більш значне зростання середньої максимальної температури (0,5 °С), особливо у травні (1,0 °С), а восени – мінімальної (0,4°C). Така зміна екстремальних температур повітря зумовила збільшення місячної амплітуди температури та континентальності клімату.

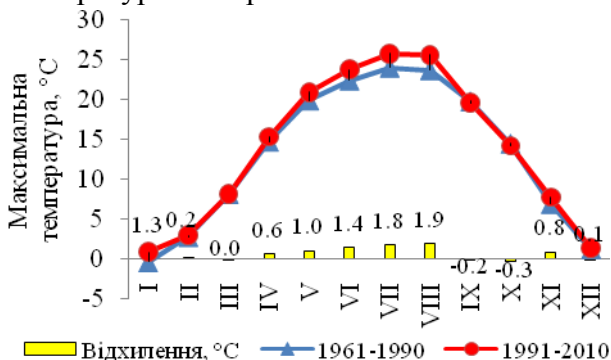
а) аномалія середньої максимальної за рік температури повітря



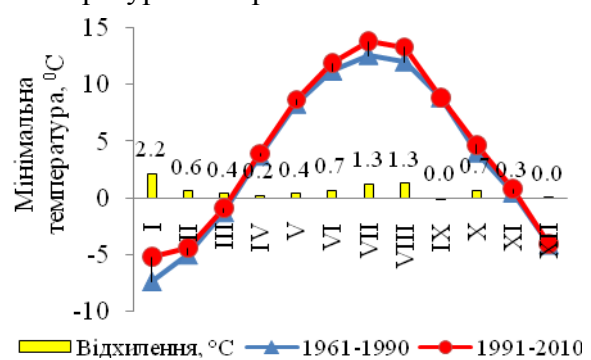
б) аномалія середньої мінімальної за рік температури повітря



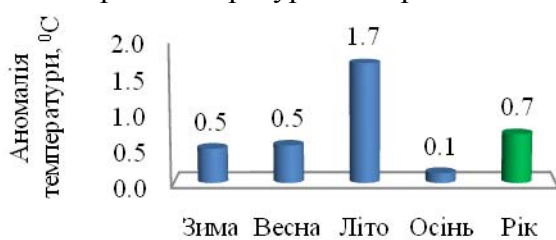
б) середня за місяць максимальна температура повітря



в) середня за місяць мінімальна температура повітря



г) аномалія середньої максимальної за сезон та рік температури повітря



д) аномалія середньої мінімальної за сезон та рік температури повітря

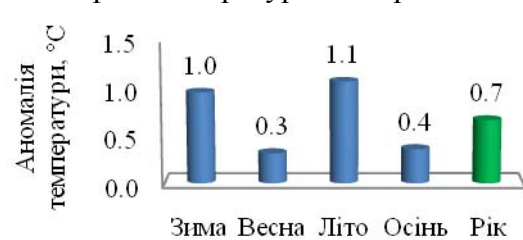


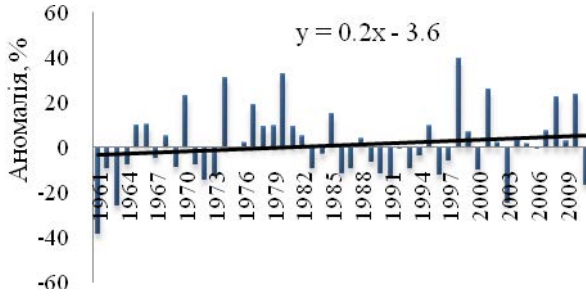
Рис.2 – Зміна середньої максимальної та мінімальної річної, сезонної та місячної температури повітря в 1991-2010 рр. відносно кліматичної норми (1961-1990рр.)

Значне зростання середньої, максимальної та мінімальної температури повітря у холодний період привело до того, що з початку XXI ст. спостерігається тенденція до

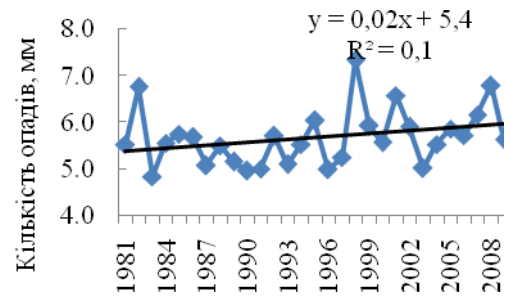
зменшення суворості зими, про що свідчить зміна індексу Бодмана. Зими у кінці ХХ - на початку ХХІ століття у регіоні були найменш суворими за останні 30 років.

Зміна термічного режиму в регіоні супроводжується зміною режиму зволоження. Річна сума опадів у регіоні змінилась не суттєво, але відбувся їх перерозподіл між сезонами: влітку на 10% менше, а восени на 20% більше. Відмічається також зміщення максимальної кількості опадів з червня на липень (рис.3).

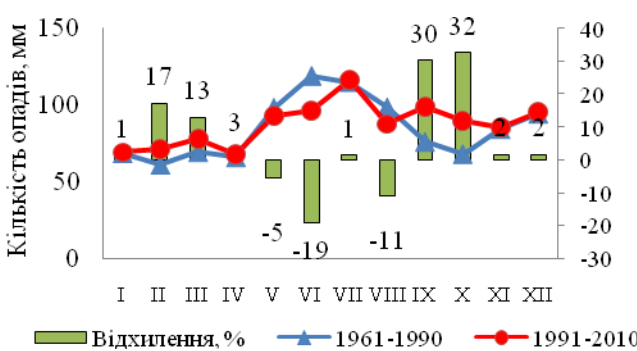
а) аномалія річної суми опадів



б) середня за добу кількість опадів



г) сума опадів за місяць



д) аномалія суми опадів за сезон та рік

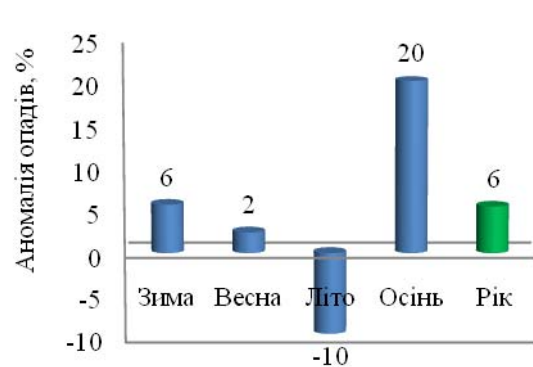


Рис. 3 – Зміна річної, сезонної та місячної суми опадів у 1991-2010 рр. відносно кліматичної норми (1961-1990 рр.)

Збільшення опадів восени призвело до зростання зволоженості території у цей період. Ця тенденція характерна і для лютого та березня. У той же час влітку, особливо з початку ХХІ ст. спостерігається зростання посушливості, зумовлене значним підвищенням температури і зменшенням опадів (рис.4).

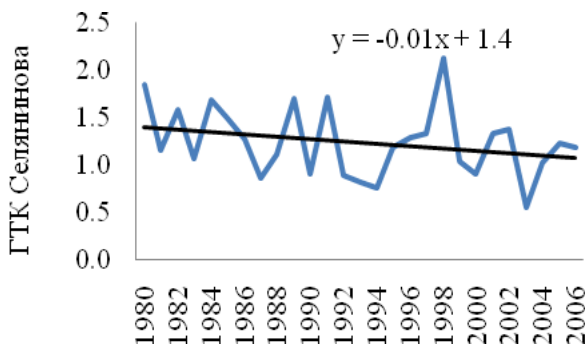
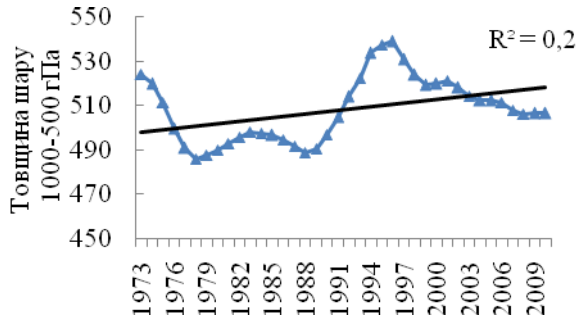


Рис. 4 – Зміна зволоженості території.  
МС Берегове

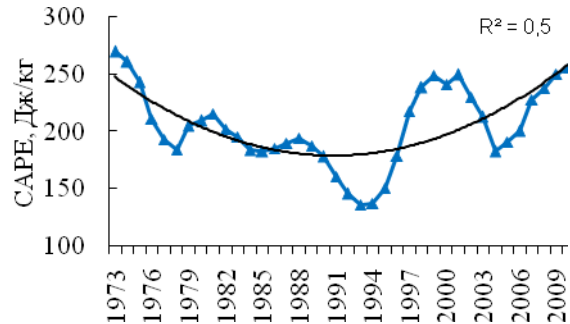
Зростання температури спостерігається не лише біля земної поверхні, а й в нижній тропосфері і супроводжується збільшенням вологовмісту тропосфери. Аналіз товщини нижнього 5 - кілометрового шару тропосфери у теплий період показав, що в регіоні спостерігається стійка тенденція до її збільшення. Разом із зростанням вологовмісту атмосфери це привело до підвищення рівня конвекції і потужності конвективно-нестійкого шару атмосфери майже на 100 гПа, а також до суттєвого збільшення

величини конвективно-доступною потенційної енергії і, відповідно, швидкості вертикальних рухів. З початку XXI ст. ця тенденція значно посилилася (рис.5).

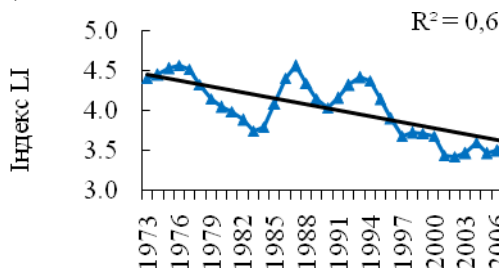
а) товщина нижнього 5-кілометрового шару тропосфери у теплий період



б) величина конвективно доступної потенційної енергії CARE



в) індекс LI



г) висота рівня конвекції

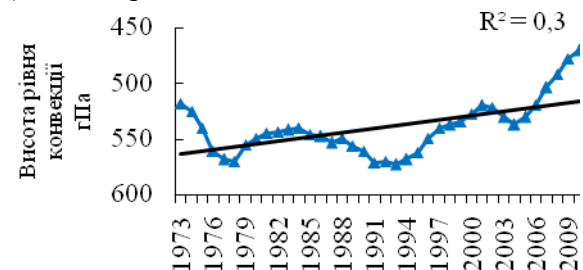


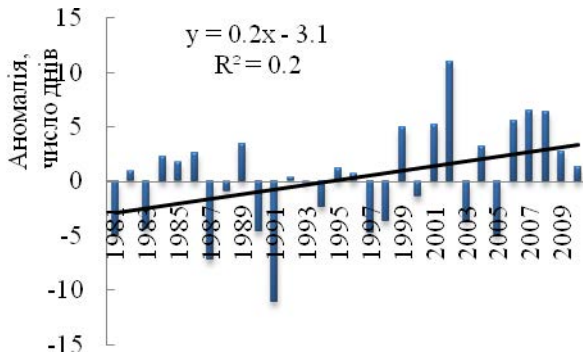
Рис. 5 – Міжрічна мінливість інтенсивності конвекції. Ужгород (00 UTC)

Аналіз умов формування конвективних явищ погоди в Україні показав [8,9], що із збільшенням енергії нестійкості атмосфери зростає інтенсивність конвективних явищ погоди. При цьому зі збільшенням середньої за добу величини конвективно доступної потенційної енергії (CAPE) від 600 до 1000 Дж / кг в Україні найбільш ймовірна поява сильних злив, тому серед конвективних явищ погоди вони мають найбільшу повторюваність. Імовірність появи великого граду, сильного шквалу і смерчів збільшується з подальшим зростанням енергії нестійкості атмосфери. Грози можуть виникати й при незначних величинах CAPE, тому збільшення нестійкості атмосфери на Закарпатті привело, насамперед, до суттєвого збільшення кількості днів з грозою. Це збільшення значною мірою зумовлено зростанням грозової активності у весняні місяці та в липні і серпні. Спостерігається також тенденція до збільшення повторюваності та інтенсивності й інших конвективних явищ – злив, граду, шквалу. Про збільшення зливної складової опадів свідчить зростання максимальної інтенсивності дощу та зменшення його тривалості. При цьому число дощових днів влітку зменшується, особливо протягом останнього десятиріччя, що й зумовило зменшення опадів і збільшення посушливості у цей період.

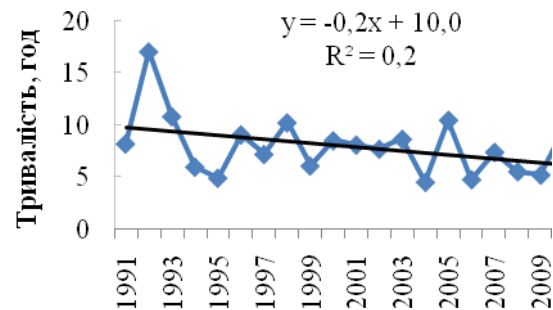
Збільшилась також кількість випадків сильних і дуже сильних дощів та тривалість періоду, протягом якого вони досягають свого максимуму (рис. 6). Велика кількість випадків сильних дощів спостерігається вже не лише у липні, але і в серпні, а також, в окремі роки і у вересні. Зросла також кількість небезпечних зливових дощів в холодний період, особливо в осінні місяці.

Таким чином зростання температури повітря в регіоні зумовило підвищення нестійкості атмосфери і сприяло зростанню інтенсивності конвекції, збільшенню частоти та інтенсивності конвективних явищ погоди: гроз, злив, граду, шквалу (рис.6).

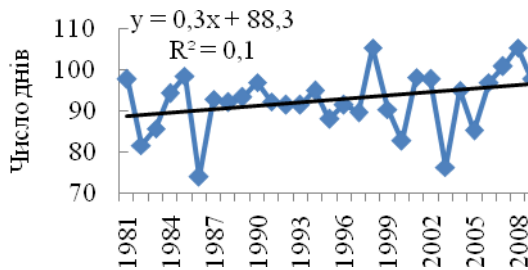
а) аномалія числа днів з грозою



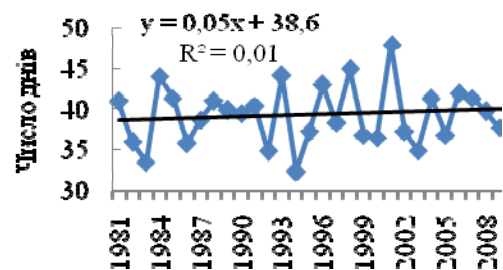
б) середня тривалість дощу  $\geq 10$  мм. МС Міжгір'я



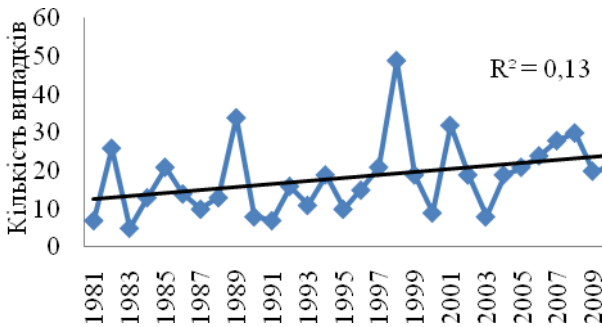
б) число днів з дощем та зливою за рік



б) число днів з дощем та зливою влітку



в) кількість випадків сильних дощів (15-29 мм/12год)



г) кількість випадків дуже сильних дощів ( $\geq 30$  мм/12год)

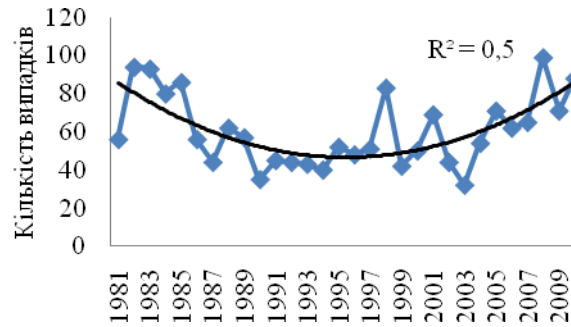
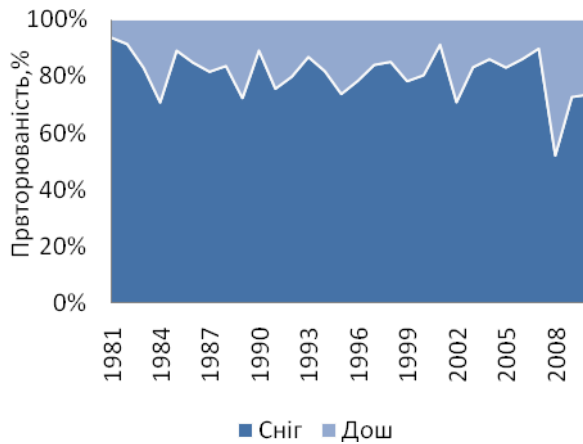


Рис. 6 – Зміна повторюваності та інтенсивності конвективних явищ погоди

Підвищення температури повітря у холодний період зумовило зміну структури опадів. У регіоні спостерігається тенденція до збільшення повторюваності числа днів з дощем і зменшення числа днів зі снігом, особливо взимку, яка значно посилилась з початку ХХІ ст. (рис.7). При цьому, як і в теплий період, збільшується нестійкість атмосфери, що зумовлює зростання інтенсивності опадів. Як видно із рис.7 на Закарпатті протягом останнього десятиріччя, яке було найтеплішим за увесь період інструментальних спостережень за температурою, суттєво збільшилась повторюваність днів із зливовим снігом. Підвищення температури повітря, особливо мінімальної, зумовило також збільшення повторюваності мокрого снігу, налипання мокрого снігу

та ожеледі небезпечного діаметра. Відмічається тенденція до збільшення частоти сильних снігопадів у регіоні.

а) повторюваність числа днів зі снігом та дощем взимку, (%)



б) повторюваність числа днів зі снігом різного виду, (%)

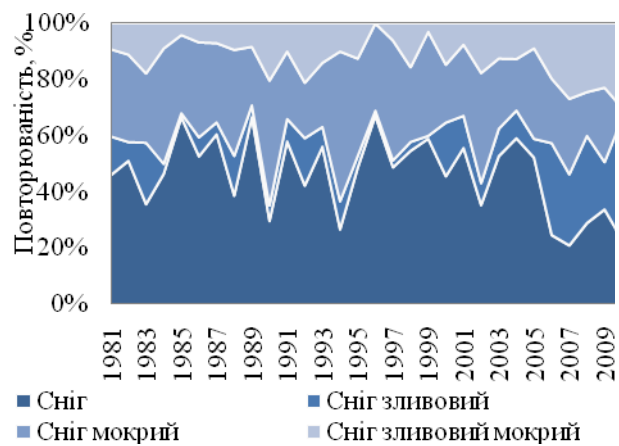


Рис. 7 – **Зміна структури опадів**

**Висновки.** Таким чином, зміна клімату, яка спостерігається на нашій планеті, простежується і в Закарпатській області, але має свої територіальні особливості. Зростання приземної температури повітря спостерігається протягом усього року, але найбільші зміни відмічаються влітку, у той час як в інших регіонах [1-4] максимальне зростання приземної температури спостерігається взимку. Зростання середньої річної та місячної температури зумовлено збільшенням мінімальної та максимальної температури повітря впродовж усього року. При цьому на Закарпатті в холодний період відмічається суттєве зростання мінімальної температури, а в теплий – максимальної. Значне зростання середньої, максимальної та мінімальної температури повітря у холодний період зумовило зменшення тривалості холодного періоду, збільшення тривалості теплого періоду і відповідно, вегетативного періоду та зменшення суворості зими. Суттєве підвищення температури у цей період привело до зміни структури опадів за рахунок збільшення повторюваності дощу і зменшення повторюваності снігопадів, зумовило збільшення випадків мокрого снігу, налипання мокрого снігу та ожеледі небезпечного діаметра.

Збільшення температури повітря у теплий період зумовило зростання нестійкості атмосфери і спричинило до збільшення частоти та інтенсивності конвективних явищ погоди: гроз, злив, граду, шквалу. Внаслідок таких змін у регіоні зросла максимальна інтенсивність дощу, зменшилась його тривалість, тобто зросла зливова складова опадів. Збільшилась також кількість випадків сильних і дуже сильних дощів та період, протягом якого вони досягають свого максимуму. При цьому влітку відмічається тенденція до зменшення числа днів з дощем.

Зміна термічного режиму в регіоні супроводжується зміною режиму зволоження. Річна сума опадів на Закарпатті змінилась не суттєво, але відбувся їх перерозподіл між сезонами. Збільшення опадів восени призвело до зростання зволоженості території у цей період. Ця тенденція характерна і для лютого та березня. У той же час влітку спостерігається зростання посушливості, зумовлене значним підвищенням температури та зменшенням опадів.

**Перспектива подальшого дослідження** у цьому напрямку полягає у більш детальному вивченні регіональних проявів зміни клімату на Закарпатті й, перш за все, у



виявленні їх особливостей на рівнинній і гірській території, у вивченні механізмів, які призводять до виявлених змін клімату в Закарпатській області, дослідженні зміни атмосферних процесів у цьому регіоні. Дуже важливим є вивчення впливу зміни кліматичної системи на різні сфери економіки, екосистеми, життєдіяльність населення в регіоні. Необхідна також розробка регіональних сценаріїв зміни кліматичної системи, як на найближчу, так і на віддалену (до 2100 р.) перспективу. Результати цих досліджень можуть бути використані при розробці регіональних планів з адаптації до зміни клімату.

### Список літератури

1. МГЭИК, 2007: Изменение климата, 2007 г.: Обобщающий доклад. Вклад рабочих групп I, II, III в Четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата [Пачаури, Р.К., Райзингер, А., и основная группа авторов (ред.)]. МГЭИК, Швейцария, 104 с.
2. Оценочный доклад об изменении климата и их последствиях на территории Российской Федерации [Бедрицкий А.И., Блинов В.Г. и др.]. Т.1. Изменение климата. – Москва, Росгидромет, 2008. – 278 с.
3. Оценочный доклад об изменении климата и их последствиях на территории Российской Федерации [Бедрицкий А.И., Блинов В.Г. и др.]. Т.2. Последствия изменения климата. – Москва: Росгидромет, 2008. – 291 с.
4. Третье, четвертое и пятое национальные сообщения Украины по вопросам изменения климата, подготовленные на выполнение статей 4 и 12 Рамочной конвенции ООН об изменении климата и статьи 7 Киотского протокола. – Киев: 2009. – 236 с.
5. Андерсон. Т. Статистический анализ временных рядов: Монография.– М.: Мир, 1976.– 757с.
6. Пановский Г.А., Брайер Г.В. Статистические методы в метеорологии: Монография.– Л.:Гидрометеиздат, 1967.– 241с.
7. Боровиков В. STATISTICA. Искусство анализа данных на компьютере: Для профессионалов. 2-е изд. – СПб.:Питер, 2003. – 688с.
8. Балабух В.А. Межгодовая изменчивость интенсивности конвекции в Украине //Глобальные и региональные изменения климата; под ред. Осадчего В.И. – Киев: Ника-Центр, 2011. – С. 161-173.
9. Балабух В.А., Ягодинец С.Н., Малицкая Л.В., Скульбиденко Н.А. Региональные особенности количественных критериев интенсивности конвекции//Труды научного семинара «Проблемы долгосрочного прогнозирования погоды». – Киев: Ника-Центр, 2012 . – С.108-118.

### Региональные проявления глобального изменения климата в Закарпатской области.

**Балабух В. А.**

*В статье отражены главные проявления региональных климатических изменений в Закарпатской области в современный период на фоне глобальных процессов изменения климата на основе анализа и сравнения параметров климатической системы в течение последних двадцати лет (1991-2010 гг.) относительно климатической нормы(1961-1990 гг.). Выявлены региональные особенности изменения термического режима, режима увлажнения и экстремальных явлений погоды.*

**Ключевые слова:** региональные изменения климата; стихийные явления погоды; экстремальные условия погоды; Закарпатская область

### Regional climate change in the Transcarpathian area. Balabukh V.

*In the article describes the main displays of regional climate change in the Transcarpathian region in the modern period. Showed results of the analysis change the climate system during the last twenty years (1991-2010) of relatively climatic norm (1961-1990). Identified regional features of changes thermal regime, the regime of humidity and extreme weather events.*

**Keywords:** regional climate changes; dangerous phenomena of weather; extreme conditions of weather; Transcarpathian region

УДК 551.4:330.15 (476)

\*А.Н. Витченко, д.г.н., \*\*И.А. Телеш, к.г.н.

\*Белорусский государственный университет

\*\*Белорусский государственный университет информатики и радиоэлектроники

## СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ГОРОДА МИНСК

*Дается анализ основных характеристик климата города Минск и закономерностей их изменения в ходе естественного развития и антропогенной трансформации городской среды. Полученные результаты могут быть использованы в практике рационального природопользования для принятия грамотных управленческих решений по оптимизации функционирования и развития столицы Беларуси с учетом возможных вариаций климата.*

**Ключевые слова:** город, геоэкология, изменение климата, климатические параметры

В XXI веке проблема изменения климата привлекла к себе внимание всего мирового сообщества и побудила рассматривать климат как важнейший природный ресурс, пространственно-временные вариации которого имеют серьезные социально-экономические и политические последствия, определяющие благосостояние государств мира. Также в настоящее время уделяется значительное внимание проблеме урбанизации – возникновению и постоянному увеличению площади, и численности населения городов, процессам формирования городских ландшафтов и многим другим вопросам их развития, требующих квалифицированного решения в теории и практике управления городами. В связи с этим исследование климатических условий городов является актуальным и имеет фундаментальное и прикладное значение, является составной частью комплексной оценки геоэкологического потенциала среды жизнедеятельности населения урбанизированных территорий. Анализ метеорологических процессов и явлений, их пространственно-временной динамики позволяет проследить изменение климатических условий городов в результате естественного развития и антропогенной трансформации географической среды [1-4].

Для характеристики климатических условия Минска были использованы средние суточные данные ГУ «Республиканский Гидрометеорологический центр» о суммарной солнечной радиации и радиационном балансе, температуре и относительной влажности воздуха, скорости ветра, атмосферном давлении, атмосферных осадках и общей облачности за период 1984-2008 гг., которые были, затем обобщены и интерпретированы авторами с учетом их сезонной динамики и межгодовой изменчивости.

В 1984-2008 гг. в Минске отмечается устойчивая тенденция увеличения суммарной солнечной радиации ( $Q$ ). Средняя годовая  $Q$  за этот период составила 3672,5 МДж/м<sup>2</sup>, при коэффициенте вариации ( $C_v$ ) 4,9 %, табл. 1. Максимальная годовая  $Q$  наблюдалась в 2002 г. (4086,6 МДж/м<sup>2</sup>), а минимальная – в 1984 г. (3421,0 МДж/м<sup>2</sup>). Годовой ход  $Q$  хорошо выражен. Максимальная  $Q$  в течение года отмечается в июле (595,52 МДж/м<sup>2</sup>), однако в 1986, 1990, 1993, 1995, 1996, 2003, 2005, 2007, 2008 г. максимум  $Q$  пришелся на июнь, а в 1997 г. – на август. Абсолютный максимум  $Q$  за период 1984-2008 гг. отмечен в июле 1994 г. (747,0 МДж/м<sup>2</sup>). Минимальная  $Q$  в большинстве лет отмечалась в декабре и только в 1991 г. и 2002 г. – в ноябре, а 1998 г. и 2001 г. – в январе. Абсолютный минимум  $Q$  пришелся на декабрь 2007 г. (20,0 МДж/м<sup>2</sup>). В экстремальные годы отклонение годового хода  $Q$  от многолетних значений отмечается в основном в теплый период года. На май-июль приходится 45-50 % годовой  $Q$ , а на ноябрь-январь всего 5 %. Месячная сумма  $Q$  в июле, примерно в 15 раз больше, чем в декабре.

Для Минска (как и для всей территории Беларуси) характерен положительный годовой радиационный баланс ( $R$ ). Средний годовой  $R$  за 1984-2008 гг. составил

1485,7 МДж/м<sup>2</sup>, при  $C_v$  8,1 %. Максимальный годовой  $R$  отмечался в 1990 г. (1650,0 МДж/м<sup>2</sup>), а минимальный в 2001 г. (1255,0 МДж/м<sup>2</sup>). Годовой ход  $R$  определяется приходом  $Q$ , альбедо поверхности и эффективным излучением. В апреле-октябре альбедо поверхности остается почти постоянным, поэтому ход  $R$  близок к ходу  $Q$ . Максимальные месячные суммы  $R$  наблюдаются в июне-июле. К осени  $R$  уменьшается вместе с  $Q$ , а в первой декаде ноября его средние суточные суммы становятся отрицательными. Обратный переход приходится на вторую декаду февраля. Таким образом, отрицательный  $R$  отмечается в ноябре-феврале.

Таблица 1 – Средние годовые показатели климата в Минске

Год	Климатические показатели							
	Q, МДж/м <sup>2</sup>	R, МДж/м <sup>2</sup>	T, °C	P, гПа	V, м/с	F, %	Ос, мм	Об, баллы
1984	3421,0	1369,0	6,0	989,5	2,9	78,2	656,3	7,2
1985	3539,0	1533,0	4,6	986,9	2,7	79,1	706,9	7,2
1986	3608,0	1628,0	5,8	988,1	2,8	77,7	610,4	6,8
1987	3604,0	1490,0	4,3	988,2	2,8	78,7	726,0	6,6
1988	3583,0	1414,0	6,3	986,5	2,7	79,0	665,2	6,8
1989	3476,0	1588,0	7,9	987,1	2,6	79,9	746,4	7,1
1990	3520,0	1650,0	7,7	986,2	2,7	78,3	766,4	7,4
1991	3437,0	1532,0	6,9	989	2,5	79,1	541,3	7,3
1992	3684,0	1622,0	7,1	987,4	2,6	75,5	568,8	6,9
1993	3479,0	1647,0	5,8	988,4	2,6	77,3	725,3	7,2
1994	3645,0	1464,0	6,5	987	2,2	77,2	747,7	7,4
1995	3736,1	1472,0	6,9	986,8	2,2	76,7	558,2	7,1
1996	3738,8	1293,0	5,6	989,7	2,1	76,4	672,3	7,1
1997	3605,5	1547,0	6,2	986,6	2,3	77,5	693,7	7,4
1998	3447,8	1302,0	6,3	986,8	2,1	79,2	965,4	7,4
1999	4008,3	1447,0	7,8	987,5	2,1	73,7	575,2	7,1
2000	3580,7	1519,0	7,8	987,8	2,1	77,1	588,3	7,3
2001	3711,0	1255,0	7,0	987,4	2,2	77,1	714,1	7,2
2002	4086,6	1503,0	7,7	988,7	2,2	72,6	587,8	6,9
2003	3822,4	1357,0	6,4	989,4	2,2	77,5	615,0	7,2
2004	3698,4	1282,0	6,6	987,6	2,1	77,8	809,4	7,3
2005	3780,2	1466,3	6,8	989,3	2,0	77,3	765,8	7,0
2006	3937,0	1596,3	6,9	989,2	1,9	77,4	727,7	6,9
2007	3895,0	1609,0	7,8	987,2	1,9	76,8	585,9	7,4
2008	3769,0	1556,0	7,9	987,9	2,0	78,5	684,3	7,5
Ср.	3672,5	1485,7	6,7	987,8	2,3	77,4	680,2	7,1
Max	4086,6	1650,0	7,9	989,7	2,9	79,9	965,4	7,5
Min	3421,0	1255,0	4,3	986,2	1,9	72,6	541,3	6,6
$\sigma$	179,66	120,36	0,98	1,05	0,31	1,64	96,53	0,23
$C_v$	4,89	8,10	14,63	0,11	13,48	2,12	14,19	3,24

В 1984-2008 гг. температура воздуха ( $T$ ) в Минске отличалась значительной временной изменчивостью и устойчивой тенденцией к повышению ее средних годовых значений. Средняя годовая температура воздуха варьировала от 4,3 °C в 1987 г. до



7,9 °С в 2008 г. и в среднем составила 6,7 °С, при  $C_v$  14,63 % (табл. 1). Годовой ход температуры воздуха в Минске четко выражен. В основном максимальная средняя месячная температура воздуха наблюдалась в июле, а минимальная в январе-феврале.

Анализ сезонной динамики и межгодовой изменчивости средней месячной температуры воздуха в Минске показывает, что за период 1984-2008 гг., самым холодным оказался январь 1987 г., а наиболее теплым январь 1989 г., в течение которого преобладала положительная температура воздуха (рис. 1). В среднем за период с 1984 по 2008 температура воздуха в январе составила минус 4 °С, при  $C_v$  93,25 %. Изменчивость средней месячной температуры воздуха весной, значительно меньше, чем в зимние месяцы. Наиболее низкая температура воздуха в апреле наблюдалась в 1987 г., максимальная в – 2000 г., средняя за месяц составила 7,2 °С, при  $C_v$  24,44 %. Наиболее теплым, с преобладанием высоких значений температуры воздуха, в Минске был июль 2001 г., холодным июль 1984 г., средняя за месяц температура воздуха составила 18,4 °С, при  $C_v$  10,33 %. Минимальные значения температуры воздуха в октябре зафиксированы в 1992 г., наиболее высокие в – 2000 г., средняя за месяц составила 6,7 °С, при  $C_v$  21,49 %.

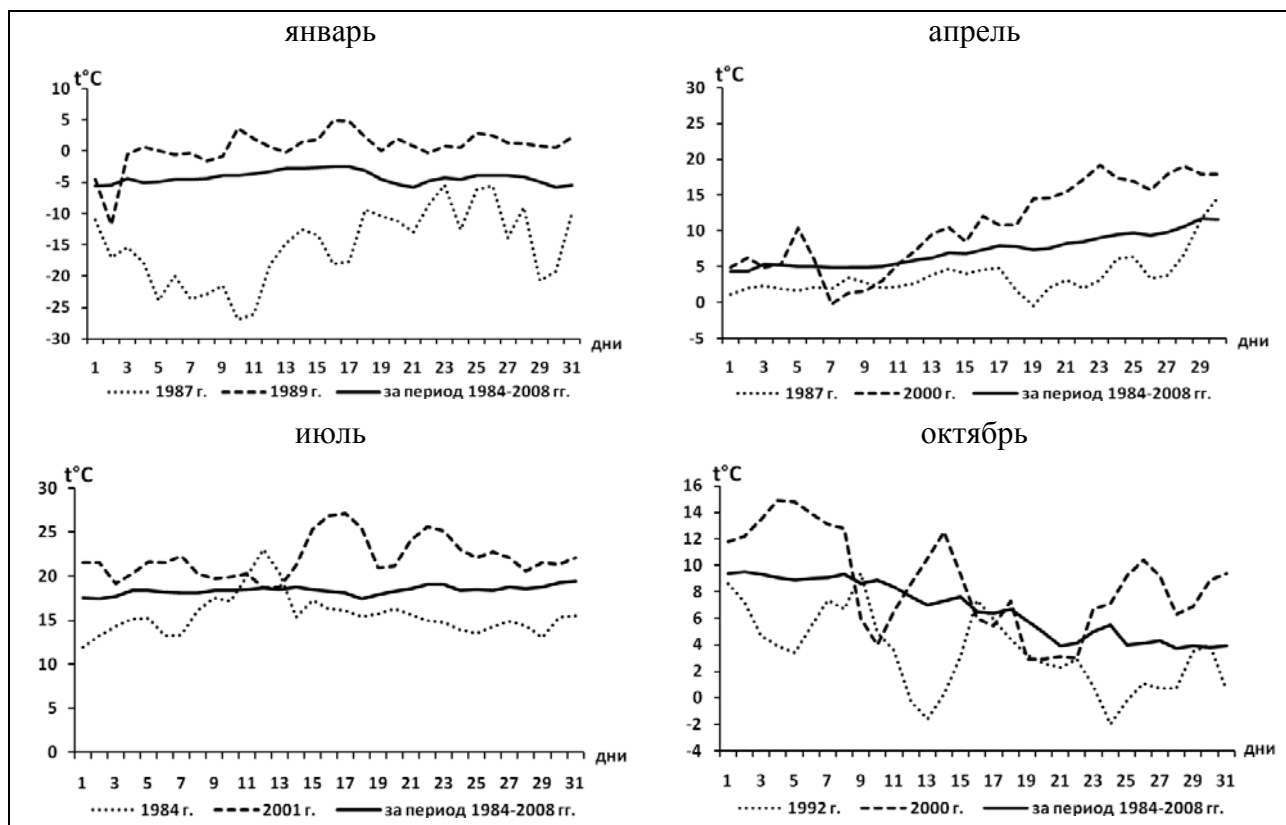


Рис. 1 – Температура воздуха в Минске

Среднее годовое атмосферное давление воздуха ( $P$ ) в Минске за 1984-2008 гг. характеризуется незначительной межгодовой изменчивостью, варьировало от 986,2 гПа в 1990 г. до 989,7 гПа в 1996 г. и в среднем составило 987,8 гПа, при  $C_v$  0,11 % (табл. 1).

Годовой ход атмосферного давления воздуха в Минске плохо выражен. В среднем более высокое атмосферное давление отмечается зимой, минимум – летом. В отдельные годы годовой ход атмосферного давления в Минске имеет более сложный характер. В 1990 г. атмосферное давление было в основном ниже среднего значения за период 1984-2008 гг. В 1996 г. оно отличалось существенными колебаниями с более высокими значениями в январе, марте, июле и более низкими – в мае, сентябре, ноябре.

Сезонная динамика и межгодовая изменчивость среднего месячного атмосферного давления воздуха в Минске имеет следующие закономерности (рис. 2). Наименьшее

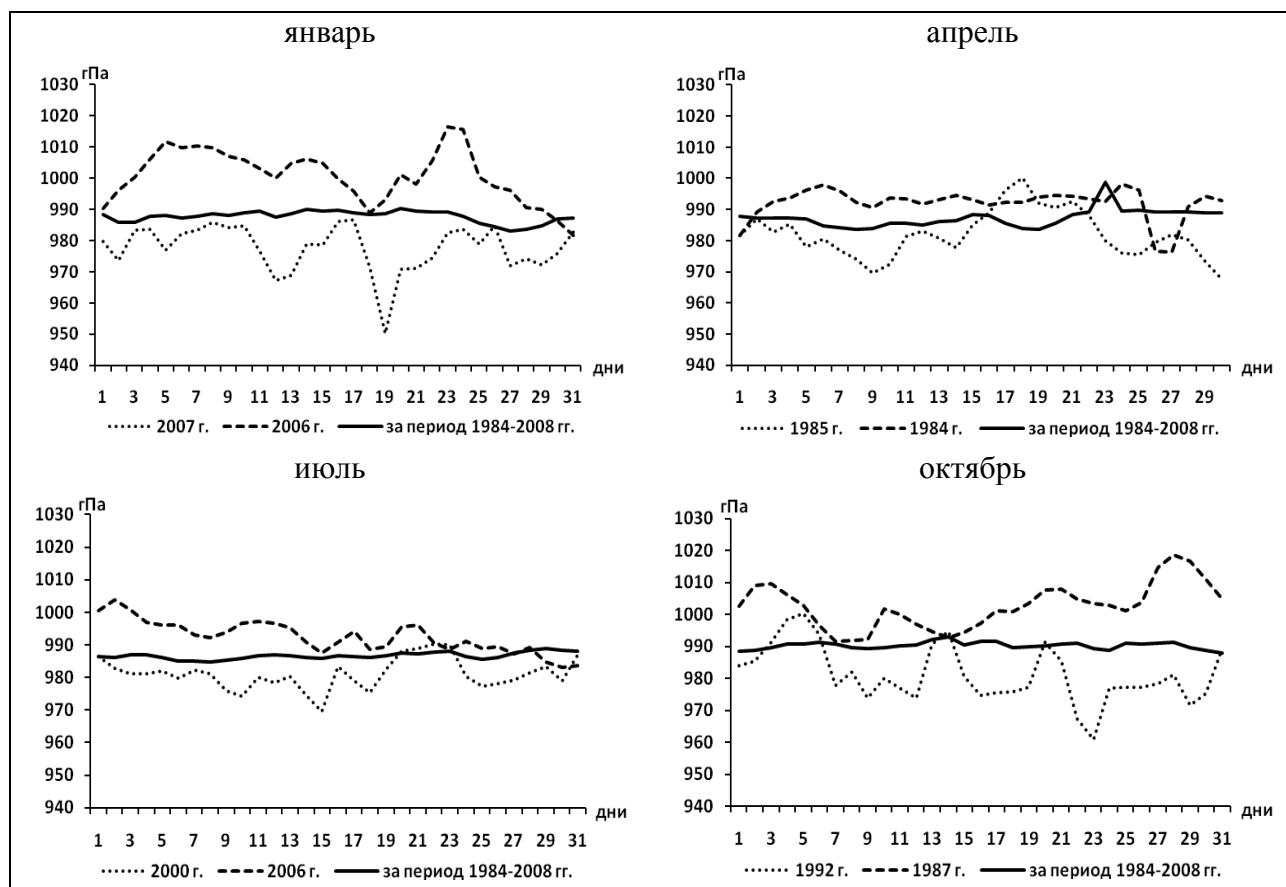


Рис. 2 – Атмосферное давление воздуха в Минске

атмосферное давление в январе наблюдалось в 2007 г., а наиболее высокое – в 2006 г. За период 1984-2008 гг. среднее месячное атмосферное давление в январе составило 987,7 гПа, при  $C_v$  0,57 %. В апреле и июле атмосферное давление отмечается меньшей изменчивостью, чем в январе и октябре. В апреле максимальное атмосферное давление наблюдалось в 1984 г., минимальное – в 1985 г., а среднее за месяц составило 986,9 гПа, при  $C_v$  0,29 %. В июле более высокое атмосферное давление зафиксировано в 2006 г., наиболее низкое в – 2000 г., а среднее за месяц составило 986,7 гПа, при  $C_v$  0,28 %. В октябре распределение атмосферного давления имеет более сложный характер по сравнению с июлем. В октябре его максимальное значение отмечено в 1987 г., минимальное зафиксировано в 1992 г., а среднее за месяц - 990,3 гПа, при  $C_v$  0,5%.

Скорость ветра ( $V$ ) в 1984-2008 гг. в Минске характеризуется умеренной временной изменчивостью. На протяжении рассматриваемого периода характерна устойчивая тенденция к снижению скорости ветра (табл. 1). Поэтому, вполне закономерно, что более высокая скорость ветра приходится на 1984, 1986 и 1987 г. а минимальная – на 2005, 2006 и 2008 г. Средняя годовая скорость ветра изменялась от 2,9 м/с в 1984 г. до 1,9 м/с в 2006 г., 2007 г. и в среднем составила 2,3 м/с, при  $C_v$  13,48 %. Скорость ветра в Минске имеет относительно плавный годовой ход. В среднем максимальная скорость ветра характерна для осенне-зимнего сезона, а минимальная наблюдается весной и особенно летом.

Сезонная динамика скорости ветра в Минске достаточно устойчивая, но в отдельные годы существенно варьирует. Например, в 2006 г. скорость ветра в течение всего года была ниже, а в 1984 г. выше ее средних значений за период 1984-2008 гг. Минимальная скорость ветра в январе наблюдалась в 2004 г., а максимальная – в 1984 г. Средняя месячная скорость ветра за 1984-2008 гг. в январе составила 2,7 м/с, при  $C_v$  20,74 % (рис. 3). В апреле наименьшая скорость ветра была в 2006 г., наибольшая – в 1989 г., а средняя за месяц составила 3,6 м/с, при  $C_v$  17,78 %. Наименьшая скорость ветра в июле отмечена в 1994 г., наибольшие ее значения в – 1986 г., а средняя за месяц составила 1,9 м/с, при  $C_v$  15,79 %. Минимальная скорость ветра в октябре зафиксирована в 2007 г., максимальная в – 1984 г., а средняя за месяц составила 2,3 м/с, при  $C_v$  17,83 %.

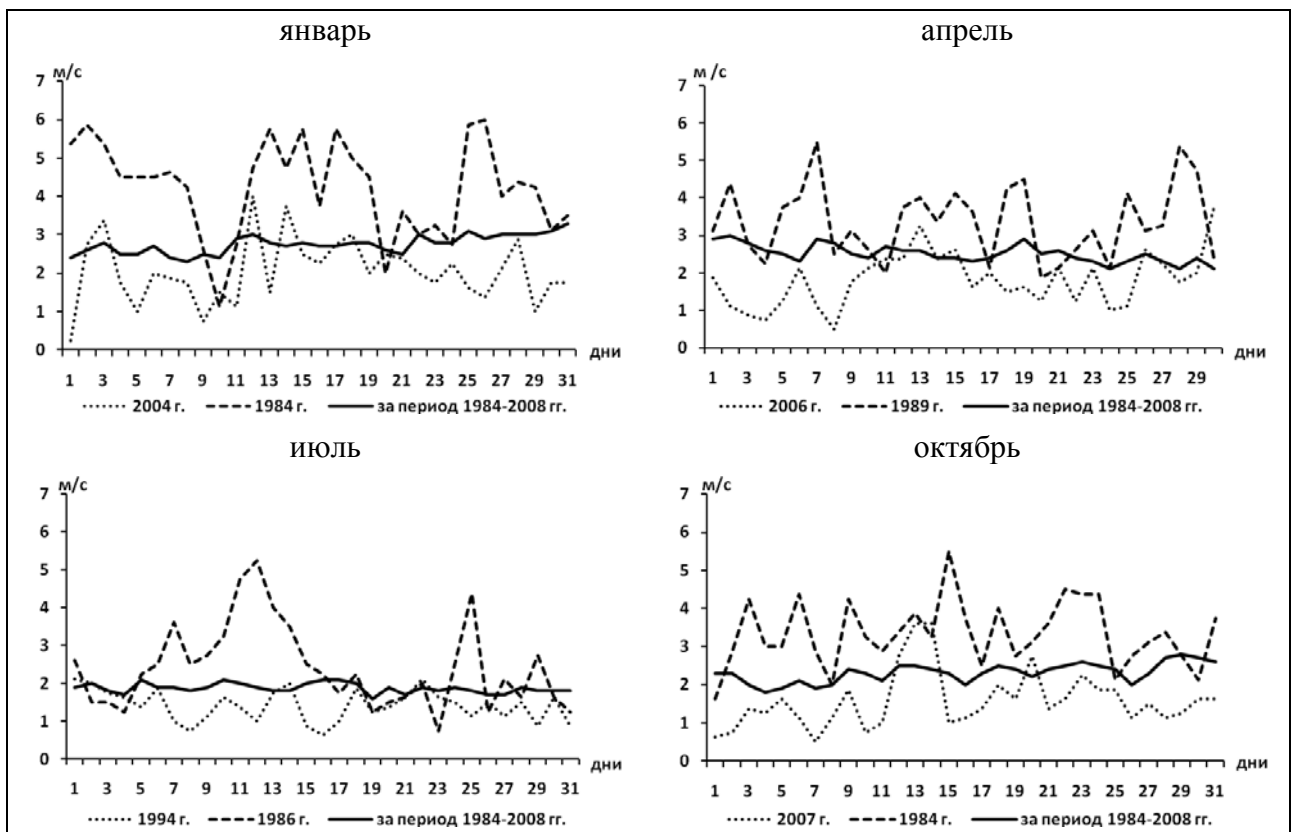


Рис. 3 – Скорость ветра в Минске

В Минске, с 1984 по 2008 г., преобладал западный ветер, повторяемость которого составила 17,4 %, при  $C_v$  17,53 %. Минимальная повторяемость соответствовала северо-восточному ветру – 8,2 %, при  $C_v$  22,32 %. Ветры юго-западных и северо-западных направлений наблюдались примерно с одинаковой повторяемостью, соответственно – 13,3 % при  $C_v$  14,89 %, – 14,7 %, при  $C_v$  117,96 %. Повторяемость юго-восточного ветра составила – 10,6 %, при  $C_v$  26,13 %. Повторяемость северного и восточного ветров была небольшая, соответственно – 9,9 %, при  $C_v$  21,72 % и 9,8 %, при  $C_v$  21,33 %. Повторяемость южного ветра составила – 16,0 %, при  $C_v$  14,37 %. Повторяемость штилей заметно увеличивается к концу рассматриваемого периода и в среднем достигла – 7,1 %, при  $C_v$  53,38 % (табл. 2).

Анализ сезонной динамики ветра в Минске показал, что во все сезоны года наблюдалась значительная повторяемость западного ветра. Повторяемость ветра с северной составляющей (СВ, СЗ, С) возрастает от зимы к лету. Максимальной повторяемо-

сти ветер северо-восточного направления достигает в апреле, северо-западного – в июне, северного – в июле. Ветры южной составляющей (ЮВ, Ю, ЮЗ) летом имеют минимальную повторяемость, а зимой – максимальную. Так, повторяемость юго-восточного ветра преобладает в ноябре, южного – в ноябре - декабре, юго-западного – в январе. Восточный ветер имеет максимальную повторяемость в конце зимы и весной, а минимальную в конце лета - начале осени. Повторяемость штилей достигает максимума летом, а минимума – зимой.

Таблица 2 - Повторяемость направлений ветра и штилей в Минске, %

Год	Направление ветра								
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1984	8,8	9,8	16,4	14,8	15,2	12,7	13,3	9,2	2,8
1985	8,0	7,2	9,3	12,3	15,3	13,6	18,1	16,3	2,6
1986	7,5	7,3	10,8	14,2	16,2	13,1	15,9	15,1	3,0
1987	5,8	7,9	13,4	14,6	12,3	12,6	20,9	12,6	4,0
1988	8,0	7,1	12,4	13,3	17,9	12,3	16,1	12,9	4,0
1989	9,8	5,3	8,1	9,9	15,3	12,5	22,6	16,6	4,1
1990	6,1	5,1	9,6	8,7	16,3	17,8	23,6	12,9	4,9
1991	11,3	7,9	8,5	9,1	18,2	11,8	19,4	13,8	4,3
1992	8,3	7,0	8,6	8,9	18,6	11,0	19,9	17,7	4,1
1993	6,6	7,8	11,0	11,8	16,4	12,6	19,1	14,7	5,4
1994	8,3	7,3	9,4	9,1	19,1	15,1	14,9	16,9	8,3
1995	10,2	6,6	8,7	11,9	17,3	13,4	14,7	17,3	5,1
1996	9,3	12,7	11,9	17,6	15,5	8,4	8,8	15,8	3,8
1997	10,8	9,6	9,8	8,5	11,1	11,0	17,8	21,4	4,1
1998	11,5	8,7	8,3	11,2	15,3	14,4	18,4	12,3	6,0
1999	11,8	9,8	10,9	12,3	11,3	15,3	18,3	10,4	9,3
2000	10,3	7,3	7,5	10,9	16,3	14,8	18,3	14,6	7,8
2001	10,9	7,3	10,0	10,6	17,5	11,4	17,5	14,8	10,6
2002	12,3	11,9	9,7	8,3	15,0	13,4	17,3	12,1	10,0
2003	13,3	8,2	8,1	7,3	15,1	13,3	18,5	16,3	10,6
2004	12,2	6,8	7,4	7,9	15,8	14,9	17,2	17,8	10,2
2005	13,0	9,3	10,6	9,9	16,7	11,8	13,2	15,5	14,0
2006	12,3	10,0	9,2	7,6	16,8	13,5	16,1	14,7	15,4
2007	11,0	7,5	9,8	7,8	14,8	16,8	18,2	14,3	12,7
2008	10,4	10,4	6,9	6,6	21,6	14,9	17,2	12,0	11,1
Ср.	9,9	8,2	9,8	10,6	16,0	13,3	17,4	14,7	7,1
Max	13,3	12,7	16,4	17,6	21,6	17,8	23,6	21,4	15,4
Min	5,8	5,1	6,9	6,6	11,1	8,4	8,8	9,2	2,6
$\sigma$	2,15	1,83	2,09	2,77	2,30	1,98	3,05	2,64	3,79
Cv	21,72	22,32	21,33	26,13	14,37	14,89	17,53	17,96	53,38

В разрезе сезонов года в Минске в 1984-2008 гг. в январе преобладали западный (23,5 %), южный (19,6 %) и юго-западный (17,8 %) ветры. Наименьшая повторяемость была характерна для северо-восточного ветра (4,3 %). В апреле более выражены ветры восточного (15,2 %) и юго-восточного (13,0 %) направлений. Наименьшую повторяемость имел юго-западный ветер (8,4 %). В июле максимальной повторяемости достигал

северо-западный ветер (20,3 %), минимальной – юго-восточный (6,2 %). В октябре преобладали южный (19,9 %), западный (17,6 %) и юго-западный (15,6 %) ветры. Наименьшая повторяемость соответствовала северо-восточному ветру (5,7 %) (рис.4).

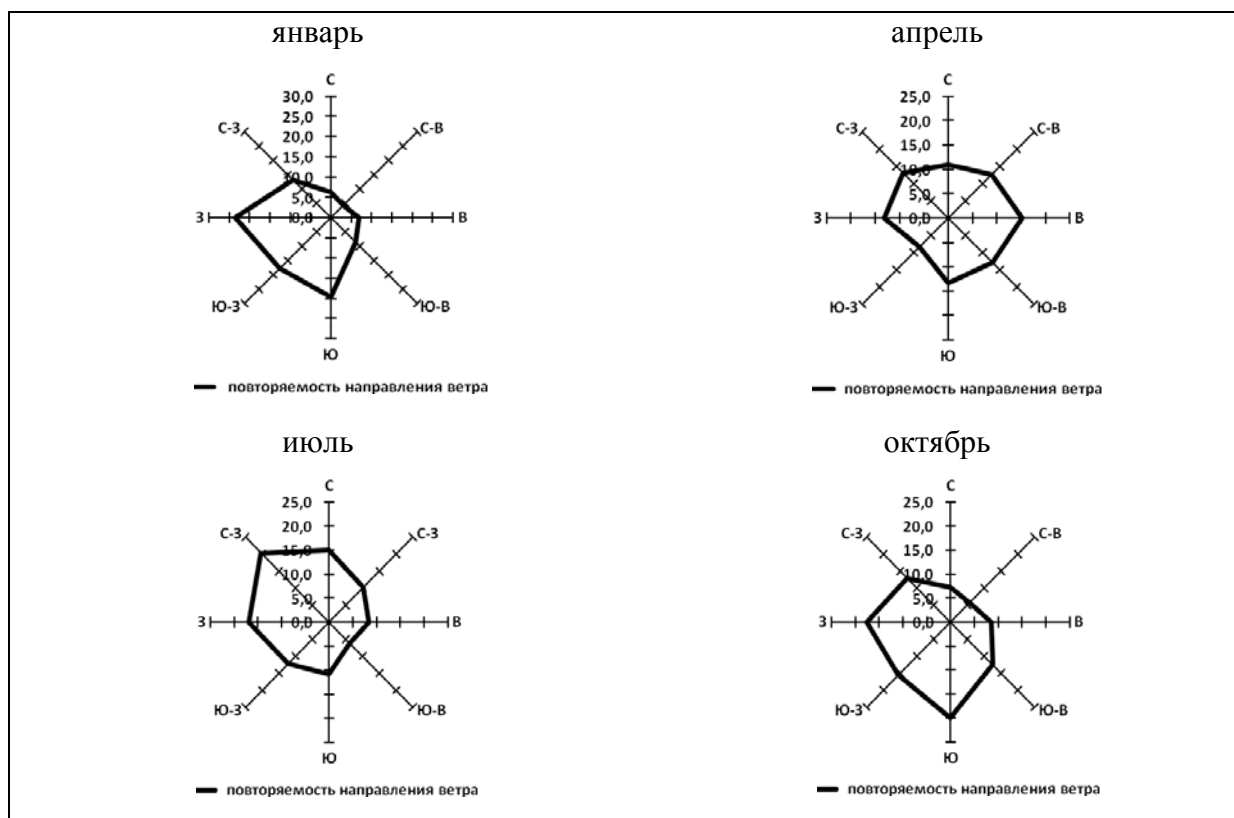


Рис. 4 – Средняя повторяемость направления ветра в Минске

В 1984-2008 гг. относительная влажность воздуха ( $F$ ) в Минске характеризуется незначительной временной изменчивостью и устойчивой тенденцией к уменьшению ее средних годовых значений. Средняя годовая относительная влажность воздуха варьировала от 72,6 % в 2002 г. до 79,9 % в 1989 г. и в среднем составила 77,4 %, при  $Cv$  2,12 % (табл. 1). Относительная влажность воздуха в Минске имеет выраженный годовой ход с минимумом в весенние месяцы (апрель - май), и максимумом – в осенне-зимний сезон года (ноябрь-январь).

Анализ изменения относительной влажности воздуха в Минске в разрезе сезонов года показал, что более высокая ее межгодовая изменчивость характерна для июля, а минимальная – для января (рис.5). Наименьшие значения относительной влажности воздуха в январе наблюдались в 1996 г., а наибольшие в 1986 г. Средняя месячная относительная влажность воздуха за 1984-2008 гг. в январе составила 86,1 %, при  $Cv$  2,24%. В апреле более низкие значения относительной влажности воздуха отмечены в 1987 г., максимальные – в 1994 г., а средняя за месяц составила 67,2 %, при  $Cv$  6,58 %. В июле минимальная относительная влажность воздуха зафиксирована в 1992 г., максимальная – в 1990 г., а средняя за месяц составила 70,9 %, при  $Cv$  9,63 %. В октябре наименьшая относительная влажность воздуха соответствовала 2005 г., наибольшая – 1997г., а средняя за месяц составила 82,4 %, при  $Cv$  3,77 %.

В 1984-2008 гг. атмосферные осадки ( $O_c$ , мм) в Минске характеризуются значительной временной изменчивостью и тенденцией к увеличению их годовой суммы. Го-

довое количество атмосферных осадков варьировало от 541,3 мм в 1991 г. до 965,4 мм в 1998 г. и в среднем составило 680,2 мм, при  $Cv$  14,19 % (табл.1).

Атмосферные осадки в Минске имеют хорошо выраженный годовой ход. В среднем за рассматриваемый период их минимум наблюдается в зимние месяцы, а максимальное количество отмечается в летние месяцы, достигая максимума в июле. В экстремальные годы годовой ход атмосферных осадков имеет более сложный характер. В 1991 г. наблюдалось минимальное количество атмосферных осадков, тем не менее, в мае и июне их выпало значительно больше средних значений за период 1984-2008 гг. В 1998 году, выпало наибольшее количество осадков, однако, в зимние месяцы их количество было около средних значений. Самым дождливым месяцем за весь исследуемый период был август 2006 г., когда сумма осадков достигла 250,3 мм, а самым засушливым – октябрь 2000 г., когда количество осадков составило всего 1,5 мм.

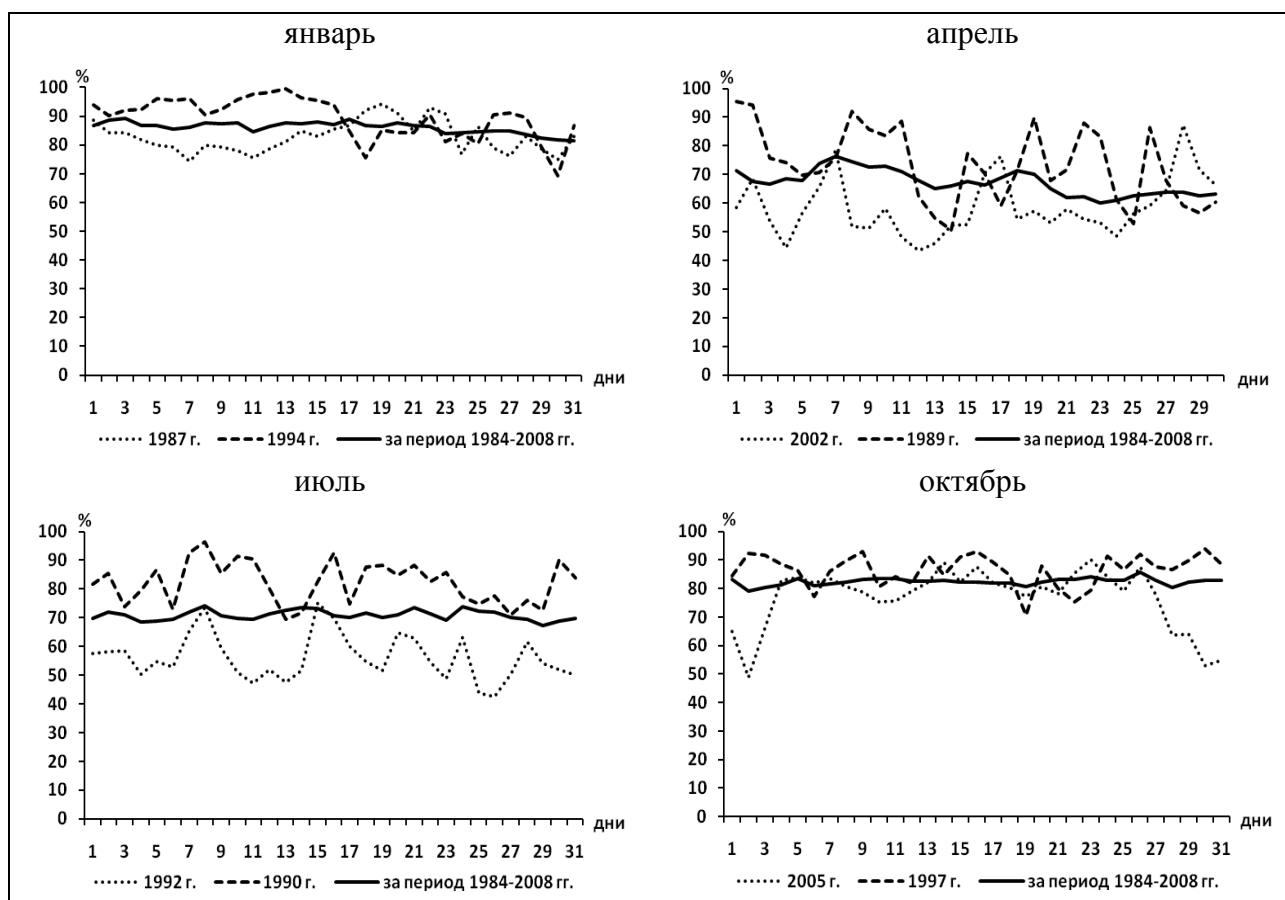


Рис. 5 – Относительная влажность воздуха в Минске

Анализ режима выпадения атмосферных осадков в разрезе сезонов года показывает, что в январе наименьшее количество атмосферных осадков выпало в 2006 г., а наибольшее – в 1994 г. (рис. 6). В среднем за 1984-2008 гг. среднее месячное количество атмосферных осадков в январе составило 45,0 мм, при  $Cv$  46,38 %. В апреле минимум атмосферных осадков наблюдался в 1984 г., максимум – в 2000 г., а их среднее количество за месяц составило 44,1 мм, при  $Cv$  39,59 %. В июле минимальное количество атмосферных осадков зафиксировано в 1994 г., максимальное – в 1993 г., а их среднее количество за месяц составило 88,0 мм, при  $Cv$  54,81 %. В октябре минимальное количество атмосферных осадков отмечено в 2000 г., максимальное выпало – в 2002 г., а среднее за месяц составило 52,2 мм, при  $Cv$  54,65 %.

Облачность (Об, баллы) в Минске характеризуется незначительной временной изменчивостью. Средняя годовая облачность за 1984-2008 гг. изменялась от 6,6 балла в 1987 г. до 7,5 балла в 2008 г., и в среднем составила 7,1 балла, при  $C_v$  3,24% (табл.1). В годовом ходе облачности в Минске минимум приходится на май и летние месяцы, максимальные значения отмечаются в ноябре-декабре. Но в отдельные экстремальные годы он имеет более сложный вид.

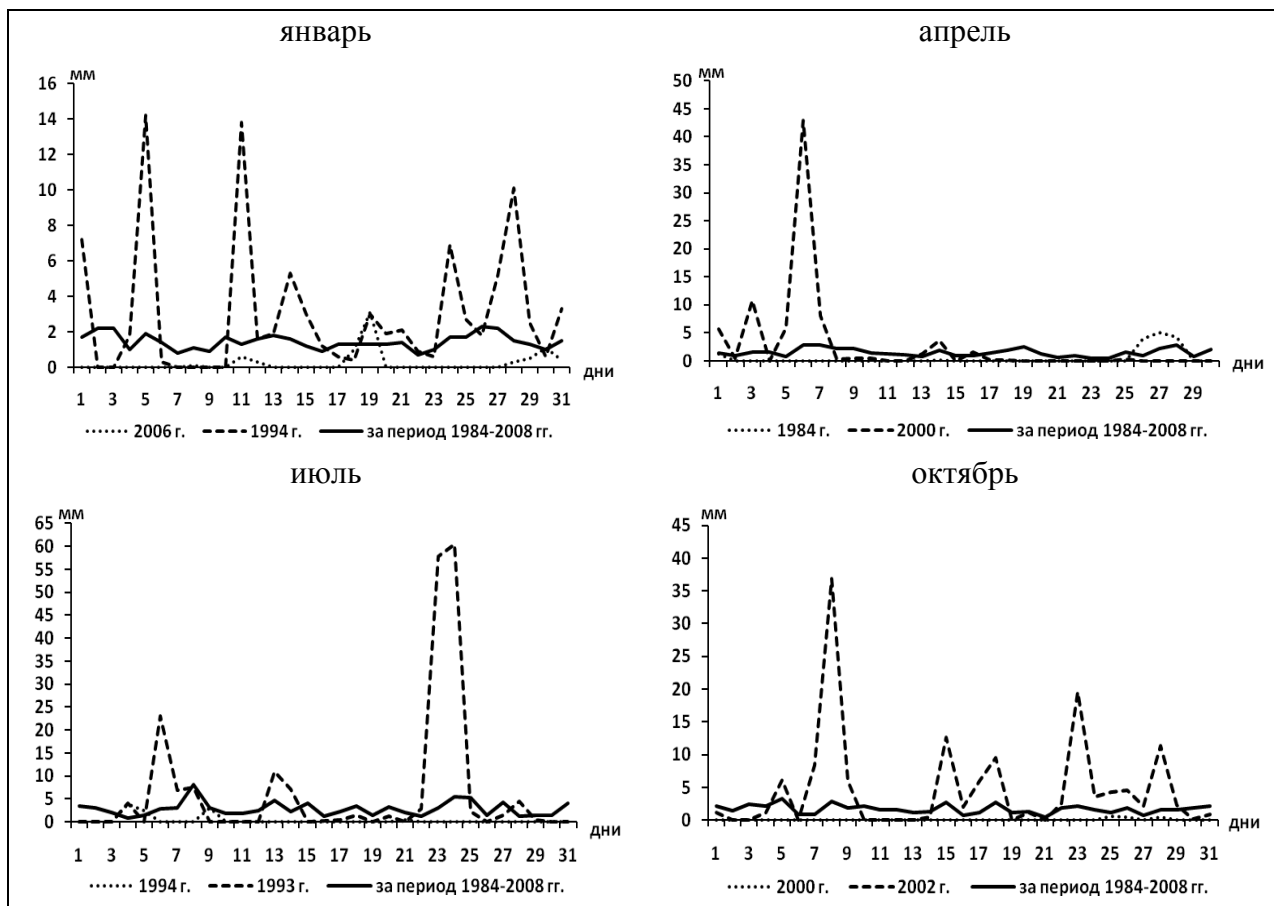


Рис. 6 – Атмосферные осадки в Минске

Максимальная облачность наблюдалась в 2008 г., но она незначительно превышала средние многолетние значения за период 1984-2008 гг., а минимальная отмечается в 1987 г., причем, в отдельные месяцы она была существенно ниже средней за рассматриваемый период. Кроме того, наблюдались случаи, когда в течение месяца не было ни одного ясного дня.

В январе минимальная облачность наблюдалась в 1987 г., максимальная – в 1986 г. (рис.7). Средняя месячная облачность за 1984-2008 гг. в январе составила 8,4 балла, при  $C_v$  8,57 %. В апреле наименьшая облачность была в 1984 г., наибольшая – в 1992 г., а средняя за месяц составила 6,6 балла, при  $C_v$  12,42%. В июле минимальная облачность отмечена в 1992 г., максимальная – в 2000 г., а средняя за месяц составила 6,2 балла, при  $C_v$  16,77 %. В октябре минимальная облачность была в 1988 г., максимальная – в 1997 г., а средняя за месяц составила 7,1 балла, при  $C_v$  17,04 %.

#### Выводы.

В 1984-2008 гг. в Минске отмечается устойчивая тенденция увеличения суммарной солнечной радиации ( $Q$ ). В экстремальные годы отклонение годового хода  $Q$  от многолетних значений отмечается в основном в теплый период года. На май-июль приходится 45-50 % годовой  $Q$ , а на ноябрь-январь всего 5 %. Средний годовой  $R$  за рас-

считываемый период составил  $1485,7 \text{ МДж/м}^2$ , при  $C_v 8,1 \%$ . Максимальный годовой  $R$  за 1984-2008 гг. отмечался в 1990 г. ( $1650,0 \text{ МДж/м}^2$ ), минимальный в 2001 г. ( $1255,0 \text{ МДж/м}^2$ ).

Температура воздуха в Минске отличается значительной временной изменчивостью и устойчивой тенденцией к повышению ее средних годовых значений. Годовой ход температуры воздуха четко выражен. Максимальная средняя месячная температура воздуха в основном наблюдалась в июле, минимальная – в январе-феврале.

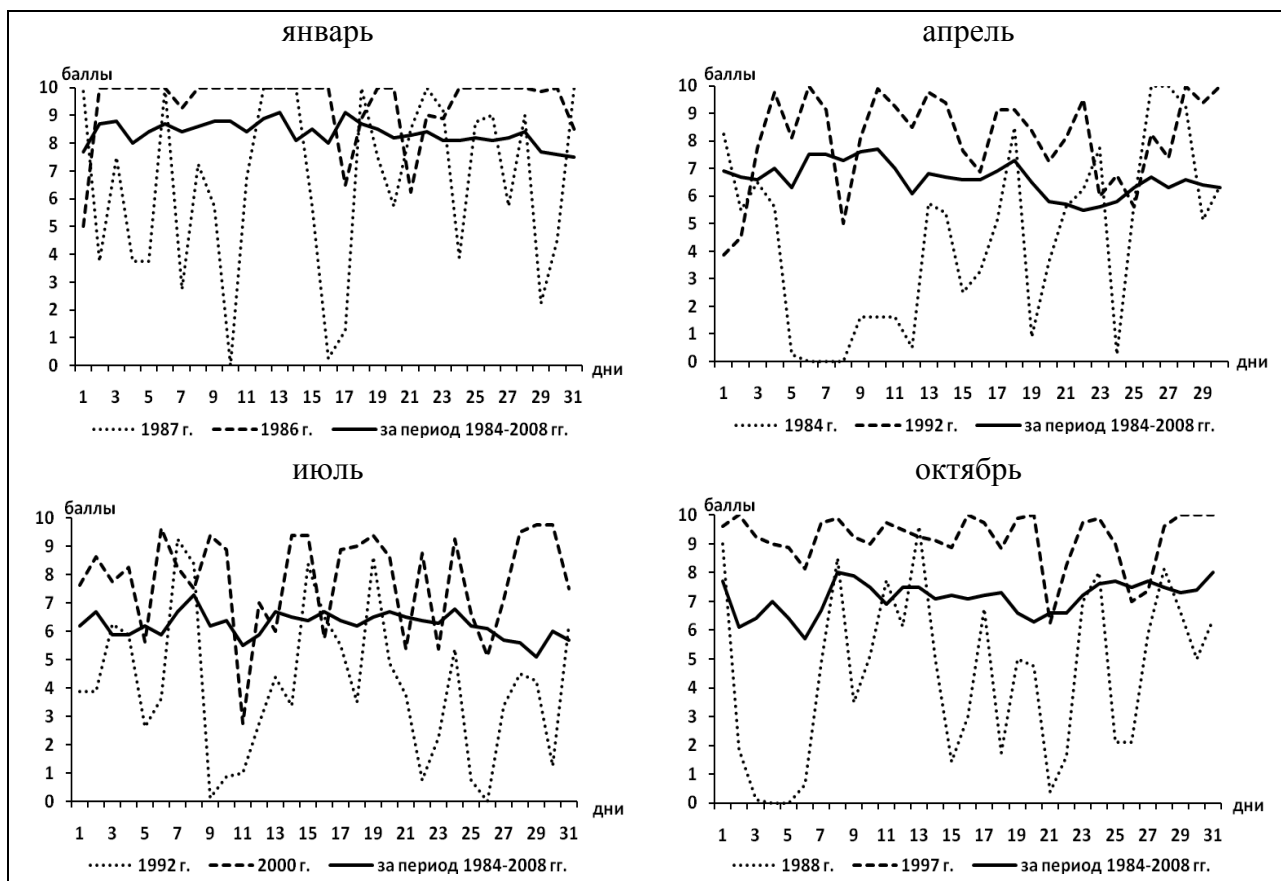


Рис. 7 – Облачность в Минске.

Анализ сезонной динамики и межгодовой изменчивости средней месячной температуры воздуха показывает, что в 1984-2008 гг. самым холодным оказался январь 1987 г. с температурой воздуха минус  $15,2 \text{ }^\circ\text{C}$ , наиболее теплым январь 2007 г., в течение которого преобладала положительная температура воздуха  $0,4 \text{ }^\circ\text{C}$ . Наиболее теплым, с преобладанием высоких значений температуры воздуха в Минске был июль 2001 г. ( $22,1 \text{ }^\circ\text{C}$ ), холодным - июль 1984 г. с температурой воздуха  $15,6 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Среднее годовое атмосферное давление воздуха за рассматриваемый период характеризуется незначительной межгодовой изменчивостью и небольшой тенденцией к повышению. В годовом ходе атмосферного давления воздуха его более высокие значения, как правило, отмечаются зимой, более низкие – летом. За период 1984-2008 гг. наиболее низкое среднее месячное атмосферное давление в Минске в январе наблюдалось в 2007 г. ( $977,6 \text{ гПа}$ ), наиболее высокое – в 2006 г. ( $1000,8 \text{ гПа}$ ). В июле атмосферное давление отличается меньшей изменчивостью, чем в январе. В июле самое низкое атмосферное давление в Минске зафиксировано в 2000 г. ( $981,0 \text{ гПа}$ ), наиболее высокое – в 2006 г. ( $992,5 \text{ гПа}$ ).



Скорость ветра характеризуется умеренной временной изменчивостью и устойчивой тенденцией к ее снижению. Средняя годовая скорость ветра изменялась от 2,9 м/с в (1984 г.) до 1,9 м/с в (2006-2007 гг.). Скорость ветра имеет относительно плавный годовой ход. Максимальная скорость ветра в основном характерна для осенне-зимнего сезона, минимальная наблюдается весной и особенно летом. Сезонная динамика скорости ветра достаточно устойчивая, но в отдельные годы существенно варьирует. В разрезе сезонов года максимальная средняя месячная скорость ветра в Минске наблюдалась в январе 1984 г. (4,2 м/с), в апреле 1989 г. (3,4 м/с), в июле 1986 г. (2,4 м/с), в октябре 1984 г. (3,3 м/с). Минимальная средняя месячная скорость ветра наблюдалась в январе 1996 и 2004 г. (2,0 м/с); в апреле 2006 г. (1,8 м/с); в июле 2005 и 2007 г. (1,4 м/с) и октябре 2007 г. (1,6 м/с).

Преобладающее направление ветра в Минске летом – западное, северо-западное, осенью и зимой – западное, южное, юго-западное, весной – восточное, юго-восточное. В 1984-2008 гг. преобладал западный ветер (17,4 %). Минимальная повторяемость соответствует северо-восточному ветру (8,2 %). Наблюдается значительная повторяемость южного ветра от 11,1 % в 1997 г. до 21,6 % в 2008 г. Повторяемость штилей заметно увеличивается к концу рассматриваемого периода и в среднем составила - 7,1 %.

Повторяемость западного ветра значительна в течение всего года. Восточный ветер имеет максимальную повторяемость в конце зимы и весной, минимальную – в конце лета - начале осени. Повторяемость ветра с северной составляющей (СВ, СЗ, С) возрастает от зимы к лету, южной составляющей (ЮВ, Ю, ЮЗ) – наоборот. Повторяемость штилей достигает максимума летом, минимума – зимой.

Относительная влажность воздуха в Минске характеризуется незначительной временной изменчивостью и устойчивой тенденцией к уменьшению ее средних годовых значений. Она имеет достаточно выраженный годовой ход с минимумом в весенние месяцы (апрель - май), и максимумом – в осенне-зимний сезон года (ноябрь-январь). Средняя годовая относительная влажность воздуха в рассматриваемый период варьировала от 72,6 % в 2002 г. до 79,9 % в 1989 г.

Анализ изменения относительной влажности воздуха в разрезе сезонов года показал, что наибольшая ее межгодовая изменчивость отмечается в июле, наименьшая – в декабре. Максимальная и минимальная средняя месячная относительная влажность воздуха в январе наблюдалась соответственно в 1994 г. (89,5 %) и 1987 г. (82,9 %). В апреле более высокая относительная влажность воздуха отмечена в 1989 г. (73,2 %), минимальная – в 2002 г. (58,6 %). В июле максимальная относительная влажность воздуха зафиксирована в 1990 г. (82,2 %), минимальная – в 1992 г. (56,1 %). В октябре наибольшая относительная влажность воздуха была в 1997 г. (86,5 %), наименьшая – 2005 г. (76,8 %).

Атмосферные осадки характеризуются значительной временной изменчивостью и тенденцией к увеличению их годового количества. В среднем за этот период их минимум наблюдается в зимние месяцы, максимальное количество атмосферных осадков отмечается в летние месяцы, достигая максимума в июле. В экстремальные годы годовой ход атмосферных осадков имеет более сложный характер. Годовое количество атмосферных осадков в Минске варьировало от 541,3 мм в 1991 г. до 965,4 мм в 1998 г.

Анализ режима выпадения атмосферных осадков в отдельные сезоны года показал, что самыми дождливыми и засушливыми месяцами за рассматриваемый период были, соответственно – август 2006 г. (250,3 мм) и октябрь 2000 г. (1,5 мм).

Облачность характеризуется незначительной временной изменчивостью. В годовом ходе облачности минимум приходится на теплый период года (май-август), максимальные значения отмечаются в ноябре-январе. Но в отдельные экстремальные годы он имеет более сложный вид. Наблюдаются месяцы, когда не бывает ни одного ясного

дня. Средняя годовая облачность в Минске за рассматриваемый период изменялась от 6,6 балла в 1987 г. до 7,5 балла в 2008 г.

Выявлены особенности климата города Минска использованы в ГУ «Республиканский Гидрометеорологический центр» в качестве режимно-справочного материала при гидрометеорологическом обеспечении отраслей экономики Республики Беларусь и их адаптации к изменению климата и внедрены в учебный процесс при подготовке специалистов высшего образования по специальности 1-33 01 02 «Геоэкология» в Белорусском государственном университете.

### Список литературы

1. Витченко А.Н., Телеш И.А. Оценка влияния погоды и климата на человека в природно-хозяйственных регионах Беларуси // Природно-хозяйственные регионы Беларуси / под ред. А.Н. Витченко – Минск, 2005. – Гл. 5. – С. 88-120.

2. Витченко А.Н., Телеш И.А. Методика геоэкологической оценки комфортности климата городов // Вестник БГУ. Сер.2. 2007. – № 2. – С. 99-104.

3. Витченко А.Н., Телеш И.А. Геоэкологическая оценка комфортности климата крупных городов // Геоэкологические проблемы современности: материалы 3-й Международ. науч. конф., Владимир, 23-25 сентября 2010 г. / Владимирский гос. гум. ун-т. – Владимир, 2010. – С. 7-9.

4. Витченко А.Н., Телеш И.А. Оценка возможного изменения комфортности климата городов Беларуси // Научно-методическое обеспечение деятельности по охране окружающей среды: проблемы и перспективы: материалы науч.- практич. конф. Минск, 3 июня 2011 г. / РУП «Бел НИЦ «Экология». – Минск, 2011. – С. 68-77.

#### Сучасні тенденції зміни клімату міста Мінськ

**Вітченко А.Н., Телеш І.А.**

*Дається аналіз основних характеристик клімату міста Мінськ і закономірностей їх зміни в ході природного розвитку і антропогенної трансформації міського середовища. Отримані результати можуть бути використані в практиці раціонального природокористування для ухвалення грамотних управлінських рішень по оптимізації функціонування і розвитку столиці Білорусі з урахуванням можливих варіацій клімату.*

**Ключові слова:** місто, геоєкологія, зміна клімату, кліматичні параметри

#### Current trends of climate change in Minsk

**Vitchenko A.N., Telesh I.A.**

*The analysis of the main characteristics of climate in Minsk and regularities of their change during natural development and anthropogenic transformation of urban environment is given. The received results can be used in practice of rational environmental management for adoption of competent administrative decisions on optimization of functioning and development of the capital of Belarus taking into account possible variations of climate.*

**Keywords:** geoeology, city, climate change, climatic parameters

УДК 635.64

**Л.Ю. Божко**, к.з.н., **О.А. Барсукова**, к.з.н., **Ярмольська О.Є.**, к.з.н.  
 Одеський державний екологічний університет

## КЛІМАТИЧНІ УМОВИ ВИРОЩУВАННЯ ТОМАТІВ В УКРАЇНІ

*За допомогою математичної моделі виконана оцінка агрокліматичних ресурсів продуктивності території України стосовно вирощування томатів. Виконано аналіз водно-теплового режиму посівів томатів та приросту різних категорій їх врожайності.*

**Ключові слова:** математична модель, агрокліматичні ресурси, томати, категорії врожайності, оцінка.

Томати мають широке розповсюдження в багатьох країнах світу. Серед овочевих культур томати займають провідне місце. Їх вирощують для забезпечення населення продуктами овочівництва та для переробки на консервних заводах. Посівні площі томатів становлять 57 % всієї площі овочевих культур.

Культурні томати мають походження із тропічної зони Америки. Від Перу до Мексики томати вирощувались задовго до відкриття Нового Світу європейцями. До Європи томати попали наприкінці шістнадцятого століття, де спочатку вони вирощувались в Іспанії та Португалії, а потім розповсюдились по всій Європі та Близькому Сходу.

На території України томати вирощуються в усіх природно – кліматичних зонах. В степових районах виробничі площі під томатами за розміром займають одне із перших місць серед овочевих культур.

Томати відносяться до сімейства пасльонових (Solanaceae Juss.), роду *Lycopersicon* *Tomn*, який складається з трьох видів. Із них два дикі, третій вид – звичайний томат включає всі культурні форми [1].

В нашій країні томат – трав'яниста однорічна рослина з прямостоячим або пригнутих стеблом, покритим залозистими волосками. Рослини томата мають специфічний томатний запах, який посилюється при пошкодженні стебла.

Плід – ягода різних розмірів, від 1 до 400 г, соковитий, багато гніздовий різного забарвлення – від зеленого до червоного. Томати відносяться до рослин з глибоким, сильно гілчастим корінням, що проникає в ґрунт до 1,5 м і більше.

Харчова цінність томатів визначається наявністю в них вуглеводів, органічних кислот, мінеральних солей, ароматичних речовин та вітамінів (С, каротин,  $B_1$ ,  $B_2$ , РР, К та ін.). В складі сухих речовин переважають вуглеводи, в основному цукор. Дослідженнями багатьох авторів [1 - 3] встановлено, що хімічний склад плодів томатів дуже змінюється в залежності від особливостей сорту, умов вирощування, віку рослин та інших факторів, що на нього впливають. Найбільш цінні плоди томатів у перший місяць плодоношення. В кінці плодоношення в плодах томатів, особливо тих, що вирощуються на зрошуваних полях, зменшується вміст цукру і збільшується кислотність.

Вирощуються томати в сухих степових районах України із зрошенням, в лісостепових та лісових районах – на суходолі, або із застосуванням часткового зрошення розсадним і безрозсадним методом.

При вирощуванні томатів розсадним методом важливим фактором є висока якість розсади та ранні терміни висаджування її в ґрунт. Найвищі темпи розвитку рослин

спостерігаються при застосуванні розсади, вирощеної в поживних кубиках та висадженої під плівку.

Велика роль в репродуктивному розвитку томатів належить умовам вирощування. Рано та рясно цвітуть томати при вирощуванні їх в ранній культурі із застосуванням плівкового укриття, на другому місці – рання культура без застосування укриття, на третьому – звичайна розсадна культура і на останньому – безрозсадна культура. Плодоносіння безрозсадних томатів в залежності від сорту починається на 25 – 35 днів пізніше розсадної культури.

Незмінною основою для одержання високих урожаїв томатів є введення при їх вирощуванні овочевих сівозмін. Не бажано вирощувати томати декілька років поспіль на одній і тій же ділянці та після картоплі, перцю баклажанів, фізалісу і тютюну, бо вони ушкоджуються одними і тими ж хворобами. Бажано розташовувати посадки томатів другою культурою після внесення органічних добрив. Добрими попередниками для томатів є капуста, огірки, рис.

Розміщують посівні площі під томати у нечорноземних та центрально-чорноземних районах на захищених від вітру ділянках зі схилами на південь та низьким стоянням ґрунтових вод. Високі врожаї томатів отримують на заплавах та прирічкових заливних ділянках.

Для одержання високих урожаїв томатів велике значення має структура посівних площ та густина посівів. Встановлено [52], що найкращі результати дає стрічкова двострунна посадка з величиною широким міжрядь 90 см та вузьких – 50 см для штамбових сортів і відповідно 120 см і 50 см для індетермінантних сортів. Відстань між рослинами в рядках 30 – 35 см. Такі методи висаджування розсади забезпечують густоту 45 – 50 тис. рос/га детермінованих і штамбових сортів і відповідно 34 – 37 тис. рос/га – індетермінантних. Після остаточного приживання розсади, на місце загиблих рослин підсаджують живі. Репродуктивний розвиток томатів знаходиться у великій залежності від погодних умов [1 - 3].

Перед працівниками сільського господарства постає головна задача - одержання високих та сталих врожаїв цієї досить цінної культури. Вирішення цієї задачі можливе при найбільш повному використанні кліматичних ресурсів території, визначенні відповідності їх вимогам томатів і має важливе наукове та практичне значення.

**Об'єкти та вихідні матеріали досліджень.** Мета досліджень - дати оцінку агрокліматичних умов вирощування томатів по території України з використанням обласних показників агрокліматичних ресурсів.

Дослідження виконувалися на матеріалах багаторічних спостережень мережі агрометеорологічних станцій за фенологією томатів і метеорологічними факторами за період з 1986 по 2008 рр. та на матеріалах Держкомстату України.

Формування врожаю всіх сільськогосподарських культур, в тому числі і томатів, є дуже складний нестационарний процес, проходження і результат якого визначається взаємодією рослин з умовами навколишнього середовища. Серед них провідне місце займає забезпеченість рослин променистою енергією, теплом, вологою, елементами живлення.

Дослідження виконувались по усіх агрокліматичних зонах України. За даними [4] за умовами тепло- і вологозабезпеченості вегетаційного періоду, фізико-географічними умовами (рельєф місцевості і тип ґрунтів) територія України була розділена на чотири агрокліматичних зони: 1) Лісова, зволожена зі значеннями ГТК Г.Т. Селянінова 2,0 - 1,3, помірно тепла з сумами температур 2400 – 3100 °С; 2) Лісостепова зона - волога, зі значеннями ГТК Г.Т. Селянінова 1,3 – 1,0 та сумами температур 2500 - 2900 °С; 3) зона Північного Степу - посушлива, зі значеннями ГТК 0,7 - 0 1,0 і сумами температур 2900 – 3000 °С; 4) зона Південного Степу – дуже посушлива, помірно жарка з м'якою

зимою, ГТК = 0,5 – 0,7, з сумами температур 2800 – 3400 °С. Крім того виділені райони вертикальної кліматичної зональності – Карпатський та Кримський.

**Методи дослідження.** Розрахунки виконувалися за розробленою А.М. Польовим моделлю, теоретичну основу якої становить концепція Х.Х Тоомінга про максимальну продуктивність посівів [3 - 6]. Для оцінки агрокліматичних ресурсів за часовий крок було взято декадний варіант моделі. Зміна величини потенційного врожаю томатів за декаду в залежності від інтенсивності фотосинтетично активної радіації ( $Q_{\text{ФАР}}$ ) та біологічних особливостей культури з врахуванням зміни здатності рослин до фотосинтезу впродовж вегетації визначається з формули

$$\frac{\Delta PV^j}{\Delta t} = \alpha_{\phi}^j \frac{\eta \cdot Q_{\text{ФАР}}^j \cdot d\nu^j}{q}, \quad (1)$$

де  $\frac{\Delta PV^j}{\Delta t}$  – приріст потенційної врожайності за декаду;

$\alpha_{\phi}$  – онтогенетична крива фотосинтезу;

$\eta$  – ККД посівів;

$Q_{\text{ФАР}}$  – інтенсивність ФАР;

$d\nu$  – кількість днів у розрахунковій декаді;

$q$  – калорійність;

$j$  – номер розрахункової декади.

Приріст метеорологічно можливої врожайності є приростом потенційної врожайності, який обмежується впливом режимів зволоження та температури:

$$\frac{\Delta MMB^j}{\Delta t} = \frac{\Delta PY^j}{\Delta t} \cdot FTW2, \quad (2)$$

де  $\frac{\Delta MMB^j}{\Delta t}$  – приріст метеорологічно можливої врожайності;

$FTW2$  – узагальнена функція впливу температурного режиму та режиму зволоження з корекцією на поєднання різних екстремальних умов.

Ця функція визначається за принципом Лібіха Д. [7] з урахуванням впливу температури повітря і умов зволоження на продуктивний процес.

Формування приростів дійсно можливої врожайності обмежується рівнем природної родючості ґрунту:

$$\frac{\Delta DMV^j}{\Delta t} = \frac{\Delta MMB^j}{\Delta t} \cdot B_{\text{ПЛ}} \cdot F_{G_{\text{гум}}}, \quad (3)$$

де  $\frac{\Delta DMV^j}{\Delta t}$  – приріст дійсно можливої врожайності;

$B_{\text{ПЛ}}$  – бал ґрунтового бонітету;

$F_{G_{\text{гум}}}$  - функція впливу вмісту гумусу в ґрунті.

Рівень господарської врожайності обмежується реальним рівнем культури землеробства і ефективністю внесених мінеральних і органічних добрив:

$$\frac{\Delta UB^j}{\Delta t} = \frac{\Delta ДМВ^j}{\Delta t} \cdot k_{земл} \cdot FW_{ef}^j, \quad (4)$$

де  $\frac{\Delta UB^j}{\Delta t}$  – приріст врожайності у виробництві;

$k_{земл}$  – коефіцієнт, який характеризує рівень культури землеробства і господарської діяльності;

$FW_{ef}$  – функція ефективності внесення органічних і мінеральних добрив залежно від умов забезпечення вологою декад вегетації.

