

Номер 10

2012

ISSN 0130-2914

# УКРАЇНСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

Головний редактор  
С. М. Степаненко



1932—2012

**80 років ОДЕКУ**



Український гідрометеорологічний журнал

Науковий журнал

Номер 10, 2012 р.

Рекомендовано до друку Вченою радою Одеського державного екологічного університету  
Протокол № 6 від 26.06.2012 р.

Головний редактор С. М. Степаненко

**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, УкрНДПГМІ; 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. Лосва, д-р географ. наук, проф., УкрНЦЕМ; П. Д. Ломакін, д-р географ. наук, Морський гідрофізичний інститут НАН України; 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, УкрНДПГМІ; О. Б. Полоцький, 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*

Український гідрометеорологічний журнал: Науковий журнал / Голов. ред. С. М. Степаненко. — Одеса: Екологія, 2012. — № 10. — 250 с.

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

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

Видання зареєстровано в Державному комітеті інформаційної політики, телебачення та радіомовлення України.  
Реєстраційне свідоцтво серія КВ № 9687 від 21.03.2005 р.

Адреса редакційної колегії:  
м. Одеса, 65016, вул. Львівська, 15,  
Одеський державний екологічний університет,  
тел. (0482) 32-67-45

## ЗМІСТ

<i>Степаненко С.М., Сербов М.Г., Тучковенко Ю.С., Польовий А.М., Бубнов І.В.</i> Одеському гідрометеорологічному інституту - Одеському державному екологічному університету - 80 років.....	....5
---	-------

### Розділ 1. ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ МОНІТОРИНГУ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА

<i>Бургаз О.А., Гарабажій Т.А.</i> Забруднення атмосфери над територією Європи формальдегідом.....	....20
--	--------

### Розділ 2. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

<i>Івус Г.П., Хоменко Г.В., Семергей-Чумаченко А.Б., Гурська Л.М.</i> Метеорологічні та синоптичні умови забруднення атмосферного повітря міста Одеса.....	....28
<i>Вельмискин Д.И., Пустовит Т.М.</i> Тенденции развития методов измерения параметров антенн МРЛ.....	....36
<i>Грушевский О.Н., Мищенко Н.М.</i> О некоторых физических механизмах эволюции блокирующего антициклона в период формирования аномальных погодных условий летом 2010 года.....	....41
<i>Бургаз О.А.</i> Особливості взаємозв'язків полів загального вмісту озону та циркуляційних процесів у стратосфері західного сектора південної півкулі....	....50
<i>Семенова И.Г.</i> Метеорологические и синоптические условия засухи в Украине осенью 2011 г.....	....58
<i>Єрмоленко Н.С., Хохлов В.М.</i> Порівняння просторово-часових характеристик посух в Україні на початку та наприкінці ХХ сторіччя.....	....65
<i>Мансарлийский В.Ф.</i> Мультифрактальный анализ временных рядов индексов Североатлантического и Южного колебаний и вихревой кинетической энергии в средних и тропических широтах.....	....73

### Розділ 3. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ

<i>Божко Л.Ю., Барсукова О.А.</i> Моделювання процесу формування агроекологічного рівня потенційного урожаю озимої пшениці на півдні України....	....78
<i>Ляшенко Г.В.</i> Изменение зональной границы размещения виноградных насаждений при учете мезо- и микроклимата.....	....86
<i>Дронова О.О.</i> Вплив змін клімату на динаміку вологозабезпеченості в Україні....	....95



#### Розділ 4. ГІДРОЛОГІЯ СУШІ ТА ГІДРОЕКОЛОГІЯ

<i>Гопченко Є.Д., Бояринцев Є.Л., Овчарук В.А., Сербов М.Г.</i> Розробка науково-методичної бази для визначення зон затоплення від дощових паводків в басейні р.Дністер (на прикладі Жидачівського району Львівської області).....	....106
<i>Обухов Є.В.</i> Каховському водосховищу – 55 років.....	....116
<i>Алексеев В.Р., Бояринцев Е.Л., Гопченко Е.Д., Кирилюк Р.В.</i> Влияние гидрометеорологических факторов на динамику размеров Анмангындинской наледи.....	....126
<i>Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірзанова Ж.Р.</i> Зміни гідрометеорологічних характеристик весняного водопілля на рівнинних річках України.....	....133
<i>Даус М.Є., Яров Я.С.</i> Особливості гідрохімічного режиму річки Барабой.....	....143
<i>Обухов Є.В.</i> Надгранично недопустимі концентрації забруднювальних речовин в стічних водах басейнів основних українських річок.....	....153
<i>Гопченко Є.Д., Романчук М.Є.</i> Удосконалення розрахункової схеми формування максимального стоку з елементарних водозборів А.М. Бефані.....	....158
<i>Гребінь В.В., Лук'янець О.І., Ткачук І.І.</i> Оцінка можливості оперативного прогнозування дощових паводків на річках басейнів Прута та Сірету.....	....164
<i>Сербов Н.Г., Сухарев Д.Е., Балан А.К., Дудинов А.А.</i> Многофакторное системное моделирование экстремально высоких паводков и временных флуктуаций концентраций загрязняющих веществ (фосфатов) в речной воде.....	....176
<i>Бардан С.И., Сербов Н.Г., Корнеева Г.А.</i> Формы гидролитической активности водной среды и закономерности ее формирования в зимний сезон на примере Печорского моря.....	....181
<i>Яров Я.С.</i> Екологічна оцінка якості води річки Барабой за відповідними категоріями.....	....195

#### Розділ 5. ОКЕАНОЛОГІЯ ТА МОРСЬКЕ ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ

<i>Суховой В.Ф., Рубан И.Г., Ибришим А.Н.</i> О водообмене Черного моря со Средиземным и скоростях течений в проливе Босфор.....	....207
<i>Ллюшин В.Я.</i> Картографування донних ґрунтів мілководної морської акваторії. Проблеми і результати досліджень.....	....216
<i>Доценко С.А., Подплетная Н.Ф., Секундяк Л.Ю., Павлова Е.А.</i> Загрязнение донных осадков Одесского района северо-западной части Черного моря нефтепродуктами и тяжелыми металлами.....	....230
<i>Сахненко О.И.</i> Результаты комплексного моделирования ветрового волнения и ветро-волновой циркуляции вод в Керченской бухте при черноморском потоке через пролив.....	....239

УДК 378:4:52 (477.74-25)

**С.М. Степаненко**, *д.ф.-м.н., проф.*, **Сербов М.Г.**, *к.г.н., доц.*, **Ю.С. Тучковенко**, *д.г.н., проф.*, **А.М. Польовий**, *д.г.н., проф.*, **І.В. Бубнов**, *к.і.н., доц.*  
*Одеський державний екологічний університет*

## **ОДЕСЬКОМУ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНОМУ ІНСТИТУТУ – ОДЕСЬКОМУ ДЕРЖАВНОМУ ЕКОЛОГІЧНОМУ УНІВЕРСИТЕТУ – 80 РОКІВ**

Бурхливий розвиток Гідрометеорологічної служби України наприкінці 20-х – на початку 30-х рр. ХХ ст. вимагав відповідного кадрового забезпечення, тобто невідкладного вирішення питань організації і подальшого розвитку гідрометеорологічної освіти і науки. *Відповідаючи на цю гостру потребу в спеціалістах-гідрометеорологах, союзний і республіканський уряди прийняли постанови про створення московського і харківського спеціалізованих ВНЗ. Так була заснована система вищої гідрометеорологічної освіти в СРСР.*

У відповідності з Постановою РНК УСРР від 21 квітня 1932 р. № 22/742 був заснований **Харківський інженерний гідрометеорологічний інститут (ХІГМІ)** у складі ГІМЕКОМУ України.

Про оголошений ГІМЕКОМом України 3 травня 1932 р. набір студентів до ХІГМІ повідомила 14 травня преса столиці. 25 травня закінчувався цей набір студентів для 1-го курсу денної і вечірньої форм навчання в ХІГМІ на такі **факультети**: 1) **метеорології і кліматології** для підготовки інженерів-метеорологів і кліматологів; 2) **гідрології річок і гідрогеології** для підготовки інженерів-гідрологів і гідрогеологів; 3) **океанографічний** – інженерів-гідрологів моря.

Навчальні заняття в новому вищому навчальному закладі – ХІГМІ – почалися 6 червня 1932 р. У жовтні 1932 р. проведено другий набір студентів (тоді заняття відбувалися впродовж всього року).

Протягом першого навчального року було укомплектовано професорсько-викладацький склад з 35 осіб і сформовано структуру гідрометінституту. *ХІГМІ став інститутом союзного підпорядкування і другим після Московського (заснованого в липні 1930 р.) ВНЗ такого профілю; крім них тоді в світі не було спеціальних вищих навчальних закладів по підготовці фахівців з гідрометеорології.*

Саме специфіка нового профілю підготовки обумовлювала складнощі становлення Харківського інженерного гідрометеорологічного інституту. Про те, як це було нелегко, свідчить сам факт зміни впродовж першого навчального року двох директорів ХІГМІ – **О.Г. Кудінова** і **В.О. Казанського**. Перший директор О.Г. Кудінов (географ) взявся за справи інституту з великим душевним піднесенням. Незабаром директором став В.О. Казанський, наприкінці 1932 р. В.О. Казанський передав керівництво інститутом своєму заступнику – **Богатиру Т.К.**

З моменту заснування інституту в ньому працювали: М.М. Акимович – доцент-метеоролог, Д.К. Педаєв – професор-кліматолог, Я.Т. Ненько – професор-гідролог, П.А. Соловійов – професор-математик, П.М. Дармостук – професор-математик, Н.К. Софотеров – доцент-геофізик, М.П. Чеботарьов – доцент-гідролог, П.Л. Томашевич – доцент-кліматолог та багато інших. Кожен з них зробив неоціненний внесок в становлення і розвиток інституту.

У 1934 р. в ХІГМІ вже були створені обладнані навчальні кабінети і бази. На 2-х факультетах (гідрологічному і метеорологічному) навчалось 314 студентів; професорсько-викладацький склад налічував 43 особи: професорів – 13, доцентів – 10, викладачів і асистентів – 20, адміністративно-господарський і технічний персонал – 28 осіб. За станом на 1 січня 1937 р. інститут мав навчальних приміщень корисної площі 800 кв.м, на якій навчалось 389 студентів, і гуртожиток житлової площі 776 кв.м.

В 1934р. директор інституту Т.К. Богатир очолив ГУЄГМС УСРР. Директором же ХІГМІ став **А.Т. Солодовников**. З 1937р. аж до 1942р. пост директора ХІГМІ займав **С.П. Заулошнов**.

У 1937р. в інституті відбулася знаменна подія – в два випуски (весняно-літній та осінній) дипломи про закінчення ХІГМІ одержали перші 144 чол. Ці випускники були першими спеціалістами-гідрологами, гідрогеологами, метеорологами, кліматологами, підготовленими нашим ВНЗ. Першовипускники інституту відчутно поповнили оперативні і наукові установи ГМС СРСР. Випускники ХІГМІ обслуговували метеорологічними даними і прогнозами експедиційні кораблі і криголами Арктики, експедицію на дрейфуючій в кризі станції “СП-1” (1937-1938) та ін. За обслуговування метеоінформацією авіації і флоту під час зняття Папанінської експедиції з крижини випускників ХІГМІ **С.К. Авербуха** і **Б.І. Алєйнича** у 1938 р. було нагороджено орденом “Знак Пошани”.

З 1938 р. при ХІГМІ почала підготовку науково-педагогічних кадрів **аспірантура**. Після складення вступних іспитів аспірантами стали: з **аерології** – В.О. Зайченко і Г.П. Дубинський (науковий керівник – професор В.А. Ханевський); із **синоптичної метеорології** – Р.С. Голубов і Ю.І. Соколовський (науковий керівник – доцент Т.Г. Акімович); з **гідрології** – Г.П.Калінін і А.М.Чорний (науковий керівник – професор Я.Т. Ненько).

Наприкінці 30-х рр. ХІГМІ ще належав до невеликих ВНЗ, в якому навчалось близько 500 студентів, але в ньому працював чудовий професорсько-викладацький колектив. Інститут мав добре технічно оснащені лабораторії, кабінети, навчальні і виробничі бази, прекрасну бібліотеку. Тому до початку війни ХІГМІ щорічно визнавався одним із кращих ВНЗ України.

Після початку війни в червні 1941р. всю Гідрометслужбу в країні перевели до складу Збройних Сил. Весь чоловічий контингент інституту став проходити воєнно-мобілізаційний відбір через військовий комісаріат. Придатних до стройової служби студентів переведено з ХІГМІ до Вищого військового гідрометеорологічного інституту (ВВГМІ), щойно створеного на базі Московського гідрометеорологічного інституту (МГМІ) та ХІГМІ. Решта студентів і співробітників ХІГМІ організовано працювала на збиранні врожаю, на будіванні оборонної лінії, в пожежних дружинах, у військових госпіталях тощо. Незважаючи на воєнні події, 1941-1942 навчальний рік почався, як завжди, 1 вересня. Невдовзі за розпорядженням Головного Управління Гідрометслужби всі заняття в інституті припинили. Інститут почав готуватися до евакуації.

За планом евакуації інститут чекав свого відправлення в Башкирію – до залізничного вузла Белебея. Директор інституту С.П. Заулошнов одержав розпорядження особисто виїхати з Харкова, щоб завчасно підготувати приміщення для роботи інституту в умовах евакуації. Керівництво евакуацією інституту було доручено аспіранту (і викладачу) Г.П. Дубинському.

Нарешті інститут дочекався своєї черги від'їзду з Харкова. Але ворог вже підходив до міста. Надвечір 19 жовтня Г.П. Дубинський одержав посадкові талони для професорсько-викладацького складу в останній ешелон, який виходив з міста.

Група з 9 викладачів і 25 студентів на чолі з Г.П. Дубинським, яка отримала посадкові талони, не мала можливості евакуювати інститутське устаткування, майно. Таким же чином, на жаль, згинув весь архів інституту.

Інститутська група викладачів і студентів на чолі з Г.П. Дубинським прибула до Ашхабада в кінці листопада. Через півтора тижні самостійно добралися до Ашхабада ще декілька викладачів і студентів.

Уряд Туркменської РСР і Туркменське Управління ГМС надали всім евакуйованим притулок, виділили приміщення і допомогли коштами, технічним оснащенням, підручниками, посібниками для нормальної роботи інституту, сприяли розширенню складу викладачів і збільшенню набору студентів.

1 січня 1942 р. почалися заняття на всіх курсах гідрометеорологічного інституту, крім першого; тоді вже налічувалося майже 50 студентів. Навчальний процес інститут проводив у приміщеннях метеорологічної обсерваторії “Ашхабад-1”, розташованій на відстані 8 км від міста серед барханів піщаної пустелі Каракуми.

Наказом ректора С.П. Заулошнова від 17 січня 1942 р. на перший курс зараховано 43 особи, а на другий – 13 осіб.

Підготовка спеціалістів гідрометеорологічного профілю мала важливе значення для забезпечення бойових дій Червоної Армії, тому наш інститут на початку 1942 року був підпорядкований Головному управлінню Гідрометслужби Червоної Армії та отримав назву “Харківський гідрометеорологічний інститут Червоної Армії (ХГМІ ЧА)”.

Поступово збільшувався педагогічний колектив інституту. Викладацькими кадрами з метеорології інститут в основному забезпечувався. Це були: евакуйовані доценти І.В. Бут і П.Л. Томашевич, викладачі (майбутні вчені) Г.П. Дубинський і В.О. Зайченко, запрошені з Московського державного університету професори Б.П. Алісов і І.П. Астапович, доценти Маркушевич, Вількен, з Туркменського Управління ГМС – В.Г. Синютін та ін. Явно не вистачало гідрологів; спочатку лекції з цієї науки читали викладачі (майбутні вчені) Г.П. Калінін і М.І.П’ятак, а практичні заняття проводила викладачка Л.Г. Котлярова; згодом кадри гідрологів інституту поповнилися доцентами А.М. Басіним і В.В. Аристовським. Фізико-хіміко-математичні науки в інституті викладали доцент Я.М. Фогель, асистенти К.С. Гаргер, І.Г. Вітензон, Р.Л. Штейн. Пізніше в педагогічний колектив інституту влилися І.Г. Лютерштейн, І.Ф. Бурлай, В.А. Бауман, В.В. Торлецька і Г.М. Мирак’ян.

У травні 1942р. новим директором ХГМІ призначено начальника метеорологічного факультету Вищого військового гідрометеорологічного інституту (евакуйованого до Ленінабада Таджикиської РСР) доцента *Грінвальда Давида Ісаковича*, а заступником директора з навчальної і наукової роботи – доцента В.В. Аристовського.

Невдовзі нова дирекція ХГМІ змогла добитися майже повної злагожденості в організації навчального процесу і значного покращення побутових умов всього колективу інституту. Так, зокрема, замість приміщення метеорологічної обсерваторії “Ашхабад-1” інституту надали окремих навчальний корпус у центрі міста, де було розташовано аудиторії, лабораторії, їдальню.

Вже до кінця 1942р. ХГМІ підготував два (6-й і 7-й) прискорені випуски спеціалістів. З кожним наступним роком кількість підготовлених інституту спеціалістів помітно збільшувалася. Контингент студентів досяг 300 осіб. Всього за період перебування в Ашхабаді ХГМІ випустив більше 250 дипломованих спеціалістів. Більшість з них поповнили гідрометеорологічні підрозділи Збройних Сил і працювали безпосередньо у прифронтових зонах. Адже для забезпечення потреб фронту тоді були створені гідрометеослужби різних родів наземних військ, надводних, підводних і військово-повітряних сил. Функціонували пересувні гідрометеовідділення, радіометцентри, метеостанції аеродромного обслуговування, фронтові гідрометеостанції і т.д. За свою повну хоробрість і доблесті ратну працю випускники ХГМІ нагороджені орденами і медалями; їх славні справи відображені в хроніці воєнних днів, у воєнно-історичній літературі.

Достойні особливого захоплення ті **випускники ХГМІ, які, виявляючи мужність, відвагу на війні, пройшли з перших і до останніх її днів**, а в подальшому ще й стали відомими вченими – докторами наук, професорами: О.М. Раєвський, І.М. Безуглий, М.Х. Байдал, А.В. Ткаченко, Г.Ф. Прихотько, І.А. Забабурін та ін. Весь тягар фронтового життя винесли на своїх плечах випускниці інституту А.С. Семененко, Л.В. Єременко, Л.Г. Онуфрієнко, К.С. Якімова, В.С. Навроцька та ін. Разом із фронтами, що громили німецько-фашистські групи армій і звільняли від них рідну землю, тримали курс на захід з пересувними гідрометеостанціями, а також відновлювали гідрометеорологічну систему не тільки на території своєї країни, а й тих країн, які



визволяли, такі випускники ХІГМІ: В.Н. Визольмирський, А.А. Дудко, М.В. Димський, Л.Б. Жеребицький, І.А. Забабурін, Л.І. Козаков, А.К.Козаченко, П.М. Костенко, А.В. Машенко, А.Ф. Муленко, М.А. Разгон, В.А. Романенко, М.Ф. Сільченко, І.В. Тюпа, Г.Л. Тютюнник та ін. Багато випускників ХІГМІ очолювали крупні підрозділи Гідрометеослужби і закінчили Велику Вітчизняну війну з військовими званнями підполковників і полковників: В.Г. Холкін, М.І. Бровкін, І.М. Безуглий, Г.І. Коган-Белецький, Л.І. Козаков, Г.Л. Тютюнник, М.М. Іоффе, Г.І. Гоголь, Ю.І. Щербина, Г.Г. Черкащенко, І.Ф. Тутов та ін.

**Загинули в боях смертю хоробрих–випускники інституту:** Ю.Белан, В.Макушенко, І.Сергієнко, В.Ізотов, П.Плюйко, М.Левинський, Л.Самохвалов, В.Пшеничний, М.Лашенко, Л.Митленко, В.Зорін, Б.Тигранянц; *добровольці-третьокурсники:* Л.Бруклішевський, С.Аленбах, М.Глянцев.

Перебуваючи в Ашхабаді у грізну пору війни, ХІГМІ зміг, наскільки було можливо, поновити свої науково-творчі сили, створити навчально-практичну базу і з честю виконувати своє завдання по підготовці унікальних кадрів для країни. Начальник ГУГМС ЧА бригадний воєнінженер Є.К. Федоров високо оцінив роботу невеликого колективу викладачів ХІГМІ ЧА на потреби забезпечення бойових дій по розгрому ворога у Великій Вітчизняній війні. У виданому ним наказі № 599 від 23 грудня 1942 р. *«за успешное проведение приёма студентов на 1-й курс и старшие курсы института, проделанную работу по восстановлению института»* оголошена подяка і премійовані викладачі та директор.

Самовіддана праця колективу інституту була відзначена в Указі Президії Верховної Ради СРСР від 19 червня 1943 р. Цим Указом Президії Верховної Ради СРСР група працівників Гідрометслужби ЧА була нагороджена орденами і медалями *«за гидрометеорологическое обеспечение Красной Армии и Военно-Морского Флота»*, в тому числі і директор ХІГМІ ЧА Д.І. Грінвальд – медаллю *«За трудовую доблесть»*.

9 липня 1944р. РНК СРСР прийняла Постанову № 844/221с, одним із пунктів якої було *«О перебазировании Харьковского гидрометеорологического института из г.Ашхабада в г.Одессу с переименованием его в Одесский гидрометеорологический институт и с предоставлением ему помещений для учебного корпуса и общежития на 400 человек»*. Постанова РНК СРСР зобов'язувала відповідні місцеві органи влади посприяти перебазуванню інституту з м. Ашхабада до м. Одеси.

Колектив інституту ретельно готувався до реевакуації; всіх студентів, які проходили виробничу практику, викликали до інституту. Варто зазначити, що за той же короткий термін підготовки до реевакуації група студентів, очолювана доцентом Г.М. Мирак'яном, на Ашхабадському склозаводі змогла заробити 1000 кв.м скла для ремонту інститутських приміщень в Одесі. У липні 1944р. ректор Д.І. Грінвальд від'їхав до Одеси, де йому було запропоновано для навчального корпусу інституту пошкоджену снарядами будівлю колишньої школи на вулиці Ботанічній, 4 (нині проспект Гагаріна) і декілька приміщень для гуртожитку студентів та квартир викладачів і співробітників.

Інститутський ешелон відправився із Ашхабада 6 вересня 1944р., а вже 29 вересня понад 320 осіб – студентів, викладачів, співробітників, а також небагате обладнання інституту і вантажна машина товарним потягом в 23 вагони на чолі з начальником ешелону В.О. Зайченком прибули до Одеси. 1 листопада 1944 р. в ОГМІ на дві зміни почалися заняття студентів всіх курсів. Тоді в колективі інституту налічувалося майже 500 студентів і більше 30 викладачів.

В Одесі інститут по суті відроджувався знову. Напружена робота всього колективу по відродженню інституту була відзначена – 20 серпня 1945 р. за наказом №360



начальника ГУГМС ЧА генерал-майора Героя Радянського Союзу Є.К. Федорова “за велику і добре організовану роботу у справі підготовки спеціалістів під час Великої Вітчизняної війни” групі викладачів ОГМІ була оголошена подяка і видана грошова премія.

Влітку 1945р. інститут здійснив перший в Одесі випуск спеціалістів-метеорологів та інженерів-гідрологів. Якщо в подальшому на перші курси проводилися звичайні набори студентів, то на старші курси ще продовжували повертатися фронтовики. Саме тоді прийшли в інститут: Ф. Гришачов (авіатехнік прославленої ескадрильї «Нормандія-Неман»), М. Шульга (яка чудом залилася живою, коли фашисти винесли їй смертний вирок), Є. Пинченко, В. Шляхов, Г. Кановей, В. Чехунов, С. Кошинський, В. Мінервін, С. Богусловський, О. Прусенков, А. Руднев, А. Мельник, І. Лизлов, В. Кочнев, О. Богатко, М. Гоптарьов, О. Шереметєвська, Є. Собченко, А. В’юник, М. Аксарін, З. Халевицький та ін. Майже всі вони після закінчення ОГМІ з часом стали відомими вченими, лауреатами державних премій або керівниками крупних підрозділів Гідрометеорологічної служби країни.

Протягом 1945-1946 рр. ОГМІ відновив роботу аспірантури. Першими післявоєнними аспірантами стали В.Є. Іванов (в подальшому – академік), Е.А. Бурман, М.І. Булеєв, В.Є. Вид. Невдовзі до аспірантури поступили Б.І. Слободов, Т.В. Одрова, В.С. Навроцька, К.В. Голуб; поновили навчання довоєнні аспіранти Л.М. Кравцова і Г.І. Перельот. У аспірантів немало часу займала викладацька робота. Керували аспірантами доценти П.С. Богданов, І.В. Бут, Т.Г. Акімович, П.Л. Томашевич, Ф.А. Белецький та ін.

У ті роки співробітники ОГМІ вступали також до аспірантури інших науково-дослідних установ гідрометеорологічного профілю: Л.М. Гутман, С.А. Машкович та ін. були прийняті до відділу динамічної метеорології Центрального інституту прогнозів (ЦІП), С.М. Шметер, Є.І. Варле, В.Є. Мінервін, В.І. Шляхов та ін. – до Центральної аерологічної обсерваторії (ЦАО) Гідрометеослужби СРСР.

У перші післявоєнні роки Одеський гідрометеорологічний інститут швидко розвивався і невдовзі в ньому все нормалізувалося: придбали меблі, устаткували спеціалізовані кабінети, синоптичний архів, відкрили навчальне бюро погоди, створили навчальні бази. Першою навчальною базою стала метеорологічна станція, створена за ініціативою П.Л. Томашевича біля інституту на вул. Ботанічній (пізніше переведена в селище Чорноморку); першим начальником цієї станції була *Н.К. Миротворська*. Тоді ж на узбережжі Чорного моря, в Отраді, була заснована геофізична лабораторія, її перший керівник – *О.С. Прусенков*, а в селі Маяки на Дністрі – гідрологічна станція, яку очолив *Ф. Захаров*. Пожвавилася науково-дослідна робота на кафедрах, регулярно працювали студентські наукові гуртки, які розробляли цікаві теми: про засоби боротьби з ерозією ґрунту, проблеми Каспію, прогнози небезпечних явищ погоди, вікові зміни клімату та ін.

У 1948 р. в ОГМІ відкрілося агрометеорологічне відділення і на 50 осіб збільшився набір студентів. Того ж року за розпорядженням Уряду колишні шкільні приміщення поверталися їх власникам. Інституту виділено напівзруйновану будівлю на вулиці Чкалова, 2-а (нині Велика Арнаутська), доручено відбудувати її і переселитися туди. Відбудова цього корпусу, а також будівництво гуртожитку на вулиці Гамарника 5, спортивно-оздоровчого табору в провулку ім. Ернста Кренкеля велося за безпосередньою участю студентів та викладачів.

Завдяки самовідданій праці студентів і викладачів, 1949-1950 навчальний рік в ОГМІ почався 1 вересня в тільки що відбудованому для себе корпусі. Після цього інститут ще помітніше прискорював свій розвиток. Збільшувалися контингент студентів і професорсько-викладацький склад інституту.

Якщо в ОГМІ і раніше навчалася певна кількість студентів-іноземців, то з 1951 р. він вже став систематично готувати спеціалістів для зарубіжних країн.

У квітні 1952 р. ОГМІ очолив **Г.Л. Кобус**. Ректорську посаду і посаду завідувача кафедри фізики він беззмінно обіймав до червня 1970 р.

У 1954р. в ОГМІ *було створено заочний факультет* і збільшено набір студентів на 100 осіб. Також було проведено переформування і зміцнення ряду кафедр. Так, із малих двох кафедр – метеорології й кліматології та синоптичної метеорології й аерології організовано кафедру метеорології й аерології, яку очолив доцент, а згодом доктор наук, професор Е.А. Бурман.

З 1955 р. більш помітно розширювалися навчальні бази інституту: на березі Чорного моря – в Отраді, на р. Дністр – в селі Маяки, засновано нову – в селищі Чорноморка (сюди переведена метеорологічна станція). Тоді ж був введений в дію гуртожиток №1 (вулиця Семінарська, 1). У наступні роки поступово розгорталося будівництво спортивно-оздоровчого табору.

У червні 1958р. Президія Академії наук УРСР організувала координаційну комісію з проблеми активних впливів на атмосферні процеси, маючи на меті боротьбу із засухою, до вирішення якої залучила й ОГМІ. В інституті для цього спеціально створили проблемну науково-дослідну лабораторію по вивченню теплих туманів і методів активних впливів на них; очолювала проблемну лабораторію кандидат фізико-математичних наук, доцент Є.М. Овчинникова. З провідних вчених, що представляли спеціальні кафедри, сформувалася науково-дослідна група; тоді ж був *заснований і науково-дослідний сектор*. В інституті стали розроблятися цікаві теоретичні і прикладні питання геофізики, гідрології, агрометеорології, радіометеорології.

У 1963р. ОГМІ у черговий раз довелося прилаштовуватися до зміни адреси основного навчального корпусу - вулиця Кірова, 106 (нині вулиця Базарна). При цьому помітно збільшилися навчальні площі інституту. Того ж року в новому корпусі була встановлена ЕОМ «Урал-1» - одна з перших в Одесі. Вона активно використовувалася у навчальному процесі; у викладачів же з'явилася можливість за допомогою ЕОМ вирішувати важливі наукові проблеми. У цей час в ОГМІ на 14 кафедрах працювало майже півтораєста викладачів, половина з них мала науковий ступінь доктора чи кандидата наук. Саме їх працею інститут заслужив авторитет як у своїй країні, так і за її межами.

У 1966-1967 рр. в ОГМІ навчалася 1708 студентів, в тому числі 800 – на заочному факультеті і 49 – іноземців. Навчання аспірантів проводилося на профільних кафедрах та кафедрах вищої математики, фізики і хімії. У 1967 р. в інституті навчалася 26 аспірантів, з них 10 – без відриву від виробництва. Значна увага приділялася підготовці кадрів для гідрометеорологічних служб країн Європи, Азії, Африки і Латинської Америки.

Випускники ХІГМІ-ОГМІ у той час працювали в системі Гідрометслужби України та інших республік або займалися науковою і педагогічною роботою та з часом займали провідні посади. Так, серед багатьох з них: М.М. Аксарін – начальник УГМС Узбецької РСР; А.О. Гломозда – начальник УГМС Білоруської РСР; доктор фізико-математичних наук, професор М.І. Булеєв – директор Українського фізико-технічного інституту, член-кореспондент (пізніше академік) АН України; доктор фізико-математичних наук, професор Л.Н. Гутман керував лабораторією в Сибірському філіалі АН СРСР; доктор географічних наук, професор, член-кореспондент АН СРСР Калінін Г.П. завідував кафедрою гідрології в Московському державному університеті ім. М.В. Ломоносова; доктор географічних наук, професор К.Т. Логвинов – директор УкрНДГМІ; доктор географічних наук, професор Л.Г. Онуфрієнко – заступник директора УкрНДГМІ; доктор географічних наук, професор Г.Ф. Прихотько і кандидат географічних наук, доцент

Г.І. Перельот – організатори в УкрНДГМІ колективних досліджень з активних впливів на атмосферні процеси – перед серединою 60-х рр. у розквіті сил пішли із життя випускники ХІГМІ; А.І. Макаренко – директор Харківського гідрометеорологічного технікуму, В.І. Шляхов – заступник директора Центральної аерологічної обсерваторії (ЦАО) Гідрометслужби СРСР та ін.

Восени 1967р. в ОГМІ була відкрита спеціалізація з активних впливів на атмосферні процеси і радіолокації, а також створена відповідна лабораторна база.

У другій половині 60-х рр., як і раніше, успішно здійснювали навчальний процес і проводили науково-дослідну роботу в ОГМІ кандидат географічних наук, доцент (пізніше доктор географічних наук, професор) О.Г. Іваненко – проректор з навчальної і наукової роботи; доктор географічних наук, професор О.М. Раєвський – завідувач кафедри загальної і прикладної кліматології; кандидат географічних наук, доцент Н.І. Синицина – завідувачка кафедри агрометеорології; кандидат географічних наук, доцент Є.В. Терентьев – завідувач кафедри моделювання і гідропрогнозів, згодом – проректор і ректор; кандидат географічних наук, доцент (згодом доктор географічних наук, професор) Е.А. Бурман – завідувач кафедри загальної метеорології; доктор географічних наук, професор М.П. Леонов – завідувач кафедри синоптичної метеорології та ін. *Майже половина всього професорсько-викладацького складу ОГМІ були його випускниками.*

В ОГМІ протягом 60-х рр. було виконано ряд важливих наукових досліджень. Ретельно вивчалися радіаційні аспекти клімату (П.Г. Богданов, Ф.А. Белецький), синоптичні умови сильних вітрів (І.В. Бут), цикло- і антициклогенезу, загострення, переміщення і руйнування атмосферних фронтів (Т.Г. Акімович, І.В. Бут, М.П. Леонов, В.О. Зайченко, В.А. Бауман, М.О. Попова, О.П. Кудрянь, М.Д. Боляев та ін.). Нові результати з теорії атмосферних процесів були одержані Б.Я. Слободовим, з турбулентності у вільній атмосфері – В.А. Шнайманом і Н.Я. Шакіною. Ряд небезпечних явищ погоди досліджували З.М. Вітвицька, О.М. Раєвський, В.М. Земляков, К.В. Голуб, Н.К. Миротворська та ін. Дослідження особливостей вологообігу здійснювали Л.К. Смекалова та І.І. Калініна. Питаннями теплового балансу зрошуваних ланів займалася Т.Ю. Гагаріна. Виконувалися роботи з активних впливів (Є.М. Овчинникова, В.А. Шнайман, А.Ю. Яворський та ін.). Наукові дослідження в області агрометеорології інтенсивно проводились на кафедрі агрометеорології: К.Г. Мухіна, Н.І. Синицина, М.Я. Шевченко, В.В. Капелюш, К.А. Кожемяченко, П.Ю. Міуський, А.В. Сучкова, А.В. Швебс, Л.І. Дмитрієва, К.А. Варламова, М.О. Пихтіна, Л.Ю. Божко.

Викладачі інституту підтримували тісні зв'язки з проектними і виробничими організаціями, виконували роботи за їх завданнями. Співробітники кафедри кліматології провели детальні дослідження регіональних особливостей клімату півдня України, інтенсивності злив, ожеледних навантажень на лінії електропередач та ін. На кафедрі загальної метеорології Е.А. Бурманом була побудована загальна класифікація місцевих вітрів, Г.І. Зоріною досліджені загальні умови виникнення і розвитку бризових вітрів, С.В. Борисовою – загальні умови виникнення і розвитку гірсько-долинних вітрів. За участю студентів проводилися експедиційні дослідження в різних фізико-географічних районах (Г.О. Тінгасва та ін.). Виконано аналіз фенів високогірного району Грузії (спільно з А.М. Векуа), фенів долини Азау (спільно з В.П. Лапчевою), гірсько-долинних вітрів Алазанської долини, бризів Причорноморської низовини (спільно з С.В. Борисовою). Протягом ряду років співробітники кафедри брали участь у вивченні гідрометеорологічного ефекту зрошення на півдні України тощо.

В ОГМІ склалися свої **наукові школи**: доцента (згодом професора) **Е.А. Бурмана** – по дослідженню мезометеорологічних процесів; професора **О.М. Раєвського** – по



вивченню клімату України; професора *А.М. Бефані* – по вивченню проблем річкового стоку.

За післявоєнний період – до кінця 60-х рр. викладачами ОГМІ було захищені 9 докторських і 50 кандидатських дисертацій. Видано 30 збірників праць ОГМІ, продовжував видаватись міжвідомчий збірник праць.

У 1970 р. посаду ректора ОГМІ посів *Є.В. Терентьєв*. Як діяльна людина, талановитий організатор, відомий вчений і досвідчений педагог він став незаперечним авторитетом для всього колективу. У той момент вже було очевидним, що розвиток і науково-технічний прогрес Гідрометслужби СРСР, нові завдання по дослідженню природного середовища потребують подальшого вдосконалення вищої гідрометеорологічної освіти, розвитку її матеріально-технічної бази.

Як відзначалося колегією ГУГМС при Раді Міністрів СРСР (1972 р.), ОГМІ брав активну участь у розробленні та впровадженні нових навчальних планів підготовки спеціалістів гідрометеорологічного профілю. Ці плани передбачали доведення фізико-математичної підготовки гідрометеорологів до рівня фізико-математичних факультетів університетів, що дозволило навчати студентів вирішенню гідрометеорологічних завдань на сучасних досягненнях фізики і математики. *Посилювалися наукові контакти ОГМІ з дослідними установами Гідрометслужби України, була включена науково-дослідна тематика ОГМІ до зведеного плану науково-дослідних робіт ГУГМС при Раді Міністрів СРСР.*

Протягом 70-х рр. професорсько-викладацький склад кафедр успішно вирішував багато наукових і практичних завдань. Кафедрою загальної і прикладної кліматології проведені широкі дослідження особливо несприятливих явищ на території України і Молдавії; одержані результати використані при проектуванні різних споруд і в прогнозах погоди. Дослідження режиму локальних вітрів і розробки з цього питання, виконані кафедрою загальної метеорології, істотно допомогли при уточненні чисельних методів прогнозу погоди в умовах складного рельєфу. Уточнення чисельних методів прогнозу погоди для території України виконала кафедра теоретичної метеорології; проведені агрометеорологічні дослідження умов зростання і формування врожаю сільськогосподарських культур. Кафедра автоматизації гідрометеорологічних вимірів розробила нову апаратуру для гідрометеослужби, яка дала значний економічний ефект.

Того часу введені нові спеціалізації з підготовки фахівців у галузях гідрометеорологічного приладобудування, метеорологічних аспектів забруднення повітряного басейну.

На початку 80-х рр. ОГМІ мав п'ять факультетів: *гідрологічний, метеорологічний, агрометеорологічний, заочний і по роботі з іноземними студентами*. Здійснюючи підготовку студентів і аспірантів, а також керівництво науково-дослідною і навчально-виховною діяльністю підпорядкованих кафедр, факультети постійно розвивали наявні успіхи всього інституту.

В ОГМІ працював колектив висококласних фахівців, здатних вести серйозні наукові дослідження. *Основними науковими напрямками були:* “Визначення можливості спрямованої зміни мікроструктури теплих хмар різних форм і туманів” (професор Є.П. Школьнік); “Генетичні методи розрахунку і передобчислювання максимального і середньорічного стоку річок і тимчасових водотоків у районах, охоплених небезпечними повеннями” (професор А.М. Бефані); “Дослідження локальних метеорологічних явищ, що виникають внаслідок взаємодії макро- і мезомасштабних процесів в атмосфері” (професор Е.А. Бурман); “Дослідження впливу метеорологічних умов на поширення шкідливих домішок в атмосфері промислових міст України” (доцент Л.К. Смекалова); - “Дослідження

просторово-часової мінливості океанологічних полів по даних гідрофізичних полігонів” (доцент А.Є. Філонов – за договором з Акустичним інститутом АН СРСР); “Автоматизація збору і обробки інформації при дослідженні радіотеплового випромінювання. Розробка і виготовлення бортової автоматизованої радіометричної системи. Опрацювання вводу і обробки радіометричної інформації” (доцент О.О.Гуревич – за договором з ГГО ім. О.І. Воейкова); “Опрацювання математичної моделі локальної атмосфери (доцент В.Г. Волошин – за договором з Московським інститутом теплотехніки); “Розробка будови кольорової фоторегістрації полів радіояскрависних температур (доцент О.О.Гуревич – за договором з ГГО ім. О.І.Воейкова); “Опрацювання і впровадження технології вирощування високопродуктивних видів нових кормових культур для радгоспів “Одесплодоовчпрому”(доцент К.А. Варламова – за договором з Українським АПОКП “Укрконсервпром” Мінхарчпрому УРСР); “Розроблення алгоритму і програми критичного контролю вимірювальної інформації для “АНКОС – АГ” (доцент В.В. Ауров – за договором з СПКБ “Нафтопромхімавтоматика”).

Відповідно до координаційного плану ГКНТ РМ СРСР співробітниками інституту під керівництвом професора Є.П. Школьного на базі проблемної науково-дослідної лабораторії були опрацьовані методи і засоби штучного виклику опадів на площах до 10 тис. кв. км і боротьби з небезпечними явищами погоди (град, грози, тумани, низька хмарність); досліджені мезо- і макромасштабні хмарні системи (включаючи циклонічні утворення атмосфери) з метою визначення можливості впливу на них і т.д.

Завдяки турботам ректора Є.В.Терентьєва у 1974 р. в інституті була створена спеціалізована Вчена рада по захисту кандидатських дисертацій. Продовжував ефективно працювати НДС інституту з річним бюджетом близько 800 тис. крб. За 1971-1975 рр. співробітники інституту одержали 13 авторських свідоцтв і патентів. У 1976-1980рр. загальний обсяг виконаних співробітниками інституту госпдоговірних робіт становив 2 мільйони 375 тис. крб.