Характеристика рівня культури землеробства та господарської діяльності людини  $k_{земл}$  визначалась шляхом порівняння господарських урожаїв томатів, одержаних у виробничих умовах, та врожаїв томатів, які вирощувались на полях дослідних ділянок та ділянок випробування сортів. Функція  $FW_{ef}$  оцінювалась через забезпеченість рослин мінеральним живленням та оцінки ефективності цього живлення в залежності від вологозабезпеченості посівів. Функція  $FW_{ef}$  визначається шляхом перемноження функції впливу вологості ґрунту на ефективність внесення добрив і функції забезпеченості посівів органічними та мінеральними добривами.

Співвідношення агроєкологічних категорій врожайності (потенційного врожаю -  $ПВ$ , метеорологічно можливого врожаю -  $ММВ$ , дійсно можливого врожаю -  $ДМВ$  та урожаю у виробництві -  $УВ$ ) дозволяє визначити комплексні оцінки агрокліматичних ресурсів. Для цього існують п'ять узагальнених характеристик:

1. Ступінь сприятливості кліматичних умов ( $K_m$ ) характеризує співвідношення  $ПВ$  до  $ММВ$ , відн.од.

$$K_m = ПВ/ММВ \quad . \quad (5)$$

2. Коефіцієнт ефективності використання кліматичних ресурсів ( $K_e$ ) характеризує співвідношення  $УВ$  до  $ММВ$ , відн. од.

$$K_e = УВ/ММВ \quad . \quad (6)$$

3. Коефіцієнт агроєкологічного потенціалу ( $K_a$ ) характеризує співвідношення  $УВ$  до  $ДМВ$ , відн. од.

$$K_a = УВ/ДМВ \quad . \quad (7)$$

4. Коефіцієнт ефективності використання фактичних агрометеорологічних і ґрунтових умов ( $K_{земл}$ , відн. од.), характеризує рівень культури землеробства, ( $УВ$ - врожай томатів в господарствах, одержаний у виробничих умовах)

$$K_{земл} = УВ/ДМВ \quad (8)$$

Врожай томатів у господарствах, вирощений у виробничих умовах, дає уяву про досягнення рівня агроєкологічного потенціалу природно-територіального комплексу за існуючої культури землеробства.

**Результати досліджень та їх аналіз.** Продуктивність сільськогосподарських культур, в тому числі томатів, визначається ступенем відповідності кліматичних умов їх біологічним особливостям та агротехніці вирощування. Проведено аналіз декадного ходу характеристик радіаційного режиму, волого-температурного режиму посівів томатів (порівнюється середня за декаду температура повітря з оптимальними для

фотосинтезу рослин температурами, хід сумарного випаровування та випаровуваності посівів томатів) і приростів всіх категорій врожайності в різних агрокліматичних зонах України.

За даними надходження  $\Phi AP$  в цілому можна сказати, що суми  $\Phi AP$  збільшуються з північного заходу України на південний схід. Найбільше забезпечена  $\Phi AP$  четверта агрокліматична зона – Південний Степ, де суми  $\Phi AP$  коливаються від 25 ккал/см<sup>2</sup> за вегетаційний період для ранньостиглих сортів томатів до 36 ккал/см<sup>2</sup> за вегетаційний період для пізньостиглих сортів томатів. В міру просування з півдня на північ надходження  $\Phi AP$  зменшується. В третій агрокліматичній зоні суми  $\Phi AP$  коливаються від 28,7 ккал/см<sup>2</sup> за вегетаційний період до 30,1 ккал/см<sup>2</sup> для сортів ранньої та середньої стиглості. В другій агрокліматичній зоні надходження  $\Phi AP$  за вегетаційний період томатів становить від 25,7 до 26,6 ккал/см<sup>2</sup>. В першій агрокліматичній зоні надходження  $\Phi AP$  не перевищує 26 ккал/см<sup>2</sup> за вегетаційний період. Такі суми  $\Phi AP$  зумовлюють різні прирости ПВ по агрокліматичних зонах (табл. 1).

Таблиця 1 – Приріст сухої маси (г/м<sup>2</sup>) потенційного врожаю томатів по агрокліматичних зонах України

Декади вегетації	Приріст потенційного врожаю (суха маса, г/м <sup>2</sup> )			
	Лісова зона	Лісостепова зона	Північний Степ	Південний Степ
1	2	3	4	5
1	156,1	146,8	182,1	436,7
2	215,4	207,3	272,4	496,4
3	229,6	218	283,6	556,3
4	240,9	226,3	291,1	372,5
5	248,5	241,6	297,7	388,5
6	251,5	243,3	298,4	306,8
7	275,6	264,2	323,7	312,4
8	230,9	220,7	264,3	293,9
9	206,9	192,3	247,2	288,5
10	201,4	192,4	247,8	250,9
11	134,5	164,5	165,8	232,5
12	109,3	134,5	143,2	229,3
13	-	-	93,2	382,2
14	-	-	-	353,2
15	-	-	-	316,5

Як видно із табл.1, прирости рослинної маси ПВ томатів зростають в усіх зонах з першої декади до сьомої включно, потім поступово зменшуються. Найбільші прирости сухої маси спостерігаються в зрошуваних районах Південного Степу - до 550 г/м<sup>2</sup>.

Максимальний врожай плодів томатів залежить від надходження фотосинтетично активної радіації і коефіцієнта її використання при оптимальному забезпеченні теплом, вологою та мінеральним живленням. Надходження  $\Phi AP$  та прирости потенційного врожаю наводяться на рис. 1 та в табл. 1.

Забезпечення території теплом є важливим фактором одержання високих урожаїв томатів. Оптимальний діапазон температур різний для різних сортів томатів.

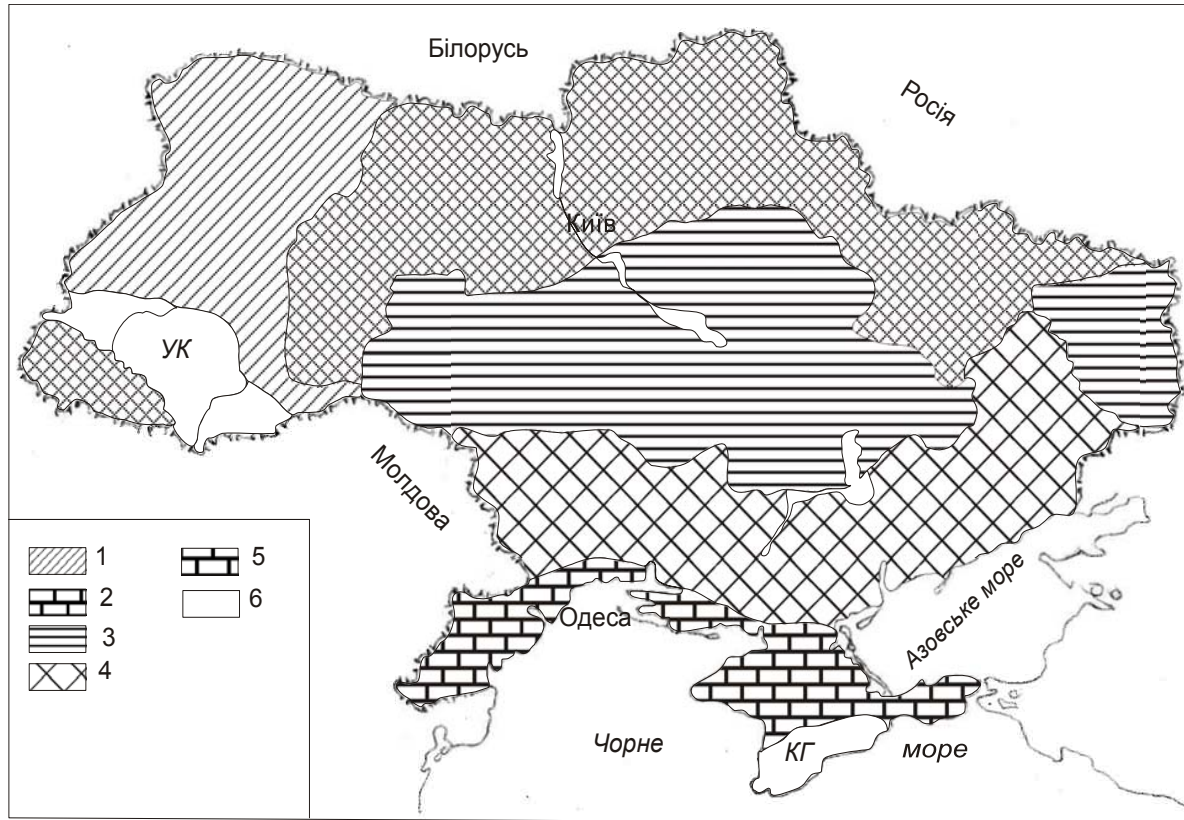


Рис. 1 – Карта – схема розподілу врожаїв томатів (ц/га) у виробництві по території України. 1) 40-70; 2) 71 – 100; 3) 101 – 130; 4) 131 – 160; 5) 161 – 190; 6) Гірські райони.



Оптимальною температурою називається температура, за якої спостерігається найбільша продуктивність культури. Вона змінюється в онтогенезі рослин і характеризує пристосованість рослин до умов навколишнього середовища.

Томати серед овочевих відрізняються більшою посухостійкістю, але оптимальне зволоження забезпечує формування високого врожаю. Воно повинно бути не нижче 70 % *НВ*. Найбільшу потребу у волозі томати проявляють після зав'язування плодів.

Характеристика температурного та водного режимів формування врожаїв томатів наводиться в табл. 2.

Температурний режим характеризується значеннями температурного оптимуму та середньої за декаду температури повітря. Як видно із (табл. 2), нижня межа температурного оптимуму на початку вегетації томатів зростає від 15,3 °С в Лісовій зоні до 17,4 °С в зоні Південного Степу. В період масового розвитку рослинної маси вона змінюється від 19,6 °С в Лісовій зоні до 22,6 °С в зоні Південного Степу. Різниця між нижньою та верхньою межею температурного оптимуму для усіх зон становить 5 °С.

Середня за декаду температура повітря поступово підвищується від початку вегетаційного періоду до сьомої декади вегетації, потім іде поступове зниження до кінця вегетації. Рівні середньої температури впродовж вегетаційного періоду різні по агрокліматичних зонах. Найменші значення спостерігаються в Лісовій зоні, і поступово зростаючи досягають найвищих значень в Південному Степу.

Співставлення *TOP1* та *TOP2* із середньою за декаду температурою повітря показує, що починаючи з другої декади вегетації, значення середньої за декаду температури повітря входить в межі температурного оптимуму і виходить з нього тільки після десятої декади вегетації, в середині періоду технічної стиглості плодів в Лісовій та в Лісостеповій зоні. В зонах Північного та Південного Степу значення середньої температури впродовж вегетаційного періоду не виходить за межі температурного оптимуму. Це свідчить про те, що в цих зонах вимоги томатів до термічного режиму співпадають з теплозабезпеченістю зон.

Характеристика режиму зволоження проводилась за значеннями сумарного випаровування з полів томатів, випаровуваності та їх відношення.

Після висаджування розсади, поки йде її приживання, сумарне випаровування (табл. 2) змінюється, поступово зростаючи, від 22 мм в Лісовій зоні до 40 мм в зоні Південного Степу. Впродовж вегетаційного періоду томатів внаслідок розвитку рослин і підвищення температурного режиму сумарне випаровування збільшується до 52 мм. Але вже з другої декади, коли починається розвиток рослин і підвищується температура повітря, сумарне випаровування збільшується до 34 мм в Лісовій зоні та до 50 мм в зоні Південного Степу з п'ятої по восьму декади вегетації. Після настання бланжової стиглості сумарне випаровування поступово зменшується в усіх зонах і наприкінці вегетації становить 19 мм – 21 мм.

Відношення  $E_f/E_o$  мають досить високі значення 0,83 – 0,95 відн.од. майже впродовж всього вегетаційного періоду. І тільки в зоні Південного Степу, починаючи з восьмої декади вегетації зменшується до 0,50 відн. од.

Інтегральною характеристикою водно-теплого режиму району вирощування є метеорологічно можлива врожайність (*ММВ*). Як видно із табл. 1, в першу декаду після висаджування розсади приріст *ММВ* в Лісовій зоні становить 144 г/м<sup>2</sup>, потім поступово підвищується, досягаючи максимального значення в фазу бланжової стиглості 267 г/м<sup>2</sup>. Після цього прирости *ММВ* впродовж трьох декад зменшуються до кінця вегетаційного періоду. Динаміка приростів *ММВ* в інших зонах така ж, але числові значення поступово підвищуються від зони до зони, в Південному Степу вони найбільші і

становлять від 330 г/м<sup>2</sup> на початку вегетації до 390 г/м<sup>2</sup> в період найбільшого приросту рослинної маси, тобто з четвертої по дев'яту декади вегетації.

Прирости сухої маси ДВУ томатів в першій агрокліматичній зоні коливались від 59 до 152 г/м<sup>2</sup>. На початку вегетації вони становили 82 г/м<sup>2</sup>, поступово підвищуючись, досягли максимального значення 152 г/м<sup>2</sup> у фазу настання бланжової стиглості.

Таблиця 2 – Волого-температурні показники формування приростів різних категорій врожаїв томатів по агрокліматичних зонах України

Декади вегетації	Температура повітря, °С			Ef	Eo	Ef/Eo	Урожайність, г/м <sup>2</sup>		
	середня	ТОР1	ТОР2				ММВ	ДМВ	УВ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Лісова зона									
1	15,8	15,3	22,3	22,0	27,0	0,83	143,5	81,7	46,8
2	16,5	16,7	23,6	34	36	0,95	209	119,6	67,5
3	17,2	17,7	24,6	36	37	0,96	224	127,4	73
4	17,9	18,6	25,5	33	37	0,87	233	133,6	75
5	18,6	19,3	26,1	32	37	0,86	244,0	139	78
6	19,5	19,6	26,3	31	37	0,85	250,5	142,2	80
7	20,3	19,6	26,3	33	40	0,83	267,2	152,4	85,7
8	19,8	19,2	26,4	29	35	0,83	221,2	126,5	71
9	19,8	18,4	25,4	29	34	0,87	199,6	113,7	64
10	18	17,3	24,6	34	37	0,92	197	112	63
11	16,6	16,2	23,6	25	29	0,88	130,6	74,5	41
12	15,4	15	22,5	20	23	0,87	104,4	59,5	33,7
Лісостепова зона									
1	15,2	17,1	24,3	23,6	29,7	0,8	68,4	54,7	30,8
2	16,8	18,4	25,4	39,1	45,3	0,86	123,5	98,6	55,5
3	17,2	19,5	26,4	43,6	47,3	0,92	143	114,4	64,33
4	18	20,4	27,2	42,5	48,3	0,88	155,7	124,6	70
5	19,6	21,1	27,8	40,3	48,3	0,83	176,0	140,8	79,2
6	20,4	21,5	28,3	41,1	48,8	0,84	176,5	141,2	79,4
7	20,8	21,6	28,4	45,4	53,6	0,85	194,2	155,4	97,4
8	20,9	21	28,2	41,2	48,8	0,85	169,2	135,5	76,2
9	19,6	20,1	27,8	40,8	47,3	0,86	149,6	119,7	67,3
10	18,4	19,2	27,1	40,5	48,8	0,83	1309	104	58,5
11	17	18,1	26,3	30,7	39,5	0,78	95,6	76,5	43
12	15,9	17	25,4	25,5	34,1	0,75	77,1	61,7	34,7
Північний Степ									
1	17,2	17,7	24,8	38,6	50,7	0,76	203,4	126,7	70,8
2	18,3	18,9	25,9	41,1	53,3	0,76	216,5	134,6	75,5
3	19,4	20,5	26,9	45,6	57,3	0,79	232	143,4	80,33
4	20,6	20,9	27,7	47,5	60,3	0,88	255,7	154,6	88,0
5	21,4	21,5	28,2	47,3	63,3	0,78	252,0	156,8	88,2
6	21,4	21,6	28,4	50,1	69,8	0,72	270,5	167,2	94,4
7	21,8	21,4	28,4	46,4	63,6	0,73	220,2	135,4	76,4
8	20,3	21	28,2	50,2	63,8	0,78	209,2	129,5	73,2
9	19,6	20,1	27,8	42,8	60,3	0,70	205,6	128,7	71,3
10	18,4	19,2	27,5	40,5	50,8	0,80	130,6	81,7	45,3
11	16,6	18,3	27,1	34,7	40,5	0,85	115,6	66,5	41,3
12	15,9	18	26,2	30,5	34,1	0,88	91,6	56,7	34,7
13	14,4	17,3	24,4	24,4	30,7	0,80	40,7	25,2	14,8
Південний Степ									
1	16,2	16,7	23,8	8,6	9,9	0,86	86,4	54,7	30,8
2	17,3	17,9	24,9	40,8	41,3	0,96	339,5	213,6	120,5

Продовження табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
3	19,4	18,9	25,9	42,6	42,8	0,99	341,2	214,4	120,33
4	20,6	19,9	26,7	44,9	46,8	0,95	346,7	218,6	122,7
5	21,0	20,7	27,4	48,3	52,2	0,98	346,4	218,8	122,7
6	21,9	21,3	28,0	53,6	59,8	0,89	374,5	235,2	132,4
7	22,8	21,6	28,4	55,4	64,8	0,85	370,2	235,4	131,4
8	23,3	21,4	28,4	58,4	71,8	0,81	393,2	247,5	139,2
9	22,9	20,9	28,2	47,8	59,3	0,79	324,6	204,7	114,3
10	22,1	20,2	27,8	40,8	53,8	0,77	303,4	191,7	107,3
11	20,6	19,9	27,2	41,7	51,5	0,80	302,3	190,4	107,1
12	18,7	19,4	26,5	31,5	40,1	0,78	206,9	130,4	73,3
13	17,1	18,3	25,6	21,2	40,7	0,52	179,6	112,8	63,5
14	15,4	17,5	24,9	12,6	26,3	0,50	147,5	92,9	52,2

Після бланжової стиглості прирости поволі зменшувались і наприкінці вегетації становили 59 – 74 г/м<sup>2</sup>.

Прирости *УВ* були значно нижчими і в першу декаду вегетації становили 46 г/м<sup>2</sup>. Потім підвищувались до сьомої декади вегетації, досягли максимальної позначки 86 г/м<sup>2</sup>. Після цього прирости *УВ* поволі зменшувались і в останню декаду вегетації становили 33 г/м<sup>2</sup>.

В Лісостеповій зоні прирости *ММВ*, *ДМВ*, та *УВ* на початку вегетації становили 133, 107 та 60 г/м<sup>2</sup> відповідно. Починаючи з другої декади, вони зростали, в середині періоду зелена – бланжова стиглість досягли максимальних значень 240, 192 та 108 г/м<sup>2</sup> відповідно. Після цього прирости почали поступово зменшуватись і наприкінці вегетації відповідно становили 87, 70, 39 г/м<sup>2</sup>.

В зоні північного Степу динаміка приростів *ДМВ* по території зони коливається в межах 96 – 106 г/м<sup>2</sup> в перші декади вегетації до 180 – 192 г/м<sup>2</sup> в період максимального розвитку рослин від зеленої до бланжової стиглості. Наприкінці вегетації прирости *ДМВ* зменшуються до 23 – 39 г/м<sup>2</sup>.

Прирости *УВ* на початку вегетації становлять близько 82 г/м<sup>2</sup>, потім зростають та в період від зеленої до бланжової стиглості досягають максимальних значень 98 – 104 г/м<sup>2</sup>. Після фази повної стиглості прирости *УВ* різко зменшуються і наприкінці вегетації становлять 39 г/м<sup>2</sup>.

В зоні Південного Степу хід приростів *ММВ* починається з відмітки 351 г/м<sup>2</sup>, різко підвищується до 540 г/м<sup>2</sup> в наступні дві декади. Потім в період утворення плодів прирости дещо зменшуються до 275 г/м<sup>2</sup>, після першого масового збору плодів знову збільшуються впродовж 3 декад до 308 г/м<sup>2</sup>.

Значення приростів *ДМВ* на 120 – 200 г/м<sup>2</sup> нижче *ММВ*, а значення *УВ* нижче *ДМВ* на 100 – 150 г/м<sup>2</sup>. Таке співвідношення між різними рівнями врожаїв томатів спостерігається впродовж всього вегетаційного періоду. Наприкінці вегетації різниця між *ДМВ* та *УВ* становить 20 г/м<sup>2</sup>.

В табл. 3 наводяться узагальнені характеристики агрокліматичних умов вирощування томатів середньостиглих сортів в різних агрокліматичних зонах України. Узагальнені характеристики розраховані для кожної із областей зони.

В залежності від агрокліматичних зон сума температур змінюється від 1300° С в Лісовій зоні до 3000 - 3500° С в Південному Степу. Сума *ФАР* за вегетаційний період змінюється від 990 МДж/м<sup>2</sup> в Лісовій зоні до 1750 МДж/м<sup>2</sup> в областях Південного Степу. Тривалість вегетаційного періоду коливається від 90 днів для ранньостиглих сортів до 130 – 150 днів для пізньостиглих. Потреба рослин у воді теж зростає з північного заходу на південний схід. В лісовій та лісостеповій зоні томати забезпечені

вологою за рахунок опадів, що випадають впродовж вегетаційного періоду, і тому зрошення в цих районах проводиться тільки під час висаджування розсади. В літні місяці (липень, серпень) в деякі роки відсутність опадів зменшує врожаї томатів.

Оцінки ступеня сприятливості кліматичних умов території України для вирощування томатів дуже неоднорідні. Так, ці оцінки найвищі у північних областях України і становлять 0,981 – 0,999 відн. од. Поступово оцінки знижуються і в областях Лісостепової зони вони коливаються в межах 0,961 – 0,980 відн. од. Найнижчі оцінки сприятливості кліматичних умов для вирощування томатів спостерігаються в областях Південного Степу і становлять від 0,940 до 0,960 відн. од.

Розподіл оцінок рівня використання агрокліматичних ресурсів  $K_e$  при вирощуванні томатів теж неоднорідний по зонах. Найвищі значення цих оцінок спостерігаються в центральних областях України – більше 0,380 відн. од. Рівень  $K_e$  зростає в Дніпропетровській, Полтавській та Харківській областях і становить 0,340 – 0,370 відн. од. Найнижчі значення  $K_e$  в північно-західних областях – 0,251 – 0,270 відн.од.

Таблиця 3 – Узагальнені характеристики агрокліматичних умов вирощування томатів по території України

Загальні показники за період розвитку	Агрокліматичні зони України			
	Лісова	Лісостепова	Північний Степ	Південний Степ
Суми активних температур вище 10°C, °C	1250	1350	1600 -1900	1901-3200
Сума $\Phi AP$ , МДж/м <sup>2</sup>	990	1290	1590	1750
Тривалість вегетаційного періоду, дні	75	85	135	156
Сума опадів, мм	183	205	186	216
Потреба рослин у воді, мм	295	320	525	692
Сумарне випаровування, мм	290	310	478	632
ГТК, відн.од.	1,46	1,26	1,00	0,60
Оцінка ступеня сприятливості кліматичних ресурсів, $K_m$	0,969	0,946	0,915	0,961
Оцінка ефективності використання кліматичних ресурсів, $K_e$	0,562	0,456	0,456	0,348
<i>ПВ</i> плодів, ц/га	268	297	307	508
<i>ММВ</i> плодів, ц/га	261	245	271	256
<i>ДМВ</i> плодів, ц/га	210	208	286	416
<i>УВ</i> плодів, ц/га	101	111	132	162

Розподіл потенційного врожаю плодів томатів по Україні досить неоднорідний. Найменші *ПВ* 150 – 200 ц/га томатів можна одержати у Івано-Франківській, Тернопільській та Хмельницькій областях. У Рівненській, Житомирській областях Лісової зони та в Сумській, Харківській областях Лісостепової зони вони становлять 201 – 250 ц/га. У Волинській, Київській, Чернігівській областях Лісової зони та в Вінницькій, Чернівецькій, Полтавській областях Лісостепової зони, а в Луганській області Степової зони *ПВ* вищі і складають від 211 до 300 ц/га. В Черкаській, Кіровоградській та Дніпропетровській областях *ПВ* підвищуються до 301 – 350 ц/га. В Донецькій області та північних районах Одеської, Миколаївської та Запорізької

областей *ПВ* зростає до 351 – 400 ц/га. На решті території Запорізької, Миколаївської областей, в Херсонській області, в центральних районах Одеської області *ПВ* томатів становлять 401 – 450 ц/га. В південних районах Одеської області та в АР Крим *ПВ* найвищі і становлять 451 – 500 ц/га.

Рівні *ММВ* плодів томатів по території України мають розподіл подібний до розподілу *ПВ* Найвищі рівні *ММВ* на півдні Одеської області та АР Крим – вище 500 ц/га. В центральних районах Одеської, Миколаївської областей та в Херсонській і Запорізькій областях вони змінюються із заходу на схід і коливаються від 430 до 405 ц/га. В центральних областях України, окрім Вінницької, *ММВ* томатів становить 310 – 320 ц/га.

Найнижчі значення *ММВ* спостерігаються в західних областях Лісової зони та східних областях Лісостепової зони – 172 – 176 ц/га.

Розподіл рівнів *ДМВ* томатів по території України має більшу однорідність. Найнижчі рівні *ДМВ* відзначаються в західних та північно – західних областях – до 106 ц/га. Дещо вищі вони в Сумській та Харківській областях і становлять 122 ц/га. В Житомирській, Київській та Хмельницькій областях рівні *ДМВ* коливаються від 112 ц/га до 130 ц/га. В центральних областях України (Вінницька, Полтавська, Дніпропетровська області) *ДМВ* томатів коливаються від 171 до 195 ц/га. В Черкаській, Кіровоградській, Запорозькій областях *ДМВ* сягає 230 – 249 ц/га. В південних областях рівні *ДМВ* становлять від 263 ц/га до 320 ц/га.

Розподіл урожайності плодів томатів у виробництві (*УВ*) по Україні (рис. 1) відзначається ще більшою однорідністю, ніж *ДМВ*. Як видно із рис.1, найнижчі врожаї у виробництві одержують в західних і північно-західних областях Лісової зони від 56 до 70 ц/га. В північних областях *УВ* дещо вищі і коливаються від 73 до 83 ц/га. Однакові рівні *УВ* в центральних областях України – від 110 до 130 ц/га. На сході Північного степу рівні *УВ* досягають 155 ц/га. Найвищі рівні *УВ* в південних областях та АР Крим – більше 161 ц/га.

**Висновки.** Таким чином, розрахунки, виконані на основі багаторічних спостережень за умовами розвитку та формування врожаїв томатів, дозволили дати оцінку природно - кліматичних ресурсів України стосовно вирощування томатів різних сортів скоростиглості. Визначені рівні агроекологічних категорій врожайності, які характеризують ці ресурси. Одержані комплексні показники оцінки ступеня сприятливості агрокліматичних ресурсів та ступеня ефективності їх використання при вирощуванні томатів.

#### Список літератури

1. Ершова В.Л. Возделывание томатов в открытом грунте. – Кишинев.: Изд. «Штиница». 1978. – 280 с.
2. Брежнев Д.Д. Томаты. – Л.: Изд. Колос.1964. – 319 с.
3. Божко Л.Е. Агрометеорологические условия и продуктивность овощных культур в Украине //Украинский гидрометеорологический журнал, 2006. – № 1, – С. 119 – 127.
4. Полевой А.Н. Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеоздат, 1988. – 320 с.
5. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. - 175 с.
6. Тооминг Х.Г. Солнечная радиация и формирование урожая. – Л.: Гидрометеоздат, 1977. – 200 с.
7. Тооминг Х.Х. Экологические принципы максимальной продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеоздат, 1984. – 264 с.
8. Liebig J. Chemistry in ist Applikation to Agriculture and Physiolygy. – London: Taylor and Walton, 1840.

**Кліматические условия выращивания томатов в Украине. Божко Л.Е., Барсукова Е.А., Ярмольская Е.Е.**

*С помощью математической модели выполнена оценка агроклиматических ресурсов продуктивности территории Украины применительно к выращиванию томатов. Выполнен анализ водно-теплового режима посевов томатов и приростов разных экологических категорий их урожайности.*

**Ключевые слова:** математическая модель, агроклиматические ресурсы, томаты, категории урожайности, оценка.

**Climatic conditions cultivation of tomatoes in Ukraine. Bozhko L.E., Barsukova E.A., Yarmolskaya E.E.**

*Using mathematical model, the estimation of the productivity of agro-climatic resources in Ukraine in relation to the cultivation of tomatoes has been performed. The analysis of the hydrothermal regime of crops of tomatoes and of the increments of different ecological types of yields has been performed.*

**Keywords:** mathematical model, agro-climatic resources, tomatoes, categories of yield, estimation.

УДК 519

Н.Г. Сербов, к.геогр.н., О.Ю. Хецелиус, д.ф.-м.н., А.К. Балан, ст.преп.,

А.А. Дудинов, ас.

Одесский государственный экологический университет

## ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ХАОТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГИДРО- ЭКОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ НА ОСНОВЕ КОНЦЕПЦИИ АТТРАКТОРА И НЕЙРОСЕТЕВОГО ПОДХОДА

*Предложен новый подход к нелинейному прогнозированию хаотических процессов в гидрологических и гидроэкологических системах, который базируется на концепции компактного геометрического аттрактора и нейросетевом (искусственный интеллект) алгоритме. В качестве иллюстрации новый подход использован для прогнозирования временных флуктуаций концентраций нитратов в водных бассейнах Малых Карпат.*

**Ключевые слова:** гидрологические системы, хаос, прогноз, аттрактор, нейросетевой алгоритм

**Введение.** В последние годы для решения многочисленных актуальных задач современной гидрологии и гидроэкологии широко применяются методы моделирования как характеристик речного стока, так и характеристик загрязнения водных систем, базирующиеся на методах теории хаоса, и, в частности, фрактальных и мультифрактальных моделях (см., напр., [1-22]). В отличие от классических гидродинамических или вероятностно-стохастических методов указанные модели в приложении к отдельным классам задач обладают целым рядом достоинств, в том числе, достаточно высокой степенью прогнозируемости. Известные статистические и динамические модели расчета и прогноза характеристик речного стока, базирующиеся на использовании уравнений типа Сен-Венана, Навье-Стокса, обладают весьма важными достоинствами, но их корректная реализация по-прежнему далека от удовлетворительного уровня. Методы нелинейного моделирования на основе теории хаоса оказываются для ряда задач более предпочтительными, особенно, если речь идет о моделировании нелинейных динамических систем, к которым, естественно, можно отнести речные (водные) системы. Разумеется, главная задача теории - предсказание эволюции состояния системы во времени и пространстве. Одним из замечательных свойств нелинейных динамических систем является смена режимов их функционирования при изменении управляющих параметров. Уместно напомнить, что динамические системы, в том числе, речные и водные системы, могут демонстрировать бифуркации и катастрофы. Для анализа временных рядов фундаментальных динамических параметров в последние годы активно с той или иной степенью успеха разрабатываются и применяются различные методы, в частности, нелинейный спектральный и трендовый анализ, исследования Марковских цепей, wavelet и мультифрактальный анализ, формализм матриц памяти и метод эволюционных пропагаторов и т.д. В теории динамических систем разработаны методы, позволяющие по записи временного ряда одного из параметров восстановить некоторые динамические характеристики всей системы. Анализ временных рядов характеристик геофизических, экологических и т.д. систем в последние годы посвящается значительное число работ, в том числе, анализ с позиции теории динамических систем и хаоса [1-4,11-30]. В серии работ [9-16] была сделана попытка применить некоторые из указанных методов при решении ряда метеорологических, экологических и др. задач. В частности, в [10-12] выполнено мультифрактальное моделирование характеристик временных рядов флуктуаций расходов воды и концентраций нитратов для р. Ондава (с оценкой величин фрактальных размерностей). Важный результат, касающийся временных изменений концентраций загрязняющих водные системы веществ, состоит в том, что в

искомых процессах однозначно проявляется низкоразмерный хаос.

В свете сказано актуальной задачей является задача развития новых, более эффективных подходов к нелинейному моделированию и прогнозированию хаотических процессов в гидрологических и гидроэкологических системах. В [28-30] предложен принципиально новый подход к нелинейному прогнозированию хаотических процессов в геофизических системах, который базируется на концепции компактного геометрического аттрактора и нейросетевых алгоритмов и в качестве иллюстрации выполнено построение моделей кратко-срочного прогноза эволюции концентраций загрязняющих атмосферу промышленного города веществ. В данной статье предложен аналогичный подход к нелинейному прогнозированию хаотических процессов в гидрологических и системах и в качестве примера приведены результаты краткосрочного прогноза эволюции концентраций нитратов в ряде водосборов Малых Карпат (Словакия).

**Схема построения новой модели гидропрогноза.** Основная идея построения нашей модели прогнозирования хаотических свойств сложных систем излагалась детально в [28-30] и состоит в использовании традиционной концепции компактного геометрического аттрактора, на котором эволюционируют данные измерений, плюс имплементация нейросетевых алгоритмов. Существующие к настоящему времени в теории хаоса модели прогноза основываются именно на концепции аттрактора и описаны в целом ряде работ (см., напр., [4,15-26]). Смысл концепции состоит фактически в изучении эволюции аттрактора в фазовом пространстве системы и в определенном смысле моделирование («угадывание») временной эволюции. С математической точки зрения [26-28], речь идет о том, что в фазовом пространстве системы (в данном случае некоторая водная системы) некоторая орбита непрерывно сворачивается на саму себя вследствие действия диссипативных сил и нелинейной части динамики, поэтому оказывается возможным нахождение в окрестности любой точки орбиты  $y(n)$  других точек орбиты  $y'(n)$ ,  $r = 1, 2, \dots, N_B$ , которые прибывают в окрестность  $y(n)$  в полностью различающиеся времена, отличные от  $n$ . Разумеется, далее можно пытаться строить различные виды интерполяционной функции, которые учитывают все окрестности фазового пространства и одновременно поясняют как эти окрестности эволюционируют от  $y(n)$  к всему семейству точек около  $y(n + 1)$ . Использование информации о фазовом пространстве при моделировании эволюции некоторого гидрологического (гидроэкологического и т.д.) процесса во времени может рассматриваться как фундаментальный элемент в моделировании хаотических процессов. С точки зрения современной теории нейронных систем и нейроинформатики (см., напр., [23]) процесс моделирования эволюции системы можно описать некоторым обобщенными эволюционными динамическими нейроуравнениями (уравнениями миемодинамики). Имитируя далее процесс эволюции сложной системы как эволюции соответствующей нейросети с элементами самообучения, самоадаптации и т.д., возникает возможность существенного улучшения качества прогнозирования эволюционной динамики хаотической системы. Рассматривая нейросеть (в нашем случае, уместен термин «гидрологическая» нейросеть) с определенным числом нейронов, как обычно, можно ввести в рассмотрение синаптические операторы  $S_{ij}$  нейрона  $u_i$  на нейроне  $u_j$ , причем соответствующая гидрологическая синаптическая матрица сводится к числовой матрице сил синаптических связей:  $W = ||w_{ij}||$ . Оператор активации описывается стандартным нейроуравнением, определяющим формально эволюцию гидрологической нейросети во времени:

$$s'_i = \text{sign}\left(\sum_{j=1}^N w_{ij}s_j - \theta_i\right), \quad (1)$$

где  $1 < i < N$ . Разумеется, возможны и более сложные варианты записи уравнений эволюции нейросети. С точки зрения теории хаотических динамических систем, состояние

нейрона (хаос-геометрическая интерпретация сил синаптического взаимодействия и т.д.) могут быть изображены токами в фазовом пространстве системы, топологическая структура которого определяется, очевидно, числом и положением аттракторов. Для определения асимптотического поведения системы принципиально важным становится информационный аспект проблемы, а именно, факт принадлежности ее начального состояния к бассейну притяжения определенного аттрактора. Моделируя каждый гидрологический аттрактор некоторой записью в памяти, процесс эволюции нейросистемы, т.е. перехода из начального состояния в (последующие) конечное состояние представляет собой модель реконструкции по искаженной информации полной записи, т.е. модель ассоциативного распознавания образа. Как обычно, области притяжения различных аттракторов при этом разделены сепаратрисами, т.е. определенными поверхностями в фазовом пространстве, структура которых, разумеется, является достаточно сложной, однако имитирует свойства изучаемого хаотического объекта.

Следующий естественный шаг заключается в построении параметризованных нелинейных функции  $\mathbf{F}(\mathbf{x}, \mathbf{a})$ , которые преобразовывают  $\mathbf{y}(n)$  в  $\mathbf{y}(n+1) = \mathbf{F}(\mathbf{y}(n), \mathbf{a})$ , а затем использовать различные, в том числе, нейросетевые критерии для определения параметров  $\mathbf{a}$  (см. ниже). Проще всего эту программу реализовать, рассматривая изначально локальные окрестности, т.е. вводить модель (модели) процесса, происходящего в окрестности, по самой окрестности и, комбинируя вместе эти локальные модели, конструируя далее глобальную нелинейную модель, описывающую большую часть структуры самого аттрактора. Разумеется, в данном рассмотрении моделирование «спокойной» динамики гидрологической системы и этой же системы в режиме “hydroextremal event” потребует построения технически разных комбинаций локальных моделей и аккуратной работы с гидрологическими сингулярностями, однако в принципиально аспекте общий подход оказывается идентичным. Дело в том, что, хотя, согласно классической теореме Колмогорова-Арнольда-Мозера, динамика эволюционируют в многомерном пространстве, размер и структура которого предопределяется начальными условиями, это, однако, не дает указания функционального выбора модельных элементов в полном соответствии с источником хаотических данных.

Одной из наиболее распространенных форм локальной модели является модель типа модели Шрейбера [19], которая в обобщенном нами варианте имеет вид

$$s(n + \Delta n) = a_0^{(n)} + \sum_{j=1}^{d_A} a_j^{(n)} s(n - (j-1)\tau), \quad (2)$$

где  $\Delta n$  – временной интервал, на который дается прогноз. Коэффициенты  $a_j^{(n)}$  обычно пытаются определить на основе того или иного метода вариационного исчисления, в частности, в простейшем варианте это можно сделать методом наименьших квадратов, учитывая только те точки, которые находятся внутри окрестности небольших размеров точки  $s(n)$ . Разумеется, тогда коэффициенты будут изменяться по всему фазовому пространству, а процедура подгонки фактически эквивалентна решению  $(d_A + 1)$  линейных уравнений с  $(d_A + 1)$  неизвестными. Уместно напомнить, что в этом случае данные, которые используются при подгонке, обычно охватывают локально не все доступные размерности, а только некое подпространство. Естественно, тогда ясно, что линейная система подгоночных уравнений плохо обусловлена, и, кроме того, при наличии шума в принципе могут возникнуть «нефизические» решения, относящиеся к «направлению» шума к будущим точкам. Тем не менее, на практике, ситуация обстоит значительно стабильнее, о чем свидетельствует вполне приемлемые прогнозы, получаемые в рамках несложных в вычислительном отношении моделей типа “black box” или многофакторных системных и мультифрактальных подходов и т.д. (см., напр., [5-12]).

Работая в рамках модели Шрейбера [19], как обычно, можно задать функцио-



нальную форму отображения, используя, скажем, полиномиальные базисные функции. Характеристику, которая является мерой качества подгонки кривой к данным, определяют из условия, насколько точно совпадают  $\mathbf{y}(k+1)$  с  $\mathbf{F}(\mathbf{y}(k), \mathbf{a})$ , и обычно называют локальной детерминистической ошибкой  $\varepsilon_D(k) = \mathbf{y}(k+1) - \mathbf{F}(\mathbf{y}(k), \mathbf{a})$ . Если отображение  $\mathbf{F}(\mathbf{y}, \mathbf{a})$  локально, то для  $\forall$  соседней к  $\mathbf{y}(k)$  точки,  $\mathbf{y}^{(r)}(k)$  ( $r = 1, 2, \dots, N_B$ ) можно записать

$$\varepsilon_D^{(r)}(k) = \mathbf{y}(r, k+1) - \mathbf{F}(\mathbf{y}^{(r)}(k), \mathbf{a}), \quad (3)$$

где  $\mathbf{y}(r, k+1)$  – точка в фазовом пространстве, к которой эволюционирует  $\mathbf{y}(r, k)$ . Для меры качества подгонки кривой к данным, локальная функция стоимости имеет вид (фактически, функция стоимости для ошибки):

$$W(\varepsilon, k) = \sum_{r=1}^{N_B} |\varepsilon_D^{(r)}(k)|^2 / \sum_{r=1}^{N_B} [\mathbf{y}(k) - \langle \mathbf{y}(r, k) \rangle]^2, \quad (4)$$

а параметры, определенные посредством минимизации  $W(\varepsilon, k)$ , будут зависеть от  $\mathbf{a}$ . Далее, формально, запускается нейросетевой алгоритм, в частности, в аспекте обучения эквивалентной системе нейросети с реконструкцией и временным прогнозом состояния нейросистемы (соответственно, корректировки значений коэффициентов  $\mathbf{a}$ ). Исходным является формальное знание временных рядов основных динамических параметров хаотической системы и далее определение вектора состояния, матрицы синаптического взаимодействия  $\|w_{ij}\|$  и т.д.

В качестве иллюстрации возможностей предложенного подхода с использованием нейросетевого алгоритма [23] была построена модель краткосрочного прогноза временных флуктуаций концентраций нитратов в водных бассейнах Малых Карпат (рис.1). В качестве мастерных данных брались данные эмпирических наблюдений за нитратами, выполненные на ряде водосборов Малых Карпат сотр. Института гидрологии АН Словаки (см. детальнее [9]). В целом, количество временных рядов разной дискретности и продолжительности для нитратов составило 11 (Vydrica: C. Most, Vydrica: Spariska, Blatina: Pezinok, Gidra: Ppod dedinou, Gidra: Pila, Parna: Majdan; 1991-1995гг.; Ondava: Stropkov – еженедельные наблюдения на протяжении 1969-1996гг.). На рис. 1 представлены эмпирические и прогностические на 8 месяцев кривые для концентраций



Рис. 1 – Эмпирические (—) и прогностические на 8 месяцев (---) кривые нитратов в водосборе Ondava (Словакия; 1969-1996гг.); ось X – порядковый номер срока.

нитратов в водосборе Ondava (Stropkov; 1969-1996гг.). С одной стороны, рис.1 очевидно демонстрирует, что практически все пики на эмпирической кривой повторяются на

прогностической. С другой стороны, разница между прогнозом и эмпирическими данными для ряда случаев оказалась достаточно большой, что, на наш взгляд обусловлено недостаточно полным обучением гидро-нейросети.

**Вывод.** Предложенный в данной работе новый подход к нелинейному прогнозированию хаотических процессов в гидрологических системах базируется на двух ключевых элементах, а именно, концепции компактного гидро-геометрического аттрактора и нейросетевом алгоритме. Смысл применения последнего состоит в нейросетевой имитации эволюции аттрактора в фазовом пространстве и обучении самой гидро-нейросети. Приведенный пример достаточно эффективного прогнозирования эволюции концентраций нитратов в ряде водосборов Малых Карпат демонстрирует принципиальную перспективность развития указанного, очевидно, принципиально нового направления в теории гидрологических (гидроэкологических) систем. Очевидно, что данные прогноза будут существенно улучшаться по мере увеличения и эффективности обучения нейросети и улучшения параметризации функционального отображения. Разумеется, основная сложность заключается именно в реализации процесса самообучения нейросети с целью полной имитации процесса изменений в топологической структуре фазового пространства системы и использования выходных данных работы нейросети для корректировки функционального отображения. Сложность этой локальной задачи, однако, очевидно, существенно меньше сложности изначальной задачи прогноза хаотических процессов в гидрологической (гидроэкологической) системе.

### Список литературы

1. *Sivakumar B.* Chaos theory in geophysics: past, present and future // *Chaos, Solitons & Fractals.*-2004.-Vol.19.-P.441-462.
2. *Мандельброт Б.* Фрактальная геометрия природы: Пер. с англ. - М.: Институт компьютерных исследований, 2002.-670с.
3. *Кузнецов С.П.* Динамический хаос. - М.: Физматлит, 2001.-250с.
4. *Глушков А.В., Бунякова Ю.Я.* Анализ и прогноз влияния антропогенных факторов на воздушный бассейн промышленного города.- Одесса: Экология, 2010.- 256с.
5. *Maftuoglu R.F.* Monthly runoff generation by non-linear models// *Journal of Hydrology (Elsevier).*-1991.-Vol.125.-P.277-291.
6. *Islam M.N., Sivakumar B.* Characterization and prediction of runoff dynamics: a nonlinear dynamical view// *Adv. Water Res.*-2002.-V.25, № 2- P.179-190.
7. *Лобода Н.С.* Формализм функций памяти и мультифрактальный подход в задачах моделирования годового стока рек и его изменений под влиянием факторов антропогенной деятельности// *Метеорология, климатология и гидрология.*-2002.-№45.-С.140-146.
8. *Pekarova P., Miklanek P., Konicek A., Pekar J.* Water quality in experimental basins.- *Nat. Rep. 1999 of the UNESCO.-Project 1.1.-Intern. Water Systems.*-1999.-98p.
9. *Loboda N.S., Glushkov A.V., Khokhlov V.N.* Using meteorological data for reconstruction of the annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal functions approach to Moldova-Southwest Ukraine region//*Atmospheric Research (Elsevier).* -2005.-Vol.77.-P.100-113.
10. *Глушков А.В., Сербов Н.Г., Балан А.К., Лукаш Т.В.* Системный и мультифрактальный подходы в моделировании годового стока (р. Дунай) // *Вісник ОДЕКУ.*-2009.-N7.-P.186-191.
11. *Глушков А.В., Лобода Н.С., Хохлов В.Н., Сербов Н.Г., Свиначенко А.А., Бунякова Ю.Г.* Хаос во временных рядах концентраций загрязняющих веществ в атмосфере: краткосрочный прогноз// *Вісник ОДЕКУ.*-2008.-N5.-С.225-235.
12. *Сербов Н.Г., Сухарев Д.Е., Балан А.К., Дудинов А.А.* Моделирование экстремально высоких паводков и временных флуктуаций концентраций загрязняющих веществ в речной воде// *Вісник ОДЕКУ.*-2011.-N11.-С.172-177.
13. *Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Serbov N.G., Zhurbenko K.* Signatures of low-dimensional chaos in hourly water level measurements at coastal site of Mariupol, Ukraine// *Stoch. Environment Res. Risk Assess. (Springer).*-2008.-Vol.22,N6.-P.777-788.
14. *Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L.* Using non-decimated wavelet decomposi-

- tion to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation // *Journal of Hydrology* (Elsevier). – 2006. – Vol. 322.–P.14-24
15. *Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya.* Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method// *Atmospheric Environment* (Elsevier).-2008.-Vol.42.-P. 7284–7292.
  16. *Glushkov A.V., Vaschenko V.N., Gerasimenko T.* Atmospheric pollutants concentrations temporal dynamics for the industrial ukrainian cities// *Dynamical Systems - Theory and Applications*.-2013.-Vol.2.-P.LIF143 (10p.)
  17. *Abarbanel H.D.I., Brown R., Sidorowich J.J., Tsimring L.Sh.* The analysis of observed chaotic data in physical systems // *Rev. Mod. Phys.*-1993.-Vol.65.-P.1331-1392.
  18. *Grassberger P, Procaccia I.* Measuring the strangeness of strange attractors // *Physica D*.-1983.-Vol.9,№1-2.-P.189-208.
  19. *Schreiber T.* Interdisciplinary application of nonlinear time series methods // *Physics Rep.* - 1999.-Vol.308.-P.1-64.
  20. *Mañé R.* On the dimensions of the compact invariant sets of certain non-linear maps// *Lecture Notes in Math.*, N898 / D. Rand and L. Young (Eds.). - Berlin: Springer, 1981.- P.230-242.
  21. *Takens F.* Detecting strange attractors in turbulence// *Lecture Notes in Math.*, N898 / D. Rand, and L. Young (Eds.). – Berlin: Springer, 1981.-P.366-381.
  22. *Packard N.H., Crutchfield J.P., Farmer J.D., Shaw R.S.* Geometry from a time series// *Phys. Rev. Lett.* -1980.-Vol.45.-P.712-716.
  23. *Глушков А.В., Лобода А.В., Свиarenко А.А.* Теория нейронных сетей на основе фотонного эха и их программная реализация.- Одесса: ТЕС, 2003.-176с.
  24. *Serbov N.G., Svinarenko A.A.* Wavelet and multifractal analysis of oscillations in system of coupled autogenerators in chaotic regime// *Photoelectronics*.-2006 .-N15.-P.27-30
  25. *Glushkov A.V., Fedchuk A.P., Serbov N.G., Bunyakova Yu.Ya., Svinarenko A.A., Tsenenko I.A.* Sensing non-linear chaotic features in dynamics of system of coupled autogenerators: standard multifractal analysis// *Sensor Electronics and Microsystem Technologies*.-2007.-N1.-P.14-17.
  26. *Глушков А.В.* Анализ и прогноз антропогенного влияния на воздушный бассейн промышленного города на основе методов теории хаоса: Математические основы// *Вісник ОДЕКУ*.-2013.-N16.-С.5-11.
  27. *Glushkov A.V., Prepelitsa G.P., Svinarenko A.A.* Geometry of Chaos: Theoretical basis's of a consistent combined approach to treating chaotic dynamical systems and their parameters determination//*Proceedings of International Geometry Center*.-2013.-Vol.6,N1.-P.43-48.
  28. *Хецелиус О.Ю.* Прогнозирование хаотических процессов в геофизических и экологических системах на основе концепции аттрактора и нейросетевого подхода// *Вісник ОДЕКУ*.-2013.-N16.-С.231-236.
  29. *Khetselius O.Yu.* Quantum Geometry: Generalized multiconfiguration model of decay of the multipole giant resonances//*Proceedings of International Geometry Center*.-2013.-Vol.6,N3.-P.5-12.
  30. *Khetselius O.Yu.* Forecasting evolutionary dynamics of chaotic systems using advanced non-linear prediction method//*Dynamical Systems: Theory and Applications*.-2013.-Vol.2.-P.CON137 (8p.)

**Прогнозування хаотичних процесів в гідрологічних та гідроекологічних системах на основі концепції аттрактора і нейромережевого підходу.**

**Сербов М.Г., Хецелиус О.Ю., Балан А.К., Дудінов О.А.**

*Запропоновано новий підхід до нелінійного прогнозування хаотичних процесів в гідрологічних системах, який базується на концепції компактного геометричного аттрактора і нейромережевом (штучний інтелект) алгоритмі. Запропонований метод застосовано для прогнозування еволюції концентрацій нітратів у водних басейнах Малих Карпат.*

**Ключові слова:** гідрологічні системи, хаос, прогноз, аттрактор, нейромережевий алгоритм

**Forecasting chaotic processes in hydrological and hydroecological systems on the basis of attractor conception and neural networks approach.**

**Serbov N.G., Khetselius O.Yu., Balan A.K., Dudinov A.A.**

*It is proposed a new approach to non-linear forecasting chaotic processes in hydrological systems, which is based on conception of compact geometrical attractor and neural networks algorithm. The proposed approach has been applied to forecasting the nitrates concentration evolution in some Small Carpathian watersheds.*

**Keywords:** hydrological systems, chaos, forecasting, attractor, neural networks algorithm

**УТОЧНЕННЯ РОЗРАХУНКОВИХ МОДУЛІВ ПАВОДКОВОГО СТОКУ НА РІЧКАХ ПІВДНЯ УКРАЇНИ**

*Розглядаються науково-методичні підходи щодо встановлення розрахункових характеристик паводкового стоку в басейні р. Південний Буг.*

**Ключові слова:** дощові паводки, невеликі річки, максимальні модулі, добові опади.

**Вступ.** Існуюча в Україні гідрологічна мережа вимірювань стокових характеристик, як правило, охоплює середні і великі за розмірами водозбори. Малі водотоки (з площею водозборів  $F < 100 \text{ км}^2$ ) у своїй більшості залишаються невивченими. Долається цей недолік тим, що дослідники якимось чином здійснюють екстраполяцію за межі регіональних залежностей характеристики максимального стоку. Але невизначеність фізичних обмежень часто призводить до ризиків при вирішенні питань, пов'язаних з гідрологічним обґрунтуванням водогосподарських проектів. Серед них найбільш масовими є мостові переходи залізничних і шосейних шляхів через невеликі водотоки. Таким чином, актуальність проблеми полягає, перш за все, в одержанні вихідних даних по максимальному стоку малих водозборів, а також у розробці відповідної розрахункової схеми.

**Сучасний стан в області розрахунку характеристик максимального паводкового стоку з невеликих водозборів.** У більшості країн стосовно невеликих водозборів найбільш поширені ті чи інші варіанти так званих формул граничної інтенсивності вигляду

$$q_m = \bar{\alpha}_\tau \cdot \eta, \quad (1)$$

де  $q_m$  – розрахунковий модуль стоку;

$\eta$  – коефіцієнт стоку;

$\bar{\alpha}_\tau$  – інтенсивність за розрахунковий інтервал часу  $\tau$ .

Структура (1) свого часу була використана при підготовці у Радянському Союзі нормативних документів СН 435-72 [1] і СНіП 2.0114-83 [2] для розрахунку максимального стоку дощових паводків з невеликих водозборів ( $F < 100 - 200 \text{ км}^2$ ). В них параметр  $\alpha_\tau$  визначався в залежності від добового максимуму опадів, а саме

$$\alpha_\tau = H_\partial \cdot \bar{\psi}(\tau), \quad (2)$$

де  $\bar{\psi}(\tau)$  – ординати редуційних кривих опадів.

З метою фізичної інтерпретації параметра  $\bar{\psi}(\tau)$  запишемо диференціальне рівняння формування стоку з невеликих водозборів (без ефектів русло-заплавного регулювання) у вигляді

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_t', \quad (3)$$

де  $q_t'$  – модуль схилового припливу.

Інтегрування (3) дає змогу отримати у загальній редакції розрахункове рівняння

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \cdot \varphi, \quad (4)$$

де  $Y_m$  - шар стоку за паводок;

$t_p$  - тривалість руслового добігання;

$\varphi$  - коефіцієнт, числові значення якого залежать від часової динаміки схилового стоку, причому:

- при  $(t_p/T_0) < 1.0$

$$\varphi = \left( 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right) \cdot \frac{n+1}{n} \cdot \frac{t_p}{T_0}; \quad (5)$$

- при  $(t_p/T_0) \geq 1.0$

$$\varphi = 1.0, \quad (6)$$

де  $T_0$  - тривалість схилового припливу;

$n \leq 1.0$  - степеневий показник у рівняннях редукційних гідрографів схилового припливу.

Порівнюючи формули (4), з одного боку, та (1) з урахуванням (2), з іншого, можна дійти висновку, що

$$\bar{\psi}(\tau) = \varphi/t_p \quad (7)$$

- при  $t_p < T_0$ , очевидно,

$$\bar{\psi}(\tau) = \frac{n+1}{n} \cdot \frac{1}{T_0} \cdot \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \cdot \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (8)$$

- при  $t_p \geq T_0$

$$\bar{\psi}(\tau) = \frac{1}{t_p}. \quad (9)$$

Таким чином, ні (8), ні тим більше (9), не передбачають використання редукційних кривих дощових опадів у часі. Викладене свідчить про те, що по невеликих водозборах не лише відсутні матеріали спостережень за стоком річок, а й має місце недосконалість діючих розрахункових методик.

**Науково-методична база, що пропонується для нормування розрахункових характеристик паводкового стоку з невеликих річок.** Авторами за основу взята теоретична модель руслових ізохрон. В залежності від співвідношення між тривалостями руслового добігання  $t_p$  і схилового припливу  $T_0$ :

- при  $t_p < T_0$

$$Q_m = VB \int_0^{t_p} q'_t \varepsilon_t dt ; \quad (10)$$

- при  $t_p \geq T_0$

$$Q_m = VB \int_0^{T_0} q'_t \varepsilon_t dt , \quad (11)$$

де  $Q_m$  - максимальна витрата води;

$V$  - швидкість руслового добігання паводкових хвиль;

$B$  - ширина елементарного водозбору;

$\varepsilon_t$  - функція русло-заплавного регулювання паводків.

Модуль схилового припливу визначається у вигляді

$$q'_t = q'_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (12)$$

де  $q'_m$  - максимальний модуль схилового припливу.

Інтегрування (10) і (11), з урахуванням (12), та узагальнення рішень дає змогу отримати розрахункову структуру

$$q_m = q'_m \psi(t_p/T_0) \cdot \varepsilon_F, \quad (13)$$

де  $\psi(t_p/T_0)$  - трансформаційна функція розпластування

- при  $t_p/T_0 = 0$

$$\psi(t_p/T_0) = 1,0; \quad (14)$$

- при  $t_p < T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n ; \quad (15)$$

- при  $t_p \geq T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} ; \quad (16)$$

- при  $t_p \gg T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = 0; \quad (17)$$

$\varepsilon_F$  - коефіцієнт русло-заплавного регулювання паводків, який можна представити функцією вигляду

$$\varepsilon_F = e^{-b[\lg(F+1)]} \quad (18)$$

або в табличній формі в залежності від розмірів водозборів.

**Науково-методичні підходи щодо уточнення розрахункових модулів паводкового стоку річок Півдня України.** Реалізувати запропоновану методику для розрахунку характеристик максимального стоку з невеликих водозборів, навіть за більш досконалою, ніж діючий в Україні СНіП 2.0114-83, важко. Основна причина, як уже відзначалось, полягає у відсутності матеріалів спостережень по малих річках. З метою подолання цих складностей авторами на прикладі річок Півдня України запропоновано такий підхід. По сукупності наявних даних спостережень за багаторічний період були сформовані індивідуальні часові ряди максимальних витрат дощових паводків, а також один просторовий ряд, до якого увійшли екстремально високі максимуми (по одному від кожного водозбору). Індивідуальні часові ряди були оброблені методами моментів і найбільшої правдоподібності. На їх основі визначалися максимальні витрати води 1%-ої ймовірності перевищення. З метою просторового узагальнення цих квантелів побудовані залежності  $q_m = f[\lg(F+1)]$  і  $q_{1\%} = f[\lg(F+1)]$ . Описуються вони рівняннями вигляду

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_1}} \quad \text{та} \quad q_{1\%} = \frac{q'_{1\%}}{(F+1)^{n_1}} \quad (19)$$

Для тимчасових рядів  $q_m$  і  $q_{1\%}$  показник степеня  $n_1$  0,68 і 0,73 відповідно.

За цими значеннями степеневого показника для кожного водозбору обчислені модулі схилового припливу, тобто  $q'_m$  і  $q'_{1\%}$ . У подальшому ряди  $q'_m$  і  $q'_{1\%}$  були опрацьовані з використанням кривих забезпеченості забезпеченостей [4], на основі яких отримані регіональні величини модулів схилового припливу забезпеченістю  $P=1.0\%$ . При використанні ряду  $q'_{1\%}$  максимальний модуль схилового припливу  $q'_{1\%} = 14.0 \text{ м}^3/(\text{с км}^2)$ , а для ряду  $q_m$  -  $q'_{1\%} = 10.0 \text{ м}^3/(\text{с км}^2)$ . Розбіжності у розрахункових модулях  $q'_{1\%}$ , як видно, відрізняються на 25-40%, що не узгоджується з вимогами діючих нормативних документів по максимальному стоку паводків і водопіль річок України. За опорний слід було б взяти  $q'_{1\%} = 14.0 \text{ м}^3/(\text{с км}^2)$ , як такий, що базується на залученні до статистичної обробки більшої за обсягами вихідної інформації.

Як альтернативний, пропонується ще один можливий варіант для уточнення розрахункових характеристик максимального стоку дощових паводків в басейнах річок Півдня України. Він ґрунтується на встановленні  $q'_{1\%}$ , виходячи з даних спостережень за паводкоформувальними опадами. Для південних територій України такі опади репрезентуються їх добовими максимумами  $H_{\bar{a}}$ . Зокрема, для розглядуваної території  $H_{\bar{a} 1\%} = 100 \text{ мм}$ .

Для використання опадів при встановленні розрахункових модулів стоку необхідно мати відповідну методичну основу. Її можна отримати проінтегрувавши (12) по  $T_0$ , тобто

$$Y_m = \int_0^{T_0} q'_t dt = q'_m T_0 \frac{n}{n+1} \quad (20)$$

Звідки максимальний модуль схилового припливу  $q'_m$  дорівнює

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \cdot \frac{1}{T_0} \cdot Y_m, \quad (21)$$

де  $\frac{n+1}{n}$  - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу.

Шар паводкового стоку  $Y_m$  у свою чергу становить

$$Y_m = H_{\ddot{a}} \cdot \eta_0. \quad (22)$$

У межах степової зони Півдня України  $\eta_0=0.40$ , а у лісостеповій - 0.70, коефіцієнт часової нерівномірності  $\frac{n+1}{n}=3,5$ , тривалість схилового припливу  $T_0= 2,5$  год. З урахуванням усіх складових рівняння (21), розрахунковий модуль схилового припливу  $q'_{1\%}=15.7$  м<sup>3</sup>/(с км<sup>2</sup>) (степова зона) і 27.4 м<sup>3</sup>/(с км<sup>2</sup>) (лісостепова зона). Уточнення максимальних модулів стоку забезпеченістю Р=1% здійснюється за рівняннями

- степова зона

$$q_{1\%} = \frac{15.7}{(F+1)^{0.73}}; \quad (23)$$

- лісостепова зона

$$q_{1\%} = \frac{27.4}{(F+1)^{0.73}}. \quad (24)$$

Розраховані за (23) і (24) модулі  $q_{1\%}$  для річок Півдня України наведені в табл.1

Таблиця 1 - Уточнені модулі максимального стоку дощових паводків річок Півдня України забезпеченістю Р=1%

№ п/п	Річка-пост	F, км <sup>2</sup>	Максимальні модулі $q_{1\%}$ , м <sup>3</sup> /(с км <sup>2</sup> )	
			За результатами статобробки	Уточнені величини
<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>
1	р.Кагул-с.Гаваноси	186	1,55	0,35
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	28.2	5,11	1,34
3	р.Ялпуг - з.ст.Комрат	241	0,11	0,29
4	р.Муса - з.ст.Комрат	83.5	1,05	0,62
5	б.Тараклія - смт.Тараклія	103	0,20	0,53
6	р.Когильник - смт.Котовське	179	0,12	0,35
7	р.Сарата - с.Сарата	1110	0,06	0,09
8	р.Тилігул-с.Новоукраїнка	810	0,07	0,12
9	р.Тилігул-смт.Березівка	3170	0,01	0,04
10	р.Південний Буг-с.Лелітка	4000	0,04	0,06
11	р.Південний Буг-с.Сабарів	9010	0,03	0,04



Продовження таблиці 1

1	2	3	4	5
12	р.Бужок-смт.Меджибож	698	0,05	0,23
13	р.Іква-смт.Стара Синява	439	0,08	0,32
14	р.Згар-смт.Літин	692	0,06	0,23
15	р.Рів-с.Демидівка	1130	0,07	0,16
16	р.Соб-с.Зозів	92.5	0,10	0,57
17	р.Савранка-с.Осички	1740	0,01	0,07
18	р.Синиця-с.Кам'яний Брід	753	0,03	0,13
19	р.Кодима-с.Обжила	145	0,02	0,41
20	р.Кодима-с.Катеринка	2390	0,01	0,05
21	р.Гнилий Тікич-смт.Лисянка	1450	0,07	0,08
22	р.Велика Вись-с.Ямпіль	2820	0,01	0,05
23	р.Ятрань-с.Покотилове	2140	0,02	0,06
24	р.Циганка-с.Краснопілля	248	0,14	0,28
25	р.Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	0,02	0,07
26	р.Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	0,08	0,06
27	р.Мертвовід-с.Крива Пустош	252	0,18	0,28
28	р.Чичиклія-с.Василівка	436	0,02	0,19
29	р.Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	0,05	0,09
30	р.Інгул-м.Кіровоград	840	0,10	0,12
31	р.Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	3080	0,05	0,05
32	р.Інгул-с.Седнівка	4770	0,04	0,03
33	р.Інгул-с.Новогорожене	6670	0,01	0,03
34	р.Громоклія-с.Михайлівка	1410	0,04	0,08
35	р.Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	0,05	0,10
36	р.Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	0,05	0,08
37	р.Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	0,02	0,02
38	р.Інгулець-с.Михайлівка	9280	0,01	0,02
39	р.Молочна-м.Токмак	760	0,03	0,12
40	р.Молочна-с.Терпіння	2780	0,01	0,05
41	р.Лозуватка-с.Новоолексіївка	331	0,13	0,23
42	р.Обитічна-с.Шевченко	390	0,15	0,20
43	р.Обитічна-м.Приморськ	1300	0,07	0,08
44	р.Кильтиччя-с.Новотроїцьке	398	0,18	0,20
45	р.Берда-с.Захарівка	718	0,06	0,13
46	р.Берда-с.Осипенко	1620	0,06	0,07
47	р.Кальміус-смт.Авдотьїне	263	0,70	0,27
48	р.Кальміус-с.Раздольне	1690	0,08	0,07
49	р.Кальміус-смт.Приморське	3700	0,09	0,04
50	р.Кальчик-с.Кременівка	469	0,20	0,18
51	р.Кальчик-м.Маріуполь	1250	0,11	0,09
52	балка Полкова-с.Кременівка	63.0	0,56	0,75
53	р.Малий Кальчик-с.Кременівка	270	0,59	0,26
54	р.Калець-х.Перемога	164	0,06	0,38
55	р.Глузький Єланчик-с.Гусельщикове	1190	0,01	0,09

Уточнення максимальних модулів стоку забезпеченості  $P=1\%$  відбулось, головним чином, в області невеликих водозборів.

За відсутності часових рядів спостережень за максимальним стоком річок розрахунки витрат води дощових паводків на Півдні України рекомендується здійснювати із застосуванням формули (13). Модуль схилового припливу  $q_1\%$  в (19) дорівнює у степовій зоні  $15.7 \text{ м}^3/(\text{с км}^2)$ , а у лісостеповій -  $27.4 \text{ м}^3/(\text{с км}^2)$ . Визначення тих чи інших параметрів особливих труднощів не викликає, окрім коефіцієнта русло-заплавного регулювання  $\varepsilon_F$ , який обчислюється за табл. 2

Таблиця 2 - Коефіцієнти русло-заплавного регулювання  $\varepsilon_F$

F, км <sup>2</sup>	0	10	100	500	1000	5000	10000 і більше
Степова зона	1,0	0,46	0,15	0,09	0,08	0,08	0,08
Лісостепова зона	1,0	0,51	0,28	0,18	0,15	0,09	0,08

**Висновки.** Для розрахунку характеристик максимального стоку з невеликих водозборів, на відміну від діючого СНіП 2.01.14-83, запропонована більш досконала структура операторного типу. Її реалізація потребує якісної (стосовно площ водозборів і періодів спостереження) вихідної інформації, яка на території Півдня України обмежується середніми і великими річками. Використавши модель редуційного гідрографа схилового стоку, авторами обґрунтована можливість уточнення максимальних модулів на основі даних добових опадів у теплу пору року.

**Перспективи подальших досліджень.** Результати досліджень будуть запроваджені при підготовці нормативних документів в галузі максимального стоку річок України.

#### Список літератури

1. *Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик.* – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 111 с.
2. *Пособие по определению расчётных гидрологических характеристик.* - Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 448 с.
3. *Гопченко Е. Д., Овчарук В. А.* Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. – Одесса: ТЭС, 2002.- 110с.
4. *Калинин Г.П.* Проблемы глобальной гидрологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1968.–376 с.

#### Уточнение расчетных модулей паводочного стока на реках Юга Украины

**Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Є., Кічук Н.С.**

*Рассматриваются научно-методические подходы к установлению расчетных характеристик паводочного стока на территории Юга Украины.*

**Ключевые слова:** *дождевые паводки, малые реки, максимальные модули, суточные осадки.*

#### Clarification of calculation of modules rain flood in the South Ukraine rivers

**Gopchenko E.D., Ovcharuk V.A., Romanchuk M.E., Kichuk N.S.**

*This article reviews scientific and methodological approaches to establish the design characteristics of rain flood in the territory of South Ukraine.*

**Keywords:** *rain floods, small rivers, the maximal moduls, daily rainfall.*

## ВИЗНАЧЕННЯ ОСНОВНИХ ФАКТОРІВ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІЧОК ЛІВОБЕРЕЖЖЯ ДНІПРА ПРИ ДОВГОСТРОКОВИХ ПРОГНОЗАХ ЙОГО ХАРАКТЕРИСТИК

*Виконано оцінку часових багаторічних змін гідрометеорологічних факторів і стокових характеристик весняного водопілля річок басейнів Десни й інших лівих приток Дніпра та запропоновані рекомендації щодо врахування цих змін в територіально-загальному методі прогнозу максимального стоку весняного водопілля.*

**Ключові слова:** гідрометеорологічні чинники, направлені тенденції змін, довгострокові прогнози характеристик весняного водопілля.

**Вступ.** Характер зими, її температурний режим (сума накопичених від'ємних температур повітря, наявність чи відсутність відлиг, їх інтенсивність та тривалість), кількість опадів (твердої і рідкої фаз), особливості накопичення і розподілу снігу, кількісні його параметри, по-перше, впливають на стан підстильної поверхні і визначають коефіцієнти стоку тало-дощових вод, а по-друге, формують основний чинник весняного стоку – запаси води в сніговому покриві. Від особливостей погодних умов у весняний період залежать строки початку весняного водопілля, інтенсивність сніготанення, форма гідрографів схилового припливу тало-дощових вод до русел річок, проходження стоку гідрографічною мережею.

В сучасних кліматичних умовах змінюються основні гідрометеорологічні фактори формування річкового стоку весняного водопілля, що безумовно впливає й на характер водного режиму річок у цей період.

**Метою роботи** є дослідження багаторічної динаміки факторів та характеристик весняного водопілля при можливості врахування цих змін в територіально-загальній методиці довгострокових прогнозів весняного стоку річок басейну Десни та інших лівих приток Середнього Дніпра [1,2].

Роботи деяких авторів [3-5] свідчать про те, що у віковому ході глобальної і регіональної температури повітря на території України, в якому виділяють три періоди його часових змін, сучасний (третій) період характеризується змінами великомасштабної атмосферної циркуляції повітря. При цьому спостерігається зміння регіональних погодних умов в Україні, особливо у холодний період року (до 2°C [4]), коли зими стали теплішими, а опади випадають у вигляді мокрого снігу і дощів (при зміні й їх кількісних величин).

Аналіз матеріалів і досліджень авторів [3-6] за режимом вологості на рівнинній території України у багаторічному розрізі вказує на циклічність розподілу опадів, відповідно до змін в температурному режимі, як по території країни, так і по сезонах року (з можливими різкими аномаліями для окремих місяців і різних сезонів та років). В монографії [3] вказується, що за минулі сто років (станом на 2000 р.) зміна кількості опадів на території країни була нерівномірною. У деяких регіонах мало місце збільшення річної суми опадів понад 40 мм (7-10% відносно стандартної кліматичної норми), а в інших вона була близькою до норми або меншою за неї. На такі зміни вказується й у роботах [5,7,8].

**Об'єкти та вихідні матеріали дослідження.** В методі територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля рівнинних річок [1,2]

при визначенні прогнозних величин шарів стоку та максимальних витрат води здійснюється попередня оцінка типу розвитку весняних процесів і майбутньої водності водопілля. Така задача вирішується за допомогою методу дискримінантного аналізу при врахуванні комплексу гідрометеорологічних чинників водопілля. Для річок лівобережної частини території України дискримінантні рівняння можна записати у вигляді

$$DF = a_0 + a_1 k_X + a_2 k_{q_{09-01}} + a_3 k_L + a_4 \Theta_{02}, \quad (1)$$

де  $A = (a_0, a_1, \dots, a_m)$  - вектор коефіцієнтів дискримінантної функції.

До вектора чинників весняного водопілля річок віднесені (виражені у модульних коефіцієнтах):

а) загальні запаси вологи на басейні  $k_X$ , що формують весняний стік:

- максимальні витрати води

$$k_X = (S_m + X_1) / (S_0 + X_{1_0}); \quad (2)$$

- шари весняного стоку

$$k_X = (S_m + X_1 + X_2) / (S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}), \quad (3)$$

де  $S_m$  і  $S_0$  - максимальний запас води в сніговому покриві і його середньобогаторічна величина, мм;

$X_1$  і  $X_{1_0}$  - опади періоду танення снігу та їх середньобогаторічна величина, мм;

$X_2$  і  $X_{2_0}$  - опади періоду спаду весняного водопілля та їх середньобогаторічна величина, мм;

б) індекс зволоження ґрунтів  $k_{q_{09-01}}$  (середній модуль стоку за осінньо-зимовий сезон)

$$k_{q_{09-01}} = q_{09-01} / (q_{(09-01)_0}), \quad (4)$$

де  $q_{09-01}$  і  $q_{(09-01)_0}$  - середній модуль стоку з вересня попереднього по січень поточного років та його середньобогаторічна величина, л/(с·км<sup>2</sup>);

в) максимальна глибина промерзання ґрунтів  $k_L$

$$k_L = L / L_0, \quad (5)$$

де  $L$  і  $L_0$  - середня по водозбору максимальна глибина промерзання ґрунтів та її середньобогаторічна величина, см;

г) середньомісячна температура повітря за лютий  $\Theta_{02}$  °С (у тому числі з урахуванням метеорологічного прогнозу температури повітря) по даних метеостанцій, розташованих в межах (або близько) до геометричних центрів водозборів.

Знак дискримінантних рівнянь (1) дозволяє скласти якісний (альтернативний) прогноз майбутнього водопілля відповідно до трьох категорій водності – вище, близьке

або нижче за середньобагаторічне за об'ємом чи максимальною витратою води водопілля.

Встановлення кількісних величин очікуваних модульних коефіцієнтів відбувається за регіональними залежностями

$$k_m = f(k_X), \quad (6)$$

де  $k_m$  – модульний коефіцієнт, який для максимальних витрат води весняного водопілля є  $k_m = q_m / q_0$  (відношення величин максимальних модулів водопілля  $q_m$  до їх середньобагаторічних величин  $q_0$ , м<sup>3</sup>/(с·км<sup>2</sup>); для шарів стоку  $k_m = Y_m / Y_0$  (відношення шарів стоку  $Y_m$  до їх середньобагаторічних величин  $Y_0$ , мм).

Залежності вигляду (6) описуються рівнянням поліному 3-го (іноді вищого) степеня

$$k_m = b_0 + b_1 k_X + b_2 (k_X)^2 + b_3 (k_X)^3, \quad (7)$$

де  $b_0, b_1, b_2, b_3$  – коефіцієнти поліному прогностичних залежностей.

Очікувані величини максимальних витрат води ( $Q_m$ , м<sup>3</sup>/с)

$$Q_m = k_m \cdot q_0 \cdot F, \quad (8)$$

а шарів стоку весняного водопілля ( $Y_m$ , мм)

$$Y_m = k_m \cdot Y_0, \quad (9)$$

де  $F$  – площі річкових водозборів, км<sup>2</sup>.

Середньобагаторічні величини максимальних витрат води (чи їх модулів) та шарів весняного стоку розраховуються для кожної конкретної річки за часовим рядом стокових спостережень по ній. Для річок, по яких відсутні дані таких вимірів, в методиці територіальних довгострокових прогнозів обґрунтовано карту-схему розподілу середньобагаторічних величин шарів весняного стоку по території (з урахуванням впливу заболоченості і залісеності водозборів річок) [9]. Для визначення максимальних модулів весняного водопілля обґрунтована можливість використання моделі типового редуційного гідрографа водопілля, запропонованої Є.Д.Гопченком [1,9] при регіональному узагальненні параметрів розрахункової схеми.

**Результати дослідження та їх аналіз.** Розробка і реалізація територіально-загального методу довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля рівнинних річок України, у тому числі й басейну Десни та інших лівих приток Дніпра, виконана на матеріалах гідрометеорологічних спостережень за період 1966-2000 рр. Встановлення всіх базових величин прогнозу методикою – середньобагаторічних значень чинників водопілля, що входять до вектор-предиктора дискримінантної функції та стокових характеристик (шарів стоку та максимальних витрат води), здійснено станом на 2000 р. Незалежна перевірка методикою довгострокових прогнозів весняного водопілля, виконана на даних 2001-2010 рр., показала, що прогнозні величини в основному завищені відносно їх спостережених значень (забезпеченість перевірених прогнозів максимальних витрат води складала 62%, а шарів стоку – 77%). Похибки прогнозів пов'язані, на наш погляд, з більш складними, несталими умовами

формування весняних водопіль на річках в цей період і, взагалі, тими тенденціями до змін клімату і водного режиму весняного водопілля, що відбуваються протягом останніх десятиліть.

В роботі досліджені сучасні зміни часових рядів спостережень за гідрометеорологічними характеристиками зимово-весняного періоду формування весняного стоку на річках у зв'язку із загальними направленими тенденціями до підвищення температур повітря у сучасний період. З цією метою були залучені багаторічні дані по метеорологічних станціях розглядуваної території та характеристики водного режиму річок весняного водопілля (по гідрологічних постах в басейні Десни та лівих приток Середнього Дніпра). Тривалість багаторічних рядів подовжена до 2010 р.

Слід зазначити, що аналогічні дослідження багаторічної динаміки гідрометеорологічних характеристик весняного водопілля (максимальних витрат води, сум від'ємних і додатних температур повітря за зимовий період, максимальних запасів води в сніговому покриві та опадів періоду весняного водопілля) в басейні р.Десна здійснені в роботах УкрНДГМІ. Автори [10] довели, що тенденція до зменшення цих характеристик (крім температурних показників і сум весняних опадів) спостерігається з 70-х років минулого сторіччя. Висновки відносно найбільш інтенсивного потепління клімату і відповідно змін гідрометеорологічного режиму річок з 80-90-х років підтверджуються роботами [3-8, 11 та ін.].

Побудовані нами хронологічні графіки (трирічні ковзні) середньомісячних температур повітря за лютий та березень за період 1945-2010 рр. (на прикладі даних метеорологічних спостережень по станціях Глухів, Суми, Прилуки), свідчать про циклічність в їх ході, але має місце й багаторічна тенденція до підвищення температур повітря в ці місяці (наприклад, рис.1).

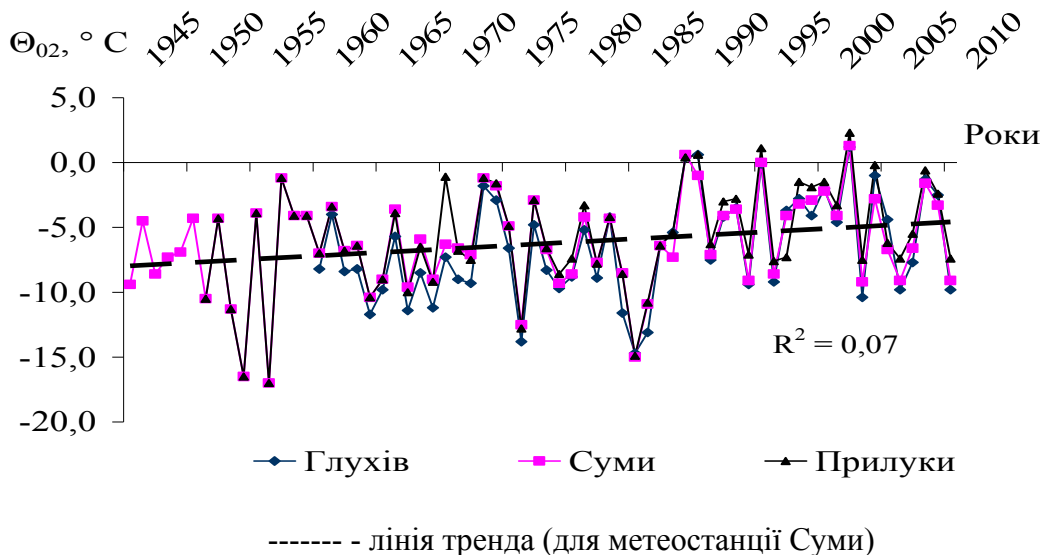


Рис. 1 - Багаторічний хід (у вигляді трирічних ковзних) середньомісячних температур повітря за лютий (метеостанції Глухів, Суми, Прилуки).

Характер погоди осіннього періоду визначає початкові умови формування майбутнього весняного водопілля: стан поверхні водозбору (вологість ґрунту, інтенсивність його промерзання, початок стабільного снігонакопичення чи його нестійкий характер), передзимову водність річок і відповідно ґрунтову складову весняного стоку.

Важливим показником можливих втрат тало-дошового стоку є глибина промерзання ґрунтів. Хронологічні графіки за багаторічний період спостережень (1960-2010 рр.) максимальних за зиму глибин промерзання ґрунтів (у вигляді трирічних ковзних і різницевої інтегральних кривих – рис.2,3) показують, що їх величини коливалися у бік збільшення в період з 60-х до середини 80-х років минулого сторіччя, далі незначно змінювалися протягом майже 20 років (до кінця 90-х), а на теперішній час поступово зменшуються (рис.3), у зв'язку з сучасним підвищенням температур повітря зимових місяців у регіоні.

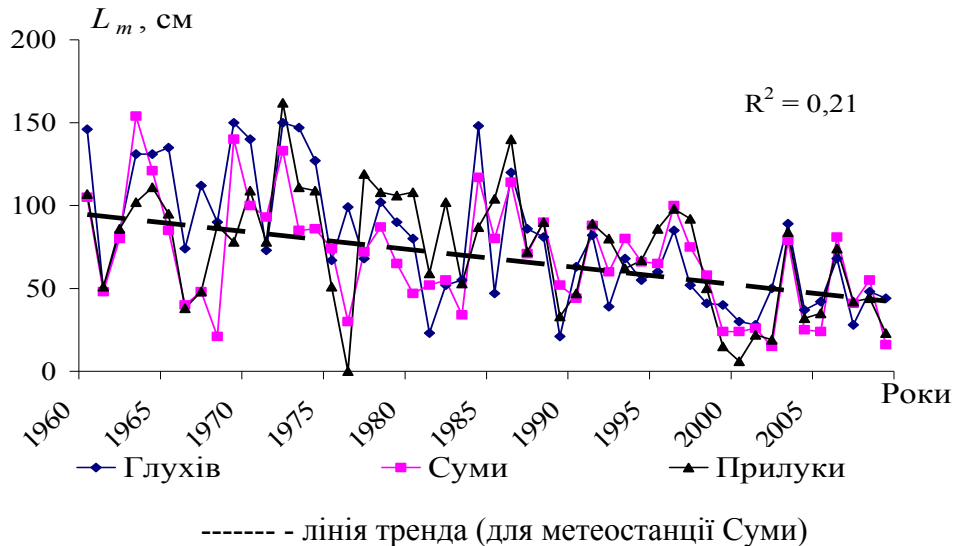


Рис.2 - Багаторічний хід (у вигляді трирічних ковзних) максимальних глибин промерзання ґрунтів (метеостанції Глухів, Суми, Прилуки).

Кількість опадів є основною характеристикою при формуванні весняного стоку на річках. При цьому враховуються опади холодного сезону у вигляді максимальних запасів води в сніговому покриві, які накопичилися на кінець зими, весняні опади періоду сніготанення і ті, що випадають на спаді весняного водопілля.

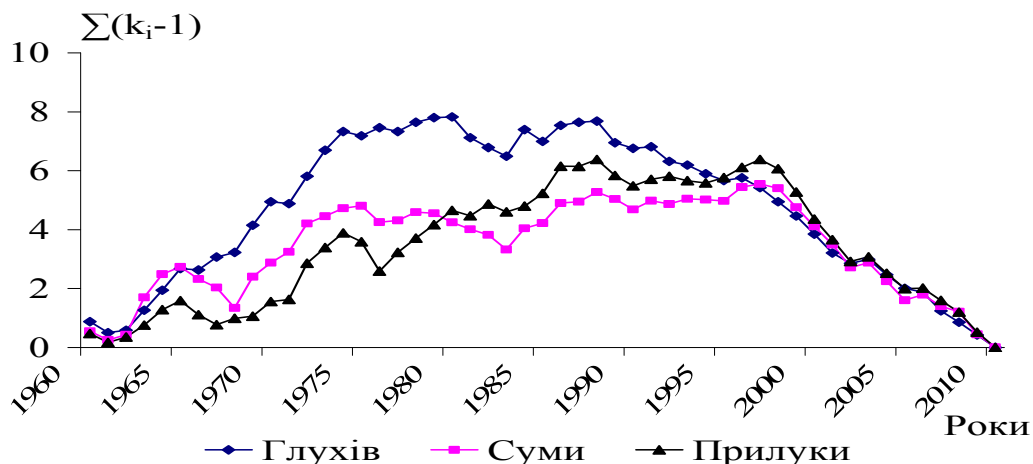


Рис. 3 – Різницеві інтегральні криві максимальних глибин промерзання ґрунтів (метеостанції Глухів, Суми, Прилуки).

Величини снігозапасів та їх розподіл на поверхні водозбору визначаються метеорологічними умовами періоду снігонакопичення (кількістю опадів та

температурною характеристикою, вітровим режимом), а також рельєфом місцевості, розподілом рослинності та ін.

Переважаання в останні десятиліття теплих зим із частими та тривалими відлигами і відповідно малими снігозапасами позначилося й на загальній тенденції до зменшення як тривалості періоду сталого снігонакопичення, так і середньобаторічних максимальних снігозапасів.

Аналіз часових рядів спостережень за снігозапасами свідчить, що протягом тривалого часу величини максимальних запасів води в сніговому покриві не залишалися без змін (рис.4,5) – в період з 1945 по 1965 роки вони зменшувалися, потім після різкого збільшення залишалися сталими при високих значеннях (до 90-х років минулого століття), а у сучасний період спостерігається направлена тенденція до їх зменшення (рис.5).

Такі результати підтверджують і висновки у роботах [3,6,8]. Зазначені зміни запасів води в сніговому покриві протягом останнього двадцятиріччя є головною причиною зниження стоку весняного водопілля [6-11].

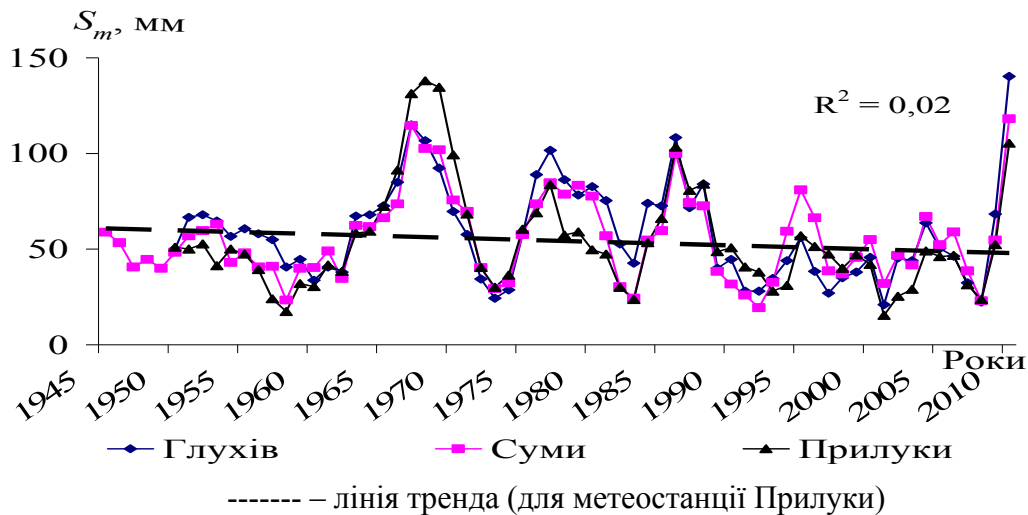


Рис. 4 - Багаторічний хід (у вигляді трирічних ковзних) максимальних запасів води в сніговому покриві (метеостанції Глухів, Суми, Прилуки).

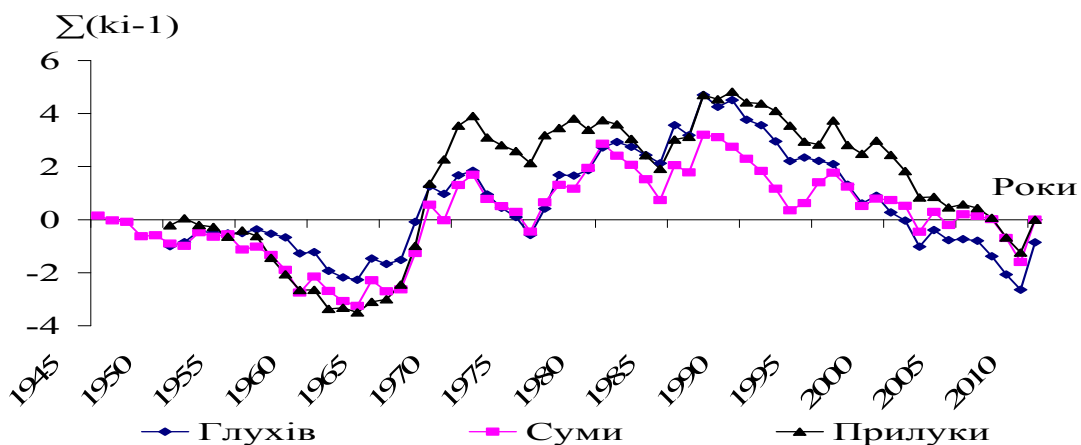
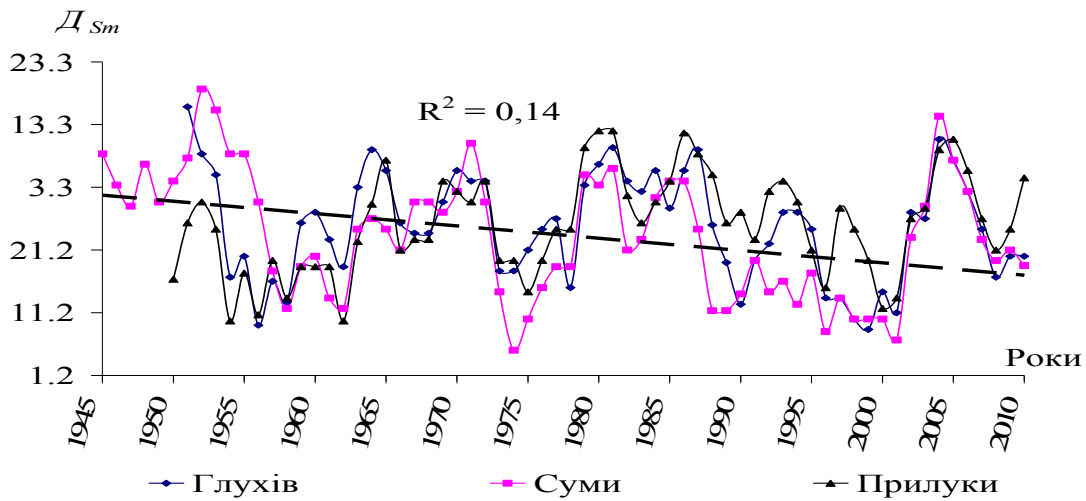


Рис. 5 - Різницеві інтегральні криві максимальних запасів води в сніговому покриві (метеостанції Глухів, Суми, Прилуки).

В басейнах Десни та інших лівих приток Середнього Дніпра спостерігається й незначна тенденція (рис.6) зсунення до більш ранніх дат настання максимальних

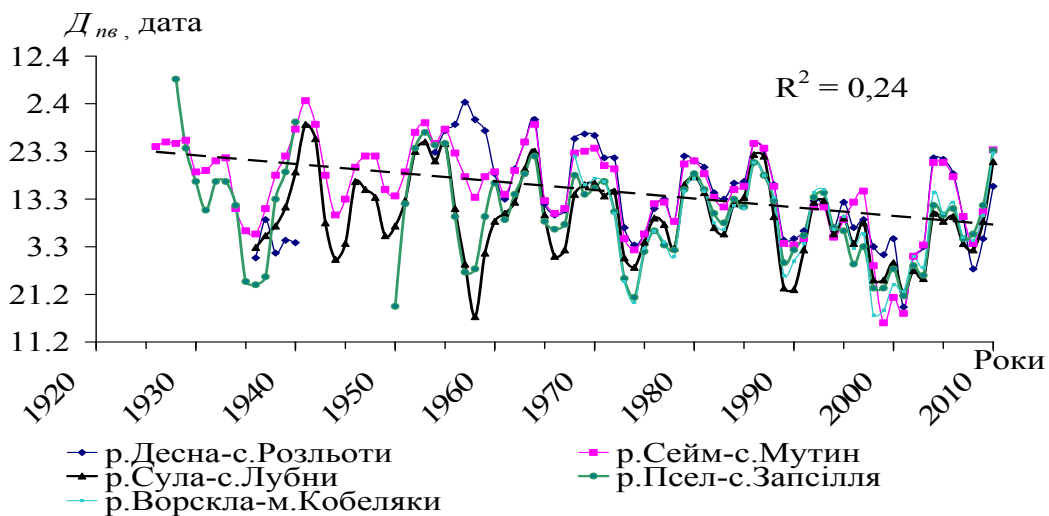


снігозапасів (особливо у період 1980 – 2000 років), а відповідно й строків початку весняних водопіль (рис.7).



----- – лінія тренда (по метеостанції Суми)

Рис. 6 - Багаторічний хід (у вигляді трирічних ковзних) дат максимальних запасів води в сніговому покриві (метеостанції Глухів, Суми, Прилуки).



----- – лінія тренда (для р.Сейм – с.Мутин)

Рис. 7 - Хронологічні графіки (у вигляді трирічних ковзних) дат початку весняного водопілля в басейнах Десни та лівих приток Середнього Дніпра.

Відносно багаторічних змін величин об'ємів та максимальних витрат води весняного водопілля для рівнинних річок України в період останніх років, існують співпадаючі висновки авторів [6-8,10]. В цих роботах відзначається, що в останні десятиріччя у зв'язку з сучасними змінами кліматичних умов регіону для періоду весняного водопілля має місце зменшення максимальних витрат води при зменшенні висоти і запасів води в сніговому покриві з вісімдесятих років минулого сторіччя. При цьому досліджуються й циклічні коливання фаз водності річок [10].

В нашій статті досліджено багаторічний хід характеристик стоку весняного водопілля (на прикладі р.Десна-с.Розльоти, р.Сейм-с.Мутин, р.Сула-м.Лубни, р.Псел-с.Запсілля, р.Ворскла-м.Кобеляки). Були побудовані хронологічні графіки при трирічному ковзному осередненні та різницеві інтегральні криві – як для шарів весняного стоку (рис. 8,9 відповідно), так і для максимальних витрат води весняного водопілля (рис. 10,11). Графіки вказують на наявність сталої за багаторічний період тенденції до зменшення шарів стоку весняного водопілля, яка більш відчутна для Сейму (при коефіцієнті  $R^2=0,50$ ) і рр.Сула, Псел, Ворскла ( $R^2=0,18-0,26$ ) і менш виражена для річок, які розташовані північніше (наприклад, для р.Десна – с.Розльоти,  $R^2=0,044$ ).

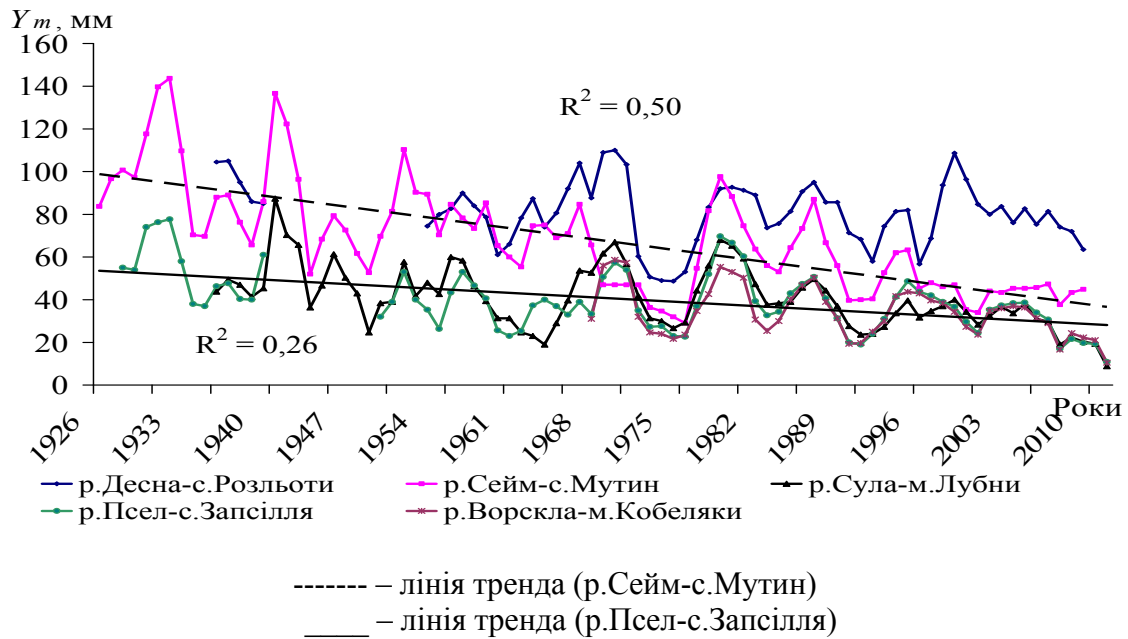


Рис.8 - Хронологічний графік (у вигляді трирічних ковзних) шарів стоку весняного водопілля в басейнах Десни та лівих приток Середнього Дніпра.

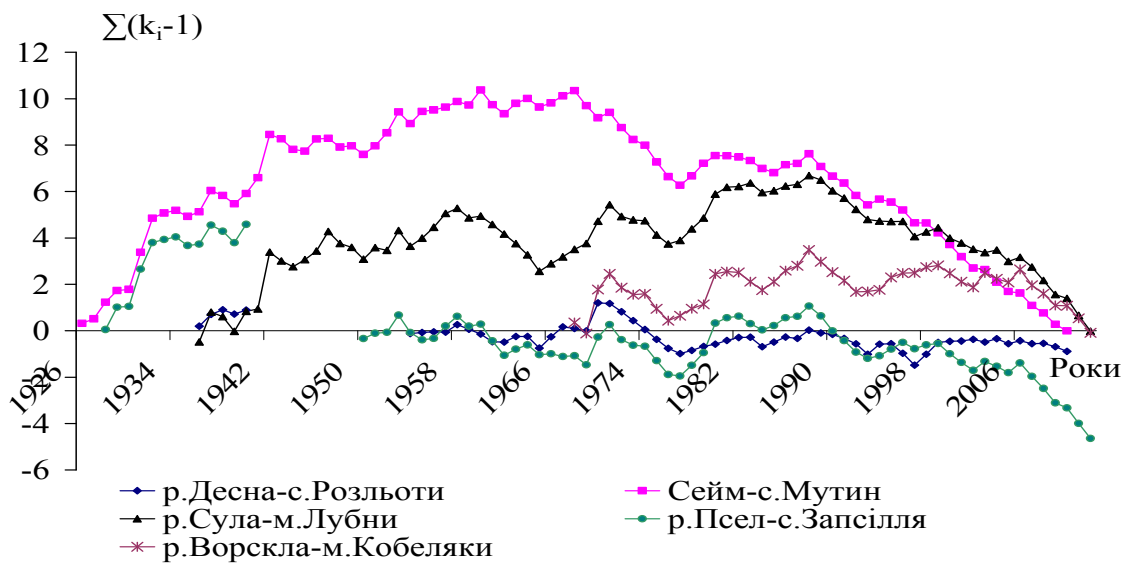


Рис.9 - Різницеви інтегральні криві шарів стоку весняного водопілля в басейнах Десни та лівих приток Середнього Дніпра.

Для часових рядів максимальних витрат води водопілля спостерігається значущий тренд для всіх річок розглядуваної території ( $R^2=0,31-0,58$ ). Різницеві інтегральні криві дозволяють виділити періодичну спадну складову характеристик максимального весняного стоку з початку восьмидесятих років минулого сторіччя. З іншого боку, цей період припадає на знижену фазу водності весняного водопілля річок, яка у подальшому може змінити свій напрямок.

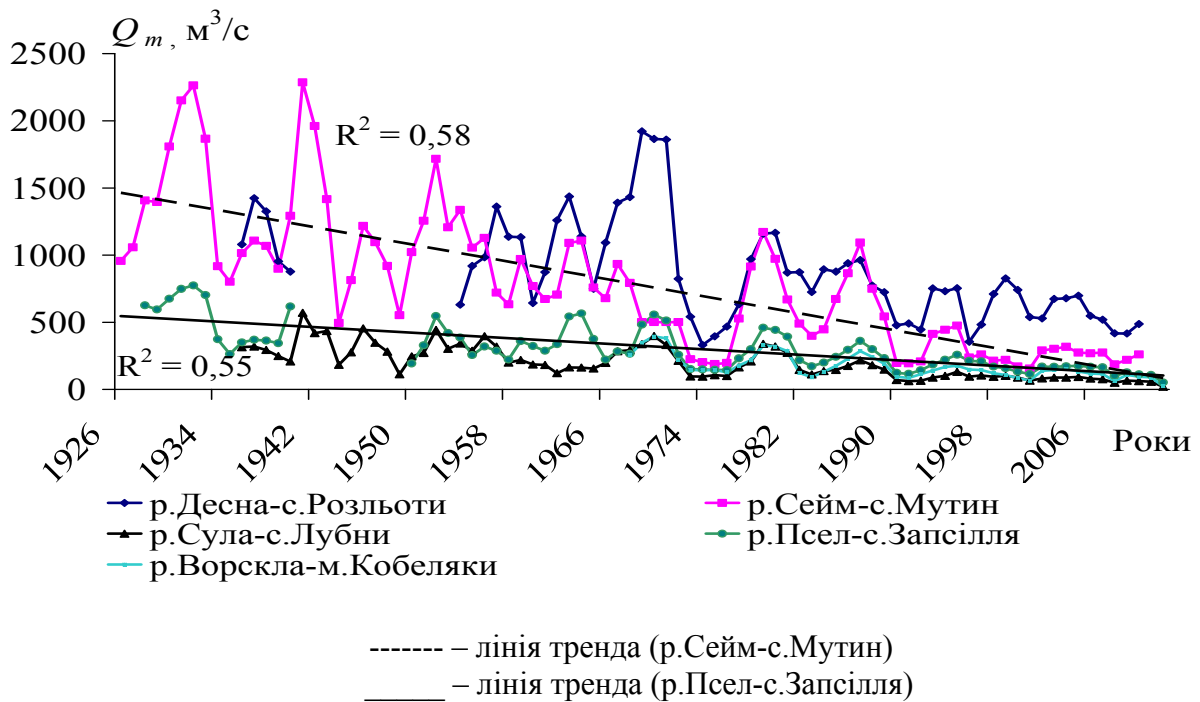


Рис.10 - Хронологічний графік (у вигляді трирічних ковзних) максимальних витрат води весняного водопілля в басейнах Десни та лівих приток Середнього Дніпра.

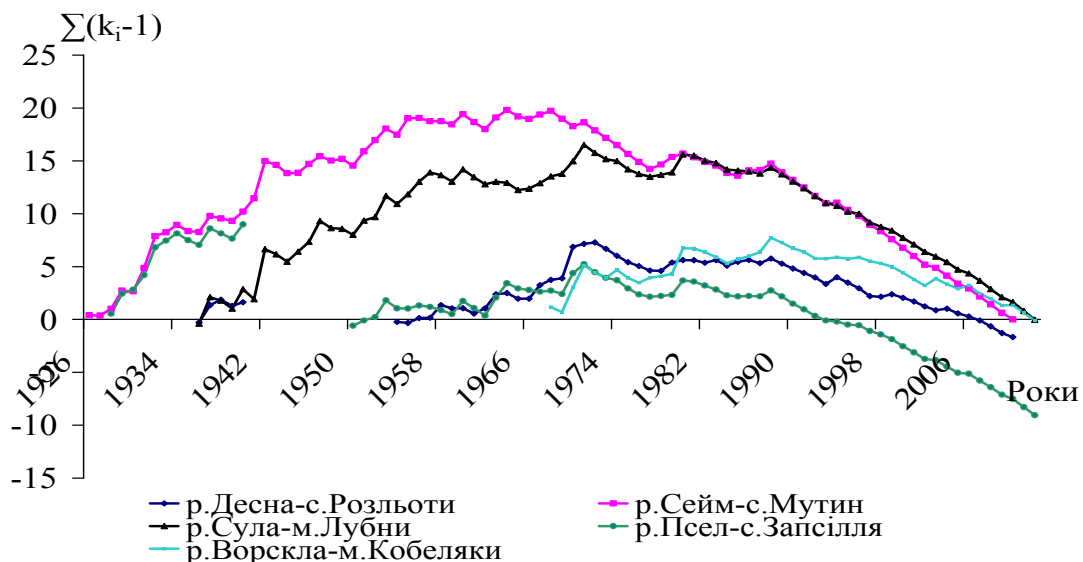


Рис.11 - Різницеві інтегральні криві максимальних витрат води весняного водопілля в басейнах Десни та лівих приток Середнього Дніпра.

В умовах сучасних направлених тенденцій до зниження водності весняного водопілля рівнинних річок (за будь-яких причин) мають місце зміни й середньобаторічних величин стокових характеристик цього періоду. У запропонованій методиці прогнозу гідрологічних величин весняного водопілля до базових середньобаторічних величин характеристик стоку, отриманих при розробці методики прогнозу до 2000 р., вводяться коефіцієнти, що враховують зміни водності весняного водопілля за останнє десятиріччя (станом, наприклад, на 2010 р.) [12].

Такі коефіцієнти узагальнені в межах всієї рівнинної території України в залежності від географічної широти водозборів ( $\varphi^0$  в частках град.) у вигляді рівнянь:

$$K_{Q_{2010}} = 0,92 - 0,022(\varphi^0 - 50) ; \quad (10)$$

$$K_{Y_{2010}} = 0,97 - 0,017(\varphi^0 - 50) ; \quad (11)$$

В такому разі прогнозні значення максимальних витрат води  $Q'_m$  і шарів стоку  $Y'_m$  весняного водопілля на річках за методикою територіальних довгострокових прогнозів, відповідно (8) і (9), визначатимуться як

$$Q'_m = k_m \cdot q_0 \cdot K_{Q_{2010}} \cdot F ; \quad (12)$$

$$Y'_m = k_m \cdot Y_0 \cdot K_{Q_{2010}} , \quad (13)$$

де  $F$  - площа річкових водозборів, км<sup>2</sup>.

#### **Висновки та перспективи подальших досліджень.**

1. На основі виконаного аналізу часових багаторічних рядів гідрометеорологічних характеристик весняного водопілля річок можна зробити висновок, що спостерігається циклічність в їх ході з направленою тенденцією у сучасний період – до підвищення зимово-весняних температур повітря, зменшення глибин промерзання ґрунтів і зимового снігонакопичення і, як наслідок, зниження водності весняного водопілля річок.

2. При прогнозуванні характеристик водопілля у кожному році визначальними є поточні гідрометеорологічні умови і чинники, які інтегрально враховуються відповідними параметрами дискримінантних рівнянь.

3. У методиці довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля річок пропонується здійснювати уточнення розрахункових середніх стокових величин весняного водопілля (наприклад, кожні 10 років).

4. Перспективою подальших досліджень є адаптація територіально-загальної методики довгострокових прогнозів гідрологічних величин весняного водопілля в умовах сучасних кліматичних змін, адже на довготермінову перспективу знижена фаза водності водопілля може змінитися її підвищенням.

#### **Список літератури**

1. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірманова Ж.Р. Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р.Прип'ять: Монографія – Одеса : Екологія, 2011. – 336 с.

2. Шакірманова Ж.Р. Методика територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля та її реалізація в межах рівнинної території України // Український гідрометеорологічний журнал. – 2011. – №9. – С.141-150.
3. Клімат України / За ред. В.М.Ліпінського, В.А.Дячука, В.М.Бабіченко. – Київ: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
4. Мартазінова В.Ф., Свердлик Т.А. Зміни великомасштабної атмосферної циркуляції повітря протягом ХХ ст. та її вплив на погодні умови і регіональну циркуляцію повітря в Україні // Український географічний журнал. – 2001. – №2. – С.28-34.
5. Клімат України: у минулому...і майбутньому? / М.І.Кульбіда, М.Б.Барабаш, Л.О.Єлістратова, Т.І.Адаменко, Н.П. Гребенюк, О.Г.Татарчук, Т.В.Корж / За ред. М.І.Кульбіди, М.Б.Барабаш : Монографія. – К.: Сталь, 2009. – 234 с.
6. Вишневецький В.І. Зміни клімату і річкового стоку на території України і Білорусі // Наук.праці УкрНДГМІ, 2001. – Вип.249. – С.89-105.
7. Вишневецький В.І. Косовець О.О. Гідрологічні характеристики річок України – К.: Ніка-Центр, 2003. – 324 с.
8. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз) – К. : Ніка-Центр, 2010. – 316 с.
9. Гонченко Є.Д., Шакірманова Ж.Р. Територіальне узагальнення базових величин прогнозування схеми характеристик весняного водопілля для рівнинних річок України//Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2011. – Вип.12 – С.149-160.
10. Gorbachova L. & Kolianchuk O. Long-term dynamics of the main hydrometeorological characteristics of spring flood in the Desna River's basin // Conference proceeding "Water resource and wetlands": 14-16 September 2012, Tulcea, Romania // In. Casretescu P, Lewis W., Bretcan P. (eds). – 2012. – P. 174-179.)
11. Гонченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірманова Ж.Р. Дослідження впливу сучасних змін клімату на характеристики максимального стоку весняного водопілля на річках Полісся//Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2010. – Т.3(20). – С. 50-59.
12. Шакірманова Ж.Р. Прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля в басейні Дніпра з використанням автоматизованих програмних комплексів//Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2011. – Т.4(25). – С.48-55.

**Определение основных факторов весеннего половодья рек левобережья Днепра при долгосрочных прогнозах его характеристик**

**Шакірманова Ж.Р.**

*Выполнена оценка временных многолетних изменений гидрометеорологических факторов и стоковых характеристик весеннего половодья рек бассейна Десны и других левых притоков Днепра и предложены рекомендации учета этих изменений в территориально-общем методе прогноза максимального стока весеннего половодья.*

**Ключевые слова:** гидрометеорологические факторы, направленные тенденции изменений, долгосрочные прогнозы характеристик весеннего половодья.

**Determination of the main factors of spring flood on the left bank of the Dnieper river in long-term forecasts of its characteristics**

**Shakirmanova J.R.**

*The evaluation of long-term temporal changes in meteorological factors and runoff characteristics of the spring flood of basins rivers Desna and other left tributary of the Dnieper, and offers recommendations for these changes in the territorially general method for forecasting of maximum runoff of spring flood.*

**Keywords:** meteorological factors, the trend changes, long-term forecasting of characteristics of the spring floods.

**Є.В.Обухов**, д.економ.н.

*Одеський державний екологічний університет*

## **УЗАГАЛЬНЕНА ФОРМУЛА ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ ВТРАТ ВОДИ НА ВИПАРОВУВАННЯ З КАХОВСЬКОГО ВОДОСХОВИЩА**

*На основі узагальнення реальної гідрометеорологічної інформації за 55 років експлуатації водосховища виявлена залежність для визначення втрат води на випаровування з усієї його акваторії та окремих ділянок.*

**Ключові слова:** випаровування, водосховище, вода, експлуатація, акваторія, ділянка, глибина.

**Вступ та постановка проблеми.** Випаровування з водної поверхні водосховищ є важливою витратною складовою їх водних балансів [1-6]. В маловодний період стік Дніпра, Дністра, Південного Бугу, Дону становить близько  $48 \text{ км}^3$  за рік. Із загальних втрат води (22,5% від стоку) 11,5% відносять на випаровування з водосховищ. Середньорічні втрати води на випаровування по Дніпровському каскаду становлять понад  $5 \text{ км}^3$ , а максимальні з Каховського водосховища у 2007 р. становили  $2,36 \text{ км}^3$ . Тільки при шарі випаровування в 1 мм з водної поверхні Каховського водосховища при нормальному підпертому рівні втрачається  $2,16 \text{ млн м}^3$  води за рік. На втраченій на випаровування з Каховського водосховища воді можна було б отримати понад 90 млн кВт\*год електроенергії на рік. Звідси до цієї витратної складової водного балансу постійний практичний та науковий інтерес. Трудомісткість розрахунків випаровування з водної поверхні підкреслюють численні емпіричні формули і методи, спрощені та наближені методи Майєра, М.С. Каганера, М.В.Чеботарьова, О.П.Браславського і З.О.Вікуліної, В.В.Шулейкіна [ 7 ].

**Метою даної роботи** є узагальнення та удосконалення розрахункових підходів до визначення показників випаровування з різних ділянок акваторії Каховського водосховища, виявлення відповідної залежності для завчасних оперативних розрахунків та порівнянь втрат води на випаровування при розробці проектних заходів щодо реконструкції гідровузла.

**Основними матеріалами досліджень** є гідрометеорологічна інформація з Каховської гідрометеорологічної обсерваторії за 55 років (1956-2010 рр.) експлуатації Каховського водосховища, складові водних балансів за період експлуатації [5-6], основні характеристики водосховища та його окремих ділянок [5-6], результати дослідження за минулі роки [1-14].

Каховське водосховище – шоста сходинка Дніпровського каскаду – здійснює сезонне та частково багаторічне регулювання стоку з коливанням рівнів у межах 3 м. Площа водозбору –  $482000 \text{ км}^2$ . Середньобагаторічний стік –  $52,2 \text{ км}^3$ . Повна та корисна ємність водосховища –  $18,2$  і  $6,8 \text{ км}^3$ . Площа дзеркала водосховища –  $2155 \text{ км}^2$ , довжина його 230 км, максимальна та середня глибина –  $36$  і  $8,4$  м, максимальний статичний напір –  $16,5$  м, розрахунковий –  $15$  м, мінімальний –  $8,9$  м. Встановлена потужність при розрахунковому напорі –  $351 \text{ МВт}$ . Середньорічний виробіток енергії –  $1420 \text{ млн кВт-год}$ . Використовується для енергетики, водопостачання, зрошення, судноплавства, рибного господарства [5-6, 14].

Береги водосховища високі, складені в основному із суглинків, безлісі, порізані глибокими ярами та долинами мілких степових річок, які сьогодні стали його затоками.

У водосховищі виділяють п'ять ділянок (рис.1). Перша ділянка від м. Н.Каховка до с.Бабіно – пригреблева, найбільш глибока зона шириною 5-6 км, глибиною від 13 до 25 м, а інколи і 32 м. Площа першої ділянки –  $495 \text{ км}^2$ .

Друга ділянка від с.Бабіно до м. Нікополь шириною 8-15 км, переважні глибини – 10-12 м. Площа другої ділянки – 532 км<sup>2</sup>.

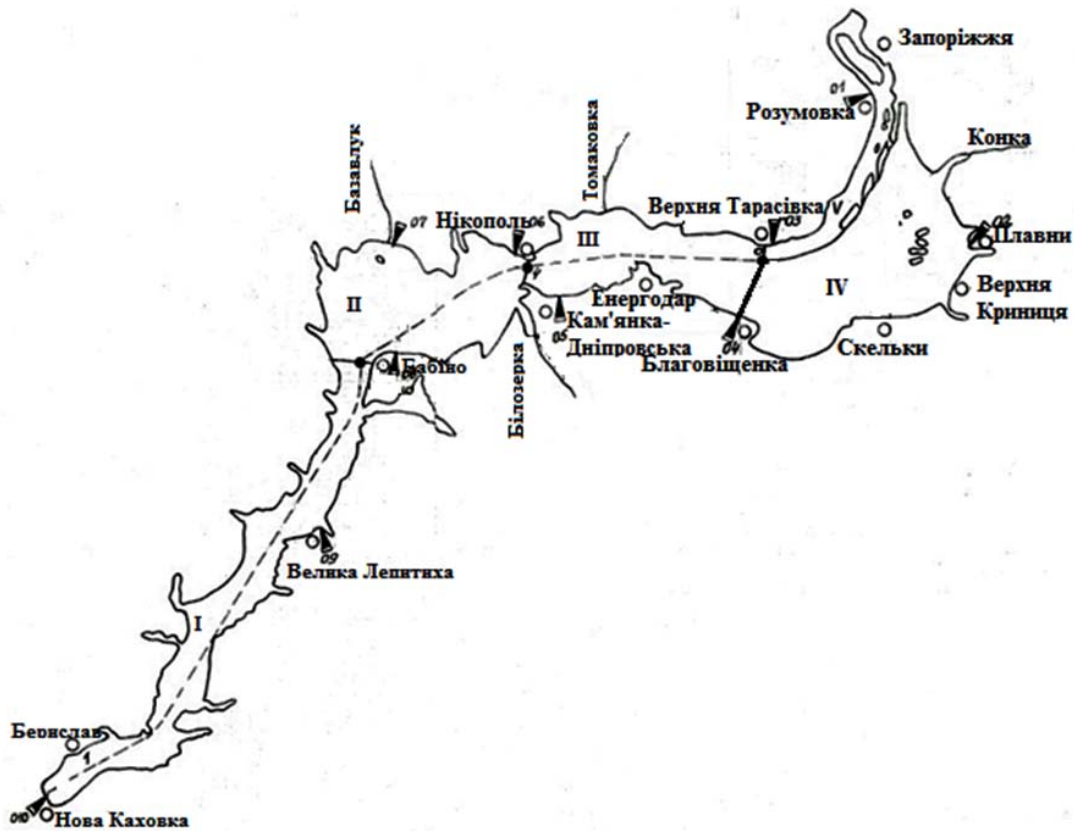


Рис.1 – Каховське водосховище та його ділянки

Третя ділянка від м. Нікополь до с. В.Тарасівка шириною від 8 до 16 км з глибинами 8-10 м. Площа третьої ділянки – 365 км<sup>2</sup>.

Гідрологічний режим другої та третьої ділянок – перехідний від річкового до озероподібного.

Четверта ділянка від с.Благовіщенка до с. Плавні – заплавна, відокремлена від руслової – п'ятої ділянки – піщаним пасмом і має вигляд мілководного озера з переважними глибинами 3-5 м, а також велика площа і з глибинами 1 м. Це район бувших Кінських заплав. Площа четвертої ділянки – 690 км<sup>2</sup>.

Руслова – п'ята – ділянка розташована від с.В.Тарасівка до с.Розумовка. Площа п'ятої ділянки 73 км<sup>2</sup>.

В основну дослідження покладено аналіз та узагальнення реальної та розрахункової гідрометеорологічної інформації.

**Результати досліджень та їх аналіз.** Розглядаючи акваторію Каховського водосховища, відзначимо орієнтацію водойми, широту місцевості, слабку проточність водойми, зміну площі поперечного перерізу і відповідно глибини та ємкості по довжині водосховища, скиди Дніпровської ГЕС та інших промислових і енергетичних об'єктів, значні забори води на водопостачання та зрошення. Усе це значно впливає на

внутрішньорічний та багаторічний розподіл температур по акваторії водосховища, а відповідно і на об'єми втрат води на випаровування з водної поверхні.

Об'єм втрат води на випаровування з окремих ділянок та усїєї акваторії Каховського водосховища - це добуток розрахованого [7] або середньобагаторічного місячного шару випаровування (табл.1) і площі водного дзеркала ділянки або усїєї акваторії при відповідному рівні води  $Z$ , яка визначається за відповідними кривими площ  $F = f(Z)$ .

В [13,14] наведені розрахунки втрат води на випаровування в табличній та графічній формах для п'яти ділянок та усїєї акваторії Каховського водосховища на основі пошарового розподілу або середньобагаторічних місячних шарів випаровування. Аналіз та узагальнення цих розрахунків дозволили запропонувати формулу для оперативних завчасних розрахунків втрат води на випаровування з водної поверхні Каховського водосховища

$$W_e = A 10^{a + m \lg h/H} \quad (1)$$

де:

$W_e$  – об'єм втрат води на випаровування з водної поверхні Каховського водосховища за місяць, млн  $m^3$ ;

$A$  - відносна величина шару випаровування за місяць,  $A = E_i / 300$  ;

$E_i$  - заданий або розрахований шар випаровування з водної поверхні за місяць, мм;

300 – стала, яка дорівнює максимальному шару випаровування з водної поверхні Каховського водосховища за місяць, мм;

$a$  - параметр, який характеризує максимальні втрати води на випаровування з водної поверхні заданої акваторії,  $a = \lg W_e$ . (при  $\lg h/H = 0$ );

$m$  - параметр, який враховує форму русла і є тангенсом кута нахилу лінії зв'язку  $\lg W_e = f(\lg h/H)$ ;

$h/H$  – відносна віддаленість розглядуваного рівня води в акваторії від дна;

$h$  - відстань від дна до розглядаємого рівня води в акваторії, м;

$H$  - максимальна глибина води в акваторії, м.

В табл.1 наведені середньобагаторічні місячні шари випаровування в мм, на основі яких можуть розраховуватись середньобагаторічні місячні об'єми випаровування окремо для п'яти ділянок та для усїєї акваторії Каховського водосховища.

Таблиця 1 – Середньобагаторічний місячний шар випаровування (мм)

Місяць Ділянка	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Середній за рік	Сума
1	8,94	13,2	12,9	29,2	75,0	120	163	187	136	98,5	48,8	28,4	76,8	922
2	7,29	9,99	14,5	33,4	89,1	127	173	190	130	87,3	37,7	23,3	76,9	923
3	5,65	9,99	17,8	39,0	90,5	131	179	190	120	77,8	29,8	18,2	75,8	909
4	4,01	9,99	19,5	43,2	93,4	135	183	184	106	60,2	25,1	13,2	73,1	877
5	0,72	8,40	4,61	19,3	61,0	104	153	177	132	93,7	39,3	18,2	67,6	811
Середньо- багаторічний по вдсх.	7,52	8,70	14,1	35,4	84,7	120	173	187	123	79,7	34,1	20,0	74,0	888



Значення параметрів в формулі (1) такі:

Акваторія	$a$	$m$	$H$ (м)	дно (м)
Водосховище	8,825	0,417	15	2
Ділянка 1	8,180	0,227	15	2
Ділянка 2	8,206	0,063	10	7
Ділянка 3	8,047	0,133	8	9
Ділянка 4	8,325	0,072	4	13
Ділянка 5	7,380	0,504	6	11

Таблиці та графіки [13,14] розраховані для зони характерних рівнів води  $Z_i$  від 17 до 12 м, тобто між відмітками форсованого підпертого рівня (ФПР) та рівня мертвого об'єму (РМО), що відповідає зоні корисного об'єму Каховського водосховища, яка призначена для можливого спрацювання.

Умови експлуатації ділянок водосховища різні. На характер графіків, особливо при наближенні їх до придонних рівнів води, впливають конфігурація, глибина і площа акваторії Каховського водосховища та його ділянок, а також значення температури та шару випаровування з водної поверхні в залежності від пори року [8-13], в літні місяці температура і шар значно зростають до максимальних величин, а в зимові – їх значення мінімальні, і графік становить майже пряму лінію. При пошаровому розподілі втрат води на випаровування взято крок від 10 до 300 мм через кожні 20 мм. Прикладом пошарового розподілу втрат води на випаровування для усїєї акваторії Каховського водосховища є табл.2 і рис.2, як основа для розробки запропонованої формули (1).

Таблиця 2 – Пошаровий розподіл втрат води на випаровування з Каховського водосховища ( $W_e$ , млн м<sup>3</sup>)

$E_i, \text{мм}$ $Z_i, \text{м}$	20	40	60	80	100	120	140	160	180	200	220	240	260	280	300
2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	7,6	15,2	22,8	30,4	38,0	45,6	53,2	60,8	68,4	76,0	83,6	91,2	98,8	106	114
4	9,4	18,9	28,3	37,8	47,2	56,6	66,1	75,5	85,0	94,4	104	113	122	132	142
5	12,1	24,2	36,3	48,4	60,5	72,6	84,7	96,8	109	121	133	145	157	169	182
6	14,7	29,4	44,2	58,9	73,6	88,3	103	118	132	147	162	177	191	206	221
7	17,5	35,1	52,6	70,2	87,7	105	123	140	158	175	193	210	228	245	263
8	21,0	42,1	63,1	84,2	105	126	147	168	189	210	231	253	273	295	316
9	25,3	50,5	75,8	101	126	152	177	202	227	253	278	303	328	354	379
10	29,3	58,6	87,8	117	146	176	205	234	263	293	322	351	381	410	439
11	33,3	66,5	99,8	133	166	199	233	266	299	333	366	399	432	466	499
12	37,0	74,1	111	148	185	222	259	296	333	370	407	444	481	519	556
13	39,1	78,2	117	156	195	235	274	313	352	391	430	469	508	547	586
14	41,0	81,9	123	164	205	246	287	328	369	409	451	491	532	573	614
15	42,2	84,4	127	169	211	253	295	338	380	422	464	507	549	591	633
16	43,3	86,6	130	173	216	260	303	346	390	433	476	519	563	606	649
17	43,8	87,5	131	175	219	263	306	350	394	438	481	525	569	613	656
18	44,4	88,9	133	178	222	267	311	355	400	444	489	533	578	622	667
19	45,0	90,1	135	180	225	270	315	360	405	450	495	540	585	631	676

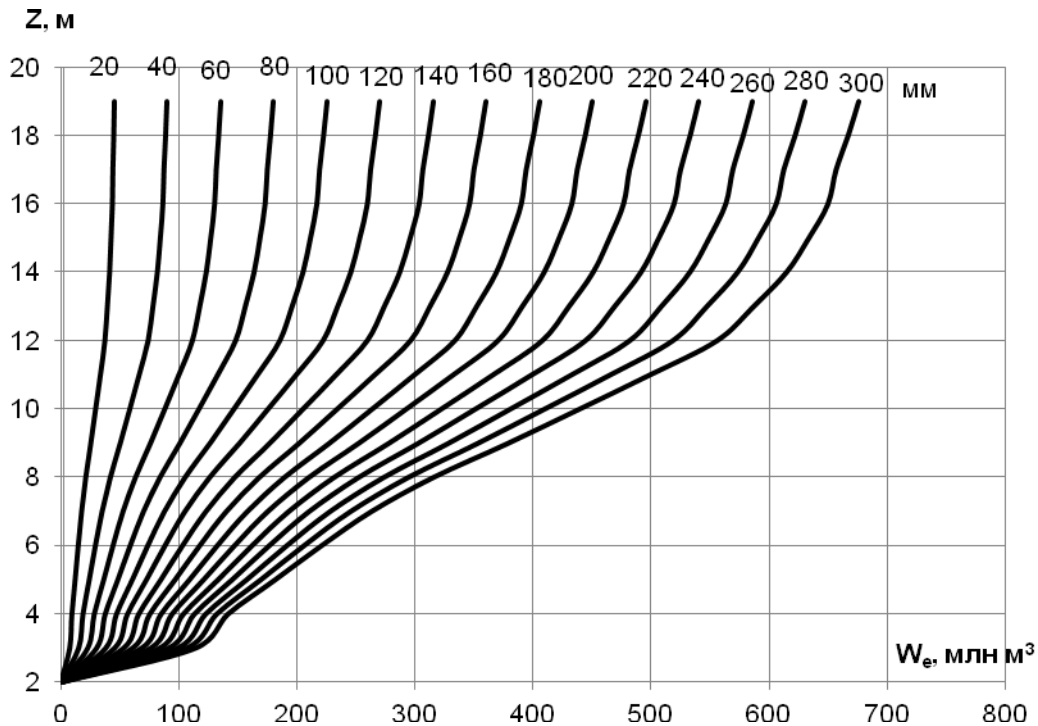


Рис.2 – Графік для визначення втрат води на випаровування з акваторії Каховського водосховища

Відзначимо, що похибка при розрахунках втрат води на випаровування за формулою (1) і за графіком (рис.2) становить менше 1%.

### Висновки та рекомендації

1. Оперативні розрахунки втрат води на випаровування необхідні при обґрунтуванні економіко-екологічних проектних заходів щодо реконструкції Каховського гідровузла у відповідності з положеннями «Національної програми екологічного оздоровлення басейну Дніпра та поліпшення якості води», яка затверджена Постановою Верховної Ради України від 27.02.1997 р. №123.
2. Наведена формула дозволяє оперативно та завчасно розраховувати об'єми втрат води на випаровування з усієї акваторії Каховського водосховища та окремих його ділянок, експлуатація яких відбувається в різних гідрометеорологічних умовах, а також значно підвищити точність та надійність при розрахунках важливої складової водних балансів водосховища.
3. Наведена формула дозволяє автоматизувати розрахунки на ЕОМ.

### Список літератури

1. *Обухов Є.В.* Випаровування з водосховищ українських гідровузлів та його питомі показники // Причорноморський Екологічний бюлетень.- Одеса, 2007.- №4(26).- С. 167-173.
2. *Обухов Є.В.* Питомі показники випаровування з водосховищ українських гідровузлів // Метеорологія, кліматологія та гідрологія.- 2008.- Вип. 50, ч.11.-С.128-136.
3. *Обухов Є.В., Шихалєєва Г.М., Бабінець С.К., Кузьміна І.С.* Лабораторні дослідження інтенсивності випаровування з поверхні вод різної мінералізації// Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса, 2010.- Вип. 51.- С. 243-247.

4. Обухов Е.В. Современные экономико-экологические проблемы эксплуатации водохранилищ Днепровского каскада // Тр. между. н.-пр. конф. «Современные проблемы водохранилищ и их водосборов», Т.1.-Пермь, 2011.- С.122-126.
5. Обухов Є.В. Економіко-екологічні оцінки проектів великих українських водосховищ: Монографія. – Одеса: ТОВ „ІНВАЦ“, 2008. – 100 с.
6. Обухов Є.В. Водне господарство України: Підручник. – Одеса: «Поліграфія», 2012. – 203 с.
7. Обухов Є.В., Корягіна О.С., Корецький Є.П. Порівняльні розрахунки випаровування з водної поверхні Каховського водосховища в сучасних умовах // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Одеса, 2012. – Вип.13. – С.187-195.
8. Корягіна О.С., Обухов Є.В. Залежність випаровування з водної поверхні Каховського водосховища від температурного фактора. Матеріали міжнародної наукової конференції студентів та молодих вчених «Актуальні проблеми сучасної гідрометеорології».–Одеса: Вид. «ТЕС», 2012.–С.88-89.
9. Обухов Є.В., Корягіна О.С. Оцінка внутрішньорічних та багаторічних коливань температури поверхні води Каховського водосховища в умовах глобального потепління /Сборник матер. VIII-ой междунар. научно-практ. конф. «Проблемы экологической безопасности и развития морехозяйственного и нефтегазового комплексов». – Одесса: «Пассаж», 2012. – С.190-197.
10. Обухов Є.В., Корягіна О.С. Температурний фактор та випаровування з Каховського водосховища / Сборник матер. VIII-ой междунар. научно-практ. конф. «Проблемы экологической безопасности и развития морехозяйственного и нефтегазового комплексов». – Одесса: «Пассаж», 2012. – С.198-209.
11. Обухов Є.В., Корягіна О.С., Корецький Є.П. Вплив температурного фактора на показники випаровування з водної поверхні Каховського водосховища // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Одеса: Вид.»Екологія», 2012. – Вип. 14.– С.160-169.
12. Обухов Е.В., Корягина Е.С. Влияние изменения климата на показатели испарения с Каховского водохранилища // Тр. между. н.-пр. конф. «Современные проблемы водохранилищ и их водосборов», Т.1.- Пермь, 2013.- С. 79- 83.
13. Обухов Е.В., Корягина Е.С.Обобщение показателей и оценка испарения с водной поверхности Каховского водохранилища / Збірник Матер. 4-го Міжн. Еколог. Форуму «Чисте МІСТО. Чиста РІКА. Чиста ПЛАНЕТА». – Херсон: ХТПП, 2012. – С.171-176.
14. Обухов Є.В., Корягіна О.С., Корецький Є.П. Узагальнені оцінки випаровування з Каховського водосховища: Монографія. – Одеса: Полиграф, 2012. – 130 с.

**Обухов Е.В. Обобщенная формула для определения потерь воды на испарение с Каховского водохранилища**

*На основании обобщения реальной гидрометеорологической информации за 55 лет эксплуатации водохранилища выявлена и приведена зависимость для определения потерь воды на испарение из всей его акватории и отдельных ее участков.*

**Ключевые слова:** испарение, водохранилище, вода, эксплуатация, акватория, участок, глубина.

**Obukhov E.V. The generalized formula for the definition of dehydrating by evaporation from the Kakhovka reservoir.**

*It was identified and trained dependence of dehydrating by evaporation from the whole water area and individual parts, on the basis of the generalized real hydrometeorological information for 55 years of reservoirs operation.*

**Key words:** evaporation. reservoir. water. operation. water area. plot of water. depth/

**Е.В. Обухов**, д.эконом. н., **Д.С. Куклева**

*Одесский государственный экологический университет*

**О.М. Максюта**, директор

*Светловодская гидрометеорологическая обсерватория*

## **ОБОБЩЕННЫЕ ОЦЕНКИ ИСПАРЕНИЯ С ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ КРЕМЕНЧУГСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА**

*На основе реальных гидрометеорологических данных проведено обобщение и анализ показателей испарения с водной поверхности Кременчугского водохранилища за время его эксплуатации.*

**Ключевые слова:** испарение, водная поверхность, водохранилище, показатели, потери, водный баланс.

**Введение и постановка проблемы.** Испарение - одна из важных составляющих расходной части водных балансов [1-3]. В весенний период оно резко возрастает и достигает максимальных значений в летний период.

Среднемноголетние потери на испарение из водохранилищ Днепровского каскада составляют более 5 км<sup>3</sup>, а из Кременчугского водохранилища – 1,51 км<sup>3</sup> (3,2% от среднемноголетнего объема расходной части водного баланса) с максимумом в августе – 0,30 км<sup>3</sup> (20% от годового объема испарения). Только при слое испарения в 1 мм с водной поверхности Кременчугского водохранилища при нормальном подпертом уровне (НПУ) потери воды на испарение составляют 2,25 млн м<sup>3</sup>.

Поэтому в настоящее время в условиях изменения климата эта расходная составляющая водного баланса вызывает постоянный практический и научный интерес.

**Цель данной работы** – обобщение показателей испарения с водной поверхности Кременчугского водохранилища за время его эксплуатации и их анализ.

**Основными материалами исследования** приняты реальные показатели испарения как составляющие водных балансов Кременчугского водохранилища за 52 года его эксплуатации, характеристики водохранилища и гидроузла [4-9], результаты исследований за прошлые годы [10-14], справочные данные [15-17].

Кременчугское водохранилище занимает часть территории Черкасской, Полтавской и Кировоградской областей. Оно является основным регулятором Днепровского каскада и осуществляет годичное регулирование стока с переходом к многолетнему.

Комплекс вопросов, разрешаемых сооружением Кременчугского гидроузла: энергетика, водный транспорт, рыбное хозяйство, железнодорожные и автодорожные переходы через Днепр, водоснабжение промышленных районов, орошение.

Начало строительства – 1954 г, ввод во временную эксплуатацию – 1959 г, ввод в промышленную эксплуатацию – 1963 г.

Площадь водосбора – 382000 км<sup>2</sup>, среднемноголетний годовой сток – 47,8 км<sup>3</sup>, средний многолетний расход реки в створе – 1530 м<sup>3</sup>/с, максимальный наблюдаемый расход -23900 м<sup>3</sup>/с, максимальный бытовой с обеспеченностью 0,1 % - 27200 м<sup>3</sup>/с, минимальный наблюдаемый – 160 м<sup>3</sup>/с [6,9].

В состав гидроузла входят: здание ГЭС длиной 305 м, бетонная водосливная плотина длиной 191 м, правобережные и левобережные земляные плотины общей длиной 14,2 км, судоходный однокамерный шлюз [6-9]. Установленная мощность 12 гидроагрегатов ГЭС – 686 МВт, гарантированная мощность – 96 МВт,

среднегодовую выработку энергии – 1506 млн кВт\*ч, энергоемкость рабочей части водохранилища в створе ГЭС – 293 млн кВт\*ч.

Напоры ГЭС: максимальный статический – 17 м, минимальный рабочий – 8,75 м, расчетный (нетто) – 13,6 м.

Расчетный расход ГЭС – 5710 м<sup>3</sup>/с, водосбросной плотины – 20350 м<sup>3</sup>/с. Расчетный максимальный сбросной расход через сооружения (p= 0,1%) – 23300 м<sup>3</sup>/с.

Водохранилище ГЭС имеет площадь (при отметке нормального подпертого уровня равной 81 м) – 2252 км<sup>2</sup>, при уровне мертвого объема (УМО) - 920 км<sup>2</sup>, годовая и полезная емкость, соответственно, - 13,52 и 9,07 км<sup>3</sup>.

Длина водохранилища – 149 км, максимальная ширина – 28 км, средняя ширина – 15,1 км. Максимальная глубина – 20 м, а средняя – 6 м. Длина береговой линии – 800 км.

Площадь мелководий водохранилища [4,5]: до 1 м – 180 км<sup>2</sup>, до 2 м – 410 км<sup>2</sup>.

Проектные площади затоплений [ 9 ]: пахотные и огородные угодья – 19,4 тыс. га, сады и виноградники – 0,65, сенокосы – 49,8, усадебные земли индивидуального пользования – 15,3, выгоны и пастбища – 20,7, лесные площади – 45,2 тыс.га.

Среднегодовое дополнительное испарение [16,17] в районе акватории Кременчугского водохранилища составляет 150-250 мм, расчетное дополнительное испарение 75% -ной обеспеченности - 200-300 мм, а 95%-ной - 300-400 мм. Среднее годовое испарение с водной поверхности водохранилища составляет 600-700 мм.

Среднегодовое годовое количество осадков в районе водохранилища составляет 512-559 мм.

#### Результаты исследований и их анализ.

За рассчитанными на Светловодской ГМО водными балансами Кременчугского водохранилища рассмотрены данные за 50 и 52 года его эксплуатации (1961-2010 г.г.) и (1961-2012 г.г.), а также за многоводный, 1970 и маловодный, 1972 годы (табл.1).

Таблица 1 - Характерные среднегодовые составляющие водных балансов Кременчугского водохранилища (1961-2012 г.г.)

Составляющие водных балансов, млн м <sup>3</sup>	Максимальные	Год	Минимальные	Год	Средне многолетние	%
<b>ПРИХОДНАЯ ЧАСТЬ</b>						
по учету на Каневском гидроузле	78780	1970	31440	1964	43176	92,2
измеренный на боковых притоках	4100	1970	245	1977	1921	4,1
Перекачки	849	1976	95	1993	364	0,78
Рассчитанный	662	2006	30	1975	321	0,69
Осадки	1520	1997	590	1975	1028	2,2
<b>Итого:</b>	<b>84400</b>	1970	<b>33300</b>	1964	<b>46810</b>	<b>100</b>
<b>РАСХОДНАЯ ЧАСТЬ</b>						
сток через турбины ГЭС	75550	1970	27110	1964	44358	95,7
расходы на шлюзование	420	1975	27	2011	190	0,41
потери на фильтрацию	350	1975	315	1978,79	318	0,69
Испарение	1900	1999	966	1987	1504	3,24
<b>Итого:</b>	<b>77580</b>	1970	<b>28730</b>	1964	<b>46370</b>	<b>100</b>

Максимальный учтенный на Каневском гидроузле объем притока в Кременчугское водохранилище в 1970 г. на 35604 млн м<sup>3</sup> (82%) больше, а минимальный в 1964 г. - на 11736 млн м<sup>3</sup> (27%) меньше среднемноголетнего.

Максимальная расходная составляющая через турбины Кременчугской ГЭС в 1970 г на 31192 млн м<sup>3</sup> (70%) больше среднемноголетней, а минимальная в 1964 г. - меньше ее на 17248 млн м<sup>3</sup> (39%).

Максимальные осадки (в 1997 г.) больше среднемноголетних на 492 млн м<sup>3</sup> (48%), а минимальные (в 1975 г.) меньше их на 438 млн м<sup>3</sup> (43%).

Максимальные потери воды на испарение с водной поверхности водохранилища (в 1999 г.) больше среднемноголетних на 396 млн м<sup>3</sup> (26%), а минимальные (в 1987 г.) меньше их на 538 млн м<sup>3</sup> (36%).

Сопоставление осредненных суммарных воднобалансовых составляющих за 50 и 52 г.г. эксплуатации свидетельствует о небольшом снижении показателей за больший период эксплуатации: приходная часть – на 1090 млн м<sup>3</sup> (2,3%), расходная – на 630 млн м<sup>3</sup> (1,3%), испарение и осадки за эти периоды практически одинаковые: 1510/1504 и 1030/1028 млн м<sup>3</sup>.

Внутригодовое распределение объемов испарения за 1961-2012 гг., за многоводный 1970 г. и маловодный 1972 г. ( рис. 1) показывает, что максимум потерь воды на испарение (412 млн м<sup>3</sup>) наблюдается в июле многоводного года. Среднемноголетнее (за 52 года) испарение с водохранилища ниже значений в характерные годы и за 2012 год.

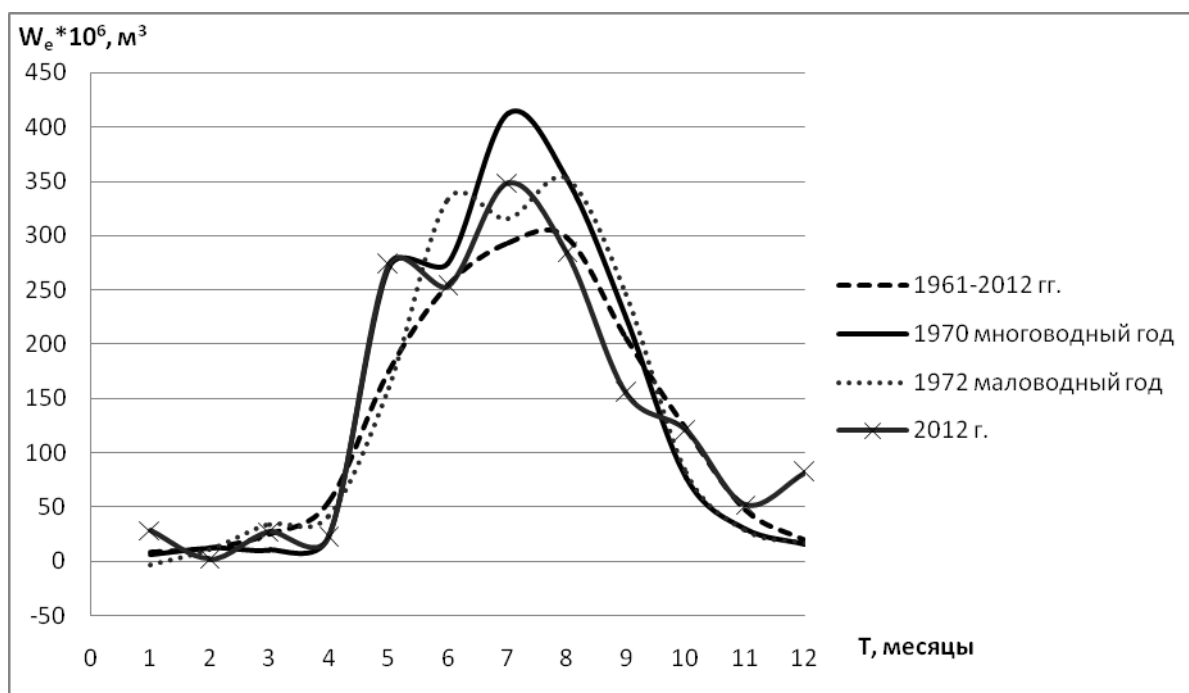


Рис. 1 - Внутригодовое распределение объемов испарения  $W_e$  с водной поверхности Кременчугского водохранилища

Если сравнить среднемноголетние потери воды на испарение с водной поверхности водохранилища по десятилетиям ( рис. 2), то можно отметить максимальные потери в четвертом десятилетии (1991-2000 гг.) эксплуатации водохранилища – 1626 млн м<sup>3</sup>, близкие к ним - в первом (1961-1970 гг.) и пятом (2001-2010 гг.) десятилетиях.

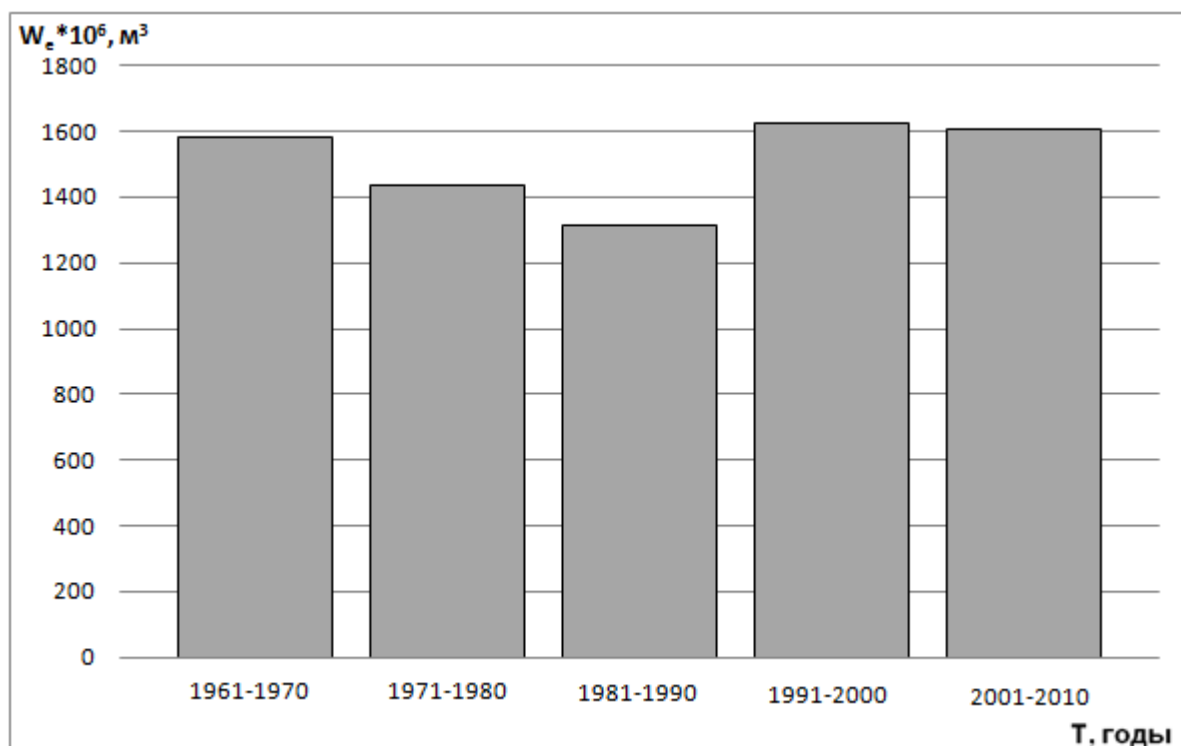


Рис. 2 - Распределение среднемноголетних потерь воды на испарение с водной поверхности водохранилища за десятилетия

Наименьшие потери воды на испарение были в третьем десятилетии (1981-1990 гг.) эксплуатации гидроузла.

Отметим общее снижение потерь на испарение за первые три десятилетия эксплуатации водохранилища (1961- 1990 гг.) и общий рост испарения за последние два десятилетия (1991-2010) (рис. 3), что может быть связано с изменением климата.



Рис. 3 - Изменения годового испарения (по десятилетиям) за периоды эксплуатации Кременчугского водохранилища

На рис.4 показано распределение среднегодовых потерь воды на испарение за весь период эксплуатации водохранилища.

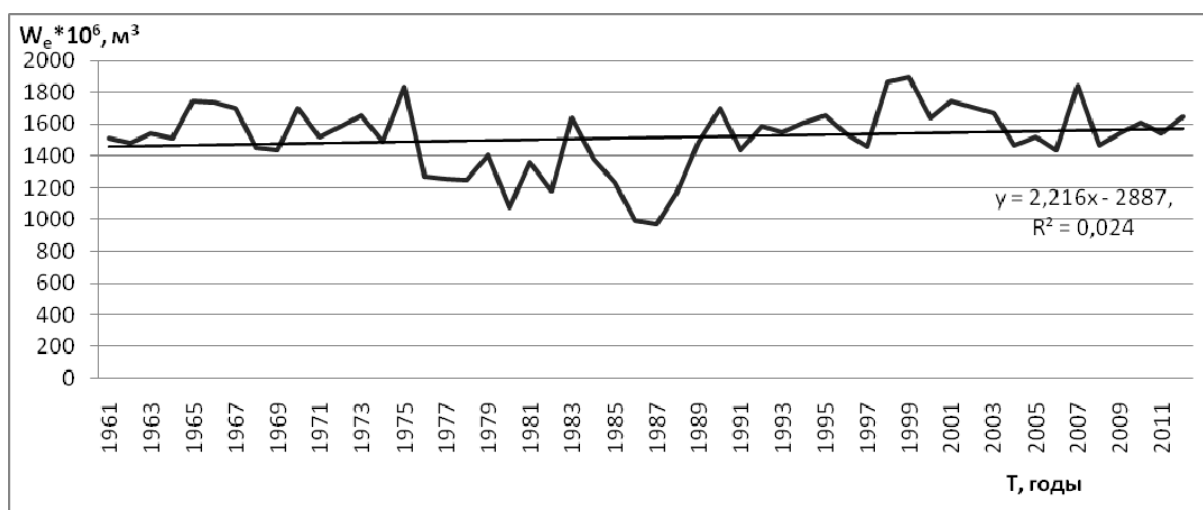


Рис. 4 - Хронологический график годовых потерь воды на испарение с поверхности Кременчугского водохранилища: \_\_\_\_\_ - линия тренда.

Общий характер изменения испарения за период эксплуатации водохранилища имеет тенденцию некоторого роста. Коэффициент корреляции  $R = 0,158$ .

Характер изменения суммарного испарения и осадков за характерные периоды эксплуатации водохранилища показан на рис. 5.

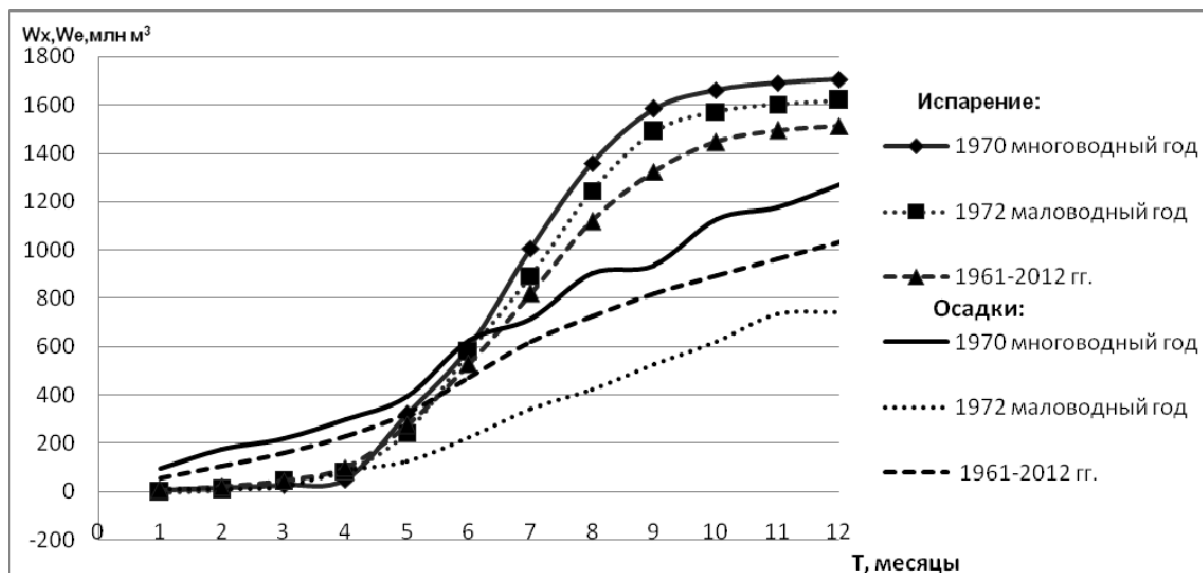


Рис. 5 - Интегральные кривые среднемесячных осадков и испарения с поверхности Кременчугского водохранилища

Очевидно, что в зимне-осенние месяцы осадки преобладают над испарением, а после июня уже испарение больше осадков за прошедший период года.

Соотношение испарения и осадков за характерные периоды (по месяцам и по годам) эксплуатации водохранилища приведено на рис. 6-9. Помесячное изменение



разности испарения и осадков ( рис. 6) свидетельствует о характерном превышении испарения над осадками в маловодный 1972 год и самую низкую разность в многоводный 1970 год.

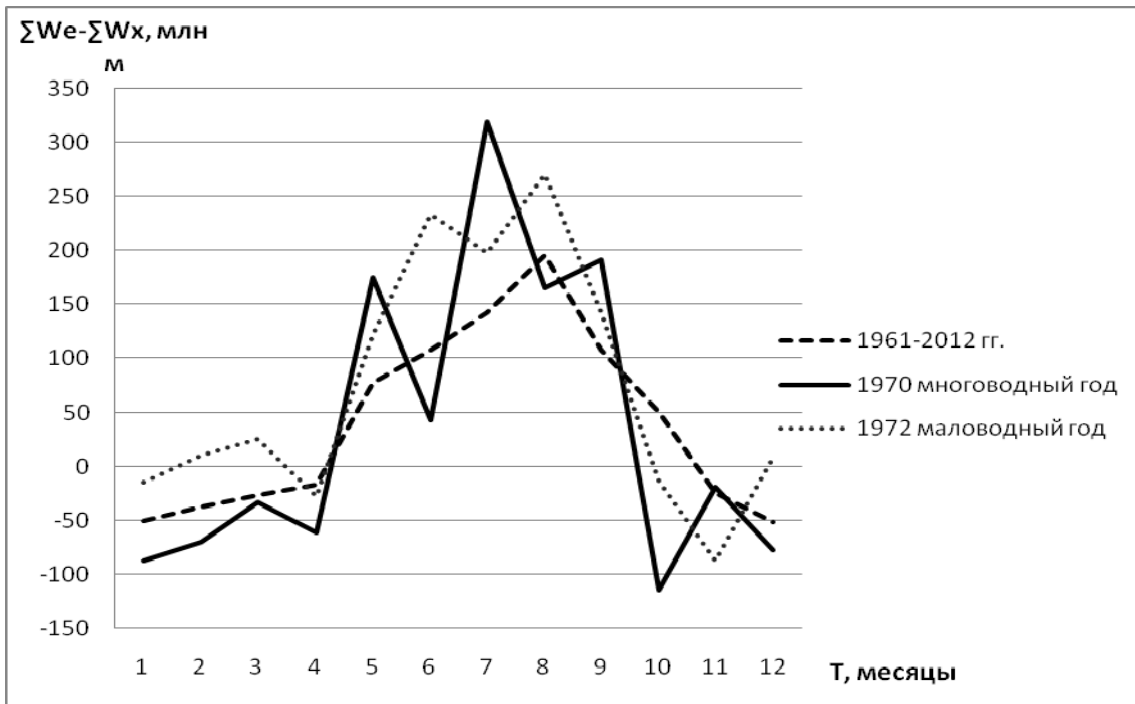


Рис. 6 - Помесячное изменение разности объемов осадков и испарения с водной поверхности Кременчугского водохранилища

На рис. 7 приведен хронологический график изменения разности объемов испарения и осадков.

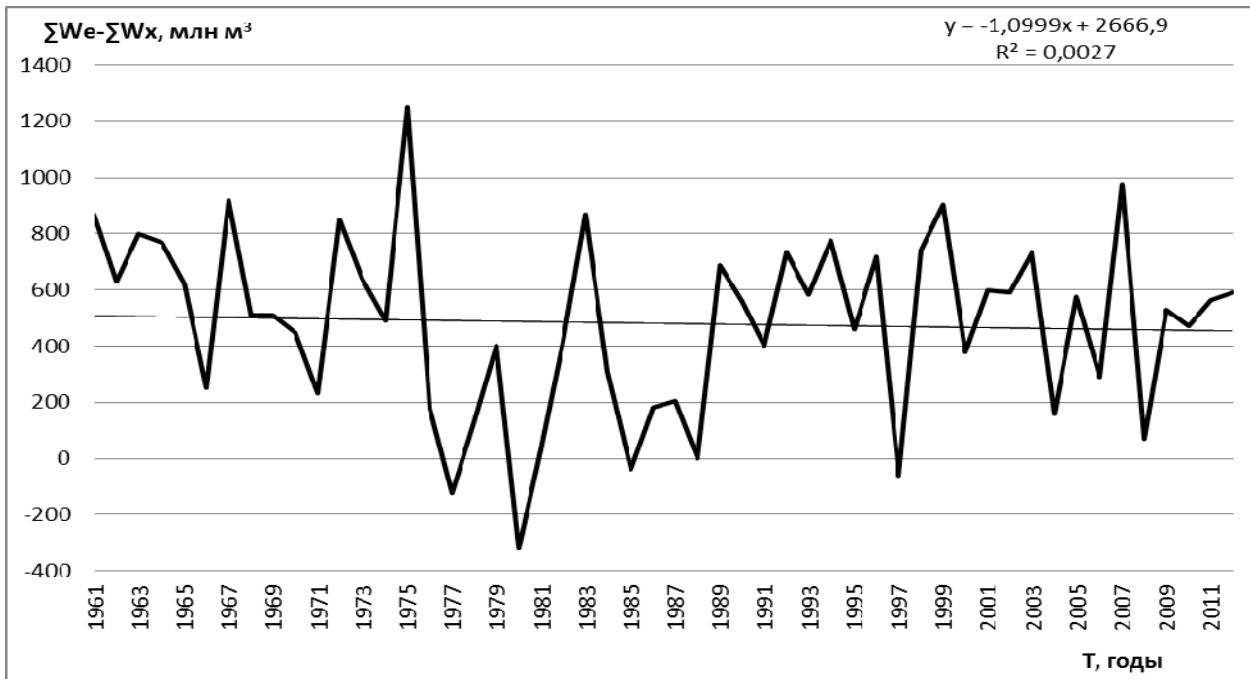


Рис. 7 - Хронологический график изменения разности объемов осадков и испарения с поверхности Кременчугского водохранилища: \_\_\_\_\_ - линия тренда.

а также тенденцию к снижению показателей разности за период эксплуатации водохранилища. Правда, коэффициент корреляции  $R = 0,052$ , т.е. является незначимым. Коэффициент корреляции  $R = 0,173$ .

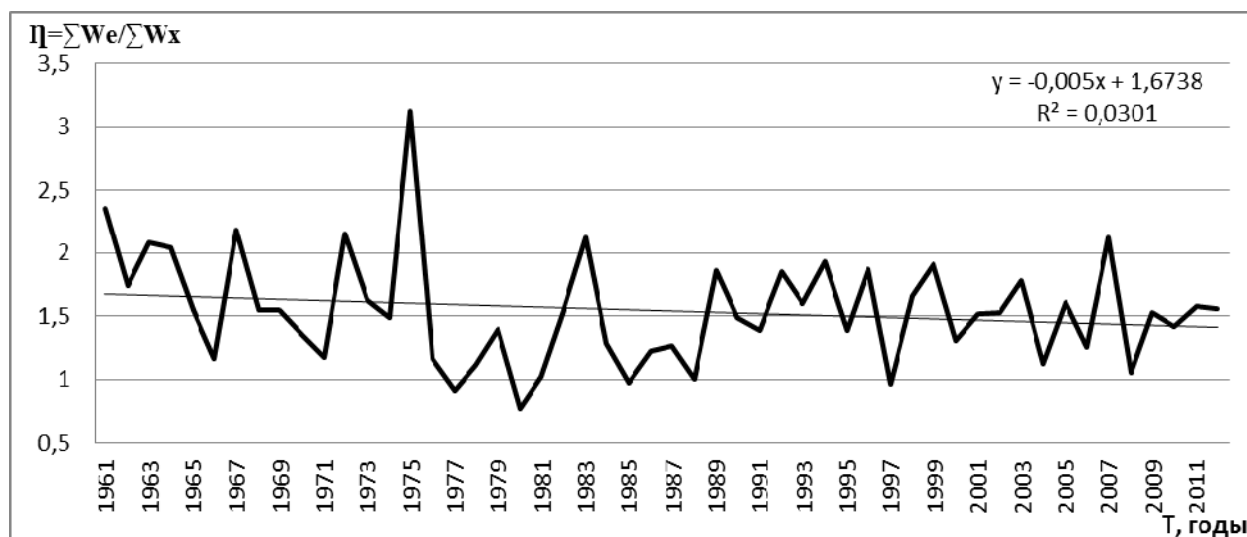


Рис. 8 - Изменение коэффициента испарения с водной поверхности водохранилища за период его эксплуатации: \_\_\_\_\_ - линия тренда.

Характер изменения коэффициента испарения по месяцам расчетных периодов (рис. 9) аналогичный рис. 6.

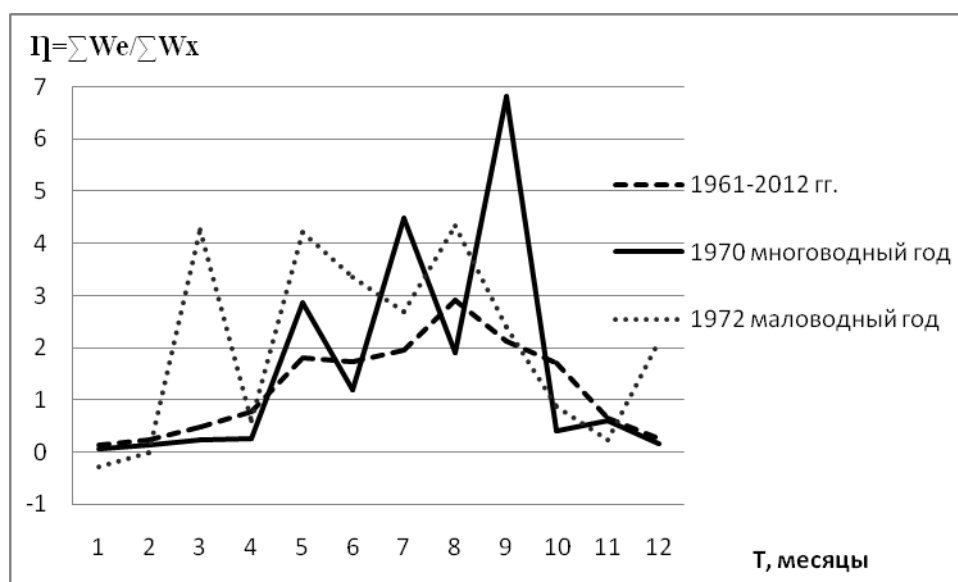


Рис. 9 - Помесячное изменение коэффициента испарения с поверхности Кременчугского водохранилища

Внутригодовое распределение потерь воды на испарение с водной поверхности водохранилища (в %) для характерных периодов его эксплуатации приведены в табл. 2 и на рис. 10.

Таблица 2 - Внутригодовое распределение потерь на испарение с поверхности Кременчугского водохранилища (%)

Месяцы \ Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1961-2012 гг.	0,53	0,79	1,65	3,57	11,5	16,7	19,3	19,7	13,5	8,06	3,11	1,26
1970 год - многоводный	0,35	0,71	0,59	1,29	15,9	16,1	24,2	20,7	13,2	4,53	1,76	0,88
1972 год - маловодный	-	0,68	2,1	2,59	9,88	20,5	19,4	21,7	15,1	5,06	1,73	1,05

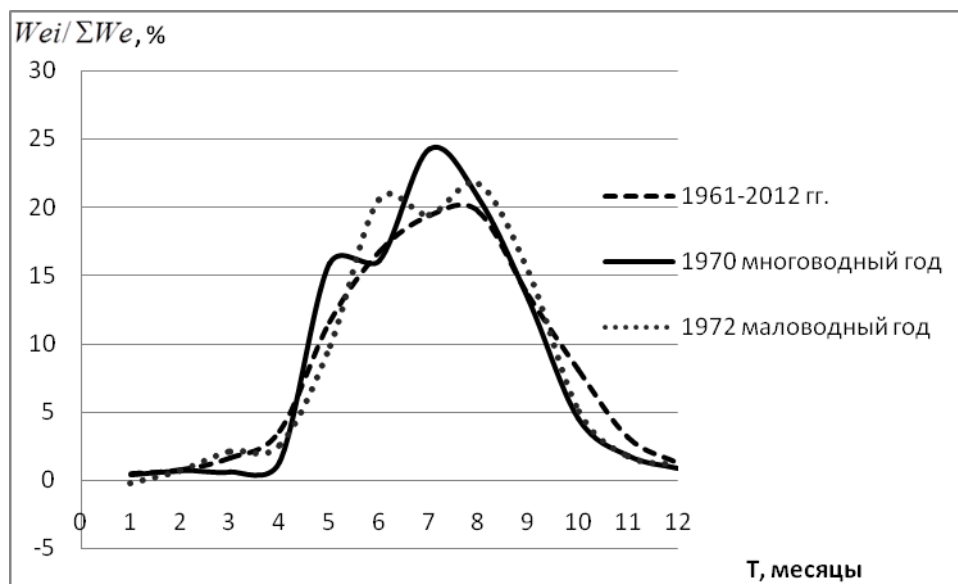


Рис. 10 - Внутригодовое распределение потерь на испарение с поверхности Кременчугского водохранилища (%)

Отметим, что максимум испарения в многоводном году наблюдается в июле, а в маловодном и для среднемноголетнего периода – в августе.

Для определения помесечных объемов потерь воды на испарение с водной поверхности водохранилища при различных слоях испарения и для различных отметок заполнения чаши водохранилища  $Z_i$  в табл. 3 и на рис.11 приведены рассчитанные объемы потерь, характерные только для Кременчугского водохранилища. С помощью табл. 3 и соответствующего графика (рис.11) при известных месячных слоях испарения с водной поверхности можно последовательно определять суммарный объем потерь воды на испарение за любой временной период эксплуатации водохранилища, что имеет практическое значение при разработке и сопоставлении режимов эксплуатации водохранилища в различные по водности годы

Таблица 3 - Распределение потерь воды на испарение с водной поверхности Кременчугского водохранилища

<b>MM</b> <b>Zi,</b> <b>м</b>	<b>10</b>	<b>20</b>	<b>40</b>	<b>60</b>	<b>80</b>	<b>100</b>	<b>120</b>	<b>140</b>	<b>160</b>	<b>180</b>	<b>200</b>	<b>220</b>	<b>240</b>	<b>260</b>	<b>280</b>	<b>300</b>
75	10,27	20,54	41,08	61,62	82,16	102,7	123,24	143,78	164,32	184,86	205,4	225,94	246,48	267,02	287,56	308,1
76	12,19	24,38	48,76	73,14	97,52	121,9	146,28	170,66	195,04	219,42	243,8	268,18	292,56	316,94	341,32	365,7
77	14,25	28,5	57	85,5	114	142,5	171	199,5	228	256,5	285	313,5	342	370,5	399	427,5
78	16,37	32,74	65,48	98,22	130,96	163,7	196,44	229,18	261,92	294,66	327,4	360,14	392,88	425,62	458,36	491,1
79	18,37	36,74	73,48	110,22	146,96	183,7	220,44	257,18	293,92	330,66	367,4	404,14	440,88	477,62	514,36	551,1
80	20,31	40,62	81,24	121,86	162,48	203,1	243,72	284,34	324,96	365,58	406,2	446,82	487,44	528,06	568,68	609,3
81	22,52	45,04	90,08	135,12	180,16	225,2	270,24	315,28	360,32	405,36	450,4	495,44	540,48	585,52	630,56	675,6
82	24,64	49,28	98,56	147,84	197,12	246,4	295,68	344,96	394,24	443,52	492,8	542,08	591,36	640,64	689,92	739,2

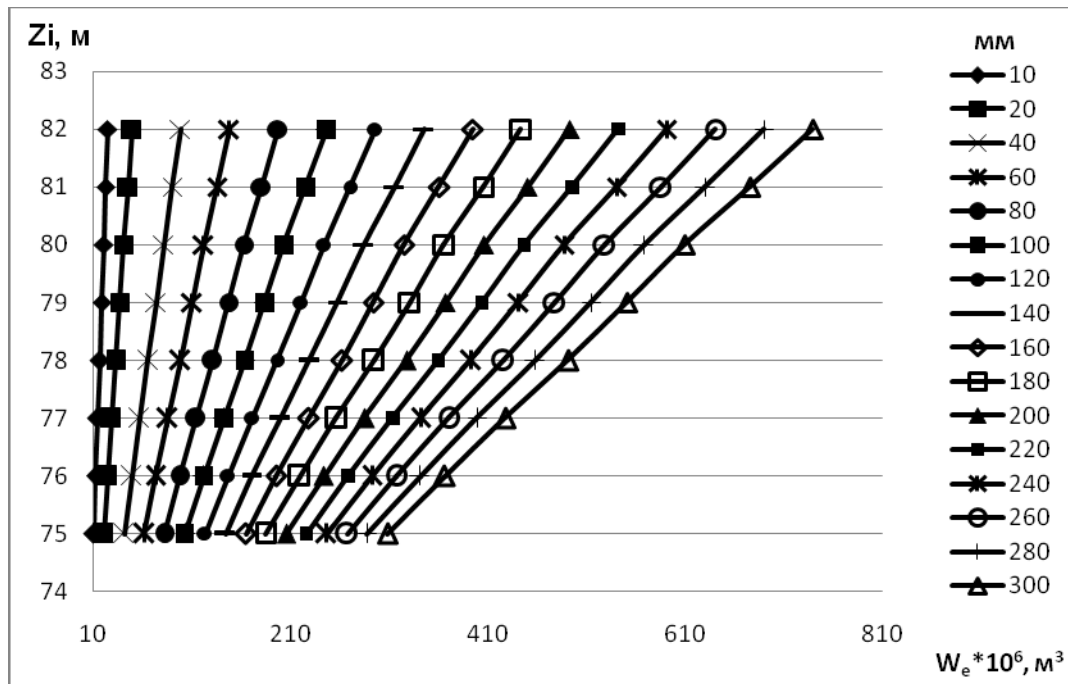


Рис. 11 – Зависимость потерь воды на испарение с поверхности Кременчугского водохранилища.

#### Выводы.

1. Испарение с водной поверхности Кременчугского водохранилища является важной составляющей расходной части его водных балансов.
2. Проведенные исследования по Кременчугскому водохранилищу выявили тенденции изменения объемов осадков и испарения с водохранилища за период его эксплуатации.
3. Предложенная зависимость потерь воды на испарение с водной поверхности Кременчугского водохранилища позволит проводить сравнительные расчеты при разработке и сопоставлении режимов его эксплуатации

#### Список литературы

1. Леви И.И. Инженерная гидрология. – М.: Высшая школа, 1968. – 240 с.
2. Вуглинский В.С. Водные ресурсы и водный баланс крупных водохранилищ СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 223 с.
3. Вишневецький В.І., Косо́вець О.О. Гідрологічні характеристики річок України.-К.: Ніка – Центр, 2003.-324 с.
4. Рекомендації щодо поліпшення екологічного стану прибережних територій дніпровських водосховищ / За ред. В.Я.Шевчука.- К.: «КСП», 1999.- 182 с.
5. Обухов Є.В. Економіко-екологічні оцінки проектів великих українських водосховищ: Монографія.- Одеса: ТОВ «ІНВАЦ», 2008.- 100 с.
6. Обухов Є.В. Водне господарство України: Підручник.-Одеса: «Поліграф», 2012.-203с.
7. Дніпровське басейнове управління водних ресурсів.-К.: Держкомітет України по водному господарству, 2004.-10 с.

8. *Леви И.И.* Инженерная гидрология. – М.: Высшая школа, 1968. – 240 с.
9. *Вуглинский В.С.* Водные ресурсы и водный баланс крупных водохранилищ СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 223 с.
10. *Вишневський В.І., Косоветь О.О.* Гідрологічні характеристики річок України.-К.: Ніка – Центр, 2003.-324 с.
11. *Рекомендації* щодо поліпшення екологічного стану прибережних територій дніпровських водосховищ / За ред. В.Я.Шевчука.- К.: «КСП», 1999.- 182 с.
12. *Обухов Є.В.* Економіко-екологічні оцінки проектів великих українських водосховищ: Монографія.- Одеса: ТОВ «ІНВАЦ», 2008.- 100 с.
13. *Обухов Є.В.* Водне господарство України: Підручник.-Одеса: “Поліграф”, 2012.-203с.
14. *Дніпровське басейнове управління водних ресурсів.-К.:Держкомітет України по водному господарству, 2004.-10 с.*
15. *Атлас* Днепровского бассейна. Кременчугское водохранилище.-Киевская военно-картографическая фабрика, 2003.-50 с.
9. *Справочник* основных данных по каскаду гидроэлектростанций на р.Днепре-Харьков: УО «Гидропроект», 1967.-28 с.
10. *Обухов Є.В., Корягіна О.С., Корецький Є.П.* Узагальнені оцінки випаровування з Каховського водосховища: Монографія.- Одеса: Поліграф, 2012.- 130 с.
11. *Каганер М.С., Дюкель Н.Г.* Испарение с водной поверхности на территории Украины и Молдавии // Тр. УкрНИИГМИ. – 1966. – №64. – С. 155-180.
12. *Каганер М.С.* Испарение с водной поверхности днепровских водохранилищ СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1958. – 223 с.
13. *Викулина З.А., Натрус А.А.* Оценка испарения с поверхности водохранилищ по наблюдаемым гидрометеорологическим данным//Труды ГГИ.–1976.–№231.–С.3-17.
14. *Руденко С.И.* Испарение с водной поверхности и потери на испарение с больших водохранилищ // Тр. ГГИ. – 1948. – Вып. 3(57). – С. 27-34.
15. *Указания* по расчету испарения с поверхности водоемов.-Л.:Гидрометеиздат, 1969.– 83с.
16. *Справочник* по водным ресурсам / Под ред. Б.И.Стрельца.- К.: Урожай, 1987.- 304 с.
17. *Клімат* України / За ред. В.М.Ліпінського, В.А.Дячука, В.М.Бабіченко.- К.: Вид-во Раєвського, 2003.-343 с.

**Узагальнені оцінки випаровування з водної поверхні Кременчуцького водосховища. Обухов Є.В., Куклева Д.С., Максютя О.М.**

*На основі реальних гідрометеорологічних даних проведено узагальнення та аналіз показників випаровування з водної поверхні Кременчуцького водосховища за час його експлуатації.*

**Ключові слова:** випаровування, водна поверхня, водосховище, показники, втрати, водний баланс.

**Aggregate estimates of evaporation from the water surface of the Kremenchug reservoir. Obukhov E.V., Kukleva D.S., Maksyuta O.M.**

*On the basis of real meteorological data generalization and analysis of indicators of evaporation from the water surface of Kremenchug reservoir during its operation were held.*

**Key words:** evaporation, the water surface of the reservoir, indicators, loss, water balance.

## **ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО ГИДРОЛОГО-ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА КУЯЛЬНИЦКОГО ЛИМАНА И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ЕГО СОСТАВЛЯЮЩИХ В УСЛОВИЯХ ВОЗМОЖНОГО ПОПОЛНЕНИЯ ВОДОЕМА МОРСКИМИ И ПРЕСНЫМИ ВОДАМИ**

*На основе собственных натурных измерений и экспериментальных данных проведен анализ изменчивости гидролого-гидрохимического режима Куяльницкого лимана за последние 15 лет. Сделан вывод, что на современном этапе невозможна долговременная стабилизация водно-солевого и гидрохимического режима Куяльницкого лимана при помощи природных факторов. Искусственное пополнение лимана водой из внешних источников не приведет к радикальным изменениям его бальнеологических свойств и рекреационного потенциала.*

**Ключевые слова:** гидролого-гидрохимический режим, рапа, пелоиды, прогноз, море, Куяльницкий лиман.

**Вступление.** Гиперсоленые или гипергалинные водоемы существуют на всех континентах. Вода или рапа этих водоемов – источник полезных ископаемых, различных видов солей и минералов, а донные отложения – лечебные грязи (пелоиды). Кроме того гиперсоленые континентальные водоемы являются важным звеном круговорота углерода на Земле. К водоемам с экстремальной соленостью относятся: водоем Дон Жуан (Don Juan Pond) в Антарктиде (402 ‰), озеро Ассаль в Джибути (350 ‰ – на поверхности и 400 ‰ – на глубине 20 м), Мертвое море (364 ‰ – в ноябре 2012 г., 358 ‰ – в апреле 2013 г.), Солонец Тузлы в Северо-западном Причерноморье (359 ‰ – в августе 2007 г.), Куяльницкий лиман (309 ‰ – в ноябрь 2012 г., 248‰ – в апреле 2013 г.). Погодные и климатические флуктуации являются важными факторами, определяющими изменчивость солености и смену гидролого-гидрохимического и гидробиологического режимов этих водоемов.

Куяльницкий лиман – закрытый водоем Северо-западного Причерноморья, приток в который поверхностных вод постоянно сокращается. Многолетняя изменчивость гидрологического и гидрохимического режимов, качество лечебных грязей лимана и вопросы пополнения водоема морскими и пресными водами освещены в ряде работ [2, 4, 5, 7, 8, 10–12]. Анализ исследований показывает, что за менее чем вековой период произошло изменение морфометрических характеристик и гидролого-гидрохимического режима лимана, и он приблизился к водоемам с экстремально высокой соленостью. Гипервысокая соленость рапы в лимане и обмеление ослабили развитие внутриводоемных гидробиологических процессов и продуцирование нового органического вещества, из которого формируются лечебные грязи лимана. Возможная потеря Куяльницкого лимана с его уникальными по бальнеологическим свойствам и грязями, которые являются мировым эталоном по физико-химическому составу [2], остро ставит проблему восстановления гидролого-гидрохимического режима.

До настоящего времени вопросы изменчивости климатических характеристик лимана за испарительный период и их влияние на соленость рапы, оценка величины стока водотоков на устьевых участках были освещены недостаточно подробно. Не проводились также и эксперименты по исследованию гидрохимических характеристик рапы и пелоидов лимана после разбавления их морскими и пресными водами. Эти вопросы стали особенно актуальными, т.к. в настоящее время предполагается начать пополнение лимана морской водой. Объемы поступления морской воды в лиман и технические детали этого процесса находятся в стадии разработки и обсуждения.

Возможен вариант пополнения лимана и пресными водами – очищенными водами станции биологической очистки (СБО) «Северная» г. Одессы, Хаджибейского лимана и р. Днестр.

**Цель настоящего исследования** – на основе литературных данных и собственных исследований дать прогнозную оценку изменчивости составляющих гидролого-гидрохимического режима Куяльницкого лимана после пополнения его морскими и пресными водами.

**Объект исследования.** Куяльницкий лиман и водотоки, впадающие в него.

**Методы исследований.** Измерения расходов воды в водотоках и гидрологических характеристик в лимане проводили инструментальными методами по стандартным методикам, а определение гидрохимических параметров – стандартными гидрохимическими методами в аккредитованной в системе Госстандарта Украины лаборатории. Водосборные площади лимана и основных водотоков строились на основе данных Shuttle radar topographic mission (SRTM) в программе Global Mapper 13.00.

**Результаты исследований и их анализ.** В работе использованы собственные данные гидрологических наблюдения за 1997–2013 гг. и гидрохимических определений за 2000–2013 гг.

Гидролого-гидрохимический режим Куяльницкого лимана определяется природными и антропогенными факторами: поступлением стока р. Большой Куяльник, пресных и солоноватых вод из водоемов и водотоков пересыпи лимана и прилегающих территорий, поступлением атмосферных осадков и испарением, фильтрацией морской воды через пересыпь, склоновым и подземным стоком, развитием внутриводоемных гидробиологических процессов. Нарушение вклада каждой из составляющих приходной части водного баланса лимана, под воздействием антропогенных и климатических факторов, привело к изменению его гидролого-гидрохимического режима и морфометрических характеристик [12].

В настоящее время поступление воды в лиман осуществляется за счет выпадения осадков на водное зеркало, склонового, руслового и подземного стоков, фильтрации воды через пересыпь, причем два последних компонента приходной части не достигают 1% от суммарного поступления [12].

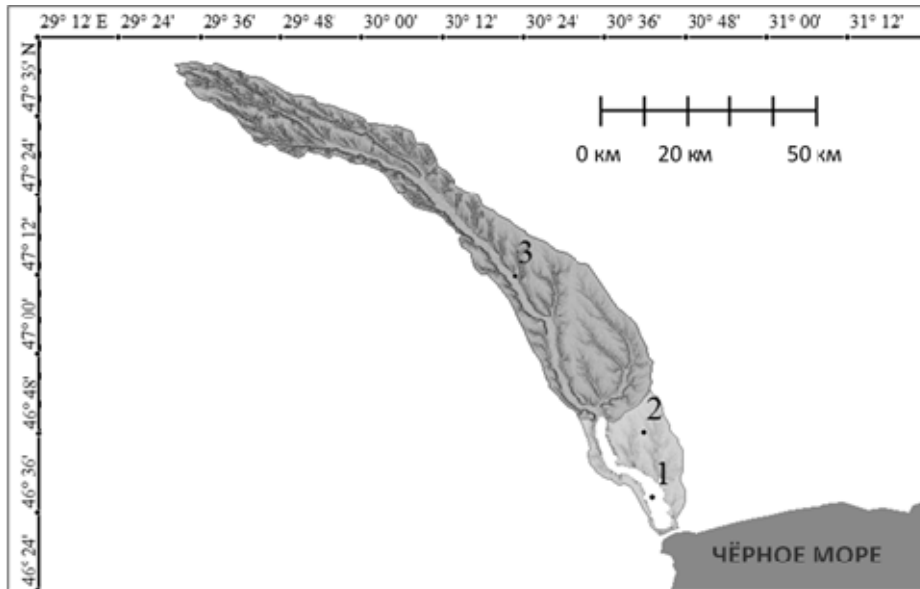
Русловой сток в Куяльницкий лиман осуществляется по нескольким постоянным водотокам, часть из которых может пересыхать в летний период, а также по временным водотокам из развитой овражно-балочной сети (рис. 1).