Колектив ОГМІ виконував велику роботу по вдосконаленню підготовки кадрів. До середини 1982 р., за півстолітній період своєї діяльності, ХІГМІ–ОГМІ випустив 7750 дипломованих спеціалістів, у тому числі для 76 зарубіжних країн. З цієї великої армії фахівців в подальшому стали академіками 2 особи (В.Є. Іванов, Г.П. Калінін); докторами наук, професорами – понад 50 осіб; кандидатами наук, доцентами – більше ніж 400 осіб; лауреатами Державної премії СРСР та премії Ради Міністрів СРСР – 6 осіб (І.М. Безуглий, С.Г. Богуславський, В.П. Лапчева, Г.П. Калінін, О.Г. Бронфман та К.А. Варламова); учасниками ВДНГ СРСР – близько 300 осіб (їх праці відзначені золотими, срібними чи бронзовими медалями та дипломами цієї виставки); удостоєними різних урядових нагород – більше 500 осіб; відмінниками Державного комітету по гідрометеорології і контролю природного середовища – понад 1000 осіб і т.д. Сотні найдостойніших випускників ХІГМІ – ОГМІ були висунуті на посади керівників великих підрозділів гідрометеослужби, різних науково-дослідних інститутів. Ось лише деякі з них (на додаток до вже названих, коли йшлося про 60-ті рр.): - *М.П. Скрипник* очолював Державний комітет України з гідрометеорології і контролю природного середовища; *А.В. Бродський* – Московський головний авіаметеорологічний центр (МГАМЦ); *В.І. Сарожін* обіймав посаду заступника начальника Управління з гідрометеорології і контролю природного середовища Північно-Кавказького економічного району, *Ю.М. Гарам-Грановський* – заступника начальника УГМС Камчатської області, *М.Д. Седих* – заступника начальника УГМС Магаданської області, *В.П. Виноградов* – заступника начальника УГМС Красноярського краю, *В.М. Полуничев* – начальника ОМС Качинського ВВАУЛ, *М.Х. Байдал* – заступника

директора Всесоюзного науково-дослідного інституту гідрометеорологічної інформації (ВНДІГМІ), *С.Д. Кошинський* – заступника директора Сибірського регіонального ГМІ і т.д.

Тоді у стінах рідного інституту плідно працювало понад 100 його колишніх випускників. До них належали: ректор Є.В. Терент'єв; проректори: Є.Д. Гопченко та А.Ф. Ківганов; декани: Г.О. Тінгаєва, А.В. Сучкова, М.І. Вільданова і Г.І. Мозгунов; завідувачі кафедр: професори Е.А. Бурман і О.Г. Іваненко, доценти П.Ю. Міуський і Б.Ф. Череділов; професори кафедр: Н.Ф. Бефані, В.Ф. Суховій і О.М. Раєвський; доценти кафедр: К.В. Голуб, Н.І. Синицина, Г.А. Медведєв, В.В. Капелюш, Г.І. Швебс, О.П. Кудрянь, Л.О. Андрієнко, В.А. Шнайдман, Н.К. Миротворська, І.І. Калініна, Л.М. Герасименко, Ж.В. і В.Г. Волошини, Г.В. Хоменко, Л.І. Дмитрієва, І.О. Попова, О.С. Прусенков та ін.

Особливою любов'ю в колективі користувалися ті, хто вже 25-30, а то і більше років щедро віддавали свої наукові знання, багатий досвід і велику енергію студентам, аспірантам, молодим викладачам, а саме: професори А.М. Бефані, Д.І. Грінвальд, М.А. Рутман, доценти В.С. Навроцька, П.І. Щербак, М.Я. Шевченко, К.А. Кожем'яченко, А.І. Молдаванов, П.Ю. Любаров та ін.

*80-ті рр. XX ст. позначилися бурхливим розвитком матеріально-технічної і соціальної бази інституту.* Стали до ладу новий навчально-лабораторний корпус по вулиці Львівській, 15 площею 24 тис. кв.м і їдальня на 270 місць. Було побудовано 2 гуртожитки (вулиця Львівська, 15-а) на 1250 місць. Продовжували обладнуватися нові і модернізуватися сучасними приладами існуючі лабораторії, навчальні аудиторії.

У 80-ті рр. успішно здійснювали навчальний процес і вели наукові дослідження випускаючі кафедри: гідрології суші, якою завідував професор Є.Д. Гопченко, гідропрогнозів і моделювання – доцент Є.В. Терент'єв, водних досліджень – професор О.Г. Іваненко, океанології – професор В.Ф. Суховій, теоретичної метеорології і метеорологічних прогнозів – професор А.Ф. Ківганов, агрометеорології та агрометеорологічних прогнозів – професор А.М. Польовий, загальної і прикладної кліматології – професор Є.П. Школьніий, загальної метеорології – професор Е.А. Бурман, активних впливів і радіометеорології – доцент М.Ф. Павлов, гідрометеорологічних вимірювань і приладів – доцент О.О. Гуревич.

Того часу *традиційні наукові школи інституту* активно готували вчених гідрометеорологічного профілю. Представники *наукової школи професора А.М. Бефані* – професори Є.Д. Гопченко, Н.Ф. Бефані, О.Г. Іваненко, Г.І. Швебс та ін. стали відомими у науковому світі. В *науковій школі професора Е.А. Бурмана* були захищені кандидатські дисертації Г.О. Тінгаєвою, С.В. Борисовою, Ж.В. Волошиною, Г.І. Зоріною. *Науковою школою професора О.М. Раєвського* були підготовлені кандидати наук К.В.Голуб, Н.К. Миротворська, Л.К. Смекалова, О.О. Врублевська, І.І. Калініна та ін.

У 80-ті рр. почали складатися *нові наукові школи: професора Є.П. Школьного* – з кліматології і статистичної обробки метеорологічної інформації; *професора А.М. Польового* – з агрометеорологічних прогнозів; *професора В.А. Шнайдмана* – з фізики граничного шару атмосфери.

90-ті рр. XX ст. стали по-справжньому переломним етапом у розвитку Одеського гідрометеорологічного інституту. Від часу проголошення незалежності України ОГМІ зробив значний внесок в процес національного відродження, розбудову національної гідрометеорологічної служби, державних органів управління природокористуванням. Це був етап становлення молоді Української держави, реформування української вищої освіти. Зосереджувалася велика увага на нових напрямках і спеціальностях підготовки фахівців. Ще у 1992р. *відкрилася підготовка фахівців у галузі охорони навколишнього*



*середовища та екології*, а з 1994 року – підготовка за спеціальностями “Гідрографія” і “Менеджмент природоохоронної діяльності”, через декілька років після цього – за спеціальністю “Інформаційні управляючі системи і технології”. ОГМІ в числі перших в Україні перейшов у 1993р. на багатоступеневу систему вищої освіти. Силами інституту, науково-методичної комісії Міністерства освіти України з „Гідрометеорології” (голова Степаненко С.М.) були розроблені Державні стандарти вищої освіти з напрямку “Гідрометеорологія” на рівнях бакалавра, спеціаліста та магістра. Опрацьовані та реалізовані інтегровані навчальні плани “технікум-інститут”, завдяки яким термін навчання студентів гідрометеорологічних технікумів скоротив на два роки.

Свій талант і душу вклали вчені інституту в розвиток вищої екологічної освіти в Україні. Проректор з навчальної роботи С.М. Степаненко, професори І.Д. Лоева, Т.А. Сафранов, доценти В.В. Ауров, О.Г. Владимірова, Л.М. Полетаєва, М.Г.Сербов брали активну участь у розробці концепції екологічної освіти в Україні, Державних стандартів вищої освіти з напрямку “Екологія та охорона навколишнього середовища”.

Професор Л.С. Говоруха, доценти В.М. Ситов і В.Є. Тимофєєв цілком присвятили себе справі розбудови Українського Антарктичного центру та Української Антарктичної станції ім. В.І. Вернадського.

З 1993р. відповідно до Постанови Кабінету Міністрів України від 19 серпня 1992р. № 490 в ОГМІ почалася *підготовка кадрових офіцерів* для різних родів Збройних Сил України і Служби безпеки України за напрямом “Гідрометеорологія”. У жовтні 1992р. згідно з цією Постановою Уряду була створена *кафедра військової підготовки*. Керівництвом кафедри, насамперед полковниками (згодом кандидатами географічних наук) В.В. Конкіним і В.Б. Петерсоном спільно з вченими-метеорологами та океанологами інституту було створено нову систему підготовки кадрових офіцерів-гідрометеорологів з цілої низки військово-облікових спеціальностей.

У грудні 1993 р. посаду ректора ОГМІ обійняв **С.М. Степаненко**. Саме з 1993р. *інститут перейшов на треступеневу систему підготовки фахівців: бакалаврів* (фахівців 2-го класу за класифікацією ВМО), *спеціалістів* (інженерів – фахівців 1-го класу) та *магістрів* (фахівців з поглибленою науково-практичною підготовкою за відповідними спеціальностями і спеціалізаціями). Тобто *структура навчального процесу в ОГМІ поступово була наближена до міжнародних стандартів і стала відповідати їм*, в тому числі стандартам Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО) – спеціалізованої агенції ООН. Програми підготовки фахівців з цього напрямку відповідають міжнародним стандартам і визнаються гідрометеорологічними службами світу.

У травні-червні 1994р. ОГМІ пройшов атестацію та акредитацію і відповідно до рішення МАК від 15 вересня 1994р., протоколу № 13 та наказу Міносвіти України від 3 жовтня 1994р. № 278 інститут було акредитовано за четвертим рівнем.

Згідно з Постановою Кабінету Міністрів України від 29 травня 1997р. № 526 “Про вдосконалення мережі вищих та професійно-технічних навчальних закладів” і наказом Міністерства освіти України від 20 червня 1997р. № 218 “Про реформування мережі вищих навчальних закладів, підпорядкованих Міністерству освіти України, в Одеському гідрометеорологічному інституті створено структурний підрозділ “*Херсонський гідрометеорологічний технікум*”. З початку 2004 року структурним підрозділом нашого ВНЗ став також *Харківський гідрометеорологічний технікум*. У грудні 2011 року університет поповнився ще одним структурним підрозділом – *Одеським коледжем комп’ютерних технологій*, який був створений на базі Одеського верстатобудівного технікуму.

Одеський гідрометеорологічний інститут за своєю організаційною структурою, навчальною і науковою діяльністю, за рівнем підготовки спеціалістів з фундаментально-прикладних наук, різних галузей народного господарства, набув статусу університету. З огляду на це, *Кабінет Міністрів України розпорядженням від 9 серпня 2001р. № 363-р. утворив Одеський державний екологічний університет (ОДЕКУ)*. У Постанові Кабінету Міністрів України зазначено: *“Прийняти пропозицію Міністерства освіти і науки, погоджену з Мінекономіки, Мінфіном та Одеською облдержадміністрацією, про утворення Одеського державного екологічного університету на базі Одеського гідрометеорологічного інституту...”*. Ректором ОДЕКУ було призначено доктора фізико-математичних наук, професора, академіка, члена Президії Академії наук вищої школи України, заступника Голови Ради ректорів ВНЗ III-IV рівнів акредитації Одеського регіону **Степаненка С.М.**

На сьогоднішній день Одеський державний екологічний університет є вищим навчальним закладом IV рівня акредитації з підготовки фахівців з вищою освітою в області гідрометеорології, екології, моніторингу навколишнього середовища, організації природоохоронної діяльності, водних біоресурсів та аквакультури, економіки та менеджменту природокористування, автоматизованих систем моніторингу навколишнього середовища, геоінформаційних систем та технологій.

До складу структурних підрозділів університету входять: навчально-науковий гідрометеорологічний інститут, п'ять факультетів (природоохоронний, еколого-економічний, комп'ютерних наук, магістерської та аспірантської підготовки, заочний), центр післядипломної освіти, підготовче відділення, Центр магістерської підготовки на базі Морського гідрофізичного інституту НАН України (м. Севастополь), Херсонський та Харківський гідрометеорологічні технікуми, Одеський коледж комп'ютерних технологій.

Навчальний процес забезпечують близько 225 викладачів, серед яких майже 80% з науковими ступенями та вченими званнями, в тому числі 20% – докторів наук, професорів, академіків. В університеті сконцентрований найбільш потужний в Україні науковий потенціал в галузі моніторингу та охорони навколишнього середовища. Вчені університету зробили вагомий внесок у розвиток гідрометеорологічної та екологічної освіти і науки в незалежній Україні. Особливо відчутний свій вклад у науку та освіту внесли, а абсолютна більшість – й сьогодні вносять – наші вельмишановні професори і доктори наук: А.М. Андріанов, А.М. Бефані, Н.Ф. Бефані, О.І. Герасимов, О.В. Глушков, Є.Д. Гопченко, В.А. Єфімов, О.Г. Іваненко, В.Г. Ковальов, Ю.О., Корбан В.Х. (д.т.н. Російської Федерації), Ю.О. Кругляк, Л.С. Лобода, І.Д. Лоєва, В.І. Мещеряков, З.А. Міщенко, Є.В. Обухов, А.М. Польовий, Т.А. Сафранов, Ю.М. Соколов, С.М. Степаненко, В.Ф. Суховій, А.Г. Тарнопольський, Ю.С. Тучковенко, В.М. Хохлов, Є.П. Школьнік, В.А. Шнайдман.

Підготовка, перепідготовка фахівців, включаючи надання другої вищої освіти, за денною та заочною формами навчання здійснюється за такими напрямками вищої освіти:

- 040105 „Гідрометеорологія” (спеціальності: „Метеорологія”, „Гідрологія”, „Океанологія”, „Гідрографія”, „Агриметеорологія”, „Атмосферна геофізика”, „Кліматологія”);

- 040106 „Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування” (спеціальності: „Екологія та охорона навколишнього середовища”, „Прикладна екологія та збалансоване природокористування”, „Екологічна безпека”, „Екологічний контроль і аудит”, „Радіоекологія”, „Заповідна справа”);

- 050101 „Комп'ютерні науки” (спеціальність: „Інформаційні управляючі системи і технології”);

- 030601 „Менеджмент” (спеціальності: „Менеджмент організацій і адміністрування”, „Менеджмент природоохоронної діяльності”);

- 090201 „Водні біоресурси та аквакультура” (спеціальності: „Водні біоресурси”, „Охорона відтворення та раціональне використання гідробіоресурсів”);
- „Військова гідрометеорологія” (гідрометеорологічне та геофізичне забезпечення військово-повітряних сил, сухопутних військ, артилерії та ракетних військ, військово-морських сил).

На базі окремих підрозділів ОДЕКУ, до складу яких входять Харківський та Херсонський гідрометеорологічні технікуми, здійснюється підготовка молодших спеціалістів за спеціальностями: “Метеорологічні та гідрологічні спостереження”, “Експлуатація та обслуговування гідрометеорологічних вимірювальних систем”, „Експлуатація радіометеорологічних станцій”, „Прикладна екологія (за галузями)”, а на базі Одеського коледжу комп’ютерних технологій здійснюється підготовка молодших спеціалістів за спеціальностями: «Розробка програмного забезпечення», «Обслуговування комп’ютерних систем та мереж», «Конструювання, виробництво та технічне обслуговування радіотехнічних пристроїв», «Обслуговування станків з програмним управлінням та робототехнічних комплексів».

Випускники університету розподіляються в структурні підрозділи державної гідрометеорологічної та державної гідрографічної служб України та країн СНД, Міністерства охорони навколишнього природного середовища України, Державного агентства водних ресурсів України, Державного агентства рибного господарства України, Міністерства України з питань надзвичайних ситуацій та Міністерства оборони України, інші міністерства і відомства України. З 1992 року ОДЕКУ здійснює підготовку кадрових військових гідрометеорологів для Міністерства оборони України. Студенти всіх факультетів денної форми навчання мають можливість пройти підготовку за програмою «офіцерів-запасу».

За напрямом 040105 „Гідрометеорологія” ОДЕКУ протягом майже 60 років готує фахівців для Всесвітньої метеорологічної організації – спеціалізованої агенції ООН. Програми підготовки фахівців в цьому напрямі відповідають затвердженим міжнародним стандартам і визнаються всіма гідрометеорологічними службами світу.

Одеський державний екологічний університет має високий кадровий потенціал, потужну матеріально-технічну базу – за цими показниками ВНЗ знаходиться на перших місцях в Одеському регіоні. На базі університету працюють дві навчально-методичні комісії (з гідрометеорології та екології) Науково-методичної ради Міністерства освіти і науки, молоді та спорту України. В ОДЕКУ ефективно працюють: докторантура за чотирма науковими напрямами („Гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія”, „Океанологія”, „Метеорологія, кліматологія, агрометеорологія”, „Конструктивна географія”), аспірантура – за шістьма спеціальностями („Метеорологія, кліматологія, агрометеорологія”, „Гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія”, „Океанологія”, „Конструктивна географія та раціональне природокористування”, „Обчислювальна математика”, „Економіка природокористування і охорони навколишнього середовища”), діють спеціалізовані Вчені ради по захисту докторських та кандидатських дисертацій з чотирьох наукових спеціальностей.

За об’єктивними показниками, незважаючи на свої порівняно невеликі розміри, Одеський державний екологічний університет має всі ознаки дослідницького університету. Про це свідчать як власні наукові досягнення, так і тісна співпраця з науковими установами. На базі університету працюють міжвідомчі навчально-науково-виробничі комплекси „Український центр гідрометеорологічної освіти”, „Фізика довкілля” (сумісно з Інститутом теоретичної фізики Національної академії наук України та Інститутом магнетизму НАН України), „Океанологія та морське природокористування” (сумісно з Морським гідрофізичним інститутом НАН України) та міжвідомчий навчально-науковий комплекс з підготовки та перепідготовки спеціалістів для Міністерства охорони навколишнього природного середовища України.

Університет є членом та партнером таких міжнародних організацій: Азіатсько-Тихоокеанська асоціація вчених-дослідників (APASA), Альянс університетів за



демократію (AUDEM), Європейська організація співробітництва в галузі наукових досліджень і технологій (COST), Євразійська Асоціація Університетів, Чорноморська Мережа Університетів. Університет розвиває міжнародне співробітництво з вищими навчальними закладами, науковими установами та організаціями таких країн як Російська Федерація, КНР, США, Швеція, Німеччина, Італія, Фінляндія, Болгарія, Білорусь, Мексика, В'єтнам, Естонія та інші.

Наукові дослідження здійснюються на випускаючих і фундаментальних кафедрах університету (кафедральні науково-дослідні роботи), в науково-дослідній частині університету (НДЧ): проблемних науково-дослідних лабораторіях «Моделювання гідрофізичних та екосистемних процесів», «Екстремальні метеорологічні явища на території України», «Дослідження максимального стоку річок України», «Проблеми забруднення атмосфери»; Науково-дослідній лабораторії з проблем Антарктиди; Лабораторії кліматичних змін; Проблемній науково-дослідній лабораторії спецфонду НДЧ, яка комплектується тимчасовими творчими науковими колективами, створеними для виконання госпдоговірних робіт, у Регіональному центрі розповсюдження екологічних знань .

Основні напрямки наукових досліджень, які виконуються в Одеському державному екологічному університеті, включають: розробку методів і засобів гідрометеорологічного забезпечення системи екологічного моніторингу та різних галузей народного господарства України; вивчення проблем, пов'язаних з охороною навколишнього природного середовища, економікою природокористування та екологічним менеджментом виробництва; забезпечення різних областей господарської діяльності й організацій прогнозами погоди і попередженнями про небезпечні її явища; моделювання геофізичних об'єктів і тенденцій змін клімату, оцінка впливу цих змін на різні галузі господарської діяльності; всебічне і комплексне вивчення водних об'єктів, розробка наукових основ управління їх гідрологічним режимом, екологічним станом і прогнозування якісних і кількісних змін у майбутньому; вивчення закономірностей формування гідрологічного, гідрохімічного і гідробіологічного режимів прибережних і відкритих морських акваторій, моделювання і прогноз їхнього екологічного стану, динаміки вод, гідродинамічних процесів у прибережній зоні моря; математичне моделювання впливу погодних умов на процеси формування врожайності, розробка нових і удосконалення існуючих методів агрометеорологічного прогнозу росту, розвитку і формування урожайності; геофізичне і гідрометеорологічне забезпечення військово-повітряних сил, сухопутних і ракетних військ, артилерії, військово-морських сил; менеджмент, економічне і правове обґрунтування природоохоронної діяльності; удосконалення науково-методичних основ забезпечення навчального процесу; участь у наукових програмах досліджень Антарктиди.

Значний обсяг наукових досліджень виконується за міжнародними грантами. Перші гранти були отримані від неурядової міжнародної організації Earthwatch на виконання дослідження екологічного стану малих річок півдня України (1995-96 рр.). Виконавці: Центр з водних ресурсів Нью-Йоркського університету і кафедра гідрології суші ОДЕКУ. Надалі були гранти Intas (проф. Герасимов О.І., проф. Гопченко Є.Д.), Tacis (проф. Глушков О.В., проф. Польовий А.М., проф. Іваненко О.Г., проф. Гопченко Є.Д., к.г.н. Кулакова П.О.), за науково-технічною програмою НАТО (доц. Іванов С.В.). В різні роки провідні викладачі, аспіранти й студенти були Соросовськими стипендіатами (Соросовські професори: Глушков О.В., 1996, 1997 рр., Гопченко Є.Д., 1997 рік; Соросовські доценти: Сербов М.Г., 1995 р., Дормостученко Г.М., 1995 р., Корбан В.Х., 1997 р., Препелиця Г.П., 1997 р., Шумлянський І.І., 1997 р.; Соросовські молоді вчені – Амбросов С.В., 1996, 1997 рр., Вітавецька Л.А., 1998 р., Поліщук В.М., 1997 р., Данько С.В., 1997 р., Шпінарьова І.М., 1997 р.; Соросовські студенти: Троїцька О.В., 1997 р., Кольцова, 1995 р., Чернишова, 1995 р., Рязанов Є.О., 1998 р.). В останні роки міжнародне наукове співробітництво ефективно розвивалося на кафедрі загальної та теоретичної фізики, яку очолює д.ф.м.-н., проф. Герасимов О.І. Співробітники кафедри

беруть участь у виконанні 2-х міжнародних наукових проектів: “Фізика складних нелінійних систем” з Інститутом фізики Сольвея (Бельгія) за програмою ЄС та міжнародного фонду Human Capital and Mobility (проф. Герасимов О.І.); „Спектроскопія трансуранових елементів” (доц. Дойков Д.М.) сумісно з Сеульським університетом (Південна Корея). Завідувач кафедри хімії навколишнього середовища проф. Ганін Е.В. працював над проектом „Вивчення синтезу і властивостей аза-макроциклічних речовин і деяких речовин включення на основі краун-етерів” в Тамканзькому університеті (Китай). Завідувач кафедри вищої та прикладної математики проф. Глушков О.В. бере участь у виконанні наукових досліджень в Technical University of Dresden, Institution of Complex System, Technical University of Hamburg (Germany) по наукових проектах “Computer numerical Modelling of Rydberg atomic systems”, „Green’s functions”. Старший науковий співробітник НДЧ університету д.г.н. Іванов С.В. брав участь у виконанні наукового гранта NATO (Science for Peace) з тематики “Extreme precipitations”. Співробітники кафедри фізики атмосфери та кліматології беруть активну участь у міжнародних наукових та освітніх проектах COST, TEMPUS, MEGAPOLI, в рамках яких в університеті у 2008 році пройшла міжнародна наукова конференція «Mesoscale Meteorology and Air Pollution», а в 2011 році – уперше відбулася літня наукова студентська школа «Integrated Modelling of Meteorological and Chemical Transport Processes/Impact of Chemical Weather on Numerical Weather Prediction and Climate Modelling».

Університет на рівні наукових експертів брав участь у виконанні таких міжнародних проектів: ЄР – Україна за програмою ТАСІС «Озера нижнього Дунаю» (2001-2002 рр.); «Попередження надзвичайних ситуацій і захист від паводків в Євросередині Нижній Дунай» (2005 р.); «Технічна допомога у плануванні менеджменту басейну Нижнього Дністра» (2006-2007 рр.); проекту 7-ої Рамкової Програми Європейського Співтовариства «Комплексне управління водними ресурсами і прибережною зоною в Європейських лагунах в умовах змін клімату - Lagoons» (FP7-ENV-2011 № 283157 “Integrated water resources and coastal zone management in European lagoons in the context of climate change”, 2012-2014 рр.). Кафедра агрометеорології успішно виконує роботи за навчальними міжнародними грантами TEMPUS: 159173-TEMPUS-DE-TEMPUS-JPCR «EU Based Course in Foodstuff Expertise & Quality Control»; EC Tempus Joint Project 511390-TEMPUS-1-2010-1-SK-TEMPUS-JPCR «Environmental Governance for Environmental Curricula».

Ця активна міжнародна діяльність є свідченням активної роботи існуючих в університеті *наукових шкіл*: теоретичної та прикладної гідрології (кафедра гідрології суші), кліматології і статистичної обробки метеорологічної інформації (кафедра фізики атмосфери та кліматології), фундаментальні та прикладні дослідження геофізичного граничного шару (кафедра фізики атмосфери та кліматології), математичне моделювання продукційного процесу рослин (кафедра агрометеорології та агрометпрогнозів), а також у процесі формування та розвитку знаходяться *нові наукові школи*: регіональна океанологія (кафедра океанології та морського природокористування); екологічні проблеми регіонів України (кафедра прикладної екології); дослідження забруднення нижніх шарів атмосфери у містах (кафедра екологічного контролю і права), управління екологічним станом водних екосистем (кафедра гідроекології та водних досліджень, кафедра океанології та морського природокористування, кафедра гідрології суші).

У 80-річну історію Одеського державного екологічного університету вписано багато славетних імен його викладачів, науковців і випускників. Університет набув добрих традицій, знайшов своє неповторне обличчя, в ньому підготовлені та працюють науково-педагогічні працівники, науковці, співробітники, якими може пишатися будь-який вищий навчальний заклад України.

## Розділ 1. ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ МОНІТОРИНГУ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА

УДК 504.3.054

Бургаз О.А. ст. викл., Гарабазій Т.А. ас.

Одеський державний екологічний університет

### ЗАБРУДНЕННЯ АТМОСФЕРИ НАД ТЕРИТОРІЄЮ ЄВРОПИ ФОРМАЛЬДЕГІДОМ

*Досліджені особливості просторової структури полів формальдегіду в атмосфері над територією Європи. На основі матриць вихідних значень загального вмісту формальдегіду отримані матриці осереднених значень. Побудовані та досліджені поля осереднених значень. Виявлена часова динаміка загального вмісту формальдегіду та зроблена спроба пояснення її сезонного характеру.*

**Ключові слова:** формальдегід, структура полів, градієнти.

**Загальна постановка проблеми та аналіз останніх досліджень і публікацій.** Вперше формальдегід отримав А. М. Бутлеров в 1859р. при спробі синтезу метиленгліколя шляхом гідролізу метиленоцетата, який був заздалегідь синтезований шляхом взаємодії йодистого метилену з оцтовокислим сріблом. [1].

Формальдегід справляє загальнотоксичну дію на людину, маючи дратівливу і алергенну властивості. У формальдегіду були виявлені також канцерогенні і мутагенні властивості. Найбільша кількість зл�якісних новоутворень, що спричиняються формальдегідом, пов'язане з дихальною системою людини. Найчастіше він провокує розвиток раку носоглотки. Існують передумови і дані попередніх досліджень, які дають підстави вважати, що формальдегід може призводити до захворювання лейкемією [2].

Антропогенні джерела надходження формальдегіду в атмосферу включають безпосередні емісії при виробництві і промислового використанні і вторинні (окислення вуглеводнів, що викидаються стаціонарними і мобільними джерелами).

Формальдегід надходить у водне середовище в результаті скидання комунальних і промислових стічних вод, а також в процесі вимивання його з атмосферного повітря. У дощовій воді міст фіксується присутність формальдегіду. Формальдегід – сильний відновник. Він конденсується з амінами, з аміаком утворює уротропін. У водному середовищі піддається біодеградації, яка зумовлена дією бактерій [3 – 6].

В світі виробляють 5 млн.т формальдегіду, який є реагентом для ряду важливих синтезів. Утворюється він не тільки в результаті антропогенної діяльності, але і в природних процесах, бере участь в синтезі фотохімічних продуктів під час смогу. Тому його концентрація в атмосфері змінюється по сезонах, досягаючи максимуму в літні місяці.

Зниження вмісту формальдегіду в зимовий період зумовлене ослабленням інтенсивності фотохімічних процесів і зменшенням емісії метану, з якого він може утворюватися. Зменшенню концентрації формальдегіду сприяють також його властивості: при  $-19^{\circ}\text{C}$  формальдегід переходить в рідкий стан [2].

Основною метою даного дослідження є виявлення особливостей просторово-часових характеристик забруднення атмосфери європейського регіону формальдегідом. Виходячи з цього, були поставлені такі завдання:

- отримати матриці середньомісячних значень загального вмісту формальдегіду;
- побудувати та дослідити поля осереднених значень формальдегіду у визначеному секторі.

**Матеріали і методи дослідження.** В якості вихідної була взята інформація міжнародного проекту GEMS [7]. Цей проект використовує дані, отримані за

допомогою радіометрів високого розділення, що встановлені на метеорологічних супутниках. Вихідна супутникова інформація була оброблена у моделі ре-аналізу з метою прив'язки даних до регулярної сітки точок. Таким чином, використовувалась строкова інформація про вміст формальдегіду за 12 годин (за Гринвічем) у регулярній сітці точок з просторовим розділенням  $1,125^\circ$  широти  $\times$   $1,125^\circ$  довготи. Інформація про вміст формальдегіду надається у  $\text{кг}/\text{м}^2$  і була відібрана за період з 1 січня 2003 р. по 30 квітня 2009 р. за 12 годин СГС. Таким чином, ряд даних склав 2328 значень для кожного вузла сітки точок.

На основі вихідних даних методом осереднення були визначені середньомісячні значення загального вмісту формальдегіду в атмосфері. В результаті осереднення ми отримали ряд його середньомісячних значень, що склав 76 членів для кожного вузла сітки точок.

В якості території дослідження було взято сектор північної півкулі між  $70,875^\circ$  і  $36^\circ$  півн. ш. та  $10,125^\circ$  зах.д. і  $49,5^\circ$  сх. д. Таким чином, враховуючи крок сітки точок, загальна кількість точок склала 1728 значення. Це дало нам змогу побудувати матрицю середньомісячних значень загального вмісту формальдегіду в атмосфері розміром  $1728 \times 76$ .

**Результати дослідження та їх аналіз.** Осереднені поля загального вмісту формальдегіду (ЗВФ) представляють інтерес, тому що відображають характер просторової мінливості формальдегіду з часом над територією Європи.

Для дослідження структури полів осереднених значень загального вмісту формальдегіду на основі масиву вихідних даних були отримані матриці середньомісячних значень вмісту формальдегіду для кожного місяця року та окремо для кожного сезону.

Розглянемо поля середньомісячних значень вмісту формальдегіду, зупиняючись на їх визначних особливостях.

При розгляді структури полів вмісту формальдегіду у січні (рис. 1) можна помітити, що відбувається збільшення концентрації домішки у південному напрямку. При цьому над південною частиною центральних регіонів Європи формується область підвищених значень вмісту формальдегіду, центр якої розташовується над північно-західною частиною Італії. Значення загального вмісту формальдегіду у зоні максимумів досягає  $1,9 \cdot 10^{-6} \text{ кг}/\text{м}^2$ . Привертає увагу те, що ізолінія мінімальних значень витягнута вздовж Скандинавського півострова. Над територією східної Європи та над Туреччиною формується яскраво виражена область мінімумів.

Подібна структура полів ЗВФ спостерігається і у лютому (рис. 2).

У березні відбувається деяка зміна структури полів ЗВФ (рис 3). Як можна побачити з рисунка, вищезначена область максимумів ЗВФ переміщується на північ, а значення максимумів зростають і становлять  $2,1 \cdot 10^{-6} \text{ кг}/\text{м}^2$ . Крім того, над північно-західними регіонами Росії формується зона дещо підвищених значень ЗВФ.

У квітні відбувається розділення області максимумів над центральною Європою на декілька відокремлених областей, а у травні формується зона високих меридіональних градієнтів між ними та північнішими районами сектора досліджень (рис. 4), вісь цієї зони розташовується на широті  $55^\circ$  півн. ш.





Рис. 1 – Поле середньомісячних значень загального вмісту формальдегіду (січень).



Рис. 2 – Поле середньомісячних значень загального вмісту формальдегіду (лютий).



Рис. 3 – Поле середньомісячних значень загального вмісту формальдегіду (березень).



Можна відзначити, що у всьому секторі дослідження відбувається загальне збільшення вмісту формальдегіду в атмосферному повітрі. Причиною цього можна вважати збільшення ЗВФ в областях максимумів до величини  $3,4 \cdot 10^{-6}$  кг/м<sup>2</sup>, тобто майже у 1,5 разу, в порівнянні з березнем.

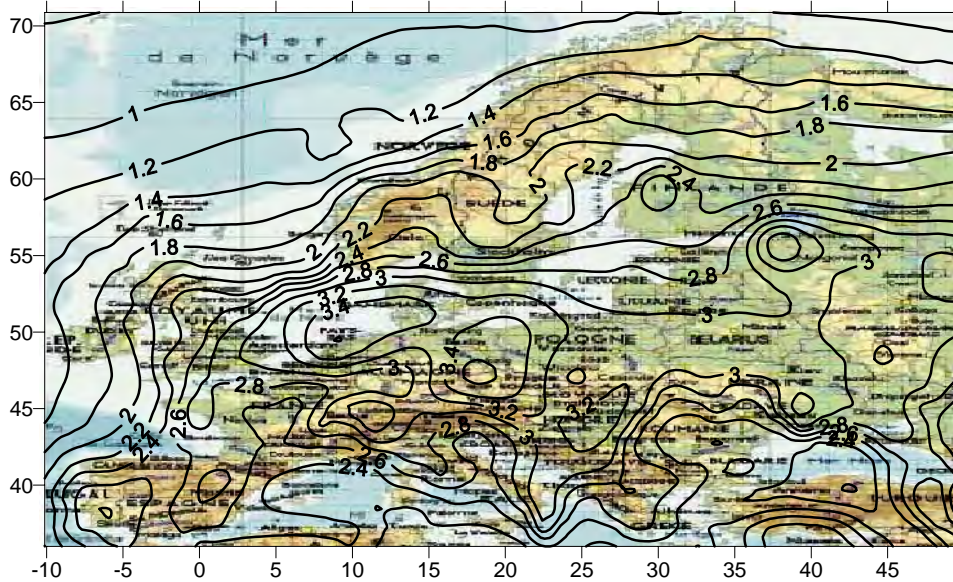


Рис. 4 – Поле середньомісячних значень загального вмісту формальдегіду (травень).

У місяці літнього періоду продовжується збільшення ЗВФ в атмосфері над територією Європи. Відмічається формування ще однієї замкнутої зони максимумів над північчю Іспанії (рис. 5).

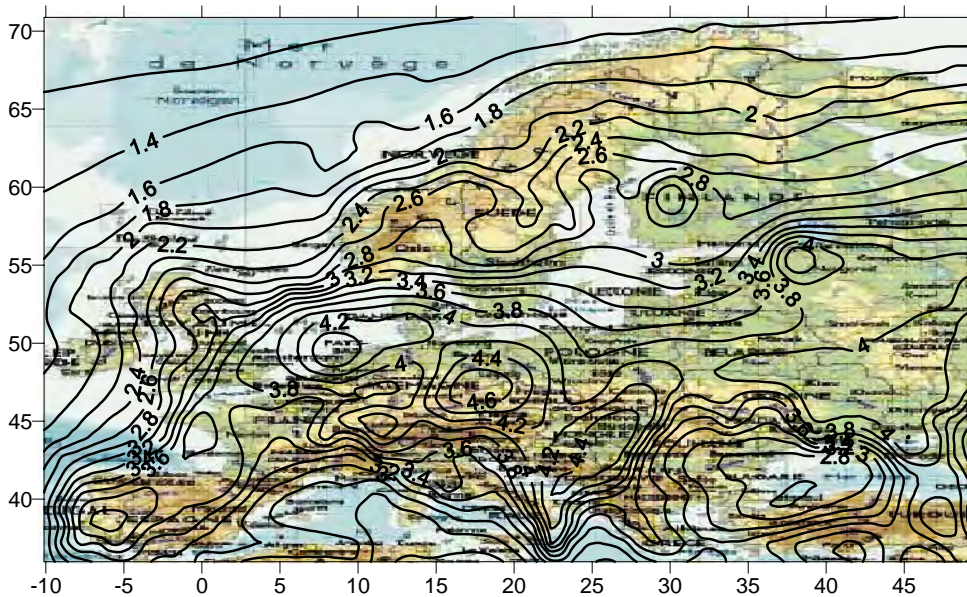


Рис. 5 – Поле середньомісячних значень загального вмісту формальдегіду (червень).

В цей період продовжують також збільшуватися градієнти ЗВФ. Якщо у травні максимальні значення складали  $(0,2 - 0,3) \cdot 10^{-6} \text{ (кг/м}^2\text{)}/1^\circ$  широти (довготи), то у червні вони зростають майже вдвічі і становлять  $(0,5 - 0,6) \cdot 10^{-6} \text{ (кг/м}^2\text{)}/1^\circ$  широти (довготи).

Збільшення рівня забруднення атмосфери формальдегідом продовжується протягом усього літнього періоду і у серпні досягає свого максимуму (рис. 6).

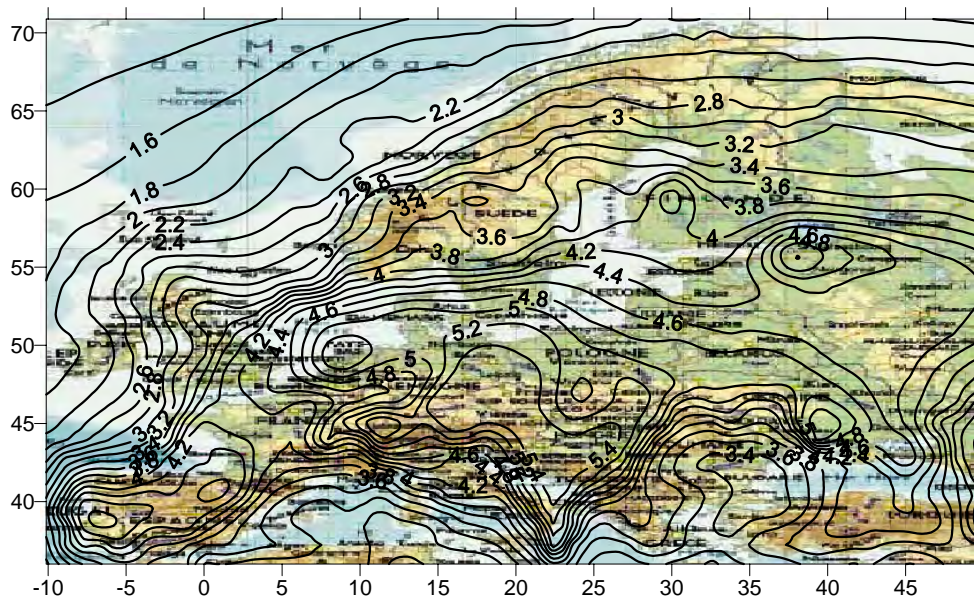


Рис. 6 – Поле середньомісячних значень загального вмісту формальдегіду (серпень).

Максимальні значення ЗВФ у серпні досягають  $5,4 \cdot 10^{-6} \text{ кг/м}^2$ . Необхідно також відзначити іншу цікаву особливість: у літній період зона максимальних градієнтів загального вмісту формальдегіду знаходиться над прибережними регіонами європейських країн, тобто відмежовує суходіл від морських акваторій. Причини такого факту поки що не визначені і потребують подальших досліджень.

У місяці осіннього періоду відбувається зворотний хід описаного вище процесу. У вересні (рис. 7), зменшуються максимальні значення ЗВФ до рівня липня і становлять  $4,4 \cdot 10^{-6} \text{ кг/м}^2$ , градієнти вмісту формальдегіду також зменшуються. Це призводить до того, що у листопаді зона максимуму над північно-західними регіонами Росії розмивається (рис 8). У грудні поле ЗВФ схоже з відповідним полем у січні (рис. 9).

Як бачимо, структура полів загального вмісту формальдегіду має яскраво виражену сезонну динаміку. Це підтверджується також структурою середньосезонних полів ЗВФ. Прикладом можуть слугувати поля вмісту формальдегіду для зимового та літнього сезонів (рис. 10, 11). Як видно з рисунків, поля середньосезонних значень добре узгоджуються з полями середньомісячних значень ЗВФ в атмосфері для місяців відповідних періодів року.



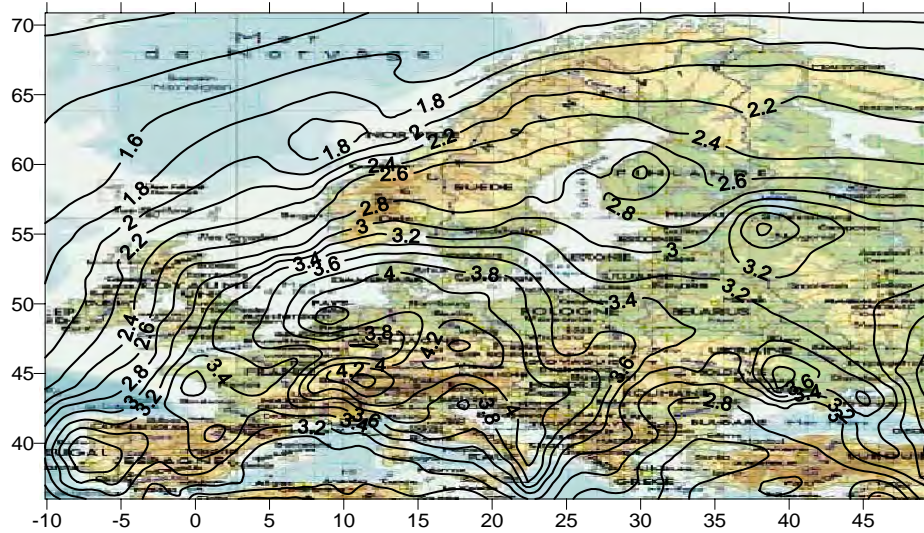


Рис. 7 – Поле середньомісячних значень загального вмісту формальдегіду (вересень).

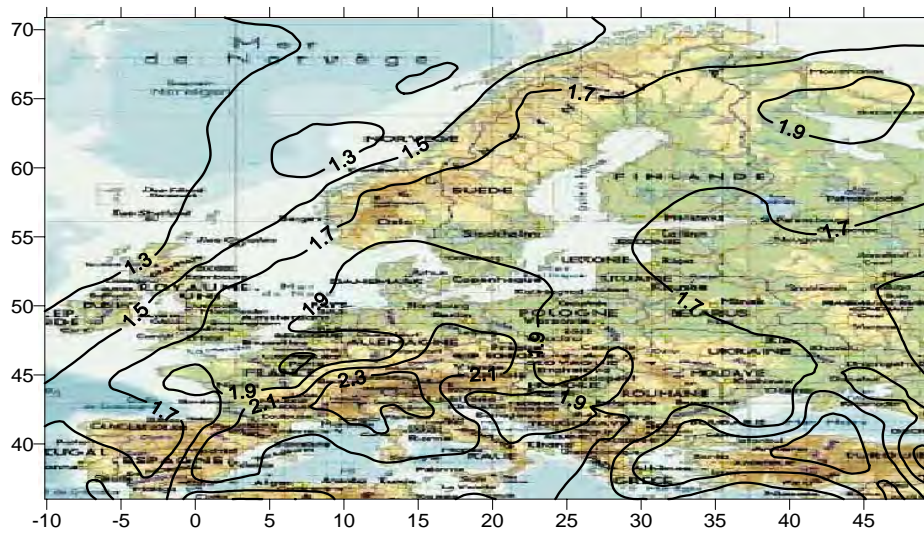


Рис. 8 – Поле середньомісячних значень загального вмісту формальдегіду (листопад).



Рис. 9 – Поле середньомісячних значень загального вмісту формальдегіду (грудень).





Рис. 10 – Поле середньосезонних значень загального вмісту формальдегіду (зимовий сезон).

Сезонна динаміка вмісту формальдегіду в атмосфері може пояснюватись різницею атмосферних процесів у різні пори року. Зниження вмісту ЗВФ в зимовий період, насамперед зумовлене зниженням інтенсивності фотохімічних процесів та фізико-хімічними властивостями самого формальдегіду.

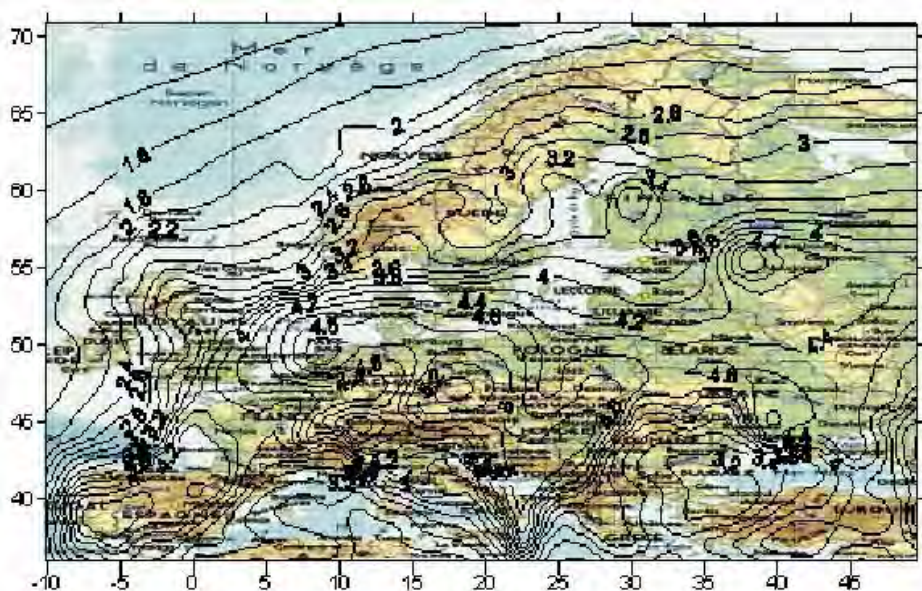


Рис. 11 – Поле середньосезонних значень загального вмісту формальдегіду (літній сезон).

Як відомо, видаленню домішок із атмосферного повітря сприяють атмосферні опади. Для формальдегіду найбільш сприятливі умови видалення з повітря є якраз випадіння твердих атмосферних опадів за рахунок їх підвищеної адгезивної здатності.

**Висновки.** У роботі було проведено дослідження статистичної структури полів середньомісячних значень загального вмісту формальдегіду в атмосфері Європейського регіону. Одержані результати дозволили дійти таких висновків:

1. Характер розподілу загального вмісту формальдегіду над територією Європейського регіону має чітко виражену сезонну динаміку.
2. В річному ході найбільший рівень забруднення цієї домішкою припадає на літні місяці.
3. Зменшення вмісту формальдегіду в атмосфері взимку, відбувається за рахунок ослаблення інтенсивності фотохімічних процесів, зменшення концентрації вуглеводнів, з яких відбувається утворення формальдегіду, та видалення формальдегіду твердими атмосферними опадами.

### Список літератури

1. Зоніс С. А., Справочник химика, том 2, Л.: Изд. Химия, 1971г. - 1168 с.
2. Экология города: Учебник, Под ред. Стольберга. Ф.В.-К.: Либра, 2004.- 464 с.
3. Огородников С.К., Формальдегид.- Л.: Химия, 1984. – 280 с. ил.
4. Долина Л.Ф. Мониторинг окружающей среды и инженерные методы охраны биосферы. Часть 1. Основы мониторинга. – Днепропетровск. : Континент, 2004. - 165 с.
5. Курчатова Г. П., Калпазанов Й. Загрязнение атмосферного воздуха формальдегидом // Гигиена и санитария. – 1975, № 11, с.86-88.
6. Ревич Б.А. Загрязнение окружающей среды и здоровье населения. Введение в экологическую эпидемиологию Учеб. пособие /М.: МНЭПУ , 2001. – 264 с.
7. Служба даних ECMWF [Електронний ресурс]. – Режим доступу до журналу [http://data-portal.ecmwf.int/data/d/gems\\_reanalysis/](http://data-portal.ecmwf.int/data/d/gems_reanalysis/)

#### **Загрязнение атмосферы над территорией Европы формальдегидом.**

**Бургаз А.А. Гарабажий Т.А.**

*Исследованы особенности пространственной структуры полей формальдегида в атмосфере над территорией Европы. На основе матриц исходных значений общего содержания формальдегида были построены матрицы осредненных значений. Построены и исследованы поля осредненных значений. Обнаружена временная динамика общего содержания формальдегида и сделана попытка объяснения ее сезонного характера.*

**Ключевые слова:** формальдегид, структура полей, градиенты.

#### **Contamination of atmosphere above European territory by formaldehyde.**

**Burgaz A.A. Garabagii T.A.**

*The features of formaldehyde fields spatial structure in the atmosphere above European territory are probed. On the basis of formaldehyde general content initial values matrices the matrices of average values were built. The average values fields were built and probed. The sentinel dynamics of general maintenance of formaldehyde is found out and the attempt of explanation of its seasonal character is done.*

**Keywords:** formaldehyde, fields structure, gradients.

УДК 551.509.3:504.3

Г.П. Івус, к.геогр.н., Г.В. Хоменко, к.геогр.н., А.Б. Семергей-Чумаченко, к.геогр.н.,

Л.М. Гурська асист.

Одеський державний екологічний університет

## МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ТА СИНОПТИЧНІ УМОВИ ЗАБРУДНЕННЯ АТМОСФЕРНОГО ПОВІТРЯ МІСТА ОДЕСА

*На основі даних радіозондування, спостережень за вітром і забрудненням повітря за п'ятирічний період зроблена оцінка потенціалу забруднення атмосфери для Одеси та вивчені метеорологічні і синоптичні умови формування високих рівнів концентрації шкідливих речовин.*

**Ключові слова:** потенціал забруднення атмосфери, інверсія температури, гранично допустима концентрація

**Вступ.** Метеорологічні умови суттєво впливають на перенос і розсіювання шкідливих домішок, які надходять в атмосферу від різних джерел. У багатьох роботах [3, 4, 7, 9-10] показана роль атмосферних процесів та метеорологічних факторів у формуванні рівня забруднення повітря у містах. Оскільки сучасні міста займають великі території, на зміни вмісту шкідливих речовин в їх повітряному басейні впливають як макромасштабні атмосферні процеси, так і процеси значно менших масштабів.

До основних факторів, що визначають характер і рівень забруднення повітря, належать вітер та стратифікація атмосфери. Тому характеристики температурно-вітрового режиму і повторюваності слабого вітру входять до складу потенціалу забруднення атмосфери (ПЗА) – величини, яка містить в собі інформацію про здатність атмосфери очищатися від домішок.

**Мета дослідження.** Метою даної роботи є якісна оцінка ступеня впливу метеорологічних та синоптичних умов на вміст шкідливих речовин у повітряному басейні Одеси.

Для досягнення цієї мети розв'язані такі задачі:

- зроблена попередня якісна оцінка ПЗА;
- виявлено ступінь впливу характеру температурної стратифікації та синоптичних ситуацій на формування високих рівнів забруднення нижнього шару атмосфери.

**Матеріали дослідження та отримані результати.** Для розв'язання першої задачі використані дані одноразового радіозондування атмосфери за 00 ВСЧ та восьмистрокових метеорологічних спостережень за приземним вітром на ст. Одеса-ГМО в центральні місяці кліматичних сезонів п'ятирічного періоду (2001-2005 рр.). В якості характеристик температурно-вітрового режиму використані повторюваності приземних і піднесених інверсій, їх вертикальна протяжність (потужність,  $\Delta H$ ) та інтенсивність ( $\Delta T$ ), а також повторюваності слабого вітру ( $0-1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ ).

У формуванні високих рівнів забруднення повітря в містах велику роль відіграє приземна інверсія температури у поєднанні зі слабким вітром, так звана ситуація застою повітря. Найчастіше вона пов'язана з макромасштабними атмосферними процесами, а саме з антициклонами, за яких у граничному шарі атмосфери спостерігаються слабкі вітри, формуються приземні радіаційні інверсії температури. Повторюваність застоїв повітря враховується при оцінці потенціалу забруднення атмосферного повітря [4].

Піднесені інверсії також перешкоджають вертикальному повітряному обміну. Якщо шар піднесеної інверсії розташовується безпосередньо над джерелом викидів, то на нижній межі цього шару створюються небезпечні умови забруднення, оскільки інверсія обмежує підйом викидів і сприяє їх накопиченню. Якщо піднесена інверсія розміщена на достатньо великій висоті від труб промислових підприємств, то концентрація домішок буде істотно меншою. Шар інверсії, розташований нижче рівня викидів, перешкоджає переносу останніх до земної поверхні.

Для дослідження впливу інверсійної стратифікації атмосфери на розсіювання шкідливих домішок розраховані повторюваності та параметри приземних і піднесених інверсій, при цьому до числа приземних увійшли також приземні затримуючі шари із змішаних інверсій. Результати розрахунків представлені в табл. 1, з якої видно, що приземні інверсії достатньо часто формуються влітку та в перехідні пори року (62 - 66% від загальної кількості зондувань); у січні повторюваність цього типу інверсій втричі менша, але інтенсивність, як і потужність, найбільша.

Таблиця 1 – Повторюваність (Р, к.в., %) та параметри інверсій. Період 2001-2005 рр. Одеса-ГМО

Місяць	Типи інверсії								Без інверсії		Кількість р/з
	Приземна				Піднесена				к.в.	%	
	к.в.	%	$\Delta H$ , м	$\Delta T$ , °C	к.в.	%	$\Delta H$ , м	$\Delta T$ , °C			
Січень	22	21	320	3,1	76	69	360	3,0	11	10	109
Квітень	66	62	220	1,7	31	29	220	1,4	11	9	108
Липень	80	66	270	2,2	25	21	240	1,2	15	13	119
Жовтень	63	65	210	2,2	29	30	230	1,7	5	6	97

Відомо, що для утворення приземної інверсії особливо сприятливими є ясні ночі зі слабким вітром. Такі погодні умови характерні для малоградієнтних баричних полів, які мають значну повторюваність на півдні України [5]. Зі сходом сонця приземна інверсія радіаційного типу руйнується повністю або перетворюється на піднесену.

Піднесені інверсії найбільшу повторюваність мають в зимовий період (табл. 1), їх потужність та інтенсивність максимальні саме в цю пору року. Низькі піднесені інверсії (нижня межа яких менша ніж 500 м) найчастіше формуються також взимку, але навесні та влітку переважна більшість інверсій належить до низьких (у квітні – 25 випадків із 31; у липні – 22 із 25; див. табл. 1, 2).

У більшості випадків піднесені інверсії утворюються в стійких повітряних масах антициклонів внаслідок низхідного руху і адіабатичного нагрівання повітря. Тобто ці затримуючі шари відносяться до інверсій осідання. Але найбільш потужні піднесені інверсії, які характерні для зимового періоду, пов'язані з атмосферними фронтами [8].

Таблиця 2 - Повторюваність (Р, к.в., %) та параметри піднесених інверсій з нижньою межею в шарі 10 – 500 м. Період 2001-2005 рр. Одеса-ГМО

Місяць	Повторюваність		Параметри	
	к.в.	%	$\Delta H$ , м	$\Delta T$ , °C
Січень	37	48	300	2,1
Квітень	25	80	230	1,6
Липень	22	88	250	1,3
Жовтень	13	45	170	2,1



У роботах [2, 4, 9, 10] показано, що рівень забруднення повітря збільшується при слабкому вітрі  $0 - 1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  та вітрі швидкістю  $4 - 6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Перший максимум виникає за рахунок викидів від низьких джерел (низьких труб та наземного транспорту), а другий – пов'язаний з викидами ТЕЦ та інших підприємств, які мають високі труби. В даній роботі ПЗА оцінюється в залежності від низьких джерел, тому за даними восьмистрокових спостережень за приземним вітром розраховані повторюваності градації швидкості  $0-1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , які наведені в табл. 3.

Таблиця 3 – Повторюваність (Р, к.в., %) слабого вітру ( $0-1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ ) на ст. Одеса-ГМО за період 2001-2005 рр.

Р	Місяць				Середнє за рік
	Січень	Квітень	Липень	Жовтень	
к.в	144	168	294	229	209
%	11	14	24	18	17
Кількість спостережень	1225	1200	1231	1240	1224

Дані таблиці показують, що порівняно висока повторюваність слабого вітру відзначається в літній та осінній сезони, коли південь України тривалий час може знаходитися під впливом гребенів або відрогів азорського антициклону. Найменша повторюваність швидкості в межах  $0-1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  в розглянуте п'ятиріччя отримана для зимового періоду.

За даними про повторюваність та параметри приземних інверсій і повторюваність слабого вітру зроблена попередня якісна оцінка потенціалу забруднення від низьких джерел викидів для Одеси. Для оцінки використана класифікація, яка розроблена авторами [4] і базується на середньорічних значеннях цілого ряду кліматичних параметрів. Згідно з цією класифікацією низькому рівню ПЗА відповідає повторюваність приземних інверсій  $20 - 30\%$ , потужність  $300 - 400 \text{ м}$ , інтенсивність  $2 - 3 \text{ }^\circ\text{C}$  і повторюваність слабого вітру –  $10 - 20\%$ . Отже, за даними табл. 1, 3 у липні, квітні та жовтні по повторюваності приземних інверсій Одесу треба віднести до зони з дуже високим ПЗА, для якої повторюваність цього типу інверсій коливається від  $40$  до  $60\%$ . Але за іншими параметрами Одеса належить до зони з низьким ПЗА [4]. У січні всі розраховані параметри відповідають низькому рівню ПЗА.

Отримані оцінки слід вважати орієнтовними, по-перше, тому що не враховувалися повторюваності застоїв повітря і тривалість туманів, тобто параметри, які передбачені класифікацією; по-друге, використовувалися дані радіозондування за один тільки нічний строк і, по-третє, ця інформація охоплювала достатньо короткий період з нерегулярним випуском радіозондів.

Для більш детальної (кількісної) оцінки ПЗА крім метеорологічної та аерологічної інформації треба мати відомості про концентрації шкідливих домішок, які завжди присутні в атмосферному повітрі.

Друга частина даного дослідження присвячена саме виявленню ступеня зв'язку забруднення повітря в м. Одеса з метеорологічними та аеросиноптичними умовами.

Відомо, що рівень забруднення атмосферного повітря у великих містах суттєво залежить від обсягів викидів шкідливих домішок в атмосферу, характеру їх джерел, фізико-географічних особливостей району розташування міста та від метеорологічних умов [2, 9, 10]. Однією з найбільш важливих задач охорони чистоти повітряного басейну є дослідження умов формування високих рівнів концентрації забруднюючих речовин і розрахунок напрямку та швидкості переносу останніх.

Для такого великого міста, як Одеса, основними є три типи антропогенних джерел забруднення атмосферного повітря [2, 6]:

- низькі точкові або лінійні джерела висотою 10-30 м, які рівномірно розподілені на території міста (це дрібні підприємства, окремі цехи, котельні);
- окремі високі точкові джерела з висотою труб до 60-120 м, які розташовані в промислових районах міста (труби ТЕЦ, хімічних заводів і великих підприємств);
- просторові приземні джерела, до яких відноситься поверхня вулиць та всі види автотранспорту.

Всі забруднюючі речовини, які найчастіше надходять до повітряного басейну м. Одеси, згідно з роботою [6] розподіляються по так званих класах небезпеки:

- до першого класу належать діоксид азоту, формальдегід, фтористий водень, фенол;
- до другого - діоксид сірки, оксид азоту, сажа, пил неорганічний;
- до третього - оксид вуглецю.

Тобто найбільш небезпечними є речовини, що відносяться до першого класу.

В даній роботі досліджені синоптичні і метеорологічні умови формування високих рівнів забруднення атмосферного повітря над Одесою оксидом вуглецю (СО). Незважаючи на те, що ця домішка відноситься до третього класу небезпеки, вона є основним маркером забруднення. Гранично допустима концентрація (ГДК) для СО складає  $5,0 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-3}$ .

В якості вихідних даних для дослідження використані результати спостережень за рівнем забруднення атмосферного повітря в м. Одеса на восьми контрольованих постах, які розміщені у різних частинах міста. Дані спостережень отримані для зимового та літнього сезонів за п'ятирічний період 2003-2007 рр. в строки 07 і 19 годин місцевого часу.

Аналіз рівнів забруднення повітря за даними постів показав, що основною особливістю поля концентрацій домішок на території міста є збільшення концентрації всіх видів домішок з віддаленням від берегової смуги вглибину суші (незалежно від пори року і часу доби) і далі до промислових районів. Цей результат є природним, оскільки основні джерела забруднення повітря (промислові підприємства та наземний транспорт) практично відсутні в прибережній зоні міста, і тому можна зробити висновок: інформація, яка надходить з пунктів контролю якості атмосферного повітря, в цілому об'єктивно відображає стан повітряного середовища у місті.

Щодо аналізу концентрації оксиду вуглецю, то за розглянутий п'ятирічний період в зимовий сезон виявлені 72 дні з перевищенням ГДК ( $5,0 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-3}$ ) у повітрі над Одесою на двох і більше постах одночасно; у літній сезон зафіксовано 80 днів з перевищенням ГДК. Слід відмітити, що на посту, який знаходиться в прибережній зоні (на Французькому бульварі), перевищення ГДК оксиду вуглецю за весь період дослідження спостерігалось лише 8 разів взимку та 2 рази влітку. Найбільша концентрація цієї домішки у місті зафіксована на рівні  $9,0 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-3}$  у серпні 2003 року та грудні 2005 року на посту, який розташований на розі Італійського бульвару та вул. Канатної (приблизно в 30 м від перехрестя вулиць). В цьому районі немає промислових підприємств, але спостерігається інтенсивний рух автотранспорту, особливо у часи пік. Концентрація оксиду вуглецю біля  $9,0 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-3}$  була зафіксована також у червні 2007 року на постах у північній частині міста, але подвійного перевищення ГДК не спостерігалось взагалі.

Оцінка впливу великомасштабних атмосферних процесів на вміст домішок оксиду вуглецю виконана на основі архівних матеріалів АРМсин (приземні карти та карти баричної топографії). Результати аналізу синоптичних процесів зимового та літнього сезонів представлені на рис. 1, який показує, що високі рівні концентрації СО у повітрі над Одесою найчастіше обумовлювали баричні гребені (37% - в зимовий період і 36% -

влітку). При цьому у літній період домінували гребені азорського антициклону, у зимовий – сибірського та арктичного. Малоградієнтні баричні поля зі слабкими швидкостями вітру та антициклони також значною мірою сприяли зниженню розсіювальної здатності атмосфери і становили 11-15% від загальної кількості розглянутих ситуацій.

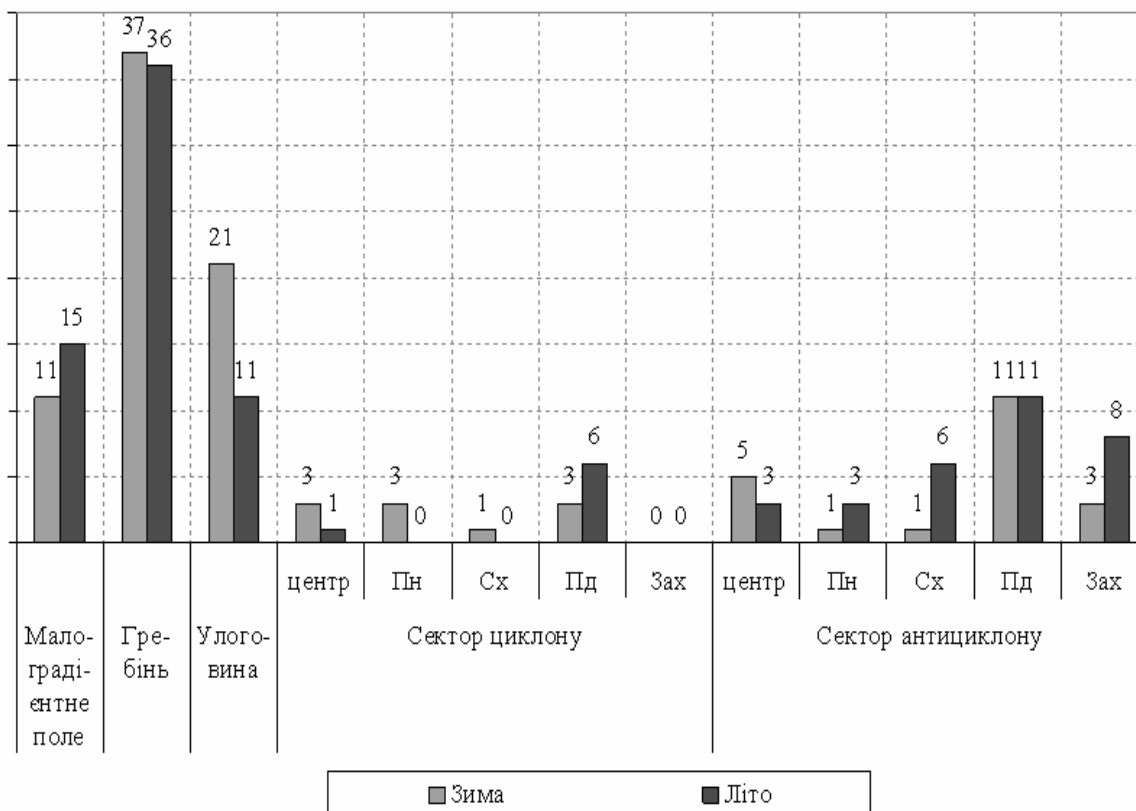


Рис. 1 - Повторюваність (%) синоптичних ситуацій при перевищенні ГДК оксиду вуглецю у м. Одеса.

З циклонічними процесами пов'язана найменша повторюваність випадків з високими рівнями CO. Це, перш за все, відноситься до тилової частини циклону з типовими для неї холодними фронтами, які досить часто супроводжуються поривчастим вітром та опадами, що створює умови для вимивання і розсіювання домішок. Саме тому у західному секторі циклонів взагалі відсутні високі рівні забруднення атмосферного повітря шкідливими речовинами. У південному секторі циклонів завдяки зниженим баричним градієнтам, низькій хмарності та туманам формуються сприятливі умови для накопичення забруднюючих речовин, що добре демонструє рис. 1 для оксиду вуглецю.

Відомо, що макромасштабні атмосферні рухи квазігоризонтальні, тобто основні зміни метеорологічних полів, а отже, і полів концентрації домішок визначаються великою мірою адвекцією повітряних мас. Тому процеси адвекції здійснюють суттєвий вплив як на локальні значення концентрації, так і на загальний вміст домішок в атмосфері перш за все при великих техногенних катастрофах.

У даній роботі зроблена спроба виявити циркуляційні особливості атмосфери над північно-західним Причорномор'ям. Для оцінки використано метод зворотних траєкторій руху повітряних мас (модель HYSPLIT) [7]. Цей метод дозволяє визначити район формування повітряної маси, яка надходить до пункту дослідження. Слід

відзначити, що при затоці повітря з верхніх тропосферних шарів загальний вміст СО значною мірою залежить від повітряного басейну, де була сформована повітряна маса.

Результати оцінок показали, що в зимовий період переважає вторгнення атмосферного повітря на район Одеси з північного заходу (26%), але значний відсоток (21%) складають вторгнення з південного заходу; змінні напрямки (змінюються декілька разів на добу) затоку повітряних мас складають також 21%. Влітку переважає північно-східний (20%) та змінний (20%) напрямки. Отримані результати добре узгоджуються з даними рис. 1.

Як відзначалося вище, велику роль у формуванні рівня забруднення атмосфери в усі пори року грають приземні та піднесені температурні інверсії та ізотермії. Для дослідження впливу інверсій на якість атмосферного повітря використані дані аерологічних спостережень за 00 ВСЧ аерологічної станції Одеса. Рівень вмісту основних забруднюючих домішок виявлявся у строк 19 годин місцевого часу, коли спостерігалися дещо вищі концентрації, порівняно зі строком 07 годин. В табл. 4 наведені результати дослідженого впливу інверсійної стратифікації нижнього шару атмосфери на формування високих рівнів забруднення повітря.

Таблиця 4 - Параметри різних типів стратифікації атмосфери при високих рівнях концентрації СО у період 2003–2007 рр. по сезонах, м. Одеса

Сезони	Тип стратифікації атмосфери									
	Приземна				Піднесена				Без інверсії	
	к.в.	%	$\Delta H$ , м	$\Delta T$ , °С	к.в.	%	$\Delta H$ , м	$\Delta T$ , °С	к.в.	%
зима	20	44	350	2,1	17	38	400	3,3	8	18
літо	34	61	260	1,2	10	18	260	1,4	12	21

Бачимо, що і в літній, і в зимовий періоди випадків з перевищенням ГДК більше при наявності приземних інверсій, ніж піднесених. При цьому в зимовий період високі рівні забруднення формуються в більш потужних інверсіях (середнє значення  $\Delta H$  дорівнює 350 м) у порівнянні з літнім сезоном, для якого середня потужність становить 260 м. Зимові приземні інверсії відзначаються і більшою інтенсивністю. Це природно, оскільки взимку приземні інверсії часто мають фронтальне походження і тому взагалі вони більш потужні та інтенсивні. Наприклад, в період 2001-2005 рр. незалежно від рівня забруднення в січні  $\Delta H = 320$  м,  $\Delta T = 3,1$  °С, а в липні – відповідно 270 м і 2,2 °С (табл. 1).

При піднесених інверсіях високі рівні забруднення частіше (на 20%) відмічаються взимку ніж влітку. Як для приземних, так і для піднесених інверсій зимового періоду характерні більша вертикальна потужність та інтенсивність.

На рис. 2 наочно представлена повторюваність інверсійної стратифікації та її відсутності при високих рівнях концентрації оксиду вуглецю. Видно, що найчастіше високі рівні забруднення формуються в літній сезон у випадках з приземними інверсіями (61%); повторюваність високих рівнів концентрації при відсутності інверсії складає 21%; приблизно стільки ж відсотків (18%) припадає на піднесені інверсії.

Великий відсоток випадків з високими концентраціями оксиду вуглецю в літній сезон при наявності приземних інверсій можна пояснити тим, що, з одного боку, повторюваність цього типу інверсій влітку більша, ніж взимку; з другого боку, в літній

сезон значно збільшується кількість автотранспорту, який є джерелом СО в нижньому шарі атмосфери. Крім цих причин на збільшення концентрації домішок у повітрі впливає ще і те, що в літній період, як правило, зменшується кількість випадків опадів, які сприяють вимиванню шкідливих речовин із граничного шару атмосфери.

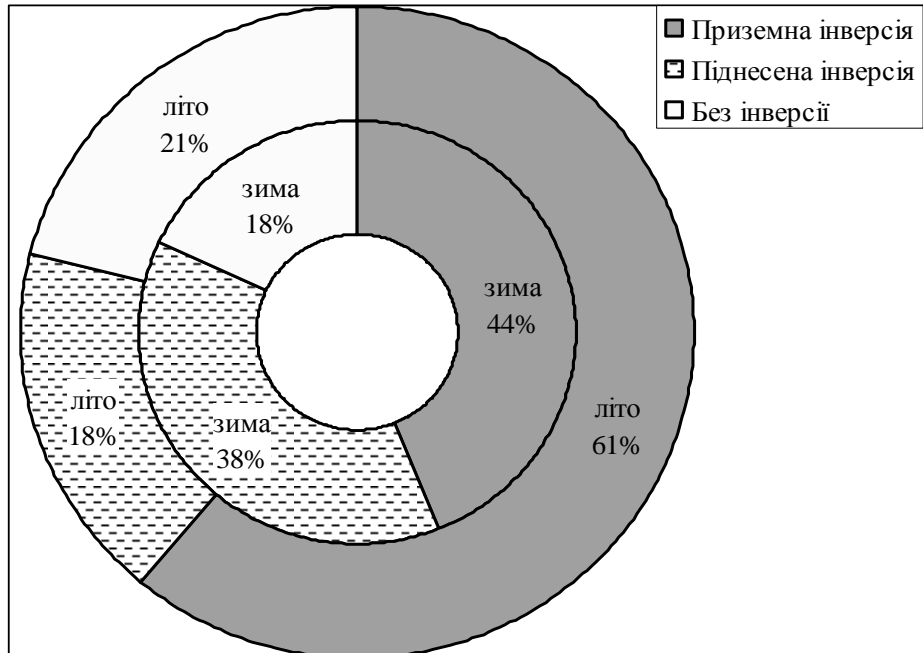


Рис. 2 - Повторюваність типів стратифікацій при високих рівнях концентрації оксиду вуглецю у м. Одеса (2003-2007 рр.).

В зимовий період високі рівні концентрації оксиду вуглецю досить часто формуються як у випадках з приземними інверсіями (44%), так і з піднесеними (38%). У порівнянні з літнім сезоном роль піднесених інверсій взимку збільшується, а приземних – зменшується. Цей результат можна пояснити тим, що, по-перше, повторюваність піднесених інверсій взимку на 20% більша, ніж влітку (38 і 18% відповідно); по-друге, в зимовий період крім автотранспорту джерелом оксиду вуглецю є ТЕЦ і, якщо піднесені інверсії досить низькі, то в приземному шарі атмосфери можуть утворюватися небезпечні умови забруднення, оскільки інверсійний шар перешкоджає підйому викидів і сприяє їх накопиченню.

#### Висновки.

1. Результати розрахунків та аналізу складових потенціалу забруднення атмосфери для Одеси показали, що:

- інверсійна стратифікація температури, яка суттєво впливає на забруднення атмосферного повітря, в усі пори року має велику повторюваність (від 87 до 95% від загальної кількості радіозондів);

- приземні інверсії найчастіше формуються влітку та в перехідні сезони (від 62 до 66%) і охоплюють шари атмосфери товщиною від 210 до 270 м; взимку інверсії цього типу спостерігаються втричі рідше, але їх потужність та інтенсивність більші (320 м і 3,1 °С відповідно);

- піднесені інверсії найбільшу повторюваність мають в зимовий період (69%), але низькі інверсії (з нижньою межею в шарі 10 – 500 м), які в найбільшій мірі впливають на забруднення нижньої атмосфери, найчастіше формуються в квітні та липні (відповідно 80 і 88% від загальної кількості піднесених інверсій); у січні та жовтні приблизно половина піднесених інверсій відноситься до низьких;



- класифікація, яка запропонована авторами [4], не дозволяє однозначно оцінити ПЗА для Одеси, тому що завдяки великій повторюваності приземних інверсій Одеса відноситься до зони з дуже високим ПЗА, а параметри цих інверсій та повторюваності слабого вітру відповідають низькому рівню ПЗА.

2. Дослідження зв'язку між концентрацією СО і метеорологічними та синоптичними умовами показали наступне:

- в розглянуті пори року формуванню високих рівнів забруднення нижнього шару атмосфери сприяють, як приземні, так і піднесені інверсії температури: взимку перевищення ГДК оксиду вуглецю спостерігалось у 92% випадків при наявності інверсій і лише у 8% випадків – при безінверсійній стратифікації; влітку це співвідношення складає відповідно 79 і 21%;

- у літній період високі концентрації СО пов'язані в основному з приземними інверсіями (61%); взимку повторюваність випадків з перевищенням ГДК складає 44% для приземних інверсій та 38% - для піднесених;

- найбільш сприятливі умови для накопичення шкідливих домішок у нижньому шарі атмосфери і в зимовий, і у літній сезони утворюються в баричних гребенях, де повторюваність високих концентрацій СО становить 37 та 36% відповідно.

### Список літератури

1. База даних радіозондувань з ресурсу: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>  
[http://www.westwind.ch/w\\_0sow.php](http://www.westwind.ch/w_0sow.php)
2. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б., Мізевіч А.Ф. Оцінка забруднення атмосферного повітря над Одесою пилом та діоксидом сірки у січні 2003-2007 рр. // Вестник ГМЦ ЧАМ. - 2009. – С. 70-77.
3. Киптенко Є.М., Козленко Т.В. Прогнозування рівнів високого забруднення атмосферного повітря у містах України // К.: УкрНДГМІ.- Вип. 250. – 2002.–С. 288–297.
4. Климатические характеристики условий распространения примесей в атмосфере. Справочное пособие / Под ред. Безуглой Е.Ю., Берлянда М.Е. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 328 с.
5. Клімат України /За ред. Ліпінського В.М., Дячука В.А., Бабіченко В.Н.. - К.:Видавництво Раєвського, 2003. - 343 с.
6. Концепція охорони атмосферного повітря у місті Одесі на період до 2010 року. - WWW.Odessa.UA - official site of Odessa city \_ Statutory acts \_ Resolutions of the City Council.htm
7. Макарова М.В., Алексеенков Г.А., Косцов В.С., Поберовский А.В. Оценка влияния вторжений воздуха из верхней тропосферы на общее содержание СО в районе Санкт – Петербурга // Физика атмосферы и океана. Известия РАН. – Т. 44. - № 5. – 2008. – С. 654–662.
8. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. 1 - Л.: Гидрометеиздат, 1986. - 702 с.
9. Сніжко С.І., Шевченко О.Г. Вплив напрямку та швидкості вітру на рівень забруднення атмосферного повітря міста Київ // Український гідрометеорологічний журнал. – 2008. - №3. – С. 33 – 48.
10. Шальгина И.Ю. О связях загрязнения воздуха в Москве и метеорологических параметров по данным реанализа // Труды ГМЦ РФ. – 2008. – Вып. 342. – С. 79 – 87.

#### **Метеорологические и синоптические условия загрязнения атмосферного воздуха города Одеса. Ивус Г.П., Хоменко Г.В., Семергей-Чумаченко А.Б., Гурская Л.М.**

*На основании данных радиозондирования, наблюдений за ветром и загрязнением воздуха за пятилетний период сделана оценка потенциала загрязнения атмосферы для Одессы и изучены метеорологические и синоптические условия формирования высоких уровней концентрации вредных веществ.*

**Ключевые слова:** потенциал загрязнения атмосферы, инверсия температуры, предельно допустимая концентрация

#### **Meteorological and synoptic conditions of atmospheric air pollution in Odessa city.**

**Ivus G., Homenko G., Semergei-Chumachenko A., Gurscaia L.**

*Estimation of potential of atmosphere pollution is made on the base of radiosounding data, and wind and atmosphere pollution observations in Odessa city. Meteorological and synoptic conditions of formation of high level of pollutant concentrations are examined.*

**Keywords:** potential of atmosphere pollution, temperature inversion, maximum concentration limit

## ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ АНТЕНН МРЛ

*В статье исследуются возможные современные методы измерения параметров антенн.*

**Ключевые слова:** антенна, диаграмма направленности, методы измерения.

**Введение.** Обычно для измерения диаграммы направленности (ДН) антенны применяют метод вращающейся антенны (ВР) или метод неподвижной антенны (НА). При методе ВА исследуемая антенна (ИА) устанавливается на поворотное устройство, а вспомогательная антенна (ВА) – на вышке. Она неподвижна и ориентирована максимумом ДН на ИА. Измерения проводятся в режиме приема или в режиме передачи.

При методе неподвижной антенны ИА неподвижна, и вокруг нее по окружности, в определенной плоскости, перемещается ВА. Как и в первом случае, ИА может работать или в режиме приема, или в режиме передачи. В процессе измерения максимум ДН ВА сохраняет ориентацию на ИА.

Во всех случаях ВА должна находиться в дальней зоне. В обоих методах необходимо поддерживать стабильность работы передатчика, постоянство усиления приемника и обеспечить согласование ИА и ВА по поляризации.

При использовании описанных методов измерения нужно, чтобы расстояние между ИА ВА удовлетворяло условию дальней зоны антенны:

$$r_0 = 2L^2/\lambda, \quad (1)$$

где  $r_0$  – дальность до точки наблюдения,  $L$  – размер антенны,  $\lambda$  – длина излучаемой волны.

С увеличением габаритов антенн выполнить это условие становится все труднее. Кроме того, для уменьшения влияния отражения от Земли и окружающих объектов на результаты измерения ДН в свободном пространстве, необходимо, чтобы площадка для антенных измерений была ровной, вблизи нее отсутствовали отражающие объекты. Взаимное размещение антенн должно быть таким, чтобы направление на точку отражения от земли совпадало с направлением нулевого излучения хотя бы одной из антенн [1, 2].

Все это привело к необходимости разработки новых методов антенных измерений, в которых ослаблены или устранены те или иные недостатки указанных методов.

**Материалы и методы исследования.** В статье рассматриваются возможные методы измерения параметров антенн.

Научная новизна статьи заключается в разработке современных методов измерения и контроля параметров антенны.

**Цель данной статьи** – разработка методов измерения и контроля параметров антенн.

**Изложение основного материала статьи.** В данной статье разрабатываются новые методы антенных измерений. Эти методы можно разделить на две группы: методы измерения параметров антенн на сокращенных расстояниях и радиометрические методы.

**Методы измерения параметров антенн на сокращенных расстояниях.** К этим методам относятся: метод фокусировки; коллиматорный метод; методы определения параметров антенн по измерениям поля в ближней зоне.

Метод фокусировки состоит в том, что в раскрыве исследуемой антенны устанавливают (дополнительно к исходному) квадратичное фазовое распределение вида

$$\varphi(z) = \frac{Kz^2}{2r_\phi} \cos^2 \theta_\phi, \quad (2)$$

где  $z$  – координата раскрыва;  $K = 2\pi/\lambda$ ;  $r_\phi$ ,  $\theta_\phi$  – координаты точки фокусирования, расположенной в зоне Френеля.

Это позволяет в окрестности точки фокусировки добиться компенсации квадратичной фазовой составляющей, присутствующей в разности хода волн от элементарных излучателей до точки наблюдения в зоне Френеля. Поэтому фазовые соотношения для полей получаются такими же, как и для дальней зоны, когда лучи от системы до точки наблюдения параллельны.

Угловое распределение поля вблизи точки фокусировки повторяет угловое распределение поля в дальней зоне антенны с исходным амплитудно-фазовым распределением (АФР).

Коллиматорный метод. В этом методе используется тот факт, что при размещении передающей ВА в дальней зоне ИА, падает плоская однородная волна. ДН ИА определяет зависимость амплитуды сигнала на выходе приемника от угла прихода этой волны. Плоскую волну можно получить так же с помощью коллиматора, (линзы или зеркала), в фокусе которого находится ВА рис.1.

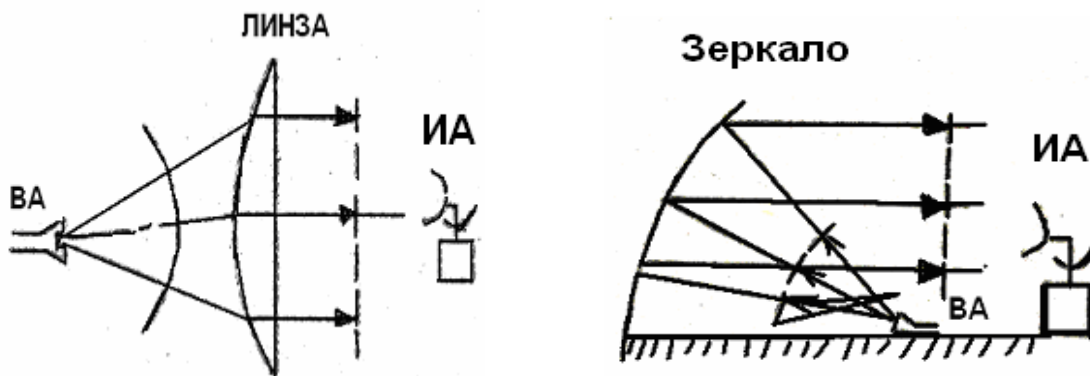


Рис.1 - Блок-схема установки при измерении параметров антенны коллиматорным методом

Сферический или цилиндрический фронт излучаемой ВА волны преобразуется коллиматором в плоский. ДН ИА измеряется в режиме приема методом вращающейся антенны. Этот метод является эффективным и экономичным при испытании серийных антенн на полигонах заводов-изготовителей.