Наиболее значимым из постоянных водотоков в бассейне лимана ранее была р. Большой Куяльник, но в конце прошлого века в результате хозяйственной деятельности произошло значительное сокращение ее стока. На всем протяжении русла реки устроено большое количество прудов, которые перехватывают речной сток, а строительство газопровода на эстакаде в 3 км южнее с. Севериновки, выполненное с укладкой бетонных плит на дно лимана для его технологического обслуживания, создало дополнительное препятствие для добега речной воды в лиман. В среднем по нашим данным за 2001–2006 гг. годовой объем стока р. Большой Куяльник составлял около 5,0 млн. м<sup>3</sup>/год, минерализация воды, изменяясь от 0,8 до 3,4 г/дм<sup>3</sup>, в среднем составляла 1,9 г/дм<sup>3</sup>. Средний объем стока всех остальных водотоков в этот период составлял около 2 млн. м<sup>3</sup>/год, а минерализация от 1 до 5 г/дм<sup>3</sup>. При суммарном объеме руслового стока 7 млн. м<sup>3</sup>/год, в лиман ежегодно поступало около 13 тыс. тонн минеральных солей.

С 2007 г. произошло общее снижение объемов руслового стока и перераспределение по водотокам. Например, в 2011–2012 гг. по нашим данным объем руслового стока составлял около 2 млн. м<sup>3</sup>/год, причем в 2011 г. объем стока



р. Большой Куяльник не превышал 0,7 млн. м<sup>3</sup>/год, а остальных водотоков 1,3 млн. м<sup>3</sup>/год. В 2012 г. сток р. Большой Куяльник был 1,1 млн. м<sup>3</sup>/год и 0,9 млн. м<sup>3</sup>/год пришлось на остальные водотоки, которые в основном впадают в южную часть лимана. В 2011–2012 гг. ежегодно с русловым стоком в лиман поступало около 4,5 тыс. т минеральных солей.



1 – акватория лимана; 2 – водосборная площадь лимана; 3 – водосборная площадь р. Большой Куяльник

Рис. 1 – Карта водосборных площадей бассейна Куяльницкого лимана

В 2011–2012 гг. максимальная часть руслового стока поступала в лиман в первой половине года, а к июлю–августу небольшие объемы воды поступают только в южную часть лимана. В конце февраля 2013 г., после того как за зимние месяцы 2012–2013 гг. выпало 181 мм осадков, что в 1,7 раза превысило норму, объем стока из всех водотоков в лиман по результатам непосредственных измерений в устьевой части водотоков не превышал 0,062 м<sup>3</sup>/с (5,4 тыс. м<sup>3</sup>/сут). При этом сток р. Большой Куяльник составил только 0,001 м<sup>3</sup>/с (86 м<sup>3</sup>/сут), т.е. 1,6 % от общего объема стока. Измерения расходов воды проводили в створах, расположенных на устьевых участках водотоков.

Необходимо отметить, что и в прошлом русловой сток в лиман никогда не был стабильным. За период 1931–1950 гг., т.е., когда антропогенная нагрузка в бассейне р. Большой Куяльник была значительно меньше, чем настоящее время, в среднем около 70 % дней в году русло реки было пересохшим. Например, в периоды с 16.05.1935 г. по 09.03.1937 г. (664 дня) и с 22.02.1950 г. по 20.02.1961 г. (364 дня) вода в лиман из реки не поступала [6].

В последние годы в связи с увеличением объемов испарения с водной поверхности лимана, вызванное повышением температуры воздуха (по данным Одесской ГМО среднегодовая температура воздуха в Одессе составляла: в 2010 г. – 11,8 °С, в 2011 г. – 10,9 °С, в 2012 г. – 11,9 °С, при норме 10,7 °С,) и сокращением руслового стока, объем водной массы лимана стал быстро уменьшаться, а соленость воды – быстро увеличиваться (табл. 1). Ситуация не улучшилась даже после того как в 2010–2012 гг. годовая сумма осадков в среднем превысила норму на 25 %. Так, в 2010 г. выпало максимальное количество осадков за весь период наблюдений – 741 мм

(около 170 % от нормы). По нашим данным, даже после интенсивных паводков соленость в лимане достаточно быстро увеличивается за счет выщелачивания сотен тысяч тонн соли из поверхностного слоя донных отложений и прилегающих к побережью солончаков.

Объемы склонового стока в лиман сократились в связи с интенсивным хозяйственным использованием земель на территории его водосбора. Кроме того, в периоды, когда сток из р. Большой Куяльник не достигает водной поверхности лимана, автоматически исключается объем склонового стока с территорий водосбора реки. Следует отметить, что площади водосбора р. Большой Куяльник и акватории лимана измеренные на основе данных Shuttle radar topographic mission (SRTM) в программе Global Mapper 13.00. составляют: для реки 1780 км<sup>2</sup>, а для акватории лимана 450 км<sup>2</sup> (рис. 1), что несколько отличается от данных приведенных в работах [7, 8].

В условиях климатических изменений значительно увеличивается испарение с водной площади лимана. Например, испарение в 2012 г. с площади 38 км<sup>2</sup> (среднее значение водной площади лимана за испарительный период) составило 19,06 млн. м<sup>3</sup> за испарительный период (0,5 м) или в среднем около 90 тыс. м<sup>3</sup>/сут (2,4 мм/сут). Это значение получено с использованием данных о максимальном испарении за апрель–октябрь с водной поверхности пресного водоема для Одессы – 1067 мм [6] и поправочного коэффициента 0,47 для солености 285 ‰, который был получен нами экспериментальным путем.

В 2012 г. годовая сумма осадков (по данным Одесской ГМО) составила 525 мм, т.е. на водное зеркало лимана за год выпало 19,95 млн. м<sup>3</sup> осадков, русловой сток р. Большой Куяльник по результатам непосредственных ежемесячных измерений (1 раз в месяц) 1,1 млн. м<sup>3</sup>/год и поверхностный сток непосредственно на акваторию лимана (рассчитан по методике СНиП 2.01.14-83) 5,08 млн. м<sup>3</sup>/год (включая 0,48 млн. м<sup>3</sup>/год – измеренный сток из водоемов на пересыпи), итого 26,13 млн. м<sup>3</sup>/год.

При расчетах поверхностного стока принималось, что водосборная площадь лимана не подверглась антропогенному преобразованию.

Таблица 1 – Количество за испарительный сезон (апрель–октябрь) осадков и % от нормы, средняя температура воздуха ( $T_a$ , °C) и соленость ( $S$ , ‰) рапы в октябре в южной части Куяльницкого лимана (собственные данные)

Год	Осадки, мм	% от нормы осадков	$T_a$ , °C	$S$ , ‰
1997	447	169	15,7	220
1998	307	116	17,5	181
1999	177	66	17,9	175
2000	300	109	17,0	185
2001	271	101	17,6	197
2002	349	130	17,8	234
2003	300	112	16,8	115
2004	351	131	16,6	112
2005	266	99	17,6	136
2006	353	132	17,3	158
2007	213	79	18,7	234
2008	278	104	17,5	245
2009	165	62	18,2	318
2010	492	180	18,2	251
2011	251	92	17,4	319
2012	294	107	19,5	303

По нашим данным среднемесячное значение уровня воды в лимане в декабре 2012 г. было ниже, чем в январе 2012 г. на 10 см, т.е. объем воды уменьшился на 3,8 млн. м<sup>3</sup>, несмотря на то, что по расчетам объем поступившей в лиман воды превышает расходную часть (испарение) на 7,07 млн. м<sup>3</sup>. Это несоответствие можно объяснить тем, что вероятно объемы испарения с водной площади лимана могли быть выше, чем те максимальные значения для г. Одессы, полученные с использованием приборов ГГИ-3000 [6]. Не может быть сомнений, что поверхностный сток с прибрежно-склоновых территорий, подвергшихся интенсивному антропогенному преобразованию, существенно ниже, чем с природных территорий.

По нашим наблюдениям в 2012 г., сток р. Большой Куяльник, проходя через гидроствор у с. Севериновка, не достигал (кроме января) водной поверхности, инфильтруясь в высохшее дно лиман. Этому способствовало еще и то обстоятельство, что после выемки из дна лимана труб старого нефтепровода, глубокие траншеи не были засыпаны и создали дополнительное препятствие для добегания речной воды до водной площади лимана.

Нарушение водного баланса лимана отразилось на его гидрохимическом режиме, для которого всегда были характерны значительные сезонные и многолетние колебания, связанные с климатическими особенностями года. Ионный состав рапы зависит от количества выпавших атмосферных осадков, быстроты таяния снега, средней температуры лета и интенсивности испарения с поверхности. Мелководность, быстрый прогрев и медленное охлаждение водных масс лимана, приводят к росту концентраций в рапе солей и их осаждению в донные отложения.

Рапа лимана – метаморфизированная морская вода хлоридно-натриевого типа по классификации О.А. Алекина, для которой характерно наличие хлоридов (NaCl и MgCl<sub>2</sub>) и сульфатов (Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, CaSO<sub>4</sub>, MgSO<sub>4</sub>). В рапе, как и в морской воде, концентрации ионов Cl<sup>-</sup> и Na<sup>+</sup> превышают содержание SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Ca<sup>2+</sup> и Mg<sup>2+</sup>. С ростом солености в рапе меняется процентное отношение других ионов к основному иону – хлору (табл. 2). Однако отношение общего количества солей в воде к содержанию хлора (хлорный коэффициент) остается для лимана достаточно стабильным – в различные годы он изменялся в диапазоне 1,53-1,66 (среднее 1,59), и незначительно отличается от значения для северо-западной части Черного моря – 1,68–1,82. Отличие ионного состава рапы от нормальной морской воды показывает коэффициент метаморфизации – отношение концентраций солей MgSO<sub>4</sub> к MgCl<sub>2</sub>. Для рапы Куяльницкого лимана этот коэффициент > 1. Это означает, что в рапе концентрация сульфатов превышает содержание хлоридов, а снижение этого коэффициента свидетельствует об уменьшении относительного количества сульфатов. Обеднение рапы сульфатами происходит в двух случаях. Первый, когда при солености выше 150 ‰ происходит садка соли в виде нерастворимого CaSO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O (гипс), что неоднократно отмечали в Куяльницком лимане [2, 7]. Во втором случае, рапа обедняется сульфатами при отсутствии постоянного притока морских вод, т.к. атмосферные осадки приносят в экосистему только карбонаты, гидрокарбонаты и ионы кальция, а сульфаты и ионы магния поступают с морскими водами. Именно процесс обеднения рапы сульфатами и наблюдается в Куяльницком лимане в последние годы (табл. 2).

Несмотря на высокий уровень биогенных веществ – соединений азота, фосфора, кремния развитие продукционных процессов в этом гиперсоленом водоеме ослаблено [8]. Соленость более 200 ‰ лимитирует продуцирование нового автохтонного органического вещества, затрудняет насыщение рапы атмосферным кислородом, что ослабляет минерализацию автохтонного и аллохтонного органического вещества и нарушает процесс грязеобразования [4, 8].

Близость расположения к лиману объектов энергетического и нефтеперевалочного комплексов, транспортных магистралей, сброс неочищенных сточных, ливневых и талых вод, поступление в лиман грунтовых вод и вод из источников антропогенного происхождения привели к загрязнению акватории Куяльницкого лимана. В рапе лимана (особенно в его южной части) в последнее десятилетие регистрировали высокие концентрации загрязняющих веществ: нефтепродукты и продукты их разложения (формальдегид и фенолы), тяжелые металлы (медь, свинец, кадмий, цинк, хром, ванадия) и др. Концентрации нефтепродуктов и свинца в отдельных случаях превышали ПДК в несколько раз [12].

С изменением морфометрических характеристик лимана и резким падением уровня воды усилилась роль его донных отложений в формировании гидрохимического режима. Донные отложения лимана представляют собой мощные запасы лечебной грязи (пелоидов), в которых происходят специфические химические и бактериальные процессы.

Таблица 2 – Многолетняя изменчивость солености, ионного состава и хлорного коэффициента рапы Куяльницкого лимана

Источник, год, месяц	S, ‰	Cl <sup>-</sup> , ‰	% отношение ионов к хлору				К
			Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	
Куяльницкий лиман							
Лаборатория горного департамента, 1869, V [7]	257,6	168,48	0,92	20,08	26,10	2,24	1,64
Вериго А.А., 1894, VII [7]	79,4	47,71	1,99	8,90	47,79	4,89	1,66
Комар И.В., 1921, VII [7]	304,7	195,96	1,83	13,76	37,65	1,82	1,55
Бурксер Е.С., 1921, IX [7]	37,4	21,65	2,71	9,59	-	4,85	1,62
КНС-Одесса, 1962, IX [7]	295,0	185,13	0,98	10,37	-	1,86	1,60
Розенгурт М.Ш., 1968, VIII [7]	88,9	83,90	2,10	8,41	-	4,91	1,65
Эннан А.А. и др., 2005, VII [11]	115,7	75,89	2,07	8,35	32,23	4,94	1,53
ОФИНБЮМ, 2012, XII	309,0	198,7	13,8	38,00	1,80	1,80	1,53
ОФИНБЮМ, 2013, I	242,0	158,7	1,02	19,85	2,30	2,20	1,53
ОФИНБЮМ, 2013, II	245,8	154,3	13,74	17,53	1,90	2,20	1,59

К – хлорный коэффициент;  $K = S/Cl^-$ , где S – минерализация воды, мг·дм<sup>-3</sup>; Cl<sup>-</sup> – концентрация ионов хлора мг·дм<sup>-3</sup>

В состав пелоидов Куяльницкого лимана входят растворимые (карбонаты, гидрокарбонаты и сульфаты натрия, калия, кальция, магния) и нерастворимые (окислы железа, кальция, магния, кремния, алюминия) соединения, биогенные вещества (соединения азота, фосфора, кремния), органические кислоты, хлорофилл, ферменты, гормоны, витаминopodobные, фолликулоподобные, пенициллиноподобные соединения, гуминовые и другие биологически активные микрокомпоненты. Пелоиды насыщены сероводородом, имеют довольно сложный микробный состав, играющий исключительно важную роль в процессе грязеобразования. В поровых растворах пелоидов (вода в интерстициальных пространствах грунта) содержание основных анионов и катионов выше, чем в рапе. Так, содержание минеральных и органических соединений азота и фосфора, кремния в поровых растворах пелоидов на один-два порядка выше, чем в рапе и превышают значения для других лиманов Северного Причерноморья [8]. Это свидетельствует об интенсивном накоплении и слабой

минерализации органического вещества в пелоидах, что типично для гиперсоленых водоемов, в которых превышение продукции над деструкцией ведет к накоплению автохтонного органического вещества [8]. Мелководность и значительные градиенты концентраций минеральных и органических соединений на границе «рапа-пелоиды» способствуют диффузии этих соединений из пелоидов в рапу [8].

Несмотря на периодическую садку соли, кристаллический гипс в пелоидах лимана не отмечали, что было подтверждено многочисленными исследованиями Е.С. Бурксеры [2, 7]. Значительная часть гипса в лимане восстанавливалась сульфатредуцирующими бактериями до углекислого кальция ( $\text{CaCO}_3$ ) и сероводорода, который повсеместно отмечается в пелоидах. Оставшаяся часть растворялась при поступлении поверхностного стока и осадков, содержащих карбонаты и гидрокарбонаты. Сравнение коллоидно-химических характеристик сульфидных пелоидов лимана за более чем 50-ти летний период показало, что их качество ухудшилось – в них уменьшилось содержание влаги, которое связано с содержанием солей, сероводорода, биологически активных веществ, снизилась пластичность. Снижение содержания сероводорода, начиная с 1975 г., свидетельствует о постепенном затухании биохимических процессов в пелоидах [5].

Таким образом, несмотря на достаточно большие объемы осадков, выпадающих в последние годы, в бассейне лимана быстро развиваются деграционные процессы, выражающиеся в сокращении водой площади, объема воды в лимане и повышении ее солености, т.е. ставится под вопрос не только потеря бальнеологического и рекреационного значения лимана, но и возможная потеря его как водного объекта.

По нашему мнению водная экосистема Куяльницкого лимана прошла так называемую «точку возврата», т.е. без антропогенного вмешательства стабильное восстановление его природных свойств невозможно. Улучшение экологической ситуации после весеннего половодья 2003 г., когда водный объем лимана увеличился в два раза (с 33 млн. м<sup>3</sup> в декабре 2002 г. до 68 млн. м<sup>3</sup> в апреле 2002 г.), наблюдалось до 2007 г.. Далее деграционные процессы в лимане продолжились и даже ускорились.

Восстановление и стабилизация гидролого-гидрохимического, а затем и гидробиологического режимов Куяльницкого лимана возможно при увеличении в нем объема воды и стабилизации солености в диапазоне 150-180 ‰ – наиболее благоприятной для развития гидробиологических продукционных процессов в гиперсоленых водоемах. Восстановление и поддержание оптимального водно-солевого режима лимана в настоящее время возможно только путем пополнения его водами из внешних источников [8].

Один из вариантов – пополнение лимана пресной водой за счет качественной и всесторонней очистки сточных вод, поступающих с СБО «Северная». В год с СБО поступает до 85 млн. м<sup>3</sup> [8]. Сейчас вся эта вода сбрасывается в Хаджибейский лиман. После ввода в эксплуатацию глубоководного выпуска, сброс будет производиться в море – 235 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Половины этого объема (около 120 тыс. м<sup>3</sup>/сут) хватило бы для компенсации испарения (апрель-октябрь) с водной поверхности Куяльницкого лимана. Необходимо учитывать и тот факт, что после прекращения сброса воды в Хаджибейский лиман, начнется прогрессирующее уменьшение его водной массы. Безусловно, вариант поступления вод СБО возможен только в случае их очистки в соответствии с самыми высокими стандартами, применяемыми в передовых странах ЕС, где используются современные технологии. Это дорогостоящее мероприятие и в современных условиях его осуществление маловероятно, т.к. требуются затраты на повышение степени очистки сточных вод и прокладку трубопровода от СБО «Северная» в Куяльницкий лиман.

Варианты пополнения лимана из р. Днестр и Хаджибейского лимана не обсуждаются ввиду большой стоимости этих проектов. Кроме того, воды Хаджибейского лимана также требуют очистки.

Более реальным представляется вариант запуска морской воды в лиман. Однако при поступлении морской воды в лиман и поднятия его уровня возрастет испарение за счет увеличения площади водного зеркала и снижения солености воды. Следует отметить, что с морской водой в Куяльницкий лиман будут поступать растворенные вещества – с каждыми 100 тыс. м<sup>3</sup> до 1,3–1,5 тыс. т, включая хлориды и сульфаты. Так, в Куяльницкий лиман за период работы морского канала в 1907 и 1925 гг. при средней солености морской воды 12 ‰ поступило около 0,12 млн. т растворенных веществ [7].

Проблема пополнения Куяльницкого лимана морской водой будировалась еще в 1900 г. [2]. Тогда, основываясь на результатах шестилетних исследований в Сакском озере, где после пополнения его морской водой для нужд солепромысла на поверхности грязи произошло образование плотной гипсовой корки ухудшившей свойства грязей, от этого варианта отказались. Следует отметить, что морская вода поступала в Куяльницкий лиман в 1907 и 1925 годах, но об ухудшении бальнеологических свойств рапы и пелоидов после попусков морской воды ничего не известно [7], а грязи Сакского озера и по настоящее время используются в бальнеологии.

Морская вода и рапа лимана (метаморфизированная морская вода) относятся к хлоридно-натриевым водам. Из-за значительного различия в солености морской воды Одесского региона (акватория северо-западной части Черного моря (СЗЧМ) от м. Сычавский до м. Санжейский – стандартный полигон ОФИнБЮМ с 1958 г.), которая имеет соленость 14–15 ‰ и рапы Куяльницкого лимана – 250–300 ‰, содержание в них главных ионов отличаются значительно (табл. 3). Воды Одесского региона (содержат меньше ионов кальция ( $\approx$  в 5 раз), магния ( $\approx$  в 13 раз), сульфатов ( $\approx$  в 3 раза), чем рапа Куяльницкого лимана. Однако процентные соотношения главных ионов в рапе Куяльницкого лимана и в воде северо-западной части схожи (табл. 3), а значения хлорных коэффициентов (отношение количества солей, содержащихся в природной воде, к содержанию хлора) близки – 1,59 для Куяльницкого лимана, 1,68–1,82 для северо-западной части Черного моря.

Таблица 3 – Среднее содержание основных ионов (г·дм<sup>-3</sup>) и их соотношение (%) в рапе Куяльницкого лимана и в СЗЧМ

Акватория	Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	S, ‰
г·дм <sup>-3</sup>							
Куяльницкий лиман [7, 11]	24,46	1,57	6,34	75,89	3,75	0,270	120,0
СЗЧМ [1, 9]	-	0,30	0,48	5,92	1,20	0,135	12,0
% отношение							К
Куяльницкий лиман [7, 11]	21,8	1,4	5,6	67,6	3,4	0,20	1,59
СЗЧМ [1, 9]	31,6	1,4	3,7	55,3	7,5	0,50	1,68

Уровень и диапазон изменчивости биогенных веществ, способных вызвать эвтрофирование природных вод, в рапе Куяльницкого лимана также выше, чем в воде Одесского региона (табл. 4). Аналогичная тенденция отмечена и для загрязняющих веществ.

Отличительной особенностью Куяльницкого лимана являются мощные запасы пелоидов, в которых концентрации минеральных соединений, включая и биогенные вещества, превышают концентрации в рапе. Пополнение лимана морскими водами

приведет к значительному выходу этих соединений из пелоидов и повышению их уровня в рапе [8].

Положительным моментом попусков из моря в лиман может стать поступление сульфатредуцирующих бактерий, которые всегда присутствуют в морских водах. Сульфатредуцирующие бактерии – анаэробные гетеротрофы, способные извлекать кислород из сульфатов, при восстановлении которых в осадок выпадает кальцит ( $\text{CaCO}_3$ ) и выделяется сероводород. Для жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий существенное значение имеет присутствие в рапе и пелоидах лимана углерода, водорода, сульфатов, фосфатов, железа и аммиака. Жизнедеятельность бактерий будет способствовать восстановлению бальнеологических свойств куяльницкой грязи, которая в настоящий момент теряет свои лечебные свойства из-за сверхвысокой солености и снижения биологической активности флоры и фауны, участвующих в образовании пелоидов [4, 5].

Таблица 4 – Диапазон изменчивости биогенных и загрязняющих веществ в рапе Куяльницкого лимана и в воде Одесского региона СЗЧМ

Ингредиент	Куяльницкий лиман [7, 8, 10, 12]	Одесский регион [1, 3, 8, 9]
$\text{N-NH}_4^+$ , мг·дм <sup>-3</sup>	0,00-3,850	0,00-0,096
$\text{N-NO}_2^-$ , мг·дм <sup>-3</sup>	0,00-0,150	0,00-0,060
$\text{N-NO}_3^-$ , мг·дм <sup>-3</sup>	0,085-1,725	0,00-1,310
$\text{N}_{\text{ОРГ}}$ , мг·дм <sup>-3</sup>	2,10-17,00	0,23-4,92
$\text{PO}_4^{3-}$ , мг·дм <sup>-3</sup>	0,012-1,800	0,00-0,050
$\text{P}_{\text{ОРГ}}$ , мг·дм <sup>-3</sup>	0,003-0,232	0,00-0,073
$\text{Si}$ , мг·дм <sup>-3</sup>	0,24-4,00	0,73-3,22
$\text{POB}$ , мгО·дм <sup>-3</sup>	0,30-28,51	0,68-8,05
Загрязняющие в-ва	> ПДК нефтепродукты, формальдегид, фенолы, Pb, Cd	< ПДК нефтепродукты, Pb, Cd

Отрицательным моментом при пополнении лимана морскими водами может стать садка соли (гипса), кристаллы которого ухудшают физико-механические свойства пелоидов [5]. Для изучения возможности садки соли после пополнения лимана морской водой в ОФИнБЮМ был проведен следующий эксперимент. Рапу лимана с соленостью 309 ‰, отобранную в ноябре 2012 г., смешивали в разных объемных соотношениях с водой Одесского региона – 12,34 ‰. Соленость образующихся растворов изменялась от 165,1‰ (соотношение 1:1) до 83,0 ‰ (соотношение 1:4). Добавление к смеси рапы и морской воды еще и водопроводной воды (соотношение 1:3:1) давало соленость около 84 ‰, что соответствовало значению солености при смешении рапы и морской воды в соотношении 1:4. Растворы хранили в герметически закрытых емкостях объемом 1 л в течение 2 месяцев при температуре 20 °С. Было установлено, что во всех растворах садка соли и образование гипса не происходило. В растворе с соленостью 165 ‰ через 2 месяца выпали хорошо сформированные кубической формы прозрачные кристаллы поваренной соли.

После добавления в эти растворы пелоидов (в весовом соотношении 1:1) и декантации мелкодисперсной взвеси, в каждом растворе через 14 дней на поверхности пелоида отмечали образование белого налета (предположительно гипс) толщиной менее 1 мм. После хранения этих двухфазных систем при комнатной температуре в течение 1 месяца слой осадка увеличился до 2 мм. В растворах с соленостью 112,23 ‰,

84,65 %, 84,22 % после месяца хранения на поверхности пелоида отмечали яйца *Artemia partenogenetica*, а затем и их личинки, которые из-за неблагоприятного кислородного режима и недостатка пищи сохраняли жизнеспособность до 7 дней. Исследование ионного состава этих растворов на содержание ионов хлора, кальция, магния и сульфатов не показало их заметного снижения после образования нерастворимого белесого осадка (предположительно гипса), т.к. поддержание концентраций этих ионов происходило за счет постоянной диффузии из пелоидов.

Таким образом, экспериментальными исследованиями было установлено, что разбавление рапы лимана морскими и пресными водами до солености 165–83 ‰ не сопровождается нарушением равновесия между ионами кальция, магния, сульфатами и выпадение гипса не происходит. Добавление в водную систему пелоидов приводило к медленному формированию на их поверхности микрослоя осадка (предположительно гипса) за счет диффузии сульфат ионов и ионов кальция из них.

**Выводы.** На основании собственных исследований и анализа литературных источников можно констатировать следующее: на современном этапе гидролого-гидрохимический режим Куяльницкого лимана, вероятнее всего, не может быть оптимизирован только при помощи природных факторов, что предполагает неизбежное пополнение лимана водой из внешних источников. Один из вариантов – пополнение лимана пресной водой, полученной после очистки по современным технологиям сточных вод СБО «Северная», расходы которой составляют 235 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Воды СБО могли бы поддерживать водно-солевой баланс как Куяльницкого, так и Хаджибейского лиманов. Однако такой вариант не может быть реализован в настоящее время, т.к. уровень очистки сточных вод на СБО не соответствует европейским стандартам по многим показателям. Наиболее реальным представляется вариант пополнения лимана морской водой. Снижение солености рапы до 150–170 ‰ активизирует гидробиологические процессы в рапе и биохимические процессы в пелоидах. Выполненные в ОФ ИнБЮМ экспериментальные исследования показали: возможная садка гипса после пополнения лимана морской водой не будет носить катастрофический характер; процесс образования гипса растянут во времени и значительная часть гипса может восстанавливаться сульфатредуцирующими бактериями до карбонатов кальция и сероводорода; оставшаяся часть гипса будет растворяться при поступлении поверхностного стока и осадков, содержащих карбонаты и гидрокарбонаты. Этот процесс отмечали еще в начале XX века [2, 7].

Авторы благодарят м.н.с. ОФ ИнБЮМ Е.В. Соколова за расчеты водосборных площадей бассейна Куяльницкого лимана.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Алмазов А.М. Гидрохимический очерк // Биология северо-западной части Черного моря. – К.: Наук. думка, 1967. – С. 32-43.
2. Бурксер Є.С. Солоні озера та лимани України (гідрохімічний нарис) // Тр. фіз.-мат. відділу Всіукр. АН – 1928. – Т. 8. – Вип. 1. – 341 с.
3. Доценко С.А., Подплетная Н.Ф., Савин П.Т. Гидрологический режим и современное состояние нефтяного загрязнения моря у берегов Одессы // Вісн. Од. держ. екол. ун-ту. – 2009. – Вип. 7. – С. 210-216.
4. Загоровский Н.А., Багдасарьянц А., Окул А.В. О колебаниях гидрологических и биологических свойств Одесских лиманов // Тр. Всеукр. ин-та курортологии и бальнеологии. – 1933. – Вип. 2. – С. 37-44.



- 5 Нікіпелова О.М. Результати моніторингу колоїдно-хімічних властивостей мулових сульфідних систем Куяльницького лиману та озера Чокрак // Пр. Од. політехн. ун-ту. – 2009 – Вип.1 (13). – С. 169-173.
6. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. Украина и Молдавия – Т.6. – Вып. 1. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. – 444 с.
7. Розенгурт М.Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. – К.: Наук. думка, 1974. – 224 с.
8. Северо-западная часть Черного моря: биология и экология / Под ред. Ю.П.Зайцева, Б.Г.Александрова, Г.Г. Миничевой. – К.: Наук. думка. – 2006. – 701 с.
9. Черное море. Гидрохимические условия и океанографические основы формирования биологической продуктивности // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. – Т. IV. – Вып. 2. – Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1992. – 220 с.
10. Шихалева Г.Н., Редько Т.Д., Бабинец С.К., Каребин А.В., Гордеева Л.В. Изучение динамики содержания биогенных компонентов в акватории Куяльницкого // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2004. – № 48 – С. 313-321.
11. Эннан А.А., Шихалева Г.Н., Бабинец С.К., Мариняко Л.А., Чурсина О.Д., Сизо А.В., Гордеева Л.В. Особенности ионно-солевого состава воды Куяльницкого лимана // Вісн. Од. нац. ун-ту ім. І.І. Мечнікова. – 2006. – Т.11. – Вып. 2. – С.67-74.
12. Эннан А.А., Шихалева Т.Н., Адобовский В.В., Герасимюк В.П., Шихалеев И.И., Кирюшкина А.И. Деградация водной экосистемы Куяльницкого лимана и пути ее восстановления // Причерномор. екол. бюл. – 2012. – №1 (43) – Одесса. – С. 75-85.

**Особливості сучасного гідролого-гідрохімічного режиму Куяльницького лиману і прогнозна оцінка його складових в умовах можливого поповнення водоймища морськими і прісними водами.**

**Адобовський В.В., Богатова Ю.І.**

*На основі власних натурних вимірів і експериментальних даних проведений аналіз мінливості гідролого-гідрохімічного режиму Куяльницького лиману за останніх 15 років. Зроблено висновок, що на сучасному етапі неможливо довгочасно стабілізувати водно-сольовий та гідрохімічний режим Куяльницького лиману при допомозі природних чинників. Поповнення лиману водою з зовнішніх джерел не приведе до докорінних змін його бальнеологічних властивостей і рекреаційного потенціалу.*

**Ключові слова:** гідролого-гідрохімічний режим, рапа, пелюди, прогноз, море, Куяльницький лиман.

**Peculiarities of the modern hydrological and hydrochemical regime of Kuyalnik liman and predictive estimation of its components under conditions of its replenishment with sea and fresh waters.**

**Adobovsky V., Bogatova Yu.**

*The variability of the hydrological-hydrochemical conditions of the Kuyalnik liman during the last 15 years was analyzed on the basis of experimental data and results of direct observations. Natural factors can not stabilize the current water-salt and hydrochemical conditions of the Kuyalnik liman over long periods. Replenishment of the liman with water from the external sources will not lead to radical changes of its balneal and recreational qualities.*

**Key words:** hydrological and hydrochemical conditions, brine, peloids, forecast, sea, Kuyalnik liman.

## ДЕЯКІ ПІДХОДИ ЩОДО ЗАВЧАСНОГО ПЕРЕДБАЧЕННЯ ПЕРЕБІГУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ НА Р. ПРИП'ЯТЬ БІЛЯ М. МОЗИР

*В статті розглянуті деякі підходи щодо завчасного передбачення перебігу стоку під час весняного водопілля на р. Прип'ять біля м. Мозир на основі типізації гідрографів весняного стоку за рядом ознак, що характеризують особливості розвитку процесів його формування. Розробка типових схем розподілу в часі весняного стоку з метою його довгострокового прогнозування виконувалася в певному наближенні та ґрунтується на статистичній обробці й аналізі багаторічних даних гідрометричних спостережень (1881-2009 рр.).*

**Ключові слова:** весняне водопілля, об'єми води, розподіл стоку, терміни проходження водопілля

**Актуальність дослідження.** Довгострокові прогнози перебігу стоку весняного водопілля необхідні для раціонального й ефективного використання водних ресурсів річок та водосховищ і застосовуються, як правило, для великих річок, де значну роль має просторово-часова нерівномірність формування стоку, яка визначає, власне, й форму гідрографа. Однак на відміну від методів довгострокових прогнозів об'єму весняного водопілля та його максимальної витрати води, які широко використовуються у практиці оперативного прогнозування, методи довгострокових прогнозів розподілу весняного стоку у часі є менш надійними й, в першу чергу, через відсутність прийнятних способів довгострокових прогнозів температури повітря та опадів.

Особливістю географічного положення р. Прип'ять є її розташування у зоні достатньої зволоженості, що зумовлює до формування чітко вираженого весняного водопілля, а також, переважно, широтне простягання її басейну, що, в свою чергу, визначає відносну синхронність початку процесів сніготанення на різних ділянках гідрографічної мережі. Довгостроковий прогноз розподілу весняного стоку р. Прип'ять в часі цікавить, переважно, спеціалістів у галузі гідроенергетики та водного господарства, які здійснюють регулювання стоку та експлуатацію водосховищ. Оскільки для призначення оптимального режиму роботи ГЕС, у тому числі при пропуску особливо значних водопіль, важливо завчасно знати не лише їх загальний об'єм та максимальну витрату води, але й можливий розподіл об'ємів притоку води до верхнього б'єфа в часі.

**Метою дослідження** є аналіз та оцінка багаторічної динаміки розподілу часток стоку по відношенню до його загального об'єму за весняний сезон р. Прип'ять біля м.Мозир, яка може бути практично використана при довгостроковому прогнозуванні перебігу стоку у процесі проходження весняного водопілля.

**Методика наближеної оцінки розподілу весняного стоку в часі.** Форма гідрографа весняного водопілля залежить від факторів, які на момент випуску прогнозу в своїй більшості не відомі. Як вже відзначалося, низька якість довгострокових метеорологічних прогнозів не дозволяє з необхідною для гідрологічних розрахунків деталізацією й точністю передбачати перебіг стоку (гідрографи) водопілля на основі розрахунків сніготанення. Саме з цієї причини доводиться використовувати прийоми типізації гідрографів за рядом ознак, які характеризують особливості розвитку процесу формування весняного стоку. Типізація виконується в певному наближенні з використанням статистичних характеристик на базі багаторічних гідрометричних спостережень. Вона полягає у використанні середніх багаторічних характеристик весняного стоку, який представляють у вигляді відносних (у частках від одиниці або у відсотках) величин пентадного, декадного та місячного стоку за відповідний період [1-

3, 6]. Це дозволяє шляхом множення їх на очікуваний за прогнозом сумарний об'єм чи шар стоку одержати стік за пентади, декадний і місячний стік або приплив води, який можна виразити в одиницях середніх витрат води ( $\text{м}^3/\text{с}$ ) або об'ємів стоку ( $\text{м}^3$ ,  $\text{км}^3$ ). У практиці гідрологічних розрахунків та прогнозів використовуються два підходи щодо визначення дати початку відліку. У першому випадку береться постійний відлік – 1 березня відповідного року як початок весняного сезону, а у другому – дата початку весняного водопілля. Кожен із зазначених підходів має свої переваги. При цьому другий підхід більш детально характеризує процес проходження водопілля, тоді як перший більш зручний, оскільки його можна застосовувати, не визначаючи попередньо дату початку водопілля.

При розрахунках середніх характеристик відносного розподілу стоку за період водопілля на р. Прип'ять, у даній роботі, осереднення витрат виконувалися з відліком від першого березня.

**Основні результати досліджень.** Для вирішення поставленого завдання до розрахунків залучаються результати гідрометричних спостережень на р. Прип'ять в районі м. Мозир, оскільки зазначений гідрологічний пост достатньою мірою характеризує водність нижньої течії Прип'яті до гирла включно та має найбільш тривалий період спостережень.

За початок статистичної послідовності для розрахунків наближеного розподілу стоку весняного водопілля у часі було визначено 1936 р. (наявність необхідної детальної інформації), а аналіз основних характеристик водопілля, середніх місячних і річних витрат води проводився з 1881 року. Розрахункові проміжки часу – пентади. При цьому початок першої пентади відноситься до першого числа місяця, а остання пентада визначається між 26 числом та останнім днем місяця.

Для визначення сумарних показників весняного стоку за пентади р. Прип'ять – м.Мозир середня витрата води за 5 діб переводилася у відповідний їй об'єм стоку. Обчислені таким чином об'єми додавалися між собою за окремі пентади та за весь період водопілля, а потім обчислювалися співвідношення між об'ємом стоку кожної пентади та повним весняним стоком.

Весняне водопілля на річці Прип'ять характеризується досить значною амплітудою строків його початку. Так, переважна більшість водопіль розпочинається у березні, але близько 5% їх (за період 1881-2009 рр.) починалися у квітні, а близько 18% – у лютому. Остання тенденція особливо характерна для сучасного десятиріччя, коли початок водопіль може приходиться й на січень, як у 2002 та 2009 рр. Зважаючи на таку закономірність, постає питання у виборі календарного періоду, який би максимально повно охоплював формування водопіль різних років. З цією метою побудовано залежності між шаром стоку за період водопілля окремого року та його сумарними об'ємами за наступні періоди: лютий-травень (коефіцієнт апроксимації  $R^2=0,88$ ), лютий-квітень ( $R^2=0,71$ ) та березень-травень ( $R^2=0,94$ ). Вказані коефіцієнти обчислено за період 1882-2002 рр. і, як уже відзначалося вище, така закономірність може порушуватися у останнє десятиріччя, однак, вважаємо за доцільне взяти до розрахунків саме сумарний стік за весняний сезон.

Оскільки основною характеристикою, яка прогнозується до початку весняного водопілля, є його сумарний шар стоку, то на рис. 1 представлено рівняння для переходу від прогнозованого шару стоку на період весняного водопілля до об'єму стоку за весняний сезон. Як бачимо, зв'язок достатньо тісний, тому з методичної точки зору, перед використанням запропонованих у даній роботі схем ватро спершу за рівнянням залежності, яке подано на рис.1, перейти від шару стоку за період водопілля до об'єму стоку за весняний сезон.

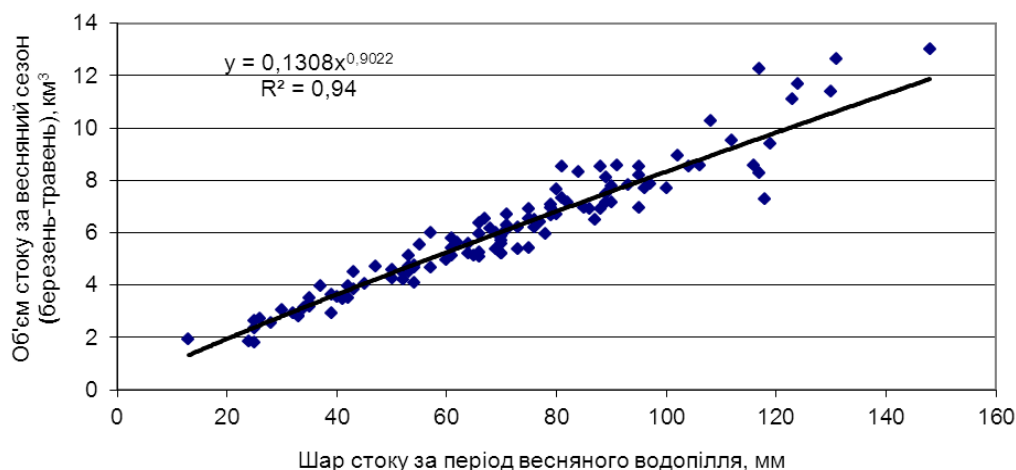


Рис.1 – Залежність між шаром стоку за період водопілля та сумарним об'ємом стоку за весняний сезон р. Прип'ять – м. Мозир, період 1882-2002 рр.

Відповідно до викладених положень обчислено розподіл стоку для періоду 1936-2009 рр., з якого наявні офіційно опубліковані матеріали про щоденні витрати води (табл.1). Для виявлення особливостей розподілу стоку в сучасних кліматичних умовах у табл.1 наводяться осереднені його схеми до 1988 та після 1989 року. Визначення 1989 року як початкового періоду сучасних змін гідрологічного режиму підтверджено розрахунками коливань середньої річної температури повітря за основними метеорологічними станціями в межах басейну р. Прип'ять [4, 5]. А також, оскільки останні роки характеризуються особливо ранніми датами початку водопілля, для порівняння осереднених схем наведено водопілля й за період 2000-2009 рр.

Таблиця 1 – Оцінки розподілу стоку води весняний сезон за пентадами (у відсотках) р. Прип'ять -м. Мозир

Номер пентади	Дата початку	Дата закінчення	Період осереднення, роки			
			1936-2009	1936-1988	1989-2009	2000-2009
1	01.03.	05.03.	2,60	2,10	3,84	3,84
2	06.03.	10.03.	2,97	2,52	4,10	4,12
3	11.03.	15.03.	3,40	2,94	4,53	4,52
4	16.03.	20.03.	3,87	3,40	5,06	4,78
5	21.03.	25.03.	4,45	3,93	5,75	5,02
6	26.03.	31.03.	6,45	5,97	7,64	6,73
7	01.04.	05.04.	6,40	6,31	6,62	6,23
8	06.04.	10.04.	7,27	7,48	6,72	6,73
9	11.04.	15.04.	7,71	8,13	6,68	6,89
10	16.04.	20.04.	7,98	8,57	6,50	6,91
11	21.04.	25.04.	8,01	8,68	6,33	6,69
12	26.04.	30.04.	7,44	7,94	6,18	6,32
13	01.05.	05.05.	6,64	6,98	5,80	5,94
14	06.05.	10.05.	5,86	6,05	5,40	5,58
15	11.05.	15.05.	5,24	5,32	5,05	5,26
16	16.05.	20.05.	4,74	4,76	4,70	4,93
17	21.05.	25.05.	4,31	4,30	4,35	4,55
18	26.05.	31.05.	4,66	4,62	4,75	4,96

Як бачимо з табл. 1, середній багаторічний розподіл стоку весняного водопілля (1936-2009 рр.) характеризується максимумом (часткою понад 8% від стоку водопілля за одну пентаду) у другій половині квітня. При цьому осереднений розподіл стоку за пентадами для періоду до початку кліматичних змін (1936-1988 рр.) відрізняється найбільшим внеском пентади піку водопілля (8,68%), тоді як для останнього десятиріччя взагалі не має чітко вираженого максимуму за окрему пентаду, внесок якого навіть не перевищує 7%. Як бачимо, дати початку водопілля останніх років зміщуються на лютий (табл. 1), тому таким значним є відсоток стоку у перші пентади березня. В цілому, характер проходження водопілля р. Прип'ять у багаторічному розрізі змінився – дати їх початку змістилися в бік більш ранніх і, як наслідок, гідрографи весняного стоку набули більш розпластаних форм.

Для диференціації запропонованих у табл.1 схем залежно від водності конкретного року обчислено емпіричні забезпеченості об'ємів стоку весняний сезон та отримана амплітуда поділена на 10 інтервалів (табл. 2). На цьому етапі важливо відзначити, що об'єм стоку за весняний період у даному дослідженні є більш репрезентативною характеристикою при оцінці особливостей проходження водопілля, ніж його максимальне значення. Тому запропоновані інтервали забезпеченості відрізнятимуться від отриманих за рядом максимальних витрат води. Іншою особливістю розрахунків є відсутність відомостей про щоденні витрати води до 1936 р., але об'єми весняного стоку цього періоду обчислено через наявні дані про середні місячні витрати води. Таким чином, групи об'ємів стоку води за весняний сезон певних інтервалів ймовірності перевищення виділено за період 1881-2009 рр., а осереднені схеми обчислено за період 1936-2009 рр., оскільки відомо, що більш тривалий ряд спостережень дозволяє детальніше описати можливі сценарії розвитку гідрологічних процесів.

Оскільки за початок розрахунків приймається фіксована дата, нами було введено поняття початку інтенсивного підйому хвилі водопілля, яке визначається перевищенням внеску окремої пентади (на 3%) від загального об'єму стоку води за весняний сезон. За вказаним показником, відповідно до осереднених схем (табл. 2, рис.2), можна зробити висновок про те, що дата початку інтенсивного підйому хвилі весняного водопілля не має чіткої пропорційної залежності від величини забезпеченості його об'єму. Тому для практичних розрахунків серед набору схем розподілу стоку визначеної групи об'ємів весняного стоку певного інтервалу забезпеченості для р.Прип'ять – м. Мозир для підвищення точності більш доцільним буде підбирати також рік-аналог з метою уточнення осередненого багаторічного розподілу. Результати розрахунків, поданих у табл. 2, графічно представлені у вигляді осереднених пентадних ординат гідрографів стоку в інтервалах певної ймовірності перевищення на рис.2.

Описаний метод типізації гідрографів [7-10] досить добре себе виправдав на р. Десна - м. Чернігів, однак, у даному випадку запропоновані схеми дають, в багатьох випадках, великі похибки, оскільки процес формування і проходження водопілля на р. Прип'ять відбувається більш дружно, тобто не об'єм стоку, подібно до басейну Десни, а саме терміни початку є визначальними у формуванні схеми розподілу стоку водопілля у часі.

Так, наприклад, водопілля 1998 та 1976 років мали фактично однаковий об'єм стоку за весну – 7,13 км<sup>3</sup>, але при цьому на першу пентаду 1998 року припадало 6,1% від загального об'єму, а 1976 року – 1,3%. Таких прикладів досить багато і тому звичайне осереднення зазначених відсотків, навіть для водопілля з однаковим об'ємом, не дає задовільного результату. Результати перевірки за розрахунковий період запропонованої схеми показали, що ефективність її застосування становила 50%.

Зважаючи на зазначені особливості формування та перебігу весняного стоку річки Прип'ять, варто запропонувати дещо інший підхід до обчислення, який враховував би й тим самим уточнював майбутній перебіг весняного стоку р. Прип'ять.

Таблиця 2 – Оцінки розподілу стоку за весняний сезон за пентадами р. Прип'ять – м. Мозир у межах певних ймовірностей перевищення його загального об'єму (1936-2009 рр.)

Номер пентади	Дата початку пентади	Дата закінчення пентади	Ймовірність перевищення (%)									
			до 10	10,01-20	20,01-30	30,01-40	40,01-50	50,01-60	60,01-70	70,01-80	80,01-90	90,01-99,99
			межі відповідних об'ємів весняного стоку за весняний сезон, км <sup>3</sup>									
			Понад 8,5844	8,5843-7,7890	7,7889-7,0906	7,0905-6,4775	6,4774-5,9471	5,9470-5,3719	5,3718-4,7294	4,7293-3,9660	3,9659-3,0900	менше 3,0899
1	01.03.	05.03.	1,27	<b>3,26</b>	<b>3,00</b>	2,20	<b>3,34</b>	2,15	<b>3,20</b>	2,21	<b>4,65</b>	2,39
2	06.03.	10.03.	2,55	3,23	3,07	2,29	3,79	2,29	3,34	2,33	4,88	2,77
3	11.03.	15.03.	<b>3,15</b>	3,40	3,17	2,78	4,68	2,78	3,62	2,42	5,06	<b>3,48</b>
4	16.03.	20.03.	3,61	4,12	3,52	<b>3,60</b>	5,69	<b>3,11</b>	3,84	2,51	5,19	4,14
5	21.03.	25.03.	4,05	5,31	4,08	4,79	6,22	3,68	4,31	<b>2,85</b>	5,39	4,45
6	26.03.	31.03.	5,31	8,11	6,06	9,14	7,81	5,54	6,10	<b>4,79</b>	6,88	6,36
7	01.04.	05.04.	6,65	7,18	6,00	8,76	6,70	5,72	5,82	5,15	6,12	5,79
8	06.04.	10.04.	8,83	7,16	6,65	8,76	7,00	6,68	7,07	6,04	6,38	6,07
9	11.04.	15.04.	9,30	6,70	7,40	8,29	7,13	7,78	7,70	7,21	6,60	6,73
10	16.04.	20.04.	9,97	6,48	7,79	7,56	6,87	8,56	7,98	8,05	6,68	6,98
11	21.04.	25.04.	9,71	7,85	7,36	6,87	6,42	8,59	8,20	8,60	6,66	7,09
12	26.04.	30.04.	8,18	7,89	7,12	6,30	6,04	8,00	7,21	8,77	6,41	7,22
13	01.05.	05.05.	6,48	6,96	7,04	5,70	5,75	7,15	6,38	7,96	6,00	7,20
14	06.05.	10.05.	5,17	5,73	6,58	5,21	5,30	6,42	5,77	7,17	5,49	6,71
15	11.05.	15.05.	4,48	4,79	5,80	4,77	4,79	5,86	5,29	6,55	5,00	6,09
16	16.05.	20.05.	4,00	4,16	5,23	4,40	4,36	5,36	4,87	5,99	4,44	5,55
17	21.05.	25.05.	3,56	3,72	4,79	4,07	3,93	4,94	4,46	5,49	3,96	5,16
18	26.05.	31.05.	3,73	3,95	5,34	4,51	4,18	5,39	4,84	5,91	4,21	5,82

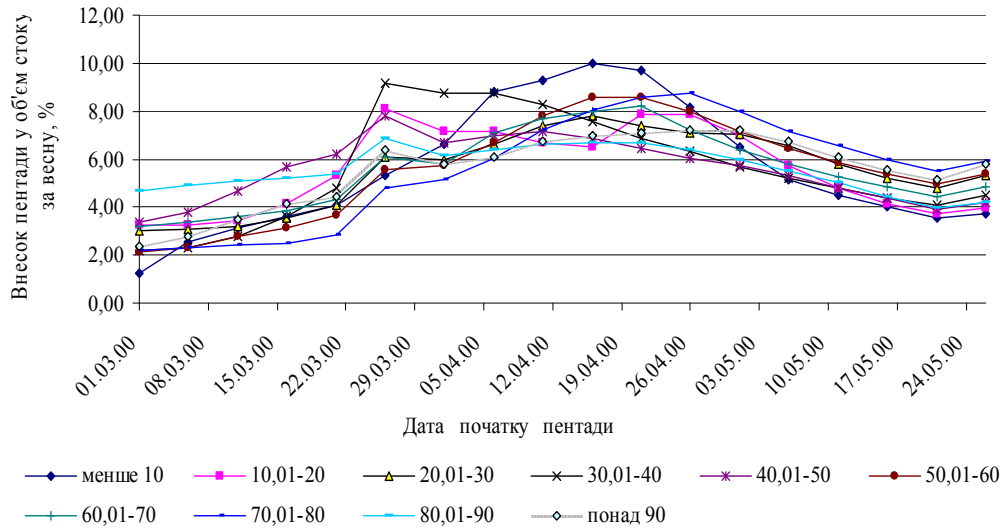


Рис.2 – Розподіл весняного стоку р. Прип'ять – м. Мозир за пентадами через кожні 10% ймовірності перевищення за період 1936-2009 рр.

Суть іншого запропонованого підходу полягає в тому, що вибір характерної схеми розподілу весняного стоку у часі відбувається через оцінку строків початку водопілля. Оскільки розрахунок ведеться для чітко визначеного календарного періоду, за основну характеристику, що опосередковано описує початок водопілля, варто взяти відсоток внеску об'єму стоку першої пентади березня до загального об'єму стоку за весняний сезон. Вказана характеристика досить повно описує початок водопілля (рис. 3).

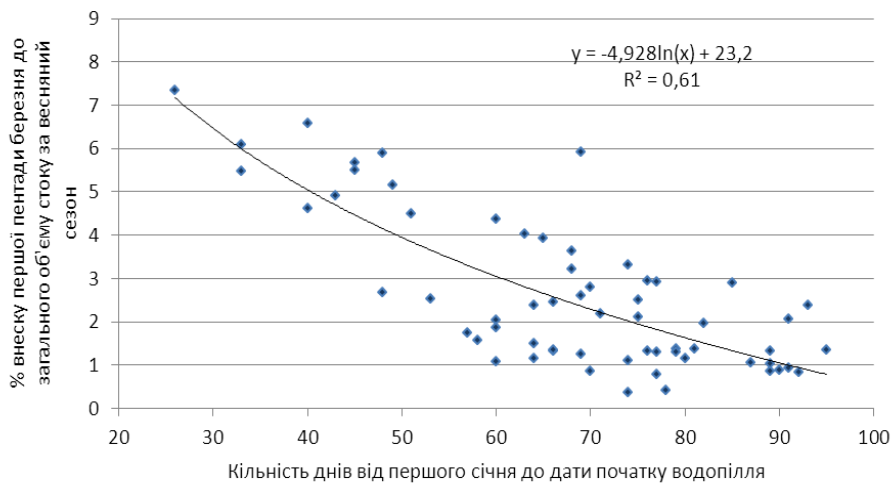


Рис.3 – Залежність між відсотком внеску першої пентади березня у загальний об'єм стоку за весняний сезон та датою початку весняного водопілля р. Прип'ять – м.Мозир 1936-2002 рр.

Для визначення та уточнення відсотку об'єму стоку першої пентади березня у загальному стоці за весняний сезон можна використати два підходи: або за залежністю на рис. 3 перейти до нього від дати початку водопілля, або обчислити через сумарний об'єм стоку за першу пентаду березня (рис.4). У свою чергу, об'єм стоку за першу пентаду березня достатньо тісно залежить від максимальної витрати у лютому з коефіцієнтом апроксимації  $R^2 = 0,92$  (рис.5).

Досить інформативними характеристиками, але із менш тісним зв'язком, для попереднього визначення об'єму стоку за першу пентаду березня є такі: максимальна

витрата води за січень  $y = 0,001x^{0,8412}$  ( $R^2 = 0,53$ ); середня витрата води за січень  $y = 0,0008x^{0,914}$  ( $R^2 = 0,53$ ); середня витрата води за лютий  $y = 0,0005x^{0,9876}$  ( $R^2 = 0,85$ ).

Таким чином, до початку весняного водопілля потрібно знати ймовірну величину об'єму стоку за першу пентаду березня (рис. 4) та в залежності від її значення можна перейти до відсотка внеску першої пентади у загальний об'єм стоку за весняний сезон. Після п'ятого березня вже можна досить точно обчислити об'єм стоку за першу пентаду і в подальших розрахунках та уточненнях схеми орієнтуватися саме на нього.



Рис.4 – Залежність між об'ємом стоку за першу пентаду березня та відсотком внеску даної пентади у загальний об'єм стоку за весняний сезон р. Прип'ять – м. Мозир, 1936-2009 рр.

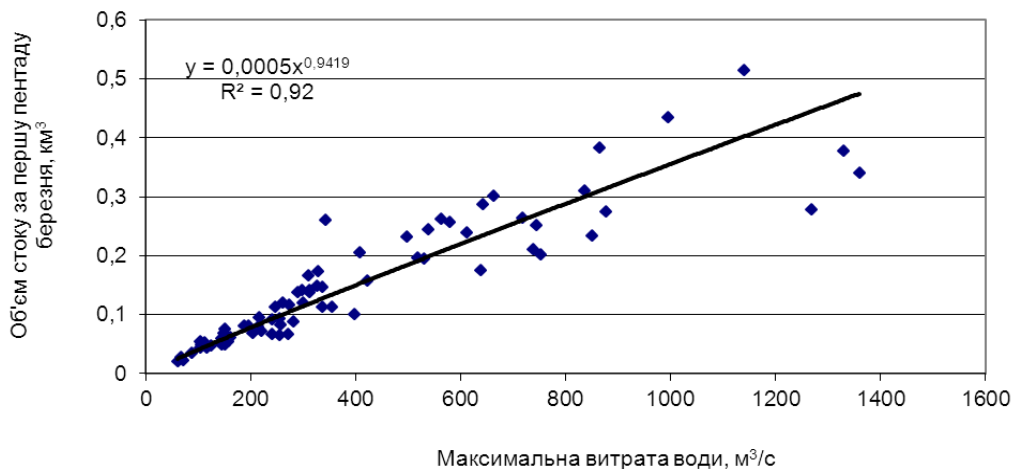


Рис.5 – Залежність між об'ємом стоку за першу пентаду березня та максимальною витратою лютого р. Прип'ять – м. Мозир за період 1936-2009 рр.

За величиною внеску першої пентади березня у загальний об'єм стоку за весняний сезон проведено ранжирування всього комплексу схем за період 1936-2009 рр. Отримана таким чином амплітуда коливань поділена через 1% та проведена типізація як результат осереднення ординат гідрографів, що потрапили до певного інтервалу (табл. 3).

Маючи відсоток внеску першої пентади березня у загальний об'єм стоку за весняний сезон, за даними табл. 3 обирається осереднена схема розподілу стоку протягом всього весняного сезону. Для додаткового уточнення такої схеми за рівнянням на рис.1 можна перейти від прогнозованого шару стоку за період весняного водопілля до об'єму стоку за весняний сезон.



Таблиця 3 – Оцінки розподілу стоку за весняний сезон за пентадами р. Прип'ять – м. Мозир залежно від відсотка внеску першої пентади березня (1936-2009 рр.)

Номер пентади	Дата початку пентади	Дата закінчення пентади	Відсоток внеску першої пентади березня у загальний об'єм стоку за весняний сезон							
			більше 7%	7-6%	5-6%	4-5%	3-4%	2-3%	1-2%	Менше 1%
1	01.03.	05.03.	7,53	6,33	5,6	4,61	3,53	2,49	1,4	0,72
2	06.03.	10.03.	7,54	6,33	5,82	5,23	3,62	3,15	1,55	0,75
3	11.03.	15.03.	7,51	6,15	6,19	5,98	4,53	3,66	1,92	0,81
4	16.03.	20.03.	7,41	5,98	6,49	6,21	5,42	4,1	2,6	0,91
5	21.03.	25.03.	7,26	5,89	6,64	6,26	6,3	4,87	3,39	1,14
6	26.03.	31.03.	8,31	6,93	7,91	7,77	8,75	7,32	5,84	2,1
7	01.04.	05.04.	6,46	5,58	6,53	6,41	7,63	6,8	6,44	3,53
8	06.04.	10.04.	5,93	5,51	6,4	6,19	7,51	7,1	7,52	6,54
9	11.04.	15.04.	5,58	5,65	6,19	5,87	7,13	7,43	8,45	8,36
10	16.04.	20.04.	5,17	5,75	5,98	5,56	6,58	7,42	8,89	10,41
11	21.04.	25.04.	4,8	5,83	5,73	5,4	6,15	7,25	8,73	12,3
12	26.04.	30.04.	4,54	5,78	5,49	5,45	5,71	6,89	8,25	11,03
13	01.05.	05.05.	4,24	5,53	5,15	5,57	5,36	6,32	7,37	9,37
14	06.05.	10.05.	3,94	5,25	4,77	5,37	4,97	5,77	6,49	7,89
15	11.05.	15.05.	3,68	4,84	4,32	4,93	4,59	5,29	5,8	6,84
16	16.05.	20.05.	3,38	4,43	3,83	4,54	4,22	4,82	5,28	6,04
17	21.05.	25.05.	3,16	4,01	3,37	4,16	3,87	4,42	4,83	5,46
18	26.05.	31.05.	3,56	4,23	3,59	4,49	4,13	4,9	5,25	5,8

Кожна схема, що подана у табл. 3, є осередненням розподілів у різні за водністю роки. Тому за величиною прогнозного об'єму стоку за весняний сезон можна підібрати рік-аналог або осереднити схеми декількох близьких за водністю років.

Ефективність застосування другого підходу за період 1936-2009 рр. достатньо висока. Коефіцієнт парної кореляції між обчисленими пентадними об'ємами за осередненими схемами розподілу весняного стоку та фактичними у 29% більше 0,87, у 58% - 0,60-0,86 і лише у 13% ефективність застосування була незадовільна.

**Висновки.** Оцінка перебігу весняного стоку на р. Прип'ять за багаторічний період показала, що для цього басейну типізація гідрографів весняного стоку лише за групами водності в певних інтервалах ймовірностей перевищення не досить ефективна в завданнях прогнозування у зв'язку з тим, що варіація строків початку водопіль досить велика. Інший запропонований підхід, який полягає у виборі характерної схеми розподілу весняного стоку у часі через оцінку початку водопілля, як визначальної ознаки, дав добрі результати. Перевірка запропонованої схеми за розрахунковий період показала, що коефіцієнт парної кореляції між обчисленими пентадними об'ємами за осередненими схемами розподілу весняного стоку та фактичними у 87% випадків був більше 0,60.

#### Список літератури

1. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 420с.
2. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – С.159-185.
3. Георгиевский Ю.М., Шаночкин С.В. Гидрологические прогнозы: Учебник. – СПб.: изд. РГГМУ – 2007. – С.170-269.
4. Гонченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірзанова Ж.Р. Дослідження впливу сучасних змін клімату на характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні річки Прип'ять // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: Наук. зб. - К.: ВГЛ „Обрії”, 2010.- Т.3(20). - С. 50-59.
5. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз) – К.: Ніка-центр, 2010. - 316 с.
6. Руководство по гидрологическим прогнозам. – Вып. 1. Долгосрочные прогнозы элементов водного режима рек и водохранилищ – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 246 с.
7. Чорноморець Ю.О. Багаторічна динаміка основних елементів водного режиму р. Десна//Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: Наук. зб. - К.: ВГЛ „Обрії”, 2009.- Т.17.- С. 80-93.
8. Чорноморець Ю.О., Фріндт К.Т. Багаторічна динаміка термінів проходження весняного водопілля на річках басейну Десни // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: Наук. зб. - К.: ВГЛ „Обрії”, 2010.- Т.2(19).- С. 94-105.
9. Чорноморець Ю.О., Лук'янець О.І. Оцінка часового розподілу стоку води р. Десна за період весняного водопілля // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: Наук. зб. - К.: ВГЛ „Обрії”, 2010.- Т.4(21).- С. 56-67.
10. Шакірзанова Ж.Р. Аналіз та просторове узагальнення строків проходження весняних водопіль на рівнинних річках України // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Одеса, 2008.- Вип.6.- С.157-164.

#### **Некоторые подходы к заблаговременной оценке хода весеннего половодья на р. Припять – г. Мозырь. Чорноморець Ю.А., Лук'янець О.І.**

*В статье рассмотрены подходы заблаговременной оценки хода стока весеннего половодья во времени на р.Припять – г. Мозырь на основе типизации гидрографов весеннего стока по ряду признаков, которые характеризуют особенности развития процессов его формирования. Разработка типовых схем распределения во времени весеннего стока с целью его долгосрочного прогнозирования проводилось в определенном приближении и основывается на статистической обработке и анализе многолетних данных гидрометрических наблюдений(1881-2009 гг.).*

**Ключевые слова:** весеннее половодье, объемы воды, распределение стока, сроки прохождения половодья

**Some approaches of beforehand assessment of spring flood at Pripyat – Mozyr.**

**Chornomorets Yu. O., Luk'yanets O.I.**

*Approaches of beforehand assessment of spring flood runoff at Pripyat – Mozyr based on typology of spring flood hydrographs which characterize features of its formation development processes are considered. Elaboration of type schemes of distribution in time of spring runoff aiming to receive a long-time forecast was done with approximation and based on statistic processing and analysis of long-term data of hydrometric observations (1881 – 2009 years).*

**Keywords:** spring flood, water volume, runoff distribution, terms of spring flood.

## **ХАРАКТЕР ЗМІН РЕЖИМУ ВОДНОСТІ ТА ПОВТОРЮВАНOSTІ ПАВОДКІВ В ХОЛОДНИЙ І ТЕПЛИЙ ПЕРІОДИ РОКУ В БАСЕЙНІ Р.ТИСА (У МЕЖАХ УКРАЇНИ)**

*В статті наводиться багаторічна характеристика водності та повторюваності паводків в холодний і теплий періоди року в басейні Тиси (у межах України), тенденції у змінах цих показників в сучасний період (1991–2011 рр.) відносно періоду кліматичної норми 1961–1990рр.*

**Ключові слова:** зміни водного режиму, внутрішньорічний розподіл стоку, паводки, середні та максимальні витрати води.

**Вступ.** Кліматичні зміни, які включають сукупність коливань кліматичних характеристик різних масштабів, відображаються у змінах компонентів водного балансу територій та гідрологічного циклу, таких як сніговий покрив, транспірація, підземні води, річковий стік. Це, у свою чергу, відбивається в коливаннях річкового стоку, режимі підземних вод, у запасах ґрунтової вологи, визначає умови для виникнення небезпечних гідрологічних явищ, впливає на величини водного стоку та особливості його внутрішньорічного розподілу.

Кількісні характеристики водних ресурсів та водного режиму необхідні для вирішення проблем сучасного та перспективного водозабезпечення населення, промисловості, сільського господарства, розробки оптимальних планово-господарських рішень та ефективних заходів щодо захисту від стихійних явищ [2]. При цьому потрібні не тільки середні багаторічні характеристики та їх природна мінливість, але й оцінки сучасних тенденцій у змінах стоку, водного режиму річок, повторюваності небезпечних гідрологічних явищ.

**Метою** даного дослідження є оцінка сучасних тенденцій у змінах стоку, водного режиму річок, повторюваності паводків в холодний і теплий періоди року в басейні Тиси (у межах України).

**Матеріали і методи досліджень.** Дослідження проводилися за даними мережі спостережень гідрометеорологічної служби України за допомогою статистичного аналізу послідовностей середніх та максимальних витрат води.

**Результати дослідження.** Басейн р. Тиси є найбільш багатоводним регіоном в Україні і відноситься до одного із найбільш паводконебезпечних.

Розподіл річкового стоку загалом повторює розподіл опадів. Шар річкового стоку в басейні Тиси (південно-західний макросхил Українських Карпат) на 100-250 мм більший, ніж в басейнах Дністра та Пруту (північно-східний макросхил). Найбільші середньобагаторічні шари стоку спостерігаються в басейні Тересви – 1000-1250 мм, де водозбори із значним шаром стоку займають великі площі.

У західній частині басейну Тиси стік зменшується внаслідок зменшення зволоження цієї території. На сході басейну Тиси (у її верхів'ях) стік води також дещо занижений з тієї ж причини (табл. 1).

Шар річкового стоку 1%-ої ймовірності перевищення більший за середні їх річні значення переважно у 2,0-2,5 рази.

Таблиця 1 – Середній річний шар стоку води в межах української частини басейну Тиси

Висотна зона	Шар стоку за рік, мм	Площа		Територія
		км <sup>2</sup>	%	
Низовина	150-300	2400	19	<i>Нижні течії Латориці, Боржави, Ріки, Терєблі, Тересви</i>
Передгір'я	300-600	3800	30	<i>Середні течії Латориці, Боржави, Ріки, Терєблі, Тересви</i>
Середньогір'я	600-800	2700	21	
	800-1250	2900	22	<i>Верхів'я Латориці, Боржави, Ріки, Терєблі, Тересви</i>
	700-800	1000	8	<i>Верхів'я Тиси (Чорна та Біла Тиса)</i>

**Примітка.** Площі окремих висотних зон в % по відношенню до всієї площі басейну Тиси в межах України

В басейні Тиси (на відміну від інших річкових басейнів Карпатського регіону) паводки спостерігаються протягом всього року. Стік води у багатоводні роки перевищує середнє багаторічне значення не тільки з окремих часткових басейнів, а й в цілому з водозборів. У такі роки зазвичай проходять декілька визначних паводків [1, 4, 6]. За останні 50 років на карпатських річках виключно багатоводними були 1955, 1980, 1998 і 2001 рр., коли стік води з шарами більше 800 мм перевищував середні значення у 2-3 рази і охоплював у басейні Тиси 55-60% території, досягаючи 1800-2000 мм (табл.2) [3, 4,7].

Таблиця 2 – Розподіл шару стоку води в басейні Тиси у багатоводні роки

Річковий басейн, рік	Шар стоку за рік, мм	Площа	
		км <sup>2</sup>	%
Тиса, 1980 р.	400-500	3200	25
	500-800	2600	20
	800-1200	3200	25
	1200-1800	3800	30
Тиса, 1998 р.	200-500	2900	23
	500-800	2200	17
	800-1200	3800	30
	1200-1800	2600	20
	1800-2000	1300	10

У річному розрізі переважає висока водність у холодний період року (листопад-квітень), тоді як у басейнах Дністра та Пруту високий стік води припадає на теплий період (травень-жовтень). Вища водність зазначених басейнів у теплий період року зумовлюється більш частими й високими літніми дощовими паводками, ніж у басейні Тиси.

Стік за холодний періоду року для річок в басейні Тиси в середньому в 1,2-1,4 рази перевищує стік за теплий період. Але є різниця між східною та західною частинами басейну [6, 9]. Якщо проаналізувати водність в зазначені періоди року по гідрологічному посту р. Тиса – смт Вилоч, який характеризує стік зі східної частини Закарпаття (верхів'я Тиси, рр. Тересва, Терєбля, Ріка, Боржава), то у 20-25% випадків водність теплого періоду більша за водність холодного. У західній частині Закарпаття

(стік річок басейнів Латориці, Ужа) лише у 5-10 % випадків водність теплового періоду переважає водність холодного (рис. 1.2).

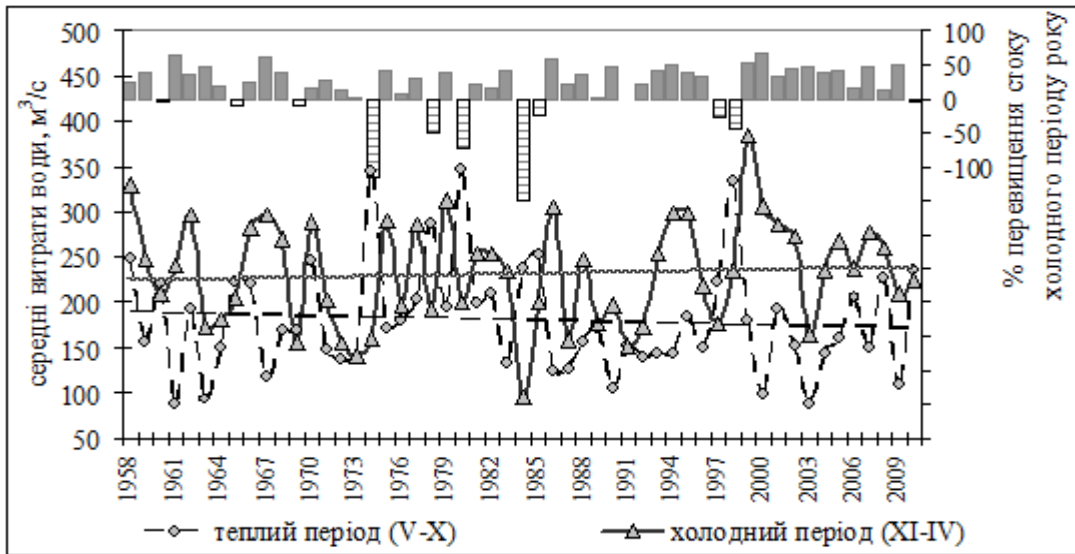


Рис. 1 – Міжрічна мінливість величини середнього стоку води за холодний та теплий періоди року (р. Тиса – смт Вилोक)

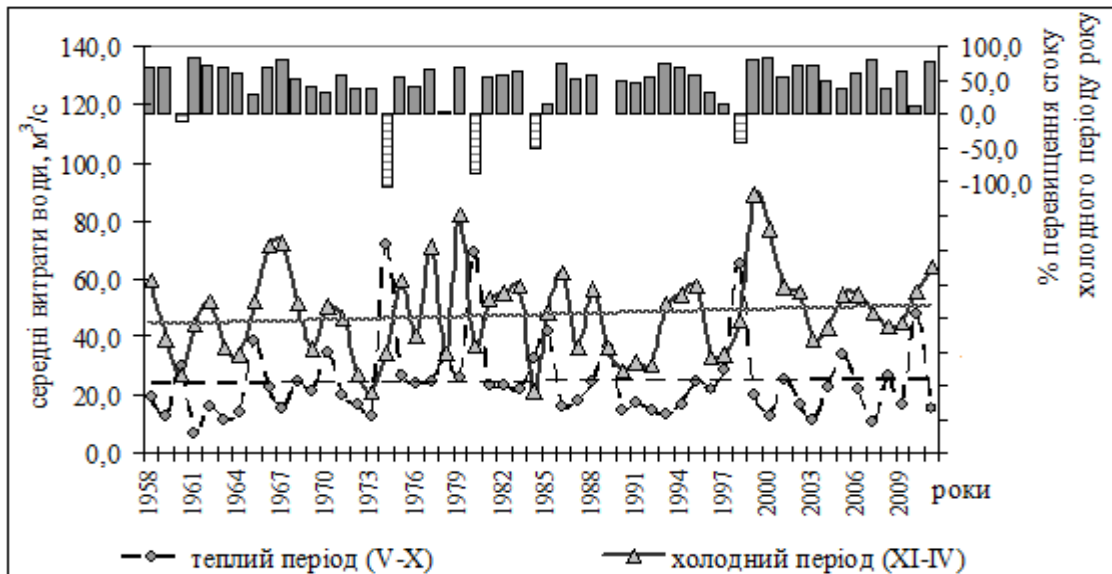


Рис. 2 – Міжрічна мінливість величини середнього стоку води за холодний та теплий періоди року (р. Латорица – м. Чоп)

Такий режим водності зумовлений кліматичними особливостями Закарпаття, територія якого захищена горами від холодних повітряних мас і водночас доступна протягом усього року для надходження теплого вологого повітря з Атлантики та Середземномор'я [4,7]. Тому паводки змішаного походження (часто з перевагою дощового стоку) притаманні в басейні Тиси холодному періоду року. Більшість паводків цього періоду, визначних за об'ємом і висотою, спостерігаються наприкінці осені та на початку зими (переважно у листопаді-грудні). Наприклад, паводок кінця грудня 1947 р. та початку 1948 р. за об'ємом майже в два рази перевершив березневий паводок 2001 р. внаслідок великої кількості опадів і талої води. На ці два місяці (листопад-грудень) припадає в середньому 20-25% паводків, що відбуваються протягом

року.

У 25-35% випадків максимальні за рік витрати води припадають на березень-квітень, що зумовлено або формуванням весняного водопілля, або проходженням сніго-дощових паводків. Весною у ці два місяці порівняно високі сніго-дощові паводки спостерігалися у ХХ столітті в 12-15% років. Проте вони були нижчими за максимальними витратами та рівнями води, ніж це відбулося в березні 2001 р. За період 1883-2010 рр. сніго-дощові паводки, близькі до 2001 р., спостерігалися в березні 1888, 1914, 1920, 1922 та 1940 рр.

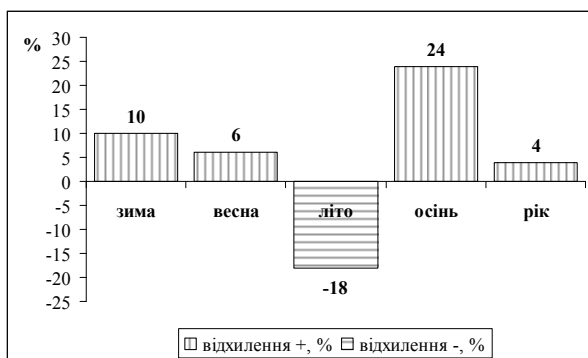
На річках басейну Тиси паводки різної інтенсивності повторюються від 3 до 8 разів на рік. В холодний період в середньому – 4, в теплий – 3 рази за відповідні періоди. Треба відзначити, що по території басейну частота формування паводків у теплий та холодний періоди року різна (табл. 3). У верхів'ях Тиси, на річках Тересва, Тересва, Ріка, Боржава паводків на 20% більше формується у холодний період, ніж у теплий. У басейнах ж річок Латориця та Уж переважають паводки холодного періоду, - на них припадає 70-80% від кількості паводків всього року.

Таблиця 3 – Повторюваність максимальних річних витрат та рівнів води у холодний і теплий періоди року в басейні р. Тиса (у межах України)

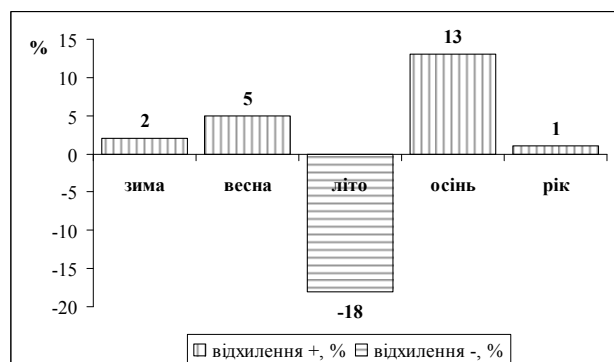
Територія (басейн)	Повторюваність (%) за періодами	
	холодний період	теплий період
Східне Закарпаття (верхів'я Тиси, рр.Тересва, Тересва, Ріка, Боржава)	55-65	35-45
Західне Закарпаття (рр. Латориця, Уж)	70-80	20-30

Стан та характер змін річкового стоку в сучасний період оцінено шляхом порівняння його наприкінці минулого - на початку поточного століття (період 1991–2011 рр.) відносно періоду кліматичної норми (1961-1990 рр.). Враховуючи просторові особливості водного режиму басейну Тиси, аналізувався стік зі східної частини басейну за даними гідрологічного поста р. Тиса – смт Вилоч, із західної частини – р. Латориця – м. Чоп.

Середній річний стік в басейні Тиси у сучасний період порівняно з періодом 1961-1990 рр. майже не змінився, спостерігається незначна тенденція до його збільшення (рис. 3).



р. Тиса – смт Вилоч



р. Латориця – м. Чоп

Рис. 3 – Відхилення стоку по сезонах та середнього річного стоку в 1991-2011 рр. відносно періоду кліматичної норми 1961-1990 рр.

Але чітко спостерігається внутрішньорічний перерозподіл стоку, що добре корелюється зі змінами температури та режиму зволоження. Влітку стік води річок басейну знизився на 18%, при цьому опади зменшилися на 10 %, а середня сезонна температура зросла на 1,4 °С. Збільшення стоку восени на 13-24% повністю відповідає збільшенню опадів у цей сезон (на 20%). Не такі значні (в середньому в басейні Тиси на 5-6%) збільшення середнього стоку води спостерігаються взимку та навесні.

Серед місяців більш багатоводними в сучасний період (у порівнянні з періодом 1961-1990 рр.) стали січень, березень та листопад, в ці місяці стік води річок в різних частинах басейну Тиси збільшився відповідно на 15-19%, 15-25 та 36-39% (рис. 4, 5). Маловодними за останні 20 років були травень та всі літні місяці – найбільші відхилення на зменшення середньомісячного стоку склали 23-26%.

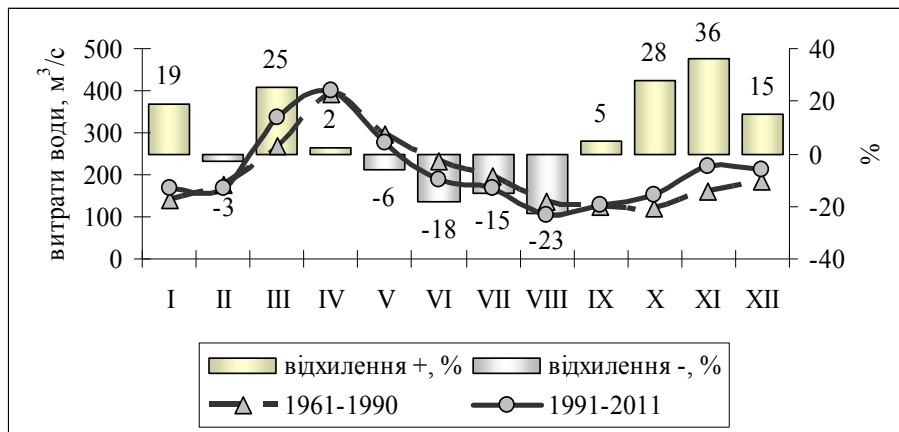


Рис. 4 – Зміна величин середньомісячного стоку в 1991-2011 рр. відносно стоку у період кліматичної норми 1961-1990 рр. (р. Тиса – смт Вилोक)

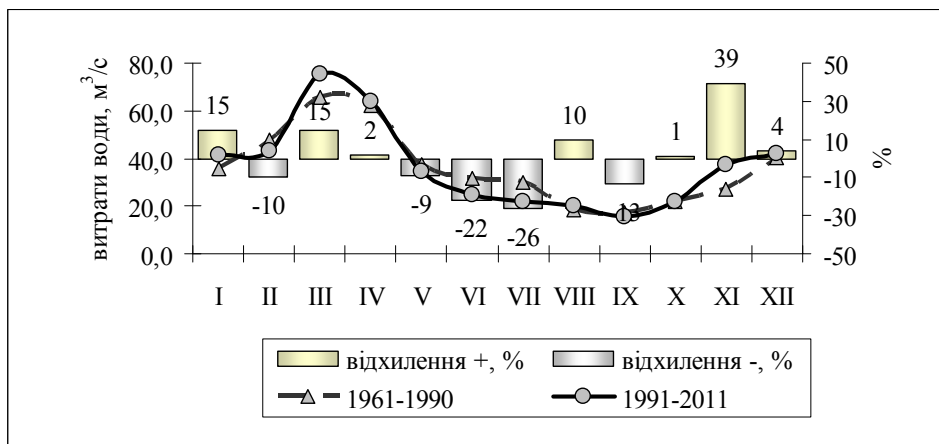


Рис. 5 – Зміна середньомісячного стоку в 1991-2011 рр. відносно стоку у період кліматичної норми 1961-1990 рр. (р. Латориця – м. Чоп)

З метою аналізу сучасних змін максимального стоку, як характеристики водного режиму, нами було досліджено зміни повторюваності максимальних за рік витрат води та середніх максимальних їх значень за місяці, сезони, холодний і теплий періоди року та за рік (1961-1990 рр. та 1991-2011 рр.).

При аналізі змін кількості паводків в цілому за рік виявилось, що немає істотних відхилень щодо збільшення чи зменшення частоти їх проходження (рис. 6, 7). Детальний аналіз повторюваності максимальних за рік витрат води за місяці, сезони, холодний та теплий період, показав, що у сучасний період (1991-2011 рр.) високі максимуми стали частіше спостерігатися в холодний період року (у середньому на 4-5% більше) ніж у теплий. Узимку та навесні повторюваність паводків майже не змінилася; у літній сезон за останні 20 років фіксується зменшення їх кількості на 4-5%, в осінній – збільшення на таку саму величину.

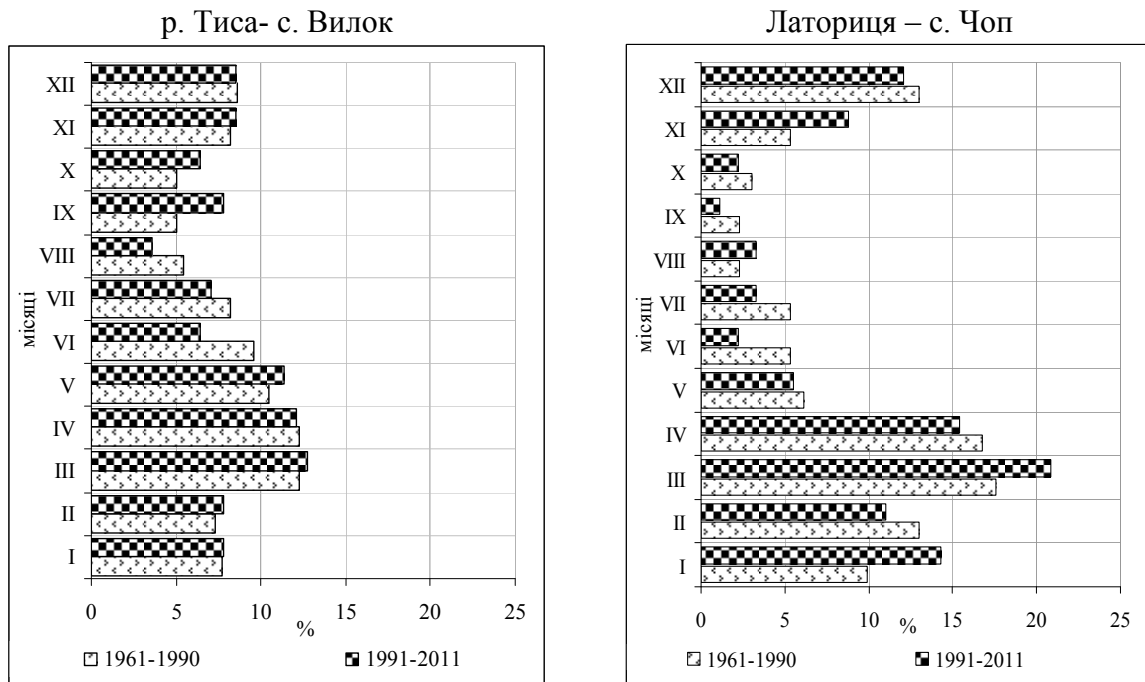


Рис. 6 – Повторюваність максимальних за рік витрат води по місяцях в 1991-2011рр. відносно періоду кліматичної норми 1961-1990 рр.

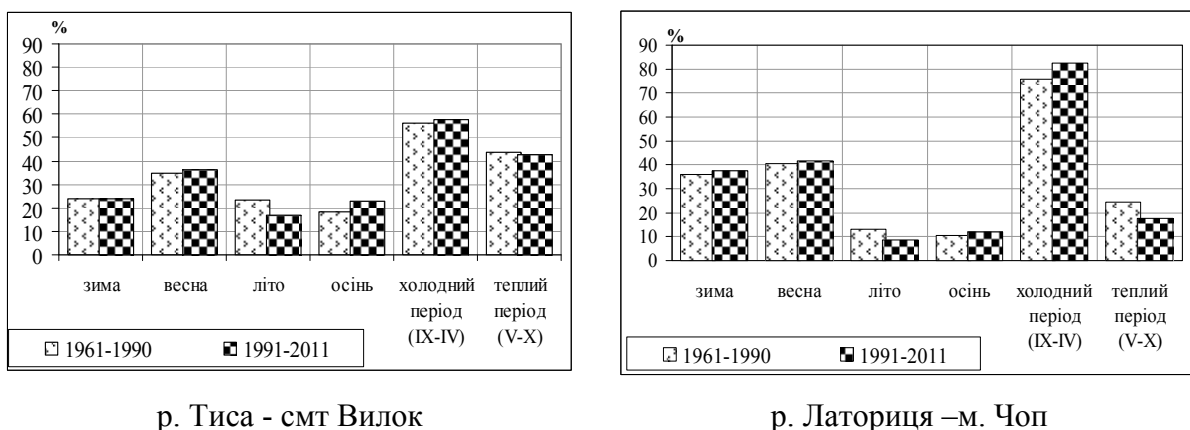


Рис. 7 – Повторюваність максимальних за рік витрат води по сезонах, в холодний і теплий періоди року в 1991-2011 рр. відносно періоду кліматичної норми 1961-1990 рр.



Зміни середніх величин максимального місячного стоку за два досліджувані періоди в основному повторюють внутрішньорічні зміни стоку (рис.8, 9).

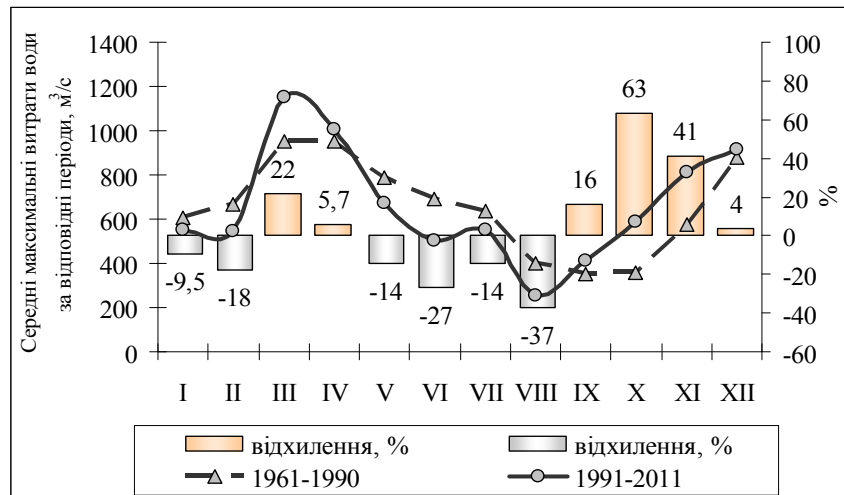


Рис. 8 – Зміна величин максимального місячного стоку в 1991-2011 рр. відносно періоду кліматичної норми 1961-1990 рр. (р. Тиса – смт Вилोक)

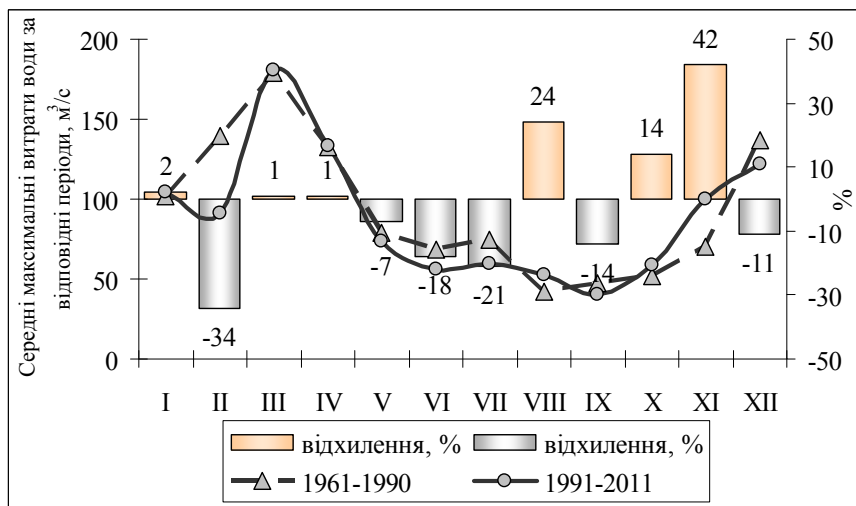


Рис. 9 – Зміна величин максимального місячного стоку в 1991-2011 рр. відносно періоду кліматичної норми 1961-1990 рр. (р. Латориця – м. Чоп)

Найбільше збільшення максимального стоку за період 1991-2011 рр. у Закарпатті спостерігалось у жовтні – листопаді, а також у серпні - в західній частині басейну Тиси. Значно зменшився максимальний стік у літній період.

**Висновки.** Середній річний стік в басейні Тиси в сучасний період (у порівнянні з періодом кліматичної норми) майже не змінився, спостерігається лише незначна тенденція до його збільшення. Чітко відзначається внутрішньорічний перерозподіл стоку у порівнянні з періодом 1961-1990 рр., що відповідає змінам температури та режиму опадів. Влітку стік води річок басейну знизився, восени - збільшився, менш значне (в середньому на 5-6%) збільшення величин середнього стоку води спостерігається взимку та навесні.

При аналізі змін за рік кількості проходження паводків у останні 20 років (у порівнянні з періодом кліматичної норми) виявилось, що немає істотних відхилень на збільшення чи зменшення частоти їх проходження. Треба відзначити, що найбільша повторюваність високих паводків у холодний період року характерна для західного Закарпаття. За багаторічними даними, до 70-80% паводків року формується тут саме у холодний період. У сучасних умовах у цей сезон спостерігається тенденція до зростання їх кількості. Детальний аналіз повторюваності максимальних річних витрат води показав, що у сучасний період високі максимуми стали частіше спостерігатися в холодний період року. Взимку та навесні повторюваність паводків майже не змінилася, у літній сезон за останні 20 років фіксується зменшення їх кількості, в осінній – збільшення.

### Список літератури

1. Бойко В.М., Кульбіда М.І., Сусідко М.М. Визначний дощовий паводок на річках Закарпаття в листопаді 1998 р. // Наукові праці УкрНДГМІ. – 1999. – Вип.247. – С. 91-101.
2. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз) – К.: Ніка-центр, 2010. – 316 с.
3. Дячук В.А., Сусідко М.М. Паводки в Закарпатті та причини їх виникнення // Укр. географ. журн., №1. – 1999. – С. 48-51.
4. Кирилюк М.І. Режим формування історичних паводків в Українських Карпатах // Наук.збір. “Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія”, Київ. нац. ун-т, №2. – Київ. – 2001. – С. 163-167.
5. Лук'янець О.І., Соседко М.М. Багаторічні коливання водності в Карпатах // Матеріали міжнародної науково-практичної конференції “Стихійні явища у Карпатах”. – Рахів. – 1999. – С. 195-200.
6. Люттик П.М. Ливневые паводки на реках Карпат в июне 1969, мае 1970 гг. // Труды УкрНИГМИ. – 1971. – Вып.108. – С. 75-85.
7. Сакали Л.И., Дмитренко Л.В., Киптенко Е.Н., Люттик П.М. Тепловой и водный режим Украинских Карпат. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 366 с.
8. Соседко М.Н. Особенности пространственной структуры полей осадков на территории Украинских Карпат // Тр. УкрНИГМИ. – 1980. – Вып.180. – С. 81-85.
9. Сусідко М.М., Лук'янець О.І. Паводки в Карпатах – причини їх виникнення та повторюваність // Матеріали міжнародної науково-практичної конференції “Стихійні явища у Карпатах”. – Рахів. – 1999. – С. 316-321.

#### **Характер изменений режима водности и повторяемости паводков в холодный и теплый периоды года в бассейне р.Тиса (в пределах Украины). Гребень В.В. Лукьянец О.И., Андрела С.П.**

*В статье представлена многолетняя характеристика водности и повторяемости паводков в холодный и теплый периоды года в бассейне Тисы (в пределах Украины), тенденции в изменениях этих показателей в современный период (1991-2011 гг.) относительно периода климатической нормы 1961-1990 гг.*

**Ключевые слова:** изменение водного режима, внутригодовое распределение стока, паводки, средние и максимальные расходы воды.

#### **Character of changes of the water mode and repetition of floods in cold and warm periods of year in river basin of Tisza (within Ukraine). Grebin V.V., Lukianets O.I., Andrela S.P.**

*In the article description is given long-term changes of flow and repetition of floods in cold and warm periods of year in the river basin of Tisza (within Ukraine), tendencies in the changes of these indexes in a modern period (1991-2011) in relation to the period of climatic norm (1961-1990).*

**Keywords:** changes of water mode, annual distribution of flow, floods, the middle and maximal discharges of water, river basin Tisza

## ХАРАКТЕРИСТИКА ЕКОЛОГІЧНОГО СТАНУ ТА ОЦІНКА ЯКОСТІ ВОДИ НИЖНЬОЇ ЧАСТИНИ ДНІСТРОВСЬКОГО ЛИМАНУ

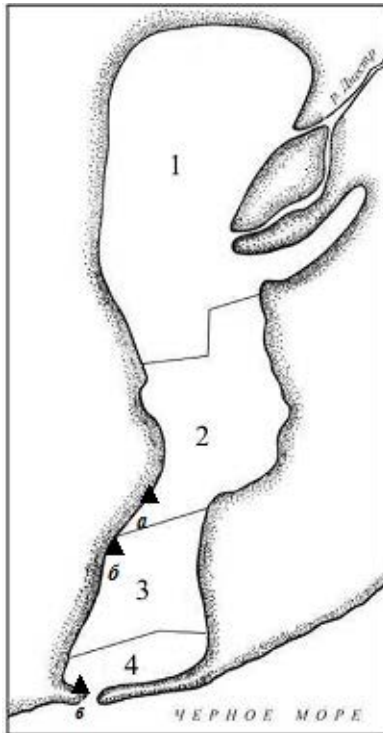
*Наведені особливості просторово-часових змін гідрохімічних показників в нижній частині Дністровського лиману за період 2007-2010 рр., що відбуваються під впливом природних та антропогенних факторів. Представлені результати оцінки якості води за різними методиками та оцінка відповідності якості води нормативам.*

**Ключові слова:** гідрохімічний режим, якість води, забруднювальна речовина, характеристика забруднення.

**Вступ.** Складна взаємодія природних процесів у гирловій частині р. Дністер сприяла формуванню унікальної екосистеми, що характеризується значною ландшафтною диференціацією та біологічним різноманіттям. Одним з її елементів є Дністровський лиман – один із найбільших прісноводних лиманів України. Загальновідомо, що сучасний етап взаємодії природи та суспільства характеризується значним антропогенним навантаженням на водні екосистеми. Це особливо проявляється у гирлових ділянках річок, які є заключною ланкою у переносі забруднень водотоком. Якість води на означених ділянках формується під впливом не лише місцевих джерел забруднення (локальне забруднення), а й внаслідок надходження вже забруднених вод (привнесене забруднення). Не є винятком і Дністровський лиман, який повною мірою відчуває вплив водогосподарчої діяльності. Необхідність забезпечення належної якості води у лимані поблизу крупного рекреаційного району Затока – Кароліно-Бугаз, а також не менш актуальні охорона та збереження екосистеми водного об'єкта потребують досліджень у напрямі оцінки якості води Дністровського лиману, просторово-часових змін показників якості та визначення природних і антропогенних факторів формування складу та властивостей води.

**Аналіз останніх досліджень і публікацій.** Дослідження гідрохімічного режиму Дністровського лиману починаються у 50-х роках ХХ ст. і знаходять своє відображення у монографії О.М. Алмазова та О.І. Денисової (Інститут гідробіології АН УРСР) «Гідрохімія Дністровського лимана» (1955 р.). Однак з того часу гідрохімічний режим водних об'єктів північно-західного Причорномор'я зазнав значних змін, перш за все, за рахунок антропогенних факторів його формування. Наприклад, починаючи з 70-х років ХХ ст., кількість біогенних речовин в стоці річок північно-західного Причорномор'я збільшується у 2-4 рази, а у 90-х роках навпаки відбувається зменшення їх вмісту, зумовлене загальним спадом промисловості та занепадом сільського господарства на означеній території [1]. Вивчення гідрохімічного складу води Дністровського лиману та окремих показників є складовою частиною сучасних еколого-географічних та гідробіологічних досліджень, що проводяться у дельті Дністра. Серед них – дослідження дельтової частини Дністра, які виконуються Регіональним центром інтегрованого моніторингу і екологічних досліджень Одеського національного університету ім. І.І. Мечникова [2, 3], роботи Н.О. Березницької [4], Ю.Д. Шуйського [5], О.Ю. Гончарова [1, 6] та інших. Тим не менш, екологічні дослідження Дністровського лиману не втратили своєї актуальності. Метою представленого дослідження є оцінка якості води нижньої частини Дністровського лиману за різними методиками, а також характеристика просторово-часових змін деяких гідрохімічних показників води лиману внаслідок можливого антропогенного впливу та/або таких, які є важливими з точки зору водогосподарської діяльності.

**Матеріали і методи дослідження.** В якості вихідної інформації нами були використані дані моніторингу вод Дністровського лиману у створах № 35 (м. Білгород-Дністровський) та № 37 (сmt. Затока) за період з 2007 по 2011 рр., який проводиться Білгород-Дністровською міською санітарно-епідеміологічною станцією (рис. 1). Відповідно до проведеного Н.О. Березницькою районування площі Дністровського лиману за розподілом природних показників води [4], означені точки спостережень розташовані у середньому та передгірловому районах.



Райони: 1 – північний дельтовий з річковою водою; 2 – середній перехідний з лиманною водою; 3 – південний зі значним впливом морської води; 4 – передгірловий з максимальним ступенем взаємовпливу прісних та солоних вод [4]. Пости спостережень: а – створ № 35; б – створ біля с. Шабо; в – створ № 37

Рис. 1 – Районування території Дністровського лиману за характером розподілу основних природних показників води [4] та розташування постів спостережень.

Проби відбиралися біля берегу та на відстані 50 м від урізу води (на поверхні та на глибині). Хімічний аналіз проб води виконувався за такими показниками: рН, каламутність, кольоровість, окислюваність, жорсткість, лужність, а також визначалися БСК<sub>20</sub> та ХСК, концентрації розчиненого кисню, завислих речовин, бікарбонатів, сухого залишку, хлоридів, сульфатів, нафтопродуктів, СПАР, азоту амонійного, нітритів та нітратів, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Cu<sup>2+</sup>, Zn<sup>2+</sup>, Cd<sup>2+</sup>, Al<sup>3+</sup>, Si<sup>2+</sup>, Mo<sup>2+</sup>, Pb<sup>2+</sup>, а також Na<sup>+</sup> + K<sup>+</sup>.

Спостереження за станом води Дністровського лиману у 2007 р. також проводилися Дунайською гідрометеорологічною обсерваторією у створі біля с. Шабо (рис. 1). Перелік гідрохімічних показників охоплював такі: температура, окислюваність, кольоровість, рН, концентрації завислих речовин, розчиненого кисню, азоту амонійного, нітритів та нітратів, сухого залишку, хлоридів, сульфатів, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, фосфатів, Si<sup>2+</sup>, Cr<sup>6+</sup>, а також сумарний вміст нафтопродуктів, СПАР та фенолів. Результати спостережень в даному створі будемо використовувати як додаткову інформацію при аналізі просторових змін значень гідрохімічних показників.

Оцінка якості води Дністровського лиману проводилася за такими комплексними показниками: індекс забруднення води (ІЗВ) [7], що розраховується за модифікованою методикою, комплексний показник екологічного стану (КПЕС) [8].

ІЗВ розраховується за формулою

$$ІЗВ = 1 / m \sum_{i=1}^m (C_i / ГДК_i), \quad (1)$$

де  $m$  – кількість речовин, по яких оцінюється якість води;

$C_i$  та  $ГДК_i$  – значення концентрації та гранично допустима концентрація (ГДК)  $i$ -ої забруднювальної речовини (ЗР) відповідно, мг/дм<sup>3</sup> [7].

Методика визначення КПЕС ґрунтується на вимогах, що висуваються до якості води залежно від виду водокористування. Оцінку якості води будемо проводити відповідно до вимог комунально-побутового водокористування. Отже показники екологічного стану (ПЕС) для речовин 3-го і 4-го класів небезпеки можна представити у такому вигляді

$$ПЕС_i = a_i (H_i - П_i) / H_i, \quad (2)$$

якщо норма гранично допустима, і

$$ПЕС_i = a_i (П_i - H_i) / H_i, \quad (3)$$

якщо норма мінімально допустима,

де  $П_i$  і  $H_i$  – відповідно значення і норма  $i$ -го параметра якості води;

$a_i$  – коефіцієнт ваговитості  $i$ -го параметра якості води, пов'язаний з класом небезпеки: якщо ступінь небезпеки речовини зменшується зі збільшенням порядкового номера класу небезпеки, то  $a_i = 1/\text{клас небезпеки}$ .

КПЕС для речовин 3-го і 4-го класів небезпеки, пестицидів і гігієнічних параметрів ( $КПЕС_{\Pi}$ ) визначається як

$$КПЕС_{\Pi} = 1 / n \sum_{i=1}^n ПЕС_i, \quad (4)$$

де  $n$  – кількість параметрів якості води, для яких розраховані значення  $ПЕС_i$ .

Для речовин 1 і 2 класів небезпеки з однаковою лімітуючою ознакою шкідливості (ЛОШ) величина  $КПЕС$  розраховується за наступною формулою:

$$КПЕС = 1 - \sum_{i=1}^n (П_i / H_i). \quad (5)$$

Величина  $КПЕС_{сер}$  розраховується таким чином:

$$КПЕС_{сер} = (1/4)(КПЕС_{\Pi} + КПЕС_{с-т} + КПЕС_{общ} + КПЕС_{орг}), \quad (6)$$

де  $КПЕС_{с-т}$  – КПЕС для групи речовин 1-го і 2-го класів небезпеки з санітарно-токсикологічною ЛОШ;

$КПЕС_{общ}$  – КПЕС для групи речовин 1-го і 2-го класів небезпеки з загальносанітарною ЛОШ;

$КПЕС_{орг}$  – КПЕС для групи речовин 1-го і 2-го класів небезпеки з органолептичною ЛОШ.

Значення КПЕС можуть характеризувати стійкість екосистеми до певного набору параметрів. При позитивному значенні КПЕС більшість значень параметрів не перевищує гранично допустимі, тобто система стійка. При значенні КПЕС, рівному нулю, система знаходиться на межі стійкості. Якщо КПЕС менше від нуля, то система є екологічно нестійкою.

Екологічна надійність (ЕН) – це імовірність стійкого стану, тобто імовірність перевищення ПЕС чи КПЕС нульового значення, що відповідає межі стійкості.

Розрахунок екологічної надійності проводиться за формулою

$$EH = 1 - \chi^2 / (2N - M + 0,5\chi^2), \quad (7)$$

де  $\chi^2$  – значення функції «хі-квадрат» при довірчій імовірності  $\gamma$  та числі ступенів волі  $(2M + 2)$ ;

$N$  – загальне число значень КПЕС (або ПЕС) при оцінці ЕН екосистеми;

$M$  – число значень КПЕС (або ПЕС), менших за критичне нульове значення (від'ємні значення КПЕС).

Відповідно до значень ЕН, розрізняють такі рівні надійності: високий ( $EH > 0,9$ ); припустимий ( $0,9 > EH \geq 0,8$ ) та низький ( $EH < 0,8$ ) [8].

**Результати дослідження та їх аналіз.** Формування гідрохімічного режиму Дністровського лиману визначається взаємодією річкового стоку (70-75 %) та морських вод (25-30 %). Серед антропогенних факторів впливу на Дністровський лиман, розташованих у межах водозбору, в окрему групу можна виділити урбанізовані території, найбільші серед яких – м. Білгород-Дністровський, м. Овідіополь, смт. Затока, смт. Кароліно-Бугаз, с. Шабо. У гирловій частині Дністровського лиману, на піщаній косі між лиманом та морем розміщений курортно-рекреаційний район Затока. Безпосередня близькість до моря, порівняно невелика відстань до обласного центру – м. Одеси – зумовлюють високий ступінь урбанізованості водозбірної території, що є суттєвим фактором негативного впливу на екологічний стан водного об'єкта. Дослідження міської системи м. Білгород-Дністровський стосовно джерел емісії ЗР в Дністровський лиман показало, що основними з них є: поверхневий стік з урбанізованої території; скид недостатньо очищених стічних вод (СВ) з очисних споруд міста; робота Білгород-Дністровського морського порту. Внаслідок неефективного очищення СВ на загальноміських очисних спорудах в Дністровський лиман надходить значна кількість неорганічних сполук азоту [9].

На першому етапі нами проаналізована вихідна інформація щодо складу та властивостей води у створах № 35 та № 37 за 2007-2010 рр. Детальний аналіз вихідної інформації дозволив виділити показники складу та властивостей води, значення яких близькі або перевищують нормативи та/або характеризуються різкими змінами у часі – це БСК<sub>20</sub>, ХСК, показники мінерального складу (сульфати, хлориди, магній, натрій та калій), завислі речовини, а також кольоровість та каламутність, нітрати і нітрити, нафтопродукти, кадмій, свинець і формальдегід.

Дослідження просторово-часових змін основних показників хімічного складу та властивостей води дозволяє зробити деякі висновки та узагальнення. По-перше, більш високі концентрації ЗР спостерігалися біля берега, нижчі – в глибинних пробах води, що свідчить про відсутність вторинного забруднення води з донних відкладів (за винятком сірководню), що співпадає з результатами за 2002-2006 рр. [10].

По-друге, протягом 2007-2010 рр. відбувалося неодноразове проникнення морських вод у глиб лиману, про що свідчить різке підвищення загальної мінералізації та концентрації хлоридів, сульфатів, суми іонів натрію і калію. Концентрації сухого залишку більше 1 г/дм<sup>3</sup> спостерігалися у 2007 р., у березні 2009 р., у травні 2010 р. та протягом 2011 р. Максимальне значення сухого залишку у воді поблизу м. Білгород-Дністровський становило 17304 мг/дм<sup>3</sup>, поблизу смт. Затока – 20798 мг/дм<sup>3</sup> (2010 р.). Мінералізація води Дністровського лиману характеризується значними коливаннями у часі (це узгоджується з результатами досліджень [3]). У порівнянні зі створом № 37, вода у створі № 35 характеризується більшими коливаннями мінералізації: так, коефіцієнт варіації концентрації сухого залишку складає 1,59 проти 0,99 для створу № 37. Це підтверджує результати М.Ш. Розенгурта про те, що найбільші коливання

солоності характерні для середньої частини Дністровського лиману. Надходженню морських вод сприяє наявність суднохідного ходу. Проведені дослідження показали, що проникнення морських вод в Дністровський лиман також супроводжується зростанням концентрацій свинцю, магнію, жорсткості води.

По-третє, починаючи з 2007 р., відбувається деяке підвищення значень показника БСК<sub>20</sub>, а значення ХСК, навпаки, починають знижуватися. Величина БСК<sub>20</sub> у 3,5-4 рази нижча за ХСК, а коефіцієнт кореляції між ними складає 0,145 (створ № 35) та 0,333 (створ № 37). Це говорить про те, що серед органічних ЗР, які містяться у водах лиману, переважають такі, що важко піддаються біохімічному окисленню. Але у порівнянні з 2002-2006 рр. [10], їх внесок у загальне забруднення органічними речовинами в районі створу № 35 дещо збільшився (величина БСК<sub>20</sub>/ХСК склала 0,12 та 0,25 відповідно для періоду 2002-2006 рр. та 2007-2011 рр.).

Порівняльний аналіз гідрохімічного складу води в створах, розташованих біля м. Білгород-Дністровський (№ 35) та смт. Затока (№ 37), дозволив виявити деякі відмінності: 1) концентрації сухого залишку та основних солей у створі № 37 у 2-2,5 рази вищі, ніж у створі № 35 (за винятком бікарбонатів); 2) вода у створі № 35 містить більшу кількість завислих та органічних речовин, що, у свою чергу, зумовлює більш високу мутність та кольоровість води); 3) вода у створі № 37 містить значно більшу кількість Pb<sup>2+</sup> та Cd<sup>2+</sup>, але менше Cu<sup>2+</sup> та Zn<sup>2+</sup>, 4) вміст неорганічних сполук азоту у воді у створі № 35 в середньому в 2,5-3,3 рази вищий, ніж у створі № 37. Остання відмінність пояснюється впливом скиду СВ, а також буферною роллю лиману по відношенню до трансформації потоку біогенних речовин із річки у море [1]. Якщо, наприклад, розглянути просторові зміни концентрацій неорганічних сполук азоту у воді Дністровського лиману за 2007 р., то концентрація азоту амонійного біля с. Шабо в 4 рази нижча, ніж біля м. Білгород-Дністровський та в 3 рази вища, ніж біля смт. Затока. Аналогічна тенденція зміни концентрацій характерна для нітритів і нітратів.

На другому етапі нами проводилася оцінка відповідності якості води вимогам, що висуваються до водних об'єктів комунально-побутового та рибогосподарського використання, тобто вимогам СанПиН 4330-88 «Санитарные нормы и правила охраны поверхностных вод от загрязнения» [11]. За період з 2007 по 2010 рр. вода Дністровського лиману не відповідала вимогам, що ставляться до водних об'єктів комунально-побутового призначення через наднормативні значення БСК<sub>20</sub>, ХСК, сухого залишку, формальдегіду, нафтопродуктів, заліза тощо (загалом для двох створів). До того ж, сума відносних концентрацій речовин ( $\psi$ ) 1 та 2 класів небезпеки з санітарно-токсикологічною ЛОШ (Al<sup>3+</sup>, Si<sup>2+</sup>, Mo<sup>2+</sup>, Pb<sup>2+</sup>, формальдегіду та нітритів) дорівнює 2,09 (створ № 35) та 2,22 (створ № 37), що не відповідає вимогам ( $\psi \leq 1$ ). Оцінка відповідності складу та властивостей води Дністровського лиману вимогам, що висуваються до водних об'єктів рибогосподарського використання, показала, що вода у створах № 35 і № 37 не відповідала вимогам. Так, у створі № 35 середній вміст сухого залишку, хлоридів, сульфатів, нафтопродуктів, азоту амонійного та нітритів, загального заліза, Mg<sup>2+</sup>, Cu<sup>2+</sup> та Zn<sup>2+</sup>, Al<sup>3+</sup> та Mn<sup>2+</sup> перевищував ГДК, а показник  $\psi$  дорівнював: для речовин з токсикологічною ЛОШ (азот амонійний, нітрити, загальне залізо, Mn<sup>2+</sup>, Pb<sup>2+</sup>, СПАР, Zn<sup>2+</sup>, Al<sup>3+</sup>, Cd<sup>2+</sup>, Cu<sup>2+</sup>) – 27,84, для речовин з санітарно-токсикологічною ЛОШ (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, нітрити, хлориди і сульфати) – 10,56. У створі № 37 середній вміст хлоридів, сульфатів, нафтопродуктів, загального заліза, Mg<sup>2+</sup>, Cu<sup>2+</sup>, Zn<sup>2+</sup>, Cd<sup>2+</sup>, Al<sup>3+</sup> та Mn<sup>2+</sup> перевищував ГДК, а показник  $\psi$  дорівнював: для речовин з токсикологічною ЛОШ – 16,69, для речовин з санітарно-токсикологічною ЛОШ (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, нітрити, хлориди і сульфати) – 21,98. В подальшому при проведенні оцінки якості води Дністровського лиману будемо застосовувати гігієнічні нормативи якості води.

Для розрахунку ІЗВ за формулою (1) нами використовувалася модифікована методика, відповідно до якої розрахунок проводився за такими показниками: розчинений кисень, БСК<sub>5</sub>, сухий залишок, нафтопродукти, залізо загальне та формальдегід. Результати представлені у табл. 1. Таким чином, за ІЗВ вода Дністровського лиману характеризується як чиста, а у 2010 р. – як помірно забруднена.

Таблиця 1 – Оцінка якості води Дністровського лиману за модифікованим індексом забруднення води (2007-2010 рр.)

Рік	Створ № 35		Створ № 37	
	ІЗВ	Клас якості та характеристика	ІЗВ	Клас якості та характеристика
2007	0,78	II (чиста)	1,69	III (помірно забруднена)
2008	0,75	II (чиста)	0,84	II (чиста)
2009	0,95	II (чиста)	0,92	II (чиста)
2010	1,56	III (помірно забруднена)	2,24	III (помірно забруднена)

При проведенні оцінки якості води за показником КПЕС до вищезначеного переліку ЗР та показників додалися азот амонійний, нітрити, Al<sup>3+</sup>, Si<sup>2+</sup>, Mo<sup>2+</sup>, Pb<sup>2+</sup>, рН, Mn<sup>2+</sup>, Cu<sup>2+</sup>, Zn<sup>2+</sup>, хлориди, сульфати, нітрати. За формулами (2) та (3) для кожної з речовин 3-го та 4-го класів небезпеки визначили ПЕС, на основі чого за формулою (4) розраховували  $KПЕС_{II}$ . За формулою (5) для речовин 1-го та 2-го класів небезпеки з санітарно-токсикологічною ЛОШ розраховували  $KПЕС_{c-m}$ , а за формулою (6) –  $KПЕС_{сер}$ . Результати розрахунків представлені у табл. 2.

Таблиця 2 – Оцінка якості води Дністровського лиману за комплексним показником екологічного стану (2007-2010 рр.)

Рік	Створ № 35			Створ № 37		
	$KПЕС_{II}$	$KПЕС_{c-m}$	$KПЕС_{сер}$	$KПЕС_{II}$	$KПЕС_{c-m}$	$KПЕС_{сер}$
2007	0,107	-0,875	-0,384	-0,286	-1,118	-0,702
2008	0,127	-1,050	-0,461	0,086	-0,766	-0,340
2009	0,132	-1,534	-0,701	0,102	-1,463	-0,763
2010	-0,110	-0,875	-0,492	-0,470	-1,419	-0,909

За величиною  $KПЕС$  можна зробити висновок, що екосистема Дністровського лиману характеризується як нестійка по відношенню до означеного переліку ЗР, особливо до групи з санітарно-токсикологічною ЛОШ. Якщо проаналізувати сезонні зміни показника  $KПЕС_{сер}$ , то можна зробити висновок, що в районі створу № 35 якість води у весняно-літній період дещо погіршується у порівнянні з осінньо-зимовим періодом (значення  $KПЕС_{сер}$  дорівнюють -0,515 та -0,476 відповідно). В районі створу № 37 спостерігається протилежна ситуація – якість води у осінньо-зимовий період дещо гірша, аніж в весняно-літній (значення  $KПЕС_{сер}$  дорівнюють -0,635 та -0,573 відповідно).

Усі значення  $KПЕС_{сер}$ , розраховані для створів № 35 та № 37 за кожну дату спостережень протягом 2007-2010 рр., були від'ємними. При довірчій імовірності  $\gamma = 0,95$  та числі ступенів волі 98, значення функції  $\chi^2$  складає 76,16. Отже, за формулою (7) значення ЕН дорівнює 0,12, що відповідає низькому рівню екологічної надійності.

**Висновки та перспективи досліджень у даному напрямку.** Таким чином, гідрохімічний режим Дністровського лиману значною мірою формується під впливом антропогенної діяльності у межах водозбору. Буферна роль лиману у переносі речовин з р. Дністер у Чорне море, а також проникнення морських вод у глиб лиману є



негативними факторами, які посилюють несприятливу екологічну ситуацію. Можна зробити загальний висновок, що вода лиману біля м. Білгород-Дністровський більш забруднена, ніж біля смт. Затока. Якість води лиману не відповідає встановленим нормам, особливо рибогосподарським, через високі значення БСК<sub>20</sub> та мінералізації. Якщо розглядати якість води за комплексом гідрохімічних показників, то воду в нижній частині Дністровського лиману можна охарактеризувати як забруднену органічними та біогенними речовинами. Оскільки різкі зміни мінералізації води у цій частині Дністровського лиману відбуваються внаслідок природної взаємодії моря та лиману (посиленої функціонуванням суднохідного каналу), то перспективним є визначення комплексних показників якості води без урахування гідрохімічних показників, пов'язаних з мінералізацією, оскільки вони значною мірою впливають на значення розрахованих комплексних показників якості води.

#### Список літератури

1. *Многолетняя изменчивость стока биогенных веществ Днестра* / Г.П. Гаркавая, Ю.И. Богатова и др. // Водные ресурсы. – 2008. – Т.35, № 6. – С.737-744.
2. *Результаты экологического мониторинга вод Днестровского лимана в летний период 2003-2004 гг.* / В.И. Мединец, Н.В. Ковалёва и др. // Вісник Одеського національного університету. – 2005. – Т.10, Вип.4. – С.266-273.
3. *Особенности ионного состава вод Днестровского лимана в 2009-2011 гг.* / В.И. Мединец, С.С. Котогура и др. // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції «Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідроекологічні проблеми та шляхи їх вирішення». – Одеса: ТЕС, 2012. – С. 91-94.
4. *Березницкая Н.А.* Природные процессы в Днестровском лимане и на смежных элементах устьевой области Днестра // Вісник ОНУ ім. І.І. Мечникова. – 2007. – Т.12, Вип.8. – С.15-31.
5. *Шуйський Ю.Д., Березницка Н.О., Гижко Л.В., Муркалов О.Б.* До питання про природу Дністровського лиману на узбережжі Чорного моря // Екологія довкілля та безпека життєдіяльності. – 2008. – № 5. – С. 15-27.
6. *Гончаров А.Ю., Гаркавая Г.П.* Внешняя биогенная нагрузка Днестровского лимана, создаваемая стоком Днестра // V международная научно-практическая конференция «Эколого-экономические проблемы Днестра»: Зб. наук. статей. – Одеса: ІНВАЦ, 2006. – С.38.
7. *Методические основы оценки и регламентирования антропогенного влияния на качество поверхностных вод* / Под ред. проф. А.В. Караушева. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 285 с.
8. *Тимченко З.В.* Водные ресурсы и экологическое состояние малых рек Крыма. – Симферополь: Доля, 2002. – 152 с.
9. *Кориневська В.Ю.* Особливості формування екологічного стану Дністровського лиману в умовах впливу міської системи // Вестник Гидрометцентра Чёрного и Азовского морей. – 2011. – № 2. – С. 41-46.
10. *Кориневская В.Ю.* Оценка и анализ изменения качества воды Днестровского лимана как объекта рекреационного использования (г. Белгород-Днестровский, 2002-2006 гг.) // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Між від. наук. збірник України. – 2008. – Вип. 50. Частина I. – С.317-322.
11. *ГосСанПиН 4630-88* «Санитарные правила и нормы охраны поверхностных вод от загрязнения». – М.: Минздрав СССР, 1988. – 69 с.

#### **Характеристика екологічного стану та оцінка якості води нижньої частини Дністровського лиману.**

*Приведены особенности пространственно-временных изменений гидрохимических показателей в нижней части Днестровского лимана за период 2007-2010 гг., которые происходят под влиянием природных и антропогенных факторов. Представлены результаты оценки качества воды по разным методикам и оценка соответствия качества воды нормативам.*

**Ключові слова:** *гідрохімічний режим, якість води, забруднююче речовина, характеристика забруднення.*

#### **Environmental condition description and water quality estimation of lower part of the Dniester estuary.**

*Features of space-time changes of hydrochemical marks of lower part of the Dniester estuary for period of 2007-2010 due to natural and human factors influence are given. Results of water quality estimation by different methods and estimation of water quality compliance to standards are presented.*

**Keywords:** *hydrochemical condition, water quality, pollutant, description of contamination.*

**Є.В. Обухов**, д. економ. н., **О.С. Корягіна**  
*Одеський державний екологічний університет*

## **ОЦІНКА БАГАТОРІЧНОГО ТА ВНУТРІШНЬОРІЧНОГО РОЗПОДІЛУ ТЕМПЕРАТУРИ ТА ВИПАРОВУВАННЯ З ВОДНОЇ ПОВЕРХНІ КАХОВСЬКОГО ВОДОСХОВИЩА В УМОВАХ ЗМІНИ КЛІМАТУ**

*Наведено узагальнення реальної гідрометеорологічної та морфометричної інформації по акваторії Каховського водосховища, зіставлення та аналіз результатів.*

**Ключеві слова:** водосховище, випаровування, температура, поверхня води, амплітуда, аналіз, ділянка.

**Вступ та постановка проблеми.** Температура води – наймінливіша характеристика водосховищ як в часі, так і в просторі [1,2], тобто по ширині, довжині та його глибині. Температура води є також найуніверсальнішим екологічним чинником, який впливає на розподіл гідробіонтів та їх міграцію.

Термічний режим Дніпровських водосховищ, які розташовані в трьох ландшафтних зонах, залежить від фізико-географічних умов, морфометричних даних, антропогенних чинників, приточності, регулюючої спроможності водосховищ. Термічний режим впливає не тільки на гідробіологічні процеси у водосховищах, а й на випаровування з них та втрати води і тепла.

Температурний чинник є вихідним при розрахунках випаровування, і точність розрахунків при складанні водних балансів водосховищ суттєво залежить від його надійності.

Дослідженнями температурного чинника як визначного при розрахунках випаровування з водної поверхні Дніпровських водосховищ займались В.М. Шмаков [3,4], З.О. Вікуліна, О.О. Натруса [5], В.С. Вуглінський, К.М. Кокарева [7], Л.Г. Шуляковський [8] та інші. Роль температурного чинника відображена також в [2,9-17]. Відзначимо, що більшість результатів досліджень опублікована до 1990 р. і потребує уточнення на основі гідрометеорологічних спостережень за минулі 30 років.

**Метою цієї роботи** є аналіз та узагальнення даних натурних спостережень за температурою води і повітря над акваторією Каховського водосховища та його окремих складових і порівняння узагальнених результатів за період його експлуатації (1956-2010 рр.).

**Основними матеріалами досліджень** є систематизована гідрометеорологічна та морфометрична [18] інформація з Каховської гідрометеорологічної обсерваторії за 1988-2010 рр. та результати досліджень за минулі роки [1,9-15].

Каховське водосховище – шоста сходинка Дніпровського каскаду – здійснює сезонне та частково багаторічне регулювання стоку з коливанням рівнів води у межах 3 м. Площа водозбору становить 482000 км<sup>2</sup>. Середньобагаторічний стік – 52,2 км<sup>3</sup>. Повна та корисна ємність водосховища відповідно дорівнюють 18,2 і 6,8 км<sup>3</sup>. Площа водного дзеркала водосховища – 2155 км<sup>2</sup>, довжина його 230 км, максимальна та середня глибина – 36 і 8,4 м, максимальний статичний напір – 16,5 м, розрахунковий – 15 м, мінімальний – 8,9 м. Встановлена потужність при розрахунковому напорі – 351 МВт. Середньорічний виробіток енергії становить 1420 млн кВт·год. Використовується для енергетики, водопостачання, зрошення, судноплавства, рибного господарства [3,4,10-15].

На Каховському водосховищі розміщені водозабори великих комплексних каналів, які входять до Каховського водогосподарський комплекс: Дніпро-Кривий Ріг, Верхнє – Роганченський, Каховський, Північно – Кримський. Загальна витрата водозаборів тільки цих каналів досягає  $900 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Водосховище здійснює сезонне регулювання стоку. Середньобагаторічний стік р. Дніпро в створі Каховського гідровузла  $52,2 \text{ км}^3$ .

Каховське водосховище займає велику територію степової зони в межах Херсонської, Дніпропетровської, Запорізької областей.

Берегова лінія водосховища має довжину понад 800 км, береги безлісі, складені в основному суглинками, високі, порізані глибокими ярами та долинами мілких степових річок.

Каховське водосховище районоване [3] на п'ять ділянок (рис.1): перша – пригреблева, найбільш глибока, площею  $495 \text{ км}^2$ ; друга та третя – озероподібні з перехідним гідрологічним режимом від річкового до озерного, площею відповідно  $532$  та  $365 \text{ км}^2$ ; четверта – заплавна, мілководна, у вигляді мілководного озера, площею  $690 \text{ км}^2$ ; п'ята – руслова, площею  $73 \text{ км}^2$ .

Необхідність районування акваторії Каховського водосховища обґрунтовується різними його морфометричними характеристиками, гідрологічним режимом та характером розвитку процесів в окремих частинах водойми.

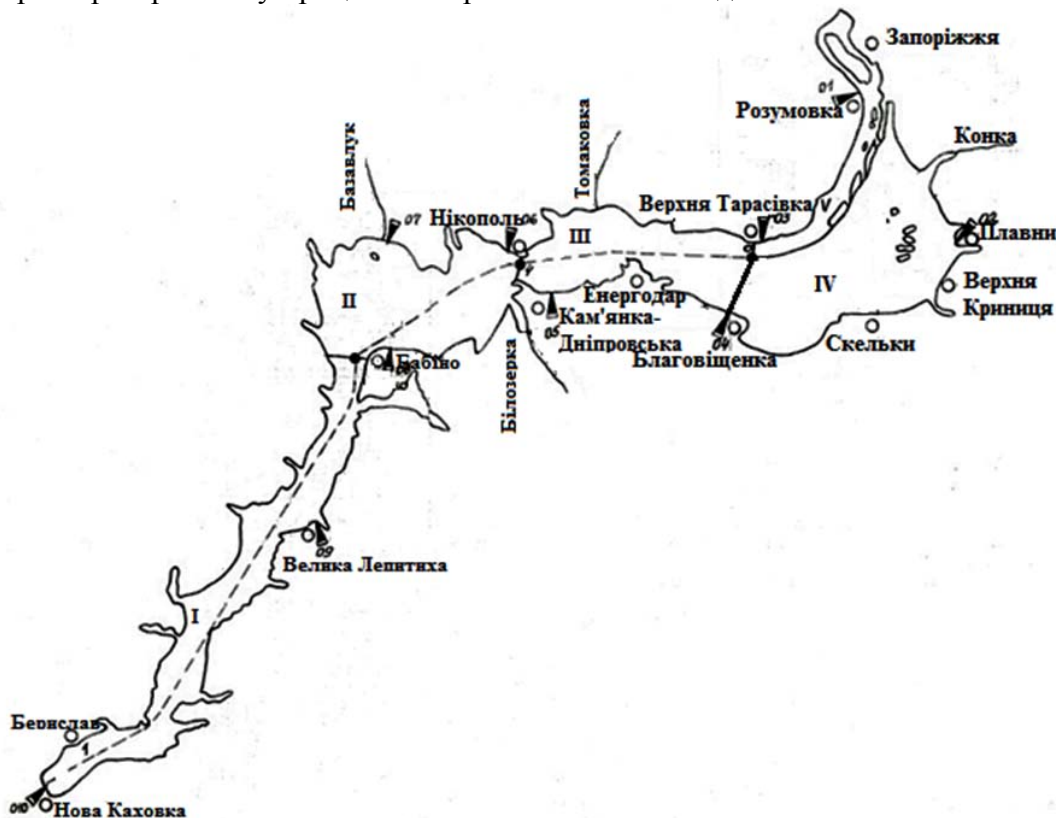


Рис.1 – Каховське водосховище та його ділянки

В основну дослідження покладено аналіз та узагальнення реальної та розрахункової гідрометеорологічної інформації для використання її в практичних та наукових цілях.

**Результати досліджень та їх аналіз.** Період експлуатації водосховища налічує понад півстоліття – 55 років (1956-2010 рр.).

За цей період дані спостережень за середньорічними температурами повітря над акваторією Каховського водосховища наведені на рис.2.

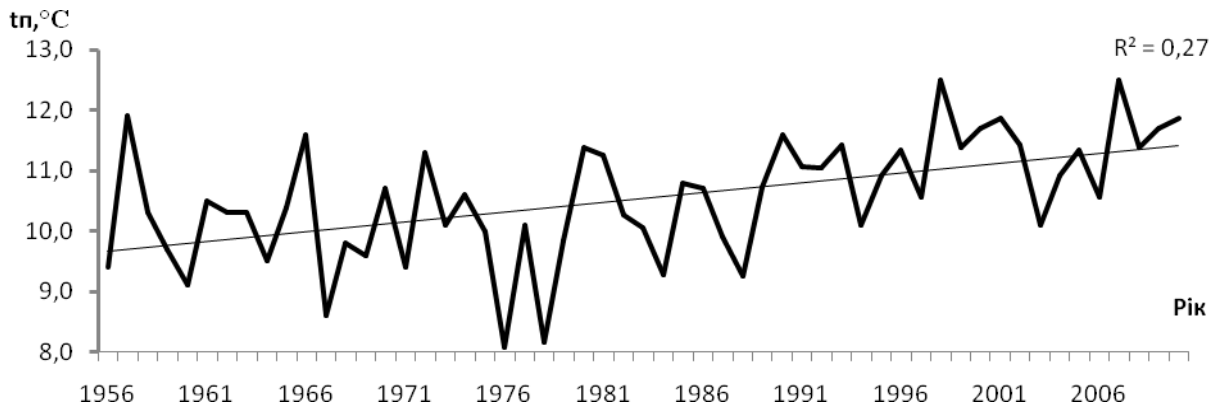


Рис.2 – Хронологічний графік середньорічної температури повітря біля Каховського водосховища

Представлений графік показує тенденцію зростання середньорічної температури повітря над акваторією Каховського водосховища за 55 років. Середнє значення середньорічної температури повітря дорівнює 10,6 °С.

Різницева інтегральна крива середньорічної температури повітря над акваторією водосховища свідчить про період спаду середньорічної температури повітря з 1957 по 1988 роки та період підйому температури повітря з 1989 по 2010 роки.

Але якщо розглянути часовий хід середньорічної температури повітря по м. Херсон за 129 років (рис.3), то тренд не є статистично значущим, оскільки значення коефіцієнта кореляції менше, ніж подвоєна середньоквадратична похибка самого коефіцієнта кореляції. Ряд спостережень за температурою повітря по м. Херсон – стаціонарний, тобто середньорічна температура повітря змінюється в межах природних коливань.

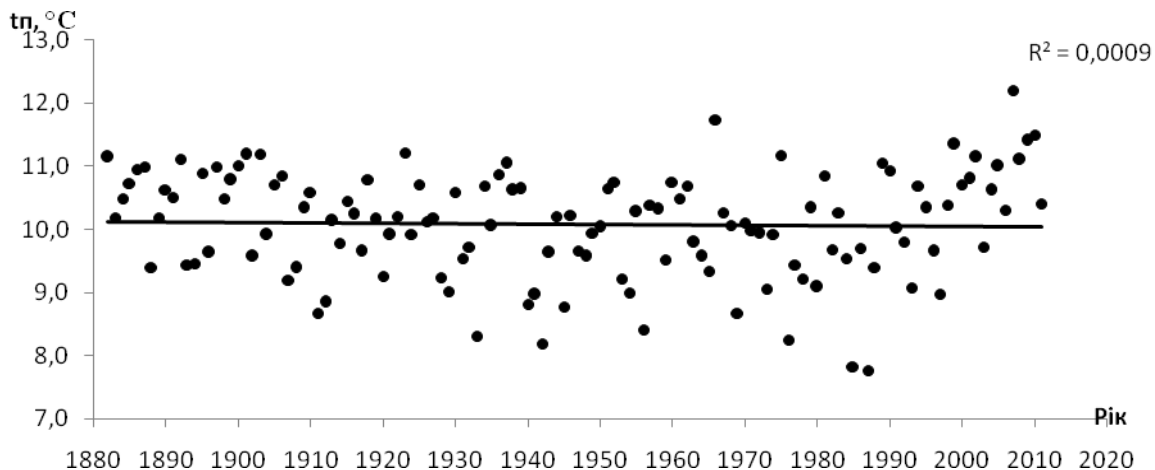


Рис.3 – Хронологічний графік середньорічної температури повітря (м. Херсон)

Період зниження середньорічних температур повітря за різницевою інтегральною кривою спостерігається з 1907 по 1988 роки, а підйом температури – з 1882 по 1906 роки і з 1989 по 2011 роки.

На рис.4 показано тенденцію зростання середньорічної температури поверхні води Каховського водосховища за теплий період (IV-X) за 55 років його експлуатації. Середнє значення середньорічної температури поверхні води становить 13,1 °С.

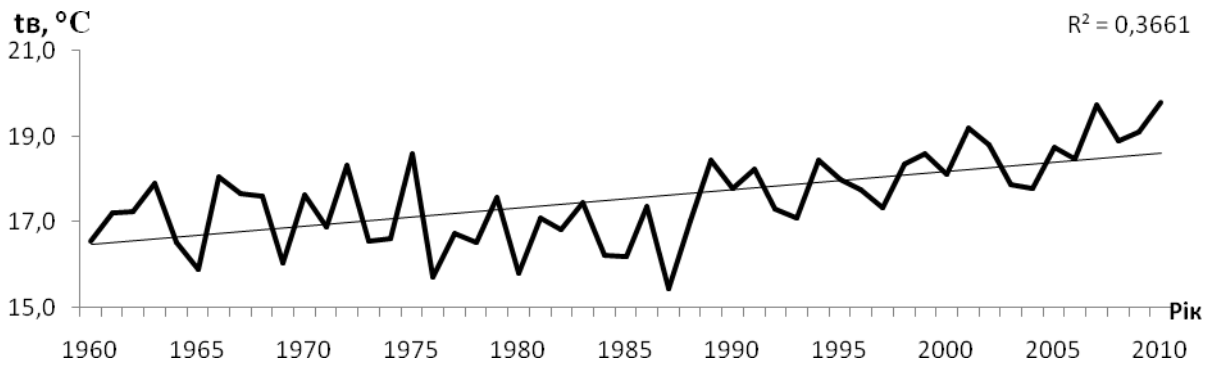


Рис.4 – Хронологічний графік середньорічної температури поверхні води Каховського водосховища

Загальна тенденція зростання середньорічного шару випаровування з водної поверхні водосховища за 55 років його експлуатації показана на рис.5. Середнє значення середньорічного шару випаровування становить 844 мм.

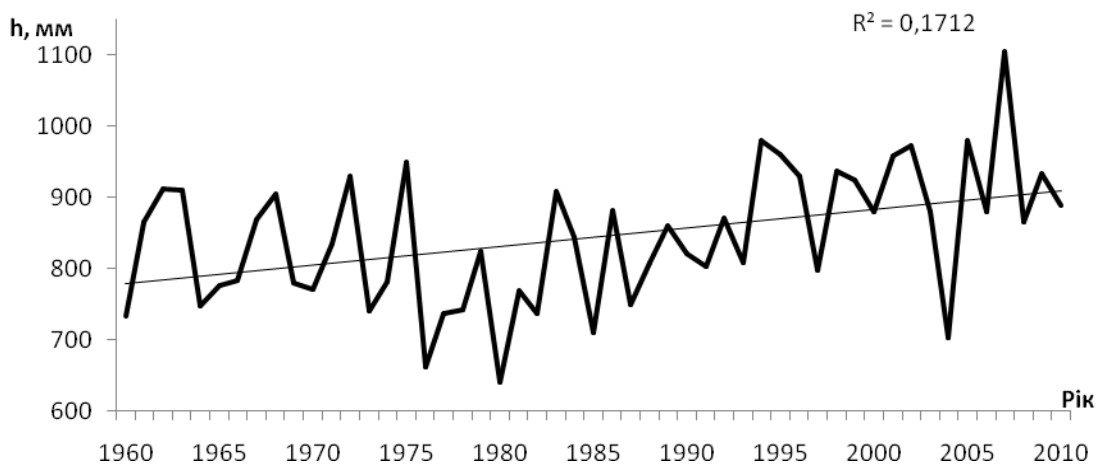


Рис.5 – Хронологічний графік середньорічних шарів випаровування з поверхні води Каховського водосховища

Вплив змін клімату за останні 23 роки експлуатації водосховища на температуру його водної поверхні і показники випаровування можна спостерігати відповідно на рис.6 і 7.

Слід відзначити, що на 1-4-ій ділянках тренд не є статистично значущим. Найбільші зміни температури води (з 12,0 °C до 14,0 °C) відбулись на п'ятій русловій ділянці акваторії водосховища, а найменші – на четвертій мілководній ділянці.

На початку періоду спостережень на ділянках водосховища найвища середньорічна температура водної поверхні (14,6 °C) була на четвертій ділянці, а найменша (12,0 °C) – на п'ятій. Але з 2002 по 2010 роки найвища середньорічна температура води спостерігалась вже на першій, пригреблевій ділянці акваторії (15,3 °C в 2010 р.), а на п'ятій – 14,0 °C.

Відзначимо також, що в 1988 р. середньорічна температура зменшувалась по ділянках в такому порядку: 4,3,2,1,5, а в 2010 р.: 1,2,4,3,5-ій. У 2002 р. середньорічні температури води на 1,2,4-ій ділянках зрівнялись.

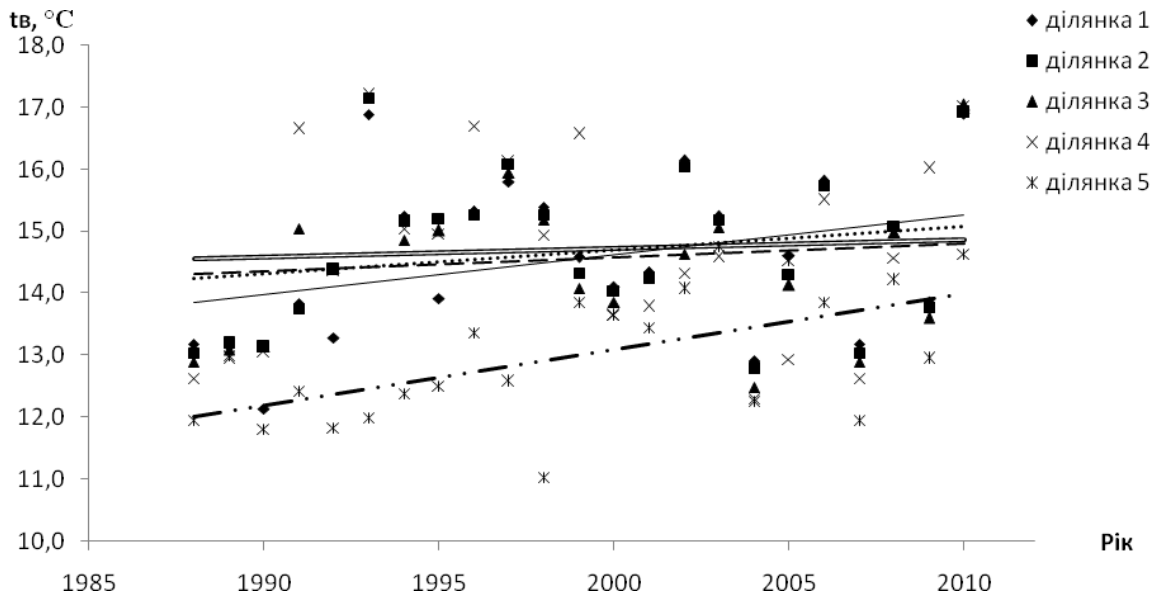


Рис.6 – Часова змінність середньорічних температур води на ділянках акваторії Каховського водосховища

Як видно з рис.7, спостерігається статистично незначущий тренд шарів випаровування для всіх п'яти ділянок Каховського водосховища.

На початку спостережень середньорічний шар випаровування був найвищий на 2,3,4,1 і 5-ій ділянках, а через 23 роки – на 1,2,3,4 і 5-ій. У 1993 р. середньорічний шар випаровування на 1 і 3-ій ділянках, а в 1998 р. на 1 і 2-ій він зрівнявся.

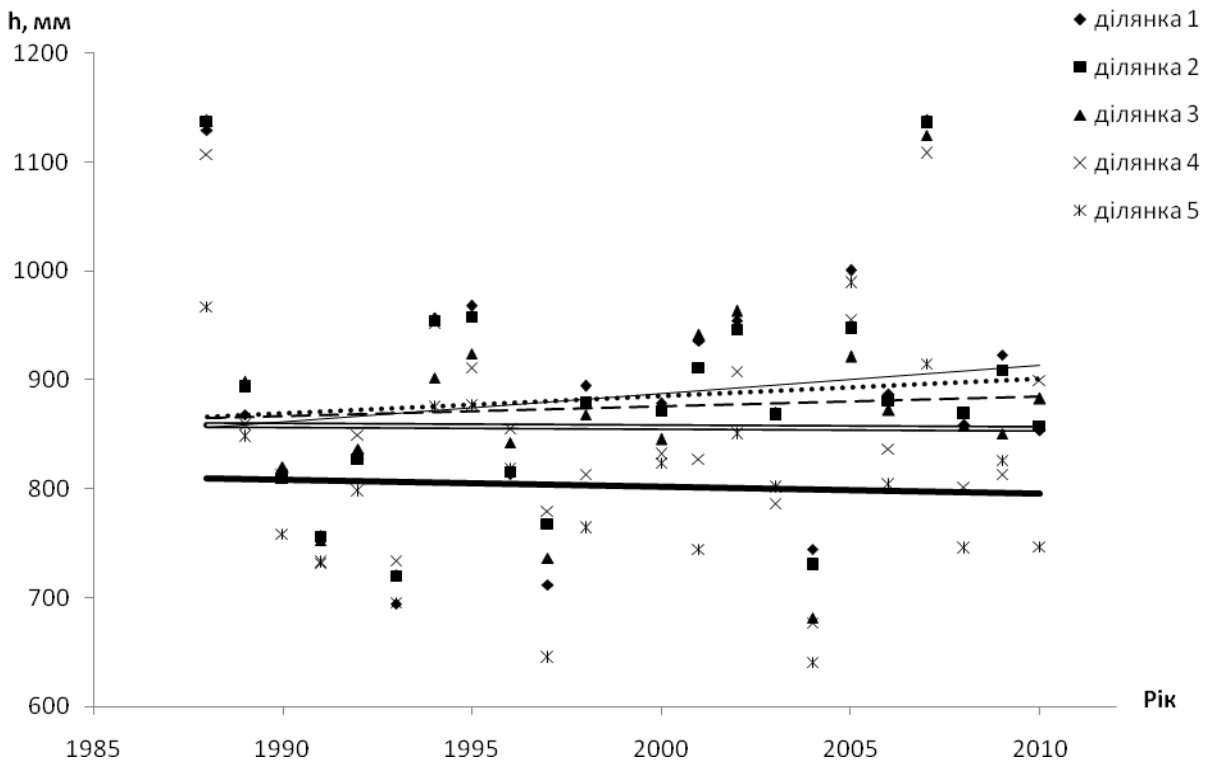


Рис.7 – Часова змінність річного шару випаровування з водної поверхні ділянок акваторії Каховського водосховища

За 23 роки (1988-2010 рр.) експлуатації Каховського водосховища для його п'яти ділянок було розраховано середньобогаторічні середньомісячні температури води, середні, максимальні та мінімальні річні їх значення (табл.1).

Таблиця 1 – Середньобогаторічні місячні температури поверхні води на п'яти ділянках Каховського водосховища, °С

Місяці Метео- майданчик	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Середня	Максимальна	Мінімальна
1. Нова Каховка	1,8	1,4	3,2	8,4	15,7	21,4	24,0	24,3	20,1	14,7	8,4	3,7	12,6	24,3	1,4
2. Нікополь	1,6	1,0	3,5	8,8	16,5	21,7	24,4	24,4	19,7	14,0	7,4	3,2	12,2	24,4	1,0
3. Нікополь	1,5	1,0	3,7	9,3	16,6	21,9	24,6	24,4	19,3	13,4	6,7	2,7	12,1	24,6	1,0
4. Плавні	1,3	1,1	3,9	9,6	16,8	22,1	24,8	24,2	18,6	12,3	6,2	2,1	11,9	24,8	1,1
5. Верхня Тарасівка	1,9	0,8	2,2	7,4	14,8	20,6	23,6	23,9	19,9	14,4	7,5	2,7	11,6	23,9	0,8

Максимальне збільшення температури за останні 23 роки (на 2,3 °С) відбулося в квітні на першій ділянці, на 1,9 °С – у березні на другій ділянці, на 2,1 °С – в березні на третій ділянці, на 2,3 °С – у березні на четвертій ділянці, на 2,1 °С – у жовтні на п'ятій ділянці.

Відзначимо, що середньомісячні температури води на ділянках акваторії змінювались від 1,4 до 24,3 °С на першій ділянці, від 1,0 до 24,4 °С – на другій, від 1,0 до 24,6 °С – на третій, від 1,1 до 24,8 °С – на четвертій, від 0,8 до 23,9 °С – на п'ятій (табл.1).

Характерно, що найбільші розбіжності температур на першій-четвертій ділянках спостерігаються у перших трьох кварталах року, а на п'ятій ділянці, навпаки – у четвертому кварталі.

Максимальні середньомісячні температури поверхні води за 1988-2010 рр. на першій ділянці спостерігаються в серпні, на другій – у липні і серпні, на третій і четвертій ділянках – у липні, а на п'ятій ділянці максимуми у липні і серпні. Відзначимо, що максимальна температура поверхні води для всієї акваторії – 24,8 °С, спостерігалась на четвертій ділянці.

На рис.8 наведено щомісячний розподіл середньобогаторічної температури поверхні води на ділянках акваторії Каховського водосховища.

Цікава зміна середньобогаторічної середньомісячної температури поверхні води вздовж водосховища на його ділянках за період 1988-2010 рр. (рис. 9), де розподіл температури води по місяцях значно різниться для кожної ділянки акваторії, особливо для мілководної, четвертої.

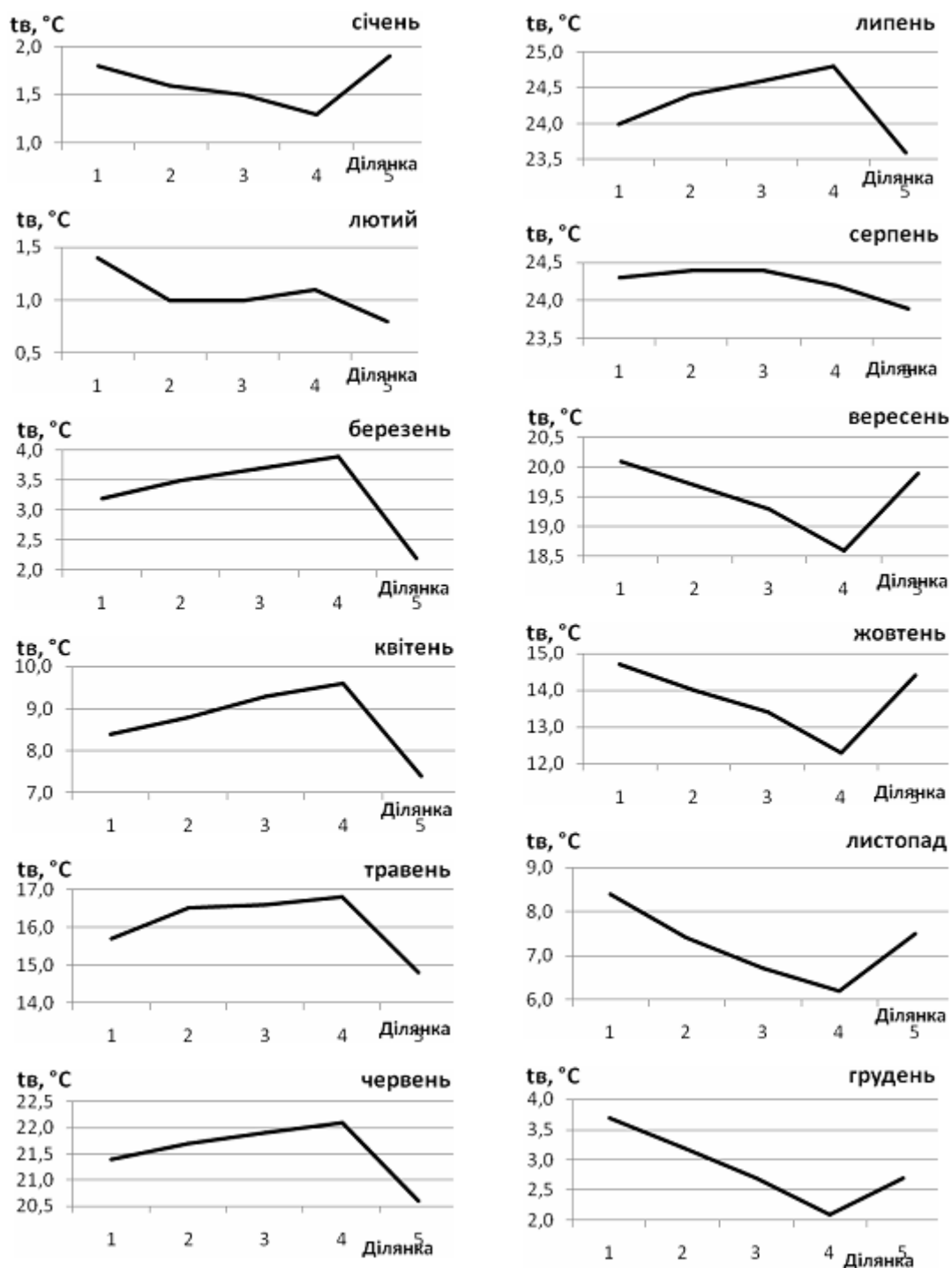


Рис.8 – Середньобагаторічні температури поверхні води по місяцях року на п'яти ділянках Каховського водосховища



Мінімальна середньобогаторічна місячна температура поверхні води по акваторії водосховища за прохолодний період (IX-I місяці) зафіксована на четвертій мілководній ділянці, яка охолоджується більше і швидше, а максимальні температури поверхні води в цей період – на першій пригреблевій та на п'ятій русловій ділянках.

В III-VII місяцях максимум температури переміщується на четверту мілководну ділянку, яка швидше і більше прогрівається в цей період, а мінімум – на п'яту руслову ділянку.

Таким чином, у січні температура поверхні води знижується від Каховської греблі до мілководної зони (четверта ділянка), а в русловій, п'ятій ділянці, температура поверхні води в цей час зростає.

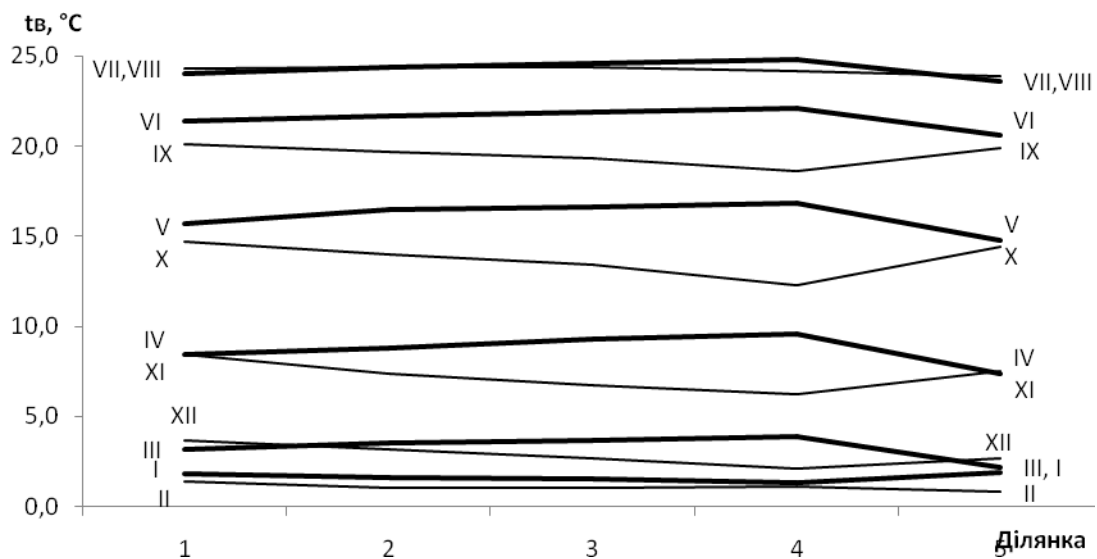


Рис.9 – Середньобогаторічні середньомісячні температури поверхні води по місяцях на ділянках Каховського водосховища за період 1988-2010 рр.

У лютому середньобогаторічна місячна температура поверхні води знижується від першої до п'ятої ділянки.

У березні-липні відбувається збільшення середньобогаторічної місячної температури поверхні води від греблі до мілководної четвертої ділянки та різке зменшення її на п'ятій русловій ділянці.

У серпні середньобогаторічна місячна температура поверхні води плавно знижується від пригреблевої першої до п'ятої руслової ділянки.

У вересні-грудні характер зміни температури поверхні води аналогічний січню з яскраво вираженим мінімумом на четвертій мілководній ділянці.

Такий розподіл можна пояснити орієнтацією водойми і широтою місцевості, проточністю водойми, скидами води вищезрозташованої ГЕС, зміною площі поперечного перерізу по довжині водосховища, впливом приток та промисловими і побутовими скидами, швидкістю течії води.

Каховське водосховище характеризується значними змінами площі поперечного перерізу акваторії і відповідно ємкості по довжині. Особливий вплив на розподіл температури поверхні води водойми має його глибина [3,18].

Влітку рівень води в Каховському водосховищі різко знижується внаслідок значного забору води для зрошення, а також уповільнення течії до 1,6-1,8 см/с.

Водообмін у водосховищі не перевищує 2-3 рази за рік [1,9]. Глибини водосховища змінюються від 1 до 36 м, а ширина його – від 25 км (максимальна) до 9,3 км (середня).

Встановлено, що на Каховському водосховищі, як і на інших у каскаді, спостерігається горизонтальна стратифікація температури води; інколи взимку, раною весною, у другій половині літа та восени вода біля греблі тепліша, ніж на верхніх ділянках водойми, а в другій половині весни і першій половині літа біля греблі вода холодніша, ніж на її верхніх ділянках.

У Каховське водосховище також безперервно надходять підігріті води з промислових підприємств м. Нікополь, м. Марганець, потужного Запорізького енергокомплексу, що також має свій вплив на термічний режим та розподіл температур води за акваторією.

Аналогічно з попередніми дослідженнями були розраховані та проаналізовані середньобогаторічні місячні амплітуди коливання температури поверхні води за 23 роки (1988-2010 рр.) експлуатації Каховського водосховища та визначено середні, максимальні й мінімальні їх значення на п'яти його ділянках. Внутрішньорічний розподіл середньобогаторічних амплітуд коливання температури поверхні води на ділянках наведено в табл.2 і на рис.10.

Амплітуда коливання температури поверхні води – це різниця між найбільшим та найменшим її значенням в кожному місяці за певний період.

Таблиця 2 – Внутрішньорічний розподіл середньобогаторічних амплітуд коливання температури поверхні води ( $t_A, ^\circ\text{C}$ ) за 1988-2010 рр.

Місяць Ділянка	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
1	3,3	2,2	7,8	15,0	16,8	9,0	7,3	13,5	11,7	10,5	9,8	7,2	9,5
2	6,3	2,1	6,6	11,6	16,0	8,4	6,4	7,8	9,1	8,9	8,9	7,0	8,3
3	3,0	3,0	7,1	10,8	12,7	8,4	6,5	7,6	10,3	9,4	9,7	6,6	7,9
4	3,2	3,6	7,7	11,3	10,1	8,5	6,7	8,2	9,8	10,5	10,2	6,5	8,0
5	3,0	2,5	5,9	10,7	10,7	7,3	6,0	5,9	6,6	9,3	11,4	7,3	7,2

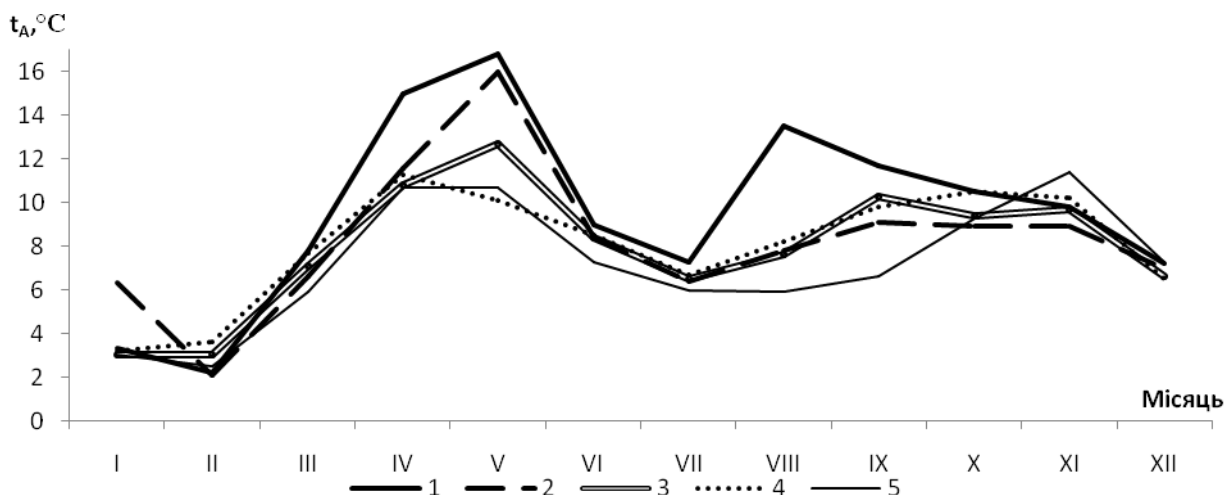


Рис.10 – Внутрішньорічний розподіл середньобогаторічних амплітуд коливання температури поверхні води Каховського водосховища за 1988-2010 рр.

Із рис.10 видно, що найменша середньобогаторічна амплітуда коливання температури поверхні води спостерігається в лютому. Її значення для п'яти ділянок

водосховища коливається від 2,1 до 3,6 °С. Далі амплітуда температури збільшується до квітня-травня і досягає значень від 10,1 до 16,8 °С. У червні і липні відбувається зниження середньобогаторічної амплітуди від 6,0 до 9,0 °С – другий мінімум. Другий максимум більш розосереджений у часі залежно від ділянки водойми і має значення від 13,5 °С у серпні до 11,7 °С у вересні, а на п'ятій ділянці другий максимум настає в листопаді (11,4 °С).

За останні 23 роки максимальна середньобогаторічна амплітуда коливання температури поверхні води спостерігається на першій пригреблевій ділянці, в травні і досягає 16,5 °С, а мінімальна – 2,2 °С – також на першій ділянці в лютому.

Середньобогаторічні місячні амплітуди коливання температури поверхні води по ділянках вздовж Каховського водосховища за період 1988-2010 рр. наведено на рис.11.

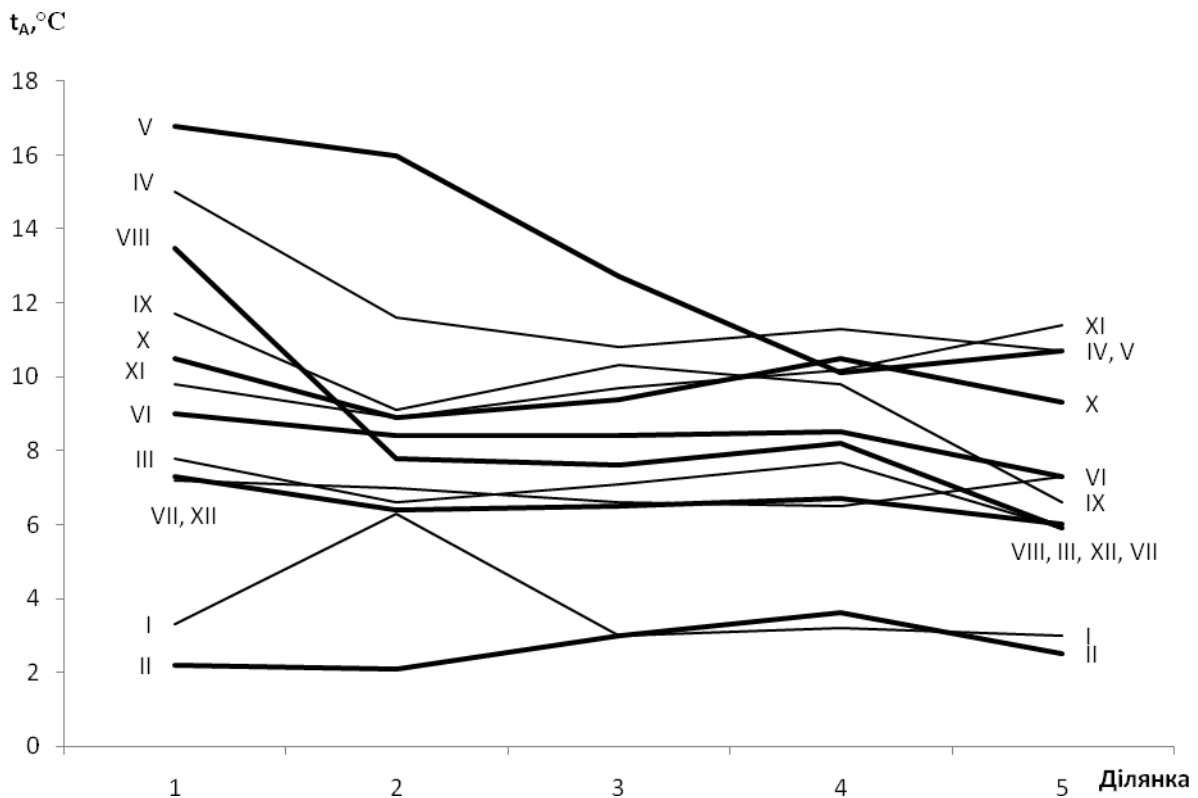


Рис.11 – Середньобогаторічні місячні амплітуди коливання температури поверхні води по ділянках Каховського водосховища за період 1988-2010 рр.

На рис.11 верхньою межею є травень, а нижньою – лютий. У травні відбувається зменшення середньобогаторічної місячної амплітуди коливання температури поверхні води від греблі до верхніх ділянок водосховища, а у лютому – навпаки. Загальною тенденцією є зменшення амплітуди коливання температури поверхні води для більшості місяців від пригреблевої ділянки водосховища до четвертої (заплавної), а потім до п'ятої (руслової) ділянки.

В табл.3 наведені характерні внутрішньорічні місячні амплітуди коливання температури поверхні води по ділянках Каховського водосховища. Розглянувши значення амплітуд, відзначимо, що зростання амплітуд відбувається з січня до травня і з серпня до жовтня, а зменшення – з травня до серпня і з жовтня до січня.

Таблиця 3 – Характерні місячні амплітуди коливання температури поверхні води  $t_A, ^\circ\text{C}$  по ділянках Каховського водосховища

Місяць	Ділянка 1					Ділянка 2					Ділянка 3					Ділянка 4					Ділянка 5				
	Максимальна	Рік	Середньобагаторічна	Мінімальна	Рік	Максимальна	Рік	Середньобагаторічна	Мінімальна	Рік	Максимальна	Рік	Середньобагаторічна	Мінімальна	Рік	Максимальна	Рік	Середньобагаторічна	Мінімальна	Рік	Максимальна	Рік	Середньобагаторічна	Мінімальна	Рік
I	1,6	1991	0,4	0,2	1994 1998 2010	<b>6,2</b>	1990	1,2	0,1	2010	1,4	1988	0,6	<b>0,1</b>	2010	2,8	1988	0,8	0,2	1995	1,3	2001	0,5	<b>0,1</b>	1993 2001
II	1,7	1988	0,5	0,3	2001	2,0	1988	0,8	<b>0,1</b>	2001 2009	2,3	1990	1,1	0,2	2001	<b>3,1</b>	1990	1,1	0,2	2001	1,9	1990	0,7	<b>0,1</b>	2001
III	5,3	1988	2,2	<b>0,1</b>	1997	5,6	1988	2,8	0,2	1997	<b>5,9</b>	2008	3,2	0,5	2003	5,8	1988	3,1	0,8	1998	4,4	2004	2,0	0,4	2003
IV	8,2	2000	4,8	2,2	1991	8,2	2000	5,1	2,2	1992	9,2	1996	4,8	2,2	1988	<b>10,0</b>	1996	4,7	<b>1,6</b>	1992	7,4	2000	4,8	2,5	1988
V	<b>16,5</b>	1988	5,4	0,8	2001	15,2	1988	5,2	<b>0,7</b>	2001	11,5	1988	4,9	1,4	1989	9,2	1988	4,7	1,3	1989	9,7	1988 2007	5,1	1,0	2001
VI	<b>6,0</b>	1991	3,0	<b>0,6</b>	2005	5,1	1991	0,9	3,1	2004	5,4	1991	3,1	<b>0,6</b>	2005	5,2	1999	3,1	<b>0,6</b>	2005	5,3	1991 1999	3,0	0,8	2005
VII	<b>5,1</b>	1988	1,9	0,3	1991	4,2	1988	1,8	0,4	1991 1995	3,8	2001	1,7	0,2	1991	4,3	2001	1,5	<b>0,1</b>	1991	3,4	2001	1,3	<b>0,1</b>	1997
VIII	4,6	1996	2,1	0,7	2007	3,9	1998	2,1	0,2	2003	4,5	1996	2,2	<b>0,1</b>	2000	<b>5,2</b>	1998	2,4	<b>0,1</b>	2008	3,0	1996	1,5	0,7	1992
IX	6,0	1988	3,1	1,1	1994	6,7	2008	3,6	1,2	1991	<b>7,0</b>	2008	3,7	1,1	1998	6,6	1988	3,7	1,1	1998	4,1	1988 2007 2008	3,0	<b>0,3</b>	1994
X	7,2	1999	4,1	1,8	1996	8,0	1994	4,4	1,5	1996	8,7	1994	4,6	<b>1,3</b>	1996	<b>9,1</b>	1994	4,7	1,4	1996	6,7	1999	4,4	2,7	1993
XI	7,8	1988	4,1	0,6	2010	7,6	1988	4,0	1,1	1997	8,2	1998	3,9	0,7	1997	<b>9,0</b>	1988	3,8	<b>0,3</b>	1991	8,1	1993	4,3	1,0	2002
XII	6,1	2009	2,8	0,4	1993	<b>6,8</b>	2009	2,6	0,4	1999	6,4	2009	2,4	0,2	1998	4,8	1990	2,1	0,5	1995	5,2	1996	2,5	<b>0,1</b>	1998

Якщо розглядати вплив змін клімату на внутрішньорічні місячні амплітуди коливання температури поверхні води на ділянках акваторії Каховського водосховища (рис.12,13), то слід відзначити статистичну незначущість трендів.

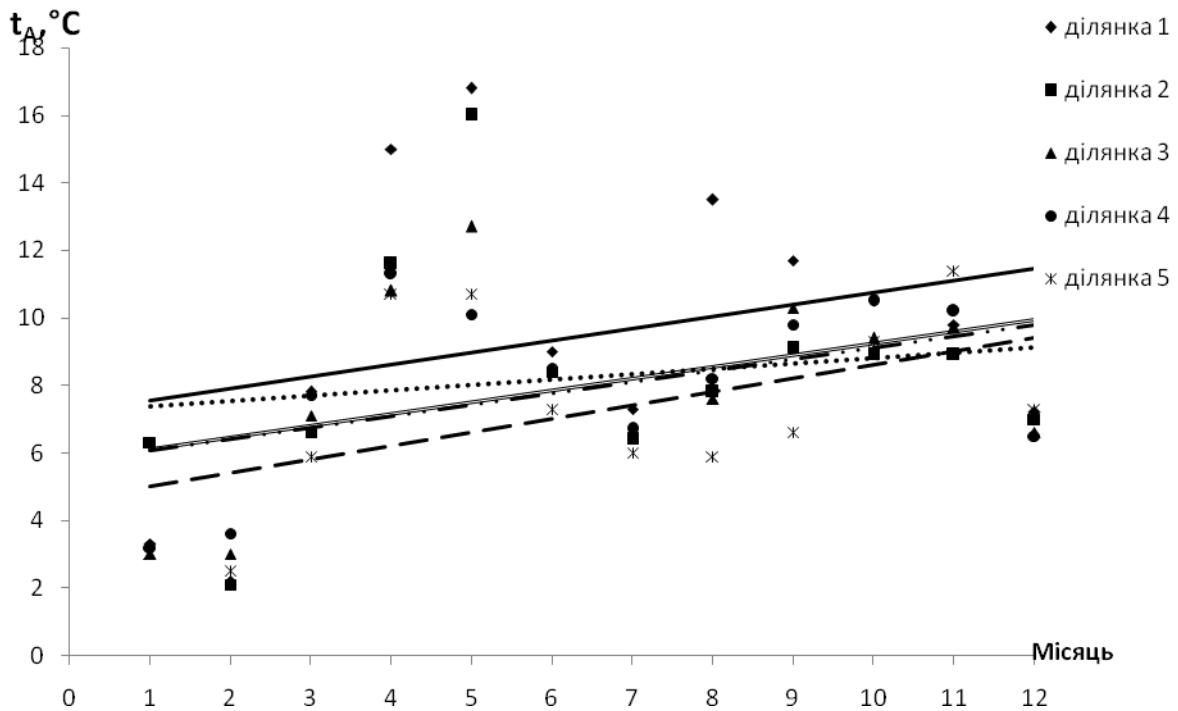


Рис.12 – Хронологічний графік зміни середньомісячних амплітуд коливання температури поверхні води на ділянках Каховського водосховища

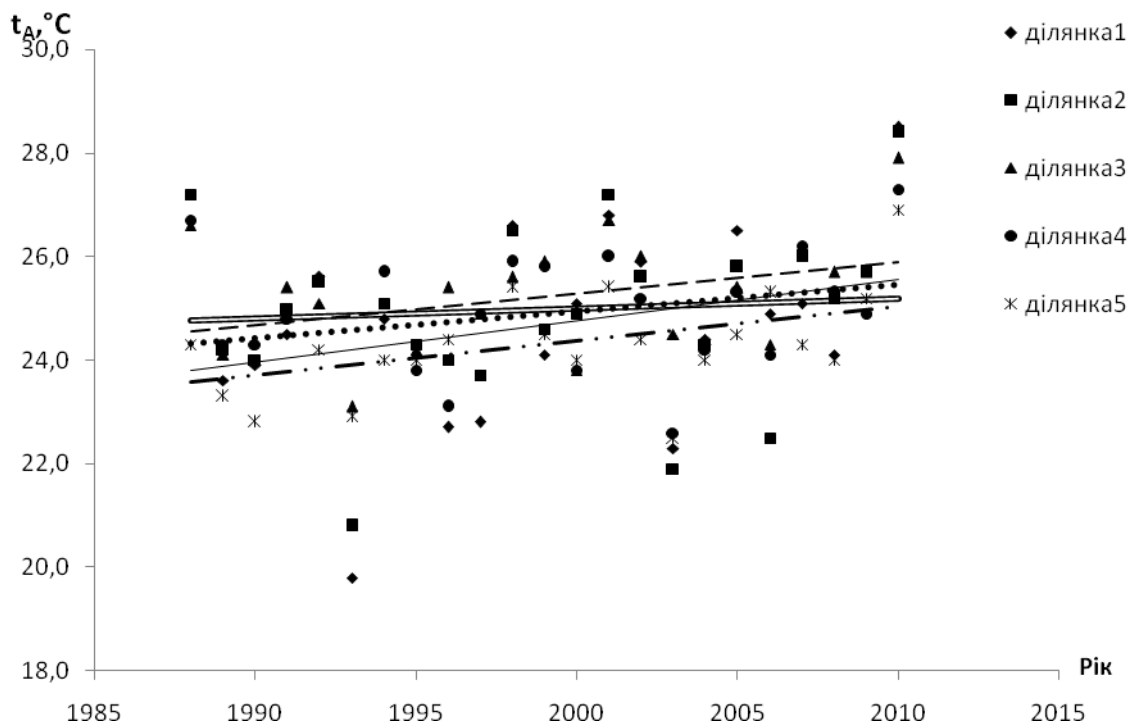


Рис.13 – Часова змінність середньорічних амплітуд коливання температури поверхні води на ділянках Каховського водосховища

На початку спостережень середньорічна амплітуда коливання температури поверхні води по ділянках зменшується в такому порядку: 3,2,4,1,5, в кінці (2010 р.): 3,1,2,4,5, тобто середньорічні амплітуди на першій пригреблевій ділянці зростають більше і швидше, ніж на другій і четвертій, але ще не досягають значень амплітуд на третій ділянці. Таким чином, зміни клімату вплинули на перерозподіл максимальних значень середньорічних амплітуд коливання температури води між першою, другою і четвертою ділянками акваторії водосховища.

#### **Висновки та рекомендації:**

1. Узагальнення та аналіз температурних даних на ділянках та всій акваторії Каховського водосховища за 23 роки (1988-2000 рр.) його експлуатації, їх порівняння з даними досліджень за попередній період (1956-1988 рр.) виявили загальну тенденцію збільшення середньорічних температур повітря, води і параметрів випаровування за останні десятиріччя експлуатації водосховища.
2. Розраховані середньобіагаторічні місячні амплітуди коливання температури поверхні води за аналогічні періоди експлуатації на всій акваторії Каховського водосховища (від греблі до верхніх ділянок водойми) змінюються в межах природних коливань (ряди стаціонарні).
3. Проведені дослідження внутрішньорічного і територіального розподілу температур поверхні води і амплітуд їх коливання по Каховському водосховищу підтверджують узагальнені висновки по окремих водосховищах і Дніпровському каскаду в цілому в дослідженнях до 1990 р., але із збільшенням абсолютних значень досліджуваних показників.

#### **Список літератури**

1. Яцык А.В., Шмаков В.М. Гидроэкология. – К.: Урожай, 1992. – 192 с.
2. Справочник по водным ресурсам / Под ред. Б.И. Стрельца. – К.: Урожай, 1987. – 304 с.
3. Каховское водохранилище. Известные водоемы. Литература и статьи. [Електронний ресурс] – Режим доступа: [http://my-fishing.org.ru/Kakhovskoe\\_vodokhranilichhe...727](http://my-fishing.org.ru/Kakhovskoe_vodokhranilichhe...727).
4. Шмаков В.М. Термические периоды на водохранилищах днепровского каскада // Гидробиологические исследования пресных вод. –К.: Наук.думка, 1985. – С.3-11.
5. Викулина З.А., Натрус А.А. Оценка испарения с поверхности водохранилищ по наблюденным гидрометеорологическим данным // Тр. ГГИ. – 1976. – № 231.– С. 3-17.
6. Вуглинский В.С. Водные ресурсы и водный баланс крупных водохранилищ СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 223 с.
7. Голубев В.С., Вуглинский В.С., Кокорева К.М. Методика расчета средней многолетней температуры поверхности воды в водоемах по данным наблюдений водоиспарительной сети // Тр. ГГИ. – 1981. – Вып.279. –С. 75-93.
8. Шуляковский Л.Г. Формула для расчета испарения с учетом температуры свободной поверхности воды // Тр. Гидрометцентра СССР.–1969.–Вып.53. – С.3-13.
9. Федоненко О.В., Осінова Н.Б., Шарамок Т.С., Маренкова О.М. Гідроєкологічний стан Каховського водосховища // Питання біоіндикації та екології. – Запоріжжя: ЗНУ, 2010. – Вип.15, №2. – С. 214-222.

10. *Корягіна О.С., Обухов Є.В.* Залежність випаровування з водної поверхні Каховського водосховища від температурного фактора // Матеріали міжнародної наукової конференції студентів та молодих вчених «Актуальні проблеми сучасної гідрометеорології». – Одеса: Вид. “ТЕС”, 2012. – С.88-89.
11. *Обухов Е.В., Корягина Е.С.* Обобщение показателей и оценка испарения с водной поверхности Каховского водохранилища // Збірник Матер. 4-го Міжн. Еколог. Форуму «Чисте МІСТО. Чиста РІКА. Чиста ПЛАНЕТА». – Херсон: ХТПП, 2012. – С.171-176.
12. *Обухов Є.В., Корягіна О.С.* Оцінка внутрішньорічних та багаторічних коливань температури поверхні води Каховського водосховища в умовах глобального потепління // Матер. VIII-ой междунар. научно-практ. конференции «Проблемы экологической безопасности и развития морехозяйственного и нефтегазового комплексов». – Одесса: «Пассаж», 2012. – С.190-197.
13. *Обухов Є.В., Корягіна О.С.* Температурний фактор та випаровування з Каховського водосховища // Сб. Матер. VIII-ой междунар. научно-практ. конференции «Проблемы экологической безопасности и развития морехозяйственного и нефтегазового комплексов». – Одесса: «Пассаж», 2012. – С.198-209.
14. *Обухов Є.В., Корягіна О.С., Корецький Є.П.* Узагальнені оцінки випаровування з Каховського водосховища: Монографія. – Одеса: Поліграф, 2012. – 130 с.
15. *Обухов Є.В., Корягіна О.С., Корецький Є.П.* Вплив температурного фактора на показники випаровування з водної поверхні Каховського водосховища // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Одеса, 2012. – Вип. 14. – С.160-169.
16. *Указания по расчету испарения с поверхности водоемов.* – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 83 с.
17. *Клімат України / За ред. В.М. Ліпінського, В.А Дячука, В.М. Бабіченко.* – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
18. *Атлас Днепровского бассейна. Каховское водохранилище.* – Киевская военно-картографическая фабрика, 2004. – 48 с.

**Обухов Е.В., Корягина Е.С.** Оценка многолетнего и внутригодового распределения температуры и испарения с водной поверхности Каховского водохранилища в условиях изменения климата.

*Проведены обобщения реальной гидрометеорологической и морфометрической информации по акватории Каховского водохранилища, сопоставление и анализ результатов.*

**Ключевые слова:** водохранилище, испарение, температура, распределение, поверхность воды, амплитуда, фактор, анализ, обобщение, участок, эксплуатация.

**Obukhov E.V., Koryagina E.S.** The estimation of long-term and annual distribution of temperature and evaporation from the water surface of the Kakhovka reservoir in the conditions of change of climate.

*The generalization of the real hydro and morphometric information on the waters of the Kakhovka reservoir, comparison and analysis of results.*

**Key words:** Reservoir, evaporation, temperature distribution, surface water, the amplitude, a factor analysis, synthesis, site, operation.

## ПЕРЕРОЗПОДІЛ СТОКУ ПО РУКАВАХ ДЕЛЬТИ ДУНАЮ В УМОВАХ ІСНУВАННЯ СУДНОПЛАВНИХ КАНАЛІВ

*В роботі розглянуті питання сучасного перерозподілу стоку по рукавах дельти Дунаю і його ймовірні зміни за умов проведення нових гідротехнічних робіт.*

**Ключові слова:** дельта Дунаю, перерозподіл стоку, гідрологічний прогноз, суднопластво.

**Вступ.** У своїй нижній течії, на відстані близько 170 км, річка Дунай протікає територією України. Тут головне русло Дунаю розділяється спочатку на два рукави: Кілійський і Тульчинський, а потім ще на кілька крупних водотоків. Тульчинський рукав розходиться на Сулинський і Георгіївський рукави, які течуть територією Румунії і впадають у Чорне море. Кілійський рукав по своїй довжині кілька раз розділяється і знову з'єднується у єдине русло, формуючи дві внутрішні і одну зовнішню морську дельту (рис. 1).



Рис. 1 – Українська ділянка річки Дунай (мапи Google), чорною лінією показано державний кордон.

Вода Дунаю має стратегічне водогосподарське значення для України і Румунії – як транспортний коридор, практично невичерпний ресурс прісної води, об'єкт рекреації і рибальства. До того ж, по річці Дунай, а потім і по його Кілійському рукаву проходить державний кордон між Україною і Румунією. Все це зумовлює підвищений інтерес урядів обох країн до проблем дельти Дунаю.