Метод ближнего поля. При этом методе производится измерение поля в ближней зоне антенны на некоторой поверхности (плоской, цилиндрической или сферической) и затем путем соответствующей обработки результатов этих измерений определяются параметры антенны в дальней зоне.

Ближнее поле антенны может быть измерено прямым методом, путем сравнения амплитуды и фазы исследуемого поля с эталонными (опорными значениями). Однако этот метод становится сложным, если требуется получить высокую точность регистрации поля. Поэтому широкое применение находит голографический метод записи поля, который относится к косвенным методам измерения АФР. Одна из возможных схем измерения радио-голограммы представлена на рис. 2.

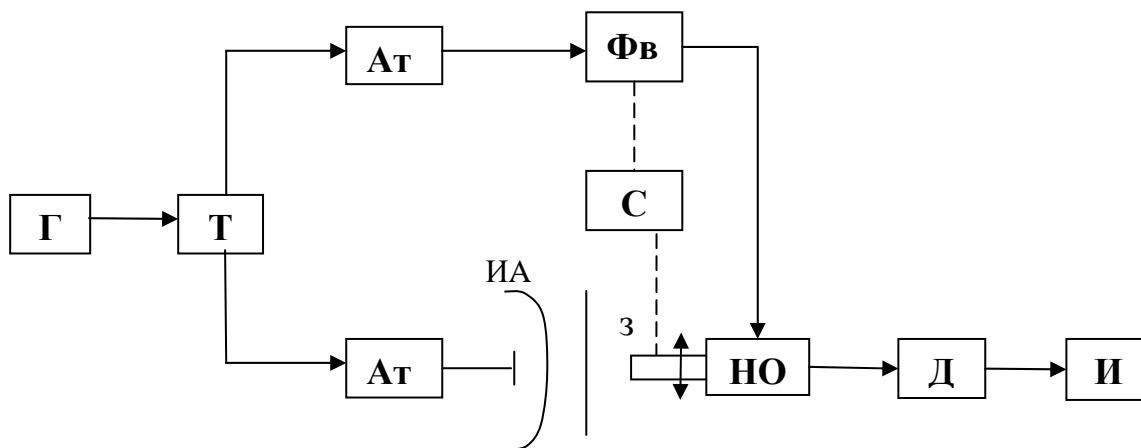


Рис. 2 – Блок-схема для измерения радиоголограммы

СВЧ сигнал от генератора Г через Т-мост подводится к ИА, а также через фазовращатель (ФВ) и направленный ответвитель (НО) вводится в измерительный тракт в качестве опорного. Зонд 3 перемещается в раскрыве по заданному закону с помощью сканера С. Суммарный сигнал поступает на квадратичный детектор Д и регистрирующий прибор И. Аттанюаторы Ат и ФВ предназначены для обеспечения необходимого соотношения амплитуд и фаз измеряемого и опорного сигналов. В соответствии с законом перемещением зонда, ФВ изменяет фазу опорного сигнала по линейному закону. В данной схеме опорная волна формируется не в пространстве (как зачастую это делается в других схемах), а вводится непосредственно в измерительный тракт зонда.

Обработка АФР или радиоголограммы, с целью получения характеристик ИА в дальней зоне, производится обычно с помощью ЭВМ. В зависимости от типа поверхности, на которой измеряют АФР, применяются те или иные алгоритмы обработки информации. Наиболее простым получается алгоритм при измерении ближнего поля антенны на плоскости. В этом случае для расчета ДН используют алгоритмы быстрого преобразования Фурье (БПФ). Пространственная ДН представляется на выходе ЭВМ в картографическом изображении (в виде линий постоянного уровня), а ДН в главных плоскостях – в виде кривых (обычно в прямоугольной системе координат) в линейном и логарифмическом масштабах. Рассчитываются (коэффициент направленного действия), фазовые и поляризационные диаграммы, пеленгационные характеристики, т.е. производится полная аттестация антенны. Иногда метод регистрации ближнего поля антенны с последующей обработкой информации на ЭВМ называют методом антенных измерений.

С точки зрения контроля характеристик антенны в процессе эксплуатации РЛС зачастую оказывается достаточным измерение АФР (или радиоголограммы) в раскрыве антенны. Если отклонения измеренного поля от эталонного не превышают допустимых значений, то, очевидно, отпадает необходимость в определении ДН антенны и ее параметров.

Для текущего контроля исправности антенны зачастую можно ограничиться проверкой работоспособности ее наиболее ненадежных элементов или узлов (например, в фазированных антенных решетках – токов фазовращателей или усилителей). Однако такой оперативный контроль внутренних параметров элементов антенны необходимо периодически дополнять контролем внешних характеристик антенны (ДН, КНД и т.д.), который является наиболее полным, так как позволяет учесть влияние возможных деформаций поверхности антенны, подстилающей поверхности и других факторов, не охваченных внутренним контролем.

**Радиометрические методы измерения параметров антенн.** Радиометрические методы антенных измерений основаны на использовании в качестве вспомогательной передающей антенны либо космических источников радиоизлучения (радиоастрономические методы), либо искусственных источников шумового радиоизлучения, так называемых «черных дисков». Эти источники излучают сигналы сходные по своей структуре с внутренними шумами приемника. ИА работает в режиме приема шумового поля, что приводит к изменению ее шумовой температуры.

Для измерения шумовой температуры антенны используются радиоастрономические методы. Для этого используются дискретные космические источники радиоизлучения (КИР). В качестве таких источников используются наиболее мощные КИР (Солнце, Луна, Кассиопея, Лебедь-А, Телец-А, Дева-А). Распределение яркостной температуры КИР является сложной функцией угловых координат. Поэтому для аналитического описания шумовой температуры этих источников чаще всего используют двумерную функцию Гаусса или столообразную функцию. Первая функция хорошо аппроксимирует яркостную температуру Тельца-А, Девы-А, а вторая – яркостную температуру Солнца и Луны. Спектральная плотность потока мощности КИР весьма стабильна и табулирована с высокой точностью (2-5%), что важно для антенных измерений. Точность последних в значительной мере зависит от угловых размеров источника. Различают два случая:

- 1) угловые размеры КИР значительно меньше ширины ДН исследуемой антенны, которые называют точечными;
- 2) угловые размеры КИР соизмеримы или больше ширины ДН исследуемой антенны, которые называют протяженными.

Траектории движения КИР на небесной сфере хорошо изучены. Их координаты могут быть рассчитаны с большой точностью для любого момента времени, поэтому они используются для юстировки антенн. Ряд источников, например, Кассиопея-А, являются незаходящими для Северного полушария, что позволяет использовать их для измерения в любое время суток. Для траектории перемещения таких источников характерным является наличие точек кульминации (верхней и нижней) и точек поворота. В области этих точек источник перемещается соответственно только по азимуту или только по углу места, что используется для измерения ДН в азимутальной плоскости и плоскости угла места.

**Измерения параметров антенн методом «черного диска».** Метод «черного диска» относится к наземным методам измерения. В качестве вспомогательной антенны используются искусственные источники шумового поля – «черные диски» (ЧД). Последние представляют собой щиты, изготовленные из поглощающих электромагнитные волны материалов (черное тело). Яркостная температура источника равна температуре окружающей среды, т.е. постоянна вдоль диска.

При измерении «черные диски» необходимо помещать в дальней зоне антенны под углами 15-30° к горизонту для уменьшения влияния Земли на результаты измерений. Диаметр диска, с одной стороны, должен быть достаточно большим для создания приемлемого уровня шумового сигнала у ИА, а с другой стороны – достаточно малым, чтобы его считать точечным источником.

Методика измерений параметров антенн по ЧД такая же, как и по КИР, и состоит в измерении с помощью радиометра приращения шумовой температуры  $\Delta T_a$  антенны при приеме излучения от источника с известной яркостной температурой. Кроме того, этот метод обладает рядом дополнительных возможностей.

ЧД хорошо согласованы с окружающей средой, что позволяет помещать их вблизи антенны, не искажая распределение поля в ней. Поэтому, используя ЧД, можно измерить



характеристики антенны в ближней зоне, например, амплитудное распределение (АР) в раскрыве антенны или долю мощности, рассеиваемой тем или иным элементом конструкции антенны.

Методика измерения АР состоит в следующем. Антенна ориентируется в «холодную» область (зенит). Затем в раскрыв антенны помещается элемент из поглощающего материала. Для антенны с прямоугольным раскрывом и разделяющимся АФР материал представляет собой полосу, которая перемещается вдоль каждой из прямоугольных координат. На рис. 3 показано размещение элемента поглощающего материала для измерения АР вдоль оси ОХ. Если поле Е в раскрыве можно считать постоянным по амплитуде в пределах ширины полосы, то зависимость приращения шумовой температуры антенны имеет вид:

$$\Delta T_a(y) = AE^2(y),$$

где

$$A = \Delta T_{a_{\max}} / E^2_{\max}.$$

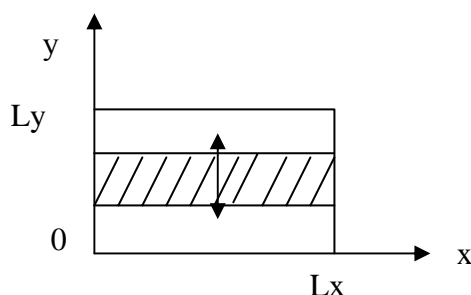


Рис.3 – Размещение элемента поглощающего материала

Аналогично производится измерение АР вдоль оси ОУ.

Для оценки влияния того или иного элемента конструкции антенны на ее эффективность антенна, как и прежде, ориентируется в зенит, измеряется ее шумовая температура. Затем исследуемый элемент конструкции закрывается поглощающим материалом и вновь измеряется шумовая температура антенны. После обработки результатов измерений находят коэффициент, характеризующий величину энергии, рассеиваемой на этом элементе.

#### **Выводы и перспективы дальнейших исследований.**

1. Предложены новые методы измерения и контроля параметров антенн МРЛ.
2. Разработана структурная схема для измерения радиоголограм.
3. Предложена методика измерения параметров антенн радиометрическим методом.

Целью дальнейших исследований является разработка технических устройств для реализации предложенных методов.

#### **Список литературы**

1. Фрадин А.З. Рыжков Б.В. Измерение параметров антенно-фидерных устройств. – М.: Связь, 1972.- 150 с.
2. Захарьев Л.Н., Леманский А.А. и др. Методы измерения характеристик антенн СВЧ. – М.: Радио и связь, 1985.- 203 с.

#### **Тенденції розвитку методів вимірювання параметрів антен МРЛ. Вельміскін Д.І., Пустовіт Т. М.**

*В статті досліджуються можливі сучасні методи вимірювання параметрів антен.*

**Ключові слова:** *антена, діаграма направленості, методи вимірювання.*

#### **Facilities of meteorology radars measurement ten tons development. Velmiskin D.I., Pustovit T.M.**

*Possible contemporary methods of measurement of antennas parameters are investigated in this article.*

**Key words:** *antenna, direct on diagram, measurement methods.*

## О НЕКОТОРЫХ ФИЗИЧЕСКИХ МЕХАНИЗМАХ ЭВОЛЮЦИИ БЛОКИРУЮЩЕГО АНТИЦИКЛОНА В ПЕРИОД ФОРМИРОВАНИЯ АНОМАЛЬНЫХ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ ЛЕТОМ 2010 ГОДА

В статье рассмотрены причины формирования аномального температурного режима над территорией Европы летом 2010 г. С использованием низкочастотных данных температуры и геопотенциала показано, что установление аномально высоких температур обусловлено действием антициклонического вихря с солитонными свойствами.

**Ключевые слова:** аномальный температурный режим, фильтр Ланцоша, частота отсечения, солитонный вихрь, область захвата частиц, нулевая адвекция.

**Постановка проблемы.** 2010 год побил все рекорды тепла в северном полушарии планеты, став самым теплым за всю историю наблюдений с 1891 года. Среднее значение температуры было на 0,4°C выше, чем в 2005 году, который до этого был на первом месте. В целом, из последних 15 лет одиннадцать были самыми жаркими за всю историю наблюдений. Агенство Bloomberg со ссылкой на мнение экспертов и аналитиков сообщило, что по предварительным оценкам ущерб от явлений, так или иначе связанных с аномальной жарой 2010 г., составил около 15 млрд. долл. [6].

Установившись во второй декаде июня над югом России и Украины, антициклон вызвал аномальную жару, а к началу июля распространился и на средние широты России, закачивая раскалённый воздух из пустынь Туркмении. Необычно длительный срок существования этого антициклона, который существовал более 2 месяцев, и обусловил продолжительный прогрев воздуха до рекордных значений.

Положительная аномалия среднемесячной температуры мая по территории Украины была больше, чем в апреле. В ряде городов май стал одним из самых тёплых в истории. В первой половине месяца наблюдалась нетипично тёплая погода (например, температура 1 мая в некоторых городах приближалась к 30°C), которая продержалась большую часть месяца. Небольшое похолодание отмечалось во второй половине месяца.

В конце первой - начале второй декады июня 2010 года в Украине (рис. 1) был установлен ряд температурных рекордов [6].

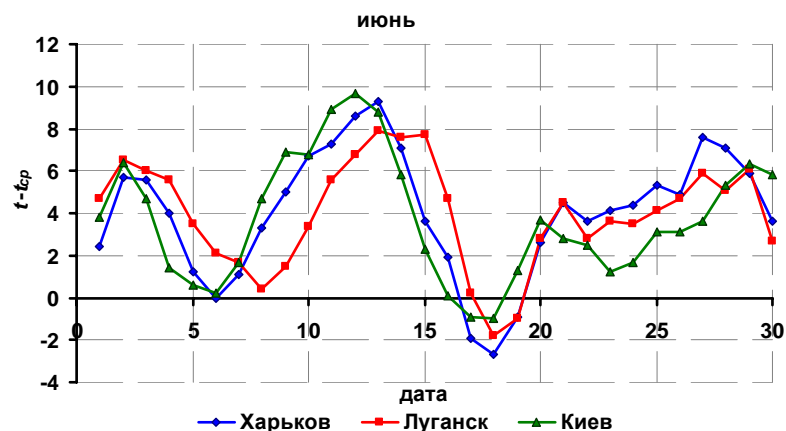


Рис. 1 – Величины аномалий температуры (июнь, 2010 г.).

В Харькове июнь 2010 года лишь на 0,1°C не смог достичь исторического рекорда июня, который наблюдался в 1954 году (средние температуры соответственно были

+23,2°C и +23,3°C), аномалия составила +4°C. Осадков выпало лишь треть от нормы. Помимо этого, в июне 2010 года в Харькове зафиксированы 6 суточных рекордов жары.

В Донецке июнь 2010 года едва не стал самым тёплым в истории со средней температурой +22,9 С (против +23,0°C в 1975 г.). Было установлено три новых суточных рекорда, самый высокий из них наблюдался 14 июня и составил +34,8 С.

Аномально тепло было и в Днепропетровске, где зафиксирован температурный рекорд (13 июня температура составила +35,0°C). В Запорожье до температурного рекорда июня не хватило 0,4°C. В Луганске положительная аномалия среднемесячной температуры составила +4°C.

После небольшого похолодания в начале июля аномально высокая температура установилась над центральными и особенно юго-восточными областями Украины (рис. 2). Июль 2010 г. стал самым тёплым в истории в Донецке (средняя температура +25,4°C против +25,2°C в 2001 г.). В Харькове после переменного характера первой декады июля более чем месяц температура не опускалась ниже 30 С в дневное время. В целом, июль в Харькове, как и в Донецке, также стал самым теплым за период наблюдений (средняя температура +25,8°C против +25,5°C в 2001 г.). Ряд температурных рекордов также были зафиксированы в Запорожье, Днепропетровске, Луганске.

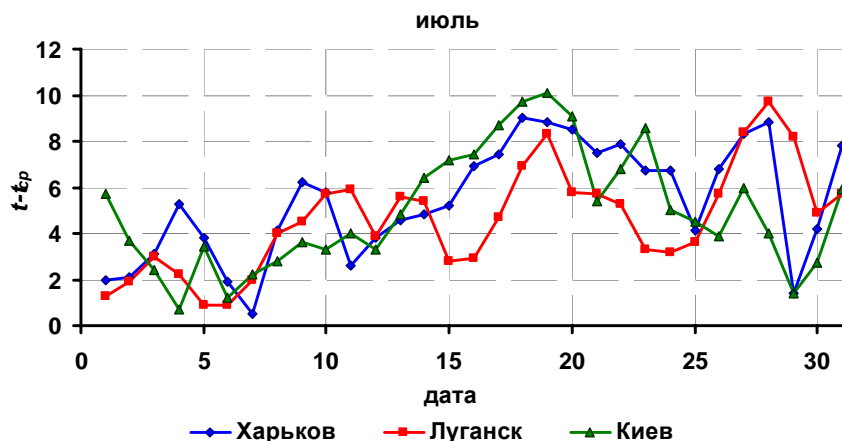


Рис. 2 – Величины аномалий температуры (июль, 2010 г.)

Своего апогея жара достигла в августе. В начале месяца температура превысила рекордные значения, превысив в некоторых городах отметку +40°C. Исторические максимумы во многих городах Украины были перекрыты (табл. 1).

Табл. 1 – Значения абсолютных максимумов температуры в августе 2010 г.

Город	Температурный максимум, °C	Дата установления
Днепропетровск	40,9	08.08.2010
Донецк	39,1	10.08.2010
Запорожье	40,2	11.08.2010
Киев	39,2	08.08.2010
Луганск	42,0	12.08.2010
Симферополь	39,5	08.08.2010
Харьков	39,8	08.08.2010
Херсон	40,7	08.08.2010

Самая высокая температура наблюдалась в Луганске, где 12 августа она достигла значения  $+42,0^{\circ}\text{C}$ . Эта цифра стала новым абсолютным максимумом Украины, а также самой высокой температурой, зафиксированной в крупном городе в пределах блокирующего антициклона.

Август 2010 года стал самым тёплым в истории в Донецке (средняя температура  $+26,3^{\circ}\text{C}$ ), Днепропетровске ( $+25,8^{\circ}\text{C}$ ), Запорожье ( $+26,5^{\circ}\text{C}$ ), Киеве ( $+24,6^{\circ}\text{C}$ ), Луганске ( $+25,8^{\circ}\text{C}$ ), Симферополе ( $+25,8^{\circ}\text{C}$ ), Харькове ( $+26,1^{\circ}\text{C}$ ) и Херсоне ( $+26,2^{\circ}\text{C}$ ).

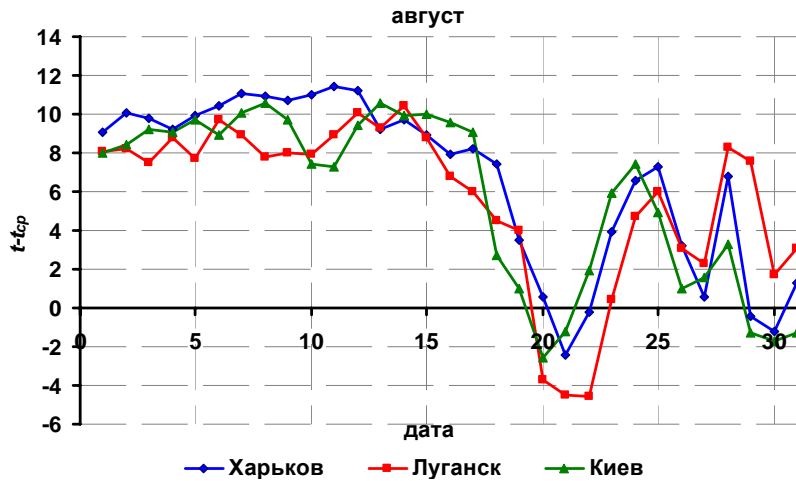


Рис. 3 – Величины аномалий температуры (август, 2010 г.)

Практически на всей территории Украины, кроме западных областей, август был рекордно жарким. Если рассматривать первую половину августа, то показатели средней температуры первой половины августа находятся вблизи на 30-градусной отметки, что абсолютно нетипично для территории, располагающейся в средних широтах.

Гипотезы о причинах формирования таких аномальных погодных условий имеют достаточно широкий спектр.

Например, согласно одной из них [5, 9], предполагается, что в глобальном климатообразовании появилось новое понятие «фронтов устойчивой погоды», которые, по причине пространственно-временной стабилизации струйных течений, обуславливают своеобразный «застой» погоды в отдельных регионах земного шара.

Другая гипотеза [9] базируется на мнении межправительственной группы экспертов по климату (IPCC), которая сделала заявление, что аномальные погодные условия - жара, засуха, наводнения, наблюдавшиеся летом 2010 г. на территории от Европы до Пакистана, возвращают человечество к перспективам климатических изменений, связанных с изменением течений «Эль-Ниньо» и «Ла-Нинья».

Еще одно мнение [9] высказано руководителем программы «Климат и энергетика» WWF России Алексеем Кокориным, который полагает, что такие длительные периоды летней жары отмечались и ранее, например, в 1936 году, но в последние годы они значительно участились. Это ответ климатической системы на изменение человеком химического состава атмосферы («химический удар»).

По словам экспертов-метеорологов, возникновение блокировки атмосферных течений может быть связано с уровнем солнечной активности: анализ истории метеорологических наблюдений позволил сделать вывод, что подавляющее большинство природных катаклизмов происходило в годы, когда активность Солнца была минимальна. Если данная гипотеза окажется правильной, она послужит важнейшим инструментом диагностики и предсказания подобных природных явлений.

Результатом совещания, проведенного с участием ученых Росгидромета и РАН, на котором обсуждали причины аномальной жары лета 2010 г., явилось определенное понимание причин произошедшего [6]. Вкратце можно обозначить три главных фактора, обусловивших формирование аномальных погодных условий: приход аномально устойчивого блокирующего антициклона, чрезвычайно сильная засуха в прикаспийском регионе и общее повышение температуры, связанное с глобальным потеплением.

В свою очередь, в конце августа 2010 года NOAA опубликовала черновой вариант отчёта о причине тепловой волны в России, который, в частности, подтверждает наличие антициклонического блокинга, хотя и было отмечено, что прямой связи между блокингом и глобальным потеплением провести не удастся.

Таким образом, с точки зрения метеорологии, не подлежит сомнению факт наличия блокирующего антициклона, но вызывает расхождение мнений трактовка механизмов его длительного существования.

*Целью* данной работы является установление физических механизмов эволюции блокирующего антициклона, обусловившего формирование аномально жарких погодных условий над территорией Европы летом 2010 г.

**Материалы исследований.** Традиционный синоптический подход утверждает, что блокирующий антициклон развивается над аномально теплой подстилающей поверхностью, что как следует из рис. 4, менее ярко наблюдалось над территорией Европы в июне (рис. 4а) и более – в июле и августе (рис. 4 б, в).

Термический режим у поверхности земли свидетельствует о формировании в июле-августе поля температуры, благоприятствующего развитию и дальнейшему устойчивому существованию антициклонического вихря с его локализацией над центральными регионами России. Налицо наличие обширных очагов тепла на его западной периферии и холода на восточной. Но при этом качественная оценка не является достаточным основанием для утверждения о причинах аномально устойчивого существования антициклонического вихря, а скорее лишь идентифицирует общий фон процесса. В этом случае принципиально важно исследование структуры термобарического поля в области блокирующего антициклона, которое и определяет характер эволюции барического образования.

Сделаем небольшое теоретическое отступление. В работе [2] автором экспериментальным путем получены результаты, показывающие, что при определенных режимах (компенсация дисперсионного расплывания, свойственного линейным режимам, нелинейным самосжатием) в сплошных средах возможно образование антициклонических вихрей, способных длительное время сохранять свою форму (солитоны Россби). Кроме того, автором было высказано предположение, что такие вихри в атмосфере Земли могут вызывать длительные засухи.

Экспериментально была установлена различная природа формирования и, как следствие, различные виды солитонов. В нашем случае представляет интерес автосолитон Россби, т.е. самоорганизующийся и самоподдерживающийся в системе течений стационарный антициклонический одиночный вихрь.

Характерно, что в монополюсном солитоне Россби имеется область захваченных частиц, заключенная внутри его характерного размера  $a$  (рис. 5). Соответственно солитон весьма эффективно – не выпуская из себя – переносит частицы среды заключенные в нем с момента образования и не пропускает внутрь себя частицы, которые попадают по пути его дрейфа. Область захвата частиц внутри вихря Россби существует лишь при условии

$$V_{вр} > V_{др}.$$

где  $V_{вр}$  – скорость вращения частиц в вихре;  $V_{др}$  – скорость дрейфа вихря.



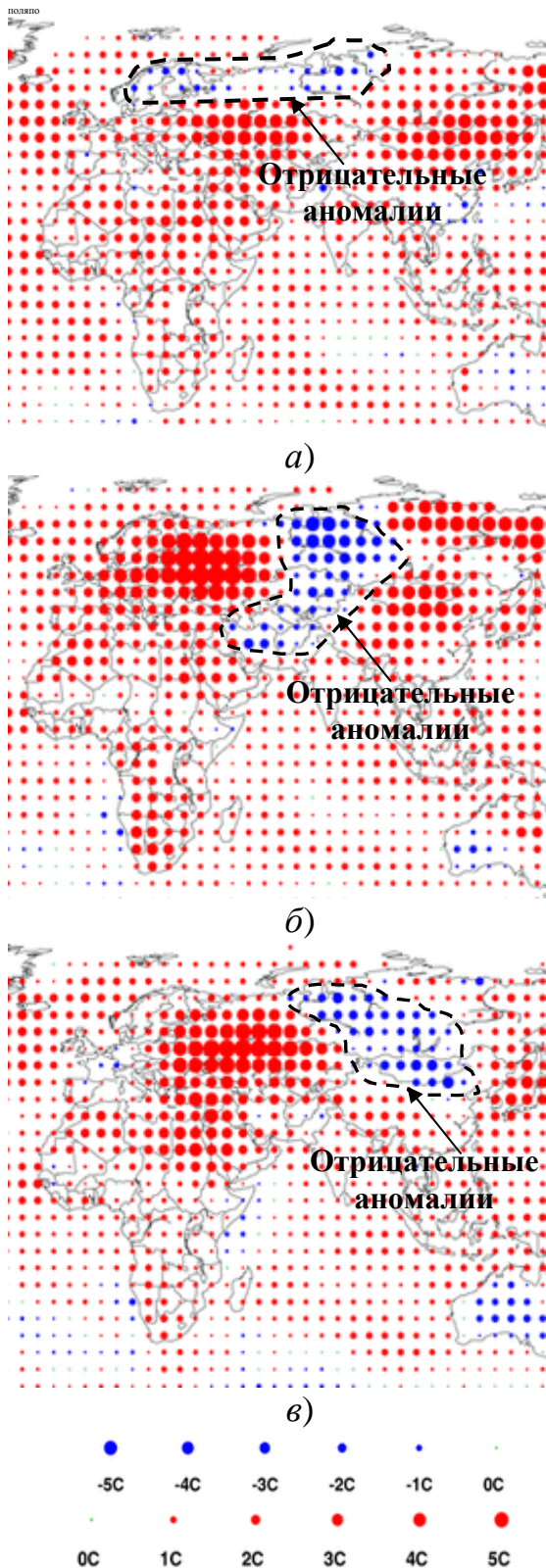


Рис. 4 – Аномалии температуры воздуха (°C) у поверхности земли и поверхности моря относительно базового периода 1971-2000 гг. (по данным National Climatic Data Center /NESDIS / NOAA) летом 2010 г. [8].  
 а – июнь; б – июль; в – август.

Такая область появляется в солитоне, начиная с некоторой его амплитуды  $h$ , поэтому величина  $h$  не предполагается малой и может доходить до 1. Захваченные частицы, обращающиеся вокруг оси вихря со скоростями  $V_{вр}$ , превышающими скорость его дрейфа, придают солитону новые свойства. Среди них прежде всего следует отметить наличие в области захвата памяти о начальном возмущении (вследствие которого был сформирован солитон), или, иначе говоря, отсутствие определенного соотношения между амплитудой солитона и его характерным размером при котором частицам, покидающим вихрь (или входящим в него извне в направлениях  $x, y$ ), пришлось бы пересекать линии тока, чего не происходит.

Таким образом, можно предположить, что существование области захвата частиц в антициклоне способно обусловить длительное нахождение одного и того же воздуха над районом его стационарирования, что в свою очередь вызовет его разогрев в летнее время (рис. 6).

Анализируя временной ход давления в центре антициклона на протяжении периода с 01.05.2010 г. по 01.09.2010 г. (рис. 7), видим, что в течение июня-августа наиболее выраженная антициклоническая циркуляция наблюдалась именно в июле и августе, т.е. в периоды формирования максимальных значений положительных аномалий средней месячной температуры и периоды установления абсолютных максимумов средней суточной температуры на многих станциях. Предположение наличия в блокирующем антициклоне свойств солитонного вихря, подразумевает доказательство существования области захвата. Очевидно, что в подобной области адвекция температуры или значение температурных контрастов должно быть близким к нулю, что в свою очередь, приведет к отсутствию зон, характеризующихся повышенной степе-

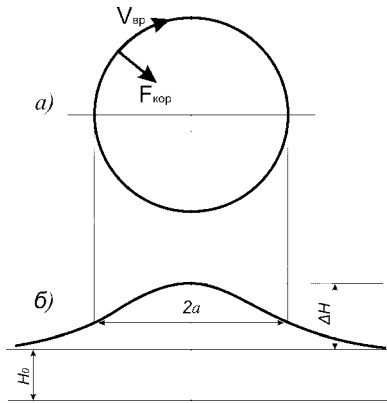


Рис. 5 – Схема антициклона как равновесного возвышения сплошной среды.

ную бароклинности. Следовательно, будет исключен главный механизм эволюции синоптического вихря. При этом важно рассмотреть характеристики, отражающие поле температурной адвекции, которое бы, одновременно, не являлось одномоментной характеристикой процесса, а отображало осредненный за период времени процесс, являющийся характерным для барического образования синоптического масштаба.

Это подразумевает выделение низкочастотных составляющих полей температуры и геопотенциала, которое выполним с использованием процедуры фильтрации временных рядов при помощи фильтра Ланцоша. В качестве исходных данных для проведения расчетов использовались ежесуточные данные ре-анализа NCEP-NSCAR за 00 СГВ полей геопотенциала и

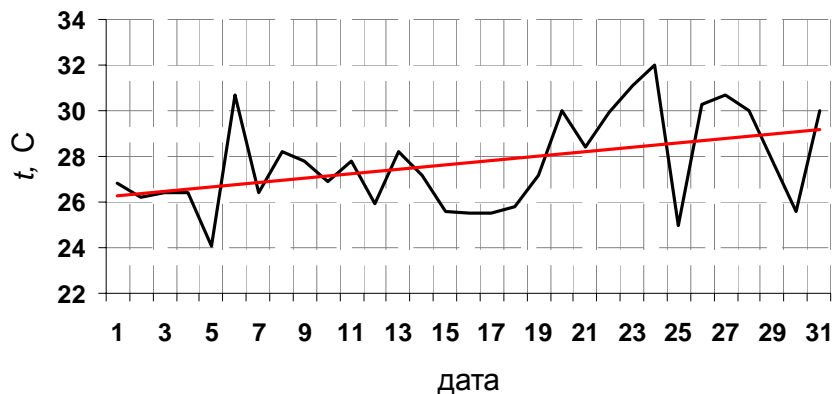


Рис. 6 – Временной ход максимальной температуры за срок 00 СГВ по данным приземного анализа в пределах антициклона в августе 2010 г.

температуры с пространственным разрешением  $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$  на изобарической поверхности 500 гПа в период с 01.05.2012 г. по 02.09.2012 г.

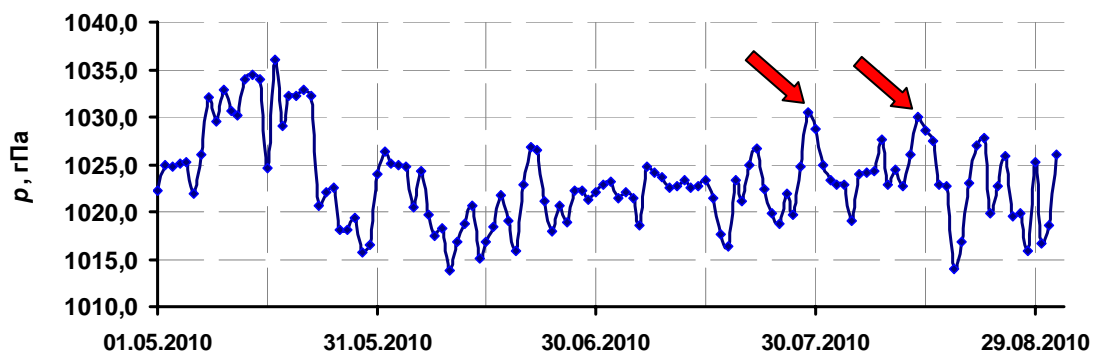


Рис. 7 – Временной ход давления в центре антициклонического вихря с 01.05.2010 г. по 01.09.2010 г. (стрелками указаны моменты, соответствующие формированию максимальных аномалий температуры).

Используя результаты [1, 3, 4], представим весовую функцию для низкочастотного фильтра Ланцоша

$$w_k = \frac{\sin 2\pi f_c k \Delta}{2\pi f_N k \Delta}, \quad (1)$$

умножение которой на сигма-фактор Ланцоша

$$\sigma(n, k) = \frac{\sin 2\pi k f_N \Delta / n}{2\pi k f_N \Delta / n}, \quad k = -n, \dots, 0, \dots, n - \text{сигма факторы,}$$

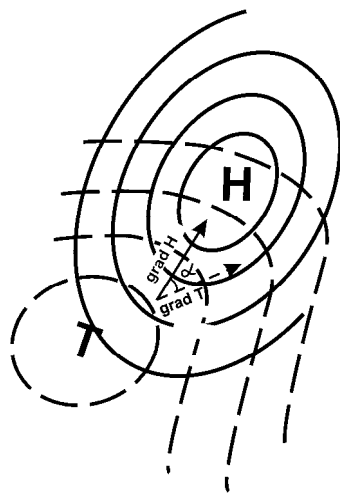
даст её окончательный вид

$$\bar{w}_k = \frac{\sin 2\pi f_c k \Delta}{2\pi f_N k \Delta} \sigma, \quad (2)$$

где  $f_c$  – граничная частота интервала;  $\Delta$  – интервал дискретности;  $n$  – количество весов;  $f_N$  – частота Найквиста (или её аналог).

Единичный интервал дискретности принимаем  $\Delta = 1$ , соответственно частота Найквиста составит  $f_N = 0,5$ . Значение граничной частоты отсечения выбираем исходя из необходимости выделения движений с периодом менее 10 сут. (для процессов синоптического масштаба наиболее актуально [3]) т.е.  $f_c = 1/10$ .

Из приведенной на рис. 8 схемы расчета величины  $S$  следует, что её поле, построенное на фильтрованных полях температуры и геопотенциала, будет отображать



$$S = |\text{grad}H| |\text{grad}T| \sin \alpha$$

Рис. 8 – Схема расчета величины  $S$ , К/м (обозначения общеприняты).

некий вектор, характеризующий степень бароклинности атмосферы на определенном уровне (при расчетах использовались плоские градиенты). Очевидно, что его нулевые значения будут указывать на коллинеарность векторов температуры и геопотенциала, т.е. область «нуля» данного вектора будет указывать как на отсутствие адвекции температуры, так и на кинематические характеристики поля геопотенциала, которые не обуславливают генерацию крупномасштабных термических неоднородностей. Из рассматриваемого периода с мая по сентябрь 2010 г. выберем в качестве исходных два периода, которые характеризовались формированием наиболее значительных положительных аномалий температуры над территорией Украины – с 25 по 28 июля и с 10 по 13 августа (на рис. 7 отмечены стрелками).

Анализ расчетных полей (рис. 9) показывает, что в обоих случаях на уровне средней тропосферы в центральной области антициклона, очерченной замкнутыми изогипсами, наблюдалась область нулевых значений величины  $S$ , которую в первом приближении назовем «низкочастотной адвекцией». Это дает возможность утверждать, что в антициклоническом вихре устойчиво существовала область «захвата» частиц, что

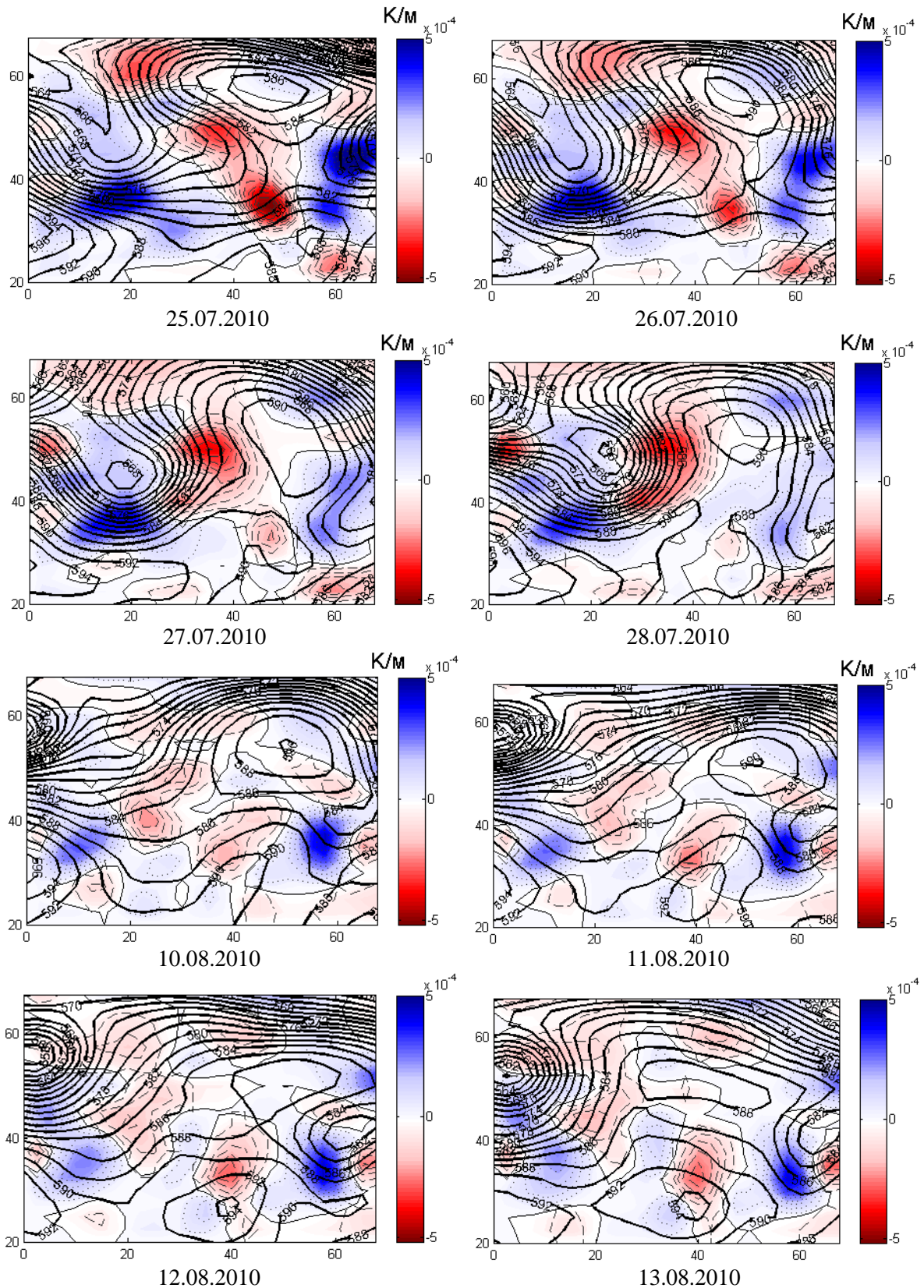


Рис. 9 – Расчетные поля величины  $S$ ,  $\text{K/m} \times 10^{-4}$  на уровне 500 гПа при  $f_c = 1/10$ , интервале дискретности  $\Delta = 1$ ,  $n = 15$  (границы расчетной области  $\varphi = 20^\circ - 70^\circ$  с.ш.;  $\lambda = 0^\circ - 70^\circ$  в.д., пунктирными линиями обозначены зоны с адвекцией тепла, точечным пунктиром – зоны с адвекцией холода, сплошные линии – изогипсы нефильтрованного поля).



и определяло возможность разогрева воздуха до аномально высоких значений.

Анализ полей величины  $S$  в течение периода с мая по сентябрь показывает (расчетные поля в статье не приводятся), что в периоды формирования наибольших аномалий центральная часть блокирующего антициклона в подавляющем большинстве случаев располагалась в зоне нулевой адвекции. Варьирование частоты отсечения до  $1/5$  принципиальных изменений в структуру расчетных полей не вносит.

Кроме того, в обоих случаях отчетливо видно, что на юго-западной (для первого периода) и на южной периферии (для второго периода) антициклонического вихря наблюдаются очаги повышенной температуры, что в условиях не проникновения частиц в центральную часть вихря обуславливает их интенсивную адвекцию – по направлению общей циркуляции – на восточные и центральные области Украины. Это определенно перекликается с гипотезой, высказанной на совещании с участием ученых Росгидромета и РАН.