Одним з основних питань на сьогодні є питання перерозподілу стоку в дельті Дунаю за умов існування судноплавних каналів, а також можливого проведення нових гідротехнічних робіт з покращення умов навігації. Питаннями перерозподілу стоку займався декілька авторів, основні результати наведено у роботах [1-4]. Великою науковою працею останнього часу, що описує історію гідротехнічних робіт і питання перерозподілу стоку, стала монографія «Гідрологія дельти Дунаю» за редакцією В.М. Михайлова, професора Московського державного університету ім. М.В. Ломоносова, яка побачила світ у 2004 р. [5]. За допомогою математичного



моделювання С.А. Альошкін [6] одержав важливі висновки щодо перерозподілу стоку в дельтах річок.

Перерозподіл стоку по рукавах дельти – процес безперервний, зумовлений як природними, так і антропогенними чинниками і, перш за все, гідротехнічними роботами. Дуже багато факторів, які неможливо передбачити, чинять вплив на динаміку стоку, що ускладнює прогнози перерозподілу і потребує безперервного контролю і обліку стоку на Нижньому Дунаї.

Результати багатьох вимірів за період 2004-2012 рр., проведених Дунайською гідрометеорологічною обсерваторією (ГМО), надали змогу розглянути сучасні умови, які склалися в дельті, та відстежити динаміку сучасного розподілу стоку у водотоках дельти Дунаю. *Мета дослідження* – оцінити сучасний стан перерозподілу стоку, спрогнозувати зміни стоку основних рукавів в дельті Дунаю.

**Матеріали і методи досліджень.** Використовувались стандартні гідрометричні методи вимірювання витрат води, завислих наносів і подальший їх аналіз. Розрахунок стоку виконано по кривих витрат води, побудованих за результатами вимірів 2004-2012 рр. Використання загальноприйнятих методів обліку стоку, а також результатів сумісних україно-румунських вимірів витрат води у прикордонних створах дозволяє констатувати об'єктивність отриманої інформації.

Крива витрат води виду  $Q=f(H)$ , по найвищому за течією гідроствору (г/с) – 54-а миля річки Дунай, яку використовують при розрахунках середньодобових витрат води, залишається стійкою. Це підтвердили виміри витрат води останніх років. Тому у розрахунках вважаємо, що за останні 30 років середній багаторічний стік води річки Дунай не змінився і становить  $6500 \text{ м}^3/\text{с}$ . Стоки Кілійського і Георгіївського рукавів за цей самий період змінився суттєво, і це, безумовно, відбилося на водному стоці рукавів зовнішньої морської дельти.

Для оцінки прогнозних змін стоку, зумовлених ймовірними гідротехнічними роботами, використовувався метод, розроблений проф. В.М. Михайловим [5], який, на наш погляд, найбільш повно пов'язує між собою гідроморфологічні характеристики русла. У загальному вигляді для дворукавної системи цей метод оцінки має такий запис:

$$Q_I/Q_{II} = F_{II}/F_I, \quad (1)$$

де  $Q_I, Q_{II}$  – витрати води суміжних рукавів,  $F_{II}, F_I$  – модулі опору суміжних рукавів:

$$F = \Delta z / Q^2 = L n^2 / B^2 h^{10/3} \quad (2)$$

де  $\Delta z$  – падіння рівня на ділянці,  $L$  – довжина водотоку,  $n$  – коефіцієнт шорсткості, (у першому наближенні для всіх рукавів рівний 0,023),  $B$  – середня ширина рукава,  $h$  – глибина рукава.

**Аналіз результатів.** Впродовж 1976-2000 рр. стік Кілійського рукава поступово скорочувався. Так, у 1976-1980 рр. витрата води рукава за умов середньої водності Дунаю становила  $3840 \text{ м}^3/\text{с}$  (58,9% від стоку Дунаю), у 1986-1990 рр. –  $3650 \text{ м}^3/\text{с}$  (56,2%), у 1996-2000 рр. –  $3420 \text{ м}^3/\text{с}$  (52,5%) [5].

За результатами вимірів гідрометричним способом 2004-2012 рр., нами оцінено сучасний стан перерозподілу стоку. Процес перерозподілу стоку надалі триватиме, а середня витрата води Кілійського рукава на сьогодні скоротилася і становить близько  $3190 \text{ м}^3/\text{с}$  (49,0%). В сучасних умовах Кілійський рукав змінив сезонний (внутрішньорічний) перерозподіл стоку і тепер він протилежний характеру динаміки

за 1976-1980 рр. Ще 30 років тому частка водостоку рукава зменшувалася із зростанням водності річки з 65 до 53 % [5], тепер рукав збільшує частку свого стоку зі збільшенням водності. За умов межени по Кілійському рукаву проходить 47 %, а при максимальних витратах води, під час водопілля, Кілійський рукав перехоплює до 54 % від стоку Дунаю. У багатоводний 2010 р. по Кілійському рукаву пройшов 51,0 % річного стоку Дунаю, а у маловодний 2012 р. – лише 49,0 %.

Середній стік Георгіївського рукава за останні 30 років збільшився через його штучну активізацію з 24 до 29% від стоку Дунаю. Стік Сулінського рукава за цей час залишався відносно стабільним і склав близько 20% від стоку річки в вершині дельти.

У 1983 р. було побудовано канал «35-а миля» з Тульчинського рукава, який дещо порушив перерозподіл стоку між основними рукавами дельти і відволік близько 2% від стоку річки на обводнення дельти.

На ділянці 115-20 км Кілійського рукава за умов середньої і високої водності річки відбувається скорочення стоку. При середньому стоці Дунаю втрати води на цій ділянці становлять близько 90 м<sup>3</sup>/с (2,8% від стоку Кілійського рукава). Під час наповнення придунайських озер і лиману Сасик втрати часто перевищують 300 м<sup>3</sup>/с. За умов низьких рівнів води на ділянці може відбуватися приплив води, зумовлений спрацюванням води з озер і ефектом дельтового регулювання. Витрати води на г/с Кілійський 20 км стають вищими за витрати води на г/с 115 км в умовах дуже високої водності Дунаю, що пояснюється перетіканням води з Тульчинської системи рукавів до Кілійської внаслідок гідравлічної неспроможності русел Тульчинської системи водотоків пропускати екстремальні витрати води. Цей висновок підтверджується значними повеннями 2006, 2010 рр. в румунській частині дельти, внаслідок яких було завдано значного збитку аграрному і рибному господарству.

Основні рукави морської Кілійської дельти – Очаківський, Старостамбульський і Бистрий – знаходяться під впливом скорочення стоку Кілійського рукава.

Стік води через Очаківський рукав продовжив зменшуватися. У 1976-1980 рр., за умов середньої водності річки, витрата води у виток рукава дорівнювала 1170 м<sup>3</sup>/с, у 1986-1990 рр. – 1100 м<sup>3</sup>/с, у 1996-2000 рр. – 865 м<sup>3</sup>/с, а у 2004-2012 рр. – 730 м<sup>3</sup>/с. Скорочення стоку Очаківського рукава пов'язано як з природною еволюцією цього водотоку, так із припиненням днопоглиблювальних робіт у рукаві Прорва на початку 90-х років ХХ ст.

Старостамбульський рукав на г/с 10 км (нижче рукава Бистрий) також скоротив стік: у 1976-1980 рр. витрата води за умов середньої водності становила 1720 м<sup>3</sup>/с, у 1986-1990 рр. – 1400 м<sup>3</sup>/с, у 1996-2000 рр. – 1280 м<sup>3</sup>/с, а у 2004-2012 рр. – 1160 м<sup>3</sup>/с. Поступове зменшення стоку обумовлене як зниженням стоку Кілійського рукава, так і втратами на підтримку суміжного рукава Бистрий.

Рукав Бистрий за останні 30 років, в основному, збільшував стік. У 1976-1980 рр. витрата води рукава за умов середньої водності становила 926 м<sup>3</sup>/с, у 1986-1990 рр. – 1050 м<sup>3</sup>/с, у 1996-2000 рр. – 1180 м<sup>3</sup>/с, а у 2004-2012 – 1210 м<sup>3</sup>/с. При цьому процес збільшення стоку води рукава був трохи підсилений завдяки гідротехнічним роботам на його барі, починаючи з 2004 р. З іншого боку інтенсивне скорочення стоку води Кілійського рукава в вершині морської дельти призвело до сповільнення процесу активізації рукава Бистрий. Таким чином, сучасну еволюцію рукава Бистрий визначають два різноспрямованих фактори: зменшення стоку у верхів'ї Кілійській дельти Дунаю і проведення гідротехнічних робіт по поглибленню бара цього рукава при відновленні та експлуатації глибоководного суднового ходу (ГСХ). У 2011-2012 рр. спостерігається стабілізація стоку рукава Бистрий – стік по ньому перестав збільшуватися через суттєве зменшення водності Кілійського рукава. Стік рукава

зростає тільки відносно суміжних водотоків: Старостамбульського (г/с 10 км) і особливо Очаківського рукава у його витокі.

За час існування ГСХ по рукаву Бистрий, з 2004 р. основні тенденції розвитку рукавів Кілійської дельти не змінилися. Більшість рукавів української частини дельти скорочують стік води і наносів, окрім рукавів Бистрий і Циганський. В цілому для рукавів дунайської дельти, які відмирають (тобто з часом зменшують стік), характерною рисою є збільшення частки стоку зі збільшенням водності річки [5], тому середні річні відсотки розподілу стоку дещо відрізняються від розподілу стоку в окремі фази гідрологічного режиму. Так, коли водність Дунаю є максимальною, Очаківський і Старостамбульський (нижче Бистрого) рукави приймають найбільшу частку стоку Дунаю, у той ж самий час рукав Бистрий приймає найменшу частку стоку річки. За умов межени ситуація протилежна.

*Моделювання перерозподілу стоку. Прогноз.* Найбільш ймовірні гідротехнічні роботи, що можуть використовуватись вздовж Кілійського рукава – це поглиблення декількох перекатів, а також добудова каналу Дунай – Чорне море в його гирлі. В румунській частині дельти можливе спрямлення закруту в околиці міста Тульча, в рамках реалізації програм покращення навігаційних умов.

Спрямлення закрутів Кілійського рукава розглядається нами як теоретичний проект, моделювання якого дає відповідь на питання масштабності такого впливу.

У разі реалізації проектів зі спрямлення меандр стік основних рукавів стрибкоподібно зміниться, а далі буде приходити у гідравлічну рівновагу шляхом переформування русла та зменшення чи збільшення витрат води.

Розглянуто декілька сценаріїв зміни гідравлічних характеристик в сучасних умовах (рис. 2): спрямлення закруту Тульчинського рукава біля міста Тульча, спрямлення 3 меандр Кілійського рукава (116-109, 105-98 і 89-76 км).

Як показали наші розрахунки, проведені на основі вищезгаданої методики [5,6], спрямлення закруту Тульчинського рукава біля міста Тульча призведе до збільшення стоку приблизно на 1% від стоку Дунаю. Однак ці роботи здатні підсилити процеси розмиву у Георгіївському рукаві і спричинити певний довгостроковий ефект. Реконструювання дамби на Ізмаїльському Чаталі шляхом її вертикальної чи горизонтальної досипки, ймовірно, також зумовить певну регулюючу дію, здатну знижувати максимальні рівні вздовж Кілійського рукава.

Можна також припустити, що розмір чи зменшення розмірів цієї шпори навряд чи суттєво змінить середню водність Тульчинського і Кілійського рукавів у їх витокі. Це, насамперед, пов'язано із сучасною морфологією русла в районі Ізмаїльського Чаталу, визначеною багаторічною перебудовою річки у цьому місці. Вплив цієї споруди на перерозподіл стоку в сучасних умовах може розглядатися як «фоновий» – існуючий більше ніж 100 років.

Спрямлення закрутів Кілійського рукава, як вказують розрахунки, також неспроможне кардинально змінити ситуацію в дельті Дунаю. Такий гіпотетичний проект дає прирощення стоку Кілійського рукава лише на 3-4 % (до 51-52% від стоку Дунаю) і навряд чи змінить динаміку перерозподілу на користь Кілійського гирла. Всі ймовірні спрямлення Кілійського рукава здатні зменшити його загальну довжину до 101 км (на 13%).

Нагадаємо, що сьогодні загальна довжина Тульчинського рукава і його продовжень складає 94 км, а після спрямлення закруту біля м. Тульча вона скоротиться до 90 км. До того ж, багатурукавність дельти Кілійського рукава, як показано у [6], буде сприяти постійному зменшенню його водності.

Вирішальним фактором, що визначає динаміку водності основних рукавів дельти Дунаю при будь-яких будівельних роботах, залишиться розвиток

Георгіївського рукава. Скорочення його довжини у 1981-1992 рр. з 109 до 76 км (на 30%) шляхом будівництва каналів з незакріпленим руслом й досі призводить до збільшення поперечного перерізу каналів-спрямлень і активізації всього Георгіївського і Тульчинського рукавів.

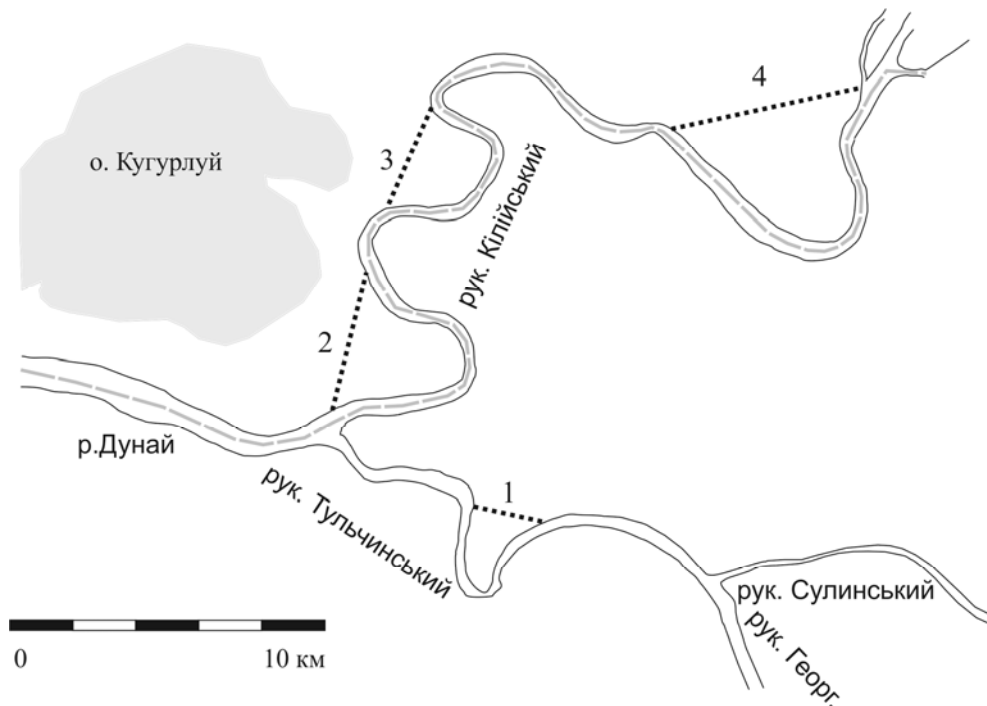


Рис. 2 – Гіпотетичні зміни гідрографічної мережі:

- 1- виправлення закруту біля м. Тульча
- 2- виправлення закруту на 116-109 км Кілійського рукава ,
- 3- виправлення закруту на 105-98 км Кілійського рукава
- 4- виправлення закруту на 89-76 км Кілійського рукава.

Власне кажучи, зниження водності Кілійського рукава і зміна його гідрологічного режиму чинить деякий вплив на господарські об'єкти та екологічний стан української дельти Дунаю. Основні прямі та непрямі негативні наслідки, про які частково згадувалось раніше [7], вже виникли чи можуть виникнути на території українського Придунав'я у зв'язку зі зниженням стоку Кілійського рукава:

1. Зниження максимальних рівнів води вздовж Кілійського рукава і погіршення водообміну в Придунайських озерах.
2. Погіршення водообміну і зміна гідрологічного режиму у внутрішніх дельтових озерах.
3. Прогресивне відмирання малих рукавів Кілійської дельти. Насамперед, це рукав Кислицький, який постачає воду в оз. Катлабух і Китай, і рукав Лімба, де проходить державний кордон.
4. Підсилення ерозійних процесів на українській ділянці морського краю через дефіцит річкових наносів.
5. Активізація процесів інтрузії, частого та тривалого стояння морських вод в рукавах дельти, підняття клину солоності вище м. Вилкове.
6. Зменшення біорізноманіття в гирловій області, особливо на території Дунайського біосферного заповідника.

7. Зменшення кількості заходів дунайського оселедця через рукава, які втрачають стік і потужність струменів течії.

На суднопластво зменшення стоку Кілійського рукава буде впливати неоднозначно. З одного боку, воно зменшить замулення ділянок поглиблення, а з іншого – може призвести до перебудови русла і фарватеру.

Існує висока ймовірність того, що в найближчий час справдиться наш прогноз на 2020 р. [8], в якому наведені такі цифри: Кілійський рукав зменшить частку свого стоку до 47%, Тульчинський збільшить стік до 53%. Найбільш інтенсивно водостік приростатиме до 2020 р. у Георгіївському рукаві – до 31% від стоку Дунаю.

Підтримання прохідних глибин у гирлі рукава Бистрий на рівні 5-7 м нездатне змінити динаміку основних рукавів дельти, однак, як вже зазначалося у [5], поглиблення перекатів і бару Кілійського рукава дещо сповільнить відтік води до Тульчинської системи рукавів.

Окремо зазначимо велику роль рукава Бистрий у пропуску зимового стоку за умов потужного льодоходу. Поглиблений бар рукава здатний спрацьовувати більшу частину стоку Кілійського рукава при блокуванні льодом барів Очаківського і Старостамбульського рукавів. При сильних вітрах зі східною складовою це дещо захистить м. Вилкове від катастрофічного підйому рівнів води. Саме така ситуація спостерігалася у лютому 2012 р., коли, завдяки поглибленому бару рукава Бистрий, «зимова блокада» рукавів не стала причиною стихійного лиха.

#### **Висновки та перспективи подальших досліджень**

1. Перерозподіл стоку в дельті Дунаю визначається як природними процесами, так і антропогенними чинниками. Сучасна динаміка характеризується збільшенням стоку Тульчинської системи рукавів і зменшенням стоку Кілійського рукава. Станом на 2013 р. середній стік Кілійського рукава становить 49% від стоку Дунаю в верхів'ї дельти. Сулинський і Георгіївський рукави перехоплюють відповідно 20 і 29%. Ще 2% стоку відходить у канал, розташований на 35 милі Тульчинського рукава. Вздовж Кілійського рукава його водність зменшується в середньому на 90 м<sup>3</sup>/с, таким чином, в морську зовнішню дельту Кілійського рукава потрапляє близько 47,5% від стоку Дунаю.
2. Спряmlення закруту Тульчинського рукава біля м. Тульча призведе до подальшої активізації всієї системи румунських гирл і зменшення водності Кілійського рукава до 45-46% до 2020 р. У зовнішню морську дельту Кілійського рукава, в середньому буде потрапляти лише 43-44%.
3. Всі крупні рукави Кілійської дельти будуть скорочувати стік, за винятком рукава Бистрий, який залишиться відносно стабільним. Підтримання судноплавних глибин на українській ділянці дельти сповільнить процес перехоплення стоку Тульчинською системою водотоків. У разі відсутності масштабних гідротехнічних робіт у 2020 р. частка стоку Кілійського рукава становитиме 47% від стоку Дунаю.
4. Поглиблений бар рукава Бистрий, окрім свого основного призначення – пропуску суден, здатний також спрацьовувати більшу частину стоку Кілійського рукава при блокуванні льодом гирл суміжних водотоків.
5. Потрібно зберегти і модернізувати існуючу систему гідрологічного моніторингу на українській ділянці Дунаю. Динамічна система дельти потребує збільшення частоти вимірювань на г/с з метою оперативного контролю за перерозподілом стоку. Національна система екологічного контролю стану дельти Дунаю повинна включати провідні регіональні організації моніторингу довкілля у сферах гідрометеорології та біології. Накопичена гідрометеорологічна

інформація Дунайської ГМО може використовуватись як база для розробки і калібрації математичних моделей дельти Дунаю.

### Список літератури

1. *Гидрология* устьевой области Дуная / Алмазов А.М., К. Бондар., Н.Ф. Вагин и др./ Под ред. Я.Д. Никифорова и К. Дьякона. – М.: Гидрометеиздат, 1963. – 383 с.
2. *Михайлов В.Н.* Основные закономерности гидрологического режима дельты Дуная и его антропогенных изменений / Михайлов В.Н., Вагин Н.Ф., Морозов В.Н. // *Водные ресурсы.* – 1981. – №6. – С. 22-44.
3. *Морозов В.Н.* Изменения гидрологических процессов в дельте Дуная под влиянием водохозяйственных мероприятий: Дис. канд. географ. наук: 11.00.07 – М., 1985. – 176 с.
4. *Михайлов В.Н.* Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее – М.: ГЕОС, 1997. – 413 с.
5. *Гидрология* дельты Дуная / Михайлов В.Н., Морозов В.Н., Михайлова М.В и др./ Под ред. В.Н. Михайлова – М.: ГЕОС, 2004.– 448 с.
6. *Алешкин С.А.* Математическое моделирование гидролого-морфологических процессов в неприливых дельтах рек : Дис. канд. географ. наук: 25.00.27 – М., 2004. – 149 с.
7. XXIVth Conference of the Danubian Countries on the hydrological forecasting and hydrological bases of water management. Slovenia, Bled, 2–4.06.2008. Conference E-papers. 1-4 p.
8. *Черой А.И.* Сток воды наносов и морфологические процессы в устьевой области реки Дунай: Дис. канд. географ. наук: 11.00.07 / Черой Александр Иванович. – Одесса, 2009. – 174 с.

#### **Перераспределение стока по рукавам дельты Дуная в условиях существования судоходных каналов. Черой А.И.**

*В работе рассмотрены вопросы современного перераспределения стока по рукавам дельты Дуная и его возможных изменений в условиях проведения новых гидротехнических работ.*

**Ключевые слова:** дельта Дуная, перераспределение стока, гидрологический прогноз, судоходство.

#### **The redistribution of runoff on the branches of the Danube Delta in terms of the existence of navigation channels. Cheroy O.I.**

*The paper discusses the issues of redistribution of modern runoff on the branches of the Danube Delta and its possible changes in the conditions of new engineering works.*

**Keywords:** Danube Delta, redistribution of runoff, hydrological forecast, shipping.

## РЕЖИМ БІОГЕННОЇ ТА ОРГАНІЧНОЇ РЕЧОВИН МАЛИХ РІЧОК МІСТА ЧЕРНІВЦІ

*Досліджено режим біогенної та органічної речовини малих річок міста Чернівці. Встановлено, що внаслідок антропогенного впливу концентрації мінеральних сполук азоту підвищувались, змінювалась їх річна динаміка та відношення форм вмісту у річкових водах. Ступінь зростання вмісту органічної та біогенної речовини визначався рівнем антропогенного впливу на басейни річок.*

**Ключові слова:** мінеральні сполуки азоту; загальне залізо; перманганатна окиснюваність; біхроматна окиснюваність; гідрологічні сезони.

**Вступ.** Режим біогенної і органічної речовини є одним з найважливіших чинників, які визначають рівень біологічної продуктивності гідроекосистем. Скидання у річки стічних вод, збагачених органічною речовиною, сполуками азоту і фосфору техногенного походження, спричиняє виникнення процесу евтрофікації, дефіциту розчиненого кисню, внаслідок чого суттєво погіршується якість води. Оскільки об'єми скидання стічних вод у малі річки урбанізованої території сумірні з об'ємами їх меженного стоку, режим біогенної і органічної речовини таких водотоків зазнає докорінних змін [8].

**Аналіз останніх досліджень і публікацій.** Екологічний стан малих річок урбанізованої території постійно привертає увагу дослідників, які відзначають такі основні наслідки антропогенного впливу, як високі рівні хімічного і теплового забруднення вод і донних відкладів, докорінні зміни їх гідрологічного і гідрохімічного режимів. Режим біогенної і органічної речовини малих річок і водойм міст, в основному – мінеральних сполук азоту і фосфору, зазвичай розглядається, як один з показників їх екологічного стану [1-7, 9-12].

**Метою** роботи є встановлення основних рис режиму біогенної і органічної речовини малих річок урбанізованої території з різним рівнем антропогенного навантаження на басейн. Рівень антропогенного навантаження оцінювався за наступними критеріями: умовами формування гідрологічного і гідрохімічного режиму (особливостями ландшафтно-функціональної організації басейнів), наявністю в межах басейнів заборів поверхневих і підземних вод, мереж централізованого водопостачання та водовідведення, зливової каналізації, аварійних скидів стічних вод, їх частки в об'ємі меженного стоку річок, сміттєзвалищ та вигрібних ям, характером використання протиожеледних засобів.

**Методи досліджень.** У малих річок урбанізованої території з'являються додаткові техногенні джерела живлення (в умовах досліджень – за рахунок перекидання частини стоку з іншого водозбірного басейну), внаслідок чого змінюються характеристики їх стоку. Модуль середнього річного стоку малих річок Чернівців становить 12-20 л/с.км<sup>2</sup>, що значно перевищує його зональне значення [8]. Оскільки на малих річках Чернівців у період до початку інтенсивного антропогенного втручання гідрологічні та гідрохімічні спостереження не проводились, референційний режим біогенних речовин був встановлений за методом гідрологічної аналогії. В якості аналога обрана річка Дерелуй, стік якої формується в умовах, характерних для території Чернівців, малі лівобережні притоки цієї річки дреноують південно-східну частину міста. На річці Дерелуй у створі с.Коровія протягом 1953-1975 років проводились систематичні гідрологічні спостереження, результати яких опубліковані у гідрологічних щорічниках. Гідролого-гідрохімічний режим р.Дерелуй протягом цього

періоду є близьким до природного. На малих річках Чернівців - рр. Клокучка, Мольниця, Задубрівка і Шубранець протягом 2008-2011 років проводились гідрохімічні спостереження, опробовування на вміст біогенної і органічної речовини виконувались на двох створах – фоновому (у верхів'ях річок) і контрольному (на гирлових ділянках).

**Результати досліджень та їх аналіз.** Вміст нітритів ( $\text{NO}_2^-$ ) у воді річки Дерелуй становив 0,004-0,18 мг/дм<sup>3</sup>. Сезонні варіації вмісту нітритів характеризувались низькими концентраціями під час зимової межени, їх підвищенням під час весняного водопілля. Концентрації загального заліза ( $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ ) протягом періоду спостережень змінювались від 0,1 до 0,83 мг/дм<sup>3</sup>, підвищення його вмісту були характерними для сезону весняного водопілля, табл.1.

Таблиця 1 – Вміст біогенної та органічної речовини у воді р. Дерелуй-с. Коровія в різні гідрологічні сезони.

Гідрологічний сезон	$\text{NO}_2^-$ , мг/дм <sup>3</sup>	$\text{Fe}_{\text{заг.}}$ , мг/дм <sup>3</sup>	Окиснюваність, мгО/дм <sup>3</sup>		Відношення ПО:БО, %
			перманганатна (ПО)	біхроматна (БО)	
Зимова межень	0,004-0,06	0,10-0,42	3,20-11,1	6,90-33,8	34,9
	0,02	0,21	5,41	15,5	
Весняне водопілля	0,01-0,08	0,12-0,83	3,20-13,1	5,90-23,0	34,4
	0,04	0,36	5,54	16,1	
Літньо-осінні паводки	0,01-0,05	0,10-0,30	2,10-9,50	6,00-20,0	39,2
	0,03	0,21	5,33	13,6	
Літньо-осіння межень	0,01-0,18	0,18-0,53	3,50-9,70	11,2-23,5	35,0
	0,08	0,28	6,03	17,2	

Примітка: у чисельнику вказаний діапазон концентрації, у знаменнику – її середнє значення.

Величини перманганатної окиснюваності (ПО) протягом періоду спостережень змінювались від 2,10 до 13,1 мгО/дм<sup>3</sup>, біхроматної (БО) – від 6,00 до 33,8 мг/дм<sup>3</sup>. У сезонному ході спостерігалось підвищення величини окиснюваності в літньо-осінній межений період, табл.1. Між величинами перманганатної і біхроматної окиснюваності води досліджуваної річки встановлено лінійну залежність з коефіцієнтом кореляції 0,55, рис.1. Значну частку органічної речовини склали нестійкі сполуки, про що свідчить відношення величин ПО:БО, яке, сезонно змінюючись в межах 34,4-39,2%, становило, у середньому, 35,9%.

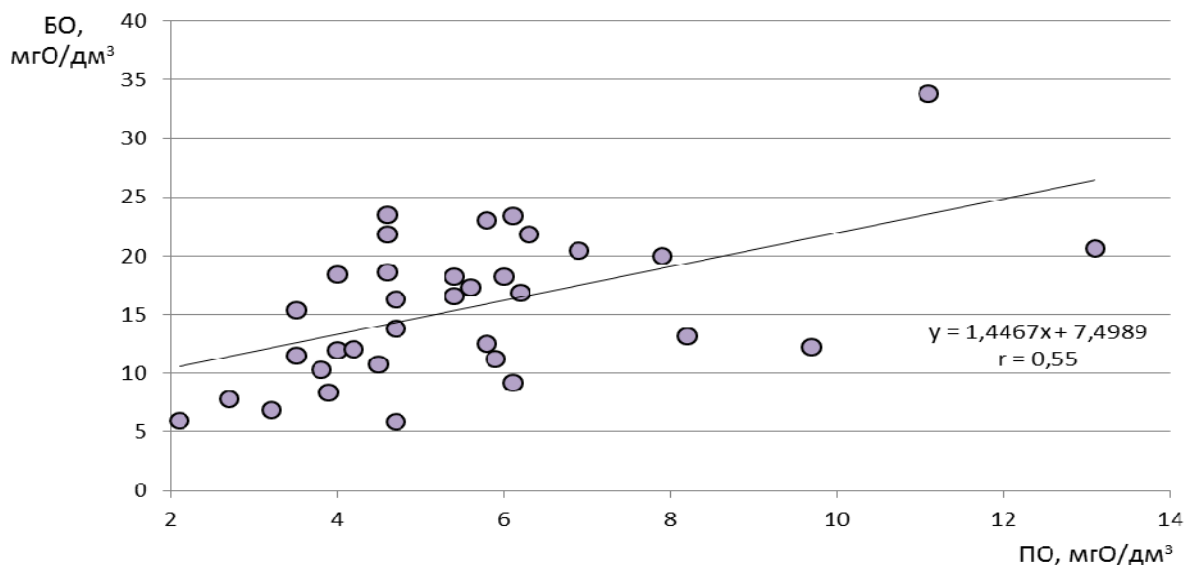


Рис. 1 – Залежність між величинами перманганатної (ПО) і біхроматної (БО) окиснюваності води р.Дерелуй-с.Коровія.



Режим біогенних речовин фонових ділянок малих річок міста Чернівці дещо відрізнявся від природного. Концентрації амонійного азоту були більшими у воді річки з вищим рівнем техногенного навантаження на басейн (р. Мольниця) і становили, протягом періоду спостережень, 0,42-0,63 мг/дм<sup>3</sup>. У цілому, для режиму іонів амонію було характерним підвищення концентрацій у період весняного водопілля. Для нітритів риси річного режиму не були чітко виражені, хоча деяке підвищення їх концентрацій спостерігалось у періоди літньо-осінньої межні і, частково – на початку весняного водопілля, табл. 2.

Таблиця 2 – Середній вміст мінеральних форм азоту і загального заліза у воді фонових ділянок малих річок м.Чернівці в різні гідрологічні сезони

Гідрологічний сезон	Річка, створ спостережень	Концентрація, мг/дм <sup>3</sup>			
		$NH_4^+$	$NO_2^-$	$NO_3^-$	$Fe_{заг}$
Зимова межень	Клокучка - вул.Вижницька	0,29	0,01	0,82	0,25
	Мольниця - вул.В.Винниченка	0,42	0,05	0,88	0,75
	Задубрівка - вул.Учительська	0,21	0,05	2,11	0,21
Весняне водопілля	Клокучка - вул.Вижницька	0,44	0,05	1,84	0,42
	Мольниця - вул.В.Винниченка	0,46	0,09	2,07	1,38
	Задубрівка - вул.Учительська	0,26	0,08	2,42	0,36
Літньо-осіння межень	Клокучка - вул.Вижницька	0,23	0,06	0,54	0,28
	Мольниця - вул.В.Винниченка	0,63	0,08	0,73	1,12
	Задубрівка - вул.Учительська	0,16	0,08	1,53	0,32

Вміст нітратного азоту складав 0,73-2,42 мг/дм<sup>3</sup>. Режим нітратів характеризувався сезонним зниженням концентрацій протягом вегетаційного періоду, максимальний вміст спостерігався під час весняного водопілля, що пов'язується з їх надходженням з талими водами. Високим був вміст нітратів і під час зимової межні, коли при їх мінімальному споживанні водними рослинами відбувається розпад органічної речовини. Найвищі концентрації нітратного азоту у цей гідрологічний сезон були характерними для р.Задубрівка, верхня частина течії якої дрениє сільськогосподарські угіддя. В цілому, у воді фонових ділянок малих річок переважною мінеральною формою азоту була нітратна, частка якої складала 65-88% загального вмісту, рис.2. Більшу частку загального вмісту мінеральних сполук азоту нітратна форма складала для річок Задубрівка і Клокучка, стік фонових ділянок яких формується у межах сільськогосподарської і сільськогосподарсько-поселенської функціональних зон міста. Частка нітритного азоту була незначною (3,2-4,2%) і дещо більшою для річки Мольниця з вищим рівнем техногенного навантаження на басейн. Частка амонійного азоту була більшою для річки, стік якої формується в межах поселенської і промислової зон міста (р.Мольниця).



Рис.2 – Співвідношення мінеральних форм азоту у воді фонових ділянок малих річок м.Чернівці, %.

Середній вміст загального заліза ( $Fe^{2+}+Fe^{3+}$ ) у воді фонових ділянок річок Задубрівка і Клокучка не перевищував  $0,42 \text{ мг/дм}^3$ , і був помітно вищим (до  $1,10 \text{ мг/дм}^3$ ) для р.Мольниця. У сезонному ході спостерігалось підвищення концентрацій загального заліза в період весняного водопілля.

Режим органічної речовини руслових вод фонових ділянок досліджуваних річок характеризувався низькими значеннями окиснюваності у періоди зимової межени, під час водопілля і дощових паводків вона збільшувалась внаслідок змивання органічних речовин з поверхні водозборів. Найвищі значення перманганатної окиснюваності води річок Клокучки, Мольниці і Задубрівки становили відповідно  $10,0$ ,  $13,1$  і  $9,1 \text{ мгО/дм}^3$ . Порівняння середніх за період спостережень значень перманганатної окиснюваності вод малих річок міста і річки Дерелуй-с.Коровія, табл. 1, 3 вказує на близькість режиму органічної речовини їх фонових ділянок до природного.

Таблиця 3 – Перманганатна окиснюваність води фонових і гирлових ділянок малих річок м.Чернівці.

Річка, створ спостережень	Перманганатна окиснюваність, $\text{мгО/дм}^3$
Клокучка-вул.Вижницька (фон)	5,63
Клокучка-гирло	17,9
Мольниця-вул.В.Винниченка (фон)	5,72
Мольниця-гирло	51,5
Задубрівка-вул.Учительська (фон)	5,34
Шубранець-гирло	7,88
Дерелуй-с.Коровія	5,41

Надходження в малі річки у складі стічних вод і з поверхневим стоком сполук азоту антропогенного походження спричинило зміни режиму мінеральних форм елемента в їх частинах, що перетинають територію міста. Результати визначення вмісту мінеральних форм азоту у воді гирлових ділянок досліджуваних малих річок наведені в табл.4. Порівняльний аналіз даних, наведених у табл.2 і 4, показав підвищення вмісту всіх мінеральних форм азоту у воді гирлових ділянок досліджуваних річок.

Так, концентрації амонійного азоту у воді гирлових ділянок Клокучка і Мольниця підвищились до  $7-10 \text{ мг/дм}^3$  (в 11-24 рази у порівнянні з фоновим вмістом), менш істотним було підвищення концентрацій нітратного і нітритного азоту. Характер сезонних варіацій вмісту сполук азоту, встановлений для фонових ділянок досліджуваних річок, зберігся тільки для р. Шубранець, у яку скидались незначні об'єми стічних вод. Внаслідок антропогенного впливу сезонні зміни концентрацій сполук азоту у воді гирлових ділянок річок Клокучка і Мольниця в більшій мірі стали визначатись не біохімічними процесами, а змінами водності. Підвищені концентрації нітратного і, особливо, - амонійного азоту спостерігались у воді гирлових ділянок цих річок в зимовий меженний сезон, вони помітно знижувались під час весняного водопілля і літньо-осінніх дощових паводків внаслідок розбавлення руслового стоку талими сніговими і дощовими водами. У період літньо-осінньої межени, за рахунок

надходження сполук азоту в складі стічних вод, їх концентрації підвищувались майже до рівня, який спостерігався у зимовий меженний сезон.

Таблиця 4 – Середній вміст мінеральних форм азоту і загального заліза у воді гирлових ділянок малих річок м. Чернівці в різні гідрологічні сезони

Гідрологічний сезон	Річка, створ спостережень	Концентрація, мг/дм <sup>3</sup>			
		$NH_4^+$	$NO_2^-$	$NO_3^-$	$Fe_{заг}$
Зимова межень	Клокучка - гирло	6,32	0,57	1,50	0,58
	Мольниця - гирло	10,0	0,51	1,10	0,82
	Шубранець - гирло	0,34	0,10	2,15	0,25
Весняне водопілля	Клокучка - гирло	3,75	0,22	1,06	0,40
	Мольниця - гирло	6,57	0,40	2,13	0,74
	Шубранець - гирло	0,94	0,18	2,53	0,39
Літньо-осіння межень	Клокучка - гирло	5,56	0,38	1,64	0,37
	Мольниця - гирло	6,88	0,40	1,11	0,73
	Шубранець - гирло	0,28	0,13	2,28	0,36

Наслідком антропогенного впливу стали і зміни у співвідношенні вмісту форм азоту у воді гирлових ділянок досліджуваних річок, глибина яких диференціювалась рівнем його інтенсивності. Найменші зміни співвідношення форм азоту відбулись у воді гирлової ділянки р. Шубранець, основною з яких, при помітному збільшенні амонійної складової, залишилась нітратна, рис.3.

Докорінні зміни співвідношення форм азоту спостерігались у воді гирлових ділянок річок Клокучка і Мольниця, в які мінеральний азот надходив, в основному, у складі стічних вод. Внаслідок антропогенного впливу переважаючою (81-92%) стала амонійна, а не нітратна, як для фонових ділянок річок, форма азоту.

При додатковому надходженні загального заліза ( $Fe^{2+}+Fe^{3+}$ ) техногенного походження у складі стічних вод і поверхневого стоку з урбанізованої території його вміст у воді гирлових ділянок річок, у порівнянні з фоновим, дещо підвищився, табл.2, 4. Не змінився сезонний хід концентрацій заліза у воді гирлової ділянки р.Шубранець, їх підвищення спостерігалось під час весняного водопілля. Зворотний характер змін концентрацій сумарного заліза спостерігався у воді гирлових ділянок річок Клокучка та Мольниця: найвищими вони були у меженні періоди року і знижувались внаслідок розбавлення руслових вод поверхневим стоком під час весняного водопілля і літньо-осінніх дощових паводків.

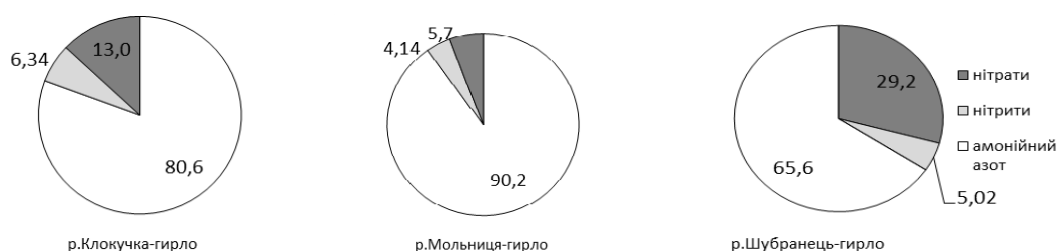


Рис.3 – Співвідношення мінеральних форм азоту у воді гирлових ділянок малих річок м.Чернівці, %.

Режим органічної речовини гирлової ділянки р.Шубранець не зазнав помітних змін, середнє за період спостережень значення перманганатної окиснюваності підвищилось у 1,5 рази, річний хід її величин був таким же, як і на фоновій ділянці, табл.3. Основна частка органічної речовини надходить в малі річки урбанізованої території не в результаті її синтезу гідробіонтами, а з поверхневим стоком і у складі стічних вод каналізації, наслідком чого є значне підвищення її концентрацій та зміна

характеру сезонного ходу. Середній за період спостережень вміст органічної речовини у воді гирлових ділянок річок Клокучка і, особливо, - Мольниця, збільшився відповідно в 3,2 і 9,0 рази. Найвищі концентрації органічної речовини спостерігались у маловодні меженні періоди, коли частка стічних вод в об'ємі стоку цих річок складала понад 70% [12], під час весняного водопілля і дощових паводків вони знижувались при розбавленні руслових вод поверхневим стоком.

**Висновки.** Природний режим біогенної і органічної речовини малої річки району досліджень характеризувався такими основними рисами:

- вміст нітритного азоту складав 0,004-0,18 мг/дм<sup>3</sup>, його сезонні варіації характеризувались низькими концентраціями під час зимової межені, їх підвищенням у весняний сезон та найвищим вмістом в період літньо-осінньої межені;
- концентрації загального заліза змінювались в межах 0,1-0,83мг/дм<sup>3</sup> з вищими значеннями під час весняного водопілля;
- величини перманганатної окиснюваності становили 2,1-13,1 мгО/дм<sup>3</sup>, біхроматної – 6,0- 31,8 мгО/дм<sup>3</sup>. У сезонному ході спостерігалось підвищення вмісту органічної речовини в літньо-осінні меженні періоди. Значну частку розчиненої у воді органіки складали нестійкі сполуки.

Режим біогенної і органічної речовини фонових ділянок малих річок урбанізованої території у цілому зберігав основні риси природного, водночас спостерігались і його певні антропогенні зміни:

- концентрації амонійного азоту становили 0,42-0,64мг/дм<sup>3</sup>, вони були більшими у воді річки з вищим рівнем антропогенного навантаження на басейн. У сезонному ході вмісту іонів амонію спостерігалось підвищення концентрацій під час весняного водопілля. Річний хід концентрацій нітритів не був чітко вираженим, хоча спостерігалось їх деяке підвищення на початку весняного водопілля та у періоди літньо-осінньої межені. Вищі концентрації нітратів спостерігались під час весняного водопілля і зимової межені, нижчі – протягом вегетаційних періодів. Найвищим вміст нітратів був у воді річки, яка дренивала сільськогосподарські угіддя;
- переважаючою формою мінерального азоту була нітратна, частка якої складала 65-88% загального вмісту, вона була більшою у воді річок, стік фонових частин яких формувався у межах сільськогосподарської та сільськогосподарсько-поселенської функціональних зон міста. Частка нітритного азоту була незначною і дещо більшою для річки з вищим рівнем антропогенного впливу на басейн. Частка амонійного азоту була більшою для річки, стік якої формувався в межах поселенської і промислової зон міста;
- вміст загального заліза не перевищував 0,42мг/дм<sup>3</sup>, був більшим для басейну річки з вищим рівнем урбанізованості, у сезонному ході спостерігалось підвищення концентрацій у періоди весняного водопілля;
- режим органічної речовини був близьким до природного, він характеризувався низькими значення окиснюваності у періоди зимової межені, їх підвищенням під час весняного водопілля і дощових паводків внаслідок змивання органіки з поверхні басейну.

Режим біогенної і органічної речовини гирлових ділянок малих річок урбанізованої території зазнав суттєвих змін, глибина яких визначалась рівнем антропогенного впливу на басейни:

- внаслідок антропогенного впливу підвищувався вміст усіх мінеральних форм азоту у воді гирлових ділянок малих річок. Природний характер сезонних варіацій вмісту сполук азоту зберігся тільки на гирловий ділянці річки з

- низьким рівнем антропогенного впливу на басейн. У воді річки з високим рівнем антропогенного впливу підвищені концентрації нітратного і амонійного азоту спостерігались у зимові меженні сезони, вони помітно знижувались під час весняного водопілля і літньо-осінніх дощових паводків. У періоди літньо-осінньої межені концентрації нітратного і амонійного азоту підвищувались до рівня, який спостерігався під час зимової межені;
- наслідком антропогенного впливу стали і зміни у співвідношенні вмісту форм мінерального азоту, найменшими вони були у воді гирлової ділянки річки з низьким рівнем антропогенного впливу, де при помітному збільшенні амонійної складової основною (66%) залишилась нітратна. У водах гирлових ділянок річок з високим рівнем антропогенного впливу на басейни, в які сполуки азоту надходили, в основному, у складі стічних вод, переважаючою (81-92%) стала амонійна форма азоту;
  - вміст загального заліза, внаслідок його додаткового техногенного надходження, підвищився у воді гирлових ділянок усіх досліджуваних річок. Природний сезонний хід концентрацій загального заліза не змінився тільки у воді гирлової ділянки річки з низьким рівнем антропогенного впливу. У водах річок з середнім і високим рівнями антропогенного впливу на басейни підвищений вміст загального заліза спостерігався у меженні періоди року і помітно знижувався, внаслідок розбавлення поверхневим стоком, під час весняного водопілля і дощових паводків;
  - вміст органічної речовини у водах гирлових ділянок малих річок підвищився, ступінь його збільшення визначався рівнем антропогенного впливу: в 1,5-2,0 рази у водах річки з низьким, в 3-9 разів у водах річок з середнім і високим рівнями антропогенного впливу. Найвищі концентрації органічної речовини спостерігались у маловодні меженні періоди, вони знижувались у періоди весняного водопілля і дощових паводків.

### Список літератури

1. *Верес К. О.* Зіставлення інтегральних оцінок якості води малих річок сильно урбанізованих територій за різними методиками // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2006. – Т. 9. – С. 48–54.
2. *В. Н. Башкин, А. С. Курбатова, Д. С. Савин, В. А. Савельева* / Геоэкологические подходы к реабилитации долины малой городской реки // Тез. докл. VI Всерос. гидрол. съезда. Секция 4. Экологическое состояние водных объектов. Качество вод и научные основы их охраны. – СПб : Гидрометеиздат, 2004. – С. 175–176.
3. *Гребень В.В.* Исследования условий формирования стока химических компонентов в бассейне малой реки / В. В. Гребень // Мелиорация и водное хозяйство. – 1990. – Вып. 73. – С. 37–42.
4. *Івашкевич К. О.* Геоэкологичні проблеми малих річок Києва / К. О. Івашкевич // Фіз. географія та геоморфологія. – 2005. – Вип. 49. – С. 254–258.
5. *Колесникова Е.В.* Анализ антропогенной нагрузки малых рек г. Санкт-Петербурга (на примере рек Охта и Фонтанка) / В. А. Шелутко // Тез. докл. VI Всерос. гидрол. съезда. Секция 4. Экологическое состояние водных объектов. Качество вод и научные основы их охраны. – СПб : Гидрометеиздат, 2004. – С. 84–85.
6. *Кострова Е. А.* Оценка загрязнения вод малых рек промышленных зон / В. Г. Гутниченко // Тез. докл. VI Всерос. гидрол. съезда. Секция 4. Экологическое состояние

водных объектов. Качество вод и научные основы их охраны. – СПб : Гидрометеиздат, 2004. – С. 88–89.

7. *Малые водоемы* урбанизированных территорий: состояние, проблемы использования / Т. И. Кухарчик, С. В. Какарека, Н. К. Быкова и др. // Тез. докл. VI Всерос. гидрол. съезда. Секция 4. Экологическое состояние водных объектов. Качество вод и научные основы их охраны. – СПб : Гидрометеиздат, 2004. – С. 247–248.

8. *Николаєв А.М.* Гідролого-геохімічна оцінка стану річок урбанізованої території (на прикладі м.Чернівці): Монографія / А.М.Николаєв. – Чернівці: Чернівецький нац. ун-т, 2011. – 216с.

9. *Оценка экологического состояния* реки Охта на основе комплексных исследований / В. А. Шелутко, Б. Г. Скакальский, В. В. Гальцова и др. // Тез. докл. VI Всероссийского гидрологического съезда. Секция 4. Экологическое состояние водных объектов. Качество вод и научные основы их охраны. – СПб : Гидрометеиздат, 2004. – С. 284–285.

10. *Пелешенко В. И.* Исследования условий формирования стока химических компонентов в бассейне малой реки / В. И. Пелешенко, Д. В. Закревский, С. И. Снежко // Мелиорация и водное хозяйство. – К. : Урожай, 1990. – Вып. 73. – С. 37–42.

11. *Пелешенко В. И.* Качественная оценка вод водоемов и малых водотоков Киевской области / В. И. Пелешенко, Л. Н. Горев, В. К. Хильчевский // Физ. география и геоморфология. – 1981. – Вып. 25. – С. 102–108.

12. *Хильчевський В.К.* Гідрохімічна характеристика малих річок м. Києва / В.К. Хильчевський, О. В. Бойко // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2000. – Т. 1. – С. 106–112.

#### **Режим биогенной и органической веществ малых рек города Черновцы.**

**Николаєв А.М., Шевчук Ю.Ф.**

*Исследован режим биогенного и органического вещества малых рек города Черновцы. Установлено, что вследствие антропогенного влияния концентрации минеральных соединений азота повышались, менялась их годовая динамика и соотношения форм содержания в речных водах. Степень роста содержания органического и биогенного вещества определялась уровнем антропогенного влияния на бассейны рек.*

**Ключевые слова:** минеральные соединения азота; общее железо; перманганатная окисляемость; бихроматная окисляемость; гидрологические сезоны.

#### **Mode of biogene and organic substances of the small rivers of Chernivtsi city.**

**Nykolaev A., Shevchuk Y.**

*The mode of biogene and organic substances of the small rivers of the city of Chernovtsy is investigated. It is established, that owing to anthropogenous influence concentration of mineral compounds of nitrogen raised, their annual dynamics and ratios of forms of the content in river waters changed. Extent of growth of the content of organic and biogene substance was defined by level of anthropogenous influence on basins of the rivers.*

**Keywords:** mineral compounds of nitrogen; general iron; BOD; COD; hydrological seasons.

УДК 578/574.5.52.583+581.526.325

**Бардан С.И., к.б.н.**

*Мурманский морской биологический институт, КНЦ РАН, г. Мурманск (Россия)*

**Сербов Н.Г., к.г.н.**

*Одесский государственный экологический университет (Украина)*

### **ФОРМУЛИРОВАНИЕ И АНАЛИЗ МОДЕЛИ ВЛИЯНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ НА БИОПРОДУКЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ КОМПОНЕНТОВ ФИТОЦЕНОЗА В ВОДНЫХ ЭКОСИСТЕМАХ**

*Обсуждается влияние сезонной изменчивости температуры на характер развития автотрофных компонентов морского планктона. Предложено автомодельное уравнение реализации биотического потенциала ( $\mu/\mu_m$ ) по связи с показателями диапазона толерантности:  $\mu/\mu_m = f(T_{\min}, T_m, T_{\text{opt}}, Q)$ . Разработана физико-географическая модель формирования  $\mu/\mu_m$  разных широт, в которой этот показатель используется как математическая функция. Обсуждаются экологические стратегии и выявленные на модели эффекты угнетения автотрофов сезонным ходом температуры, приводятся примеры.*

**Ключевые слова:** температура, фитоценозы, кривые отклика, моделирование.

К основным параметрам, влияющим на развитие микроорганизмов в морских экосистемах относят: интенсивность солнечной радиации, сопряженную с ней температуру и концентрации различных соединений биогенных элементов, являющихся энергетической и материальной основой биосинтетической деятельности авто- или гетеротрофных микроорганизмов. В перечне экологических факторов температура среды ( $T$ -фактор), несет функции основного регулятора скоростей реакций первичного и вторичного биосинтеза [1, 2]. В предлагаемой работе, с использованием результатов моделирования, обсуждается влияние изменчивости  $T$  на величину реализации биопродукционного потенциала ( $\mu_m$ ) – максимальной потенциальной скорости роста гидробионтов, по кривым ”воздействие–отклик”, на примере автотрофных компонентов морского планктона.

Предложена модель включающая систему функций, описывающих наиболее характерные черты отклика биоты в широком интервале экологически значимых  $T$  в диапазоне толерантности отдельных комплексов фитоценозов, выделяемых по видам-доминантам [3, 4]. Для анализа реакции биоты используется функция отклика – безразмерная величина реализации биопродукционного потенциала ( $\mu/\mu_m$ ), зависящая от совокупности стандартных показателей характеризующих диапазоны толерантности по  $T$ , вида:  $\mu/\mu_m = f(T_{\min}, T_m, T_{\text{opt}}, Q)$ . В предлагаемой работе эта величина рассматривается только как условная, математическая функция (или идеальный объект), что связано с особенностями анализа явлений сукцессионного развития под влиянием факторов среды. Но, исходя из особенностей структуры модели, объема заложенной информации и методу расчета, такой ”идеальный” объект является функцией интегрирующей как свойства биоты (компоненты фитоценозов) и биотопа (термодинамической системы), так и особенности действия основных факторов внешней среды: солнечной энергии и температуры [2, 5].

В ходе реализации излагаемой ниже концепции, нами разработаны соответствующие вычислительные алгоритмы и программы, позволяющие проводить вычисление характеристик совокупности экологически однородных (”условных”) фитокомплексов  $F_i$ , образующих сукцессионные ряды направленного развития, для любой физико-климатической области гидросферы. Программы позволяют использовать их на персональных компьютерах средней мощности.

**Методология и параметры модели.** *Общие положения и принцип подхода к моделированию кривых отклика биосистем.* Исходя из общих принципов моделирования водных биоценозов [2], структурно они могут быть оформлены как система, состоящая из  $i$ -х компонентов, типа выделяемых по какому-либо биологическому принципу популяций или многовидовых группировок, которые являются ее автономно функционирующими элементами [3]. В свою очередь, элементы из  $i$ -х компонентов могут формировать совокупность  $j$ -х устойчивых образований, состоящих из  $n_j$ -особей и видов (биосистемы разного ранга) и т.п. При этом любой из элементов, с одной стороны, может быть представлен как обобщенная биомасса, характеризующаяся показателями обилия, плотности, функциональной активности и любых иных осредненных свойств, обеспечивающих существование, с другой – как структура, связанная с другими элементами по различным каналам. Для комплексов автотрофных организмов планктона, как и любых ценотических группировок, определение условий и влияния факторов среды, регулирующих их развитие или функциональную активность, можно начать с вычисления осредненных групповых скоростей роста ( $\mu_i$ ). Например, применим для  $i$ -го элемента экстремальную функцию вида:  $\mu_i = \min_i (\mu_T, \mu_R, \mu_S, \mu_A)$ .

В выражении интегрально отражена зависимость  $\mu$  для  $i$ -го компонента от некоторой совокупности экологических факторов, традиционно считающихся основными: температуры ( $T$ ), солнечной радиации ( $R$  – потока солнечной энергии), концентраций минерального фосфора и азота ( $S_i$  – субстраты), а при наличии свойств зависящих от плотности ( $A$ ) отдельных элементов фитоценоза, связь с "концентрацией" ( $A_i$ ).

Согласно выводам из теории действий лимитирующих экологических факторов ( $L$ -факторы) [4, 6], для экологически однородных групп фитоценоза, стратегия развития сводится к максимизации значений  $\mu_i$  ( $\max \mu_i$ ) по приведенным условиям [2, 3, 7]. Конкретные зависимости  $\mu_i$  с  $L$ -факторами определяются как экстремумы, типа:  $\max \mu_i = f(T, R, S, A)$ .

Традиционно они представляются в виде кусочно-линейных функций, которые аппроксимируют различные типы  $S$ -кривых с насыщением [8]. В задачах, при решении которых  $i$ -е компоненты планктонных сообществ рассматриваются как единое целое, не разделяемое на отдельных особей или популяции, использование экстремальных принципов, типа функций  $\min$ - $\max$ , всегда возможно [2, 3, 7].

Одной из наиболее сложных проблем, возникающих при анализе процессов биологического развития сообществ планктона, т.е. сукцессии – необратимого, направленного изменения состава биоты при трансформации среды, для любых объектов гидросферы является сама процедура измерения. Этот процесс неизбежно наталкивается на ряд качественных ограничений. При этом сам феномен направленного развития материалов, наблюдается повсеместно, а основные закономерности его распределения для гидросферы известны [1, 2]. Но, в силу особенностей биологических объектов, именно в случае сукцессии, как сама процедура применения измерительных методов, так и возможность дальнейшего использования аппарата количественного анализа, требуют определенной предварительной идеализации явлений развития, в целях выделения счетных единиц.

Дело в том, что получение исходной информации о динамических процессах, включая и сукцессии, основано на случайных (временных или пространственных) "срезах" совокупности явлений. Информация о таких "срезах" всегда представляет случайно вырванный "лоскут", но, который далее рассматривается как абсолютный объект – счетная единица. Поэтому, необходимыми процедурами, предшествующими анализу являются, во-первых, восстановление из "лоскутных" данных, ряда целостных, дискретных форм. Во-вторых, восстановление эмпирических рядов составленных из таких "идеальных" объектов. В процессах сукцессий такими "идеальными" объектами являются этапы, фазы, стадии или циклы [5], которые обладают счетными признаками, а соответственно, могут быть как единицами, так объектами измерения или исследований. Ими не могут быть неупорядоченные списки видов, скорость потребления или сами концентрации субстратов в воде и т.п. В большинстве работ по исследованию процессов развития сообществ планктона, даже проблема измерений, устойчиво, но, весьма традиционно игнорируется [3, 5, 6].

Принципиально возможным измерение процессов развития становится после введения в экологию и микробиологию пары сопряженных категорий, фактически представляющих счетные единицы (с соответствующими свойствами). Во-первых, выделение в фитоценозах



планктона экологически однородных, многовидовых комплексов, идентифицируемых по доминирующим видам [3, 7] и обладающим однородными свойствами. Во-вторых, концепция о функциональных группах планктона – смеси микроорганизмов разного систематического состава (грибов, бактерий, сине-зеленых микроводорослей и т.п.), имеющих экологически однородные функции, осуществляемые в ходе последовательных, биохимических реакций синтеза-распада органического вещества (ОВ), характерных для биотопа и сообществ [9].

Характер основных сил в верхнем деятельном слое моря (ВДС), как и их взаимодействие с биотой, приводящих к явлению саморазвития, проанализирован на конкретных материалах Баренцева и других морей Русской Арктики [2, 5, 10, 11, 12]. Ниже суммируем наиболее общие последствия особых свойств, возникающих при сопряжении движения водной среды с развитием биоты в ВДС [10]. Широтное распределение и направленность движения массы воды в границах ВДС гидросферы [12], во взаимодействии с величиной поступившей и аккумулированной в этом слое солнечной энергии ( $R$ ), задают в каждой точке векторный характер движения среды (в форме потоков) и кривизну линий скольжения в поле геопотенциала. Очевидно, что это относится и ко всему их содержанию, включая биоту и сопутствующие ее существованию процессы развития [5, 10], разворачивающиеся при движении вмещающей ее среды из зоны функционирования преимущественно гелиогенных систем верхней части ВДС, в область криосферы Вернадского – зону распространения охлажденных вод в толще гидросферы [5, 13, 14]. Устойчивость движения составляет содержание процесса поддержания глобальной стабильности и условие существования современной биосферы.

Параметры вектора движения водной среды, как и направление развития биоты, для каждой точки соответствуют кривизне проходящего через нее потока вещества, задаваемой линиями скольжения потоков. Кривизна движения потоков, условно может рассматриваться как кратчайшее расстояние в поле сил геопотенциала, причем исключительно в пределах ВДС – области прямодействия солнечной энергии. В конечном счете, детерминированное таким образом движение масс вещества в ВДС гидросферы, определяет любые наблюдаемые гидрофизические характеристики водных масс [11, 12, 13] и распространяется на любые биологические процессы, что наблюдается в формах реализации пространственных или динамических рядов направленного развития, также связанных с движением масс [2, 5, 10, 12]. При этом само наличие детерминированных (векторных) свойств и их устойчивость, позволяют применять как сами методы количественного анализа для исследования явлений подобной сложности, так, в определенной мере, способны сглаживать глубину непонимания большей части проявлений потокового движения в гидросфере [2, 5, 14].

*Теоретические основы моделирования кривых отклика  $\mu/\mu_m$ .* В первую очередь отметим, что для водных систем использование зависимости скорости роста  $\mu$  (или других показателей активности гидробионтов) от  $T$ , требует особого внимания. Дело в том, что нормой отклика в фитоценозах или бактериоценозах на изменения  $T$  является не столько снижение  $\mu$ , функциональной активности или биопродукции, сколько изменение видового состава – сукцессия, например, холодолюбивые формы сменяются на теплолюбивые, и, наоборот [2, 3, 10]. При этом  $T$  вряд ли следует рассматривать в качестве фактора, ограничивающего само распространение видов, в силу проявления ее эффектов на уровне популяций [1, 2, 3], а также экологического опосредования [4, 6] через другие факторы – сукцессию. Такие особенности авто- и гетеротрофных компонентов планктона существенны при анализе действия сил, вызывающих явление саморазвития (см. далее).

Экологические факторы качественно различны по природе (абиотические, биотические, антропогенные) и характеру действия на разные уровни биосистем (организмы, популяции, ценозы, группировки). Согласно типу действий выделяют: прямодействие экологических факторов [6], прежде всего, абиотических, а также те или иные формы экологических опосредований [4, 6, 13] – т.е. взаимное влияние совокупности абиотических и биотических факторов на одну из биосистем. Исходя из особенностей отклика биоты на прямодействие абиотических факторов, выделяют: трофический или вещественно-энергетический тип, повреждающий, летальный и информационный или сигнальный тип действия [14]. При этом определенное сочетание условий и особенности реакции биосистем на действие любого фактора, может либо закономерно изменяться, в континууме сигнальный–трофический–

повреждающий–летальный, либо приобретать или терять мультипликативные отношения с другими факторами [6].

В свою очередь, экстремальный принцип в приложении к регуляции  $\mu_i$  и других показателей является только одним из множества классов реально существующих отношений между абиотическими факторами, хотя он наиболее известен и используется как основной тип воздействий. Формально, экстремальные принципы имеют свое обоснование в особом разделе теории систем А.Ю. Урманцева [6], а также в эмпирическом законе минимума Либиха или расширенном законе толерантности Шелфорда [14], постулирующих монодоминантность прямодействия для лимитирующих факторов среды (*L*-факторы). Качественное описание действия монодоминантного *L*-фактора на биосистему предполагает, что один из множества факторов, находящийся либо в минимуме (трофический тип) либо в максимуме (повреждающее или летальное действие), оказывает настолько сильное влияние, что подавляет совокупность потенциальных воздействий со стороны любых других [6, 14]. Поэтому формально, из общего спектра потенциальных воздействий, способных в той или иной мере влиять на процессы развития или скорость роста биомасс  $\mu_i$ , действовать будет только один. По этим же причинам, влияние остальных на исследуемые показатели, рассматривается либо как оптимизированное, либо как "прочие равные" условия, отметим, что такое упрощение достаточно обосновано.

В случае воздействия на биосистемы монодоминантного фактора, что соответствует модели формирования их отклика по экстремальному принципу *min-max*  $\mu_i$ , а также "прочих равных" условиях (см. выше), изменение параметров организмов и/или популяционный отклик различных показателей, в градиенте *L*-фактора, формирует либо симметричную (иногда колоколообразную), либо асимметричные кривые. Их принято называть откликом биосистем в диапазоне толерантности по *L*-фактору [1, 4]. В связи с особенностями мультипликативного взаимодействия факторов [6], в естественных системах реальное выполнение упрощения о "прочих равных" действиях, для всего диапазона толерантности, мало реально. Поэтому наблюдают различные формы отклонений от стандартного семейства кривых популяционных откликов, в целом, сходные с таковыми "нормальных" распределений [15]. Тем не менее, исходя из анализа эмпирических кривых отклика на воздействие *L*-факторов, включая и температуру, следует, что разнообразие вариантов или отклонений можно рассматривать как последовательную трансформацию из общей – стандартной кривой, сначала в асимметричные, а далее, вплоть до бимодальных форм [4], или наоборот. Сходные формы изменчивости имеет семейство "нормальных", т.е. вероятностных распределений. Таким образом, базовые формы реализации кривых "воздействие–отклик" представляют континуальное распределение, которое может быть формализовано с использованием отлаженного аппарата количественного анализа, разработанного на законах биометрических распределений признаков, типа семейства пирсоновских кривых или асимметричных распределений Пуассона [15, 16].

Согласно выводам теории действий [6], для *L*-факторов тип воздействия монодоминирующего фактора на биоту для разных частей диапазона толерантности построенного по градиенту *L*-фактора, закономерно меняется в соответствии с формой кривых "воздействие–отклик" [4, 14]. Так, в одномодальных кривых отклика, построенных для отдельных популяций или группировок, трофический тип воздействий имеет место только в ветви подъема – левая часть диапазона. В свою очередь, в ветвях спада (правая часть диапазонов толерантности), отрицательные формы воздействий, как правило, указывают и на смену трофического типа влияния *L*-фактора на повреждающий, а далее – на летальный. Причем, такая трансформация должна объясняться как сложные взаимодействия: между *L*-фактором и влиянием других, исходя из системы попарных типов отношений [6]. Поэтому, корректная и однозначная интерпретация изолированного влияния даже для монодоминантных факторов, весьма ограничена. Кривые отклика диапазона толерантности, по любому *L*-фактору, всегда содержат "скрытую" информацию о воздействии их неопределенной совокупности [17, 18].

Таким образом, следуя приведенным выше соображениям, каждый из годовых циклов развития фитоценозов водных систем, по особенностям действия ведущих *L*-факторов, на основе экстремальных принципов четко делится на две характерных области. Во-первых, зона с отсутствием активной вегетации, соответствующая полному отсутствию энергозависимых

процессов – фотосинтеза и первичной продукции, как таковых. Для автотрофов она совершенно объективно является областью монодоминирующего влияния солнечной энергии –  $R$ -фактора. Во-вторых, исходя из того же экстремального принципа, другую зону, формально, занимает область монодоминирующего влияния  $T$ -фактора. Вместе с этим отметим, что все же объективно существует практическая невозможность корректного разделения последствий воздействия этой пары ”лимитирующих” экологических  $R, T$ -факторов, по крайней мере, в период активной вегетации [4, 5, 9, 11]. Согласно этой же функциональной связи, закономерности распределения отклика автотрофов в гидросфере, как реакция на их моно-и/или мультипликативное влияние, при корректном формулировании исходных положений моделей, всегда будет соответствовать: а) зональному распределению свойств водных масс [2, 12], б) закономерностям инсоляции на поверхность гидросферы [1, 19]. Это определяет, с одной стороны, рамки развиваемой в настоящей работе общей концепции о регулировании деятельности планктонных комплексов в ВДС, с другой – контроль корректности для любых ее гипотез и допущений.

Анализ литературных источников показывает, что общепринятыми являются следующие соображения и обозначения. Под экологически (и физиологически) оптимальным диапазоном температуры ( $T_{opt}$ ) понимают такое ее воздействие, которое при ”прочих равных” условиях (квазиоптимизированных, исходя из экстремального принципа  $max \mu_i$ ), приводит к максимальному отклику биосистем. Причем, как в форме прироста биомасс, т.е. для  $\mu \rightarrow \mu_m$ , так и в отношении функциональной активности (например,  $F_m$  – максимальная фотосинтетическая или гетеротрофная), когда они достигают своего предела [17]. В относительных единицах это записывается как  $\mu/\mu_m = f(T_{opt}) = 1.0$ . Соответственно, минимальная экологическая температура ( $T_{min}$ ), это такое действие при понижении  $T$ , при котором развитие: рост  $\mu_i$  или функционирование  $F_i$  либо невозможны и полностью прекращаются, либо снижаются до минимального уровня. Если рост равен нулю, то функция  $\mu/\mu_m = f(T_{min}) = 0$ . В свою очередь, верхний предел экологических  $T_m$  – есть максимальная температура, при которой  $\mu_i$  или  $F_i$  также понижаются до нуля, но после прохождения зоны экологического оптимума, что формализуется как  $\mu/\mu_m = f(T_m) = 0$  [18].

Из приведенных определений следует важность положения, о том что требуется четко разделять понятия физиологического и экологического диапазона толерантности и соответствующих им параметров при действии  $T$ -фактора. Диапазон физиологических пределов существования гидробионтов по  $T$  намного шире экологического. При этом последние рассматриваются как зона температурного интервала при устойчивом функционировании популяций в составе сообществ данной системы [18, 19]. Как правило, экологическая температура относится к многовидовым комплексам в составе фитоценозов или функциональным группам в целом, определяя условия их существования и устойчивость. В своей работе, мы пользуемся преимущественно экологическим понятием воздействия  $T$ , обсуждая генерируемые с ее участием эффекты, а все исключения – оговариваются.

Исследования влияния  $T$  на гидробионтов имеют очень продолжительную историю, с практически необозримой литературой, накопленной по этой проблеме. Предложено множество эмпирических моделей, в той или иной степени описывающих отдельные элементы общей зависимости температурных реакций автотрофных и гетеротрофных микроорганизмов либо животных-гидробионтов, в градиенте влияния  $T$ . Например, обзоры и критика приведены в работах [1, 2, 20 и др.]. Эти модели позволяют, с помощью ограниченного набора управляющих параметров характеризующих диапазон толерантности, типа:  $T_{min}$ ,  $T_m$  и  $T_{opt}$ , а также ряда эмпирических коэффициентов, описать отдельные части кривой отклика биосистем, например, типа  $\mu/\mu_m$ . В интегрированной форме, некоторые из моделей учитывают процесс адаптации к действию  $T$ -фактора на многие систематические группы [18, 20, 21]. К достоинствам описаний относится то, что перечисленные параметры имеют определенное биологическое содержание и включены как аргументы эмпирических уравнений, что способствует их применению в практике [22]. Одним из основных недостатков эмпирических моделей кривых отклика, использующих разные показатели, является неучет влияния нижнего ( $T_{min}$ ) либо верхнего ( $T_m$ ) экологического температурного предела, всегда имеющего место в развитии разных групп гидробионтов. Поэтому температурные кривые связи между ростом  $\mu_i$  и например,  $\mu/\mu_m$  или фотосинтетической (гетеротрофной) активностью  $F_i$  ”зависают”, а их

приходится интерполировать кусочно-линейными функциями [3, 7, 11].

В настоящее время эмпирическая сложность проявлений и множество форм температурной адаптации не позволяют ни в одной из существующих моделей влияния  $T$  проследить промежуточные или скорость-лимитирующие реакции для биосистем. В свою очередь, многочисленные попытки описать хотя бы основные процессы адаптации для любого уровня организации (особь, вид, ценоз), например, введением специальных параметров, также вряд ли можно отнести к успешным [7].

**Полученные результаты.** Модель кривых отклика планктонных микроорганизмов на действие  $T$ -фактора. Исходными положениями формулирования для модели являются: экстремальный принцип воздействия экологических факторов на характеристики комплексов фитопланктона (или функциональные группы микробиоты) и состав экстремальных функций вида  $\mu = f(T, R_c, S, A)$  [3, 7]. Используя законы теории подобия [23], закономерности известные для кривых распределений биометрических показателей [15, 16] методом анализа размерностей [24] получена функция дающая возможность описания кривых отклика биосистем в заданных интервалах  $T$ -шкалы.

В общей форме, выписанная для нормированного по биопродукционному потенциалу (максимальной потенциальной скорости роста микроводорослей  $\mu_m$ , реализуемой отдельным комплексом или функциональной группой) функция имеет вид:  $\mu/\mu_m = f(T_{\min}; T_m; T_{\text{opt}}, T_{\text{кр}}; Q)$ . В расчетной форме автомодельного уравнения, для относительных скоростей роста в диапазоне:  $0 \leq (\mu/\mu_m) \leq 1$ , функция имеет вид

$$\frac{\mu}{\mu_{\max}} = \left( 1 - \frac{T_{\text{opt}} - T}{T_{\text{opt}} - T_{\min}} \right) \cdot e^{\left( 1 - \frac{T_{\text{opt}} - T}{T_{\text{opt}} - T_{\min}} \right)} \cdot \left( \frac{T_m - T}{T_m - T_{\text{opt}}} \right) \cdot \frac{(\ln Q(T_m - T_{\text{opt}}))^2 \left[ 1 + \left( 1 + \frac{\pi^2}{\ln Q(T_m - T_{\text{opt}})} \right)^{0.618} \right]^2}{T_{\text{кр}}} \cdot e^{\frac{(\ln Q(T_m - T_{\text{opt}}))^2 \left[ 1 + \left( 1 + \frac{\pi^2}{\ln Q(T_m - T_{\text{opt}})} \right)^{0.618} \right]^2}{T_{\text{кр}}}} \left[ 1 - \left( \frac{T_m - T}{T_m - T_{\text{opt}}} \right) \right] \quad (1a)$$

где:

$T_{\text{opt}}$  – экологический оптимум по  $T$ , в  $^{\circ}\text{K}$ , при котором, отклик  $\mu$  данного комплекса (группы) достигает максимума, при значении функции  $\mu/\mu_m = f(T_{\text{opt}}) = 1.0$ ;

$T_{\min}$  – минимальная экологическая  $T$ , в  $^{\circ}\text{K}$ , соответствует условию, при котором развитие  $\mu$ , или функционирование полностью прекращаются:  $\mu/\mu_m = f(T_{\min}) = 0$ ;

$T_m$  – максимальная экологическая  $T$ ,  $^{\circ}\text{K}$ , по достижению которой, скорость роста (интенсивность), пройдя зону оптимума в градиенте  $T$ , снижается до:  $\mu/\mu_m = f(T_m) = 0$ ;

$Q$  – коэффициент формы кривой отклика  $\mu/\mu_m$  (больше 1);

$T_{\text{кр}}$  – температура ”тройной точки”  $\text{H}_2\text{O}$ , соответствует равновесному состоянию систем ”пар–жидкость–лед”, при нормальных условиях  $T_{\text{кр}} = 272^{\circ}\text{K}$  (или  $0^{\circ}\text{C}$ );

$e$  – основание натуральных логарифмов;

Метод вывода модели 1a и состав аргументов, позволяют отнести ее к классу полуэмпирических [16]. Аргументами, управляющими величиной и формой отклика  $\mu/\mu_m$ , являются стандартные показатели температурной функции роста  $\mu_i = f(T_m, T_{\text{opt}}, T_{\min})$ , характеризующие реальные диапазоны толерантности фитокомплексов по  $T$ . Общий результат количественной оценки по модели 1a, соответствует доле реализации потенциала  $\mu/\mu_{\max}$ , по его зависимости от влияния монодоминирующего  $T$ -фактора, действующего по экстремальному принципу [6]. Оценка по 1a имеет универсальную, инвариантную форму, позволяющую делать сравнение показателей для разных биосистем или условий. При необходимости описания конкретной кривой отклика  $\mu/\mu_m$  для комплекса-доминанта любого фитоценоза, она восстанавливается введением числового масштабного множителя:  $\mu_m = 1, 2, \dots, n$  [2, 3, 7].

*Двухуровневая структура и смысл частных функций в аргументах модели.* Отметим такие важные свойства для отдельных составляющих полуэмпирической модели 1a: инвариантность (автомодельность или самоподобие форм), безразмерность и дублирование

ряда элементов. Подобные свойства дают основания и возможности для записи автомодельного уравнения 1а в канонической форме, используя иерархию стандартных функций, совокупность которых образует двухуровневую структуру, содержание которой соответствует как принципу действия отдельных аргументов, так и модели 1а в целом. Для этого, вводим символьные переменные  $AT$ ,  $LT$ ,  $RT$  и  $FT$  для дублирующихся сочетаний, тогда функция отклика в общей форме:  $(\mu/\mu_m) = f(T_{\min}; T_m; T_{\text{opt}}, T_{\text{кр}}, Q) = f(AT, LT, RT, FT)$ . Далее, выражая 1а через частные функции получаем каноническую форму автомодельного уравнения

$$(\mu/\mu_m) = (1 - LT) RT^{AT} \exp\{AT(1 - RT) + (1 - LT)\}, \quad (16)$$

при  $0 \leq (\mu/\mu_m) \leq 1$

где:

$$LT = (T_{\text{opt}} - T)/(T_{\text{opt}} - T_{\min}), \quad \text{при } 0 < LT \leq 1 \quad (2)$$

$$RT = (T_m - T)/(T_m - T_{\text{opt}}), \quad \text{при } 0 < RT \leq 1 \quad (3)$$

$$FT = (T_m - T_{\text{opt}}) \ln Q, \quad \text{при } 1 < Q \quad (4)$$

$$AT = \{[FT^2 (1 + (1 + \pi^2/FT)^{0.618})^2]/T_{\text{кр}}\}, \quad \text{при } 1 < Q \quad (5)$$

Очевидно, что в этом виде полуэмпирическая модель носит четко выраженную двухуровневую структуру: надсистема – общая структура (2-го ранга) и подсистема – совокупность отдельных элементов (1-го ранга) в виде частных функций 2–5.

В подсистеме, в качестве аргументов используются три стандартизированных показателя:  $T_{\min}$ ,  $T_{\max}$  и  $T_{\text{opt}}$  – характеризующие особые точки диапазонов термотолерантности, а также переменный коэффициент формы  $Q$  и константа – параметр  $T_{\text{кр}}$  ( $T$  ”тройной точки” для  $\text{H}_2\text{O}$ ). Из этих аргументов синтезируется ряд промежуточных, более сложных переменных, включенных в надсистему как аргументы, каждый из которых представляет частную функцию, обозначенную в уравнении 1б символьными переменными:  $AT$ ,  $LT$ ,  $RT$  и  $FT$ .

Перечисленные функции, также как и их составляющие, имеют определенное биологическое значение, следующее из их структуры в 1б. При этом их содержательный смысл и характер действия в составе той или иной функции в модели 1б, зависят от общей формы уравнения 1а. Например, параметр  $LT$  действует в ”левой” ветви кривой отклика (левая часть диапазона  $T_{\min} \leq T < T_{\text{opt}}$ ). Этот параметр безразмерен, носит стандартный в модели 1а вид:  $LT = (T_{\text{opt}} - T)/(T_{\text{opt}} - T_{\min})$  и включается по условию  $0 < LT \leq 1$ . При этом для левой ветви кривой отклика  $\mu/\mu_m$ , влияние  $T$  на активность развития гидробионтов, имеет монодоминирующее влияние и характерный для  $L$ -факторов трофический тип прямодействия [14], при прочих оптимизированных (или ”равных”) условиях, что следует из экстремального принципа и типа действия  $L$ -факторов (см. выше). Это определяет, с одной стороны, наличие линейного участка для этой ветви кривых отклика (пропорциональность связи между интенсивностью воздействия и откликом), а также наличие перегиба для функции (изменение кривизны), что было замечено достаточно давно [17, 20]. С другой стороны, для этой же области действуют законы сохранения ”воздействие–отклик”, характерные для трофического типа действия (материально-вещественного, см. выше).

В свою очередь, функция  $RT$  действует преимущественно в правых ветвях кривых отклика  $\mu/\mu_m$  (правая часть диапазона  $T_{\text{opt}} \leq T \leq T_m$ ) и является параметром управляющим характеристикой крутизны отклика  $\mu/\mu_m$  в области соответствующей угнетающему эффекту. При этом действие носит вначале повреждающий, с последующим переходом к летальному типу  $L$ -фактора. Но, обычно такие воздействия на биоту, как и смену типа, принято относить за счет мультипликативных взаимодействий совокупности экологических факторов, включая и биологические опосредования, т.е. действие  $T$ -фактора через другие, по отношению к рассматриваемому, биотические компоненты [4, 6, 14]. В свою очередь, частная функция  $FT$ , совместно с  $AT$ , определяют общую форму и тип асимметрии для отклика  $\mu/\mu_m$  во всем диапазоне экологического влияния данного  $L$ -фактора ( $T_{\min} \leq T \leq T_m$ ).

В отношении других составляющих модели 1а,б отметим, что в уравнении для формы

кривой 4, выражаемой функцией  $AT$ , константа  $\pi = 3.142$ , а значение показателя степени при вложенной вспомогательной функции  $(1 + \pi^2/FT)$ , является аналогом показателя распределения Максвелла [15], численно соответствуя большей части "золотого сечения" (между меньшей долей и всем отрезком сечения:  $38197 : 0,61803 = 0,61803 : 1 = \dots$ ). Вполне возможно, что универсальные константы ( $\pi$ ,  $T_{кр}$  и соотношения Фибоначчи) отражают не случайные связи с откликом гидробионтов на воздействие  $T$  разных биосистем, хотя на данный момент, обобщения представляются как преждевременные.

Выделим условие, что следует всегда помнить, модель 1а,б и ее частные функции 2–5 не более, чем удобное эмпирическое описание температурной зависимости  $\mu_i$  или других показателей для экологически однородных фитокомплексов или функциональных групп планктона водных систем. На данном этапе, привязки к какому-либо из множества реально присущих автотрофам физиологических механизмов терморегуляции или акклимации, мы не проводим [8, 9, 18, 20]. Из множества используемых в гидробиологии эмпирических уравнений разного типа, наиболее близкой к модели 1а, как по форме, так и по составу аргументов, учитывающих форму отклика автотрофов в виде роста  $\mu$  или функциональной активности на воздействие  $T$ -фактора, является модель предложенная О'Нейлом с соавторами [25]. Она достаточно широко применялась гидробиологами в практике [22], т.к. диапазон толерантности принято характеризовать показателями, входящими в нее как аргументы:  $T_{max}$ ,  $T_{opt}$  и  $Q_{10}$ . С другой стороны, недостатком модели О'Нейла [25], как и общим для всех эмпирических уравнений (см. выше), является невозможность учета нижнего  $T_{min}$ , или верхнего  $T_m$  экологических пределов, что приводит к "зависанию" кривых связи.

*Особенности формообразования кривых  $\mu/\mu_m$  и экологические стратегии.* На рис. 1 приводится конкретный пример использования уравнения 1, для теоретического анализа причин разнообразия эмпирических форм кривых отклика  $\mu/\mu_m$  при воздействии  $T$ . При моделировании использовали реальные характеристики диапазонов толерантности по сводкам экспериментальных наблюдений роста (по  $\mu$ ) более 100 лабораторных культур, в работах [21, 26, 27]. Осреднение проводили по основным систематическим группам фитоценозов, включая: зеленые, диатомовые и перидиниевые морские и пресноводные формы микроводорослей.

Как следует из рис. 1а,б,в, характер влияния параметра  $Q$  в модели 1 на кривые  $\mu/\mu_m$ , формально позволяет рассматривать его как коэффициент формы, действующий в градиенте монодоминирующего  $T$ -фактора. Например, даже при одинаковых значениях параметров  $T_{min}$ ,  $T_m$  и  $T_{opt}$ , увеличение  $Q$  приводит к сужению ширины интервала оптимума  $T_{opt}$ , опусканию точки перегиба в левой ветви кривых отклика и росту крутизны левой и правых ветвей. И наоборот, снижение  $Q$  сопровождается сглаживанием обеих ветвей, при существенном расширении зоны экологического оптимума. Причем, для значений  $Q \geq 2.5$ , форма кривых  $\mu/\mu_m$  для всех систематических групп микроводорослей становится близкой к "нормальному" (колоколообразному) распределению признаков при сохранении соответствующей положению  $T_{opt}$  асимметрии. Это позволяет проводить их аналитическую обработку и соответствующую интерпретацию с помощью отлаженного аппарата анализа стандартных биометрических кривых [15, 16].

В свою очередь, содержательный смысл трансформации формы кривых  $\mu/\mu_m$  за счет  $Q$  в градиенте действия  $L$ -фактора, может рассматриваться как экологическая стратегия особого рода. Она может быть направлена на стабилизацию показателей роста, например, в соответствии с сезонной динамикой  $T$  в среде (см. ниже). Дело в том, что помимо формального содержания, коэффициент  $Q$ , регулирующий форму кривых  $\mu/\mu_m$ , имеет вполне определенный биологический смысл, делающий его сходным с коэффициентом ускорения  $Q_{10}$  в модели Вант-Гоффа–Аррениуса [20]. Фактически параметр  $Q$  в модели 1 – аналог физиологического показателя ускорения, получаемого по разности скоростей биохимических реакций в диапазоне  $\Delta T = 10^\circ\text{C}$  (характеризующий среднее, в данном интервале, ускорение процессов). Вместе с этим отметим, что прямое сопоставление  $Q$  из модели 1 и уравнений формы функции отклика в 4–5, например, со стандартными величинами коэффициентов  $Q_{10}$  из литературных работ, хотя и возможно, но только для низких  $T$  – в левой ветви кривых (интервал температур  $T_{min} \leq T < T_{opt}$ ).

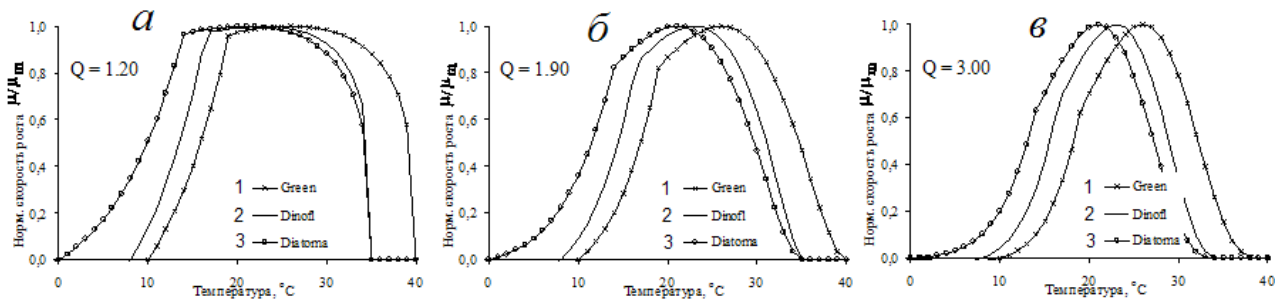


Рис. 1- Обобщенные температурные кривые в модели 1 по формированию отклика  $\mu/\mu_m = f(T_{min}; T_m; T_{opt}, Q)$ , по 100 адаптированным культурам, относящихся к основным таксономическим группам автотрофов: кривая 1 – зеленые, 2 – перидиниевые и 3 – диатомовые, для кривых откликов при разных значениях коэффициентов формы  $Q$ :  
 а – при  $Q = 1.2$ ; б – при  $Q = 1.90$ ; в – при  $Q = 3.00$ .

Применение моделей 1–5 для оценки условий формирования кривых  $\mu/\mu_m$ , позволяет получать количественные показатели влияния  $T$  не только для отдельных особей или изолированных популяций (что тривиально), но и для образуемых ими групп – экологически однородных комплексов: фитопланктона и функциональных групп микроорганизмов. Это и является целью данной работы. При этом по уравнению 1 возможно и моделирование устойчивости таких групп к действию  $T$ -фактора, что возможно уже в рамках географической модели, согласно схеме изложенной далее.

*Характер описания энергозависимых функций и перенормировка шкал.* Относительность линейного времени ( $t_i$ ) и сложность применения этой категории к группе микропродуцентов общеизвестна [5, 13, 29]. В условиях гидросферы, микропродуценты составляют особую группу, которая функционирует только циклически, а ее активность и динамика полностью управляются поступлением солнечной энергии. При определении текущего состояния или выделении фаз и стадий развития автотрофных компонентов планктонных сообществ в период их активной вегетации, будем рассматривать их как динамические процессы особого рода. Поэтому будем анализировать их изменчивость относительно накопленной в системе энергии, учитывающей особенности поступления  $R$  в водную среду. Это позволяет проводить корректное сравнение процессов развития групп автотрофов в разных широтных зонах, вне зависимости от типа водных систем и ряда других условий.

При формировании энергетических шкал для конкретного объекта (широтной зоны) используются, во-первых, интенсивность поступления солнечной энергии  $R_i$ , во-вторых, накопленные водной средой  $R_i$  на каждый момент данного солнечного цикла ( $\Sigma R_i$ ), а прямым аналогом таких шкал являются обычные кумулятивные кривые [15]. При построении учитывается дискретность поступления  $R$  в соответствии с астрономическими факторами, а текущее значение показателя  $\Sigma R_i$  рассчитывается по частным суммам, соответственно дискретности их поступления. При этом порядковый номер ( $n_i$ ) для  $i$ -го импульса данного цикла  $R$ , соответствует номеру дня ( $t_i$ ) шкалы линейного времени, поэтому, численно:  $t_i = n_i$ . С другой стороны, целочисленное предельное значение  $n$  (или  $t$ ), за каждый солнечный цикл:  $\Sigma t \equiv \Sigma n = const = 365$  суток, что очевидно. Причем,  $n$  – имеет размерность частоты, [время<sup>-1</sup>], в соответствии с числом оборотов гидросферы в каждом солнечном (тропическом) году. Таким образом, формально, исходя из порядкового номера импульса ( $t_i = n_i$ ), в ряду частных сумм  $R_i$ , поступивших в систему с начала текущего цикла, линейная шкала времени (номер дня  $t_i$ ) трансформируется в величину соответствующую запасу накопленной в водной среде солнечной энергии  $\Sigma R_i$ . Описанная процедура соответствует перенормировке категории линейного времени, используя при сопряжении дискретность импульсов солнечной энергии, а также свойство водной среды накапливать энергию в своих структурах (это наиболее очевидно для сезонности  $T$ ).

При этом автоматически задается определенный порядок протекания процессов, а

главное - восстанавливается исходный темп развития, для случая зависимых от энергии  $R$  явлений, искаженных линейной шкалой  $t$  – времени "по часам". Вполне очевидно, такая зависимость существует для автотрофных организмов планктона, что определяется прямым действием  $R$ -фактора на скорости энергетических процессов фотосинтеза, управляемых по законам сохранения. Процедура перенормировки, формально позволяет использовать энергетическое представление во всех случаях применения "линейного времени", и, дополнительно, при описании особых энергетических процессов и сопровождающих их явлений – сукцессии видов и трансформации среды в градиенте  $\Sigma R_i$ .