**Выводы.** Проведенное исследование позволяет сделать заключение о том, что существование блокирующего антициклона летом 2010 г. над центральными регионами России характеризовалось периодами, в течении которых антициклон приобретал свойства солитонного вихря. Во время этих периодов его центральная часть имела нулевую степень бароклинности и нулевые значения низкочастотной (при частоте отсечения характерной для синоптических процессов) адвекции температуры. Это указывает на формирование области захвата частиц в центре антициклона, возможности разогрева воздуха до рекордных значений и, помимо этого, на формирование устойчивого выноса воздуха с южной периферии по направлению циркуляции.

Развитие методики прогнозирования низкочастотных полей температуры и геопотенциала позволит выявлять потенциально возможные состояния атмосферы, благоприятствующие возникновению в зональном потоке «самостоятельных» структур, к которым относятся солитонные монополюсные вихри синоптического масштаба.

#### Литература

1. Грушевский О.Н. Применение цифрового фильтра Ланцоша с переменным спектральным окном для трансформации пространственно-временных рядов // УГМЖ. – 2011. – Вып. 8. – С. 44-50.
2. Незлин М.В. Солитоны Россби // УФН, 1986. — Вып. 1, т.150.— С. 3-60.
3. Пашкевич А.Р. Расчет характеристик энергообмена в струйных течениях с применением фильтра Ланцоша // Труды Гидрометцентра СССР. – 1988. – Вып. 296. – С. 135-144.
4. Duchon Claude E. Lanczos filtering in one and two dimensions // J. of Appl. Meteor. – 1979. – Vol. 18, N 8. – P. 1016-1022.
5. Pelly J. L., Hoskins B. J. A New perspective on blocking // JAS. – 2003. – Vol. 60. – P. 743-755.
6. Аномальная жара в России (2010) [Электронный ресурс]. – Способ доступа: <http://infox.ru/business/finances/2010/08/10>
7. Аномальная жара на Украине (2010) [Электронный ресурс]. – Способ доступа: <http://ru.wikipedia.org/wiki/>
8. State of the climat global analysis [Электронный ресурс]. – Способ доступа: <http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/2010/>
9. Аномальная жара – 2010: причины и последствия [Электронный ресурс]. – Способ доступа: <http://www.worldwarming.info/article337.html>

**Про деякі фізичні механізми еволюції блокуючого антициклону в період формування аномальних погодних умов літку 2010 року. Грушевський О.М., Міщенко Н.М.**

У статті розглянуто причини формування аномального температурного режиму над територією Європи літку 2010 р. З використанням низькочастотних полів температури та геопотенціалу показано, що встановлення аномально високих температур зумовлено дією антициклонічного вихору з солітонними властивостями

**Ключові слова:** аномальний температурний режим, фільтр Ланцоша, частота відсікання, солітонний вихор, область захоплення частинок, нульова адвекція.

**On some physical mechanisms of evolution of the blocking anticyclone during the formation of the anomalous weather conditions in the summer of 2010. Hrushevsky O., Mischenko N.**

The reasons for the development of the anomalous temperature regime over European territory in the summer of 2010 are dealt with in the article. By using the low-frequency temperature and geopotential data it is shown that the emergence of the anomalously high temperatures is due to the influence of the anticyclonic vortex with solitary features.

**Keywords:** anomalous temperature regime, Lanczos filtering, cutoff frequency, solitary vorticity, catchment area for particles, zero advection.

## ОСОБЛИВОСТІ ВЗАЄМОЗВ'ЯЗКІВ ПОЛІВ ЗАГАЛЬНОГО ВМІСТУ ОЗОНУ ТА ЦИРКУЛЯЦІЙНИХ ПРОЦЕСІВ У СТРАТОСФЕРІ ЗАХІДНОГО СЕКТОРА ПІВДЕННОЇ ПІВКУЛІ

*Показані особливості впливу циркуляційних процесів в стратосфері на формування полів загального вмісту озону. Визначені статистично значущі періоди взаємодій між головними компонентами полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50, що характеризують циркуляційні процеси в стратосфері західного сектора південної півкулі, та головними компонентами полів загального вмісту озону*

*Ключові слова: геопотенціал, загальний вміст озону, головні компоненти.*

### Загальна постановка проблеми та аналіз останніх досліджень і публікацій.

У численних роботах [1, 2] доведено, що змінення концентрацій озону залежить великою мірою від характеру циркуляційних процесів великого масштабу: інтенсивності переважаючої зональної циркуляції, циркуляції в області атмосферних вихорів – циклонів та антициклонів. Саме під дією цих чинників відбувається перенос озону із «тропічного резервуару», де переважними є фотохімічні процеси утворення озону, у високі широти, у тому числі у високі широти західного сектора південної півкулі. Тому є підстави розглянути особливості статистичних зв'язків між великомасштабними характеристиками полів загального вмісту озону (ЗВО) і полів висот геопотенціальної поверхні АТ – 50, що розташовується в озоносфері. Поля геопотенціалу у вільній атмосфері дають, як відомо, повну характеристику особливостей циркуляційних процесів.

У роботі [3] були розглянуті характеристики часових рядів першої, другої й третьої головних компонент полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50. Задача визначення взаємозв'язків між циркуляційними процесами у стратосфері й полями ЗВО у західному секторі південної півкулі полягає у вивченні цих статистичних зв'язків між головними компонентами полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50 з головними компонентами полів ЗВО.

Основні статистичні характеристики рядів першої, другої й третьої головних компонент полів ЗВО розглянуті у роботі [4].

**Матеріали і методи дослідження.** Для дослідження взаємозв'язків між полями загального вмісту озону та особливостями циркуляційних процесів у стратосфері будемо використовувати головні компоненти полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50 [3] та головні компоненти полів ЗВО [4].

У якості методу дослідження взаємозв'язків між параметрами сонячної діяльності та циркуляційних процесів, був використаний метод взаємного спектрального аналізу [5].

Характер взаємозв'язку між двома випадковими функціями визначають взаємна коваріаційна –  $K_{xy}(t_i; t_j)$  та взаємна кореляційна –  $R_{xy}(t_i; t_j)$  функції.

Для системи випадкових процесів розглядаються взаємні спектральні щільності  $S_{x_i x_j}(\omega)$ , які є перетвореннями Фур'є від відповідних взаємних коваріаційних функцій. Взаємна спектральна щільність є функцією комплексною:

$$S_{x_i x_j}(\omega) = C_{x_i x_j}(\omega) - iQ_{x_i x_j}(\omega), \quad (1)$$

де:  $C_{x_i x_j}(\omega)$  – ко-спектр,  $Q_{x_i x_j}(\omega)$  – квадратурний спектр.

Ко-спектр характеризує розкладання по частотах енергії синхронної взаємодії процесів  $X_i(t)$  та  $X_j(t)$ . Квадратурний спектр характеризує розподіл по частотах енергії несинхронної взаємодії процесів  $X_i(t)$  та  $X_j(t)$ .

Модуль взаємної спектральної щільності

$$|S_{x_i x_j}(\omega)| = \sqrt{C_{x_i x_j}^2(\omega) + Q_{x_i x_j}^2(\omega)} \quad (2)$$

називають амплітудним спектром, а функцію

$$\psi_{x_i x_j}(\omega) = \arctg \left[ \frac{Q_{x_i x_j}(\omega)}{C_{x_i x_j}(\omega)} \right] \quad (3)$$

– фазовим спектром.

Фазовий спектр визначає відставання по фазі процесу  $X_j(t)$  від процесу  $X_i(t)$  за умови, що величину  $\psi_{x_i x_j}(\omega)$  вважають додатною від  $0^\circ$  до  $180^\circ$  і відставання  $X_i(t)$  від  $X_j(t)$ , якщо фазовий спектр є від'ємним, тобто розташовується в межах від  $180^\circ$  до  $360^\circ$  [5].

Щоб перейти до одиниць часу використовують формулу

$$\psi_{x_i x_j}^\tau(\omega) = \frac{T_k}{360^\circ} \psi_{x_i x_j}^\Pi, \quad (4)$$

де  $\psi_{x_i x_j}^\Pi(\omega)$  – зсув фаз між двома процесами в градусах;  $T_k$  – період коливання в одиницях часу, який відповідає частоті  $\omega_k$  і розраховується як

$$T_k = \frac{N_1 \Delta t}{k}, \quad (5)$$

де  $N_1 = 2^m$ ,  $m = 1, 2, \dots, 3 \dots$

При частотному зображенні процесів з'являється можливість порівняти взаємну енергію на фіксованій частоті з енергіями кожного з процесів на цій же частоті за допомогою такого співвідношення:

$$\gamma(\omega) = \sqrt{\frac{C_{x_i x_j}^2(\omega) + Q_{x_i x_j}^2(\omega)}{S_{x_i}(\omega) S_{x_j}(\omega)}}. \quad (6)$$

Дана величина має сенс спектрального коефіцієнта взаємної кореляції процесів  $X_i(t)$  та  $X_j(t)$ , який визначає тісноту кореляційного зв'язку між цими процесами на фіксованих частотах. Вона має назву когерентності й може набирати значення від 0 до 1 [5].

**Результати дослідження та їх аналіз.** Під час дослідження розглядалися елементи спектральної щільності між кожною із головних компонент полів геопотенціальних висот з головними компонентами полів ЗВО. Увага приділялась тим взаємозв'язкам, які відзначалися відносно великими енергіями, тобто максимумами амплітудного спектра, з одного боку, і високими значеннями когерентності, з іншого. Для цих точок визначався зсув за фазою на основі фазового спектра.

На рис. 1 – 3 наводяться амплітудні спектри  $A(\omega)$  для першої головної компоненти полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50 й першої, другої і третьої головних компонент полів ЗВО. Як видно, амплітудні спектри характеризуються наявністю ряду сплесків при відповідних періодах взаємодій.

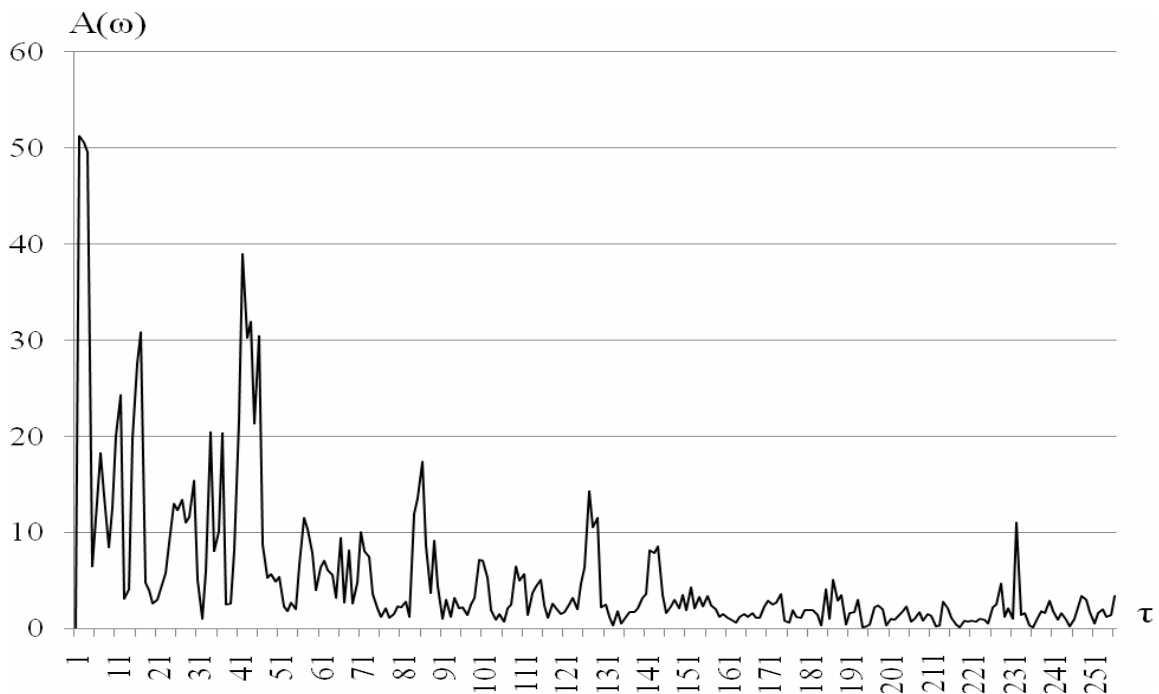


Рис. 1 – Амплітудний спектр першої головної компоненти геопотенціалу АТ – 50 та першої головної компоненти ЗВО.

В табл. 1 містяться періоди, для яких когерентність характеризується сплесками амплітудного спектра, тобто значними енергіями взаємодії між першою головною компонентою полів геопотенціальних висот АТ – 50 й першою головною компонентою полів ЗВО. Як відомо, перші головні компоненти віддзеркалюють найбільш великомасштабні характеристики структури цих полів.

З табл. 1 видно, що найбільш масштабною взаємодією між першими компонентами зазначених полів є квазідворічна взаємодія, яка відбувається синхронно, тобто одночасно в полях геопотенціальних висот АТ – 50 і полях ЗВО. Крім того, має місце річна взаємодія, причому великомасштабне зміння циркуляції випереджує зміння полів ЗВО на 2 місяця. Взаємодії часових масштабів порівняно з піврічним та

сезонним характеризуються тим, що великомасштабні коливання циркуляційних процесів дають реакцію на великомасштабні характеристики ЗВО через 10 – 20 діб.

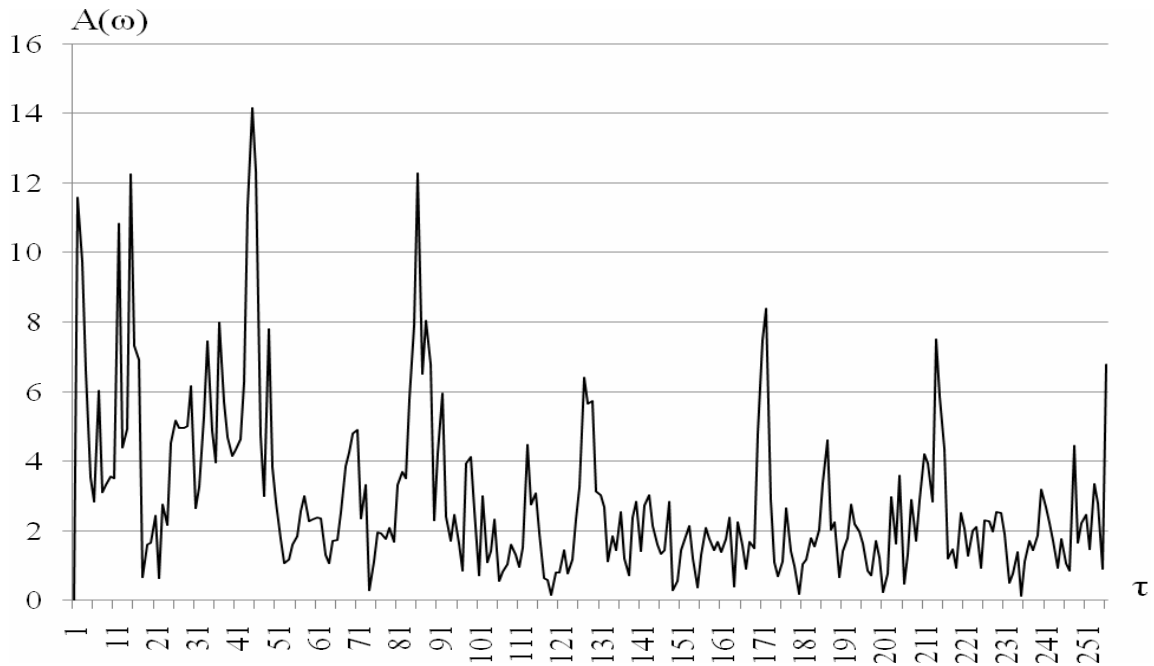


Рис. 2 – Амплітудний спектр першої головної компоненти геопотенціалу АТ – 50 та 2 головної компоненти ЗВО.

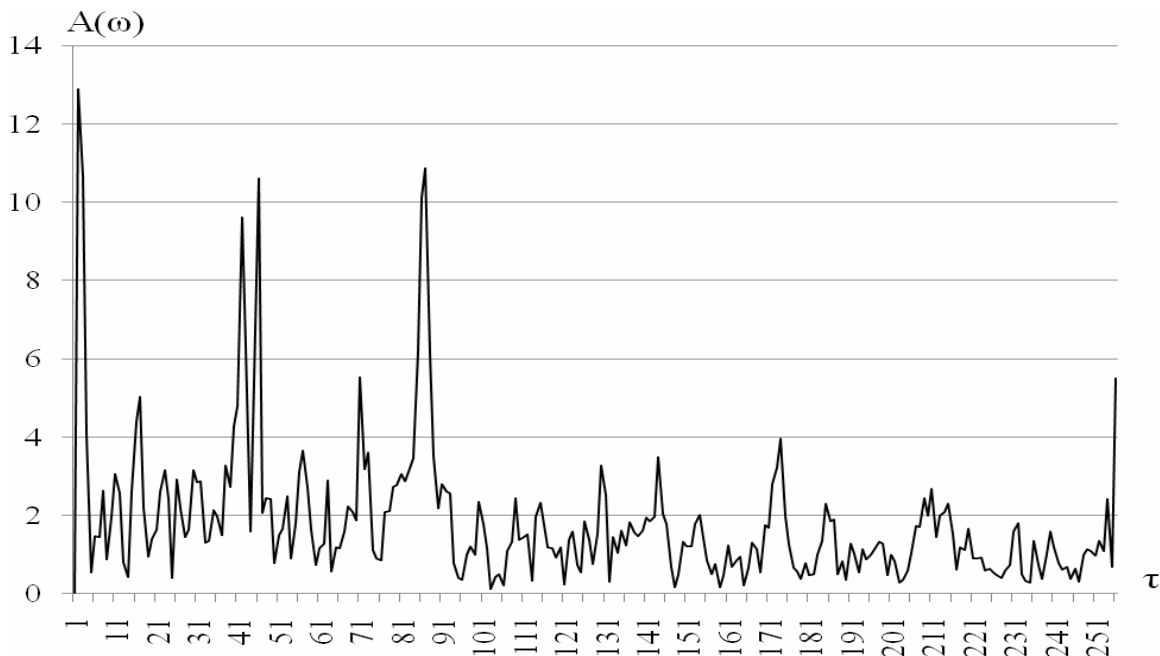


Рис. 3 – Амплітудний спектр першої головної компоненти геопотенціалу АТ – 50 та 3 головної компоненти ЗВО.

Взаємний спектральний аналіз між першою головною компонентою полів геопотенціальних висот АТ – 50 з одного боку, й другою та третьою головними компонентами полів ЗВО, з іншого, дасть можливість отримати уявлення про вплив



великомасштабних циркуляційних процесів у стратосфері західного сектора південної півкулі на формування порівняно маломасштабних структур полів ЗВО.

Таблиця 1 – Характеристики взаємозв'язків між першою головною компонентою полів геопотенціальних висот АТ – 50 і першою головною компонентою ЗВО

№ п/п	$T_K$ , місяць	$T_K$ , рік	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$\psi(\omega)$ , град.	$\psi$ , місяць	$\psi$ , рік
1	30,12	2,51	30,77	0,76	351,97	30,48	2,45
2	18,96	1,58	13,37	0,90	355,54	18,73	1,56
3	13,85	1,15	20,34	0,83	57,72	2,22	–
4	6,10	0,51	11,85	0,67	20,09	0,34	–
5	4,03	0,34	14,31	0,85	55,57	0,62	–
6	3,32	0,28	3,30	0,90	19,62	0,18	–

Сумісний аналіз амплітудних спектрів й когерентностей на зазначеній вище основі дають можливість визначити періоди взаємодій з великими значеннями когерентності й взаємного енергетичного спектра. Ці дані містяться у табл. 2

Таблиця 2– Характеристики взаємозв'язків між першою головною компонентою полів геопотенціальних висот АТ – 50 і другою головною компонентою ЗВО

№ п/п	$T_K$ , місяць	$T_K$ , рік	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$\psi(\omega)$ , град.	$\psi$ , місяць	$\psi$ , рік
1	128,09	10,67	6,60	0,95	208,1	73,9	6,2
2	42,67	3,56	10,84	0,87	109,4	13,8	1,1
3	11,38	0,95	14,15	0,86	328,1	10,4	0,9
4	7,53	0,63	3,86	0,85	170,8	3,5	–
5	5,39	0,45	2,64	0,82	47,9	0,7	–
6	2,63	0,22	1,99	0,82	1,92	0,01	–

Як видно з табл. 2, порівняно значну енергію має 11-річна взаємодія, різниця фаз між цими процесами становить близько 6 років, причому випереджує саме перша головна компонента полів геопотенціальних висот АТ – 50. Це свідчить про те, що великомасштабні циркуляційні процеси чинять вплив й на структуру полів ЗВО значно меншого масштабу.

Крім 11-річного взаємозв'язку, що збігається з 11-річним процесом сонячної діяльності, спостерігаються квазічотирирічна, річна, піврічна й сезонна взаємодії з відносно великими енергіями. Причому квазічотирирічний й річний взаємозв'язок проявляється у другій головній компоненті ЗВО, тобто у маломасштабних структурах відповідних полів із запізненням приблизно в один рік. Піврічний період взаємозв'язків характеризується зазначеними структурами полів ЗВО через 3 місяці, а сезонна компонента – майже синхронно або з відставанням приблизно у дві доби.

Що стосується взаємодії великомасштабних циркуляційних процесів з маломасштабними, які віддзеркалює третя компонента полів ЗВО, то відповідні дані наведені у табл. 3.

Порівняння табл. 2 й 3 показує, що у більшості випадків енергія взаємодій з другою головною компонентою полів ЗВО значно більша, ніж з третьою головною компонентою цих полів, що співпадає з різницею дисперсій цих компонент. Крім того

видно, що проявляється взаємодія з періодами близько 4 і 2 років, з відставанням від коливань великомасштабних циркуляційних процесів майже на один рік. Також, як і в попередньому випадку, існує взаємодія з річним, піврічним й сезонним періодами, причому змінення великомасштабної структури полів циркуляції випереджають у всіх випадках змінення структури полів ЗВО меншого масштабу.

Таблиця 3 – Характеристики взаємозв'язків між першою головною компонентою полів геопотенціальних висот АТ – 50 і третьою головною компонентою ЗВО

№ п/п	$T_K$ , місяць	$T_K$ , рік	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$\psi(\omega)$ , град.	$\psi$ , місяць	$\psi$ , рік
1	46,5	3,90	3,07	0,82	108,5	14,03	1,17
2	23,27	1,94	2,60	0,73	134,6	8,7	0,7
3	11,13	0,93	10,60	0,94	7,3	0,22	–
4	5,75	0,48	3,52	0,83	122,7	1,96	–
5	3,63	0,30	1,94	0,86	138,8	1,4	–

Таким чином, як свідчать одержані результати, великомасштабні циркуляційні процеси чинять вплив не тільки на формування характеристик полів ЗВО найбільших масштабів, але і на вихороподібні елементи цих полів.

Представляє інтерес розгляд питання, чи впливає друга головна компонента полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50, до якої відносяться великомасштабні вихрові процеси у стратосфері, на особливості статистичної структури полів ЗВО різного масштабу. Для одержання відповіді на це питання, було проведено взаємний спектральний аналіз цієї головної компоненти полів АТ – 50 з першою, другою й третьою головними компонентами полів ЗВО у західному секторі південної півкулі.

Сумісний аналіз когерентностей й амплітудного спектра дав можливість виділити ті періоди взаємозв'язку, коли взаємодія, маючи значення когерентності близьке до одиниці, характеризується відносним (порівняно з іншими періодами) максимумом енергії. Ці періоди взаємодії представлені у табл. 4.

Таблиця 4 – Характеристики взаємозв'язків між 2-ю головною компонентою полів геопотенціальних висот АТ – 50 і 1-ю головною компонентою полів ЗВО

№ п/п	$T_K$ , місяць	$T_K$ , рік	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$\psi(\omega)$ , град.	$\psi$ , місяць	$\psi$ , рік
1	128,0	10,67	48,19	0,94	169,5	60,3	5,0
2	64,0	5,33	11,42	0,84	166,5	33,8	2,8
3	27,0	2,30	6,82	0,84	106,0	7,9	0,7
4	12,5	1,04	9,82	0,76	135,7	4,7	0,4
5	6,17	0,51	2,55	0,86	129,2	2,2	–
6	3,51	0,29	2,43	0,96	74,5	0,7	–

Дані табл. 4 свідчать про те, що великомасштабна вихрова складова циркуляції в стратосфері чинить вплив на характер найбільш значної за масштабом структуру полів ЗВО у західному секторі південної півкулі, яку віддзеркалює перша компонента цих полів. Великою енергією взаємодії й значним кореляційним зв'язком характеризуються квазіюдинадцятирічний період, що збігається з періодом процесів на Сонці, а також квазіп'ятирічний період. У першому з них змінення циркуляційних процесів в стратосфері, що розглядаються, випереджають формування великомасштабної

компоненти полів ЗВО (першої головної компоненти) на п'ять років, а у другому періоді – на 3 роки.

Окрім зазначених великих періодів взаємозв'язків, наявність яких можна, мабуть пояснити проявами фотохімічних процесів, існує ряд відносно короткоперіодних взаємозв'язків. До них належать квазідворічна, річна, піврічна й сезонні взаємодії. Всі вони характеризуються відносно значними енергіями взаємодій, великими когерентностями. Необхідно відзначити той факт, що змінення вихрової компоненти циркуляційних процесів у стратосфері випереджають змінення великомасштабної структури полів ЗВО.

Характер взаємозв'язків між другою головною компонентою полів геопотенціальних висот й другою головною компонентою полів ЗВО у Західному секторі представлений у табл. 5.

Як видно з табл. 5, максимумами енергії взаємодії, на які припадають великі значення когерентності, значно менші, ніж енергії взаємодій між другою компонентою полів циркуляції й першою компонентою полів ЗВО, представлені в табл. 4. Це, очевидно, результат того, що дисперсія першої компоненти полів ЗВО на порядок більша за дисперсію другої компоненти полів АТ – 50. Треба звернути увагу на наявність взаємодії з одинадцятирічним періодом, квазірічної, піврічної і сезонної періодичностей. Привертає увагу те, що у всіх випадках флуктуації полів циркуляції випереджають флуктуації полів ЗВО.

Таблиця 5 – Характеристики взаємозв'язків між 2-ю головною компонентою полів геопотенціальних висот АТ – 50 і 2-ю головною компонентою полів ЗВО

№ п/п	$T_k$ , місяць	$T_k$ , рік	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$\psi(\omega)$ , град.	$\psi$ , місяць	$\psi$ , рік
1	128,0	10,67	2,98	0,76	126,4	44,9	3,8
2	17,07	1,42	2,30	0,90	28,7	1,4	–
3	10,67	0,89	4,49	0,85	57,5	1,7	–
4	5,63	0,47	1,96	0,86	68,8	1,1	–
5	3,30	0,28	0,72	0,82	46,8	0,6	–

Цікаві взаємозв'язки виявляються між другою компонентою полів геопотенціальних висот АТ – 50 і третьою компонентою полів ЗВО. Вони наводяться в табл. 6.

Дані табл. 6 свідчать про те, що значні за взаємною енергією й когерентністю взаємозв'язки спостерігаються на періодах, які збігаються з періодами сонячної активності і що еволюції полів геопотенціалу, яка відбиває циркуляції в стратосфері відносно малого масштабу, випереджають еволюцію полів ЗВО відповідно на 8 і 5 років. Крім цих довгоперіодних взаємодій, спостерігаються ще взаємозв'язки між циркуляційними процесами зазначеного масштабу на періодах близько 5 років, річна, піврічна й сезонна взаємодії з великими коефіцієнтами кореляцій й відносно значними енергіями. Короткоперіодні взаємозв'язки є майже синхронними.

Стосовно зв'язків між третьою головною компонентою полів геопотенціальних висот поверхні АТ – 50, то вони подібні до розглянутих вище. Це пояснюється тим, що ці обидві компоненти дають майже однаковий невеликий, порівняно з першою головною компонентою, внесок у сумарну дисперсію полів.

Таблиця 6 – Характеристики взаємозв'язків між 2-ю головною компонентою полів геопотенціальних висот АТ – 50 і 3-ю головною компонентою полів ЗВО

№ п/п	$T_k$ , місяць	$T_k$ , рік	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$\psi(\omega)$ , град.	$\psi$ , місяць	$\psi$ , рік
1	256,0	21,35	7,75	0,96	134,0	95,3	8,0
2	128,0	10,67	4,17	0,91	166,3	59,1	4,8
3	64,0	5,33	4,05	0,95	141,9	25,2	2,1
4	17,07	1,42	1,08	0,92	56,9	2,7	–
5	5,57	0,46	1,59	0,78	53,5	0,8	–
6	4,23	0,35	1,14	0,82	162,1	1,9	–
7	2,40	0,20	3,12	0,95	6,31	0,04	–

**Висновки.** Розглядалися елементи спектральної щільності між кожною із головних компонент полів геопотенціальних висот з головними компонентами полів ЗВО. Проведені дослідження вказують на те, що характер циркуляційних процесів в стратосфері значно впливає на формування полів загального вмісту озону.

Найбільш масштабною взаємодією між першими компонентами зазначених полів є квазидвохрічна взаємодія, яка відбувається синхронно, тобто одночасно з в полях геопотенціальних висот АТ – 50 і полях ЗВО. Крім того, має місце річна взаємодія, причому крупномасштабне змінення циркуляції випереджує змінення полів ЗВО на 2 місяця. Взаємодії часових масштабів порівняно з піврічним та сезонним характеризуються тим, що великомасштабні коливання циркуляційних процесів дають реакцію на великомасштабні характеристики ЗВО через 10 – 20 діб.

### Список літератури

1. Баттулга Л. Вертикальное распределение озона в высотных циклонах и антициклонах // Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона (Тбилиси, 23 – 27 ноября 1981 г.): Матер. докл. Тбилиси: Мцниереба, 1982. С. 327 – 332.
2. Нерушаев А.Ф. Воздействие интенсивных атмосферных вихрей на озоновый слой Земли. – С. Пб.: Гидрометиздат, 2003г. – 224 с.
3. Галич Е.А., Бургаз А.А. Статистическая структура полей геопотенциальных высот в нижней стратосфере южного полушария // Вісник Одеського державного екологічного університету – 2010. – Вип. 9. – С. 114 – 123.
4. Школьный Е.П., Бургаз А.А., Галич Е.А. Статистическая структура полей общего содержания озона в атмосфере западного сектора южного полушария // Український гідрометеорологічний журнал – 2010. – №6. – С. 35 – 53.
5. Школьный Е.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Методи обробки та аналізу гідрометеорологічної інформації: Підручник – К.: Міносвіти України, 1999. – 600 с.

#### **Особенности взаимосвязей полей общего содержания озона и циркуляционных процессов в стратосфере западного сектора южного полушария. Бургаз А.А.**

*Показаны особенности влияния циркуляционных процессов в стратосфере на формирование полей общего содержания озона. Определены статистически значимые периоды взаимодействий между главными компонентами полей геопотенциальных высот поверхности АТ – 50, которые характеризуют циркуляционные процессы в стратосфере западного сектора южного полушария, и главными компонентами полей общего содержания озона*

**Ключевые слова:** геопотенциал, общее содержание озона, главные компоненты.

#### **Intercommunications features of ozone general maintenance fields and circulation processes in the western sector of south hemisphere stratosphere. Burgaz A.A.**

*The features of influencing of circulation processes in a stratosphere on forming of ozone general maintenance fields are shown. The meaningful periods of intercommunications between the main components surface АТ – 50 geopotential heights fields, that characterize circulation processes in Western sector of the south hemisphere stratosphere and main components of ozone general maintenance fields are determined.*

**Keywords:** geopotential, ozone general maintenance, main components.

## **МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ И СИНОПТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАСУХИ В УКРАИНЕ ОСЕНЬЮ 2011 Г.**

*Рассмотрены результаты комплексного анализа режима температуры и осадков, а также синоптические процессы, приведшие к формированию засушливых условий погоды в Украине осенью 2011 г. Оценка степени засушливости выполнена с использованием количественных характеристик, таких как гидротермический коэффициент Селянинова, индекс засушливости Педя, стандартизованный индекс осадков. Показано, что наиболее неблагоприятные погодные условия сложились в западных и южных областях Украины под влиянием преобладающего антициклонального характера циркуляции атмосферы.*

**Ключевые слова:** *засуха, индекс засушливости, антициклон.*

**Введение.** Осень 2011 г. в Украине была отмечена необычно сухими погодными условиями, которые привели к формированию редкой в это время года атмосферной и почвенной засухе на значительной части территории страны. По сообщениям СМИ со ссылкой на Украинский Гидрометцентр, на трети засеянных площадей озимых культур всходы не появились и даже при улучшении ситуации с увлажнением в зимний период весной будет необходимо пересевать или досевать значительную часть полей.

В данной статье проведен комплексный анализ атмосферных условий, приведших к возникновению осенней засухи на территории Украины в 2011 г.

**Исходные материалы исследования.** В качестве исходных данных для анализа термического режима и режима осадков на территории Украины взяты материалы ежедневных наблюдений с августа по ноябрь 2011 г. по 10 станциям (среднесуточная температура, суточные суммы осадков) из Европейской базы климатических данных (European Climate Assessment & Dataset, <http://eca.knmi.nl>). Из этой же базы получен рассчитанный за трехмесячный период времени (сентябрь-октябрь-ноябрь) стандартизованный индекс осадков (SPI) для оценки засушливости периода по станциям Украины. Для статистического анализа и расчета некоторых характеристик использованы данные Климатического кадастра Украины. Для оценки макросиноптических условий использованы ежедневные приземные карты погоды архива MetOffice ([http://www.wetter3.de/Archiv/archiv\\_ukmet.html](http://www.wetter3.de/Archiv/archiv_ukmet.html)).

**Методика исследования** включала в себя статистический анализ температурного режима и режима осадков по отдельным станциям с выявлением аномалий этих характеристик в рассматриваемый период. По данным о суточных суммах осадков определена продолжительность и повторяемость бездождевых периодов. Для выявления преобладающего характера циркуляции над территорией Украины выполнен субъективный анализ синоптических карт. Для оценки степени засушливости сложившихся атмосферных условий по станциям Украины рассчитаны и проанализированы гидротермический коэффициент Селянинова и индекс засушливости Педя. В комплексный анализ также был включен стандартизованный индекс осадков.

### **Результаты исследований и их анализ.**

#### ***Режим температуры и осадков.***

Рассмотрим температурные условия и режим осадков по 10 станциям Украины с августа по ноябрь 2011 г. Как можно видеть из данных табл. 1, август и сентябрь отличались положительными месячными аномалиями температуры по всем пунктам, причем наибольшие отклонения наблюдались в сентябре и в западной половине Украины (до 2,5-2,9 °С). Октябрь оказался близким к норме по температуре, несколько теплее на востоке страны, и прохладнее на юго-западе. В ноябре в восточных и южных



областях отмечены отрицательные аномалии температуры, особенно холодным выдался месяц в Крыму (аномалия -3,6 °С).

Таблица 1 – Среднемесячная температура ( $T_{cp}$ ) и аномалии температуры ( $\Delta T$ ) по станциям Украины за август-ноябрь 2011 г.

Станция	$T_{cp}$ , °С				$\Delta T$ , °С			
	VIII	IX	X	XI	VIII	IX	X	XI
Тернополь	18,5	15,4	7,5	2,1	1,7	2,5	0,1	0,3
Львов	19,2	15,6	8,0	2,9	2,4	2,6	0,0	0,4
Винница	18,8	15,4	7,4	2,1	1,1	2,0	-0,2	0,2
Черновцы	20,0	17,2	8,6	3,1	2,0	2,9	0,0	0,2
Луганск	21,1	15,4	8,7	0,0	0,5	0,4	0,8	-2,4
Харьков	21,1	16,0	8,3	0,5	1,6	1,9	1,0	-0,8
Полтава	20,5	16,2	8,2	1,2	1,1	1,9	0,6	-0,3
Кировоград	19,9	16,1	7,9	1,7	0,5	1,4	-0,2	-0,6
Одесса	22,8	19,3	10,9	4,4	1,6	2,2	-0,2	-1,5
Симферополь	22,4	18,7	10,9	2,7	1,4	2,1	0,2	-3,6

Режим осадков в рассматриваемый период достаточно пестрый, однако отражает общую картину формирования недостаточного увлажнения (табл. 2). Так, в августе в большинстве пунктов количество осадков составило около половины нормы (40-60%), меньше всего осадков выпало в Тернополе и Виннице, а в Полтаве норма была превышена за счет одного обильного ливня в начале месяца (46 мм 2 августа). В сентябре общее количество осадков по территории стало меньше – в западных и центральных областях их выпало 18-42% от нормы, в Одессе и Луганске месячное количество осадков было больше за счет однодневных интенсивных ливней. В октябре распределение осадков по территории было очень неоднородным, но в целом, количество их увеличилось по сравнению с сентябрем, а в трех пунктах превысило норму в 1,5-2 раза.

Таблица 2 – Месячные суммы осадков ( $Q$ , мм) и аномалии количества осадков (% нормы) по станциям Украины за август-ноябрь 2011 г.

Станция	Месяцы							
	VIII		IX		X		XI	
	Q	%	Q	%	Q	%	Q	%
Тернополь	12,7	20,2	9,4	18,1	15,6	47,3	1,9	5,3
Львов	46,0	60,5	18,4	31,7	23,0	48,9	1,0	2,2
Винница	19,6	28,8	14,2	30,9	43,8	128,8	2,2	5,2
Черновцы	33,0	54,1	21,6	42,4	21,9	68,4	6,1	16,9
Луганск	21,5	55,1	24,1	73,0	47,4	175,6	17,2	41,0
Харьков	10,9	21,8	12,7	31,0	26,6	76,0	7,7	17,1
Полтава	52,8	114,8	11,8	26,8	11,6	27,6	9,6	19,6
Кировоград	20,2	42,1	7,3	19,2	21,4	79,3	2,0	5,7
Одесса	18,0	52,9	31,3	86,9	8,7	33,5	0,1	0,2
Симферополь	15,0	36,6	21,7	58,6	68,5	214,1	5,9	13,1

В ноябре отмечается резкое снижение месячных сумм осадков – по станциям в западных и южных областях осадков наблюдалось в пределах 5% нормы, в Одессе выпало всего 0,1 мм за месяц. Таким образом, сентябрь оказался относительно теплым и сухим месяцем, а ноябрь – холодным и сухим.

О регулярности увлажнения почвы и эффективности выпавших осадков можно судить по частоте и продолжительности бездождевых периодов, которые также могут быть использованы в качестве критерия засушливости на относительно коротких промежутках времени в период вегетации. С использованием общепринятого критерия бездождевого периода – 10 суток и больше без осадков или с незначительным количеством (меньше 1 мм) [1, 2], оценим наблюдавшиеся условия увлажнения в августе-ноябре 2011 г.

Из данных табл. 3 видно, что в течение четырех месяцев по рассматриваемым пунктам наблюдалось в среднем 4 бездождевых периода. Их распределение в августе-сентябре существенно отличалось по территории страны. В западной половине Украины первый период пришелся на вторую половину августа до начала сентября, с наибольшей продолжительностью в Тернополе (24 дня). Вторым периодом начался после 15 сентября и продолжался до конца месяца и в первой декаде октября, достигнув наибольшей продолжительности в Тернополе и Черновцах (24 и 23 дня соответственно). Наиболее неблагоприятный период наступил в третьей декаде октября – существенные осадки отсутствовали на протяжении 24-40 дней. Во Львове весь ноябрь оказался засушливым, в других пунктах четвертый сухой период продолжался с середины ноября и до конца месяца.

Таблица 3 – Бездождевые периоды в августе-ноябре 2011 г.

Станция	Количество периодов	Общее количество осадков, мм	Общая продолжительность, дни
Тернополь	4	1,4	87
Львов	3	1,8	43
Винница	4	3,1	72
Черновцы	4	1,6	74
Луганск	4	0,8	58
Харьков	3	1,8	55
Полтава	5	1,6	57
Кировоград	4	0,7	87
Одесса	4	0,4	89
Симферополь	5	1,0	82

В восточной половине Украины и южных областях первый бездождевой период наблюдался в первую половину августа, продлившись до 20 августа в Харькове. Вторым периодом начался в третьей декаде на востоке и во второй на юге страны, продлившись до начала сентября. Максимальная продолжительность составила 25 дней в Симферополе. С середины сентября и до конца месяца продолжался третий бездождевой период с продолжительностью 17-19 дней. В октябре засушливая погода установилась в Полтаве уже в первой декаде месяца, в остальных пунктах четвертый период начался 16-21 октября и продолжался до 7 ноября в восточных и до конца ноября в южных районах, достигнув продолжительности 35 дней в Кировограде и 45 дней в Одессе. Таким

образом, в большинстве рассмотренных пунктов Украины условия для засухи формировались на фоне не только недостаточного количества осадков, но и за счет частой повторяемости бездождевых периодов, общая продолжительность которых за 4 месяца колебалась от 55 дней в Харькове до 87-89 дней в Тернополе и Одессе соответственно.

#### **Синоптические условия.**

Создавшиеся неблагоприятные погодные условия были связаны с определенными аномалиями циркуляционных атмосферных процессов над Европой в целом, и Украиной, в частности. Анализ ежедневных синоптических карт погоды показал, что в течение трех осенних месяцев территория Украины находилась под влиянием антициклонических полей различной продолжительности и интенсивности. Так, в сентябре 2011 г. антициклонический характер циркуляции наблюдался в течение 25 дней месяца, причем с 15 по 30 сентября непрерывно. Преобладали подвижные антициклоны западного типа, которые смещались из районов Центральной Европы южнее параллели 50° с.ш. и замедляли свой ход над территорией страны. Также присутствовали малоградиентные поля в виде перемычек повышенного давления. Циклоническая деятельность была сосредоточена на севере Европейского континента, и связанные с этими циклонами атмосферные фронты перемещались достаточно часто через территорию Украины с запада, но на фоне повышенного давления они размывались. В октябре антициклонические поля над Украиной присутствовали в течение 20 дней, однако наибольшую повторяемость имели северо-западные антициклоны Скандинавского происхождения, в результате чего регионы страны находились под передней частью этих медленно смещающихся барических образований, характеризующейся адвекцией холодного и сухого арктического воздуха. Отмечался выход всего одного южного циклона 9-10 октября, который обеспечил сверхмесячные суммы осадков в некоторых пунктах Украины (см. табл. 2). В ноябре над Украиной циклонов не наблюдалось вообще, антициклонические поля присутствовали в течение 25 дней, при этом преобладали южные и восточные периферии северо-западных и северных антициклонов, которые постоянно регенерировали над северными районами Восточной Европы и Скандинавией. В течение месяца через Украину прошло несколько холодных атмосферных фронтов с севера, связанных с ныряющими циклонами, перемещавшимися по северо-востоку ЕТР, а поступающие волны холода приводили только к усилению антициклона у поверхности земли.

На рис. 1 приведены среднемесячные поля аномалий давления и осадков за три месяца над Европой в сентябре-ноябре 2011 г., представленные Национальным центром предсказания климата (NCEP, США). Можно видеть, что в течение трех месяцев южная половина Европейского континента находилась под влиянием поля повышенного давления с положительными аномалиями, максимальные значения которых возрастали от сентября к ноябрю от 0,3 до 2,5 гПа, т.е. антициклоническое поле усиливалось в течение осени. При этом, центр максимальных положительных аномалий смещался с запада на восток: от районов Испании и Франции (в сентябре) до Румынии, Болгарии (в ноябре). Территория Украины весь период находилась под влиянием восточной периферии антициклона, которая характеризуется поступлением холодного и относительно сухого воздуха. Усиление антициклонической аномалии к ноябрю и приближение ее центральной части к районам Украины привело к установлению низкого температурного режима на территории страны и существенного недостатка осадков, который сформировался в условиях отсутствия циклонических атмосферных процессов.

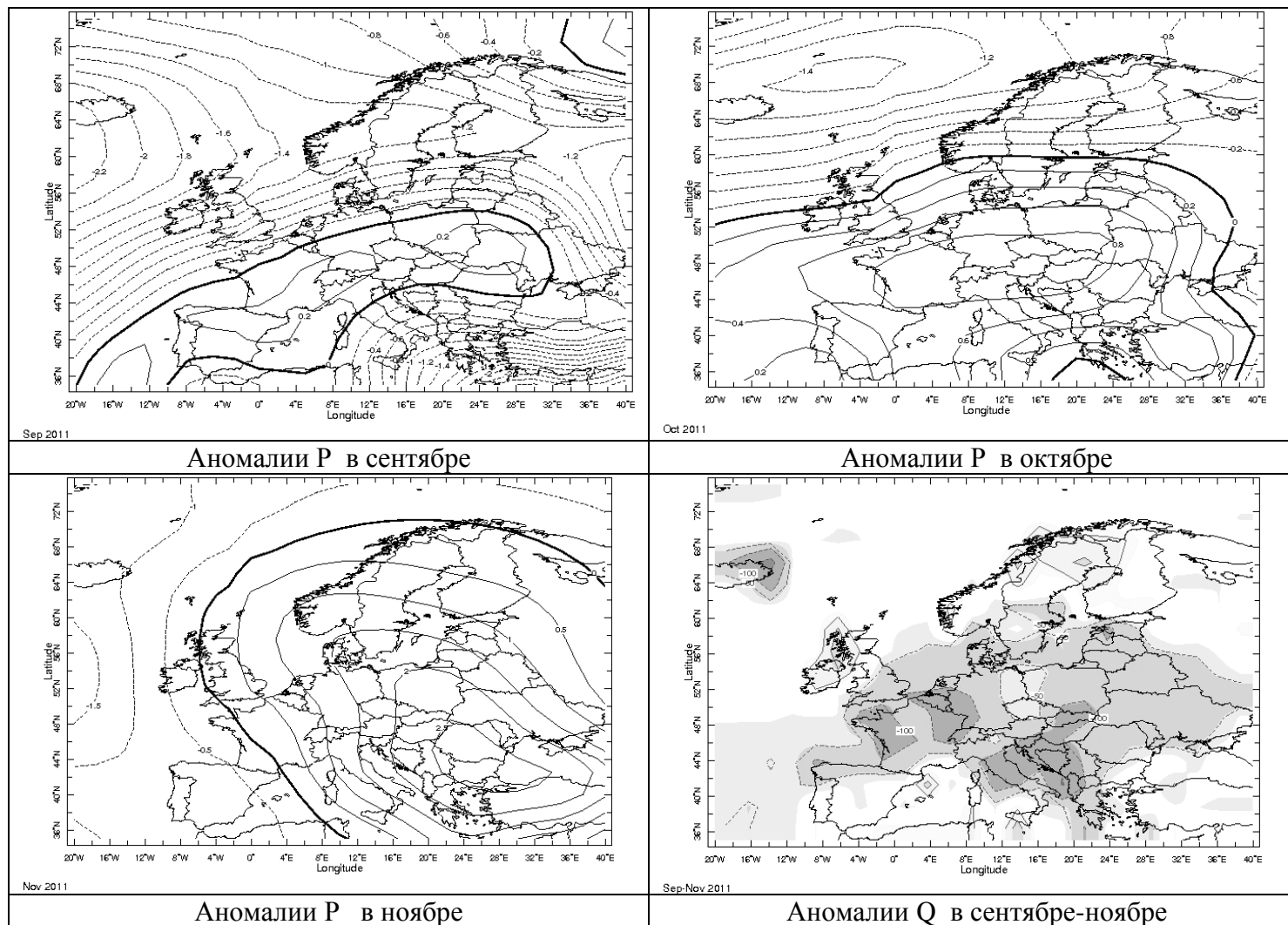


Рис. 1 – Аномалии в полях приземного атмосферного давления (P, гПа) и осадков (Q, мм/3 месяца) в сентябре-ноябре 2011 г.

Наибольшие аномалии осадков наблюдались в балканских странах и на юге Восточной Европы – до 100 мм за 3 месяца. Территория Украины находилась в зоне дефицита осадков от 50 до 100 мм за 3 месяца.

**Оценка степени засушливости.**

Рассмотрим характер засушливости периода с августа по ноябрь 2011 г. с использованием некоторых количественных индексов, позволяющих оценить наличие и интенсивность атмосферной засухи. В табл. 4 представлены: гидротермический коэффициент (ГТК), рассчитанный по формуле Г.Т. Селянинова [1, 2], индекс засушливости Д.А. Педя (S) [3, 4], стандартизированный индекс осадков (SPI) [5] по станциям Украины. Каждый из количественных параметров обладает своими преимуществами, которые в комплексном анализе могут уменьшить имеющиеся у индексов недостатки в учете температурно-влажностного режима атмосферы при расчете каждого индекса.

В таблице также приведены сведения о датах окончания вегетационного периода, необходимые для расчета ГТК. Можно видеть, что устойчивое понижение среднесуточной температуры ниже +10 °С по большинству рассматриваемых пунктов Украины произошло практически в одно и то же время - 12-13 октября 2011 г. И только на юго-западе и в Крыму этот переход произошел позже, 23-24 октября. То есть, сложившийся бездождевой характер погоды в октябре в южных районах при температурах воздуха, близких к норме, был неблагоприятен для развития озимых культур.

Гидротермический коэффициент в августе по всем станциям меньше 1, что свидетельствует о наличии засушливости. При этом по 7 станциям из десяти ГТК меньше 0,5, что говорит о существенном недостатке осадков и сухом периоде [1].

Таблица 4 – Гидротермический коэффициент (ГТК), индекс засушливости Д.А. Педя (S), стандартизированный индекс осадков (SPI) по станциям Украины за август-ноябрь 2011 г.

Станция	Дата окончания вегетации	Месяц							SPI (IX- XI)
		VIII		IX		X		XI	
		ГТК	S	ГТК	S	ГТК	S	S	
Тернополь	12.10.11	0,22	3,56	0,20	2,80	0,25	0,82	1,92	-1,95
Львов	12.10.11	0,77	3,06	0,39	2,92	1,09	0,75	2,24	-1,19
Винница	12.10.11	0,34	2,28	0,31	2,27	2,10	-0,53	1,91	-1,35
Черновцы	12.10.11	0,53	2,70	0,42	2,82	0,44	0,43	1,74	-1,17
Луганск	13.10.11	0,34	0,94	0,52	0,70	1,91	-0,57	-0,11	0,10
Харьков	12.10.11	0,17	2,22	0,27	2,57	0,53	0,85	0,84	-1,33
Полтава	12.10.11	0,78	0,97	0,24	2,24	0,19	1,13	1,21	0,15
Кировоград	12.10.11	0,33	1,34	0,15	1,91	0,94	0,12	1,07	-1,87
Одесса	23.10.11	0,26	1,68	0,55	1,95	0,30	0,81	0,47	-0,82
Симферополь	24.10.11	0,22	2,03	0,39	2,59	2,28	-1,85	-0,30	-0,38

В сентябре ГТК по большинству пунктов оставался меньше 0,5 и только в Луганске и Одессе показатель был выше за счет достаточного количества выпавших осадков. В октябре на 6 станциях ГТК оставался меньше 1, из них резко засушливыми были Полтава, Тернополь, Одесса и Черновцы. За три месяца, с августа по октябрь, наиболее засушливыми оказались западные районы: Тернополь (ГТК = 0,20 ÷ 0,25) и Черновцы (ГТК = 0,42 ÷ 0,53). Недостаточное увлажнение с формированием осенней засухи наблюдалось по югу и центру Украины (Кировоград, Одесса, Полтава) и на северо-востоке (Харьков).

Рассмотрим распределение индекса атмосферной засушливости по Д.А. Педю (S) по станциям Украины (см. табл. 4). На засушливый период указывают положительные значения индекса, а при  $S \geq 2,0$



диагностируется засуха. В августе по всем станциям западной половины Украины, а также в Харькове и Симферополе наблюдалась засуха – показатели  $S$  превышали значение 3,0. В сентябре засуха диагностируется уже по 7 станциям, но охватывает те же регионы Украины. В октябре наблюдалось существенное улучшение атмосферных условий - индекс  $S$  становится меньше 2 на всех станциях, а на трех (Винница, Луганск, Симферополь) показатель отрицательный, что свидетельствует о достаточном увлажнении при наблюдавшемся температурном режиме. В ноябре  $S$  оставался отрицательным в Крыму и Луганске, но по остальным станциям положительные значения  $S$  возросли, превысив в большинстве случаев 1,0, а во Львове достигнув значения 2,24. Таким образом, даже на относительно низком температурном фоне в ноябре за счет малого количества осадков во многих областях Украины было засушливо.

Для оценки интенсивности засухи воспользуемся стандартизованным индексом осадков (SPI) (см. табл. 4), который является индикатором засухи на определенном отрезке времени, если значения индекса в этот период отрицательно и имеет значение  $\leq -1,00$  [5]. Для осеннего периода сентябрь-ноябрь в исследуемом регионе SPI достигал критического значения на шести станциях, из них к категории «сильная засуха» ( $SPI = -1,50 \div -1,99$ ) относятся Тернополь и Кировоград и «средняя засуха» ( $SPI = -1,00 \div -1,49$ ) Харьков, Львов, Винница, Черновцы. Одесса и Симферополь находились в условиях «мягкой засухи», а в Луганске и Полтаве значения SPI положительны, что говорит об отсутствии засухи в трехмесячный период времени.

Таким образом, рассмотренные три индекса четко определяют наличие сильной засухи осенью 2011 года в западных областях Украины, менее жесткие условия наблюдались в южных областях, однако здесь сильный дефицит осадков пришелся на сельскохозяйственный период прорастания озимых культур, что негативно сказалось на появлении и качестве всходов.

**Выводы.** Выполненное исследование показало, что формирование засушливых условий погоды на территории Украины обуславливалось длительным преобладанием антициклонического характера циркуляции над Восточной Европой, на фоне которого отсутствовали условия для образования осадков. Комплексный анализ трех различных индексов засушливости показал, что наиболее интенсивные засушливые условия наблюдалась в западных и южных областях Украины, что повышает вероятность неурожая озимых культур в этом регионе.

### Список литературы

1. Бучинский И.Е. Засухи и сушевы. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 214 с.
2. Клімат України / За ред. В.М. Липінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. – Київ: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
3. Педь Д.А. О показателе засухи и избыточного увлажнения // Труды Гидрометцентра СССР. - 1975. - Вып. 156. - С. 19-38.
4. Садоков В.П., Козельцева В.Ф., Кузнецова Н.Н. Образование атмосферно-почвенной засухи с учетом почвенной и атмосферной засушливости // Труды Гидрометцентра России.- 2002.- Вып. 337.- С.48-56
5. McKee T. B., Doesken N. J., Kleist J. The relationship of drought frequency and duration to time scales // Preprints, Eighth Conf. on Applied Climatology, 1993. Anaheim, CA, Amer. Meteor. Soc., 179-184.

### Метеорологічні та синоптичні умови посухи в Україні восени 2011 року. Семенова І.Г.

*Розглянуті результати комплексного аналізу режиму температури та опадів, а також синоптичні процеси, що призвели до формування посушливих умов погоди в Україні восени 2011 р. Оцінка ступеню посушливості виконана з використанням кількісних характеристик, таких як гідротермічний коефіцієнт Селянинова, індекс посушливості Педя, стандартизований індекс опадів. Показано, що найбільш несприятливі погодні умови склалися в західних та південних областях України під впливом переважаючого антициклоніального характеру циркуляції атмосфери.*

**Ключові слова:** посуха, індекс посушливості, антициклон.

### Meteorological and synoptic conditions of drought in Ukraine in the autumn 2011. Semenova I.G.

*The results of complex analysis of temperature and precipitation records, and synoptic processes, which are led to droughty weather conditions in Ukraine an autumn 2011 are reviewed. Definition of drought intensity has been produced using the numerical characteristics, such as a hydrothermal coefficient by Selyaninov, index of drought by Ped', standardized precipitation index. It was showed that the most difficult weather conditions are formed in the western and south regions of Ukraine under influence of prevailing anticyclones circulation of the atmosphere.*

**Keywords:** drought, index of drought, anticyclone.

## ПОРІВНЯННЯ ПРОСТОРОВО-ЧАСОВИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОСУХ В УКРАЇНІ НА ПОЧАТКУ ТА НАПРИКІНЦІ ХХ СТОРІЧЧЯ

*Аналізуються просторово-часові характеристики екстремальних посух, виявлених за допомогою стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування з масштабами часу 1, 3, 6, 9, 12, 24 місяці для території України протягом 1901–1930 та 1976–2005 рр. Встановлено, що найбільшу частоту, інтенсивність та тривалість екстремальні посухи мали на початку 20 сторіччя.*

*Ключові слова:* просторово-часові характеристики, стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування, екстремальна посуха.

**Вступ.** Таке природне екстремальне явище як посуха все більше привертає увагу метеорологів, гідрологів, екологів та інших вчених. Посуха впливає на різні сектори народного господарства, в тому числі на рівень поверхневих та підземних вод, що може призвести до зменшення водозабезпечення, погіршення якості води, скорочення врожаю, виробництва електроенергії та ін. Посуха виникає практично у всіх кліматичних зонах і головним чином пов'язана з тривалими періодами відсутності опадів, але достатньо важко визначити час настання, ступінь тяжкості, тривалість та час закінчення посухи, оскільки причини її виникнення є дуже складними і залежать не тільки від атмосферних, а й від гідрологічних процесів.

**Постановка проблеми.** Зміни клімату є одним із факторів, що впливають на умови виникнення посух. Згідно з результатами дослідження Міжурядової групи експертів по змінам клімату [2], інструментальні спостереження показують, що за останні 157 років глобальна приземна температура повітря збільшилась з деякими регіональними відхиленнями. В середньому по всій земній кулі потепління в 20 сторіччі відбувалося в двох фазах – у 1910–1940-х роках (0,35 °С), і більш сильно, починаючи з 1970-их до теперішнього часу (0,55 °С). Але слід зазначити, що умови виникнення посух у великій мірі залежать не лише від змін температурного фону, але й від режиму зволоження. Зокрема в дослідженнях, що здійснювалися для території України [4], зазначено, що в останні 45 років спостерігається тенденція збільшення вологості ґрунту в верхньому однометровому шарі. Тому були зроблені чисельні спроби розробити нові індекси посухи або вдосконалити існуючі, які б при обчисленні періодів посух враховували не тільки дані температури, а й інші метеорологічні, гідрологічні та агрометеорологічні величини та параметри. З цією метою був сформований новий індекс посухи – стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування (SPEI) [6]. У зв'язку з тим, що порівняння характеристик посух для різних періодів часу по території України не проводились, **метою** цієї роботи є дослідження просторово-часового розподілу посух для різних періодів та регіонів.

**Матеріали та методи дослідження.** Для проведення порівняльного аналізу просторово-часових характеристик посух в різні проміжки часу використовувався індекс посухи – стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування. Індекс SPEI був розрахований за даними про температуру повітря та опади з кроком сітки 0,5° для усієї земної кулі за період 1901–2006 рр. і враховує масштаби часу від 1 до 48 місяців.

Стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування сформовано на

основі стандартизованого індексу опадів (SPI) з залученням потенціального сумарного випаровування [4], що дозволило скомбінувати опади та температуру. Процедура визначення SPEI базується на першочерговому визначенні стандартизованого індексу опадів. Таким чином, SPI обчислюється за середньомісячними значеннями опадів, а SPEI використовує середньомісячні різниці між опадами та потенціальним сумарним випаровуванням. Останнє являє собою простий кліматичний баланс вологи для різних масштабів часу [3].

Перший етап – розрахунок потенціального сумарного випаровування  $PE$  – є складним, тому що потребує багатьох параметрів, таких як температура поверхні ґрунту, вологості повітря, радіації, що надходить до ґрунту, тиску водяної пари, потоків прихованого та відчутного тепла між ґрунтом та атмосферою тощо. Але в результаті досліджень виявлено, що з метою залучення  $PE$  до індексу посухи можна використовувати найпростіший метод і це не позначиться істотно на отриманих індексах. Тому в [6] запропоновано для визначення  $PE$  (у мм) застосувати метод Торнвейта [5], за яким  $PE$  залежить тільки від температури, а саме

$$PE = 16K \left( \frac{10T}{I} \right)^m, \quad (1)$$

де  $T$  – середньомісячна температура ( $^{\circ}\text{C}$ );

$$m = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0,492;$$

$I$  – індекс теплоти, який розраховується як сума 12 середньомісячних величин індексу  $i$ , а останній одержується з середньомісячних температур за формулою

$$i = \left( \frac{T}{5} \right)^{1,514}, \quad (2)$$

$K$  – поправковий коефіцієнт, що обчислюється як функція широти та місяця

$$K = \left( \frac{N}{12} \right) \left( \frac{NDM}{30} \right), \quad (3)$$

де  $NDM$  – кількість днів у місяці, а  $N$  – максимальна кількість сонячних годин, яка визначається за допомогою

$$N = \frac{24}{\pi} \varpi_s, \quad (4)$$

де  $\varpi_s$  – годинний кут сходу сонця, який обчислюється за виразом

$$\varpi_s = \arccos(-\tan \varphi \tan \delta), \quad (5)$$

де  $\varphi$  – широта у радіанах;

$\delta$  – сонячне схилення у радіанах, отримане, як

$$\delta = 0,4093 \sin \left( \frac{2\pi J}{365} - 1,405 \right), \quad (6)$$

де  $J$  – середній юліанський день місяця.

Після того, як одержані дані про потенційне сумарне випаровування, для кожного  $i$ -го місяця розраховуються різниці ( $D_i$ ) між опадами  $P_i$  та  $PE_i$

$$D_i = P_i - PE_i, \quad (7)$$

забезпечуючи просту міру надлишку або дефіциту вологи для певного місяця.

Обчислені величини  $D_i$  для SPEI (або  $P_i$  для SPI) підсумовуються на різних часових масштабах за такою процедурою. Різниця  $D_{i,j}^k$  для даного місяця  $j$  та року  $i$  залежить від вибраного часового масштабу. Наприклад, накопичена різниця для одного місяця у певний рік  $i$  з 12-місячним часовим масштабом одержується за допомогою виразу

$$X_{i,j}^k = \sum_{l=13-k+j}^{12} D_{i-1,l} + \sum_{l=1}^j D_{i,l}, \quad j < k; \quad (8)$$

$$X_{i,j}^k = \sum_{l=j-k+1}^j D_{i,l} \quad j \geq k,$$

де  $D_{i,l}$  – різниця  $P_i - PE_i$  у перший місяць року  $i$  у міліметрах.

Для розрахунку SPI на різних часових масштабах використовується розподіл ймовірностей з гамма сім'ї (двопараметричний гамма-розподіл або трипараметричний розподіл Пірсона III-го типу), тому що частоти опадів, накопичених на різних часових масштабах, добре модулюються за допомогою цих статистичних розподілів. SPI може бути розрахований з використанням двопараметричного розподілу, а для SPEI потрібний трипараметричний розподіл. Найбільш придатний розподіл для моделювання  $D_i$  на різних часових масштабах є лог-логістичний розподіл, визначений Вісенте-Серрано та ін. [6], які застосовували дані з одинадцяти станцій спостереження з різними кліматичними умовами.

Середнє значення SPEI дорівнює нулю, а середньоквадратичне відхилення – одиниці. Цей індекс є стандартизованою величиною і може бути порівняний з аналогічними величинами в інших пунктах та за інший проміжок часу. Категорії посух для різних величин SPEI визначені у табл. 1.

З усієї бази розрахованих індексів для даного дослідження вибрані SPEI лише за два періоди – 1901–1930 рр. та 1976–2005 рр., з масштабами часу 1, 3, 6, 9, 12, 24 місяці для шести міст України, що знаходяться в різних регіонах країни для того, щоб визначити як змінюється просторово-часовий розподіл посух в Україні в кінці 20 сторіччя в порівнянні з початком.

Таблиця 1 – Критерії посухи за стандартизованим індексом опадів та сумарного випаровування

Значення SPEI	Категорія посухи
$-0,99 \leq \text{SPEI} < 0$	Слабка
$-1,49 \leq \text{SPEI} < -1$	Помірна
$-1,99 \leq \text{SPEI} < -1,5$	Інтенсивна
$\text{SPEI} \leq -2$	Екстремальна

**Основні результати.** За результатами обчислення стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування підрахована кількість місяців з екстремальною посухою за тридцятирічний період – 1901–1930 рр., що був поділений на десятиріччя для більш детального аналізу просторово-часових характеристик посух на більш коротких проміжках часу (табл.2).

Як видно з табл. 2, максимальна кількість місяців з екстремальною посухою спостерігається в південних та центральних областях на відміну від східних та західних, де ця кількість значно менша. Практично в усіх регіонах найбільша кількість місяців з екстремальною посухою реєструвалась для масштабу часу 24 місяці. Слід також зазначити, що третє десятиріччя, тобто 1921–1930, було найбільш посушливим, оскільки саме на цей період припадає найбільша частка екстремально посушливих місяців.

Подібна процедура розрахунку проведена для ще одного тридцятирічного періоду – 1976–2005 рр., результати якої представлені в табл. 3.

Таблиця 2 – Кількість місяців з екстремальною посухою в період 1901–1930 рр.

Пункт	Період	Масштаби часу, міс					
		<i>1</i>	<i>3</i>	<i>6</i>	<i>9</i>	<i>12</i>	<i>24</i>
Дніпропетровськ	1901-1910	1	2	0	0	0	0
	1911-1920	1	1	0	0	0	0
	1921-1930	2	2	2	1	1	18
	<b>Заг. кількість</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>18</b>
Київ	1901-1910	0	1	3	1	2	1
	1911-1920	2	0	1	0	0	0
	1921-1930	3	3	8	11	12	11
	<b>Заг. кількість</b>	<b>5</b>	<b>4</b>	<b>12</b>	<b>12</b>	<b>14</b>	<b>12</b>
Кіровоград	1901-1910	1	2	2	0	1	11
	1911-1920	1	0	0	0	0	0
	1921-1930	3	2	6	7	11	11
	<b>Заг. кількість</b>	<b>5</b>	<b>4</b>	<b>8</b>	<b>7</b>	<b>12</b>	<b>22</b>
Львів	1901-1910	0	0	0	1	0	0
	1911-1920	4	3	1	2	1	0
	1921-1930	2	1	1	3	2	2
	<b>Заг. кількість</b>	<b>6</b>	<b>4</b>	<b>2</b>	<b>6</b>	<b>3</b>	<b>2</b>
Одеса	1901-1910	1	0	0	1	0	0
	1911-1920	0	0	0	0	0	0
	1921-1930	5	5	11	13	17	19
	<b>Заг. кількість</b>	<b>6</b>	<b>5</b>	<b>11</b>	<b>14</b>	<b>17</b>	<b>19</b>
Сімферополь	1901-1910	0	0	2	4	2	0
	1911-1920	1	0	0	0	0	0
	1921-1930	2	3	3	6	6	0
	<b>Заг. кількість</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>5</b>	<b>10</b>	<b>8</b>	<b>0</b>

Розподіл максимальної кількості місяців з екстремальною посухою в період 1976–2005 рр. по території України практично співпадає з попереднім досліджуваним періодом; також максимальна кількість відмічається в центральних та південних районах, а мінімальна – в східних та західних. Але головна відмінність даного періоду полягає у значно меншій загальній кількості місяців з екстремальною посухою. Різниця між цими періодами є досить великою і свідчить про переважання в декілька разів кількості посух саме в 1901–1930 роках. Протягом 1976–2005 років максимальна кількість місяців з екстремальною посухою припадає на друге десятиріччя, тобто 1986–1995 рр.

Таким чином, кількісні розрахунки показують, частота виникнення посух та їх тривалість була значно більшою на початку 20 сторіччя, ніж в кінці, а твердження про збільшення вологості ґрунту в останні роки, що може призвести до зменшення кількості посух, може мати практичне підтвердження.

Для більш детального аналізу окремо побудовані графіки розподілу індексу SPEI в періоди дослідження. На прикладі міст Київ та Одеса розглянемо розподіл індексу в масштабах часу 1 та 12 місяців.



Таблиця 3 – Кількість місяців з екстремальною посухою в період 1976–2005 рр.

Пункт	Період	Масштаби часу, міс					
		<i>1</i>	<i>3</i>	<i>6</i>	<i>9</i>	<i>12</i>	<i>24</i>
Дніпропетровськ	1976-1985	4	0	0	0	0	0
	1986-1995	3	0	0	0	0	0
	1996-2005	2	1	0	0	0	0
	<b>Заг. кількість</b>	<b>9</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
Київ	1976-1985	2	0	0	0	0	0
	1986-1995	2	1	0	0	0	0
	1996-2005	3	0	0	1	0	0
	<b>Заг. кількість</b>	<b>7</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
Кіровоград	1976-1985	3	3	0	0	0	0
	1986-1995	3	3	2	1	0	0
	1996-2005	3	0	0	0	0	0
	<b>Заг. кількість</b>	<b>9</b>	<b>6</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
Львів	1976-1985	1	3	3	6	4	0
	1986-1995	1	1	0	0	0	0
	1996-2005	1	1	0	0	0	0
	<b>Заг. кількість</b>	<b>3</b>	<b>5</b>	<b>3</b>	<b>6</b>	<b>4</b>	<b>0</b>
Одеса	1976-1985	0	1	0	2	0	0
	1986-1995	2	4	2	0	0	0
	1996-2005	1	1	0	0	0	0
	<b>Заг. кількість</b>	<b>3</b>	<b>6</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
Сімферополь	1976-1985	0	2	0	1	0	0
	1986-1995	1	4	3	3	3	4
	1996-2005	2	2	2	1	0	0
	<b>Заг. кількість</b>	<b>3</b>	<b>8</b>	<b>5</b>	<b>5</b>	<b>3</b>	<b>4</b>

На рис. 1 представлений SPEI по місту Київ з масштабом часу 1 місяць для двох тридцятирічних періодів, з якого видно, що в обох випадках періоди посух мають дещо поодинокий характер і тривалість однієї посухи не перевищує трьох місяців, але інтенсивність екстремальної посухи все ж таки значно більша протягом 1901–1930 рр., з максимумом в листопаді 1926, коли  $SPEI = -2,88$ .

У випадку розподілу індексу з масштабом часу 12 місяців спостерігаються зовсім інші результати. Так, в період 1976–2005 в місті Київ з даним масштабом часу, випадків з екстремальною посухою не спостерігалось взагалі, а з 1901 по 1930 рр., навпаки, вони були досить інтенсивні та довготривалі. Але, тривалість посухи за дане тридцятиріччя становила майже рік – з лютого по грудень 1921 р. (рис. 2) [1].

На рис. 3 та 4 наведено індекс SPEI по м. Одеса також для масштабів часу 1 та 12 місяців в рамках досліджуваних періодів. Розподіл індексу посухи в місті Одеса подібний розподілу в м. Київ, коли з масштабами часу 1 місяць і протягом 1901–1930 рр., і протягом 1976–2005 рр., мали місце досить інтенсивні, але нетривалі посухи. Проте в період 1901–1930 в Одесі спостерігались вже дві екстремальні посухи. Перша – вищезазначена 1921р., але вона тривала вже рівно рік – з січня по грудень 1921 р., з критичними значеннями SPEI біля – 2,5 в жовтні 1921 р., та друга – з лютого

по травень 1925 р. Хоча з 1976 по 2005 рр. для масштабу 12 місяців екстремальних посух не спостерігалось взагалі.

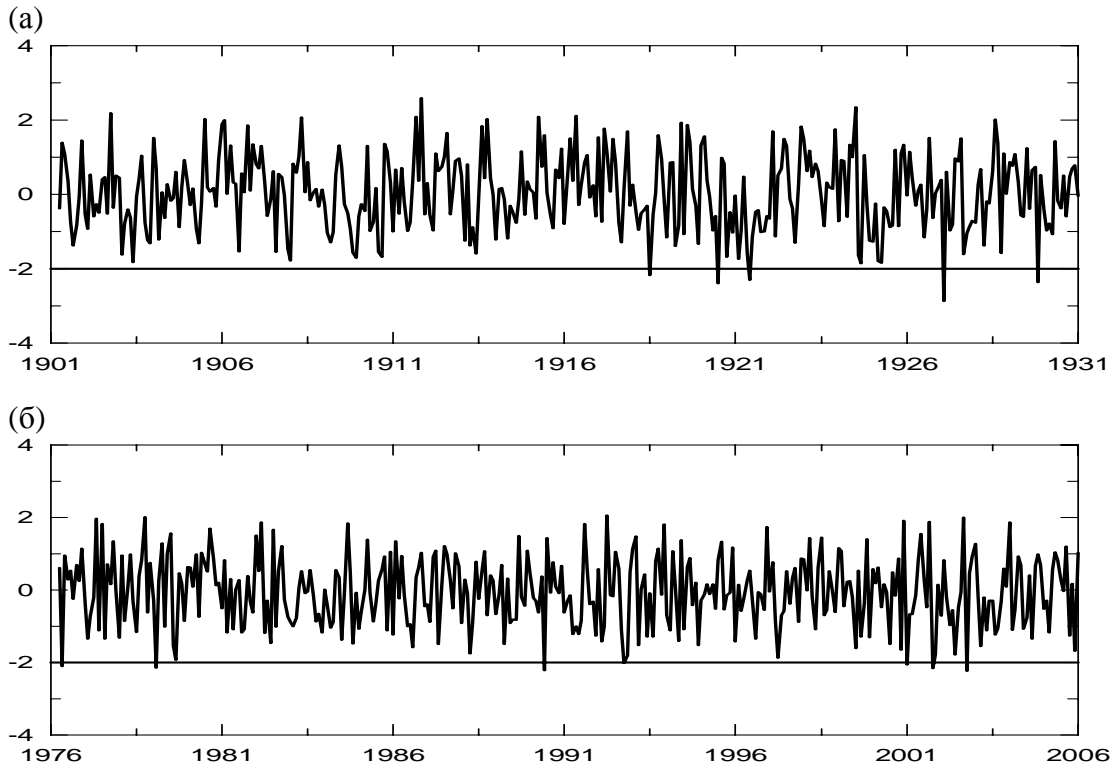


Рис. 1 – Розподіл індексу SPEI (по вертикалі) в м. Київ з масштабом часу 1 місяць: (а) – з 1901 по 1930 рр.; (б) – з 1976 по 2005 рр.

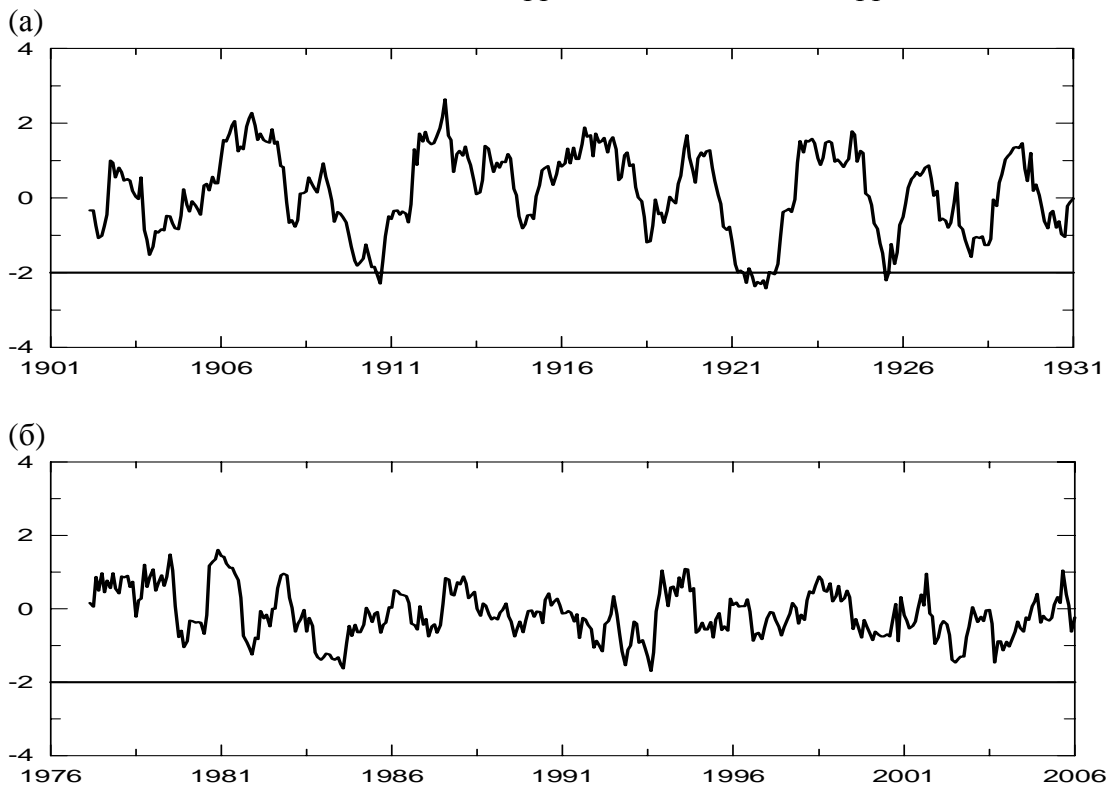


Рис. 2 – Розподіл індексу SPEI (по вертикалі) в м. Київ з масштабом часу 12 місяців: (а) – з 1901 по 1930 рр.; (б) – з 1976 по 2005 рр.

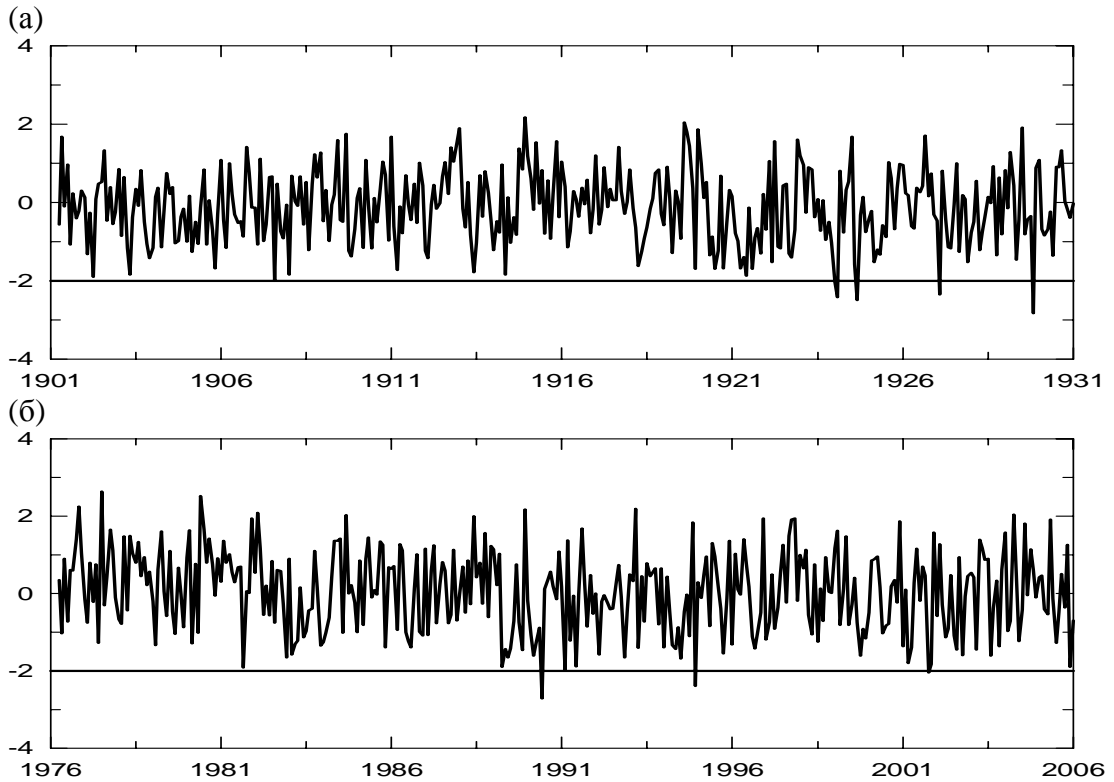


Рис. 3 – Розподіл індексу SPEI (по вертикалі) в м. Одеса з масштабом часу 1 місяць: (а) – з 1901 по 1930 рр.; (б) – з 1976 по 2005 рр.

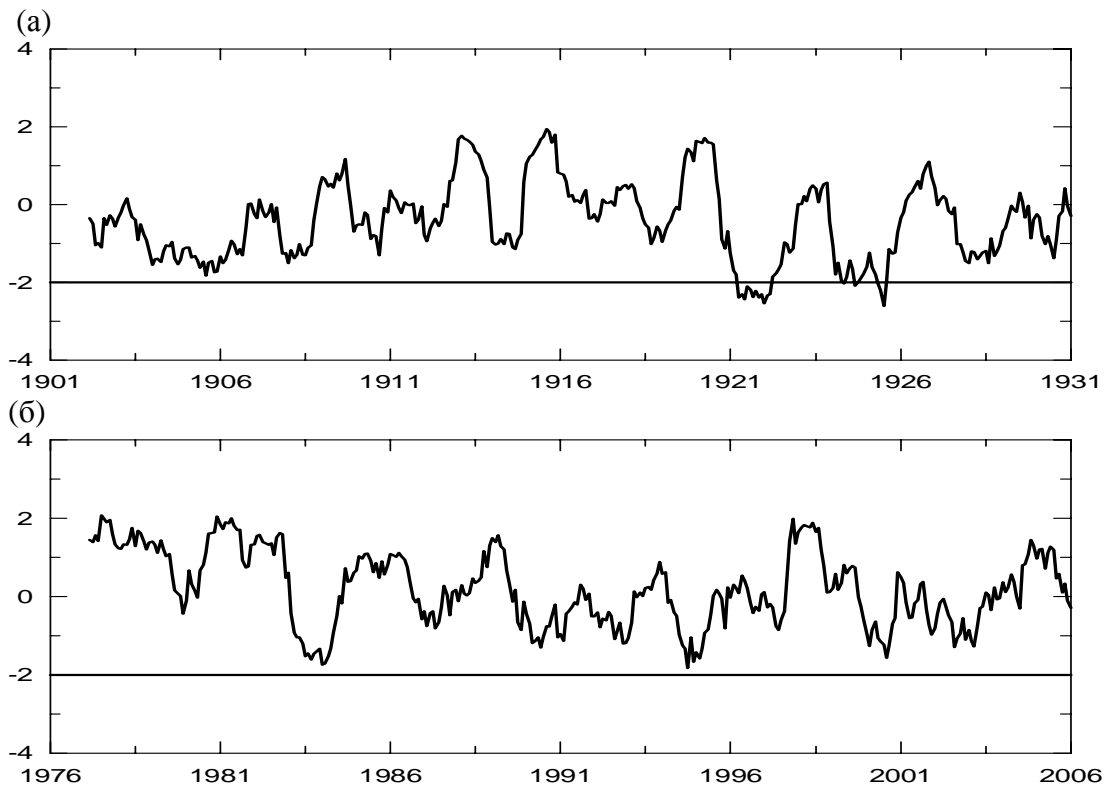


Рис. 4 – Розподіл індексу SPEI (по вертикалі) в м. Одеса з масштабом часу 12 місяців: (а) – з 1901 по 1930 рр.; (б) – з 1976 по 2005 рр.