При изложенном подходе, корректным методом трансформируются скорости для целого ряда энергозависимых (динамических) процессов, искажаемых масштабной линейкой времени ("по часам"). В первую очередь, это распространяется на микроконсументов и часть гетеротрофных сообществ – микробиоту, хотя прямое действие  $R$ -фактора на их функционирование отсутствует. Но, тем не менее, и эти группы планктона относятся к компонентам водных систем, активность которых экологически опосредуется  $R$ -фактором, через трофические взаимодействия с микропродуцентами – производителями органического вещества (ОВ) [9]. Именно это определяет наличие в их изменчивости "солнечных гармоник", при отсутствии прямого влияния  $R$ -фактора.

Таким образом, в процедуру анализа процессов саморазвития вводится формальное обоснование как возможности применения разных шкал, так и способов измерений для характеристик отдельных групп биоты, в соответствии с их функциональной специализацией в водных экосистемах. С одной стороны, для микропродуцентов-автотрофов, а также трофически сопряженных с ними групп (микроконсументов и "зимогенной" микрофлоры), а также показателей трансформации свойств биотопа – энергетическое представление (в единицах  $\Sigma R_i$ ). С другой стороны, для многоклеточных и консументов высших трофических уровней, не относящихся к микрозоопланктону – сохранение линейных шкал, с мерностью категорий времени, "по часам".

*Физико-географическая модель формирования  $T$  в верхней части ВДС.* В свою очередь, изменчивость термодинамических свойств водной среды в верхней части ВДС, осуществляемая за счет прямого действия инсоляции  $R_i$ , представляет типичный волновой процесс. Так, годовой ход изменчивости поверхностных температур ( $T_s$ ) гидросферы аналитически точно описывается синусоидами, параметры которой функционально связаны с процессами накопления и расхода солнечной энергии  $R_i$  [1, 10, 23], например, вида

$$T_s = A_0 + A_1 \sin(t + \gamma_1) + A_2 \sin(2t + \gamma_2), \quad (6)$$

где:

$A_i, \lambda_i$  – параметры "солнечных" гармоник;

$t$  – линейное время, соответствующее порядку импульса  $n_i$ , отсчитанного от заданной точки астрономической шкалы, согласно форме (6) и типу цикличности  $R$ , этот показатель выражается в условных градусах – 1 день-импульс  $\sim 0.986 \dots^\circ$ .

Аналитическое выражение (6) включает расчет пары полуволн, сдвинутых по фазам ( $\gamma$ ) и соответствующих "солнечным" гармоникам  $A_i$  и началу отсчета волны, относительно солнечного цикла (календарные даты). Значения показателей  $A_i$  и  $\lambda_i$  для разных широт известны и табулированы в соответствии с распределением  $T_s$ , исходя из устойчивости астрономических факторов [22, 23, 28]. Эта зависимость (6), на 85—95% учитывает суммарную дисперсию  $T_s$  (сглаженные подекадно и помесечно) в годовых циклах поступления  $R$ , в подверженную его прямому действию часть гидросферы (ВДС).

Сюда относятся только свободные от сезонного ледового покрова водные объекты низких, умеренных или высоких широт, в которых: а) существуют векторные потоки массы веществ находящегося под прямым влиянием  $R$ , б) происходит движение масс вдоль линий кратчайших расстояний в поле геопотенциала. Движение потоков происходит в общем направлении из области функционирования гелиогенных систем – верхней части ВДС, в область криосферы Вернадского – зону распространения охлажденных вод в толще гидросферы [5, 13, 14, 29]. Как отмечено выше, наличие и устойчивость движения потоков обеспечивают глобальную стабильность как условие существующей биосферы.

Сезонный ход изменчивости  $T_s$  определяется зависимостью от астрономических факторов, управляющих распределением параметров  $R_i$  и  $\Sigma R_i$ , а также максимальной величиной



поступления  $\Sigma R_m$  за весь солнечный цикл, характерной для данной широтной зоны. В соответствии с географической широтой ( $\varphi$ ), для свободных от льдов акваторий, динамика  $T_S$  описывается уравнением общего вида [2, 5, 10]

$$T_S = f(\varphi', t) = f(\varphi', n, R_i, \Sigma R_i) \quad (7)$$

где:

$\varphi'$  – скорректированная географическая широта [23].

Практически, расчет  $T_S$  для разных широт гидросферы проводится по уравнениям параболического типа 3-4-го порядка, параметры которого (в силу их устойчивости и детерминированности), табулированы по широтным зонам, например в [22]. Стандартные значения коэффициентов моделей 6–7 скорректированы для использования по условиям Кольского полуострова и свободной от льдов части акватории Баренцева моря.

*Моделирование интегральных показателей адаптации биоты к действию  $T$ .* Реальность существования многокомпонентных группировок в виде экологически и функционально однородных групп, по-разному адаптированных к температурному и иным факторам, показана в множестве работ [7, 9, 19]. Поэтому результаты, полученные по моделям (6–7) для разных широт (или полушарий) гидросферы, далее используются при расчете оптимизационных параметров таких единиц планктона, совокупность которых, обеспечивает интегральный отклик сообществ  $\mu/\mu_m$  на изменчивость  $T$  водной среды. К оптимизационным показателям такого рода относятся характерные точки кривых откликов  $\mu/\mu_m$  в диапазоне термотолерантности, т.е.  $T_{\min}$ ,  $T_{\max}$  и  $T_{\text{opt}}$ , а также вероятно, величины коэффициента  $Q$  (см. выше). При этом изменение показателей адаптации, функционально сопряжено с ходом сезонной динамики  $T$  фотической зоны, что показано в многочисленных работах по исследованию форм адаптации биоты к  $T$ -фактору.

Интегрированный подход позволяет рассматривать реакцию смешанных сообществ, на сезонные изменения  $T$ , как их способность к температурной (или иной) адаптации. В результате формируется соответствующий отклик надорганизменных уровней организованности биоты, т.е. популяционных и других структур, как системного свойства отдельных фитокомплексов или функциональных групп. Общая форма связи эмпирических уравнений, интегрально описывающих некоторые закономерности адаптаций, уже известна. Обычно они представляются как формы экспоненциальных уравнений, описывающих динамику оптимизируемой совокупности параметров к сезонным изменениям  $T$ , являющихся аргументом таких выражений [21, 22, 30, 31].

Интегральные характеристики  $(T_{\min}, T_{\text{opt}}, T_m) = f(T)$ , для комплексов автотрофов за годовые циклы  $T_S$  и  $R$ , получали методом моделирования, оптимизируя их подбором в уравнениях вида

$$(T_{\min}, T_{\text{opt}}, T_m) = f(T) = T + A \exp\{-bT\}, \quad (8)$$

где:

$A$  и  $b$  – эмпирические коэффициенты постоянные в данной широтной зоне.

Условия формирования и механизм действия сил приводящих к образованию связей типа  $(T_{\min}, T_{\text{opt}}, T_m) = f(T)$ , для водных экосистем, принято объяснять как процессы одновременного протекания ряда форм температурной адаптации [18, 20]. Так, в естественных условиях различные виды (включая бактериальные компоненты и микропродуцентов) появляются либо активизируются в разное время текущего года, вероятно, более-менее оптимальное для развития каждого из них. При этом экологически однородные комплексы и функциональные группы (состоящие из спектра видов), формирующие ощутимый вклад в процесс биогеохимического круговорота ОБ данной экосистемы, включены и в процесс сукцессионного развития – имеющего конечное время для реализации любых стадий и фаз развития. Поэтому, в сукцессионном ряду данной системы, все подобные группы, как и составляющие их виды, следует рассматривать как единое целое – биоценоз [9, 14]. Причем, суммирование проводится с учетом последовательности их развития во времени, т.к. все группы и фитокомплексы, хотя и сопряжены в систему, неизбежно будут разделены продолжительными промежутками времени. Как правило, это целые стадии развития биоты, составляющие единицы измерений и содержание сукцессий – последовательного и

направленного изменения в составе видов и свойств среды.

Детальные проработки сезонной динамики для параметра  $T_m$ , как и механизмы его оптимизации в естественных условиях, характеризующие правую ветвь диапазонов толерантности для микроводорослей, в литературных источниках пока не приводятся. Существует множество отдельных исследований указывающих, что динамика  $T_m$  подчиняется тем же закономерностям, что и кривые сезонного хода  $T_{opt} = f(T)$ , например [22, 32]. Поэтому далее мы делаем допущение, что температурная адаптация комплексов фитоценоза в ветви роста  $T$  среды, а соответственно и направленные изменения для показателя верхнего экологического предела  $T_m$ , подчиняются закономерностям, сходным с описывающими смещение зон экологического оптимума, т.е. уравнений вида:  $(T_{opt}, T_m) = f(T)$ .

Следует также учитывать, что адаптации к высоким температурам среды, близким к  $T_m$ , по сравнению с приспособлением к экологически оптимальным  $T_{opt}$ , относятся к сравнительно "медленным" процессам (либо наоборот), поэтому неизбежно формируются фазовые сдвиги между моментами достижения конечных результатов по ходу разных видов адаптации. При этом, например, выделяют не менее 3-х разных этапов акклимации гидробионтов (по Б.Я. Виленкину [18]). Подобные сдвиги определяют вероятность возникновения нелинейных взаимодействий между оптимизационными показателями, а также текущими изменениями  $T$  среды.

*Формы отклика  $\mu/\mu_m$  по географической модели.* На рис. 2 приводятся результаты моделирования годовых изменений оптимизационных показателей  $T_{opt}$  и  $T_m$ , по моделям 1, 6–8, интегрировано отражающих приспособление комплексов автотрофных сообществ к сезонному ходу  $T_s$  (приведены среднедекадные) в ВДС разных широт гидросферы. При подстановке данных оптимизации для  $T_{opt}$  и  $T_m$  из модели 8 в уравнение 1, получали модельные кривые  $\mu/\mu_m$ , показанные на рис. 2а-г кривыми 4.

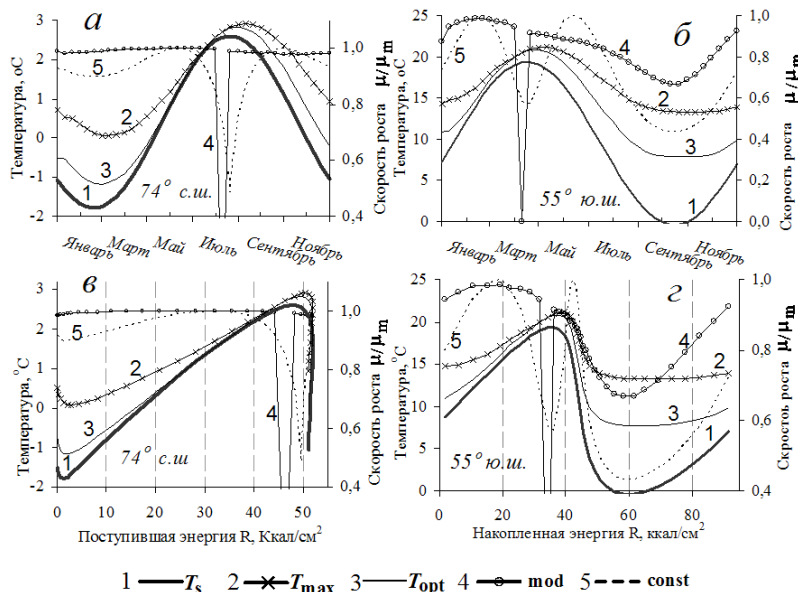


Рис. 2- Моделирование годового цикла динамики  $\mu/\mu_m$  и показателей  $T_{opt}$  и  $T_m$  по модели 1–8 для разных широт гидросферы. Фазовый сдвиг  $\gamma$  относительно хода среднедекадных  $T_s$  (по 6–8), составляет по  $T_{opt} \approx 5$ сут., а для  $T_m \approx 10$  сут.:

а – северные широты ( $74^\circ$  с.ш.), цифрами показаны кривые динамики: по левой шкале, 1 – модельный ход среднедекадных  $T_s$  (6–7), 2 – верхний предел  $T_m$ ,  $^\circ\text{C}$ ; 3 – зона оптимума  $T_{opt}$ ,  $^\circ\text{C}$ ; правая шкала, модельные кривые отклика  $\mu/\mu_m$  (по 1–8), 4 – вариант полной адаптации, 5 – неполная адаптация, ось абсцисс – линейное время;

б – модельные данные для южных широт ( $55^\circ$  ю.ш.), обозначения см. рис. 1а;

в – результаты  $74^\circ$ с.ш., по энергетической шкале, ось абсцисс  $\Sigma R$ , ккал/см<sup>2</sup>;

г – результаты  $55^\circ$ ю.ш., по энергошкале ( $\Sigma R$ , ккал/см<sup>2</sup>).

Анализ форм и динамику функций  $\mu/\mu_m$  моделировали для высоких северных широт ( $74^\circ$  с.ш.), а также в умеренной зоне южного полушария ( $55^\circ$  ю.ш.). При моделировании динамики параметров  $T_{opt}$  и  $T_m$  по экстремальному принципу воздействия  $T$ -фактора, учитывали фазовый сдвиг  $\gamma$  между конечными результатами достижения этих показателей на функцию  $\mu/\mu_m$ . Во-первых, для экологического оптимума ("быстрый" процесс), во-вторых, верхнего экологического предела  $T_m$  ("медленный" процесс), относительно хода изменений  $T$  (кривая 1) в поверхностном слое (по 6–8). Для этого задавали запаздывание для  $T_{opt} \approx 5$  сут, а для  $T_m \approx 10$  сут, соответственно. На рис. 2а,в показаны модельные результаты для  $74^\circ$ с.ш., с использованием разных шкал: линейного времени (а), а также в единицах накопления солнечной энергии в водной среде с начала года (в), ось абсцисс –  $\Sigma R_i$  ккал/см<sup>2</sup> (см. выше). На рис. 2б,г приводятся модельные результаты для  $50^\circ$ ю.ш., с использованием этих же шкал.

Особенности искажения исходной информации любого рода, получаемой при натуральных исследованиях и вносимых на этапе обработки за счет принудительной линеаризации, очевиден. Из сравнительного анализа данных на 2а,в и 2б,г следует очевидное заключение, что традиционно применяемая шкала времени "по часам", при использовании для анализа энергозависимых процессов, т.е. подчиняющихся законам сохранения – явно непригодна. Это относится как к процессам связанным с функционированием автотрофных компонентов планктона, так и в приложениях к характеристикам трансформации термодинамических свойств биотопа (верхней части ВДС) под действием  $R$ -фактора, а также трофически связанных с первичной продукцией групп биоты. Например, любые функциональные связи, произвольно трансформируются до полной неузнаваемости, причем, совершенно по разному в различных частях годового цикла поступления  $R$ .

*Уточнение экстремальной функции  $\mu/\mu_m$  для свето-температурных условий.* Выделим области монодоминирующего действия  $T, R$ -факторов за годовые циклы развития фитоценозов. Для этого используем свойства энергетических шкал  $\Sigma R$  и фазовых плоскостей  $T-R$  параметров отражать характер протекания энергозависимых процессов биосинтеза фитокомплексов [5, 11, 38] на примере рассматриваемых широтно-климатических зон  $74^\circ$ с.ш и  $55^\circ$ ю.ш. Особо отметим общеизвестную невозможность корректного (инструментального) разделения последствий воздействия для этой пары экологических  $R, T$ -факторов на биоту [4, 6, 17, 18], по крайней мере, в период их активной вегетации. С другой стороны, как показано выше, по характеру действия этих ведущих  $L$ -факторов, зона с отсутствием активной вегетации фитокомплексов, определяющая и остановку энергозависимых процессов фотосинтеза, относится к области монодоминирующего влияния солнечной энергии –  $R$ -фактора. Согласно этому же экстремальному принципу, другую зону занимает область монодоминирующего влияния  $T$ -фактора или других  $L$ -факторов. На рис. 3 показаны области такого раздельного, монодоминирующего действия  $R, T$ -факторов в исследуемых широтно-климатических зонах, выделенные разной штриховкой.

Автомодельный тип применяемых в расчетах уравнений делает сходство энергозависимых процессов биосинтеза и изменения свойств водной среды для этих, совершенно отличающихся физико-климатических областей, достаточно очевидным. Учитывая смысловое содержание процессов в фазовых плоскостях задаваемых параметрами такого рода, понятны и причины подобия [5–8].

Кратко охарактеризуем зоны преобладающего действия  $T, \Sigma R$ -факторов, приведенные на рис. 3. Календарный период монодействия  $R$ -фактора, на  $74^\circ$ с.ш., для случая свободной от льдов поверхности, составляет до 190 суток (октябрь–апрель), а на  $55^\circ$ ю.ш. около 130 суток (июнь–ноябрь). При этом область монодоминирования воздействия  $T$ -фактора на фитокомплексы, для  $74^\circ$ с.ш. охватывает период около 170 суток, на протяжении которого в водную среду поступает и аккумулируется  $\Sigma R \approx 35\text{--}40$  ккал/см<sup>2</sup>, при амплитуде  $\Delta T \approx 4^\circ\text{C}$ . Для  $55^\circ$ ю.ш., за соответствующий период доминирующего действия  $T$ -фактора, оцениваемого в 230 суток, поступает и аккумулируется около  $\Sigma R \approx 60\text{--}65$  ккал/см<sup>2</sup>, что обеспечивает размах годовой амплитуды  $\Delta T \approx 18^\circ\text{C}$ . Введение в расчеты числовых (масштабных) множителей, по необходимости, позволяет дифференцированно рассматривать как скорости, так и численные параметры разнообразных процессов, протекающих в термодинамической и биотической подсистемах этих широт.

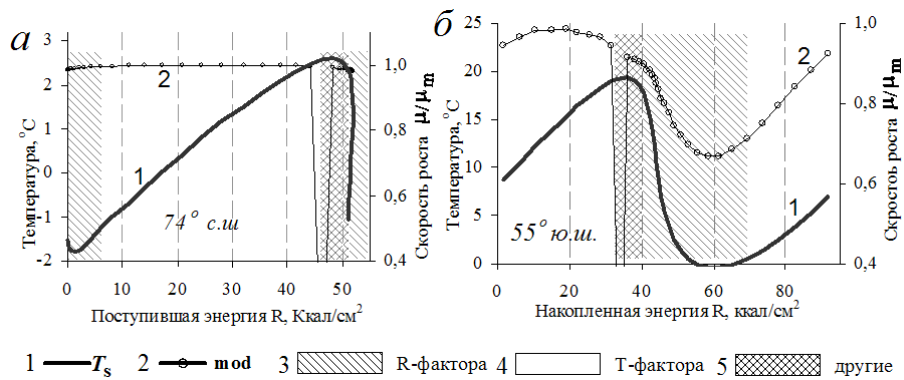


Рис.3 - Выделение областей монодоминирующего действия  $T, R$ -факторов по энергетическим шкалам с использованием фазовой  $T-R$  плоскости для широтно-климатических зон Баренцева моря и Южного полушария – ось абсцисс  $\Sigma R$ , ккал/см<sup>2</sup>. Цифрами показаны: (левые шкалы), 1 – ход среднедекадных  $T_s$  (по 6–7); (правые шкалы) 2 – модельный отклик  $\mu/\mu_m$  (по 1), по сценарию полной адаптации; 3 – зона монодействия  $R$ -фактора; 4 – зона монодействия  $T$ -фактора; 5 – зона мультипликативных взаимодействий  $R, T$ -факторов с другими. а – Баренцево море (74° с.ш.); б – Южное полушарие (55° ю.ш.).

Зона с максимальным подавлением активности микропродуцентов, а также часть прилегающей к ней начальной стадии осеннего гидробиологического сезона, представляет область мультипликативных взаимодействий:  $R, T$ -факторов, свойств водной среды и совокупности других форм воздействий  $L$ -факторов (см. выше). Эту хаотизированную часть фазовой плоскости, занимающую период не более 1–2 декад, мы выделяем отдельно (см. рис. 3). С одной стороны, это определяется ее значимостью при формировании особенностей волнового развития для планктона, с другой – неопределенностью содержания явлений, при наступлении этого феномена. Учитывая объективность существования областей фазовой плоскости  $T, \Sigma R$ -факторов с преобладанием того или иного вида их действия, уточненная экстремальная функция, записанная относительно  $\mu/\mu_m$  принимает вид [2, 3, 7]

$$\mu/\mu_m = \min(\mu_T, \mu_{R1}, \mu_{R2}),$$

где числовые значения функции, по условиям  $\mu_{T1}$  и  $\mu_{R2}$ , характеризуют действие  $R$ -фактора. В этом случае, они принимают числовые значения, хорошо известные из экспериментальных работ [2, 17, 21], соответствующих ”пороговому” ( $\mu_{R2}$ ) и ”насыщающему” ( $\mu_{R1}$ ) значению потоков солнечной энергии по ходу годового цикла поступления  $R$  и ее накопления  $\Sigma R$ . Причем, разовое достижение первого из них запускает процесс фотосинтеза, а достижение уровня ”насыщения” – показывает на переход механизма регулирования развития фитокомплексов, из области фазовой плоскости монодоминирующего воздействия  $R$ -фактора, в область  $T$ -фактора. В ветви снижения интенсивности поступления  $R$ , при близких к годовым величинам  $\Sigma R$ , характерных в данной широтной зоне, происходит обратный переход в зону монодоминирующего влияния  $R$ -фактора. Отметим, что при несколько других численных значениях, соответствующих изменению гидродинамических условий в ВДС [2, 22, 26, 28]. При этом в естественных системах, достижение этих уровней происходит быстро, а промежуток составляет примерно декаду и менее [5, 22, 23].

Таким образом, функциональная зависимость между  $R, T$ -факторами и свойствами водной среды, приводит к тому, что получаемые по моделям 1, и 6–8 функции  $\mu/\mu_m$  в форме отклика на моно- и/или мультипликативное влияние  $T, R$ -факторов, соответствуют

закономерностям их широтного распределения. Поэтому, при корректном формулировании исходных положений, получаемые результаты всегда должны соответствовать: а) зональному распределению свойств водных масс [1, 2, 12], б) закономерностям инсоляции на поверхность гидросферы [14, 21–23]. Эти свойства и определяют как рамки развиваемой в настоящей работе общей концепции регулирования деятельности планктонных комплексов, так и позволяют объективно контролировать корректность любых выкладок.

Отметим, что вынужденное игнорирование адвективных компонентов переноса тепла морскими течениями (или зон подъема холодных глубинных вод из криосферы Вернадского) могут приводить к отклонению  $T$  от расчетного хода в модели 6–7, например, на рис. 2 показанных кривыми 1. Но, принципиального значения, при решении достаточно идеализированных задач, такие отклонения не имеют.

Оценка ресурсного потенциала развития фитокомплексов для арктической биогеографической области. Приведенные результаты применения географической модели формирования отклика  $\mu/\mu_m$  в разных широтно-климатических зонах, дают возможность уточнить свойства экологически однородных групп автотрофов ( $F_i$ ), участвующих в процессах сукцессии водных объектов. Это следует из проанализированных выше свойств для любых энергозависимых процессов, протекающих в соответствующих координатах  $T, \Sigma R$ -параметров фазовой плоскости, устанавливающей скорость и общие закономерности развития в этих координатах. На рис. 4 приведены результаты моделирования стандартных характеристик экологических диапазонов толерантности для 4-х однородных комплексов микропродуцентов  $F1ab$ – $F4ab$  по модели 1.

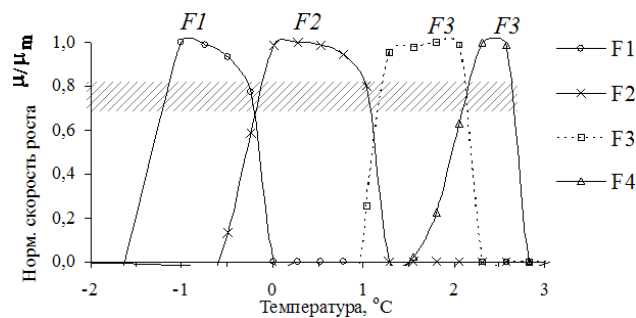


Рис. 4 - Результаты моделирования экологических диапазонов толерантности ( $T_{экр}$ ) для экологически однородных фитокомплексов  $F1ab$ – $F4ab$  арктической биогеографической области, с учетом ее ресурсов ( $\Sigma R \approx 50$ – $55$  ккал/см<sup>2</sup>, при  $\Delta T \approx -1,8$ – $2,6$ °C  $\approx 4,2$ °C).

Согласно результатам моделирования по 6–7, развитие фитокомплексов обеспечивается свето-температурными ресурсами данной широты бореально-арктической биогеографической области (74°с.ш.). При этом внешние факторы обеспечивают возможности развитие только для 4-х экологически однородных биогеографических фитокомплексов ( $F1ab$ – $F4ab$ ), что следует из совокупности свето-температурных ресурсов. Так, при уровне поступления свободной энергии за годовые циклы в сумме  $\Sigma R \approx 50$ – $55$  ккал/см<sup>2</sup>, за период активной вегетации поступает до 80% или около  $\Sigma R \approx 40$ – $42$  ккал/см<sup>2</sup>. Это обеспечивает общую годовую амплитуду  $\Delta T \approx -1,8$ – $2,6$ °C  $\approx 4,4$ °C, при амплитуде  $T$  за период активной вегетации  $\Delta T \approx 3,9$ °C.

При моделировании условий функционирования фитокомплексов  $F1ab$ – $F4ab$ , руководствовались положениями, детально проанализированными в наших, более ранних работах [5, 10]. Так, при оптимизации экологических диапазонов по  $T$  разных  $F_i$ , использовалась следующая система правил, формализующих как условия функционирования, так и порядок смены для последовательно развивающихся комплексов фитоценоза, составляющих сукцессионный ряд.

1. Перестройка качественной структуры происходит скачкообразно, в качестве критерия ее начала использовалось значение функции  $\mu/\mu_m \approx 0.7-0.8$  (см. далее).

2. Каждый из фитокомплексов  $F_i$  устойчиво развивается в температурном диапазоне близком к  $\Delta T \approx 2.0-3.5^\circ\text{C}$ , хотя сами границы диапазона колебаний по  $T$  могут быть существенно больше [10,37; 38].

3. Развитие  $i$ -го, экологически однородного  $F$ -комплекса должно обеспечиваться минимальным поступлением "кванта" солнечной энергии в количестве  $\Sigma R \approx 8-10$  ккал/см<sup>2</sup>.

4. Полные (или завершенные) циклы развития  $F_i$ -комплекса происходит вне зависимости от календарной длительности периода поступления "кванта"  $\Sigma R$  (принцип накопления изменений) [5, 10, 11].

Результаты моделирования сведены в таблице, где приводятся и оценки значений для множителя функции  $\mu/\mu_m$ , полученные по экспериментальным данным [5, 10, 37].

Таблица 1 - Температурная характеристика экологических диапазонов толерантности экологически однородных фитокомплексов ( $F1ab-F4ab$ ) арктической биогеографической области ( $74^\circ\text{с.ш.}$ ) и множителя функции  $\mu/\mu_m$  (1/сут), по результатам моделирования (1).

F- компл.	Диапазон толерантности $T_{эк}$				Q	$\mu_m, \text{сут}^{-1}$		Экол-я х-ка	Сезоны
	$T_{\min}, ^\circ\text{C}$	$T_{\max}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{opt}}, ^\circ\text{C}$	$\Delta T, ^\circ\text{C}$		min	max		
$I^*$	2	3	4	5	6	7	8	9**	10***
$F1ab$	-1,6	-0,1	-1	2.2	10	0.1	2	<i>Bacill</i>	Весна
$F2ab$	-0,6	1,2	0,3	3.0	10	0	3	<i>Bacill</i>	Весна
$F3ab$	1	2,2	1,9	3.5	5	0	3	<i>Bacill</i>	Весна
$F4ab$	1,5	2,8	2,2	4.5	1,5	0	2	<i>Dinofl</i>	Лето

Прим.: \*колонка №1 – обозначение  $i$ -го  $F_i$  фитокомплекса (цифрами – порядковый номер в данном сукцессионном ряду, буквами – биогеографическая область: а – арктическая, ab – аркто-бореальная, b – бореальная);

\*\*колонка №9 – доминирующие группы микроводорослей (*Bacill.* – диатомовые, *Dinofl* – перидиниевые);

\*\*\*колонка №10 – гидробиологический сезон (по Богорову–Ширшову), все другие обозначения приводятся по тексту.

Совокупность данных таблицы позволяет получение конкретных численных значений по отклику  $F_i$  фитокомплекса  $\mu/\mu_m$ , при случае необходимости восстановления динамических рядов.

**Обсуждение результатов.** Моделирование кривых отклика  $\mu/\mu_m$  и вероятные формы экологических стратегий. На рис. 1 приводится пример конкретного применения уравнений 1а и 1б для анализа формообразования кривых отклика  $\mu/\mu_m$ , по характеристикам диапазона толерантности разных систематических групп микроводорослей (зеленые, диатомовые и перидиниевые). На модельных результатах показано, что с увеличением числового значения  $Q$  диапазон  $T_{\text{opt}}$  сужается, а левая и правая ветви кривых откликов увеличивают кривизну. При снижении значений  $Q$  происходит обратный процесс: кривизна уменьшается, а зона экологического оптимума расширяется до максимальных значений, при одновременном росте асимметричности кривой отклика, в соответствии с положением зоны экологического оптимума. Предположительно, подобные изменения для инвариантной функции  $\mu/\mu_m = f(T_m, T_{\text{opt}}, T_{\min}, Q)$ , следует рассматривать в качестве базовых экологических стратегий разных групп микроводорослей, регулирование которых происходит по экстремальному принципу (см. далее). При величине  $Q \geq 2.0-2.5$ , инвариантная функция  $\mu/\mu_m$  для всех систематических групп адаптированных микроводорослей становится близкой к "нормальным" (колоколообразным) распределениям.

Исходя из общих положений теории действия  $L$ -факторов, можно предполагать, что при формах кривых отклика, наблюдаемых при малых значениях  $Q$ , приведенных на рис. 1а, в правых частях происходит мультипликативное взаимодействие  $T$  с другими экологическими

факторами, типа: вариаций запасов разных форм биогенных элементов (S), концентраций фитопланктона (A) или других форм биоты. При этом для правой ветви, в градиенте  $T$ -фактора происходит снижение относительного вклада его влияния на данную группу микроводорослей, т.е. понижение степени монодоминантности воздействия  $T$ , по сравнению с влиянием других факторов [14]. В совокупности, это приводит к более резкому снижению функции  $\mu/\mu_m$  в этой части кривых отклика (см. рис. 1а и 1в). Причем, подобные формы кривых наиболее характерны для реакций биоты в ненарушенных условиях естественных систем [9]. В свою очередь, формы инвариантной функции  $\mu/\mu_m$  при высоких  $Q$ , приближающихся к 3, показанные на рис. 1в, соответствуют исключительно монодоминирующему действию  $T$ -фактора [6], предположительно во всем диапазоне толерантности.

Таким образом, чем больше эффект влияния  $T$ -фактора и степень его доминантности, тем ближе форма отклика биосистем к симметричным кривым – стандартному типу распределения реализованного биопродукционного потенциала биоты. Но, в своей совокупности, приведенные на рис. 1 инвариантные функции вида  $\mu/\mu_m$  составляют континуальное распределение [16], трансформация которого описывается законами, известными из теории нормальных распределений в биометрии, который имеет хорошо отлаженный аппарат количественного анализа [15].

Поясним возможные типы потенциальной реализации экологических стратегий для однородных групп-доминант микроводорослей [3], на примере варьирования  $Q$  – коэффициента формы (ур-е 4). При этом допускается, во-первых, что положение экологического оптимума, закреплено генетически, хотя в определенной степени и может смещаться по температурной шкале. Во-вторых, ширина интервала экологического оптимума или близких к таким условий, может варьировать в достаточно большом диапазоне. Согласно результатам моделирования, снижение коэффициента ускорения биохимический реакций (биологическое содержание  $Q$ ), при действии данного  $L$ -фактора (рис. 1а), приводит к существенному расширению зоны экологического оптимума существования, примерно до 3–5 раз (см. рис. 1а,в и 4). С другой стороны, в этом случае возрастает влияние совокупности других факторов, наиболее существенное в области повреждающих и летальных воздействий. Соответственно, оптимальная стратегия путем изменения  $Q$  заключается в поддержании динамического равновесия между двумя экстремумами: с одной стороны – максимизация зоны экологического оптимума и росте ”независимости” от  $T$ , с другой – минимизацией эффектов ”угнетения” в зоне повреждений и летальных воздействий, при соответствующем росте влияния  $T$ . Исходя из рис. 1а,б,в, действие этих параметров в характерных областях диапазонов толерантности, меняются в противоположных направлениях.

В ряде современных экспериментальных работ получены данные о реальности приведенных типов экологических стратегий планктонными комплексами. Речь идет о реакциях микроорганизмов, наблюдаемых в экстремальных условиях существования высоких широт: для области паковых льдов с круглогодично отрицательной  $T$ . Причем, как для фитопланктона [32], так и для бактерий [33]. Такие эффекты и соответствующая им экологическая стратегия идентифицируются по характеру стабилизации  $Q$ , в определенных диапазонах температурной шкалы, с соответствующими отклонениями от физико-химического закона Вант-Гоффа–Аррениуса, т.е. по вариациям коэффициента ускорения биохимических реакций.

*Моделирование параметров оптимизации отражающих адаптацию к действию  $T$ -фактора.* В первую очередь отметим соответствие полученных при моделировании результатов динамики параметров оптимизации  $T_{opt}$  (кривая 3) и  $T_m$  (кривая 2), экспериментально полученным значениям, приводимым в литературных источниках [1, 22, 30, 31]. С другой стороны, отметим различия в ходе изменений параметров  $T_{opt}$  и  $T_m$  для высоких и умеренных широт. В частности, это приводит к разным по выраженности эффектам, отражающимся на форме отклика для инвариантной функции  $\mu/\mu_m$ . (кривые 4). Некоторые из эффектов детально рассмотрены ниже. Отметим и наиболее важные особенности, выявленные при использовании моделей вида (8). Во-первых, в естественных условиях изменение параметра оптимизации соответствующего верхнему экологическому пределу  $T_m$ , характеризующему влияние угнетающе действующих на микропродуцентов высоких  $T$ , будет всегда оптимизироваться, следуя сезонному ходу средних  $T$  воды в фотической зоне. Во-



вторых, значения параметра  $T_m$  для биоты адаптированной к среде, должны устойчиво превышать величину экологического оптимума  $T_{opt}$ . Следовательно, это относится и к ходу изменений  $T$  в среде, характерных для данной физико-климатической области и сезона. Следует предполагать наличие сходного типа изменчивости и нелинейности для сезонных вариаций других оптимизационных параметров, интегрировано характеризующих процесс термоадаптации: т.е.  $T_{min}$  или  $Q$ , что подтверждается совокупностью современных данных [34].

Одним из наиболее важных результатов моделирования функции отклика по 1 и управляющих параметров по 8, мы считаем формальное обоснование доказательства, что влияние  $L$ -факторов на биотические компоненты морских экосистем несводимо ни к тому или иному их пороговому или критическому значению, ни к любому из текущих значений.

Для температурного экологического фактора (а вероятно, и любого иного вида действия на биоту), относящегося к монодоминирующим  $L$ -факторам и имеющих соответствующий тип действия, не менее существенное влияние заключается в самом факте однонаправленных изменений – трендов (см. рис. 2б). Важнейшим показателем проявления тех или иных эффектов в динамике  $L$ -факторов, являются их первая и вторая производные – скорость ( $dL/dt$ ) или ускорение ( $d^2L/dt^2$ ) изменения  $L$  в водной среде, показанные на примере  $T$  (сезонные, локальные или катастрофические). При этом совершенно не исключается и вариант, что для некоторых форм воздействий или факторов сами абсолютные значения могут вообще не оказывать никакого влияния на биоту, в силу возможности их "обхода" в ходе адаптации.

Причем, данный вывод являлся очевидным, т.к. следует из совокупности экспериментальных фактов по исследованию воздействий большинства экологических факторов (от температуры до концентраций субстратов), например, наблюдаемых при исследованиях реакций биоты на перемешивание глубинных и поверхностных вод [35]. С другой стороны, как известно, сами диапазоны толерантности к действию того или иного фактора всегда существенно шире, чем зона возможной активности или нормального существования видов или их отдельных группировок, в особенности предварительно адаптированных [1, 2, 17, 20]. Достаточно очевидно, что такой отдельный тип воздействий как скорость либо ускорение изменения для  $L$ -факторов, весьма существенно сказываются на устойчивости функционирования биоты в целом. Вероятно, что в экологически однородных комплексах фитоценозов либо функциональных групп микробиоты, подобный тип воздействий является одной из движущих сил развития и смены видов – фактор сукцессии.

*Эффекты угнетения, генерируемые под влиянием динамики  $T$  (правило схождения).* Результаты моделирования оптимизационных параметров интегрально учитывающих характер адаптации для экологически однородных комплексов в сообществах автотрофов ( $T_{min}$ ,  $T_{opt}$ ,  $T_m$ ) =  $f(T)$ , приводится на рис. 2. Исходя из типа действий  $L$ -факторов (см. выше), вполне очевидно, что при схождении кривых оптимизации в определенных стадиях развития (см. ниже), на критическую величину  $\Delta T \approx 0.5-1.0^\circ\text{C}$ , в водной среде происходит последовательное изменение типа действия  $T$ -фактора на биоту. Вероятно, континуально, от трофического прямодействия к повреждающему и далее переход к летальному воздействию.

Максимальное проявление угнетающих эффектов прямодействия  $T$  сводится к полному, т.е. 100% подавлению активной жизнедеятельности всех групп автотрофов. Это вызывает соответствующие изменения для функции отклика  $\mu/\mu_m$ , которая в области максимизации эффекта распадается на две отдельные ветви (см. рис. 2), что может наблюдаться в любой части гидросферы. По результатам моделирования экологические стратегии, связанные с возможностью компенсации этого эффекта за счет вариаций коэффициента температурного ускорения  $Q$  (см. выше), для случая "схождения кривых адаптации" не действуют. Так, изменения  $Q$  приводят только к различной выраженности эффекта или колебаниям ширины зоны подавления сообществ микроводорослей. Результат, вполне вероятно, связан с характером проявления реакций отклика биоты на воздействия, которые осуществляются на одном уровне – организмов и популяций, а их эффекты – проявляются на уровне экологических комплексов и отдельных компонентов сообществ (фитоценозах и функциональных группах микробиоты).

Исходя из результатов моделирования кривых отклика  $\mu/\mu_m$  с использованием уравнений географической модели (1 и 6–8), сформулировано правило "схождения" кривых оптимизационных показателей термоадаптации. В приложении к динамике показателей разных форм приспособления компонентов планктона к действию сезонных трендов  $T$ , формулировка



правила "схождения" кривых оптимизационных параметров такая: фазовые сдвиги между показателями разных форм температурной адаптации комплексами экологически однородных групп фитоценов или функциональными группами микроорганизмов, отображаемые динамикой функций вида  $(T_{opt}, T_m) = f(T)$ , при любом их сближении на критическую величину  $\Delta T = (T_{opt} - T) \approx 0.5-1.0^\circ\text{C}$ , приводят к нелинейным реакциям, угнетающим развитие биоты. Действие этого правила устойчиво прослеживается при моделировании влияния сезонного хода  $T$  на  $T_{opt}$  и  $T_m$  в умеренных (рис. 2б,г) и высоких (рис. 2а,в) широтах обоих полушарий гидросферы. Само это правило, по существу, представляет одно из следствий трансформации типа монодоминирующего действия  $L$ -фактора.

При этом эффект угнетения биоты, зафиксированный в правиле схождения кривых оптимизации и полученный нами на модельных данных, имеет свой реальный аналог в природе и имеет определяющее значение на формирование общего сценария сукцессий планктона для умеренных широт. Речь идет о явлении возникающем в процессе циклического развития и прослеживаемом как одна из особых фаз развития фитоценоза. Этот феномен повсеместно наблюдается в умеренных широтах морских и пресноводных объектов, являясь причиной формирования бимодального сценария волнового развития планктона Богорова–Ширшова. Детальный обзор работ по анализу бимодального сценария развития автотрофов и причин этого явления в морских и пресноводных системах, приводится в работах [1, 2, 19].

С другой стороны, угнетающий эффект сезонной изменчивости  $T$ , устойчиво получаемый при моделировании по 1–8 (см. рис. 2), можно связать и с наблюдаемой в умеренных и высоких широтах фазой "чистой воды". В реальных условиях наступлению этой фазы обычно предшествует интенсивное развитие микроводорослей, характерное для этой части периода активной вегетации. С наступлением стадии или фазы "чистой воды" (лучше всего наблюдаемой после сильного "цветения"), происходит резкое "просветление" в ВДС, когда ее прозрачность скачкообразно увеличивается в несколько раз [10, 19]. При этом биомасса автотрофов в деятельном слое снижается до минимальных за весь период активной вегетации значений, а функциональная активность близка к нулю [5, 10, 11]. Таким образом, фаза "чистой воды" практически разрывает волну развития автотрофов на две части, что в целом соответствует модельным результатам, полученным выше по географической модели (6–7) и функции отклика  $\mu/\mu_m$  по модели 1.

Этот феномен известен достаточно давно, но традиционно связывается либо с трофическими взаимодействиями в системах "фито–зоопланктон", либо с другими экологическими факторами. Например, в работе [36] при исследовании причин формирования фазы "чистой воды" для пресноводных объектов отмечали резкое увеличение прозрачности с 1–2 и до 10 м глубин, считая само это явление связанным с эффектами, генерируемыми за счет взаимодействия климатических и физико-химических условий с прессом популяций зоопланктона – дафниями, которые быстро "выедали" автотрофов. Отметим, что далее дафнии прекращали такое воздействие. Подобные эффекты ежегодного и резкого наступления фаз "чистой воды", устойчиво наблюдаются в пресноводных и морских экосистемах в середине летнего гидробиологического сезона, что достаточно детально анализируется и в ряде наших работ [5, 10, 37]. Тем не менее, как причины формирования такого эффекта, так и его последствия, вплоть до настоящего времени очень слабо изучены, предоставляя поле для отвлеченных от реальности фантазий.

*Эмпирические закономерности в динамике оптимизации биоты к действию  $T$ .* Обобщая материалы множества опубликованных исследований по температурной адаптации сообществ автотрофов (составляющих отдельное направление гидробиологии), можно сделать ряд заключений относительно вероятного влияния условий и ряда факторов на форму кривых  $\mu/\mu_m$ , причем действующих через динамику смещений для отдельных показателей диапазона термотолерантности:  $\mu/\mu_m = f(T_{min}, T_m; T_{opt}, Q)$ . Кроме этого, анализ литературных источников позволяет определить как собственно факторы, так и характер изменения этих показателей при процессах температурных адаптаций (см. выше) разными группами биоты. Нами получены следующие заключения, приведенные далее.

1. Каких-либо существенных или качественных различий между морскими и пресноводными экосистемами для разных форм температурных адаптаций фитопланктона к изменению  $T$ , не выявлено [22, 30, 31].

2. Экологический показатель оптимума – параметр  $T_{\text{opt}}$  не является константой для многовидовых сообществ в любых типах водных биотопов. При этом амплитуда текущих изменений параметра  $T_{\text{opt}}$ , за каждый из годовых циклов динамики  $T$ , в целом приближается к ширине наблюдаемого диапазона термотолерантности большинства видов, адаптированных соответствующим образом [17, 19, 22].

3. Благодаря непрерывной подстройке оптимизационных параметров микроорганизмов к динамике  $T$ , способность к температурным адаптациям на уровне многовидовых сообществ микропродуцентов или бактериопланктона приводит к тому, что интервал зоны экологического оптимума  $T_{\text{opt}}$  процессов первичного или вторичного биосинтеза непрерывно смещается на температурной шкале [30, 31].

4. Смещение осуществляется таким образом, что различия между экологическим оптимумом  $T_{\text{opt}}$  и текущей  $T$  биотопов, всегда являются минимальными [22] – принцип экономии энергии.

5. На протяжении годовых циклов изменчивости  $T$  среды, ее текущие значения устойчиво не превышают величин экологического оптимума  $T_{\text{opt}}$ , устанавливаемого экспериментально. Причем, для умеренных широт (40–60° с.ш.), экспериментальные величины  $T_{\text{opt}}$ , обычно, не опускаются ниже 15 °С [22], и при этом, всегда несколько превышают текущее значение  $T$ , характерное для данного сезона в конкретной физико-климатической области. В свою очередь, другие исследования утверждают, что годовой ход этой пары параметров практически параллелен [21]. В совокупности, это указывает на эндогенную природу регулирования динамики оптимизационных параметров, постоянно коорректирующихся факторами среды.

6. Величина верхнего экологического предела  $T_m$  также не представляет собой константу, ни для отдельных видов, ни для многовидовых сообществ во всех типах водных систем [21, 22]. Установлено, что амплитуда  $T_m$  в каждом годовом цикле  $T$ , по сравнению с амплитудами экологического оптимума  $T_{\text{opt}}$ , всегда меньше [7, 30, 31].

7. С другой стороны, изменчивость обоих оптимизационных параметров полностью сопряжена: смещение зоны экологического оптимума всегда приводит к смещению предельных значений по  $T_m$ , и наоборот. При этом изменения параметров  $T_m$ , и  $T_{\text{opt}}$  никогда не бывают пропорциональными, а связь носит устойчиво нелинейный характер в годовом цикле изменчивости  $T$ .

8. Динамика изменения параметра  $T_m$  при оптимизации к  $T$  среды, в целом определяет устойчивость существования экологически однородных групп в ходе сукцессии сообществ [10, 33, 37, 38].

9. Влияние изменений параметра ускорения  $Q_{10}$  на регулирование самих скоростей биохимических реакций в многовидовых сообществах естественных систем и всевозможных биотопов, для большинства биохимических процессов либо отсутствуют, либо весьма слабо выражены [32, 34, 37, 38]. Это традиционно рассматривается как отклонение от кривых Крюга или закона Вант-Гоффа–Аррениуса. С другой стороны, именно стабилизация этого показателя может быть рассмотрена как экологическая стратегия связанная с адаптацией к экстремальным условиям (см. выше)

10. Интенсивность потока солнечной энергии  $R$  прямого влияния на характер действия температуры на биоту, как правило, не оказывает [18, 22]. По крайней мере, в настоящее время не существует способов разделения этих эффектов [21–23]. Так, при любых уровнях солнечной радиации сохраняются не только формы температурных кривых отклика  $\mu/\mu_m$ , но и положение характерных точек диапазона толерантности на температурной шкале [21]. Поэтому, наиболее вероятно, что ход температурных адаптаций или акклимаций, во всех типах водных экосистем, мало связан с интенсивностью потока солнечной энергии [17]. Исключения составляют достаточно редкие случаи повреждающего или летального действия для сверхвысоких уровней освещенности или область действия ультрафиолета [2, 22, 39].

11. На всех широтах и для любых типов водных объектов гидросферы (морских, пресноводных), параметры оптимизации, отражаемые кривыми  $T = f(\varphi', t)$ ;  $T_m = f(T)$  и  $T_{\text{opt}} = f(T)$  – устойчиво проявляют тенденцию к сходимости на минимальную (критическую) величину  $\Delta T = (T_{\text{opt}} - T) \approx 0.5\text{--}1.0^\circ\text{C}$ . Важнейшим фактом является одномоментность схождения всех кривых на любых объектах [11, 31, 32; 39].

12. Важнейшим элементом динамики оптимизационных параметров  $T_m$  и  $T_{opt}$  для фитокомплексов, представленных как экологически однородные группировки, является экспериментальное выявление факта, что максимальное схождение кривых  $T_m$  и  $T_{opt}$  устойчиво приурочено к определенному периоду астрономического времени [5, 10, 22, 31]. Это момент, непосредственно предшествующий переходу к осеннему гидрологическому сезону, когда в большей части того или иного полушария гидросферы (см. рис. 2а,б), наблюдается максимум прогрева ВДС в текущем цикле динамики  $R$  и  $T$  (конец июля–начало августа).

Мы считаем, что приведенные выше положения, существенно помогают пониманию как самого принципа действия физико-географической модели 6–7, так и соответствующих изменений оптимизационных показателей по модели 8, а также будут способствовать правильной оценке результатов полученных по модели кривых отклика 1–5. Особо выделим, что совокупность последних заключений (8–12), приводит к вполне обоснованному выводу о существовании климатических норм – т.е. наличии устойчивой широтной зональности для экологического оптимума  $T_{opt}$  [5, 10] и других оптимизационных показателей ( $T_{min}$ ,  $T_m$  и  $Q_{10}$ ). Фактически, это эквивалентно выводу о существовании системы географических закономерностей, в связи с монодоминирующим прямым действием  $T$ -фактора, для специализированных по биотическим компонентам экосистем и проявляемых как особая форма зональности параметров оптимизации:  $T_{min}$ ,  $T_m$ ;  $T_{opt}$  и  $Q_{10}$ . При этом существование географической зональности в форме климатических ”норм” [37, 38, 39] для некоторых характеристик, экспериментально показано конкретными результатами, следующими из обобщения работ начального этапа исследований закономерностей адаптаций к  $T$  [11, 17, 18, 21].

*Оценка ресурсного потенциала развития фитокомплексов.* Согласно результатам моделирования, развитие фитокомплексов в любой биогеографической области обеспечивается базовыми свето-температурными ресурсами. На примере аркто-бореальной биогеографической области (74°с.ш.) показано, что они обеспечивают возможность развития только 4-х экологически однородных биогеографических фитокомплексов ( $F1ab$ – $F4ab$ ). Это следует из совокупности обеспеченности ресурсов водной среды: при уровне поступления свободной энергии за годовые циклы в сумме  $\Sigma R \approx 50$ – $55$  ккал/см<sup>2</sup>, за период активной вегетации поступает до 80% или около  $\Sigma R \approx 40$ – $42$  ккал/см<sup>2</sup>. Это обеспечивает годовую амплитуду  $\Delta T \approx -1.8$ – $2.6^\circ\text{C} \approx 4.4^\circ\text{C}$ , а соответствующая амплитуда за период активной вегетации, оценивается в  $\Delta T \approx 3.9^\circ\text{C}$ . Исходя из полученных данных, достижение фазы ”чистой воды”, в этой широтной зоне и биогеографической области весьма маловероятно, в силу незначительности амплитуды  $\Delta T$  в период вегетации. С другой стороны, процесс сукцессионного развития и ряд фитокомплексов, развивающихся в этой широтной зоне резко прерывается снижением инсоляции в самом начале летнего сезона (рис. 2). Соответственно, что и осенний гидробиологический период здесь практически отсутствует.

В целом, совокупность рассчитанных характеристик фитокомплексов позволяет получение конкретных численных значений по отклику  $F_i$  фитокомплекса  $\mu/\mu_m$  при необходимости восстановления динамических рядов биомасс или функциональных показателей. Это и является практическим выходом настоящей работы.

**Заключение.** Вполне очевидно, что в исследованиях законов развития компонентов планктона во временных и пространственных рядах, т.е. сукцессии проходящей под действием факторов среды, обязательным этапом является переход от эмпирических попыток абстрагирования (отображающих в качественных образах количественные изменения реальных свойств биоты), к оперированию рядом идеальных или абстрактных форм. Только это позволяет применять соответствующий аппарат формализации и количественного анализа. Этому будет предшествовать и стадия создания новых понятий, которые вероятно, особенно вначале, будут мало совместимы с эмпирическими данными. Тем не менее, идеализация природных явлений является необходимым этапом исследования любых объектов, причем, даже если это вступает в противоречие с некоторыми наблюдаемыми реально явлениями – эмпирическими фактами, что сформулировано В.И. Вернадским [40]. Такой процесс требуется для вывода законов развития в естественных системах.

С другой стороны, абстрагирование для любых биологических объектов, не относится к играм с учетом–исключением каких-то понравившихся или не понравившихся отдельным

авторам свойств. Это процесс концептуального выражения всей совокупности реально полученных результатов – тест на соответствие натурным данным. Потому и сама идеализация явлений имеет смысл только тогда, если возможен переход к новому видению исследуемых объектов, а мышление начинает двигаться в другой плоскости, по отношению к той, в которой накапливаются эмпирические знания. В свою очередь, формализация идеализированного биологического объекта, потребуется только тогда, если он может представить исследуемый объект в новом аспекте, причем – эмпирически мало выражаемом.

Только при таких условиях отношения между символами логики будут отображать существующие реально "взаимодействия вещей", а не фантазии, являясь равнозначными эксперименту, а, соответственно, должны неизбежно приводить к логически безошибочным выводам, по крайней мере, во всех случаях корректной формулировки своих положений [1, 2]. Данное состояние в полной мере применимо к явлениям биологической сукцессии в гидросфере, непрерывно корректируемой множеством факторов. Поэтому ее исследование с неизбежностью требует предварительного восстановления реальных динамических рядов, до некоторого ограниченного набора идеальных форм. Например, используя процедуру вычленения действий основных факторов от второстепенных, возмущающих набор дискретных, "идеальных" форм. И только после этого можно начинать искать законы развития по В.И. Вернадскому [40].

Учитывая выше изложенное, понятно, что разрабатываемый нами подход, действительно мало связан с конкретной реакцией реальной особи или отдельных популяций гидробионтов на  $T$  среды, т.к. оперирует идеальным объектом – математической функцией в форме инвариантной кривой отклика  $\mu/\mu_m = f(T_m, T_{opt}, T_{min}, Q)$ . Но даже этому "идеалу" есть вполне объективные основания в природе исследуемого объекта: для систем гидросферы реальность – континуальна, а в глобальных водных потоках движущихся по линиям скольжения в тонкой пленке ВДС гидросферы, под действием солнечной энергии и поля геопотенциала, "застывшие" формы для композиций биотических компонентов, как и устойчивые соотношения между ними, практически отсутствуют – вероятно они "запрещены". Тем не менее, даже достаточно высокая степень проведенной в настоящей работе идеализации процессов воздействия  $T$ -фактора на биоту, привела к получению целого ряда заключений, помимо всего прочего, имеющих свои аналоги в реальности. Причем, этап их чисто эмпирического выявления и систематизации был завершен достаточно давно. Но, без "предварительных" знаний о причине их проявления или содержательного смысла процессов, они только путали "стройность" качественных схем и концепций.

1. К ряду основных причин, требующих проведения процедуры восстановления эмпирических рядов, относится и необратимый характер искажения исходной информации о любых явлениях развития биоты морских систем, вносимых на этапе их обработки – за счет принудительного введения линейных шкал дискретного времени. Сравнительный анализ форм представления данных в энергетическом и дискретном вариантах позволяет сделать заключение, что традиционно применяемая шкала времени "по часам" непригодна для анализа энергозависимых процессов, подчиняющихся законам сохранения. В первую очередь это относится к анализу функционирования автотрофных компонентов планктона и характеру трансформации свойств водных биотопов в верхней части ВДС под действием  $R$ -фактора, а также для трофически связанных с первичной продукцией групп биоты. Показано, что любые функциональные связи энергозависимых процессов, при введении линейных шкал, совершенно произвольно трансформируются до полной неузнаваемости, причем, совершенно по разному в различных частях годового цикла солнечной энергии.

2. Исходя из результатов моделирования кривых отклика  $\mu/\mu_m$  по уравнениям 1–8 и положений из приведенной сводки экспериментальных фактов по характеру динамики параметров оптимизации автотрофных и гетеротрофных компонентов планктона, сформулировано правило "схождения" кривых температурной адаптации: фазовые сдвиги показателей разных форм температурной адаптации однородных группировок отображаемые функциями вида  $(T_{opt}, T_m) = f(T)$ , при их сближении на критическую величину  $\Delta T \approx 0.5^\circ\text{C}$ , приводят к нелинейным реакциям и максимизации угнетающих развитие биоты эффектов (рис. 2). При этом существует система географических закономерностей, связанных с особенностями действия  $T$ -фактора и солнечной радиации, специализированная по биотическим компонентам

и проявляемая как зональность параметров адаптации  $T_{\min}$ ,  $T_m$ ;  $T_{\text{opt}}$  или  $Q$ .

3. Важным результатом моделирования является формальное обоснование положения, что влияние  $L$ -факторов на биотические компоненты морских экосистем несводимо ни к тому или иному их пороговому или критическому значению, ни к любому из текущих значений. При этом анализ ряда свойств кривых отклика  $\mu/\mu_m$ , построенных по эмпирическим данным или при моделировании реакций биосистем на воздействие  $T$ , показывает следующее. Равные по величине интервалы смещений в градиенте действия  $T$ -фактора, но разные по знаку смещений, т.е. "плюс" или "минус", во всех областях диапазонов толерантности по  $T$  приводят к качественно различным последствиям для функционирования компонентов планктона.

4. Разработанная и апробированная схема расчета характеристик отдельных фитокомплексов, на примере разных широтных зон, позволяет получение как самих счетных единиц сукцессионных рядов, так и оценок их реализации в конкретных численных значениях, согласно отклику  $F_i$  фитокомплекса  $\mu/\mu_m$ . При необходимости это позволяет восстановление динамических рядов для биомасс или функциональных показателей, что является практическим выходом настоящей работы.

Самыми очевидными обобщениями полученных результатов являются, с одной стороны, реальность множества форм термоадаптаций, с другой – существенная нелинейность проявляемая в отклике  $\mu/\mu_m$ . Но гораздо важнее этих констатаций, является выявление явной анизотропности воздействия  $T$ -фактора на биоту и детерминированный характер процессов в гидросфере. Вполне вероятно, что именно такие свойства имеют отношение к формированию необратимых процессов для водных экосистем, наиболее ярко проявляющихся в сукцессиях. Образно говоря, получено подтверждение поговорки, что в одну воду дважды не войдешь.

**Вывод.** Результаты моделирования кривых отклика по величине и особенностям форм реализации потенциала  $\mu/\mu_m$  в градиенте  $T$ -фактора, а также совокупность приведенных выше заключений, приводят к такому выводу. Влияние температурного фактора на надорганизменные биоструктуры водных систем (ценозы, сообщества), представляет редкий, весьма необычный для абиотических факторов тип влияния на биоту, который, можно рассматривать как анизотропию действия. Формально подобная анизотропия влияния температурного фактора, может являться одной из причин существования направленных воздействий на структуру биотических компонентов либо при фиксации протекающих в водной среде явлений, что также определяет свойство необратимости процесса биологического развития. Данный вывод можно считать доказанным на примерах для компонентов морского планктона: экологически однородных групп фитоценозов и функциональных группировок микробиоты.

### Список литературы

1. *Биология океана*. Т. 1. Биологическая структура океана/Отв. ред., д-р бил. наук М.Е. Виноградов. –М.: Наука, 1977а. – 398 с.
2. *Биология океана*. Т. 2. Биологическая продуктивность океана / Отв. ред., д-р бил. наук М.Е. Виноградов. – М.: Наука, 1977б. – 399 с.
3. *Меншуткин В.В.* Имитационное моделирование водных экологических систем. СПб.: Наука, 1993. – 154с.
4. *Заугольнова Л.Б., Жукова Л.А., Комаров А.С., Смирнова О.В.* Ценопопуляции растений (очерки популяционной биологии). — М.: Наука, 1988. — 184 с. (Заугольнова и др., 1988)
5. *Bardan S.I.* The dynamics of ecosystems exchange processes in plankton community: a study based on the theory of ecological modification // Ecological modification and criteria for ecological standardization. Proceedings of the International symposium/ USSR, Nalchick, 1 – 12 June, 1990. – St.Petersburg: Gidrometeoizdat, 1992. – pp. 131–144.
6. *Урманцев Ю.А.* Заметки системнонома об экологических модификациях // Экологические модификации и критерии экологического нормирования. Тр. межд. симпоз.СССР, Нальчик, 1–12 июля 1990г.Л.:Гидрометеиздат.1991. – С.61 – 74.

7. Астраханцев Г.П., Менишуткин В.В., Петрова Н.А., Руховец Л.А. Моделирование экосистем больших стратифицированных озер. — СПб.: Наука, 2003. — 363 с.
8. Романовский Ю.М., Степанова Н.В., Чернавский Д.С. Математическая биофизика.— М.: Наука, 1984.—304 с.
9. Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2004.— 348 с.
10. Бардан С.И. Динамика обменных процессов в планктонном сообществе в свете теории экологических модификаций // Экологические модификации и критерии экологического нормирования. Тр. межд. симп. СССР, Нальчик, 1–12 июля 1990 г. Л.: Гидрометеиздат, 1991.— С.221 – 247.
11. Бардан С.И., Бобров Ю.А., Дружков Н.В., Сербов Н.Г. Гидрофизическая и биоценотическая структура верхнего деятельного слоя: постановка проблемы, подходы, перспективы исследований. Препринт. г.Апатиты:Изд-во Кольского НЦ АН СССР,1988.—46с.
12. Степанов В.Н. Океаносфера.—М.:Мысль,1983. — 270с.
13. Ретеюм А.Ю. Земные миры.—М.:Мысль,1988.—268с.
14. Реймерс Н.Ф. Экология (теории, законы, правила, принципы и гипотезы).— М.: Журнал «Россия молодая», 1994.—367с.
15. Лакин Г.Ф. Биометрия: Учебное пособие для биол. спец. вузов. - М.:Высшая школа, 1990. 352с.
16. Шитиков В.К. Розенберг Г.С., Зинченко Т.Д. Количественная гидроэкология: методы, критерии, решения: в 2—х кн. Кн.1 и 2. - М.: Наука, 2005.— 281 + 337 с.
17. Финенко З.З. Адаптации планктонных водорослей к основным факторам океанической среды/Биология океана. Т. 1. Биологическая структура океана. - М.: Наука, 1977. – С. 9–18.
18. Виленкин Б.Я. Влияние температуры на морских животных/Биология океана. Т.1. Биологическая структура океана. - М.: Наука, 1977. – С. 18–26.
19. Михеева Т.М. Сукцессия видов в фитопланктоне: определяющие факторы. — Минск: Изд-во БГУ им. В. И. Ленина, 1983. — 72 с.
20. Винберг Г.Г. Зависимость скорости онтогенетического развития от температуры // Продукционно-гидробиологические исследования водных экосистем. - Л.: Наука, 1987. -С. 5–34.
21. Сергеев Ю.Н., Колодочка А.А., Круммель Х.Д., Кулеш В.П., Савчук О.П. Моделирование процессов переноса и трансформации веществ в море. - Л.: ЛГУ, 1979. – 296с.
22. Страшкраба М., Гнаука А. Пресноводные экосистемы. Математическое моделирование. - М.: Мир, 1989. – 376с.
23. Зилитенкевич С.С., Монин А.С, Чаликов Д.В. Взаимодействие океана и атмосферы. – Океанология. Гидрофизика океана. Т. 1. - М.: Наука, 1978. С. 208–239.
24. Седов Л.И. Методы подобия и размерности в механике. - М.: Наука, 1987. - 432с.
25. O'Neill R.V., Gardner R.H., Mankin J.B. Analysis of parameter error in a nonlinear model // Ecol. Modelling. -1980.- 8. – P. 297—311,
26. Бардинова С.С., Медведева, Л.А., Анисимова, О.В. Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды. – Pilies Studio, Тель Авив, 2006. – 498 с.
27. Canale R.P., Asce A.M., Toga A. Effects of temperature on phytoplankton growth //J. Environ, Sag. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng. 1974, vol.100, N 1. – P. 231-241.
28. McCullough E.C. Total daily radiant energy available extraterrestrially as a harmonic series in the day of the year. Arch. Meteorol. Geoph. Biokl., Ser., 1968. В 16. – P. 129—143.
29. Вернадский В.И. История минералов земной коры / Избранные сочинения. История природных вод. Т.IV. Кн. 2. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. – С. 7–538.
30. Aruga Y. Ecological studies of photosynthesis and matter production of phytoplankton. I. Seasonal changes in photosynthesis of natural phytoplankton// Bot. Mag., 1965a, vol.78. – P.280–288.
31. Aruga Y. Ecological studies of photosynthesis and matter production of phytoplankton. II. Photosynthesis of algae in relation to light intensity and temperature//Bot. Mag., 1965b, vol.78. – P.360–265.
32. Агатов А.И., Лапина Н.М., Торгунова М.И. Скорость трансформации органического вещества в экосистемах арктических морей // Арктика и Антарктика. -2004. – Вып. 3(37). - С. 171–195.

33. Thingstad T.F., Martinussen I. Are bacteria active in the cold pelagic ecosystem of the Barents Sea? // Polar Res. 1991. Vol. 10, N 1. – P. 255—266.
34. Pomeroy L.R., Wiebe W.J. Temperature and substrates as interactive limiting factors for marine heterotrophic bacteria//Aquat. Microbiol. Ecol. 2001. Vol. 23. – P. 187-204.
35. Безносков В.Н. Процесс детритообразования в условиях нарушения структуры водных масс в морских водоемах //Экосистемные перестройки и эволюция биосферы.-2001.- Вып. 4. - М.: Изд-во ПИН РАН. - С. 154-159.
36. Lampert W., Schober U. Das regelmässige Auftreten von Frühjars-Algenmaximum und Klimatischen Bedingungen und Wechselwirkungen zwischen Phyto und Zooplankton//Arch. Hydrobiol., 1978, v. 82, N 1-4. – P. 364—368.
37. Бардан С.И., Дружков В.А., Байтаз В.А., Челейкин С.А., Крымский А.В. Комплексный экологический мониторинг в губе Дальнезеленецкая (Баренцево море): летнее–осенний период 1989 г. Структурные характеристики. Препринт. Апатиты: Изд-во Кольского науч. центра АН СССР. 1990а. 37с.
38. Бардан С.И., Бобров Ю.А., Дружков В.А. Комплексный экологический мониторинг в губе Дальнезеленецкая (Баренцево море): летнее–осенний период 1989 г. Функциональные характеристики. Препринт. Апатиты: Изд-во Кольского науч. центра АН СССР, 1990.- 44 с.
39. Гигиняк Ю.Г. Светотемпературная взаимосвязь и ее значение при определении экологических границ существования гидробионтов // Продукционно-гидробиологические исследования водных экосистем. - Л.: Наука, 1987.- С. 91—97.
40. Вернадский В.И. Проблемы биогеохимии. (Тр. Биогеохим. лаб., Т. 16). - М.: Наука, 1980. – 320 с.

**Формулювання та аналіз моделі впливу температури на біопродукційний потенціал компонентів фітоценозу в водних екосистемах. Бардан С.І., Сербов М.Г.**

Обговорюється вплив сезонних змін температури на характер розвитку автотрофних компонентів морського планктону. Пропонується автомодельне рівняння реалізації біотичного потенціалу ( $\mu/\mu_m$ ) з урахуванням показників діапазону толерантності:  $\mu/\mu_m = f(T_{min}, T_m, T_{opt}, Q)$ . Розроблена фізико-географічна модель формування  $\mu/\mu_m$  для різних широт, в якій зазначений показник використовується в якості математичної функції. Обговорюються екологічні стратегії та встановлені на моделі ефекти пригнічення автотрофів сезонним ходом температури, приведені приклади.

**Ключові слова:** температура, фітоценози, криві відклику, моделювання

**Formulation and analysis of a model of temperature effects on the bioproduction potential of phytocenosis components in aquatic ecosystems. Bardan S.I., Serbov M.G.**

It is discussed the effects of seasonal variability of temperature on the developmental character of autotrophic components of marine plankton. An automodel equation of realization of biotic potential ( $\mu/\mu_m$ ) by connection with tolerance range indices is formulated:  $\mu/\mu_m = f(T_{min}, T_m, T_{opt}, Q)$ . A physico-geographical model of  $\mu/\mu_m$  formation in different latitudes is developed, in which this index is used as a mathematic function. It is discussed ecologic strategies and effects of suppression of autotrophs by a seasonal trend of temperature variability. Examples are given.

**Key words:** temperature, phytocenosis, response curves, modeling

## МУССОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА

*Рассмотрены сезонные колебания уровня Тихого океана между 40°с.ш. и 40°ю.ш., связанные с действием муссонов. Используются данные наблюдений на 34 континентальных и островных водомерных постах. Получено, что максимальные сезонные колебания уровня наблюдаются в северо-западной части исследуемой акватории (размах колебаний составляет ~400 мм), в юго-восточной части – около 70 мм, а минимальное действие муссонов наблюдается в центральной части акватории (размах колебаний порядка 40 мм). В случае совпадения экстремумов сезонных колебаний и колебаний, связанных с ЮК, общий размах колебаний может вырасти до 700 мм.*

**Ключевые слова:** Тихий океан, муссон, уровень, размах колебаний, Южное колебание.

**Введение.** Явление, называемое муссонами, происходит от арабского слова маусим – время года. В общем смысле такое определение имеет в виду воздушный поток устойчивого направления, которое меняется на противоположное при смене сезонов года. Изменение направления воздушного потока связано с различным нагреванием поверхности океана и суши. В один и тот же сезон (допустим летом), на одной и той же широте, при одном и том же количестве падающей на поверхность Земли солнечной радиации суша, поглощая эту радиацию, прогревается за весь сезон не более, чем на 2 – 3 м. Океан же за этот сезон прогревается самое малое на 15 – 20 м, а в открытых районах, благодаря турбулентному перемешиванию, обусловленному волнами и течениями, на 50 – 70, иногда и более метров. Поэтому поверхность суши нагревается по крайней мере на несколько градусов больше, чем поверхность океана. В зимний сезон – наоборот, на одних и тех же широтах суша охлаждается быстро и ее поверхность принимает более низкую температуру, чем океан. В связи с этим возникает сезонный обмен воздухом между сушей и океаном. Летом над нагретой сушей теплый воздух поднимается вверх и перетекает на океан (в связи с чем атмосферное давление в океанских субтропических антициклонах увеличивается, а субполярные циклоны заполняются). В приземном же слое более холодный воздух с океана образует устойчивый поток в сторону суши под тем или иным углом к изобарам. Зимой муссонные потоки меняют направление на обратное. Таким образом, можно ожидать, что в обоих полушариях в летний период будет нагон воды к берегу континентов, зимой наоборот, уровень должен повышаться в сторону океана (сгон от берега).

**Цель работы.** Целью настоящей работы является исследование муссонных колебаний уровня в Тихом океане между 40°с.ш. и 40°ю.ш. как вдоль западных, так и восточных его берегов. В связи с тем, что постоянных (или хотя бы более или менее систематических) измерений течений в океане нет, то наличие муссонного переноса вод можно определить путем исследования сезонных колебаний уровня. Поэтому при выполнении настоящей работы были использованы измерения уровня не только на континентальных водомерных постах, но и на значительном удалении от берегов на островах и атоллах, где производились измерения уровня.

**Актуальность исследования.** На фоне многочисленных исследований многолетних или междугодных колебаний климата в целом и отдельных его составляющих, муссонам (сезонным колебаниям) уделяется не особенно много внимания. Однако прогнозирование возможных многолетних средних значений составляющих климата еще не решает проблему полностью, так как людей интересуют как раз сезонные значения этих составляющих как на суше, так и в океане.



**Изученность муссонных явлений в океане.** Сезонная изменчивость расходов течений и уровня океана присуща в той или иной мере всем как западным, так и восточным пограничным течениям. Флоридское течение и Гольфстрим достигают наибольших величин расходов в конце лета в связи с летним усилением субтропического антициклона (Азорского) и в соответствии с этим скоростей пассатных ветров и Северного Пассатного течения [1,2]. Пожалуй, наиболее обстоятельно изучены муссонные течения Индийского океана [3-8]. Есть большое число статей, в которых описываются особенности циркуляции вод Индийского океана. Северный муссонный круговорот является особенностью только Индийского океана. Он состоит из Северо-восточного муссонного течения, которое в зимний сезон аналогично Северному Пассатному течению в других океанах и переносит воду с востока на запад (к берегам Африки). Его западным меридиональным звеном служит течение, идущее вдоль берегов Сомали на юг. Южным звеном круговорота является межпассатное (экваториальное) противотечение, которое развивается в этот сезон и пересекает весь океан с запада на восток между экватором и 8° ю.ш. На восточной периферии океана только часть воды течения возвращается в муссонный круговорот, значительная же часть воды поворачивает к юго-востоку в виде Яванского прибрежного течения и далее вовлекается в Южное Пассатное течение Индийского океана.

Летом северного полушария с установлением юго-западного муссона предыдущий круговорот исчезает, появляется Юго-западное Муссонное течение. В этот сезон муссонный круговорот образуется северным краем Южного Пассатного течения, Сомалийским течением, изменившим направление на северное, и Юго-западным Муссонным течением, переносящим воду с запада на восток, где Яванское течение также меняет направление на северо-западное (или, скорее, западное), переходя в северный край Южного Пассатного течения.

Тихоокеанские муссоны исследовались главным образом в его северо-западной части. Особенно значительными являются сезонные колебания скоростей и расходов Куроисио [9]. В зимний период северо-восточный муссон приводит не только к значительному уменьшению скоростей Куроисио, но и к повороту на юг течений Австрало-Азиатских морей [10-12]. В связи с мощностью Азиатского антициклона в зимний период, а также перемещением термического экватора в этот сезон на юг, азиатский муссон пересекает экватор и наблюдается примерно до Новой Британии. Поэтому Новогвинейское течение направлено на юг и достигает достаточно больших скоростей – до 50 см/с [1]. В противоположный сезон течение имеет обратное направление.

Мощность Азиатского антициклона связана с очень низкой температурой воздуха над Северной и Центральной Азией, где она в январе ниже -20°C, а в Верхоянске опускается до -50°C. Поэтому атмосферное давление зимой над территорией Монголии около 1035 гПа, но конкретные его величины могут в отдельных случаях достигать самых высоких на земном шаре значений: 1080 гПа. Именно в связи с мощностью Азиатского антициклона в зимний сезон муссон, обусловленный этим антициклоном, в западной части Тихого океана достигает 10° ю.ш., и является причиной переменного направления Новогвинейского течения, а также оказывает влияние на смену направления течений в районе Соломоновых островов [1].

Южнее 10° ю.ш. в широкой полосе Тихого океана вдоль восточного берега Австралии влияние на сезонные изменения течений оказывает австралийский муссон. Хотя Австралия самый маленький континент (ее площадь около 7.7 млн. км<sup>2</sup>), но основная часть Австралии находится в субтропической зоне между 15° и 35° ю.ш. Больше 2/3 территории Австралии занимают пустыни и полупустыни (Большая

песчаная пустыня, пустыня Гибсона, Большая пустыня Виктория). Западная и Центральная области континента представляют собой почти безлюдную территорию. В летние месяцы (декабрь-февраль) температура поверхности этих районов нагревается до 40°C, а температура воздуха превышает 30°C. Только в самой южной части (вдоль Большого Австралийского залива и в бассейне р. Муррей) температура воздуха в этот сезон 20-25°C. Зимой (июнь-август) температура воздуха на большей части континента ниже 15°C, а на юге около 10°C. Такая разница между летней и зимней температурой воздуха служит причиной тому, что атмосферное давление над континентом летом понижается до 1004-1005 гПа, а зимой повышается и превышает 1020 гПа. Над океаном в южной субтропической зоне разница атмосферного давления между летом и зимой меньше, поэтому в Тихом океане (в его юго-западной части) хорошо выражены австралийский муссон, который является как бы продолжением Азиатского муссона: в декабре-феврале приземный воздушный поток направлен с севера на юг (или с северо-востока на юго-запад), а в июне-августе – наоборот, с океана в сторону суши, т.е. с юго-запада на северо-восток, следовательно, зимний азиатский муссон по направлению совпадает с летним австралийским муссоном и наоборот.

Регион, лежащий к востоку от Австралии, является очень сложным по своим морфологическим особенностям. По аналогии с другими океанами, вдоль берега должно существовать сильное западное пограничное течение, которое образуется водами южной ветви Южного пассатного течения [13]. С севера район закрывают острова Новая Британия, Новая Ирландия, Соломоновы, Санта-Крус, Новые Гебриды, Фиджи, Лау. Таким образом, воды Южного пассатного течения могут проходить на юг отдельными ветвями между островами. От м.Йорк вдоль Австралии протянулся Большой Барьерный риф, образуя судоходный канал, длина которого более 2000 км, а ширина рифа достигает 150 км. Кроме того, есть еще меридиональные хребты, в связи с чем образуются несколько ветвей течения. Восточно-Австралийское течение наиболее хорошо выражено южнее 24°ю.ш., где кончается Барьерный риф. К 27°ю.ш. течение становится довольно сильным, а около 33°ю.ш. от него отделяется ветвь – «фронт Тасманова моря», которая пересекает хребты в их наиболее низких участках, в виде волнистой линии проходит через все Тасманово море, обходит с севера Новую Зеландию и на широте пролива Кука (около 40°ю.ш.) принимает западное направление в сторону восточных берегов океана [14]. Оставшаяся часть Восточно-Австралийского течения проходит на юг вдоль берега, и иногда достигает м.Южный на Тасмании, а иногда заканчивается у Бассова пролива. Несмотря на небольшое число измерений в этой части океана, все же на участке, где Восточно-Австралийское течение наиболее сильное, по имеющимся наблюдениям за температурой и соленостью, удалось динамическим методом оценить средний расход течения, который оказался равным примерно 30 Св. Наибольший расход течения оказался южным летом (январь-февраль), а наименьший – зимой [15]. Амплитуда сезонного колебания составила 4.5 Св. Согласно другим данным [16], амплитуда сезонных колебаний расходов достигала 12.4 Св, что вряд ли может быть ее средним значением. Скорее всего в период наблюдений сезонный максимум совпал с экстремумом междугодичного колебания (например, ЮК, колебания которого наблюдаются с периодами около 3-6 лет). Австралийский муссон, который намного слабее Азиатского вряд ли может вызвать сезонные колебания с амплитудой, которая достигает почти половины среднего расхода течения.

В связи с тем, что систематических измерений течений вообще нет, то наличие муссонных явлений в океане (кроме ветра) можно определить только по сезонным колебаниям уровня [17,18].

**Использованные материалы наблюдений.** В настоящей работе использованы материалы наблюдений за уровнем на водомерных постах от 40°с.ш. до 40°ю.ш. (всего 34 поста). Материалы, которыми мы располагали, представлены на сайте [19] в виде средних месячных значений уровня, вычисленных по наблюдениям на водомерных постах, расположенных не только на берегах континентов, но и на отдельных островах и атоллах на значительном удалении от континентальных берегов, особенно в юго-западной части океана, которая отличается от других регионов очень сложными морфологическими особенностями. Для исключения долгопериодных колебаний, продолжительность которых составляет несколько лет, проводилось осреднение ежемесячных значений за весь период наблюдений, который составляет в среднем около 30 лет (наименьшее количество лет 10, наибольшее 50).

В дальнейшем многолетние значения каждого месяца вычитались из месячных величин уровня в каждом году, а полученные ряды таких значений затем использовались для изучения иных колебаний, не связанных с муссонами.

**Полученные результаты исследования муссонных колебаний уровня.** Средние многолетние ежемесячные значения уровня представляют собой почти правильные синусоиды с максимумами летом и минимумами зимой в обоих полушариях океана и не зависят от того, западная это или восточная его части. В таблицах 1-4 приведены основные характеристики этих колебаний на каждом водомерном посту: значения максимальных и минимальных величин уровня океана, месяц, в котором они наблюдаются, размах колебаний, т.е. разность между максимальным и минимальным значениями уровня, продолжительность непрерывных наблюдений. Для удобства сравнения полученных результатов, они приведены отдельно в четырех разных частях океана: северо-западной, северо-восточной, юго-западной и юго-восточной (табл.1-4).

Таблица 1 – Муссонные колебания уровня в северо-западной части Тихого океана

№	Водомерный пост	Координаты	Максимум		Минимум		Размах колеб., мм	Кол-во непрер. набл., мес./год
			Высота, мм	Месяц года	Высота, мм	Месяц года		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Танджан (Сингапур)	1,27°с.ш. 103,85°в.д.	7290	Декабрь	7012	Июль	278	$\frac{276}{23}$
2	Кота-Кинабал (Калимантан)	5,98°с.ш. 116,06°в.д.	7143	Ноябрь	6960	Март	199	$\frac{288}{24}$
3	Малакал (о.Минданао)	7,33°с.ш. 134,5°в.д.	7030	Сентябрь	6866	Январь	164	$\frac{360}{30}$
4	Легаспи (о.Лусон-юг)	13,16°с.ш. 123,75°в.д.	7256	Июль	7118	Январь	138	$\frac{432}{35}$
5	Порт Айрин (о.Лусон-сев.)	1,27°с.ш. 103,85°в.д.	7291	Август	6899	Январь	392	$\frac{252}{21}$
6	о.Тайвань	18,4°с.ш. 122,1°в.д.	7188	Август	6854	Январь	334	$\frac{300}{25}$
7	о.Окинава	26,18°с.ш. 127,8°в.д.	7164	Август	6886	Январь	278	$\frac{420}{35}$
8	Абирасту (о.Кюсю)	31°с.ш. 131,4°в.д.	7155	Сентябрь	6855	Февраль	300	$\frac{288}{25}$
9	Фукуока (Кор.пролив)	33°с.ш. 134,4°в.д.	7235	Август	6850	Февраль	385	$\frac{384}{32}$
10	Мера (о.Хонсю)	34,9°с.ш. 139,8°в.д.	7094	Сентябрь	6923	Март	171	$\frac{360}{30}$

В северо-западной части океана только в двух случаях: В Танджане (о.Сингапур) и Кота-Кинабалу (о.Калимантан), ближе всех расположенных к экватору, время максимальных и минимальных значений уровня отличается от времени экстремумов на других постах. Возможно, это связано с перемещениями экваториальной ложбины. К концу северной зимы она смещается на 10°ю.ш., а к концу лета сдвигается на север (в Индийском океане и в самой западной части Тихого океана). В летний сезон она располагается на широте южных Филиппинских островов, а в Индийском океане даже севернее. Возможно, что с этим смещением ложбины низкого давления и связано смещение времени наступления максимума и минимум в годовом ходе уровня океана на указанных постах. На остальных восьми постах в этой части океана максимум уровня наблюдается в конце лета – в пяти случаях в августе и в трех случаях в сентябре. Минимум – в январе и феврале и только в районе о.Хонсю (Япония) – в марте. Этот пост – самый северный и расположен около 35°с.ш., где март относится к самому концу зимы. Размах сезонных колебаний уровня по сравнению с другими регионами здесь довольно большой - от 138 мм (только на одном посту) до 400 мм (392, 385, 334), что обусловлено мощностью Азиатского антициклона.

Таблица 2 – Муссонные колебания уровня в северо-восточной части Тихого океана

№	Водомерный пост	Координаты	Максимум		Минимум		Размах колеб., мм	Кол-во непрер. набл., мес./год
			Высота, мм	Месяц года	Высота, мм	Месяц года		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Панама	8,26°с.ш. 82,86°з.д.	7056	Декабрь	6934	Март	122	$\frac{192}{16}$
2	Сан-Лукас	22,9°с.ш. 110°з.д.	7098	Сентябрь	6894	Апрель	204	$\frac{264}{22}$
3	Лос-Анжелес	33,7°с.ш. 118,3°з.д.	7147	Сентябрь	6984	Апрель	163	$\frac{384}{32}$
4	Монтеррей	36,6°с.ш. 121,9°з.д.	7078	Сентябрь	6941	Апрель	137	$\frac{468}{39}$

В северо-восточной удалось обнаружить только четыре водомерных поста с достаточно продолжительными непрерывными наблюдениями. Три из них находятся в субтропической зоне, годовой ход уровня по их данным совершенно одинаков: максимум уровня наблюдается в конце лета (сентябрь), а минимум в самом конце зимы (апрель) (табл.2). Южнее Калифорнийского полуострова Американский континент резко сужается до узкой полосы суши и муссонные колебания здесь вряд ли могут образоваться. Нагон воды океанским муссоном приводит к усилению постоянного Калифорнийского течения, идущего на юг и около 20-22°с.ш. начинающего поворачивать к западу, вливаясь в Северное Пассатное течение, и тем самым замыкает с востока северный субтропический антициклональный круговорот вод [20]. Четвертый пост расположен на Панамском перешейке. Экстремумы в сезонных колебаниях здесь сдвинуты по сравнению с данными предыдущих постов, а размах колебаний заметно меньше.

В юго-западной части океанский муссон возникает летом, как и в северо-западной. Наибольший подъем уровня наблюдается в конце лета, в основном в марте, однако на двух островных портах (порт Вила – Новые Гебриды и о.Норфолк – в Новокаледонской котловине) подъем уровня достигает максимума уже в январе. Минимальные значения уровня наблюдаются южной зимой, чаще всего в июне-июле,

на некоторых постах в августе-сентябре и только в Сиднее минимум наблюдается в ноябре-декабре, а у берега Новой Зеландии в октябре (табл.3).

Таблица 3 – Муссонные колебания уровня в юго-западной части Тихого океана

№	Водомерный пост	Координаты	Максимум		Минимум		Размах колеб., мм	Кол-во непрер. набл., мес./год
			Высота, мм	Месяц года	Высота, мм	Месяц года		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Посты, расположенные вдоль Австралии								
1	Рабаул	4,2°ю.ш. 152°в.д.	7223	Март	7116	Июль	107	$\frac{216}{18}$
2	Таунсвилл	19,25°ю.ш. 146,83°в.д.	7042	Март	6835	Сентябрь	207	$\frac{600}{50}$
3	Брисбен	27,37°ю.ш. 153,1°в.д.	7297	Март	7208	Сентябрь	89	$\frac{372}{31}$
4	Сидней	33,8°ю.ш. 151,2°в.д.	7060	Май	6970	Ноябрь-декабрь	90	$\frac{482}{41}$
Посты, расположенные на удалении от Австралии								
5	Фунафути (атолл)	8,53°ю.ш. 179,22°в.д.	7089	Март	6973	Июль	116	$\frac{360}{30}$
6	Хониара Соломон.о-ва	9,42°ю.ш. 159,2°в.д.	7038	Март	6901	Июль	137	$\frac{410}{35}$
7	Порт Вила (Нов.Гебриды)	17,45°ю.ш. 168,3°в.д.	6937	Январь	6845	Июнь	90	$\frac{216}{18}$
8	Порт Сува (о-ва Фиджи)	18,14°ю.ш. 178,4°в.д.	7119	Февраль	7030	Июнь	82	$\frac{288}{24}$
9	о.Норфолк	20,07°ю.ш. 167,95°в.д.	7009	Январь	6869	Август-сентябрь	140	$\frac{192}{16}$
10	Аваруа (вост.Тонга)	21,2°ю.ш. 159,8°з.д.	6961	Январь-февраль	6896	Июнь	65	$\frac{228}{19}$
11	Нукуалофа (о-ва Тонга)	21,14°ю.ш. 175,18°з.д.	6969	Март	6877	Июль-август	92	$\frac{228}{19}$
12	Паго-Паго (о-ва Самоа)	14,28°ю.ш. 170,69°з.д.	7035	Апрель	6993	Сентябрь	42	$\frac{456}{38}$
13	Папеете (о-ва Таити)	17,53°ю.ш. 149,56°з.д.	7142	Март	7097	Август-сентябрь	45	$\frac{428}{34}$
14	Таранаки (Нов.Зеланд.)	39,05°ю.ш. 174°в.д.	7057	Май	6990	Октябрь	67	$\frac{300}{25}$

Юго-восточная часть океана характерна слабыми муссонными колебаниями, по-видимому по двум причинам. Во-первых, Южноамериканский континент постепенно сужается в направлении на юг, пока не превращается в узкую полосу суши, оканчивающуюся о-вами Огненной Земли около 55-56°ю.ш. южнее этих широт вплоть до Антарктиды суши больше нет. Второй причиной является то, что Анды – очень высокий хребет, подступающий близко к тихоокеанскому берегу. Этот горный хребет (отдельные его вершины достигают 5-7 тыс.метров) препятствует воздушным потокам с океана на континент или в обратном направлении (табл.4).

Следует заметить, что годовой период подъема и опускания уровня обусловлен не только воздушными потоками (муссонными ветрами). Существует еще по крайней мере пять факторов, которые могут оказывать влияние на подобные колебания уровня океана. Эти факторы следующие: сток крупных рек, атмосферные осадки, испарение, изменение атмосферного давления и термическое расширение морской воды.

Таблица 4 – Муссонные колебания уровня в юго-восточной части Тихого океана

№	Водомерный пост	Координаты	Максимум		Минимум		Размах колеб., мм	Кол-во непрер. набл., мес./год
			Высота, мм	Месяц года	Высота, мм	Месяц года		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Ла Либертад	2,2°ю.ш. 80,91°з.д.	7015	Май	6934	Август-сентябрь	81	$\frac{288}{24}$
2	Арика	18,46°ю.ш. 70,31°з.д.	7194	Февраль	7036	Сентябрь	107	$\frac{120}{10}$
3	Антофогаста	23,65°ю.ш. 70,4°з.д.	7057	Февраль	6985	Август	72	$\frac{360}{30}$
4	Кальдера	27,07°ю.ш. 70,83°з.д.	7063	Февраль	6988	Август	75	$\frac{264}{22}$
5	Вальпараисо	33,0°ю.ш. 73,85°з.д.	7038	Февраль	6975	Сентябрь	63	$\frac{335}{28}$
6	о.Пасха	28°ю.ш. 80,91°з.д.	7070	Май	6996	Август	74	$\frac{264}{22}$

Речного стока в рассматриваемом регионе нет. Сток Янцзы, впадающей в Восточно-Китайское море в северной его части, и Меконга – в южной части Южно-Китайского моря вряд ли оказывают влияние на колебания уровня в районах Филиппинских о-вов, Тайваня и Цусимы. С побережья Новой Гвинеи, Австралии, Северной и Южной Америки вообще никакого стока нет. Сезонные колебания атмосферного давления в области экваториальной ложбины, центрах субтропических антициклонов не так уж велики (3-6 гПа), чтобы оказывать заметное влияние на уровень океана. Термическое расширение и сжатие воды также невелико при тех сезонных колебаниях, которые наблюдаются в исследуемом районе. Кроме того, два последних фактора оказывают влияние на уровень с противоположными знаками. Летом увеличение атмосферного давления, которое понижает уровень океана, компенсируется потеплением воды, вызывающим его повышение.

Атмосферные же осадки не везде компенсируются испарением с поверхности океана. Наибольшее годовое количество осадков выпадает в зоне внутритропической конвергенции (экваториальная ложбина). Благодаря восходящим потокам воздуха здесь развивается мощная кучевая облачность и выпадают обильные осадки. Годовые суммы осадков на западе этой области достигают 3000 мм, местами 3500 мм, на востоке около 2500 мм. Распределены осадки в течение года неравномерно. Максимальное их количество наблюдается в летний период. На западе, вследствие перемещения здесь зоны конвергенции из одного полушария в другое, область интенсивных осадков также перемещается. В январе максимальное месячное количество осадков наблюдается на экваторе и к югу от него примерно до 12-15°ю.ш. и достигает 300 мм. В июле наибольшее количество осадков наблюдается на широте северной части о-ва Калимантан и южной части Филиппинских о-вов, где оно составляет 300, а иногда 400 мм. Испарение в этих районах в летние месяцы никогда не достигает таких величин. Следовательно на летний максимум уровня в этих районах превышение осадков над испарением играет существенную роль. На остальной части рассматриваемой акватории осадки и испарение почти уравниваются, в зонах пассатных течений испарение заметно превышает осадки, а особенно значительное превышение испарения над осадками наблюдается в восточных частях субтропических зон. Здесь зимний минимум уровня в значительной мере обусловлен превышением испарения, атмосферных осадков здесь очень мало (от 25 до 150 мм в год) [2,21,22]. Тем не менее сезонные колебания уровня здесь наблюдаются: летом он повышается по сравнению с

зимой на 63-107 мм в юго-восточной и на 137-204 мм в северо-восточной частях океана, что обусловлено исключительно муссонным ветром.

Тот факт, что в зоне внутритропической конвергенции на западе океана количество осадков летом существенно превышает испарение, еще не означает, что летний максимум уровня обусловлен именно этим фактором. Повторяемость осадков редко превышает 30%, а ветер весь сезон дует в одном направлении. Выпадающие осадки в верхнем слое воды переносятся ветровым дрейфом (и постоянными течениями) в соседние районы, что уменьшает подъем уровня в местах их выпадения. Наконец, обильные осадки в упомянутом регионе являются следствием высокой влажности воздуха в период летнего (океанского) муссона, следовательно, весь процесс формирования летнего максимума уровня в целом относится к муссонному явлению.

Рассматривая муссонные колебания, период которых является правильным и равен одному году, представляется интересным рассмотреть и вопрос об их взаимодействии с колебаниями более долгого периода типа Южного колебания (ЮК). В связи с тем, что ЮК имеет период значительно больший, чем муссоны, к тому же этот период не всегда одинаковый по своей продолжительности, то совпадения экстремумов уровня муссонных колебаний в общем случае не должно быть с аналогичными экстремумами колебаний, обусловленных ЮК. Тем не менее можно ожидать, что в каком-то году экстремум муссонного колебания совпадает с серединой соответствующей фазы колебания, связанного с ЮК. Как увеличится размах муссонного колебания в этом случае? В настоящей работе сделана попытка примерно оценить этот эффект. При той продолжительности рядов наблюдений, которая указана в табл.1-4, эффекты совпадения экстремумов не столь уж редки. В табл.5 показаны величины размаха колебаний при таком (примерно) совпадении. В отдельных случаях размах сезонных колебаний превышает 600-700 мм. Сезонные колебания уровня с размахом такой величины имеют не только познавательное, но и практическое значение, особенно при проектировании и поддержке глубины подходов каналов к портам, проектировании пирсов, складировании грузов на этих пирсах.

Таблица 5 – Увеличение сезонного размаха уровня в случаях совпадения муссонного максимума с положительными значениями ЮК

№	Название поста	Размах муссонных колебаний, мм	Размах сезонных колеб. при совп. экстрем. муссонов и ЮК, мм	Год совпадения муссонного максимума с положит. ЮК
1	Легаспи (о. Лусон)	138	230, 240, 285	1983, 1989, 2005
2	о. Калимантан	199	417, 361	1998, 2010
3	о. Окинава	278	706	1995
4	Фукуока	385	476	1986
5	Порт Айрин	392	601	1988
6	о. Тайвань	334	415	1991
7	о. Минданао	164	400	1983
8	Сува (о. Фиджи)	82	123	2009
9	Таунсвилл (Австралия)	207	388	1997
10	о. Норфолк	140	353	1998
11	Порт Вила (Нов. Гебриды)	90	241	1995
12	Рабаул	107	291	1997
13	Сан-Лукас	204	388	1989
14	Лос Анжелес	163	279	1997
15	Антофагаста	72	390	1983

## Выводы:

1. Муссонные колебания уровня наблюдаются на всех 34 обработанных водомерных постах в северо-западной, юго-западной, северо-восточной и юго-восточной частях океана от 40°с.ш. до 40°ю.ш. примерно в одинаковых фазах: максимальные уровни отмечаются в середине или конце лета, минимальные – в середине или конце зимы соответствующего полушария.

2. Наиболее значительные сезонные колебания уровня происходят в северо-западной части океана, что обусловлено мощностью Азиатского антициклона. В этой части муссонные колебания прослеживаются от континентального берега до, по крайней мере, 145°в.д. Хотя на этой долготе здесь наблюдений нет, но, судя по значительной величине размаха колебаний уровня вдоль японских берегов, о.Окинава, о.Тайвань, а также Филиппинских о-вов, муссон медленно затухает в сторону океана.

3. В юго-западной части муссонные колебания уровня меньше по своей величине, так как и сам австралийский муссон гораздо слабее азиатского. Все же муссонные колебания достигают о-вов Самоа, Тонга и даже Таити (170-160°з.д.), т.е. заметно дальше в океан, чем колебания азиатского муссона, так как центральная часть Австралии выдвинута в Тихий океан гораздо дальше, чем Центральная Азия. Размах колебаний уровня, вызванных австралийским муссоном, не превышает 207 мм даже вблизи самого австралийского берега, а на о-вах Самоа, Таити, Новой Зеландии он составляет всего 45-67 мм.

4. В северо-восточной части океана муссонные колебания выражены достаточно хорошо. Вблизи берега их размах в субтропических широтах достигает 137-204 мм. Проследить затухание муссона в сторону океана здесь невозможно из-за отсутствия островов.

5. Наиболее слабым является муссон юго-восточной части океана. Размах муссонных колебаний уровня у берега составляет 63-107 мм. Как уже отмечалось, континент здесь сужается до узкой полосы суши, а хребет Анды подходит близко к берегу, что препятствует развитию муссона.

6. Анализ наиболее длинных рядов наблюдений показал, что в случаях приблизительного совпадения экстремумов сезонных колебаний уровня и его колебаний, обусловленных ЮК, размах суммарных колебаний уровня может превышать 700 мм.

## Список литературы

1. Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. –Л.: Гидрометиздат, 1980. – 251 с.
2. Суховой В.Ф. Основные черты гидрологического режима Атлантического и Тихого океанов. –Киев: УМКВО, 1992. – 217 с.
3. Бурков В.А., Нейман В.Г. Общая циркуляция вод Индийского океана. – М.: Наука, 1977. – С.3-90.
4. Суховой В.Ф. Основные черты гидрологического режима Индийского, Южного и Северного Ледовитого океанов. –Киев: УМКВО, 1991. – 123 с.
5. Корт В.Г. Экваториальные течения Индийского океана при северо-восточном муссоне// Океанология. – 1977. – Т.17. - Вып.2. – С.181-190.
6. Головастов В.А., Соколов В.А. Сезонная циркуляция вод тропической зоны западной части Индийского океана// Экспресс-информация ВНИИГМИ МЦД. Сер.океанология. – 1978.- Вып.3(46). – С.1-11.
7. Атлас океанов: Тихий океан. – Л.: Издательство ГУНИО, 1974. – 302 с.
8. Lighthill M.J. Dynamic response of the Indian Ocean to onset of the South-West Monsoon// Phil.Trans.Roy.Soc.London. – 1969. – A265. – P.45-92.



9. Павлова Ю.В. Сезонные изменения течения Куроиси// Океанология. – 1964. – Т.4 - Вып.4. – С.625-640.
10. *Wyrtki K.* Surface Currents of the Eastern Tropical Pacific Ocean// Inter.Amer.Trop.Bull. – 1965. – N9. – P.271-303.
11. *Фейрбридж Р.У.* Восточно-Китайское море. – В кн.: Океанографическая энциклопедия. Пер.с англ.под ред. Р.М.Деменецкой, Г.И.Баранова, В.В.Панова, А.О.Шпайхера. Л.: Гидрометеиздат, 1974. – С.118-122.
12. *Лафонд В.С.* Южно-Китайское море. – В кн.: Океанографическая энциклопедия. Пер.с англ.под ред. Р.М.Деменецкой, Г.И.Баранова, В.В.Панова, А.О.Шпайхера. Л.: Гидрометеиздат, 1974. – С.608-615.
13. *Boland F.M., Church J.A.* The East Australian Current 1990-1994// – Deep-Sea Res. - 1981. – 28A. –P.937-957.
14. *Chiswell S.M., Toole J., Church J.A.* Transports across the Tasman Sea from WOCE repeat sections: the East Australian Current 1990-1994// New Zealand Journ. Of Marine Freshwater Res. – 1997. – Vol.31. – P.3231-3248.
15. *Ridgway K.R., Godfrey J.S.* The seasonal cycle in the East Australian Current// Journ.Geophys.Res. – 1996. – 101. – P.3627-3637.
16. *Meyers G.* Seasonal variation in transport of the Pacific North Equatorial relative to the wind field// Journ.Phys.Oceanogr. – 1975. – 5. - P.442-449.
17. *Godfrey J.S., Greig M.A.* Relation between mean sea level, current and wind stress on the east coast of Australia// Aust. J. Marine Freshwater Res. – 1975. – 26. – P.389-403.
18. *Webster P.J.* The role of annual cycle in predictability of the coupled ocean-atmosphere system: experiments complex intermediate coupled systems// World Clim.Res.Progr. – 1995. – N717. – P.766-771.
19. <http://www.psmsl.org/data/obtaining/>
20. Павлова Ю.В. Сезонные изменения Калифорнийского течения// Океанология. – 1966. – Т.6 - Вып.6. – С.1003-1013.
21. *Брызгин Н.Н., Шарова В.Я.* Распределение осадков и их годовой ход// Мировой водный баланс водные ресурсы Земли. – Л: Гидрометеиздат, 1974. – С.541-544.
22. *Гриценко А.М., Степанов В.Н.* Водный баланс Мирового океана и его роль в планетарных процессах// Изв.АН СССР, серия геогр. – 1980. – N6. – С.19-25.

**Мусонні явища Тихого океану. Суховій В.Ф., Рубан І.Г.**

*Розглянуто сезонні коливання рівня Тихого океану між 40°пн.ш. та 40°пд.ш, пов'язані з дією мусонів. Використані дані спостережень на 34 континентальних та острівних станціях. Отримано, що максимальні сезонні коливання спостерігаються в північно-західній частині акваторії (розмах коливань складає ~400 мм), в південно-східній частині – біля 70 мм, а мінімальна дія мусонів спостерігається в центральній частині акваторії (розмах коливань порядку 40 мм). У разі збігу екстремумів сезонних коливань і коливань, пов'язаних з ПдК, загальний розмах коливань може зрости до 700 мм.*

**Ключові слова:** Тихий океан, мусон, рівень, розмах коливань, Південне коливання.

**Pacific monsoon. Suhovey V.F., Ruban I.G.**

*Seasonal oscillations of the ocean level in Pacific between 40N and 40S associated with the monsoon activity are considered. The database includes 34 continental and island stations. The largest seasonal ocean level oscillations occur in the north-western part of the Pacific and are of about 400 mm, while in the south-eastern part seasonal variations equal to 70 mm. In the Central Pacific the ocean level changes are minimal and as large as about 40 mm. In a case of overlaying the seasonal variations and the South oscillation the total ocean level changes can achieve up to 700 mm.*

**Keywords:** Pacific ocean, monsoon, sea level changes, the South oscillation .

**В.Н.Большаков**, к.г.н.

*Одесский филиал института биологии южных морей*

## **ОСОБЕННОСТИ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА МЕЛКОВОДНОГО ВОДОЕМА (НА ПРИМЕРЕ ДОФИНОВСКОГО ЛИМАНА) ПО СРАВНЕНИЮ С ПРИБРЕЖНОЙ АКВАТОРИЕЙ МОРЯ**

*На основании годовых серий измерений с получасовой дискретностью выявлены тонкие различия изменчивости температуры воды разных временных масштабов в море у побережья Одессы и в мелководном Дофиновском лимане. При практически одинаковых потоках солнечной радиации -- главного фактора изменчивости температуры -- эти различия определяются морфометрией водоемов, которая трансформирует результаты действия метеорологических факторов, включая ту же солнечную радиацию. Выявлены две интересные особенности изменчивости температуры воды подо льдом.*

**Ключевые слова:** Дофиновский лиман, температура воды, получасовая дискретность, временная изменчивость, временные масштабы, годовой ход, суточный ход, лед.

**Вступление.** Длительные измерения температуры воды у побережья Одессы с повышенной, а именно: с получасовой, дискретностью позволили выявить интересные и тонкие детали изменчивости суточного и меньших временных масштабов, а также уточнить некоторые параметры изменчивости в масштабах более суток [1]. Океанологические условия и проявления метеорологических воздействий в точке измерения у открытого морского побережья сильно отличаются от таковых в крайне мелководном и лишенном связи в морем водоеме. Эти различия неизбежно должны проявиться в различиях температурного режима

**Цель** предлагаемой работы сравнить изменчивость температуры на акватории, где изменчивость, вследствие однородности водной массы, определяется почти исключительно солнечной радиацией, с изменчивостью на акватории, где велика роль термической стратификации и к солнечной радиации добавляются динамические причины.

Первую акваторию представляет Дофиновский (Большой Аджалыкский) лиман, который при среднем уровне имеет объем всего 0,0045 км<sup>3</sup>, среднюю глубину 0,74, а максимальную – 1,2 м [1]. При такой морфометрии и отсутствии в 2011, 2012 гг. связи с морем, кроме разве что фильтрации через песчаную пересыпь, гидрофизические параметры водной массы лимана, как по горизонтали, так и по вертикали, в любое время года находятся в очень узких диапазонах.

В море, даже на таких же малых глубинах у берега, изменчивость температуры в точке значительно больше вследствие смены водных масс и особенно вследствие миграции термоклина под воздействием ветра и других динамических причин.

**Объектом исследования** служат, главным образом, периодические, годовые и суточные, колебания температуры воды и их тонкие различия в акваториях указанных типов. Новизну исследованиям придают высококачественные годовые серии наблюдений с частотой 48 измерений в сутки с помощью термографа HOBO Water Temp Pro [2].

**Методы исследования.** Годовой ход температуры воды аппроксимируется по среднесуточным значениям гармоническими функциями. Наилучшее сочетание параметров функций, среднего значения, амплитуды и фазы, определялись по критерию минимизации суммы произведений квадратов отклонений фактического ряда от аппроксимирующей функции.

Численные эксперименты, моделирующие суточные изменения температуры суммой гармонической и линейной функций, показали, что их разделение традиционным путем, т.е. путем вычитания из ряда дискретных наблюдений за сутки среднесуточного значения приводит к уменьшению амплитуды и фиктивным экстремумам. Поэтому в данной работе выделению суточных колебаний температуры предшествовало скользящее осреднение исходного ряда с суточным периодом. В результате выявлялся низкочастотный тренд, вычитание которого из исходного ряда преобразовывало его в ряд суточных аномалий. Этот ряд и подвергался дальнейшему анализу.

**Результаты и анализ.** Что касается годового хода температуры воды, то естественно ожидать его запаздывания по отношению к астрономическому режиму притока солнечной радиации, причем, в силу несоизмеримого различия в объемах водных масс, в море это запаздывание должно быть больше, чем в лимане. Определить величину запаздывания непосредственно по среднесуточным значениям из-за их сильного разброса невозможно (рис.1). Однако это легко сделать по аппроксимирующей функции.

И действительно, в Дофиновском лимане минимум обобщенного аппроксимацией годового хода температуры воды зимой 2011/12 гг. пришелся на 15 и 16 января 2012 г. и составил  $-0,67^{\circ}\text{C}$ . Запаздывание по отношению к 22 декабря, когда суточный притока солнечной радиации минимален, составило 24-25 дней.

В море (яхт-клуб «Отрада») минимум обобщенного годового хода температуры воды зимой 2008/09 гг. пришелся на 1-3 февраля 2009 г. Запаздывание составило 41-43 дня, а следующей зимой 2009/10 гг. – 40-42 дня.

Максимум обобщенного годового хода температуры воды в Дофиновском лимане летом 2012 г. пришелся на 13 июля 2012 г. т.е. на 21-й день после дня летнего солнцестояния, а аналогичные максимумы температуры воды в море (яхт-клуб «Отрада») летом 2008 и 2009 гг. пришлись на 42-43-й дни.

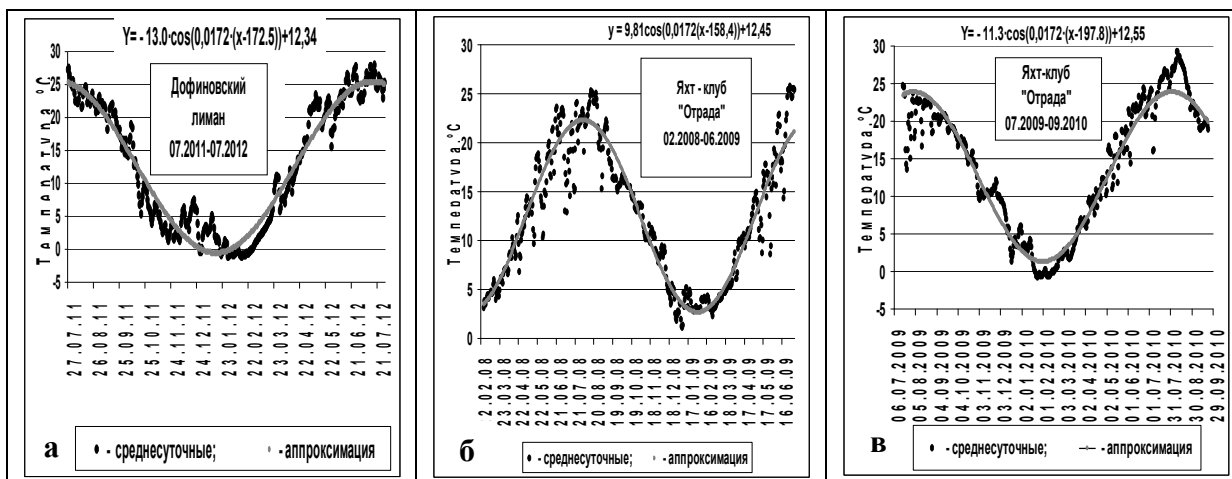


Рис.1 – Средние суточные температуры воды и их аппроксимация гармонической функцией: а - Дофиновский лиман (июль 2011 – июль 2012 гг.); б - яхт-клуб «Отрада» (февраль 2008 – июнь 2009 гг.); в - яхт-клуб «Отрада» (июль 2009 – сентябрь 2010 гг.)

Полученные таким образом несколько значений фазовых соотношений изменчивости потоков солнечной радиации и изменений температуры воды позволяют предположить, что:

а) весенний прогрев воды как в мелководном водоеме, так и в прибрежной зоне моря начинается примерно в одно и то же время уже на четвертой неделе после зимнего минимума притока солнечной радиации и

б) реакция как мелководного водоема, так прибрежной зоны моря на уменьшение потоков солнечной энергии проявляется заметно медленнее: осеннее охлаждение начинается только на шестой-седьмой неделе после дня летнего солнцестояния. Эта задержка возможно и служит основанием для такого понятия как «бархатный сезон».

Отмеченная асимметрия между весенним прогревом и осенним охлаждением, с гидрологической точки зрения, легко объяснима. Весной, начавший формироваться термоклин запирает зимний запас холода в глубине, и солнечная энергия, концентрируясь в приповерхностном слое, быстро его нагревает. Осенью, напротив, вертикальные конвекционные движения поддерживают однородность гораздо большую толщу воды, вовлекая в остывающий верхний слой летние запасы тепла из глубины.

Кроме запаздывания можно также предположить, что малый и изолированный от моря объем воды в Дофиновском лимане острее реагирует как на зимнее охлаждение, так и на летний прогрев, чем акватория яхт-клуба «Отрада», имеющая значительно меньшую площадь, но зато значительно большие глубины и достаточно свободно сообщаемая с морем. Здесь имеется в виду, что зимой вода в лимане охлаждается до более низких температур, а летом прогревается до более высоких.

Действительно, по обобщенной характеристике годового хода температура воды в лимане в 2012 г. менялась от  $-0,67^{\circ}\text{C}$  зимой до  $25,36^{\circ}\text{C}$  летом; размах колебаний больше  $26^{\circ}\text{C}$ .

Аналогичные характеристики в море, полученные за два года, сильно отличаются не только от лиманных, но и заметно различаются между собой. Поэтому есть смысл привести их не усредняя. В очень обычном во многих отношениях 2009 году это:  $2,64^{\circ}\text{C}$  зимой,  $22,26^{\circ}\text{C}$  летом; размах  $19,62^{\circ}\text{C}$ , а во многих отношениях аномальном 2010 году это:  $1,26^{\circ}\text{C}$  зимой,  $23,84^{\circ}\text{C}$  летом; размах  $22,58^{\circ}\text{C}$ .

Фактические экстремумы среднесуточной температуры могут существенно отличаться от приведенных экстремальных значений обобщенного годового хода характеризующих климатический режим. Так минимальная среднесуточная температура воды в Дофиновском лимане оказалась равной  $-1,28^{\circ}\text{C}$  и отмечена почти на две недели позже климатического минимума (рис. 1а). На рис 1б обращает на себя внимание сильный разброс среднесуточных значений относительно климатического годового хода летом 2008 г. Тогда за 3,5 месяца было отмечено 20 эпизодов сгонно-нагонных явлений, включая сгон 4-5 июля с падением температуры на  $13,7^{\circ}\text{C}$  [3]. В аномальном 2010 году зимой абсолютный минимум температуры воды оказался на  $2^{\circ}\text{C}$  ниже минимума по обобщенному годовому ходу (рис. 1в) и отрицательным,  $-0,74^{\circ}\text{C}$ , что объясняет почему море в зиму 2010 г. серьезно замерзло. На том же рисунке можно видеть еще большую аномалию, относящуюся к августу 2010 г., когда среднесуточная температура воды в течение 6 суток была выше  $28^{\circ}\text{C}$ , а 9 и 10 августа превышала  $29^{\circ}\text{C}$ .

Оценки параметров **суточного** хода температуры воды в море в придонном слое на глубине 2 м определены в [3]. В настоящей работе предполагается сравнить эти оценки с параметрами суточного хода в лимане также в придонном слое, но на глубине 1 м. Рабочая гипотеза заключается в том, что в лимане помех динамического характера, зашумляющих термические процессы, меньше, а потому суточный ход температуры воды в лимане должен проявляться чаще и лучше.

Исходный ряд для исследования суточной изменчивости температуры воды в Дофиновском лимане вообще и суточного хода в частности представляет собой 364-

дневную серию наблюдений с получасовой дискретностью с 27 июля 2011 по 26 июля 2012 г.

Для исследования суточной изменчивости и особенно суточного хода температуры воды использовались ее аномалии, рассчитанные как отклонения фактических значений от скользящих среднесуточных.

Реперные значения характеристик суточной изменчивости для последующих сравнений получим просто усредняя экстремумы и время их наступления за каждые сутки (табл.1).

Таблица 1 - Средние за год наблюдений значения суточных экстремумов, моментов их наступления (**час:мин**) и суточных диапазонов изменчивости температуры воды (°С) в Дофиновском лимане

Дата	Средний минимум	Время минимума	Средний максимум	Время максимума	Средний диапазон
<b>Июль 11-июль 12</b>	<b>-0,93</b>	<b>8:03</b>	<b>1,00</b>	<b>17:04</b>	<b>1,93</b>

Посмотрим, как значения тех же параметров меняются в течение года по месяцам (табл. 2):

Таблица 2 - Средние месячные значения суточных экстремумов, моментов их наступления и суточных диапазонов изменчивости температуры воды

Месяц	Средний минимум	Время минимума	Средний максимум	Время максимума	Средний диапазон
Август 2011	-1.42	8:39	1.52	16:58	2.94
Сентябрь 2011	-1.34	8:53	1.30	17:54	2.64
Октябрь 2011	-1.25	8:41	1.16	18:13	2.41
Ноябрь 2011	-0.75	9:08	0.75	18:10	1.50
Декабрь 2011	-0.45	7:57	0.41	17:55	0.86
Январь 2012	-0.38	9:02	0.35	19:12	0.73
Февраль 2012	-0.08	8:47	0.08	11:16	0.16
Март 2012	-0.43	6:52	0.41	17:48	0.84
Апрель 2012	-0.96	7:48	1.14	16:30	2.10
Май 2012	-1.17	7:09	1.43	16:27	2.60
Июнь 2012	-1.39	6:54	1.78	16:18	3.17
Июль 2011+ Июль 2012	-1.02	8:31	1.17	17:41	2.19

\*Примечание: неполные месяцы июля 2011 и 2012 гг.в начале и в конце наблюдений объединены

Очевидно, что диапазоны среднемесячной суточной изменчивости температуры в семи месяцах, с августа по октябрь и с апреля по июль, не просто превышают, а значительно больше, чем в пяти месяцах с ноября по январь. Среднемесячные диапазоны их суточной изменчивости, 2,10 – 3,17°С и 1,50 – 0,16°С, даже не соприкасаются. Первую, семимесячную, часть года назовем теплой, а вторую, пятимесячную – холодной. Средние значения суточных размахов температуры за теплый и холодный периоды, естественно, тоже значительно различаются: 2,65 и 0,82°С (табл.3). Обратим внимание на то, что даже на фоне низкой суточной изменчивости холодного периода резко выделяется февраль. Причина этого будет обсуждена ниже.

Необходимое условие возникновения таких различий заключается в том, что малая толща воды в лимане успевает в течение суток отреагировать на ночное отсутствие притока солнечной радиации и на ее дневной ход от нуля до максимума и обратно. А впечатляющая величина различий объясняется тем, что в теплый период солнце в полдень на широте Одессы поднимается над горизонтом на 35-65°, а в холодный период только на 20-35°. За счет этого суточные потоки на горизонтальную поверхность в теплый период всегда больше, чем в холодный, а во второй половине июня и второй половине декабря различия достигают пяти раз.

Таблица 3 - Средние значения суточных экстремумов, моментов их наступления и суточных диапазонов изменчивости температуры воды за теплый и холодный периоды

Периоды	Месяцы	Средний минимум	Время минимума	Средний максимум	Время максимума	Средний диапазон
Теплый	апрель– октябрь	-1.33	7:57	1.32	17:23	2.65
Холодный	ноябрь – март	-0.42	8:21	0.40	16:52	0.82

Как и следовало ожидать, в теплый период, вследствие более продолжительного времени нахождения солнца над горизонтом, суточные минимумы, в среднем, наступают раньше, а максимумы позже, чем в холодный период (табл.3).

Таблицы 1-3 характеризуют суточную изменчивость температуры воды независимо от вызывающих ее причин. Выделим теперь из общей суточной изменчивости температуры суточный ход, под которым понимаются закономерные изменения температуры воды, выраженные в дневном прогреве и ночном выхолаживании. Для этого следует отделить дни, в которые суточная изменчивость температуры с большой степенью вероятности связана с суточным ходом солнечной радиации, от дней, когда она определялась другими причинами. С этой целью из дальнейшего рассмотрения были исключены дни, в которые суточная изменчивость температуры не отвечала хотя бы одному из двух мягких и естественных критериев, а именно: суточный максимум должен предшествовать заходу солнца, и суточный минимум должен предшествовать этому суточному максимуму.

Вследствие отмеченной выше очень сильной зависимости потоков солнечной энергии от высоты солнца следует ожидать, что отсев дней с мощным сигналом от солнца будет меньше в теплый период, по сравнению с холодным, когда сигнал от солнца много слабее. И действительно, для оценок параметров суточного хода в теплый период оказались пригодными 78% дней, а в холодный только 59%.

Сравнение параметров теперь уже **суточного хода** (табл.4) с параметрами **общей суточной изменчивости** (табл.2) показывает, что во все месяцы, опять-таки кроме февраля, размах колебаний температуры в чисто суточном ходе больше, чем в его смеси с другими процессами. Это позволяет сделать вывод о том, что в мелководном лимане главной причиной изменчивости температуры служит периодичность потоков солнечной радиации как в суточном, так и в годовом масштабах.

В море [3] в 2008 г. для исследования суточного хода по тем же соображениям был отобран трехмесячный отрезок с самой большой суммой среднесуточных температур. Он пришелся на 21 июня – 19 сентября. Полуденная высота солнца в это время была максимальной и близкой к максимуму в диапазоне 65 – 55°. Поэтому в 83 сутках, отобранных по той же методике, суточный ход был хорошо выраженным, и все равно в море его средний размах (1,94°С) составил только 62% от среднего размаха

суточного хода (3,13°C) на Дофиновском лимане в те же календарные дни июня – сентября 2011 и 2012 гг.

Таблица 4 - Средние месячные параметры **суточного хода** температуры воды в Дофиновском лимане

Месяц	Средний минимум	Время минимума	Средний максимум	Время максимума	Средний диапазон
Август 2011	-1.61	8:35	1.80	18:04	3.41
Сентябрь 2011	-1.40	8:51	1.30	17:26	2.70
Октябрь 2011	-1.39	8:45	1.28	16:57	2.67
Ноябрь 2011	-0.83	8:34	0.85	16:47	1.68
Декабрь 2011	-0.60	8:08	0.51	16:30	1.11
Январь 2012	-0.45	8:42	0.42	17:09	0.87
Февраль 2012	-0.04	7:40	0.04	14:20	0.08
Март 2012	-0.60	7:00	0.53	15:51	1.13
Апрель 2012	-1.04	6:15	1.30	16:57	2.34
Май 2012	-1.28	6:13	1.54	16:02	2.82
Июнь 2012	-1.46	7:13	1.88	17:00	3.34
Июль 2011 + Июль 2012	-1.41	7:56	1.61	16:43	3.02

\*Примечание: неполные месяцы июля 2011 и 2012 гг. в начале и в конце наблюдений объединены

Кроме того оказалось, что размах суточного хода температуры воды **в море** на 10% **меньше**, а **в лимане** на 4% **больше** размаха суммарной суточной изменчивости. Это косвенно подтверждает предположение о преобладающем вкладе в суточную изменчивость в лимане термических процессов над динамическими, а в море наоборот.

И, наконец, если сравнить усредненную по месяцам суммарную суточную изменчивости температуры воды в Дофиновском лимане (табл.2), то в феврале она минимальная, причем ближайшему по этому критерию январю февраль уступает в 4,5 раза. Если же сравнить за эти же месяцы диапазоны изменчивости обусловленные только суточным ходом (табл.4), то февральский меньше в 11 раз.

На рис. 2 приведен 10-недельный участок графика температуры воды полностью включающий февраль и март 2012 г.



Рис.2 – Суточная изменчивость температуры воды в Дофиновском лимане при переходе от зимы к весне 2012 г.

Дискретность значений на этом графике 3 часа, что вполне достаточно для отражения суточной изменчивости, но между 11 февраля и 19 марта он выглядит гораздо более гладким, чем графики среднесуточных значений температуры (рис. 1).

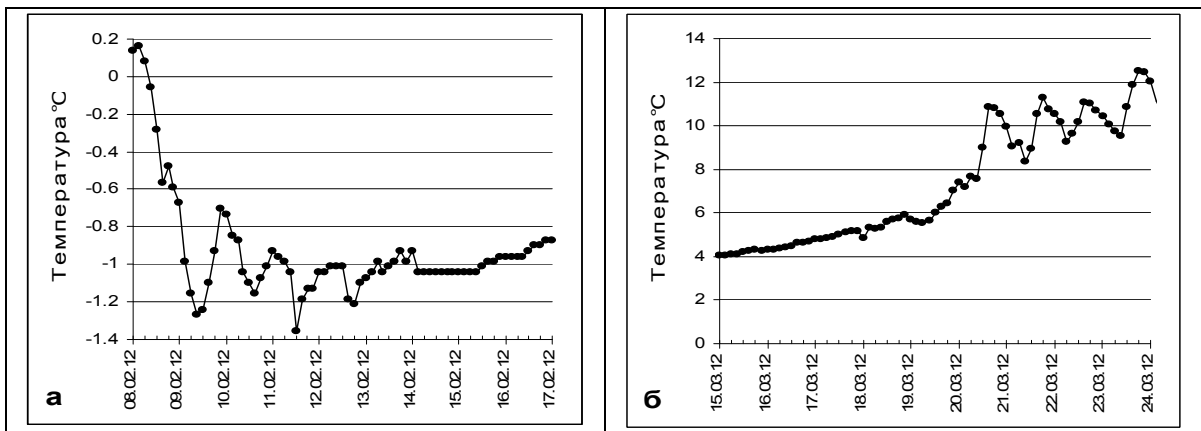


Рис.3 – Суточная изменчивость температуры воды в Дофиновском лимане в начале (а) и конце (б) ледостава в 2012 г.

На рис. 3 в увеличенном масштабе представлены начало этого интересного участка, где суточная изменчивость сходит на нет, и конец, где суточная изменчивость снова возрождается. Судя по датам, по февральской отрицательной аномалии температуры воздуха  $-5,3^{\circ}\text{C}$  и по температуре воды (рис.3а) можно утверждать, что этот участок кривой своим существованием обязан льду. К сожалению, такой результат наблюдений оказался непредвиденным, и систематических наблюдений за ледовой обстановкой на лимане в ту зиму не велось. Единственное измерение толщины льда, любезно предоставленное нам аспирантом ОФ ИнБЮМ Е.В. Соколовым, было выполнено 12 февраля и дало 27 см. К этому моменту было накоплено 202,5 градусо-дней мороза, что составило 86% от их общего количества за ту зиму. Глава фермерского хозяйства «Восход» на Дофиновском лимане А.Т. Запороженченко назвал вторую декаду февраля как предположительное время схода льда, что весьма вероятно, если сравнить средние температуры воздуха в феврале по декадам:  $-11,1^{\circ}\text{C}$ , затем  $-6,6^{\circ}\text{C}$  и в 3-й  $+1,7^{\circ}\text{C}$ .

Если до последних дней 2-й декады лиман был покрыт льдом, то на рисунках 2 и 3б обнаруживается еще один удивительный факт: оказывается температура воды у дна, на глубине 1 м, **подо льдом** в течение 40 дней выросла с  $-1$  до  $+6^{\circ}\text{C}$ . Таким образом, можно предположить, что лед вследствие малой теплопроводности очень хорошо отфильтровывает высокочастотные суточные колебания и действует более эффективно, чем стекло в теплице, поддерживая разницу температур воздух – вода до  $12^{\circ}\text{C}$  не только днем, но и ночью

**Выводы.** Температурный режим водоемов зависит по меньшей мере от нескольких причин, действие каждой из которых преломляется через их, водоемов, морфометрические характеристики:

Запаздывание зимнего минимума температуры воды по отношению к минимуму суточного притока солнечной радиации, как в мелководном лимане, так и в прибрежной зоне моря, составляет 3-4 недели, а запаздывание летнего максимума температуры воды по отношению к максимуму суточного притока солнечной радиации составило для обеих акваторий 6-7 недель. При этом размах годового хода в лимане превышает  $26^{\circ}\text{C}$ , что на  $3-5^{\circ}\text{C}$  больше, чем в море.



В мелководном водоеме изменчивость температуры воды определяется главным образом периодичностью потоков солнечной радиации как в годовом, так и в суточном масштабах. Все другие возможные причины изменчивости температуры вследствие высокой однородности водной массы проявляются слабее.

В прибрежной зоне моря, даже на таких же малых глубинах и при тех же потоках солнечной радиации, ведущая роль в изменчивости температуры воды переходит к динамическим факторам: миграции термоклина под воздействием ветра, горизонтальному переносу локальных неоднородностей, вертикальному перемешиванию.

Устойчивый ледяной покров на лимане подавляет суточную изменчивость температуры, но, по-видимому, не препятствует, а способствует прогреву воды под ним, причем до значений гораздо более высоких, чем температура таяния. Проверка последнего предположения требует морозной зимы и специального длительного осенне-зимне-весеннего эксперимента.

## Литература

1. *Северо-западная часть Черного моря: биология и экология.* Под ред. Ю.П. Зайцева, Б.Г. Александрова, Г.Г. Миничевой. –К: Наукова Думка.– 2006.–Раздел III.–Глава 1.–С. 351-427.
2. <http://www.onetemp.com.au/Data-Loggers/НОВО-U22-001-Water-Temp-Pro-v2,-Water-Temperature-Data-Logger-Underwater.aspx?cl=2&id=43&c=28>
3. *Большаков В.Н.* Изменчивость температуры воды у побережья Одессы в масштабах от года до получаса // Український гідрометеорологічний журнал. – 2011. – №9. – С.220-227.

### **Особливості температурного режиму у мелководних водоймах (на прикладі Дофінівського лиману) у порівнянні з прибережною акваторією моря. Большаков В.Н.**

*На підставі річних серій вимірювань з півгодинною дискретністю виявлені тонкі відмінності мінливості температури води різних часових масштабів в морі біля узбережжя Одеси і в мелководному Дофінівському лимані. При практично однакових потоках сонячної радіації – головного чинника мінливості температури – ці відмінності визначаються морфометрією водойм, яка трансформує результати дії метеорологічних факторів, включаючи ту ж сонячну радіацію. Виявлено дві цікаві особливості мінливості температури води під льодом.*

**Ключові слова:** Дофінівський лиман, температура води, півгодинна дискретність, часова мінливість, часові масштаби, річний хід, добовий хід, лід.

### **Features of temperature regime in shallow waters (the case of Dofinovsky estuary), compared with the sea coast of Odessa. Bolshakov V.N.**

*Subtle differences temperature variability of different time scales in the sea off the coast of Odessa and in the shallow Dofinovsky estuary are revealed on a base of annual series of measurements with a half-hour measuring resolution. When conditions of the solar radiation – the main factor of the temperature variability – are almost identical these differences are determined by morphometry of a bodies of water. Morphometry features of water transform the results of the meteorological factors, including the same solar radiation. Two interesting features of the variability in water temperature under the ice are revealed.*

**Keywords:** Dofinovsky estuary, water temperature, the half-hour measuring resolution, time variability, time scales, annual cycle, diurnal cycle, ice.

**О.Р. Андрианова**, к. геогр.н., **Р.Р. Белевич**, к. геогр.н.

*Отделение гидроакустики Морского гидрофизического института Национальной академии наук Украины*

## **ПАВОДКОВАЯ ПРИРОДА ФОРМИРОВАНИЯ ПОВЕРХНОСТНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ**

*Природа формирования поверхностной циркуляции Черного моря рассмотрена по фактическим съемкам в весенний (апрель), летний (июль), осенний (сентябрь) и зимний (февраль-март) периоды года. Определяющая роль паводка рек в формировании поверхностной циркуляции вод Черного моря и последовательном сезонном развитии интенсивности вначале западного (апрель), а затем восточного (сентябрь) циклонов показана как по климатическим, так и по конкретным фактическим съемкам.*

**Ключевые слова:** Черное море, циркуляция вод, речной сток, динамическая топография, дивергенция, конвергенция.

**Введение.** Исследованию циркуляции вод Черного моря посвящено много работ, ссылки на которые можно найти, например, в [1, 2]. В последнее время принято считать [2-4], что природа изменчивости сезонной циркуляции вод Черного моря и развитие интенсивности Основного черноморского течения (ОЧТ) зависит в основном от характера атмосферного воздействия ветра на поверхность моря и в первую очередь от внутригодовой изменчивости средней завихренности напряжения поля ветра над морем.

Вместе с тем следует заметить, что в выполненной нами работе [5], посвященной установлению особенностей климатической циркуляции поверхностных вод Черного моря по характеру распределения динамических высот вдоль оси зоны основной Черноморской дивергенции, выявлена важная роль в этом процессе паводкового стока рек в море. Показано существование в поверхностном слое открытых вод Черного моря в годовом цикле (в его сезонном ходе) трех видов циркуляции. В зимний период года (I-II) в результате интенсификации атмосферных процессов над акваторией моря [3] происходит развитие примерно одинаковых западного и восточного циклонических круговоротов.

В весенний период года (III-V) в западной части Черного моря, благодаря поступлению сюда в это время большого количества вод паводкового стока рек этого региона моря, поток ОЧТ заметно расширяется (ширина потока увеличивается с одного до двух градусов долготы) и усиливается. Смещаясь к югу ОЧТ, усиленное весенним паводком, в юго-западной части Черного моря вступает во взаимодействие с находящейся здесь периферией западного циклонического круговорота, которая в виде ложбины водного рельефа близко подходит в этом районе к южному побережью Болгарии. Распресненные воды ОЧТ достигнув ложбины, устремляются вдоль нее в открытые районы моря, обостряют движение против часовой стрелки значительно увеличивая, усиливая и расширяя западный циклонический круговорот на акватории моря и подавляя восточный круговорот. Западный циклонический круговорот в это время становится доминирующим в поверхностном слое моря на большей части его акватории.

В летне-осеннее время (VIII-IX) в результате поступления к этому времени года в восточную часть моря все тех же вод ОЧТ, усиленных речным стоком и к тому же благодаря паводку местных горных рек, происходит аналогичный процесс – вступление их во взаимодействие, но уже с восточной периферией (ложбиной) восточного циклонического круговорота. Происходит усиление и расширение на запад моря всего

восточного циклонического круговорота с подавлением интенсивности западного круговорота. В этот период года восточный циклонический круговорот доминирует на большей части открытых вод моря. К зимнему периоду этот процесс ослабевает и происходит развитие примерно одинаковых западного и восточного циклонических круговоротов на акватории моря, как отмечено выше.

Важно подчеркнуть, что процесс попеременного взаимодействия ОЧТ, усиленного речным паводком, то с западной периферией западного циклона на западе моря, то с восточной периферией восточного циклона на востоке моря, происходит лишь в районах наиболее близкого подхода к берегу периферий этих круговоротов и лишь в то время, когда поток ОЧТ становится значительно шире за счет присоединения к нему паводковых вод. Такими районами, как уже отмечено выше, являются краевые положения западной и восточной ветвей оси основной черноморской дивергенции. Располагаются они, согласно климатическим данным [5], на западе моря к востоку от южного побережья Болгарии, а на востоке – к западу от южного побережья Грузии.

Описанный характер циркуляции вод в поверхностном слое моря, получен нами ранее по климатическим данным [5].

**Целью** данной работы являлась оценка поверхностной циркуляции вод на открытой акватории Черного моря по материалам конкретных съемок и сопоставление результатов полученных по отдельным экспедициям с климатическими данными [5].

**Материалы и методы исследования.** Для проведения указанной работы были собраны материалы четырех комплексных океанографических съемок всего Черного моря, выполненных в различные сезоны года (таблица 1). В приводимой таблице даны сведения о привлеченных экспедициях, с указанием названия судна, номера рейса, периода работ, а также объема использованного материала (количество станций).

Таблица 1 – Сведения об экспедициях с указанием количества использованных станций

	Название судна, номер рейса	Период работ	Кол-во станций
1	Я. Гаккель, 22	27.02-14.03.1985	126
2	Hydro Black-91	03.09-23.09.1991	287
3	Coms Black -92	07.07-17.07.1992	86
4	Coms Black -93	04.04-29.04.1993	86

Материалы указанных в таблице рейсов были соответствующим образом подготовлены и обработаны. Проведенные по ним динамические расчеты позволили построить карты динамической топографии всего моря для зимы, весны, лета и осени, соответствующих съемкам лет, и сопоставить результаты, полученные по материалам конкретных экспедиций, с климатическими расчетами [5].

Съемка всего Черного моря на НИС Я. Гаккель (22 рейс) была выполнена в феврале-марте 1985 г., когда над акваторией моря хорошо развиты зимние атмосферные процессы.

Экспедиция ComSBlack-93 была выполнена в апреле 1993 г., в период, когда по климатическим данным в западной части моря отмечается паводок рек СЗЧМ и доминирующее развитие получает западный циклонический круговорот.

Экспедиция ComSBlack-92 была выполнена в июле 1992 г. Этот период года по климатическим данным характеризуется переходным этапом между упомянутыми доминантами. Циклоны в этот период слабы и размыты.

Экспедиция HydroBlack-91 – была выполнена в сентябре 1991 г., в период, когда по климатическим данным на акватории моря доминирует восточный циклонический круговорот.

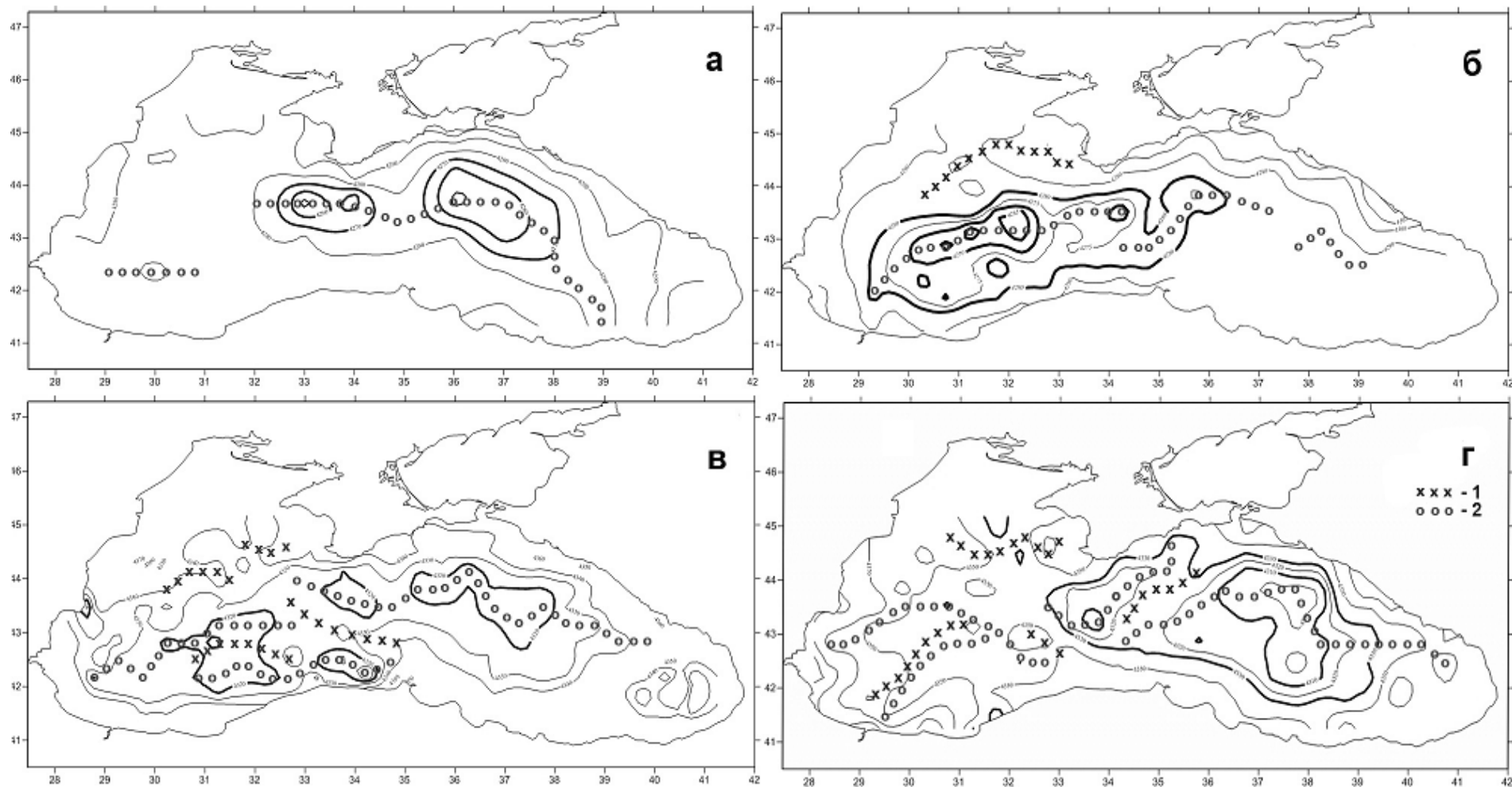
На рисунке 1 приведены, построенные по материалам указанных рейсов, карты динамической топографии на поверхности Черного моря, вычисленные относительно условной нулевой поверхности, равной 50 м с выделением на них положения основных циклонов, а также осей зон дивергенции и конвергенции потоков.

Согласно основам динамического метода [6], впадина и ложбина водного рельефа на картах динамической топографии соответствуют центру циклона и дивергенции потока, а возвышенность и гребень – центру антициклона и конвергенции потоков.

**Результаты исследований.** На карте динамической топографии, построенной по материалам 22 рейса НИС Я. Гаккель, выполненного в феврале - марте 1985 г. (рис.1а), хорошо видно присутствие характерных для зимнего периода года двух, примерно равнозначных, циклонических круговоротов и оси зоны основной черноморской дивергенции, проходящей по минимальным значениям динамических высот.

На карте динамической топографии, построенной по материалам экспедиции ComSBlack-93, проведенной в апреле 1993 г. (рис. 1б), хорошо прослеживается активное развитие весной западного циклона, занимающего большую часть открытых вод моря. При этом можно констатировать, что сам циклон характеризуется, как минимум, трехядерной структурой. Обостренно выглядит на свале глубин шельфа СЗЧМ зона конвергенции, представляющая струю ОЧТ здесь. Интересно отметить также, что периферия оси зоны дивергенции западного циклонического круговорота (ложбина водного рельефа) в это время года не располагалась у западного побережья Болгарии, как это следует из анализа данных климатических расчетов, а была направлена к проливу Босфор (рис.1б). Нужно заметить, что помимо основной зоны Черноморской дивергенции вод, материалами июльской съемки 1992 года (рис.1в) и сентябрьской съемки 1991 года (рис.1г) оказались охвачены и некоторые локальные фронтальные разделы, активно развитые в море в это время года. Хорошо виден на рисунке 1г, например, фронтальный раздел, сформировавшийся в результате вторжения азовоморских вод в Черное море. Струя этих вод от Керченского пролива тянется к центру моря (на ЮЗ). Аналогичная картина видна и у анатолийского побережья Турции, где от основной струи ОЧТ отделяется ветвь с направлением движения на СЗ (рис.1 в, г). Укажем лишь, что изучение локальных фронтальных разделов в море, тема специального исследования, выходящего за рамки настоящей статьи и здесь она нами не рассматривается.

На карте динамической топографии, построенной по материалам экспедиции HydroBlack-91, проводившей исследование Черного моря в сентябре 1991 г. (рис.1г), хорошо прослеживается активное развитие восточного циклона, занимающего в это время года значительную акваторию открытых вод моря. Как и западный циклон весной, он также имеет трехядерную структуру. Сложную структуру имеет в это время и ось зоны основной черноморской дивергенции, испытывая разрывы и раздвоения в западной и восточной частях моря (рис. 1г).



1 – ось зони конвергенції; 2- ось зони дивергенції

Рис. 1 – Карты относительной динамической топографии (слой 0-50 метров) на поверхности Черного моря по данным экспедиций:  
 Я. Гаккель-22 (II-III. 1985 г.) – (а); ComSBlack – 93 (IV. 1993 г.) – (б);  
 ComSBlack – 92 (VII. 1992 г.) – (в); HydroBlack – 91 (IX. 1991 г.) – (г).

И, наконец, на карте (рис. 1в), представлено распределение динамических высот на поверхности Черного моря, полученное по материалам экспедиции ComSBlack-92, проводившей исследования в июле 1992 г. Это время переходного периода между активным развитием западного (апрель) и восточного (сентябрь) циклонов. На приводимой карте хорошо видна размытая картина динамической топографии вод. Из этого рисунка 1в следует, что на поверхности открытой акватории моря присутствует не менее четырех слабых циклонических вихрей.

**Выводы.** Обобщая материалы четырех съемок Черного моря, выполненных во все сезоны года, отметим, что прослежен механизм формирования на поверхности открытых его акваторий характера циркуляции вод, который обусловлен усилением ОЧТ паводковым стоком рек. В результате воздействия паводкового стока рек происходит расширение струи ОЧТ и ее взаимодействие с перифериями западного циклона весной (IV-V) и восточного - в летне-осеннее (VIII-IX) время в зоне прибрежных ветвей основной Черноморской дивергенции вод. То есть, конкретными съемками подтвержден, выявленный ранее по климатическим данным, механизм формирования циркуляции на поверхности открытых вод моря в весенний и летне-осенний периоды, обусловленный влиянием паводкового стока рек

Подводя итоги проведенных исследований можно заключить, что по материалам фактических экспедиций подтверждается выявленный по климатическим данным [5] паводковый механизм, управляющий сезонной циркуляцией вод на поверхности Черного моря в теплый период года.

#### Список литературы

1. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А., Косарев А.Н., Тужилкин В.С. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. – Л.: Гидрометеоздат, 1981. – 240 с.
2. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. – 213 с.
3. Кортаев Г.К. О причине сезонного хода циркуляции в Черном море // Морской гидрофизический журнал. – 2001. – №6. – С. 14-20.
4. Полонский А.Б., Шокурова И.Г. Изменения сезонного хода геострофической циркуляции в Черном море // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – №1. – С. 16-39.
5. Белевич Р.Р., Андреанова О.Р., Попов Ю.И., Скипа М.И. Особенности климатической циркуляции вод Черного моря по данным распределения динамических высот вдоль оси зоны черноморской дивергенции // Український гідрометеорологічний журнал. – 2011. – №8. – С. 234-241.
6. Зубов Н.Н., Мамаев О.И. Динамический метод вычисления элементов морских течений. – Л.: Гидрометеоздат. – 1956. – 116 с.

#### Паводкова природа формування поверхневої циркуляції вод Чорного моря

Андреанова О.Р., Белевич Р.Р.

*Природа формування поверхневої циркуляції Чорного моря розглянута за фактичними зйомками у весняний (квітень), літній (липень), осінній (вересень) та зимовий (лютий-березень) періоди року. Визначна роль паводку річок у формуванні поверхневої циркуляції вод Чорного моря та послідовному сезонному розвитку інтенсивності спочатку західного (квітень), а потім східного (вересень) циклонів показана як за кліматичними, так і по конкретним гідрологічним зйомкам.*

**Ключові слова:** Чорне море, циркуляція вод, річковий стік, динамічна топографія, дивергенція, конвергенція.

#### The freshet nature of the formation of the surface water circulation of the Black Sea

Andrianova O.R., Belevich R.R.

*The nature of the formation of the Black Sea surfaces circulation is examined on the hydrological surveys in the spring (April), summer (July), autumn (September) and winter (February-March) seasons. The main role of the river freshet in the formation of the Black Sea surfaces circulation and the consecutive seasonal development of its intensity at the first - the western gyre (April), and then - the eastern gyre (September) is shown as by the climatic and the specific hydrological surveys.*

**Keywords:** Black Sea, the circulation of water, river flow, dynamic topography, divergence, convergence.

## МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ АБИОТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК И НЕФТЯНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ОДЕССКОГО РЕГИОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

*В статье анализируются межгодовые колебания содержания нефтепродуктов в поверхностном слое Одесского региона северо-западной части Черного моря в связи с такими же колебаниями температуры воды, солености, содержания минеральных форм азота и фосфора и стока р. Днепр в период 1988-2012 гг.*

**Ключевые слова:** Одесский регион, нефтепродукты, биогенные вещества, температура воды, соленость, сток рек.

**Вступление.** Климатические метаморфозы последнего времени вызвали повышенный интерес к многолетней изменчивости гидрометеорологических характеристик. В последнее десятилетие опубликовано множество работ, посвященных выявлению вековых, внутривековых и межгодовых колебаний различных климатических и гидрометеорологических характеристик, объяснению причин этих колебаний и поискам связей между колебаниями этих характеристик. В том числе, имеются работы по изучению многолетней изменчивости основных гидрометеорологических характеристик Одесского региона северо-западной части Черного моря (СЗЧМ) [1–4].

Не меньший интерес представляет вопрос о том, ведут ли межгодовые колебания климатических и гидрометеорологических характеристик к подобным же колебаниям биогенных веществ (БВ), а, также, содержащихся в воде неконсервативных загрязняющих веществ (ЗВ) антропогенного происхождения, в частности, нефтепродуктов (НП). Вероятно, такой отклик должен существовать. Однако, выявить его непросто, и вот почему. Во-первых, если для основных гидрометеорологических характеристик, таких как температура воды, соленость, сток рек имеются постоянные многолетние ряды наблюдений, полученные на прибрежных гидрометеорологических станциях, то БВ и ЗВ таких рядов наблюдений не имеют. Поэтому трудно сопоставлять данные. Во-вторых, известно, что деструкция НП в водах, в большей мере, определяется интенсивностью биохимических процессов, нежели другими факторами. На кинетику и механизм процессов самоочищения существенное влияние оказывают и температура воды, и соленость, и содержание БВ. Причем, если роль температуры воды определяется достаточно однозначно, то роль солености и БВ в процессах окислительной деструкции НП характеризуется весьма неопределенно. В отношении солености это, в основном, связано с разнонаправленностью воздействия физических и физико-химических составляющих процесса, а выяснение роли БВ усложняется многообразием их форм и динамической связью между ними. В то же время, соленость и содержание БВ в морских водах находятся в прямой зависимости от количественных и качественных изменений речного стока, т.е. в большей степени являются антропогеннозависимыми факторами. Однако, несмотря на перечисленные трудности, двигаться в направлении поиска указанных связей, на наш взгляд, необходимо.

Одесский филиал Института биологии южных морей НАН Украины (ОФ ИнБИОМ) в 1988–1999 гг. и 2005–2012 гг. проводил в Одесском регионе СЗЧМ комплексные исследования абиотических и биотических характеристик и уровня загрязнения в виде сезонных съемок. Результаты исследований по содержанию НП приведены в работах [5, 6].

Цель настоящей работы - выявить связи межгодовых колебаний основных абиотических характеристик - температуры воды, солености, минеральных форм азота и фосфора, с межгодовыми колебаниями содержания НП в поверхностном слое вод Одесского региона СЗЧМ.

**Район исследований.** Одесский регион - это прибрежная зона СЗЧМ, расположенная вдоль берега от м. Санжейский до м. Сычавский. Площадь этой акватории ~ 550 км<sup>2</sup>. Максимальная глубина 28 м. На гидрологию и гидрохимию региона существенное влияние оказывает сток Днепра и других рек, впадающих в СЗЧМ, и поэтому Одесский регион может считаться приустьевой зоной моря [7].

**Методы исследований.** В качестве анализируемых характеристик были выбраны среднегодовая температура воды (°C), среднегодовая соленость (‰), среднегодовое содержание минеральных форм азота (N) и фосфора (P) (мкг/л), среднегодовое содержание НП (мг/л), годовой сток р. Днепр (км<sup>3</sup>).

Определение содержания БВ и НП в воде проводилось по стандартным методикам [8].

Среднегодовые значения температуры воды и солености вычислены по многолетним данным регулярных наблюдений ГМС Одесса-порт.

О полной коррелированности внутригодового хода температуры воды и солености на ГМС Одесса-порт с температурой воды и соленостью всего поверхностного слоя Одесского региона сказано в работе [9].

Среднегодовые величины содержания БВ и НП вычислялись путем осреднения по всем станциям съемок региона и, затем, путем осреднения по всем съемкам внутри каждого года.

Годовые объемы стока Днепра приведены по данным МО УкрНИИГМИ и Николаевского областного ЦГМ.

Все ряды данных обрабатывались способом скользящего осреднения, позволяющим выделять колебания с большой длиной волны, значительно погасив короткопериодные колебания [10]. Все графики построены по 5-летним средним скользящим отклонениям среднегодовых значений от среднего значения ряда.

Все расчеты и сопоставления проводились только для поверхностного слоя вод Одесского региона СЗЧМ.

**Результаты исследований и их анализ.** Температура воды и соленость - важнейшие абиотические характеристики, влияющие на физические, химические, биохимические и биологические процессы в море. От температуры воды и солености зависят кислородный режим, интенсивность окислительно-восстановительных процессов, активность микрофлоры и т.п. Температура воды сильно влияет на интенсивность биохимического окисления органических веществ, в том числе и НП. В частности, повышение температуры воды увеличивает растворимость НП в морской воде, а, значит, увеличивает доступность нефтяных углеводородов для микробных биоценозов. Вклад бактериального разложения НП в процессах самоочищения составляет более 50 % [11, 12]. Не менее важна и соленость. При низкой солености активнее происходит биохимическая и бактериальная деструкция НП, содержащихся в воде. Таким образом, температуру воды и соленость можно рассматривать как интегральные показатели, определяющие активность процессов самоочищения вод от НП [13].

Процессы самоочищения наиболее активно происходят в зонах, находящихся под воздействием речного стока. Одесский регион СЗЧМ входит в приустьевую зону Днепра. Следует помнить, что значительное количество НП и основная масса БВ поступает в воды региона со стоком рек и, в первую очередь, Днепра [14, 15].

На рис.1 показан межгодовой ход отклонений среднегодовой температуры воды и



среднегодовой солёности в период 1988–2012 гг. В целом за весь период 1988–2012 гг. наблюдалась тенденция увеличения среднегодовой температуры воды и уменьшения среднегодовой солёности. Но были в пределах этого периода и колебания. Хорошо выделяются три ветви колебаний этих характеристик. До 2000 г. среднегодовая температура воды увеличивалась, а среднегодовая солёность уменьшалась. Затем до 2005 г. среднегодовая температура уменьшалась, а среднегодовая солёность сначала немного увеличивалась, а затем уменьшалась. И, наконец, с 2005 г. до настоящего времени среднегодовая температура воды снова увеличивалась, а среднегодовая солёность уменьшалась. Такие межгодовые изменения среднегодовой солёности произошли вследствие соответствующих межгодовых изменений годовых объемов стока рек, впадающих в СЗЧМ, в частности, р. Днепр (Рис.2). Периодам увеличения годового стока соответствуют периоды уменьшения среднегодовой солёности, а периодам уменьшения годового стока соответствуют периоды увеличения среднегодовой солёности (рис.1, 2).

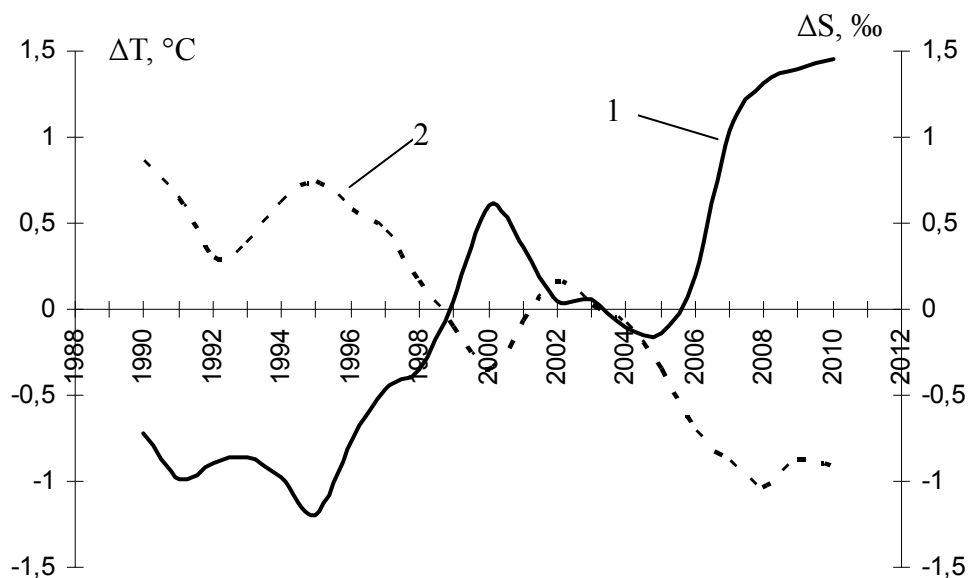


Рис.1 - Межгодовая изменчивость температуры воды (1) и солёности (2).

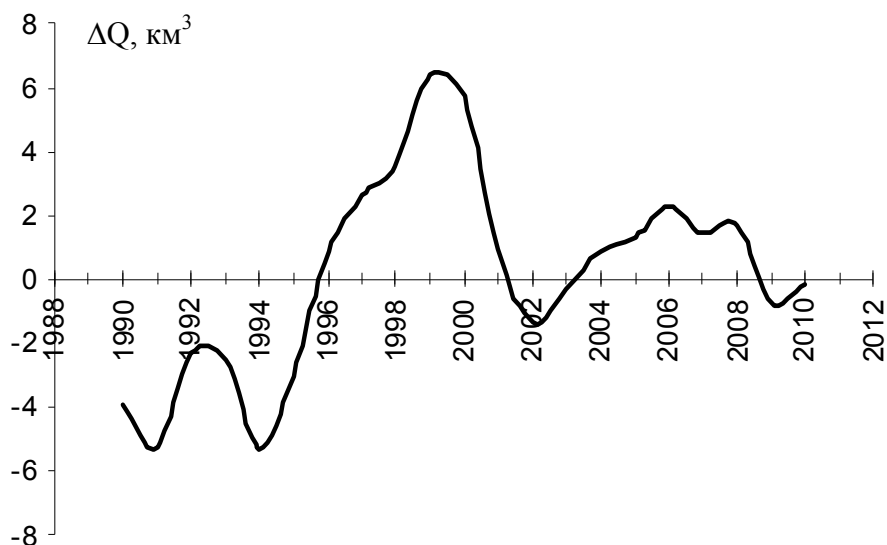


Рис.2 - Межгодовая изменчивость стока р. Днепр.

На рис.3 и 4 показаны межгодовые колебания отклонений среднегодового содержания НП от среднего многолетнего в поверхностном слое Одесского региона.

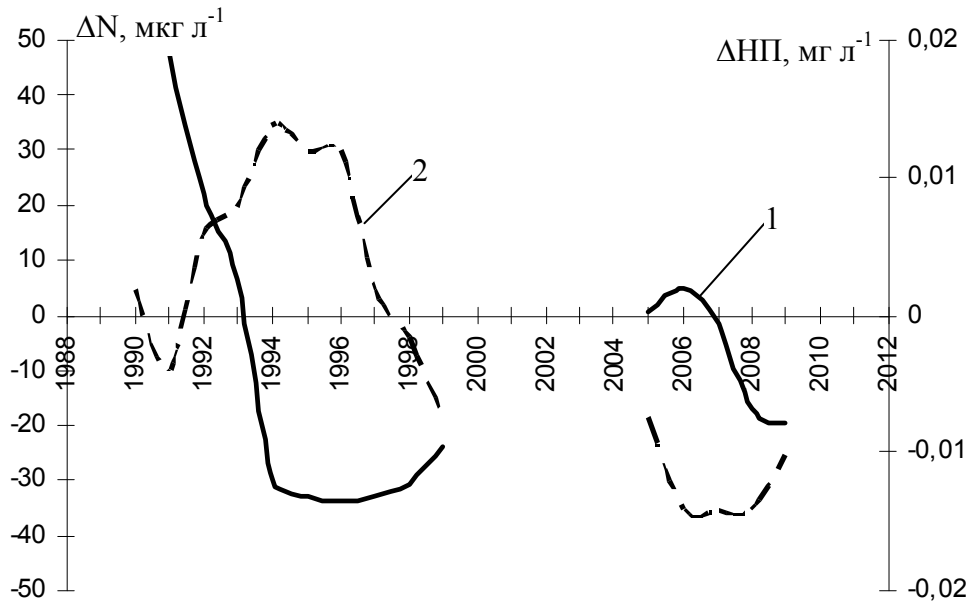


Рис.3 - Межгодовая изменчивость содержания минерального азота (1) и содержания НП (2).

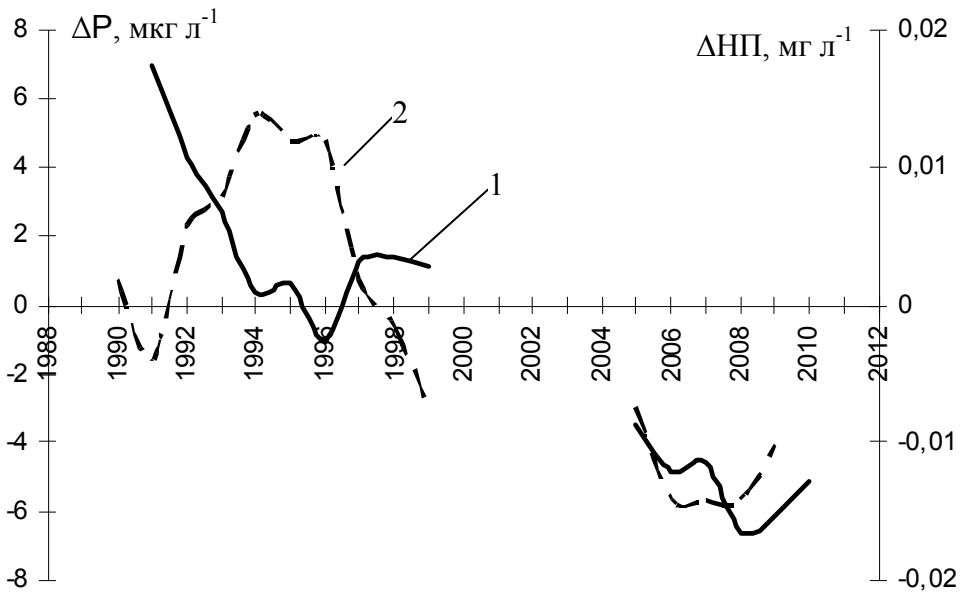


Рис.4 - Межгодовая изменчивость содержания минерального фосфора (1) и содержания НП (2).

Хорошо видно, что межгодовые изменения среднегодового содержания НП в поверхностном слое практически полностью соответствует аналогичным изменениям среднегодовой температуры воды и среднегодовой солености. Ветвям увеличения температуры воды и уменьшения солености соответствуют ветви уменьшения содержания НП, и, наоборот, ветвям уменьшения температуры воды и увеличения солености соответствуют ветви увеличения содержания НП. В середине 90-х гг. в поверхностном слое наблюдалось максимальное содержание НП, в тоже время, отмечались минимальные значения температуры воды и высокие значения солености.

Таким образом, можно говорить о полной коррелированности межгодовых колебаний среднегодовой температуры воды и среднегодовой солености с межгодовыми колебаниями среднегодового содержания НП в поверхностном слое Одесского региона СЗЧМ (см. рис.1, 3)

За весь период 1988–2012 гг. произошло уменьшение среднегодового содержания НП, в полном соответствии с общим увеличением среднегодовой температуры воды и уменьшением среднегодовой солености в этот период.

На рис. 3 и 4 показаны межгодовые изменения содержания НП и содержания минерального форм азота и фосфора. До середины 90-х гг. содержание НП увеличивалось. В то же время уменьшалось содержание минерального азота и минерального фосфора. Затем, до 1999 г. содержание НП уменьшалось, а содержание минеральных форм азота и фосфора увеличивалось. Т.е. наблюдалась достаточно четкая связь в межгодовых изменениях перечисленных характеристик, полностью соответствующая приведенным ранее представлениям о процессах самоочищения вод от НП.

О периоде 2000–2004 гг. можно говорить только предположительно, так как в этот промежуток времени, к большому сожалению, определений содержания БВ и НП не проводилось. Однако можно предположить, что уменьшение температуры воды, уменьшение стока Днестра и, соответственно, повышение солености привело к увеличению содержания НП и уменьшению содержания минеральных форм азота и фосфора

Период 2005–2011 гг. отличается от периода 1988–1999 гг. После 2005 г. сток Днестра уменьшался. Но, при этом, уменьшалась и соленость. Такое уменьшение солености можно объяснить только увеличением стока Дуная в этот период. После 2005 г. поначалу уменьшалось и содержание НП, и только после 2008 г. наметилась тенденция к его увеличению. В этот период уменьшалось и содержание минеральных форм азота и фосфора. Это можно объяснить уменьшением стока Днестра, но, главное, тем, что в этот период происходило существенное увеличение среднегодовой температуры воды, приведшее к ассимиляции минеральных форм азота и фосфора за счет увеличения биомассы фитопланктона.

В период 2005–2012 гг. уровень содержания НП и БВ в поверхностном слое Одесского региона СЗЧМ снизился по сравнению с периодом 1988–1999 гг.

**Выводы.** В период 1988–2012 гг. межгодовые изменения среднегодовых значений абиотических характеристик (стока Днестра, температуры воды и солености) вызвали соответствующие изменения среднегодового содержания НП и среднегодового содержания минеральных форм азота и фосфора в поверхностном слое Одесского региона СЗЧМ. Изучение временной изменчивости абиотических и антропогенных характеристик и их связей необходимо продолжать. Зная периодичность межгодовых колебаний абиотических характеристик, можно делать предположения о будущих изменениях содержания НП и БВ в водах Одесского региона СЗЧМ.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Доценко С.А., Рубан И.Г. Многолетняя и внутривековая изменчивость температуры и солености воды у берегов Одессы // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – Одеса: 2002. - Вип.46. – С. 332–337.
2. Доценко С.А. Мінливість основних гідрологічних характеристик Одеського регіону північно-західної частини Чорного моря // Автореферат дисертації на здобуття наукового ступеня кандидата географічних наук. – Одеса: 2003. – 20 с.
3. Доценко С.А., Адобовский В.В., Никаноров В.А. Современные тенденции изменения

температуры и солености воды в прибрежной зоне Одесского региона Черного моря // Сборник научных трудов «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа». – Севастополь: 2009. – Вып.20. – С. 180–184.

4. Доценко С.А. Временная изменчивость гидрометеорологических характеристик Одесского региона северо-западной части Черного моря // Український гідрометеорологічний журнал. – Номер 7. – 2010. – С. 232–239.

5. Доценко С.А., Подплетная Н.Ф. Многолетняя изменчивость нефтяного загрязнения прибрежной зоны моря у Одессы // Материалы международной научной конференции «Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата» (г. Ростов-на-Дону, Россия, 6-10 июня 2011 г.). – Ростов-на-Дону: Изд. ЮНЦ РАН, 2011. – С. 158–161.

6. Доценко С.А., Подплетная Н.Ф., Савин П.Т. Динамика нефтяного загрязнения вод и донных осадков у берегов Одессы // Сборник научных трудов «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа». – Севастополь: 2011. – Вып.25. – Том 1. – С. 220–227.

7. Доценко С.А., Тучковенко Ю.С. Одесский регион. Гидрологический режим и циркуляция вод (Глава 3.1) // Северо-западная часть Черного моря: биология и экология. – К.: Наукова думка, 2006. – С. 445–451.

8. *Руководство по химическому анализу морских вод.* – Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1993. – 204 с.

9. Доценко С.А. Сезонная изменчивость основных гидрологических параметров в Одесском регионе северо-западной части Черного моря // Сборник научных трудов «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа». – Севастополь: 2002. – Вып.1(6). – С. 47–57.

10. Афанасьев А.Н. Колебания гидрометеорологического режима на территории СССР. – М.: Наука, 1967. – 232 с.

11. Рубцова С.И., Егоров В.Н. Влияние абиотических факторов на численность нефтеокисляющих бактерий в прибрежных районах Черного моря // Экология моря – Севастополь: 2004. – вып.66. – С. 91-99.

12. Миронов О.Г. Биологические ресурсы моря и нефтяное загрязнение. – М.: Пищепромиздат, 1972. – 105 с.

13. Тучковенко Ю.С., Савин П.Т. Моделирование процессов самоочищения шельфовых вод от нефтепродуктов // Северо-западная часть Черного моря: биология и экология. – К.: Наукова думка, 2006. – С. 118–122.

14. Савин П.Т. Самоочищение морских вод от нефтепродуктов и вопросы регламентации их сброса в Азовское море и северо-западную часть Черного моря // Автореферат дисс.... канд. геогр. наук. – Новочеркасск, 1988. – 18 с.

15. Гаркавая Г.П., Богатова Ю.И. Сезонная изменчивость содержания биогенных веществ // Северо-западная часть Черного моря: биология и экология. – К.: Наукова думка, 2006. – С. 81–83.

**Міжрічна мінливість абіотичних характеристик і нафтового забруднення Одеського регіону північно-західної частини Чорного моря. Доценко С.А., Подпл'отна Н.Ф., Павлютіна Л.П.**

*У статті аналізуються міжрокові коливання вмісту нафтопродуктів у поверхневому шарі Одеського регіону північно-західної частини Чорного моря у зв'язку з такими ж коливаннями температури води, солоності, вмісту мінеральних форм азоту і фосфору і стоку р. Дніпро в період 1988-2012 рр..*

**Ключові слова:** Одеський регіон, нафтопродукти, біогенні речовини, температура води, солоність, стік річок.

**Inter-annual variability of the a biotic characteristics and oil pollution of the Odessa region north-west of the Black Sea. Dotsenko S., Podplotna N., Pavlyutina L.**

*The paper analyzes the inter-annual variability in oil content in the surface layer of the Odessa region north-west of the Black Sea in connection to the same variabilities in water temperature, salinity, mineral forms of nitrogen and phosphorus and the flow Dnieper in 1988-2012.*

**Key words:** Odessa region, oil, nutrients, water temperature, salinity, river flow.

С.А. Доценко<sup>\*</sup>, к.г.н., В.В. Адобовский<sup>\*</sup>, В.А. Никаноров<sup>\*\*</sup>

<sup>\*</sup>Одесский филиал Института биологии южных морей НАН Украины, г. Одесса

<sup>\*\*</sup>Одесский национальный университет им. И.И. Мечникова, г. Одесса

## ДИНАМИКА ВОД В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ОДЕССКОГО РЕГИОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

*В статье проанализированы результаты наблюдений течений летом 2009 г. и 2012 г. в прибрежной зоне Одесского региона северо-западной части Черного моря.*

*Ключевые слова:* Одесский регион, прибрежная зона моря, ветер, течения.

**Вступление.** Для полного представления о динамике вод Одесского региона северо-западной части Черного моря (СЗЧМ) катастрофически не хватает систематических натурных наблюдений. Особенно негативная ситуация сложилась в последние два десятилетия. В это время в районе прекращены рейдовые наблюдения, проводимые ранее силами МГС Одесса-порт и ГМБ Ильичевска. Не хватает, так же полноценных экспедиционных работ, в которых измерялось бы большинство гидрологических характеристик и, в частности, течений на всей площади региона. Тем не менее, Одесский филиал Института биологии южных морей НАН Украины (ОФ ИнБИОМ), по мере сил и возможностей, проводил в 1988–1999 гг. и 2005–2012 гг. такие гидрологические наблюдения в Одесском регионе СЗЧМ, в том числе, проводились измерения течений. Основные результаты этих наблюдений над течениями, с привлечением ретроспективных данных, проанализированы и опубликованы в ряде работ [1–4].

Цель данной статьи - проанализировать результаты измерений течений, выполненных сотрудниками ОФ ИнБИОМ летом 2009 г. и летом 2012 г. в прибрежной зоне моря, выявить основные особенности изменчивости прибрежных течений и сопоставить полученные результаты с результатами предыдущих исследований динамики вод Одесского региона СЗЧМ.

**Район исследований.** Одесский район – это акватория СЗЧМ, расположенная вдоль берега от м. Санжейский до м. Сычавский [2]. Наблюдения течений летом 2009 г. и летом 2012 г. проводились на рейдовых станциях в прибрежной зоне моря на постоянном полигоне «Биостанция» Одесского национального университета им. И.И. Мечникова (рис.1).

**Методы исследований.** Измерения течений на рейдовых станциях и обработка их результатов проводились по стандартной методике морских рейдовых наблюдений. Течения измерялись вертушками ВММ [5].

**Результаты исследований и их анализ.** В Одесском регионе СЗЧМ основными видами течений являются ветровые (дрейфовые) течения, вторичные ветровые течения, стоковые течения, градиентные течения и компенсационные течения. Совокупность этих видов течений создает сложную и изменчивую картину общей (результатирующей) циркуляции вод. За исключением стокового течения днепро-бугского или днестровского генезиса, в регионе не наблюдается других постоянных и периодических течений. Наблюдаются только временные течения, обусловленные внешними и внутренними силами, действующими в море в данное время. Как было показано ранее, из-за морфологических особенностей региона, наибольшей повторяемости северо-восточных ветров, вышеупомянутого стокового течения и преобладания термохалинной циркуляции циклонического типа, в Одесском регионе наиболее часто имеет место циклонический тип общей циркуляции вод. Таким образом, в прибрежной полосе моря

у западного берега региона, до изобаты 10 м преобладает южный вдольбереговой перенос вод [3].

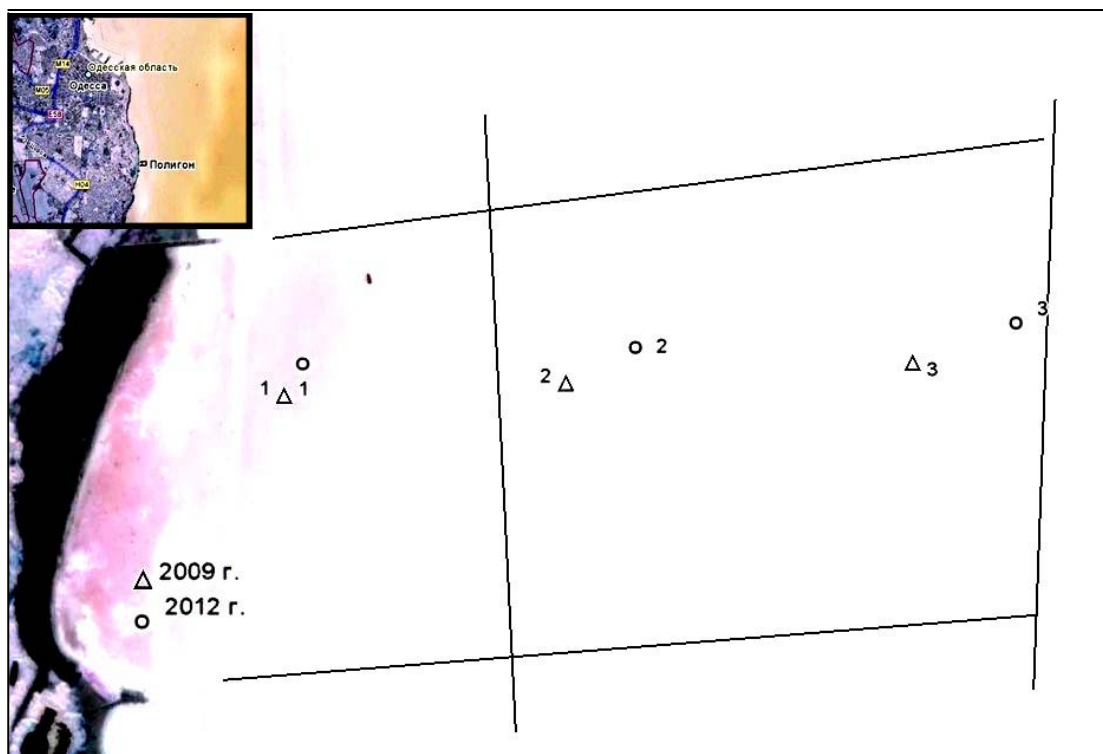


Рис.1 – Расположение рейдовых станций на полигоне в Одесском регионе СЗЧМ.

Результаты измерений течений на рейдовых станциях в 2009 г. приведены в табл.1. На ст.1, расположенной близко к берегу на глубине 3 м, во всех 3-х случаях наблюдались ветровые течения. Но, если 6.08.2009 г. и 12.08.2009 г. течение охватывало весь слой воды от поверхности до дна, то 26.08.2009 г. течение наблюдалось только в поверхностном слое, а у дна отсутствовало. На ст.2, расположенной дальше от берега на глубине 6 м, 6.08.2009 г. наблюдалось ветровое течение с одинаковым направлением и скоростью в поверхностном и придонном слое. В другие дни (12.08.2009 г. и 26.08.2009 г.) в придонном слое наблюдались компенсационные течения, противоположные поверхностным ветровым течениям. На ст.3, самой удаленной от берега и глубоководной, 26.08.2009 г. в придонном слое наблюдалось компенсационное течение, противоположное поверхностному ветровому течению. 6.08.2009 г. течение в придонном слое отклонялось от поверхностного в сторону берега на  $43^\circ$ . Наибольшие скорости течений были измерены 6.08.2009 г. на ст.2 и 3 в слое 0-6 м при слабом северо-восточном ветре. Это можно объяснить тем, что ветры северных румбов действовали постоянно не только в день измерений, но и накануне. В результате этого ветровые течения поверхностного слоя и имели такую существенную скорость.

Результаты наблюдений течений на рейдовых станциях в 2012 г. приведены в табл.2. В большинстве случаев на всех 3-х станциях наблюдались ветровые течения. Ветровой поток охватывал весь слой воды от поверхности до дна. Чем больше была скорость ветра, тем больше была скорость течения. С глубиной скорость уменьшалась, а направление немного отклонялось в сторону. Только однажды, 3.08.2012 г., на глубине 8 м наблюдалось течение восточного направления, которое, отчасти, можно считать компенсационным. У дна, в это же время, течений не было. Нелегко определить вид течений, измеренных 11.07.2012 г. В этот день, при слабом западном ветре,

наблюдались южные течения. Возможно, это вторичные ветровые течения или течения, возникшие в результате действия различных сил.

Таблица 1 – Течения на рейдовых станциях в 2009 г.

Дата	Станции	Горизонт, м	Направление	Скорость, см/с	Ветер	Вид течения
6.08.2009 г.	1	0	195°	12	СВ, 3 м/с	Ветровое
		3	175°	11		
	2	0	190°	33	СВ, 3 м/с	Ветровое
		6	193°	33		
	3	0	193°	33	СВ, 3 м/с	Ветровое
		5	180°	39		
9		230°	10	Компенсационное		
12.08.2009 г.	1	0	10°	11	Ю, 3 м/с	Ветровое
		3	10°	12		
	2	0	352°	19	Ю, 3 м/с	Ветровое
		6	170°	6		
	3	0	360°	26	Ю, 4 м/с	Ветровое
		5	80°	8		
9		-	0	Компенсационное		
26.08.2009 г.	1	0	330°	11	ЮВ, 4 м/с	Ветровое
		3	-	0		
	2	0	310°	7	ЮВ, 3 м/с	Ветровое
		6	150°	3		
	3	0	280°	4	В, 2 м/с	Ветровое
		5	300°	11		
9		140°	2	Компенсационное		

Наиболее интересный случай наблюдался 13.07.2012 г., когда на ст.3, при северном ветре скоростью 6 м/с, во всей толще воды наблюдалось северное течение. Причем, наибольшая скорость была измерена не в поверхностном слое, а на глубине 4 м. Как видно из табл.2, еще два дня до этого, 11.07.2012 г., на той же станции наблюдалось южное течение. Можно предположить, что такое же течение было и 12.07.2012 г., так как в этот день, так же, как и накануне, наблюдались западные ветры. Масса воды была отогнана в южную сторону, а 13.07.2012 г., несмотря на северный ветер, возникло обратное течение. Таким образом, можно определить это течение как вторичное ветровое.

Если взять все дни измерений 2009 г. и 2012 г., то наиболее часто (в 5-ти случаях из 8-ми) наблюдались ветровые течения южных направлений, возникавшие при северных ветрах.

**Выводы.** Результаты измерений течений, проведенных летом 2009 г. и летом 2012 г. на рейдовых станциях в прибрежной зоне моря у западного берега Одесского региона СЗЧМ, подтвердили результаты предыдущих исследований о преобладании в районе ветровых (дрейфовых) течений. Наблюдения показали, что ветровые течения в прибрежной зоне имеют большую временную изменчивость, обусловленную изменчивостью ветров. Тем не менее, несмотря на большую изменчивость, наиболее

часто здесь имеют место ветровые течения южных направлений. Эти выводы подтверждают результаты предыдущих исследований, свидетельствующих о том, что в Одесском регионе СЗЧМ преобладающим типом общей циркуляции является циклонический тип, при котором в прибрежной зоне моря у западного берега в верхнем слое наиболее часто наблюдается вдольбереговой перенос вод южного направления. В придонном слое, при этом, может возникать компенсационный перенос вод северного направления. Однако, в Одесском регионе велика вероятность и антициклонической общей циркуляции (особенно, в летний период). Тогда, в прибрежной зоне моря у западного берега в верхнем слое имеет место северный перенос вод, а в нижнем, придонном, – компенсационный южный перенос вод, что, также, подтверждают результаты проведенных исследований.

Таблица 2 – Течения на рейдовых станциях в 2012 г.

Дата	Станции	Горизонт, м	Направление	Скорость, см/с	Ветер	Вид течения
11.07.2012 г.	2	0	160°	6	З, 2 м/с	Вторичное ветровое (?)
		4	190°	8		
	3	0	160°	12	З, 2 м/с	Вторичное ветровое (?)
		4	150°	14		
13.07.2012 г.	3	0	350°	11	С, 6 м/с	Вторичное ветровое
		4	6°	22		
		8	350°	5		
		11	10°	7		
3.08.2012 г.	3	0	190°	10	СВ, 2 м/с	Ветровое
		4	150°	6		
		8	90°	4		Компенсационное
		11	-	0		
6.08.2012 г.	1	0	180°	6	С, 2 м/с	Ветровое
		4	180°	1		
	2	0	170°	11	С, 2 м/с	Ветровое
		4	175°	9		
		8	150°	5		
	3	0	150°	14	СЗ, 2 м/с	Ветровое
4		165°	6			
21.08.2012 г.	2	0	162°	26	С, 8 м/с	Ветровое
		4	170°	21		
		8	190°	4		
	3	0	170°	34	ССЗ, 8 м/с	Ветровое
		4	200°	11		
		8	230°	6		
		11	217°	7		

К, сожалению, проведенные наблюдения, носящие локальный в пространстве и ограниченный во времени характер, не дают возможности, выявить градиентные и стоковые течения и оценить их вклад в общую циркуляцию вод района. Для



определения таких течений требуются масштабные пространственно-временные исследования, не осуществимые в настоящее время по объективным причинам.

### Литература

1. Доценко С.А., Рясинцева Н.И., Савин П.Т., Саркисова С.А. Специфические черты гидрологического и гидрохимического режимов и уровень загрязнения прибрежной зоны моря в районе г. Одессы // Сб. трудов МГИ «Исследование шельфовой зоны Азово-Черноморского бассейна». – Севастополь: 1995. – С. 31–43.
2. Доценко С.А. Сезонная изменчивость основных гидрологических параметров в Одесском регионе северо-западной части Черного моря // Сборник научных трудов «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа». – Севастополь: 2002. – Вып.1(6). – С. 47–57.
3. Доценко С.А., Тучковенко Ю.С. Одесский регион. Гидрологический режим и циркуляция вод (Глава 3.1) // Северо-западная часть Черного моря: биология и экология. – К.: Наукова думка, 2006. – С. 445–451.
4. Доценко С.А., Адобовский В.В. Аномальные гидрологические явления в Одесском районе северо-западной части Черного моря в первой половине 2010 г. // Сборник научных трудов «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа». – Севастополь: 2011. – Вып.25. – Том 1. – С. 228–233.
5. *Наставление* гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 9. (Часть I. Прибрежные наблюдения). – Л.: Гидрометеиздат, 1948. – 264 с.

**Динаміка вод у прибережній зоні Одеського регіону північно-західної частини Чорного моря.**

**Доценко С.А., Адобовський В.В., Ніканоров В.О.**

*У статті проаналізовані результати спостережень течій влітку 2009 р. і 2012 р. у прибережній зоні Одеського регіону північно-західної частини Чорного моря.*

**Ключові слова:** *Одеський регіон, прибережна зона моря, вітер, течії.*

**Water dynamics in the coastal zone of the Odessa region north-west of the Black Sea.**

**Dotsenko S., Adobovsky V., Nikanorov V.**

*The paper analyzes the results of observations of currents of the summer 2009 and 2012 in the coastal zone of the Odessa region north-west of the Black Sea.*

**Key words:** *Odessa region, coastal zone, wind, currents.*