**Висновки.** При порівнянні просторово-часових характеристик посух в різні проміжки часу на території України за допомогою стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування виявлено, що найбільшу частоту, інтенсивність та тривалість екстремальні посухи мали на початку 20 сторіччя, з максимумом в 1921–1930 рр. По території країни найбільш часто вони формувались в південних та центральних областях України. При цьому зменшення кількості посух в кінці сторіччя пояснюється збільшенням в останні роки рівня вологості ґрунту, яка враховується при обчисленні SPEI. Проте це твердження потребує більш детального дослідження й аналізу з урахування усіх регіональних особливостей змін клімату.

### Список літератури

1. Адамов П.Н., Аннинская Е.К. и др. Опыт предварительного синоптического анализа основных 8 катастрофических засух за последнее сорокалетие (1891, 1893, 1901, 1906, 1911, 1921, 1924, 1931). Часть I. – М. Издание Центрального управления единой гидрометеорологической службы Союза ССР, 1933. – С. 44–47.
2. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis* / S. Solomon et al. (eds.) Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. – Cambridge University Press, 2007. – 996 p.
3. McKee T.B., Doesken N.J., Kleist J. The relationship of drought frequency and duration to time scales // Proceedings of Eighth Conference on Applied Climatology. – Anaheim (USA). – 1993. – P. 179–184.
4. Robock A., Mu M., Vinnikov K., Trofimova I.V., Adamenko T.I. Forty-five years of observed soil moisture in the Ukraine: No summer desiccation (yet) // Geophysical Research Letters. – 2005. – Vol. 32.
5. Thornthwaite C.W. An approach toward a rational classification of climate // Geographical Review. – 1948. – Vol. 38, Iss. 1. – P. 55–94.
6. Vicente-Serrano S.M., Beguería S., López-Moreno J.I. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index // Journal of Climate. – 2010. – Vol. 23, Iss. 7. – P. 1696–1718.

#### **Сравнение пространственно-временных характеристик засух в Украине в начале и конце XX века. Ермоленко Н.С., Хохлов В.Н.**

*Анализируются пространственно-временные характеристики экстремальных засух, определенных с помощью стандартизованного индекса осадков и суммарного испарения с масштабами времени 1, 3, 6, 9, 12, 24 месяца для территории Украины в течение 1901–1930 и 1976–2005 гг. Выявлено, что экстремальные засухи с наибольшей частотой, интенсивностью и продолжительностью наблюдались в начале 20 века.*

**Ключевые слова:** *пространственно-временные характеристики, стандартизованный индекс осадков и суммарного испарения, экстремальная засуха.*

#### **Comparison of spatio-temporal features of droughts in Ukraine beginning and the end of the twentieth century. Yermolenko N. S., Khokhlov V.N.**

*Spatio-temporal features of extreme droughts are analyzed using the standardized precipitation evapotranspiration index with time scales of 1, 3, 6, 9, 12, and 24 months for Ukraine during 1901–1930 and 1976–2005. It is revealed that the frequency, intensity and duration were maximal for extreme drought at earlier 1900-th.*

**Keywords:** *spatio-temporal features, the standardized precipitation evapotranspiration index, extreme drought.*

**В.Ф. Мансарлийский, преп.**

*Одесский государственный экологический университет*

## **МУЛЬТИФРАКТАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ ИНДЕКСОВ СЕВЕРОАТЛАНТИЧЕСКОГО И ЮЖНОГО КОЛЕБАНИЙ И ВИХРЕВОЙ КИНЕТИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ В СРЕДНИХ И ТРОПИЧЕСКИХ ШИРОТАХ**

*На основе мультифрактального формализма с использованием алгоритма Грассбергера-Прокаччия выполнен мультифрактальный анализ временных рядов индексов Североатлантического и Южного колебаний, флуктуаций вихревой кинетической энергии в средних и тропических широтах.*

*Ключевые слова:* мультифрактальный анализ, Североатлантическое и Южное колебания, вихревая кинетическая энергия

### **1. Введение.**

В настоящее время достаточно надежно установлено несомненное воздействие некоторых структур телеконнекции на погодные условия и климат над различными регионами Земного шара [1-8]. Одним из хорошо известных крупномасштабных климатообразующих процессов в Северном полушарии Земного шара является так называемое Североатлантическое колебание, представляющее на самом деле одну из наиболее проявляемых схем телеконнекции во все сезоны. 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 [2,6,7]. 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. Согласно [6,7], для Североатлантического колебания характерны значительные кратковременные (8-10 дней) и долговременные (межсезонные и межгодовые) колебания. В этом свете представляется важным выбор характерного временного интервала, используемого при определении индексов Североатлантического колебания. Согласно оценкам [5,8], проведенным для суточных индексов Североатлантического колебания, взаимосвязь между ними и содержанием



кинетической энергии  $K_E$  не существенна для временных масштабов меньше 1 года. С другой стороны, выявлена и краткосрочная изменчивость (включая 10-суточную) в цикле Североатлантического колебания. При этом показано, что использование очень длинного временного ряда суточных данных для того, чтобы выявить долговременные колебания, не является необходимым. Целью настоящей работы является мультифрактальный анализ временных рядов индексов Североатлантического и Южного колебаний, а также запасов вихревой кинетической энергии в средних и тропических широтах. Отметим, что 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 Североатлантического, а также Южного колебаний нами использована модифицированная методика Грассбергера-Прокаччия [16]. 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 [10-13,16,20].

### 3. Результаты и выводы.

Ниже приведены результаты мультифрактального анализа временных рядов индексов Североатлантического колебания (САК) и Южного колебания (ЮК), запасов

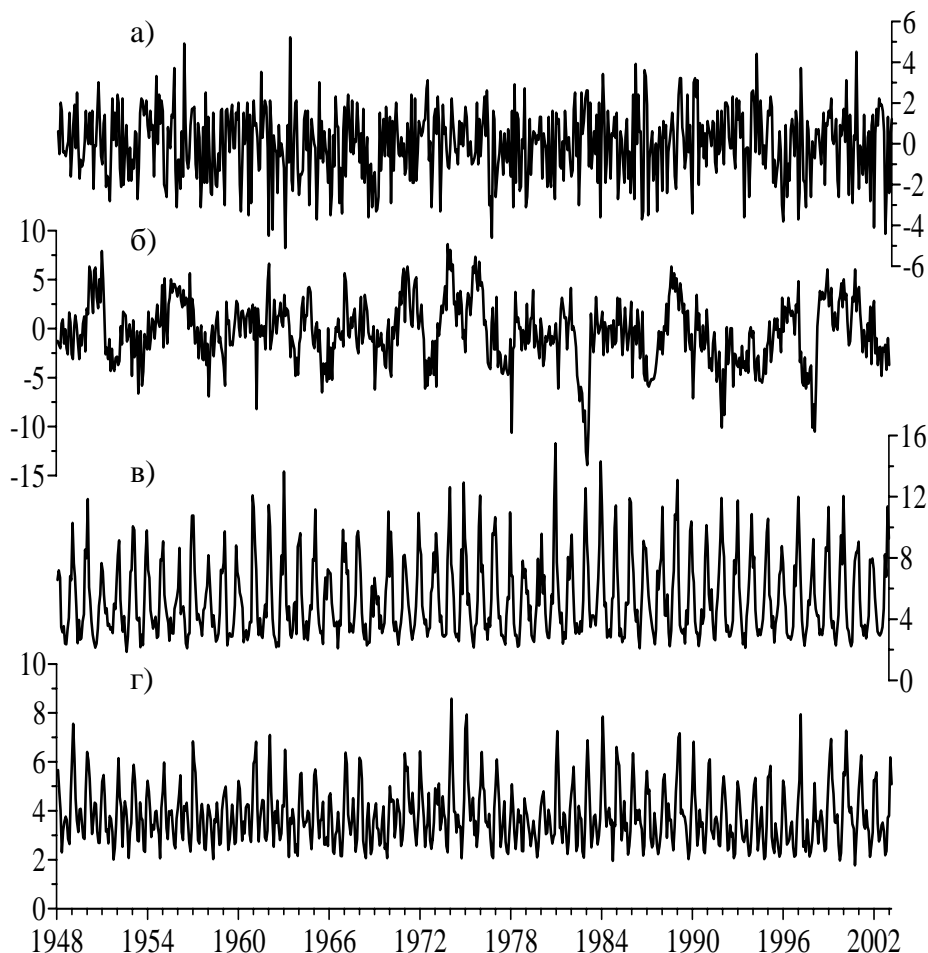


Рис. 1 - Временные ряды индексов САК (а) и ЮК (б) и запасов  $K_E$  ( $\text{Дж м}^{-2}$ ) в средних (в) и тропических (г) широтах.

вихревой кинетической энергии  $K_E$  в средних и тропических широтах. Детальное

описание соответствующих наборов временных данных дано в работах [3-8]. На рис.1 приведены среднемесячные данные индексов Североатлантического и Южного колебаний, запасов вихревой кинетической энергии в средних и тропических широтах. Соответствующие данные относятся к временному интервалу, начиная с 1948г.

Наш анализ показывает, что поведение искомым временных рядов индексов Североатлантического колебания и Южного колебания, а также в меньшей степени запасов вихревой кинетической энергии  $K_E$  в средних и тропических широтах удовлетворяет основным критериям феномена детерминистического хаоса. Оцененные по методике Грассбергера-Прокаччия соответствующие фрактальные размерности, характеризующие свойства самоподобия и скейлинга, лежат в интервале [1.7-2.5], что, в принципе коррелирует с аналогичными данными по другим геофизическим системам. Поэтому вполне уместно здесь говорить о фундаментальном феномене генезиса фрактальных размерностей в родственных геофизических динамических системах [12-20]. Важно также подчеркнуть, 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 Североатлантического и Южного колебания, а также величин запасов вихревой кинетической энергии в средних и тропических широтах в любом интересующем временном интервале.

### Список литературы

1. *Barnston A.G., Livezey R.E.* Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // *Monthly Weather Review.* – 1987. – Vol. 115. – No. 6. – P. 1083-1126.
2. *Wallace J.M., Gutzler D.S.* Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter // *Monthly Weather Review.* – 1981. – Vol. 109. – No. 4. – P. 784-812.
3. *Stein O.* The variability of Atlantic-European blocking as derived from long SLP time series // *Tellus.* – 2000. – Vol. 52A. – No. 3. – 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. – No. 3-4. – P. 301-326.
5. *Хохлов В.Н.* Влияние Северо-Атлантического колебания на энергетику внетропических широт // *Метеорологія, кліматологія та гідрологія.* – 2002. – Вип. 46. – С. 30-34.
6. *DelSole T.* Optimally persistent patterns in time-varying fields // *Journal of the Atmospheric Sciences.* – 2001. – Vol. 58. – No. 11. – P. 1341-1356.
7. *Benedict J.J., Lee S., Feldstein S.B.* Synoptic view of the North Atlantic Oscillation // *Journal of the Atmospheric Sciences.* – 2004. – Vol. 61. – No. 2. – 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. *Глушков А.В., Сербов Н.Г., Балан А.К., Лукаш Т.В.* Многофакторный системный и мультифрактальный подходы в моделировании годового стока (р. Дунай) // *Вісник*

- Одеського державного екологічного ун-ту.-2009.-№7.-Р.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 Одеського державного екологічного ун-ту.-2008.-№5.-С.225-235.
  12. 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.
  13. Сербов Н.Г., Балан А.К., Соляникова Е.П. Многофакторный системный и мультифрактальный подходы в моделировании экстремально высоких паводков (на примере р. Дунай) и временных флуктуаций концентраций загрязняющих веществ в речной воде// Вісник Одеського державного екологічного ун-ту.-2008.-№6.-С.7-13.
  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., Серга 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.

**Мультифрактальний аналіз часових рядів індексів Північноатлантичного і Південного коливаль, флуктуацій вихрової кінетичної енергії у середніх та тропічних широтах. Мансарлійський В.Ф.**

*На підставі мультифрактального формалізму з використанням алгоритму Грассбергера-Прокаччіа виконаний мультифрактальний аналіз часових рядів індексів Північноатлантичного та Південного коливаль, флуктуацій вихрової кінетичної енергії у середніх та тропічних широтах.*

**Ключові слова:** мультифрактальний аналіз, Північноатлантичне і Південне коливання, вихрова кінетична енергія

**A multi-fractal analysis of temporal sets for the North-Atlantic and South vibration indexes and edge kinetic energy in the middle and tropical latitudes. Mansarliysky V.F.**

*It is carried out a multifractal analysis of temporal sets for the North-Atlantic and South vibration indexes and edge kinetic energy in the middle and tropical latitudes within a multi-fractal formalism with using the Grassberger-Procaccia algorithm.*

**Key words:** multifractal analysis, North-Atlantic and South vibrations, edge kinetic energy

УДК 633.11«324»

**Л.Ю. Божко**, к.с. н., **О.А. Барсукова**, к.с.н.  
Одеський державний екологічний університет

## МОДЕЛЮВАННЯ ПРОЦЕСУ ФОРМУВАННЯ АГРОЕКОЛОГІЧНОГО РІВНЯ ПОТЕНЦІЙНОГО УРОЖАЮ ОЗИМОЇ ПШЕНИЦІ НА ПІВДНІ УКРАЇНИ

*Наводиться аналіз розрахунку потенційного врожаю озимої пшениці на півдні України в середньо багаторічних умовах вегетації з урахуванням агрохімічних особливостей основних типів ґрунтів зони. За проведеними розрахунками потенційний урожай озимої пшениці на ґрунтах півдня України може становити до 48 ц/га.*

**Ключові слова:** потенційний урожай, озима пшениця, моделювання, типи ґрунтів/

**Вступ.** Однією з основних умов високої культури землеробства є найбільш повне використання агроекологічних ресурсів. В цьому аспекті вивчення агроекологічної забезпеченості формування врожаю сільськогосподарських культур з урахуванням ґрунтово – кліматичних особливостей конкретних територій має важливе наукове і практичне значення. На сучасному етапі розвитку суспільства у зв'язку зі зміною типу ведення сільськогосподарського виробництва актуальним є агрокліматично обґрунтоване раціональне використання ґрунтово-кліматичних ресурсів.

При визначенні впливу ґрунтово-кліматичних умов на ефективність сільськогосподарського виробництва головним є визначення агроекологічних ресурсів території, реалізоване шляхом їх кількісної оцінки та агроекологічного районування. Теоретичною основою вирішення цієї проблеми є математичне моделювання продуктивності агроecosystem, яке становить фундамент сучасної агрометеорології та агроекології.

**Мета роботи та матеріали і методи досліджень.** Мета роботи полягає в дослідженні процесу формування врожаю озимої пшениці в однакових кліматичних умовах південних областей України, але на різних типах ґрунтів. Для досліджень використані матеріали спостережень на різних типах ґрунтів (на прикладі Миколаївської області). В якості методики досліджень використано математичне моделювання формування агроекологічного рівня потенційної врожайності сільськогосподарської культури, засноване на концепції максимальної продуктивності рослин Х.Г. Тоомінга та результатах математичного моделювання формування врожаю рослин А.М. Польового [2, 4, 5].

Під агроекологічним рівнем потенційної урожайності розуміють величину врожаю, зумовлену у надходженням енергії фотосинтетичної активної радіації (*ФАР*) при оптимальному волого- та температурному режимі, біологічними особливостями сільськогосподарської культури і родючістю ґрунту, на якому вона вирощується.

Модель формування агроекологічного рівня потенційної врожайності сільськогосподарських культур має блочну структуру і містить п'ять блоків: 1 - блок вхідної інформації; 2 - блок показників сонячної радіації; 3 - блок функцій впливу фази розвитку на продуктивний процес рослин; 4 - блок родючості ґрунту; 5 - блок агроекологічного рівня потенційної врожайності (*ПУ*).

*Блок вхідної інформації* складається з даних стандартних метеорологічних і агрометеорологічних спостережень і містить в собі всі необхідні для виконання розрахунків характеристики. Вони поділяються на дві групи:

- перша група – середня декадна температура повітря, середня за декаду кількість годин сонячного сяйва, сума опадів за декаду, кількість днів в розрахунковій декаді.

- друга група - інформація про бали ґрунтового бонітету, вміст гумусу в ґрунті.

*Блок показників сонячної радіації.* Для розрахунку інтенсивності сумарної сонячної радіації використовується формула С.І. Сівкова

$$Q_o^j = 12,66 \cdot (SS^j)^{1,31} + 315 \cdot (A^j + B^j)^{2,1}, \quad (1)$$

де  $Q_o$  - сумарна сонячна радіація, яка надходить на горизонтальну поверхню, кал/(см<sup>2</sup>д);

$SS$  - середня за декаду кількість годин сонячного сяйва, год;

$j$  - номер розрахункової декади;

$A$  і  $B$  - проміжні характеристики, які визначаються залежно від широти місцевості та нахил Сонця.

*Блок функцій впливу фази розвитку на продуктивний процес рослин.* В основі продуктивного процесу рослин лежить фотосинтез. Його інтенсивність зумовлюється фазою розвитку рослин та умовами навколишнього середовища. Для розрахунку онтогенетичної кривої фотосинтезу використовується формула

$$\alpha_\phi^j = \exp \left[ -a_\phi \left( \frac{TS_2 - \Sigma t_1}{10} \right)^2 \right], \quad (2)$$

де величина  $\alpha_\phi$  знаходиться за виразом

$$\alpha_\phi = \frac{-100 \cdot \ln \alpha_\phi^o}{(\Sigma t_1)^2}, \quad (3)$$

де  $\alpha_\phi$  - онтогенетична крива фотосинтезу, відн. од.;

$\alpha_\phi^o$  - початкове значення онтогенетичної кривої фотосинтезу, відн. од.;

$\Sigma t_1$  - сума ефективних температур повітря від сходів, при якій спостерігається максимальна інтенсивність фотосинтезу рослин, °С;

$TS_2$  - сума ефективних температур, °С.

*Блок родючості ґрунту.* Родючість ґрунту характеризується вмістом в ньому гумусу

$$F_{G_{um}} = \frac{G_{um}}{G_{umopt}}, \quad (4)$$

де  $F_{G_{um}}$  - відношення вмісту гумусу в ґрунті до величини оптимального для вирощування сільськогосподарської культури вмісту гумусу в ґрунті, відн. од.

$G_{um}$  - вміст гумусу в ґрунті, %;

$G_{umopt}$  - вміст гумусу в ґрунті, який забезпечує високий рівень урожайності сільськогосподарських культур залежно від типу ґрунтів, %.

Функція впливу вмісту гумусу в ґрунті визначається за формулою О.С.Образцова для розрахунку забезпеченості рослин елементами мінерального живлення



$$FW_{Gum} = (F_{Gum})^{1,35} \cdot \exp[1,1 \cdot (1 - F_{Gum})], \quad (5)$$

де  $FW_{Gum}$  - функція впливу вмісту гумусу в ґрунті на формування врожаю, відн. од.

Блок *агроекологічної категорії врожайності (ПУ)*- потенційної врожайності. Збільшення ПУ загальної біомаси за декаду визначається залежно від інтенсивності фотосинтетичної активної радіації (ФАР) і біологічних особливостей культури з урахуванням зміни здатності рослин до фотосинтезу протягом вегетації, а також родючості ґрунту

$$\frac{\Delta ПУ^j}{\Delta t} = \alpha_\phi^j \frac{\eta \cdot Q_{\text{фар}}^j \cdot d\nu^j}{q} B_{\text{пл}} FW_{Gum} 10, \quad (6)$$

де  $\frac{\Delta ПУ}{\Delta t}$  - приріст потенційного врожаю загальної біомаси за декаду, г/(м<sup>2</sup>дек.);

$\alpha_\phi$  - онтогенетична крива фотосинтезу, відн. од.;

$\eta$  - коефіцієнт корисної дії (ККД) посівів, відн. од.;

$Q_{\text{фар}}$  - середня декадна за добу сума ФАР, кал/(см<sup>2</sup>д);

$B_{\text{пл}}$  - бал ґрунтового бонітету (бал родючості ґрунту), відн. од.;

$q$  - калорійність сільськогосподарської культури, ккал/г;

$10$  - розмірний коефіцієнт.

Рівень ПУ господарсько - корисної частини врожаю (зерна, коренеплодів, бульбоплодів) при його стандартній вологості визначається за виразом

$$ПУ_{\text{госп}} = ПУ \cdot K_{\text{госп}}^{ПУ} \cdot 0,1 \cdot V_{\text{госп}}, \quad (7)$$

де  $ПУ_{\text{госп}}$  - потенційний урожай господарсько-корисної частини врожаю при його стандартній вологості, ц/га;

$K_{\text{госп}}^{ПУ}$  - частка господарсько-корисної частини врожаю в загальній масі потенційного врожаю, відн. од.;

$V_{\text{госп}}$  - стандартна вологість господарсько-корисної частини врожаю (зерна, коренеплодів, бульбоплодів), відн. од.

Підвищення рівня ПУ забезпечується головним чином шляхом селекції нових сортів, які матимуть вищий рівень урожайності за рахунок ефективного використання сонячної радіації.

Формули (1 - 7) дозволяють визначити агроекологічну категорію ПУ - сільськогосподарських культур, яка формується під впливом ґрунтово-кліматичних умов досліджуваної території.

**Результати досліджень та їх аналіз.** Зональними ґрунтами півдня України є чорноземи звичайні, південні та каштанові ґрунти. Миколаївська область розташована на півдні України, в Північному Причорномор'ї, в басейні річки Південний Буг.

Більша частина області знаходиться в Причорноморській низовині, на півночі захоплює Придніпровську височину. Північно-західна частина лежить в лісостеповій зоні, південно-східна – в степовій.

Клімат області помірно континентальний з м'якою малосніжною зимою і жарким посушливим літом.

Кліматичні умови та характер рослинності зумовили на території області

формування ґрунтів різних типів: чорноземів, каштанових, солонців, по берегах річок – заплавлених. Але основні площі сільськогосподарських культур займають ґрунти двох основних типів - чорноземи і каштанові [1]. Ці ґрунти відрізняються різною потенційною родючістю і мають два найбільш поширені підтипи, чорноземів: чорнозем звичайний і чорнозем південний, а також темно-каштанові ґрунти. Чорноземи займають більшу частину області, а каштанові – незначну південну частину області вздовж чорноморського узбережжя.

Така відмінність забезпечується, насамперед, завдяки природним властивостям ґрунтів: вмістом гумусу, гранулометричним складом, потужністю гумусового горизонту.

Найбільш родючими серед описуваних підтипів є чорноземи звичайні. Потужність гумусового шару їх становить від 50 см до 100см, при цьому вміст гумусу досягає 6...9 %. Кількість гумінових кислот на звичайних чорноземах перевищує вміст фульвокислот. Також вміст іонів  $Ca^{2+}$  значно перевищує вміст іонів  $Mg^{2+}$ , що позитивно позначається на структурі ґрунту.

Чорноземи південні мають менший за потужністю гумусовий горизонт (від 25...30 см до 60...70 см), при більш низькому вмісті гумусу – 4...5%. Вміст гумінових і фульвокислот рівний, реакція ґрунтового розчину у верхніх горизонтах ґрунту нейтральна, рН = 7.0...7.3, а нижні горизонти на глибині 60-70см часто мають слабо лужну реакцію з рН = 7.5...8.0. Бал ґрунтової родючості становить 0.6.

Темно-каштанові ґрунти відрізняються значно меншою родючістю порівняно з чорноземами. Це виявляється і в потужності гумусового горизонту (до 40 см) і у вмісті гумусу - 1.5 % ... 3.5 %. Крім того, каштанові ґрунти характеризуються слабо лужною реакцією, вже починаючи з поверхні ґрунту. Відповідно нижче і бал ґрунтової родючості цих ґрунтів - 0.5.

Чорноземи звичайні на території Миколаївської області поширені у північній частині. Вони сформувалися під різнотравно-типчакково-ковиловою рослинністю. В даний час ґрунти майже повсюдно розорані. Незважаючи на високу природну родючість ґрунтів, чорноземи звичайні бідні на рухливі форми фосфору. Ґрунти мають оптимальний водно-повітряний режим, добре оструктурені, структура водотривка. Основою отримання стійких урожаїв є спільне внесення органічних і мінеральних добрив, снігозатримання, ранньовесняне боронування та щільування полів, боротьба з ерозією ґрунтів.

Для розрахунків потенційного врожаю на чорноземах звичайних нами використовувалися середні багаторічні показники росту і розвитку озимої пшениці на станції Первомайськ, де вони найбільш поширені. В середньому багаторічному відновлення вегетації культури відбувається в третій декаді - 27 березня. Повна стиглість відзначається 10 липня. Таким чином, тривалість періоду вегетації становить 113 днів. Середня температура повітря за період вегетації становить 15.3 °С, сума ефективних температур - 1161 °С, сума опадів – 221 мм. ГТК складає 1.3.

У табл. 1 представлені узагальнені результати розрахунків показників, що формують потенційний урожай озимої пшениці на чорноземах звичайних.

Найбільші прирости *ПУ* на чорноземах звичайних, згідно з проведеними розрахунками, припадають на шосту-восьму декади вегетації. Вони становлять 158, 194 і 171 г/м<sup>2</sup> відповідно.

В цілому за вегетаційний період *ПУ* сухої маси рослин озимої пшениці на станції Первомайськ склав 1260 г/м<sup>2</sup>, а господарсько-корисної частини - 47.8 ц / га.

Таблиця 1 - Результати розрахунків характеристик потенційного врожаю озимої пшениці на чорноземах звичайних (ст. Первомайськ)

Декади вегетації	Afl, відн. од.	Q кал/(см <sup>2</sup> ·д)	FAR кал/(см <sup>2</sup> ·хв)	T <sub>s</sub> , °C	ΣT <sub>ефект.</sub> °C	ΔPY, г/м <sup>2</sup>
1	0,50	312	0,218	4,6	0,0	27,5
2	0,53	330	0,221	8,4	34,0	61,6
3	0,59	352	0,225	8,9	73,0	73,0
4	0,68	433	0,267	11,6	139,0	103,2
5	0,80	475	0,283	14,1	230,0	133,5
6	0,92	487	0,281	16,4	344,0	158,4
7	0,99	503	0,284	16,9	474,0	193,9
8	0,95	510	0,283	18,5	609,0	171,4
9	0,80	506	0,278	18,7	746,0	143,5
10	0,58	507	0,278	20,2	898,0	103,6
11	0,35	511	0,282	20,0	1048,0	63,6
12	0,20	541	0,302	21,1	1161,0	26,6

Каштанові ґрунти поширені в південній підзоні сухих степів під полинно-типчаквою і полинно-типчакво-ковиловою рослинністю на лесовидних суглинках. Каштанові ґрунти глинистого і суглинного механічного складу у верхньому горизонті містять 2,5...4,0 % гумусу, а легко суглинного і супіщаного - 1,5...2,5 %. У складі гумусу міститься приблизно рівна кількість фульвокислот і гумінових кислот, нерідко фульвокислоти переважають над гуміновими кислотами. Каштанові ґрунти використовуються під пасовища, сіножаті і рілля. З сільськогосподарських культур вирощуються пшениця, кукурудза, просо, соняшник та ін. Ґрунти потребують заходів з накопичення і збереження вологи, а також внесення органічних і мінеральних добрив.

Результати розрахунків формування агроекологічного рівня ПУ озимої пшениці на каштанових ґрунтах наведено в табл. 2. В середньому багаторічному тривалість періоду вегетації озимої пшениці становить 103 дні при середній температурі повітря за весняно-літній період вегетації 15,4 °C. Сума опадів, яка випадає за вегетаційний період озимої пшениці, становить 194 мм, а ГТК - 1,2.

На ст. Миколаїв максимальні прирости потенційного врожаю також припадають на шосту-восьму декади вегетації, що відповідає фазі максимального розвитку листової поверхні рослин - утворення нижнього вузла соломини-колосіння. Але максимальний приріст врожаю на темно-каштанових ґрунтах менше, ніж на чорноземах звичайних -161 г/м<sup>2</sup> проти 194 г/м<sup>2</sup>. В цілому, потенційний урожай сухої маси озимої пшениці склав 1050 г/м<sup>2</sup>. А потенційний урожай господарсько-корисної частини врожаю - 40 ц/га.

Чорноземи південні формувалися під типчакво-ковилового рослинністю в

південній частині степової зони, яка характеризується дефіцитом вологи. Ґрунти мають високу природну родючість, широко використовуються в сільському господарстві. На них вирощуються такі важливі в сільськогосподарському виробництві України культури як пшениця, цукровий буряк, соняшник, кукурудза, бобові та ін.

Таблиця 2 - Результати розрахунків характеристик потенційного врожаю озимої пшениці на каштанових ґрунтах (ст. Миколаїв)

Декади вегетації	Afl, відн. од.	Q кал/(см <sup>2</sup> д)	FAR кал/(см <sup>2</sup> хв)	T <sub>s</sub> , °C	T <sub>ефект.</sub> , °C	ΔPY, г/м <sup>2</sup>
1	0,50	319	0,22	5,4	2	23,2
2	0,54	337	0,23	9,1	43	52,6
3	0,61	358	0,23	9,6	89	63,5
4	0,72	440	0,27	12,1	160	90,3
5	0,84	481	0,28	14,5	255	116,3
6	0,96	493	0,28	17,0	375	135,8
7	0,99	509	0,29	17,6	513	160,7
8	0,90	515	0,29	19,6	656	134,3
9	0,70	512	0,28	20,0	802	103,7
10	0,45	512	0,28	21,1	963	67,0
11	0,26	517	0,28	21,0	1075	27,6

Середня багаторічна дата відновлення вегетації озимої пшениці припадає на 22 березня, дата повної стиглості - на 7 липня. Тривалість періоду вегетації становить 108 днів (дані ст. Т.- Березанка).

В середньому багаторічному середня температура повітря за період весняно-літньої вегетації становить 14.3 °C, при цьому накопичується 1013 °C сум ефективних температур, сума опадів, що накопичилася за період вегетації, складає 159 мм, ГТК - 1.0.

Результати проведеного аналізу щодо формування потенційного врожаю озимої пшениці на чорноземах південних наведені в табл. 3.

Так, в першу половину вегетації спостерігається інтенсивний приріст сухої маси посівів, що пояснюється швидким наростанням вегетативної маси рослин озимої пшениці, особливо листової поверхні, потім накопичення уповільнюється. Максимальні прирости сухої маси спостерігаються в шостий – сьомий декаді, що відповідає фазам утворення нижнього вузла соломини і колосіння, потім разом зі зниженням інтенсивності фотосинтезу знижуються і прирости сухої маси. Вони становлять 154 - 186 г/м<sup>2</sup> в декаду.

В цілому за період вегетації до моменту повної стиглості накопичується 1147 г/м<sup>2</sup> сухої речовини, що відповідає 43.6 ц/га господарсько-корисної частини врожаю (зерна).

Нами була проведена порівнювальна оцінка потенційної врожайності озимої

пшениці на різних типах ґрунтів Миколаївської області.

У табл. 4 наведена порівняльна характеристика потенційного врожаю озимої пшениці, отриманого на різних ґрунтах.

Таблиця 3 - Результати розрахунків характеристик потенційного врожаю озимої пшениці на чорноземах південних (ст. Т.- Березанка)

Декади вегетації	Afl, відн. од.	Q кал/(см <sup>2</sup> д)	FAR кал/(см <sup>2</sup> хв)	T <sub>s</sub> , °C	ΣT <sub>°C</sub> <sup>ефект.</sup>	ΔPY, г/м <sup>2</sup>
1	0,50	316,2	0,22	4,9	0,0	52,7
2	0,53	340,2	0,23	8,1	31,0	60,1
3	0,59	361,5	0,23	8,8	69,0	71,3
4	0,68	442,77	0,27	11,3	132,0	100,9
5	0,81	484,2	0,29	13,5	217,0	130,5
6	0,93	496,0	0,29	16,1	328,0	154,6
7	0,99	511,8	0,29	17,0	460,0	186,7
8	0,92	517,9	0,29	18,7	597,0	158,7
9	0,72	514,2	0,28	19,3	740,0	123,2
10	0,45	514,7	0,28	21,1	901,0	77,9
11	0,25	519,8	0,28	21,1	1013,0	30,6

Таблиця 4 - Порівняльна характеристика потенційного урожаю, отриманого на різних типах ґрунтів

Тип ґрунту	ΔPY <sub>max</sub> г/м <sup>2</sup>	ПУ <sub>сухої маси</sub> , г/м <sup>2</sup>	ПУ <sub>госп.</sub> ц/га
Чорнозем звичайний середньо суглинковий	193	1260	47,8
Чорнозем південний важко суглинковий	186	1147	43,5
Темно-каштанові важко суглинкові ґрунти	160	975	37,0

Порівнюючи отримані результати, можна відзначити, що найбільші прирости ПУ озимої пшениці можна одержати на чорноземах звичайних – до 193 г/м<sup>2</sup> сухої маси за декаду. На цих же ґрунтах можна одержати і найвищі потенційні урожаї озимої пшениці - до 48 ц/га.

На чорноземах південних при середніх багаторічних умовах вегетації культури можна очікувати декадні прирости сухої маси ПУ до 187 г/м<sup>2</sup>, а потенційний урожай зерна - до 43.6 ц/га.

Найменшу потенційну родючість мають темно-каштанові ґрунти. На них можна очікувати отримання 160 г/м<sup>2</sup> приростів сухої маси ПУ і 37 ц/га зерна. Це на 11 ц/га менше, ніж на чорноземах звичайних.

На рис. 1 представлена порівняльна характеристика ПУ озимої пшениці на різних типах ґрунтів.

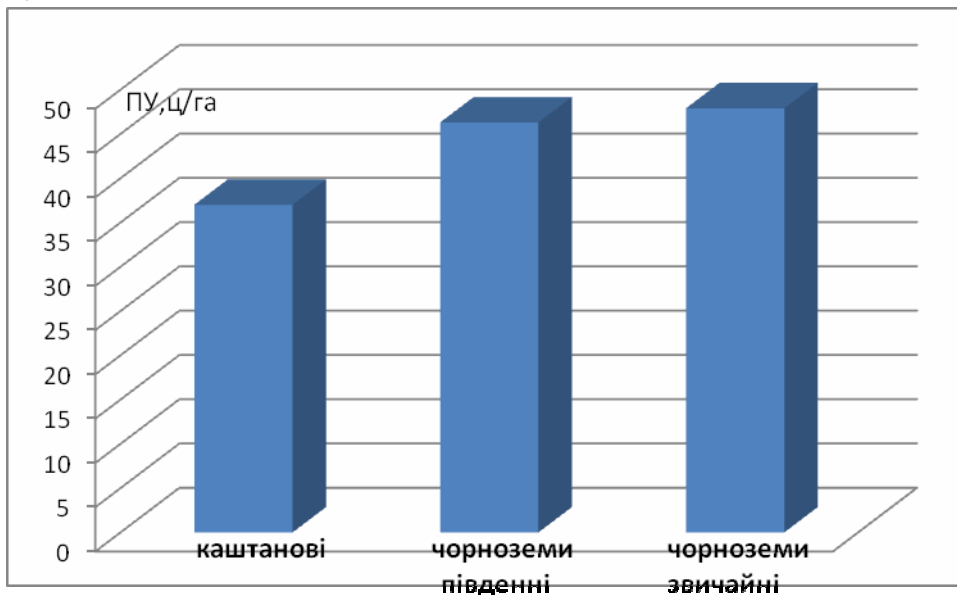


Рис. 1. Потенційні урожаї господарсько-корисної частини врожаю озимої пшениці на різних типах ґрунтів, ц/га

В середньому багаторічному в Миколаївській області середній урожай озимої пшениці становить близько 28 ц/га і коливається від 19 до 49 ц/га.

**Висновки.** На основі обробки матеріалів і аналізу отриманих результатів можна зробити висновки, що в південних областях України (на прикладі Миколаївської області) є достатньо високий потенціал для підвищення врожаїв та досягнення їх стійкості шляхом більш повного використання ґрунтово-кліматичних умов та правильного і раціонального використання агротехнічних заходів щодо обробки ґрунту та внесення органічних та мінеральних добрив.

#### Список літератури

1. Агроклиматический справочник Николаевской области. – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 104 с.
2. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 175 с.
3. Полевой А.Н. Сельскохозяйственная метеорология. – С-П.: Гидрометеиздат, 1992.
4. Польовий А.М. Моделювання гідрометеорологічного режиму та продуктивності агроecosystem. – Київ: КНТ, 207
5. Тооминг Х.Г. Экологические принципы максимальной продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 264с.
6. Уланова Е.С. Методы оценки агрометеорологических условий и прогноз урожайности зерновых культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1988.

#### Моделювання процесу формування агроecological рівня потенціального врожаю озимої пшениці на юге України. Божко Л.Е., Барсукова Е.А.

Приводиться аналіз розрахунку потенціального врожаю озимої пшениці на юге України в середньомноголітніх умовах вегетації з урахуванням агрохімічних особливостей основних типів ґрунтової зони. Згідно з проведеними розрахунками потенціальний урожай озимої пшениці на ґрунтах юга України може становити до 48 ц/га.

**Ключові слова:** потенціальний урожай, озима пшениця, моделювання, типи ґрунтів

#### Simulation of potential yield of winter wheat in southern Ukraine.

**Bozhko L.E., Barsukova E.A.**

An analysis of calculating the potential yield of winter wheat in the south of Ukraine in terms of mean growing season based on agrochemical characteristics of the main types of soil zone is given. According to our calculations, the potential yield of winter wheat on soils of the south of Ukraine may take up to 48 kg/ha.

**Key words:** a potential crop, winter wheat, modeling, soil types



УДК 551.584.631+ 531.524

Г.В. Ляшенко, д. геогр.н.

Одесский государственный экологический университет

## ИЗМЕНЕНИЕ ЗОНАЛЬНОЙ ГРАНИЦЫ РАЗМЕЩЕНИЯ ВИНОГРАДНЫХ НАСАЖДЕНИЙ ПРИ УЧЕТЕ МЕЗО- И МИКРОКЛИМАТА

*Выполнена оценка мезо- и микроклиматической изменчивости условий морозоопасности тепловых ресурсов под влиянием неоднородностей подстилающей поверхности (типа и формы рельефа, элементов рельефа, разных почв и наличия водоемов) в виноградарском регионе Украины. Определена возможность пространственной изменчивости северной границы размещения виноградных насаждений при условии учета мезо- и микроклимата.*

**Ключевые слова:** морозоопасность, средний из абсолютных минимумов температуры воздуха, сумма суммарной и фотосинтетически активной радиации, суммы дневных и ночных температур, мезоклимат, микроклимат

**Постановка проблемы и связь с важнейшими научными и практическими заданиями.** Влияние погодно-климатических условий на эффективность виноградарства не вызывает сомнения. Именно они, совместно с почвенными условиями, определяют возможность произрастания и технологию возделывания винограда, уровень потенциальной урожайности и химический состав урожая. Было выявлено, что некоторые сорта винограда могут возделываться в разных природных условиях, однако лучшие вина из них получаются только в определенной местности со своим режимом агроклиматических и агрометеорологических условий, т.е. микроклиматом. При этом часто отмечается смещение возможной границы возделывания виноградников на север или юг в зависимости от конкретного местоположения. В этой связи представляется очевидным актуальность оценки вклада микроклимата в изменение зональных границ размещения виноградных плантаций.

**Анализ исследований и публикаций по данной проблеме.** В середине прошлого века академиком Ф.Ф.Давитая [1] были выполнены фундаментальные исследования, посвященные разработке основных подходов к оценке агрометеорологических и агроклиматических условий применительно к выращиванию винограда, в т.ч. предложены агроклиматические показатели направления сырьевой базы виноградно-винодельческой промышленности. Практическим их завершением стало специальное агроклиматическое районирование территории СССР и стран Восточной Европы применительно к выращиванию винограда. Эти работы позволили выделить границы укрывного и неукрывного промышленного виноградарства и определить регионы сырьевой базы. В дальнейшем исследования были продолжены Турманидзе Т.И., Фурса Д.И., Мищенко З.А., Ляшенко Г.В. в направлении большей детализации агроклиматической информации в пространственно-временном разрезе [2-4].

В настоящее время, в связи с изменением глобального и регионального климата, а также замены сортового состава винограда, рассматриваются вопросы пересмотра этих границ. Выполненные первые несложные расчеты [5-6] свидетельствуют о возможных в XXI-м веке ощутимых изменениях агроклиматических ресурсов (радиационно-тепловых и влажностных), а также лимитирующих факторов (заморозко - и морозоопасности). Они могут быть положены в основу агроклиматического обоснования изменения зональных границ возделывания различных сельскохозяйственных культур, в т.ч. винограда.

**Обсуждение проблемы и анализ результатов исследований.** Как указывалось выше, при агроклиматическом обосновании размещения сельскохозяйственных культур особое внимание следует обратить на возможную пространственную изменчивость агроклиматических ресурсов под влиянием неоднородностей

подстилающей поверхности, т.е. микроклимат. Фундаментальные работы по выявлению основных закономерностей формирования микроклимата были выполнены в 30-70 годах прошлого столетия под руководством Г.Т.Селянинова, С.А.Сапожниковой, И.А.Гольцберг. Их результатом стала разработка параметров микроклиматической изменчивости основных элементов климата [7-9]. В последующие годы проводилось уточнение установленных закономерностей в различных физико-географических условиях, а также усовершенствование методов оценки агроклиматических ресурсов и разномасштабного агроклиматического районирования с учетом микроклимата [10]. Прикладное значение таких работ заключалось в проведении агроклиматического обоснования размещения сельскохозяйственных культур с большой степенью детализации. Наиболее полно эта методика представлена в коллективной монографии [11], заключительной частью которой стали рекомендации по размещению ряда сельскохозяйственных культур на основе детальной оценки радиационно-тепловых ресурсов с учетом мезо- и микроклимата.

Реально существующая неоднородность подстилающей поверхности (расчлененный рельеф, пестрота почвенного покрова, близость к водоемам) определяет значительную микроклиматическую изменчивость агроклиматических условий на малых расстояниях. В [12] представлена таблица, где дана сравнительная оценка широтных и высотных градиентов и микроклиматической изменчивости основных элементов климата. По всем элементам климата отмечается превышение показателя микроклиматической изменчивости над указанными градиентами в 5-20 раз. Так, например, диапазон изменчивости среднего из абсолютных минимумов температуры воздуха зимой, определяющего условия перезимовки, может на расстоянии 100 - 150 м достигать 9-11 °С, сумм фотосинтетически активной радиации - 250-300 мДж·м<sup>-2</sup>, а сумм дневных и ночных температур воздуха - 500-600 °С. Следовательно, за счет варьирования местоположений, выбранных под виноградники, возможно продвижение виноградников за пределы промышленной зоны. Таким образом рассматривается вопрос очагового виноградарства.

Рассмотрим возможное изменение зональных границ размещения виноградников с учетом детальной оценки агроклиматических условий различных местоположений. Поскольку определяющее значение имеют условия перезимовки винограда, необходимой картографической основой является карта агроклиматического районирования среднего из абсолютных минимумов температуры воздуха, составленная З.А.Мищенко и С.В.Ляховой [13]. Исходя из масштаба данной карты, определяем пространственную изменчивость указанного показателя. Для виноградарского региона и примыкающей к нему территории изменчивость данного показателя составляет 1 °С на 50-125 км. Согласно выделенным на геоморфологической карте вертикального расчленения рельефа (базисов эрозии) (рис.1) мезорайонам по типу рельефа, методика построения которой описана в [14], для исследуемой территории характерен всхолмленный и слабохолмистый тип рельефа. Для них диапазон микроклиматической изменчивости среднего из абсолютных минимумов составляет 4-5 °С. Причем вершины и верхние части склонов на 1-2 °С теплее, а нижние части склонов и дно долин на 2-3 °С холоднее открытых ровных мест, на которых обычно располагаются метеорологические станции и информация которых является фоновой. Следовательно, в этих местоположениях возможно повышение среднего из абсолютных минимумов температуры воздуха на расстоянии 50-250 км на север. В пониженных формах рельефа отмечается его снижение в южном направлении на расстоянии 100-375 км. Однако при этом следует учитывать масштаб используемой геоморфологической карты. На крупномасштабных картах (1: 25000 и 1:10000) на

исследуемой территории можно выделить площади с холмистым типом рельефа, для которых диапазон микроклиматической изменчивости среднего из абсолютных минимумов возрастает до 6 - 7 °С. Что, в свою очередь, определяет абсолютную величину показателя в разных местоположениях рельефа и еще большее (до 375 и 600 км) продвижение на север и юг на выпуклых и вогнутых формах рельефа.

Следующими по значению для винограда являются радиационно-тепловые ресурсы, которые определяют прохождение и интенсивность процессов фотосинтеза, дыхания, транспирации, т.е. роста, развития и формирования урожая и его качества. З.А.Мищенко и С.В.Ляховой были выполнены детальные агро- и микроклиматические расчеты радиационных ресурсов, на основе которых разработана карта радиационных ресурсов в масштабе 1:1500000 [15]. В работе [11] представлены рекомендации по размещению некоторых сельскохозяйственных культур, в т.ч. винограда, с учетом микроклиматической изменчивости суммарной и фотосинтетически активной радиации.

Нами проведена оценка географической изменчивости (на 1 ° широты) величин этих показателей. Так, например, в целом за вегетационный период винограда значения сумм суммарной и фотосинтетически активной радиации на 1° широты изменяются в пределах 200-250 и 100-130 мДж·м<sup>-2</sup>. Изменения же величин этих показателей только за счет различной экспозиции и крутизны склонов в пределах одной широты превышает широтную изменчивость в 1,5-2,0 раза. Так, например, в выделенном южном теплом макрорайоне (центральная часть Одесской области) величины суммарной и фотосинтетически активной радиацией за теплый период для ровного места (актинометрическая площадка) равны соответственно 3300-3500 и 1650-1750 мДж·м<sup>-2</sup>. В этом же макрорайоне величина суммарной радиации на южных склонах крутизной 10 и 15 ° соответственно составляет 3465-3675 и 3530-3730 мДж·м<sup>-2</sup>. На склонах же северной экспозиции той же крутизны эти величины снижаются до 2870-3045 и 3005-3220 мДж·м<sup>-2</sup>. Величины фотосинтетически активной радиации приблизительно вдвое меньше. Таким образом, если изменчивость этих показателей по широте равна 200 - 250 и 100 - 130 мДж·м<sup>-2</sup>, то микроклиматическая изменчивость возрастает до 600 - 650 и 300 - 330 мДж·м<sup>-2</sup>. Следовательно, на ровные места поступает суммарной и фотосинтетически активной радиации столько, сколько на южные склоны крутизной 10 и 15 ° севернее данного места на расстоянии 100-150 км, а на северные склоны той же крутизны – южнее.

Детальная оценка агро- и микроклиматической изменчивости тепловых ресурсов на территории Украины выполнена автором [11, 16]. В работе для выделенных макрорайонов (рис.2) дана исчерпывающая характеристика тепловых ресурсов дня и ночи с учетом их микроклиматической изменчивости в разных типах рельефа (табл.1). При этом в целях определения теплообеспеченности винограда, величины сумм температур представлены с 80-% обеспеченностью [17]. Следует отметить почти широтное пространственное расположение макрорайонов, за исключением прибрежных районов.

Рассмотрим возможное пространственное изменение величин сумм дневных и ночных температур для современной зоны размещения винограда и прилегающих к ней участков за счет их микроклиматической изменчивости, соответственно 5-9 и 4-7 макрорайонов. С карты тепловых ресурсов снимаем значения сумм дневных и ночных температур воздуха для нескольких значений широт с шагом 1 °. Выявленная широтная изменчивость на 100 °С соответствует по суммам дневных температур 75-100 км, а

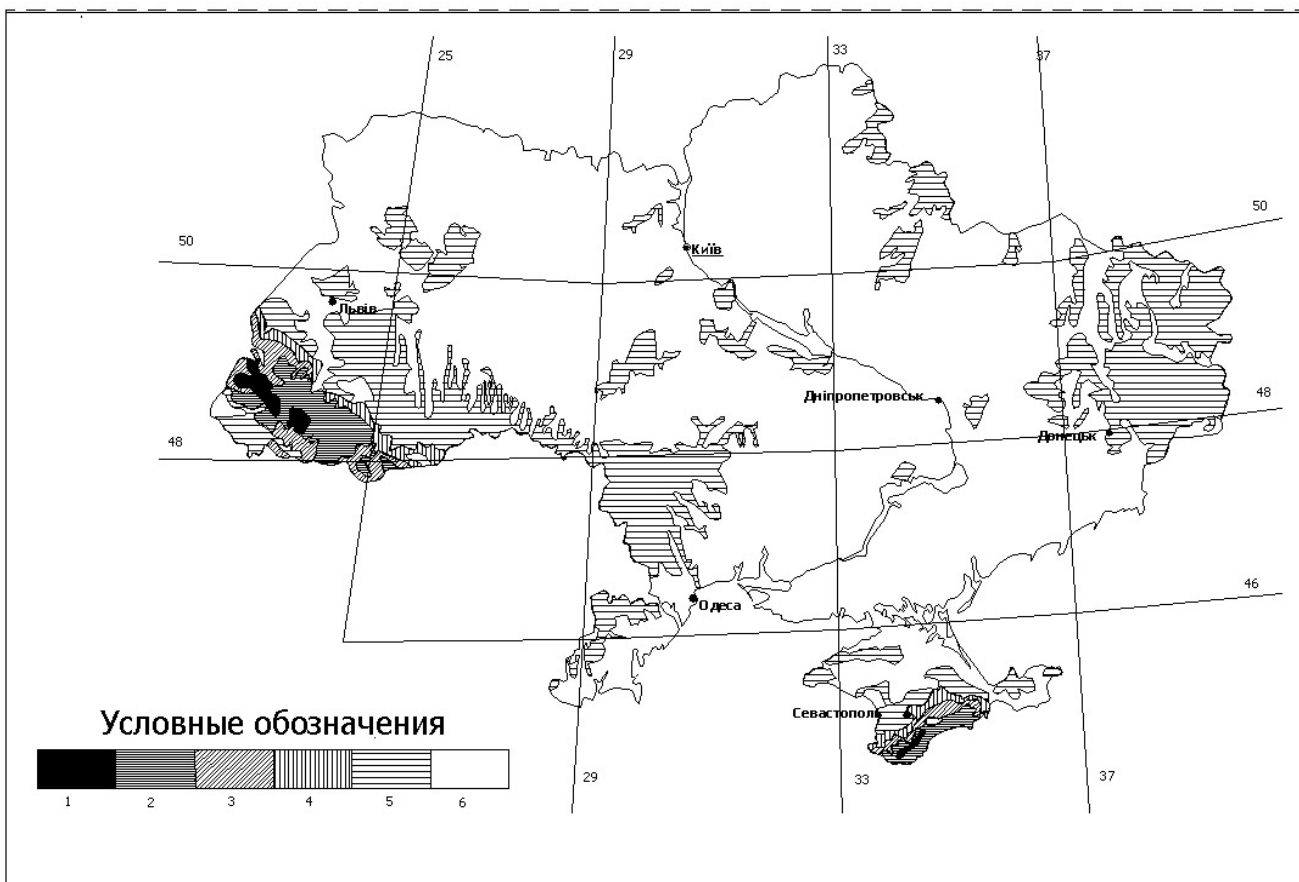


Рис.1 – Районирование Украины по мезорельефу: 1 - горный ( $\Delta H \geq 300$  м); 2 - низкогорный ( $\Delta H = 200-300$  м); 3 - холмистый ( $\Delta H \geq 100-200$  м); 4 - слабохолмистый ( $\Delta H = 60 - 100$  м); 5 - всхолмленный ( $\Delta H \leq 60$  м); 6 – равнинный

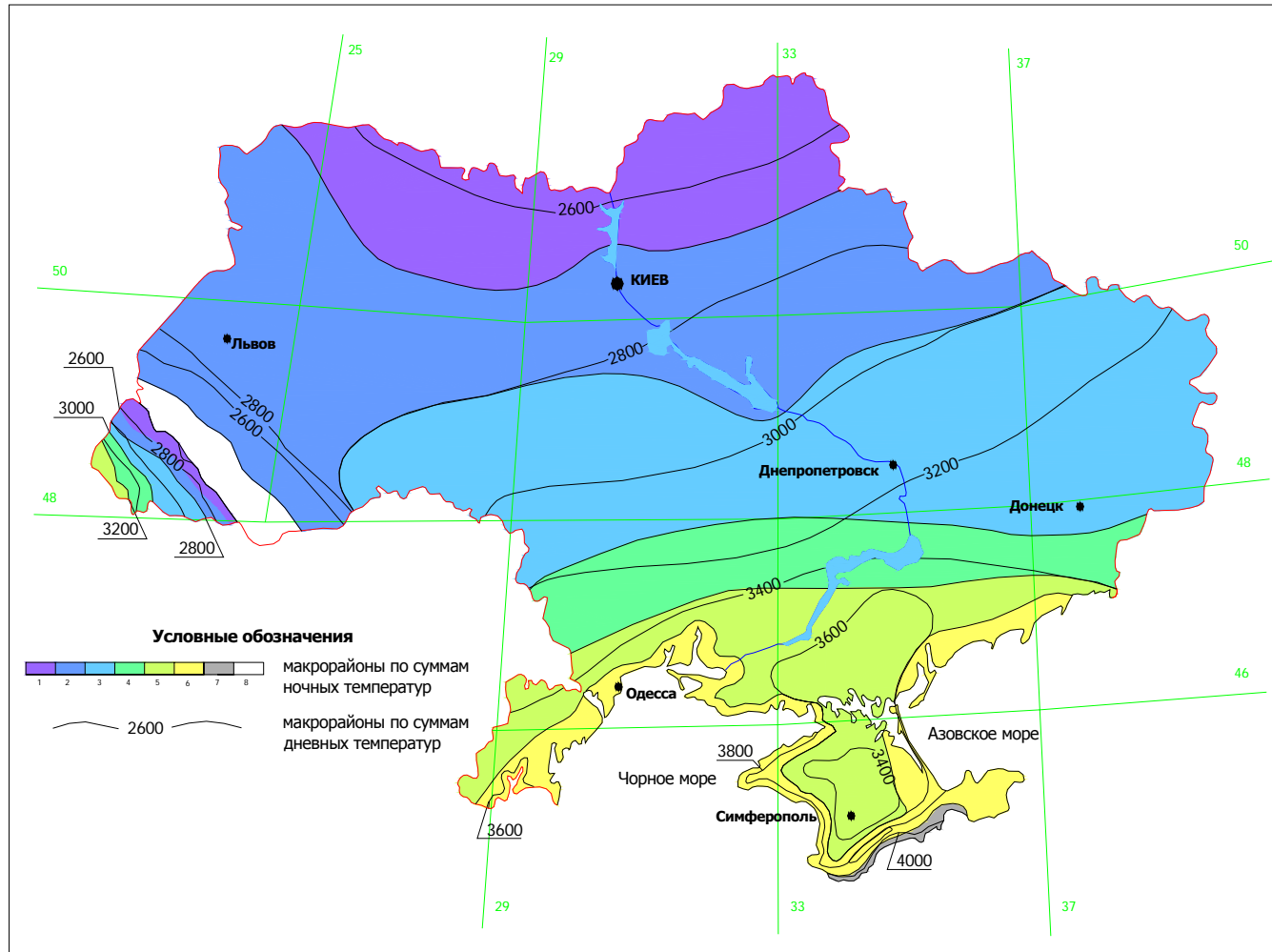


Рис.2 – Районирование Украины по тепловым ресурсам дня и ночи (легенда к карте дана в табл.1)

Таблица 1 – Тепловые ресурсы дня и ночи на территории Украины с учетом микроклимата

а) Сумма дневных температур ( $\Sigma T_{\text{дн}}$ )										
Номер макро-района	Мезорайон ( $\Delta H$ , м)	РМ, дно широких долин	ВСС	ВЮС	ССС	СЮС	НСС	НЮС	Дно узкой долины	Котловина
5	<50	3200-3400	3051-3250	3101-3300	3101-3300	3151-3350	3251-3450	3301-3500	3301-3500	3351-3550
	50-100		3051-3250	3101-3300	3101-3300	3151-3350	3251-3450	3301-3500	3301-3500	3351-3550
6	<50	3401-3600	3251-3450	3301-3500	3301-3500	3351-3550	3451-3650	3501-3700	3551-3750	3551-3750
	50-100		3201-3400	3251-3450	3251-3450	3351-3550	3451-3650	3501-3700	3551-3750	3601-3800
7	<50	3601-3800	3451-3650	3501-3700	3501-3700	3551-3750	3651-3850	3701-3900	3701-3900	3751-3950
	50-100		3451-3650	3501-3700	3501-3700	3551-3750	3651-3850	3701-3900	3701-3900	3751-3950
	101-150		3451-3650	3501-3700	3501-3700	3551-3750	3651-3850	3701-3900	3701-3900	3751-3950
8	50-100	3801-4000	3651-3850	3701-3900	3701-3900	3751-3950	3851-4050	3901-4100	3901-4100	3951-4100
	101-150		3651-3850	3701-3900	3701-3900	3751-3950	3851-4050	3901-4100	3901-4100	3951-4100
	151-200		3701-3900	3751-3950	3751-3950	3751-3950	3851-4050	3901-4100	3951-4150	4001-4200
9	<50	>4000	>3900	>3950	>3950	>3950	>4050	>4050	>4050	>4100

Продолжение табл.1							
б) Сумма ночных температур ( $\Sigma T_n$ )							
Номер макро-района	Мезорайон ( $\Delta H$ , м)	РМ, дно широких долин	ВС	СС	НС	Дно узкой долины	Котловина
4	< 50	1801-2000	1901-2100	1851-2050	1701-1900	1701-1900	1701-1900
	50-100		1951-2150	1901-2100	1701-1900	1651-1850	1651-1850
5	<50	2001-2200	2101-2300	2051-2250	1901-2100	1901-2100	1901-2100
	50-100		2151-2350	2101-2300	1901-2100	1851-2050	1851-2150
6	<50	2201-2400	2301-2500	2251-2450	2101-2300	2101-2300	2101-2300
	50-100		2351-2550	2301-2500	2101-2300	2051-2250	2051-2250
7	<50	>2400	>2500	>2450	>2300	>2300	>2300
	50-100		>2550	>2500	>2300	>2250	>2250
	101-150		>2600	>2500	>2300	>2250	>2250

Примечание. РМ – ровное место; ВСС, ВЮС, ССС, СЮС, НСС, НЮС – соответственно верхняя, средняя и нижняя части северного и южного склонов; ВС, СС, НС – соответственно верхняя, средняя и нижняя части склонов



суммам ночных температур - 100-150 км. Диапазон микроклиматической изменчивости для всхолмленного, слабохолмистого и холмистого рельефа сумм дневных температур для контрастных местоположений вершина склона – дно долины равна соответственно 250 и 450 °С, а сумм ночных температур – 300 и 500 °С. Таким образом, в верхних частях склонов величины сумм дневных температур будут такими же, как на ровном месте, на расстоянии 125-150 км на юг, а в пониженных местоположениях – на расстоянии 175-225 км на север. Изменение величин сумм ночных температур воздуха имеет обратное распределение. В выпуклых формах рельефа эти величины соответствуют ровному месту на расстоянии 150-175 км на север, а в вогнутых формах – на расстоянии 150-250 км на юг.

**Выводы и перспективы дальнейших исследований.** В данной работе представлены результаты расчетов изменения зональных границ размещения виноградных плантаций на основе детального учета микроклиматической изменчивости условий морозоопасности и радиационно-тепловых ресурсов. Дальнейшие исследования в этом направлении должны охватывать такие важные для винограда показатели агроклиматических условий как заморозки, увлажнение, климат почв. Выполненные исследования позволяют, при наличии крупномасштабных геоморфологических и почвенных карт, осуществлять микрорайонирование винограда на всей территории Украины.

### Литература

1. *Давитая Ф.Ф.* Климатические зоны винограда в СССР. – М.: Пищепромиздат, 1948. –192 с.
2. *Фурса Д.И.* Погода, орошение и продуктивность винограда. - Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 199 с.
3. *Турманидзе Т.И.* Климат и урожай винограда. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 326 с.
4. *Мищенко З.А.* Учет микроклимата при размещении виноградников и садов. – Кишинев: Штиинца, 1986. –103 с.
5. *Мищенко З.А., Ляшенко Г.В., Ярмольская Е.Е.* Оценка возможных агроклиматических ресурсов к 2005-2030 г.н. в связи с изменением климата //Культура народов Причерноморья. – 2002. – № 31. – С. 245-250.
6. *Ляшенко Г.В.* Влияние тенденции изменения агроклиматических ресурсов на границу промышленного виноградарства //Материалы Международного симпозиума “Виноградарство XXI столетия”. – Одесса. – 2005. – С. 147-150
7. Микроклимат СССР /Под ред. И.А. Гольцберг. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 286 с.
8. Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры /Под ред. И.А. Гольцберг. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. –250 с.
9. Климатические и микроклиматические исследования в Молдавии. – Кишинев: Штиинца. – 1985. – С.65-84

10. Ляшенко Г.В. Агроклиматическое районирование административного района (на примере Суворовского района Молдовы): Автореф. дис. канд. геогр. наук. – ОГМИ. – Одесса, 1991. – 24 с.
11. Методи оцінки і районування мікрокліматичної мінливості радіаційно-теплових ресурсів України для оптимізації розміщення сільськогосподарських культур: Монографія / Під ред. М.І. Кульбиди, З.А. Міщенко. – Київ: УкрГМЦ, 2004. – 111 с.
12. Романова Е.Н., Мосолова Г.И., Береснева И.А. Микроклиматология и ее значение для сельского хозяйства. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 245 с.
13. Мищенко З.А., Ляхова С.В. Агроклиматическая оценка условий морозоопасности для перезимовки винограда на территории Украины //Метеорология, климатология и гидрология. – 1999. – № 36. – С.119-133.
14. Ляшенко Г.В. Агрокліматичне районування України за тепловими ресурсами дня та ночі з урахуванням мезо- і мікроклімату //Культура народів Причорномо'я. – 2005. – № 61. – С. 15-18
15. Мищенко З.А., Ляхова С.В. Региональная оценка агроклиматических ресурсов на территории Украины и урожай винограда //Метеорология, климатология и гидрология. – 1999. – № 36. – С. 100-118.
16. Ляшенко Г.В. Пространственная изменчивость тепловых ресурсов дня и ночи на юге Украины //Труды УкрНИГМИ. – 2001. – Вып.249. – С.230-236.
17. Ляшенко Г.В. Агро- и микроклиматическое обоснование размещения сельскохозяйственных культур на примере винограда //Виноградарство і виноробство. – № 42. – С. 87-95.

**Зміна зональних меж розміщення виноградних насаджень при урахуванні мезо- і мікроклімату.**

**Ляшенко Г.В.**

*Виконана оцінка мезо- і мікрокліматично мінливості умов морозонебезпечності і радіаційно-теплових ресурсів під впливом неоднорідностей підстильної поверхні (типу і форми рельєфу, елементів рельєфу, різних ґрунтів і наявності водойм) у виноградарському регіоні України. Визначено можливість просторової мінливості північної межі розміщення виноградних насаджень за умови врахування мезо- і мікроклімату.*

**Ключові слова:** морозонебезпечність, середній із абсолютних мінімумів температури повітря, теплозабезпеченість, сума сумарної й фотосинтетично активної радіації, суми денних і нічних температур, мезоклімат, мікроклімат

**Change.zonal scopes of placing of vine plantations of take stock mezzo- end microclimatical.**

**G.Lyaschenko**

*The estimation of mezzo- end microclimatical changeability of winters term and radiation-thermal resources in the area of viticulture of Ukraine is executed. Spatial changeability of northern border of vine location due to the mezzo- end microclimate is certained.*

**Keywords:** danger of frosting, middle from the absolute minimums of temperature of air, sum of total and photosintese activity radiation, sum of daily and nightly temperatures, mezoclimate, microclimate

УДК (63:551.583.):551.571.2

О.О. Дронова, к.г.н., доц.

Одеський державний екологічний університет

## ВПЛИВ ЗМІН КЛІМАТУ НА ДИНАМІКУ ВОЛОГОЗАБЕЗПЕЧЕНОСТІ В УКРАЇНІ

*На основі аналізу матеріалів спостережень 175 гідрометеорологічних станцій України шляхом порівняння середніх багаторічних характеристик показників зволоження були виявлені тенденції їх зміни за період від 1890 до 2030 – 2040 рр.*

**Ключові слова:** зміна клімату, атмосферна циркуляція, опади, показники зволоження.

**Вступ.** Сучасний клімат характеризують високі темпи зміни глобального волого-температурного режиму в значній товщі атмосфери та збільшення повторюваності небезпечних явищ погоди, які завдають значного збитку суспільству. Тому ресурсний підхід до вивчення клімату та забезпечення гідрометеорологічної безпеки – базові умови у вирішенні життєзабезпечення в динамічно стійкому суспільстві. За оцінками фахівців у найближчі роки зміна клімату буде тягнути за собою збільшення нестійкості атмосфери, що сприятиме зростанню таких екстремальних явищ як потужні повені, сильні зливи, буревії, засухи, аномальні коливання температури тощо. Наслідки змін клімату під впливом антропогенних факторів можуть негативно впливати на різні сфери діяльності людства. Підвищення інтенсивності і повторюваності таких небезпечних явищ як сильні зливи, облогові дощі, великий град, потужні снігопади, шквалисті вітри сприяють створенню загроз для вирощування сільськогосподарських культур, руху будь-якого транспорту, визначають умови для виникнення повеней та сходу селевих потоків і зсуву ґрунтів. Головною причиною виникнення інтенсивних опадів є сполучення підйомних рухів і високої вологості повітря.

В умовах континентального клімату природні екосистеми проявляють низьку стійкість до жорсткого техногенного впливу та низький потенціал до самоочищення і самовідновлення. Тому фахівці вважають, що в найближчі роки ті наслідки змін клімату, які вже відбулися, і ті, що прогнозуються, можуть по-різному впливати на різні сфери діяльності людей. Через це дослідження динаміки зміни волого-температурного режиму під впливом антропогенних факторів набуває особливого значення.

Дослідженнями особливостей різних процесів, за яких відбувається зміна волого-температурного режиму підстильної поверхні, займається широке коло дослідників, серед яких слід відзначити роботи Ю.А. Ізраєля,, В.Ф. Логінова, А.М. Тарко, В.М. Волощука, Є.П. Школьного та ін. Було встановлено, що особливо чутливі до глобальних змін клімату території, віддалені від адвективного впливу океанічних повітряних мас. Крім того, велику роль у зміні клімату відіграє зміна великомасштабної атмосферної циркуляції через те, що вона охоплює всі складові погодних умов [1 – 5].

В останні роки в різних регіонах земної кулі почастишали тривалі хвилі холоду або тепла. В стані атмосфери відбуваються досить помітні зміни, особливо в стані кріосфери. При зменшенні кріосфери зменшується середнє альbedo Землі, що сприяє подальшому потеплінню, значному зменшенню вологості ґрунту і збільшенню повторюваності посушливих явищ [2].

За своїм географічним положенням, структурою народного господарства, станом довкілля Україна є однією з країн, для яких соціально-економічні наслідки зміни клімату можуть бути незворотними. Тому зміна кліматичних умов потребує подальшого дослідження.

**Метою** даного дослідження є визначення особливостей динаміки зміни режиму зволоження на території України за період від 1890 до 2030 - 2040 рр.

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

Для характеристики умов зволоження в Україні аналізувались періоди: до 1960 р., 1961 – 1990 рр., 1991 – 2005 рр. та розраховані за кліматичним сценарієм *CFDL-30* % від 2005 р. до 2030 – 2040 рр. такі показники:

- сума опадів за періоди: зима, весна, літо, осінь, рік;
- сума опадів за періоди з температурами повітря вище 5 і 10 °С;
- коефіцієнти зволоження: сумарне випаровування, випаровуваність, дефіцит випаровування, гідротермічний коефіцієнт (ГТК) Г.Т. Селянинова, індекс сухості (ІС) М.І. Будико та коефіцієнт зволоження (КЗВ) Ю.І. Чиркова.

За кожен період розраховані показники зволоження та відмінності всіх показників за вказані вище періоди і карти розподілу всіх показників зволоження по території України.

Аналіз метеорологічних показників виконувався по основних агрокліматичних зонах України, які для деталізації характеристик по території були розбиті на підзони. Для виявлення змін сучасних показників зволоження були використані дані 175 метеорологічних станцій України. В якості часового масштабу взято інтервал у 30 – 40 років, через те що стан клімату характеризується середніми значеннями і станом мінливості, характерним для такого інтервалу.

В режимі опадів за період інструментальних спостережень є зміни, однак, вони не дуже чітко виражені, для того щоб статистично вірно можна було стверджувати про зміни планетарного масштабу. То ж розглянемо динаміку сум опадів за періоди: до 1960 р., 1961 – 1990, 1991 – 2005, 2006 – 2030 – 2040 рр.

*Режим зволоження природно - кліматичних районів України до 1960 р.*

Як видно із даних табл. 1, за всі періоди року сума опадів зменшувалась з 680 мм за рік у напрямі із західного Полісся і Лісостепу до 490 мм за рік на лівобережжі Південного Степу. Річна тенденція зміни опадів по території України зберігалась також в окремі сезони року. За період з температурою вище 5 °С сума опадів в Поліссі коливалась відповідно від 422 до 385 мм, в Лісостеповій зоні – від 450 до 370 мм, в Північному Степу – від 330 до 310 мм, в Південному Степу – від 320 до 270 мм.

За період з сумами температур вище 10 °С ці коливання відповідно становили: у Поліссі – від 320 мм до 350 мм, у Лісостепу – від 300 мм до 379 мм, в Північному Степу і в Криму – від 260 мм до 280 мм, в Південному Степу – від 240 мм до 270 мм.

Характер розподілу сумарного випаровування по території України до 1960 року подібний до характеру розподілу сум опадів і його значення зменшується з 530 мм в Поліссі до 380 – 400 мм в Південному Степу. Значення випаровуваності по території України має в своєму розподілі зворотний напрям і зменшується з 1290 мм в Південному Степу до 1170 мм в Поліссі. Найбільші значення випаровуваності відзначались в Криму – близько 1400 мм та в Закарпатті – близько 1590 мм. Дефіцит випаровування збільшувався з півночі на південь з 670 мм до 970 мм.

Коефіцієнт ГТК коливался в Поліссі і Лісостепу від 1,2 до 1,5, в Північному Степу – 0,9 – 1,0 та 0,7 – 0,8 – в Південному Степу. Найвище значення індексу сухості (ІС) відзначалось у Південному Степу і в Криму – 1,15 – 1,30. В Північному Степу значення ІС коливались від 0,93 до 1,06, в Поліссі – від 0,62 до 0,70, в Лісостеповій зоні – від 0,65 до 0,80.

Коефіцієнт зволоження Ю.І. Чиркова (КЗВ) у Поліссі і в західній зоні Лісостепу коливався в межах одиниці, в Центральному та східному Лісостепу – 0,89 – 0,92, у Північному Степу – 0,65 – 0,75, в Південному Степу – 0,53 – 0,59.

*Режим зволоження природно - кліматичних районів за період 1961 – 1990 рр.*  
Режим зволоження природно-кліматичних зон України за період з 1961 по 1990 рр. відзначався неоднорідністю змін по відношенню до попереднього періоду. Як видно із табл.1, найвідчутніше зменшилась сума опадів за рік в західному Поліссі і в Закарпатті – на 60 – 70 мм, в Криму – на 80 мм, в східному Лісостепу – на 35 мм. В інших регіонах України зменшення опадів коливалось від 15 до 25 мм. Не змінилась сума опадів в центральному Лісостепу.

Також спостерігаються зміни в сумах опадів за період з температурою вище 5 °С та вище 10 °С. Майже по всій території України сума опадів за ці періоди збільшилась, окрім західного Полісся та правобережжя Південного Степу, де суми опадів зменшились на 10 – 15 мм.

Відзначаються зміни і в значеннях сумарного випаровування, яке зменшилось в західних районах Полісся та Лісостепу на 20 – 40 мм, в інших районах Полісся і Лісостепу зменшення випаровування спостерігалось на рівні 8 – 12 мм. В Північному Степу зменшення випаровування було відзначено в донецькому районі, в Південному Степу на лівобережжі, в Криму, Прикарпатті і Закарпатті на 6 – 8 мм.

У більшості районів України спостерігалось зменшення випаровуваності і тільки на лівобережжі Північного і Південного Степу та в Криму випаровуваність зросла на 35 – 45 мм.

Значення ГТК за період з 1961 по 1990 рр. не змінилось по території України в порівнянні з періодом до 1960 р.

Значення індексу сухості М.І. Будико зросло в Поліссі і в Лісостеповій зоні на 0,2 – 0,12 відн. од. В Північному і Південному Степу індекс сухості майже не змінився. Коефіцієнт зволоження Ю.І. Чиркова зменшився тільки в західному Поліссі на 0,16 відн. од. В західному і східному Лісостепу відзначилось підвищення коефіцієнта зволоження на 0,3 – 0,6 відн. од.

*Режим зволоження природно-кліматичних районів за період 1991–2005 роки.*

Як видно із табл.1, суми опадів за період з температурами вище 5 та 10 °С в порівнянні з попереднім періодом 1961 – 1990 рр. зросли на 15 – 20 мм у західному Поліссі та в Лісостеповій зоні, в Північному Степу, в Криму зростання досягало 35 – 40 мм в той же час в центральному та східному Поліссі, Прикарпатті та Закарпатті суми опадів не змінилися, а в Південному Степу збільшення суми опадів було незначним, не більше 3 – 8 мм. Середня багаторічна динаміка сум опадів за період з сумами температур вище 10 °С представлена відповідно на рис. 1 а, б.

Принципові зміни в розподілі сум опадів спостерігаються по сезонах всередині року. По сезонах року зміна сум опадів була неоднозначною. Аналіз розподілу показав, що найсуттєвіші зміни в сумах опадів спостерігаються в осінній період. В зимовий період сума опадів зменшилась в період 1991 – 2005 рр. на 10 – 15 мм в Поліссі, на 15 – 20 мм в Лісостепу, 30 – 40 мм в Північному та Південному Степу і в Криму. В Прикарпатті та Закарпатті сума опадів взимку не змінилась.

Навесні теж відзначалось зменшення опадів за період з 1991 по 2005 рр. у порівнянні із попереднім, але незначне – всього на 6 – 8 мм.

Таблиця 1 – Режим зволоження природно - кліматичних районів України за різні періоди

Природно-кліматичний район	Сума опадів за періоди, мм							Сумарне випаровування, мм	Випаровуваність, мм	Дефіцит випаровування, мм	Коефіцієнти зволоження		
	з температурою повітря вище		зима	весна	літо	осінь	рік				ГТК	ІС	КЗВ
	5 °С	10 °С											
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<b>Полісся:</b>	За період до 1960 року												
Західне	422	348	134	140	242	150	666	534	1288	754	1,4	0,62	1,13
Центральне	408	339	129	141	235	151	656	509	1215	706	1,4	0,68	1,06
Східне	385	327	134	141	216	154	645	496	1169	673	1,3	0,70	1,00
<b>Лісостеп</b> Західний	453	374	127	150	255	154	686	521	1245	724	1,5	0,65	1,04
Центральний	382	327	116	136	210	132	594	480	1240	759	1,2	0,81	0,89
Східний	366	307	139	136	204	146	625	492	1204	712	1,2	0,77	0,92
<b>Північний Степ:</b>													
Правобережжя	324	286	117	118	167	111	513	425	1275	827	0,9	1,06	0,67
Лівобережжя	332	282	140	137	175	120	572	475	1271	796	1,0	0,93	0,76
Донецький	317	267	122	127	165	121	535	456	1269	813	0,9	1,04	0,68
<b>Південний Степ:</b>													
Правобережжя	322	269	116	113	156	103	488	405	1365	961	0,8	1,23	0,58
Лівобережжя	272	241	125	103	128	98	454	380	1293	914	0,7	1,30	0,53
<b>Крим</b>	335	276	125	119	156	110	510	420	1395	975	0,9	1,17	0,59
<b>Закарпаття</b>	524	430	190	170	238	184	782	628	1588	961	1,4	0,72	0,95
<b>Полісся:</b>	За період від 1961 по 1990 рр.												
Західне	417	348	108	131	219	142	600	496	1266	770	1,4	0,74	0,97
Центральне	435	369	117	135	254	136	642	507	1243	736	1,5	0,70	1,05
Східне	398	332	124	126	237	135	622	488	1181	694	1,3	0,72	1,01
<b>Лісостеп</b> Західний	458	389	116	146	260	130	652	507	1241	734	1,6	0,68	1,10
Центральний	394	337	121	131	227	113	592	487	1287	799	1,2	0,83	0,89
Східний	369	317	127	126	209	127	589	478	1238	760	1,2	0,83	0,86
<b>Північний Степ:</b>													
Правобережжя	335	287	118	115	179	104	516	421	1281	860	0,8	1,05	0,68
Лівобережжя	333	285	147	124	170	120	561	472	1318	846	1,0	0,95	0,73
Донецький	315	267	132	124	160	110	526	439	1264	825	0,9	1,03	0,69
<b>Південний Степ:</b>													
Правобережжя	332	281	108	108	165	102	483	410	1391	981	0,8	1,22	0,58
Лівобережжя	273	231	110	102	131	93	436	373	1327	954	0,7	1,35	0,52
<b>Крим</b>	304	239	100	104	132	96	432	380	1415	1036	0,9	1,36	0,51

Продовження таблиці 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<b>Прикарпаття</b>	520	439	98	175	285	125	683	538	1315	777	1.8	0.67	1.15
<b>Полісся:</b>	За період від 1991 до 2005 рр.												
Західне	436	374	97	127	233	153	610	518	1356	838	1,4	0,79	0,90
Центральне	421	368	102	137	229	152	620	506	1310	805	1,4	0,75	0,95
Східне	405	338	102	145	192	177	616	496	1257	761	1,3	0,76	0,90
<b>Лісостеп</b> Західний	466	406	96	135	253	155	639	504	1300	796	1,6	0,73	0,99
Центральний	429	367	85	138	222	154	599	500	1351	851	1,3	0,85	0,84
Східний	391	327	101	151	184	159	595	493	1305	812	1,2	0,83	0,84
<b>Північний Степ:</b>													
Правобережжя	387	325	80	123	169	133	505	432	1334	902	1,1	1,05	0,67
Лівобережжя	362	305	109	148	173	137	567	479	1359	880	1,0	0,95	0,73
Донецький	357	304	108	140	173	136	557	461	1337	875	1,0	0,98	0,71
<b>Південний Степ:</b>													
Правобережжя	340	284	78	115	176	138	507	394	1427	1033	0,8	1,34	0,52
Лівобережжя	301	244	84	118	129	112	443	382	1375	994	0,7	1,36	0,51
<b>Крим</b>	337	262	82	114	143	112	451	392	1457	1065	0,8	1,40	0,52
<b>Прикарпаття</b>	502	449	94	161	267	149	671	553	1404	851	1,7	0,72	1,02
<b>Закарпаття</b>	503	404	164	152	206	196	718	604	1633	1029	1,2	0,81	0,68
<b>Полісся:</b>	За період від 2006 до 2030 - 2040 рр.												
Західне	572	489	109	156	275	131	671	528	1625	1096	1,3	1,04	0,74
Центральне	592	505	121	159	324	132	736	580	1738	1159	1,3	0,92	0,84
Східне	543	481	132	155	295	134	716	615	1786	1170	1,2	0,96	0,79
<b>Лісостеп:</b>													
Західний	648	571	126	184	344	127	781	602	1781	1179	1,5	0,91	0,86
Центральний	523	460	126	145	289	112	672	531	1662	1131	1,1	1,09	0,70
Східний	505	424	136	145	256	125	662	539	1692	1152	1,1	1,08	0,70
<b>Північний Степ:</b>													
Правобережжя	490	412	116	120	220	122	578	500	1822	1316	0,9	1,49	0,48
Лівобережжя	457	391	135	128	203	130	596	512	1807	1221	0,9	1,31	0,51
Донецький	462	388	138	130	202	132	602	511	1709	1256	0,9	1,31	0,52
<b>Південний Степ:</b>													
Правобережжя	486	407	112	116	211	118	557	492	1845	1353	0,8	1,60	0,45
Лівобережжя	424	375	117	114	177	114	522	468	1832	1375	0,7	1,72	0,41
<b>Крим</b>	497	378	111	109	161	116	497	450	1806	1355	0,7	1,96	0,36
<b>Прикарпаття</b>	717	636	106	214	372	122	814	686	1920	1233	1,6	0,90	0,91



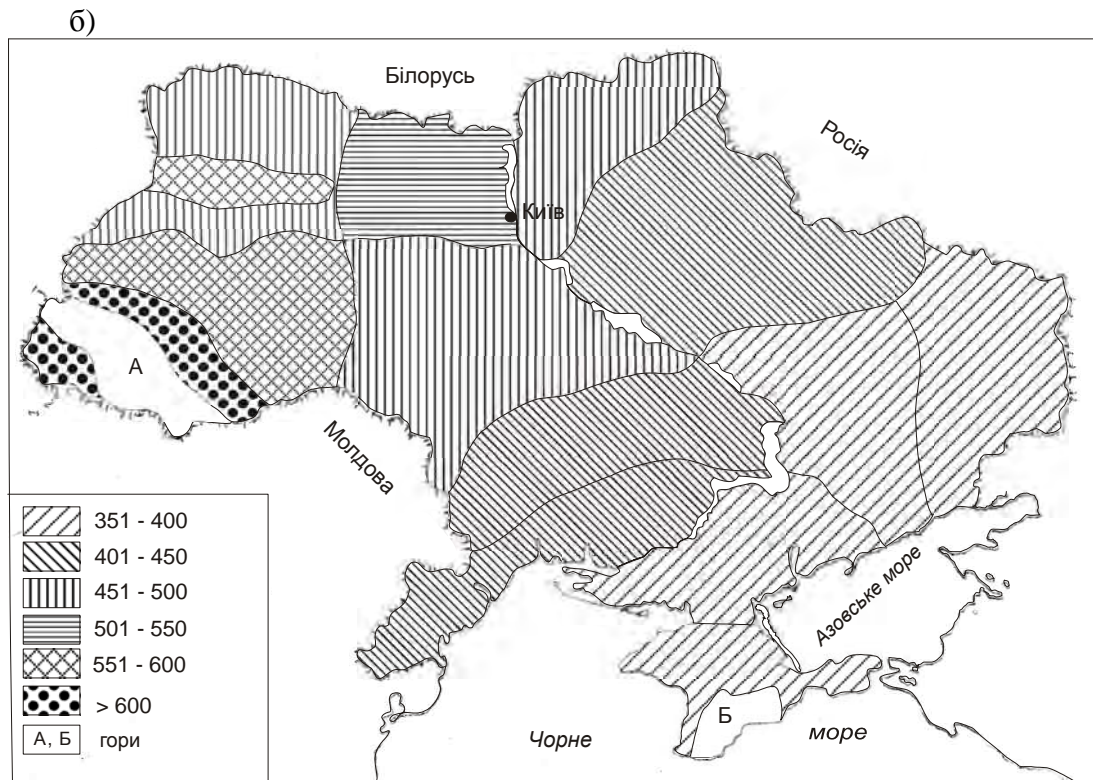
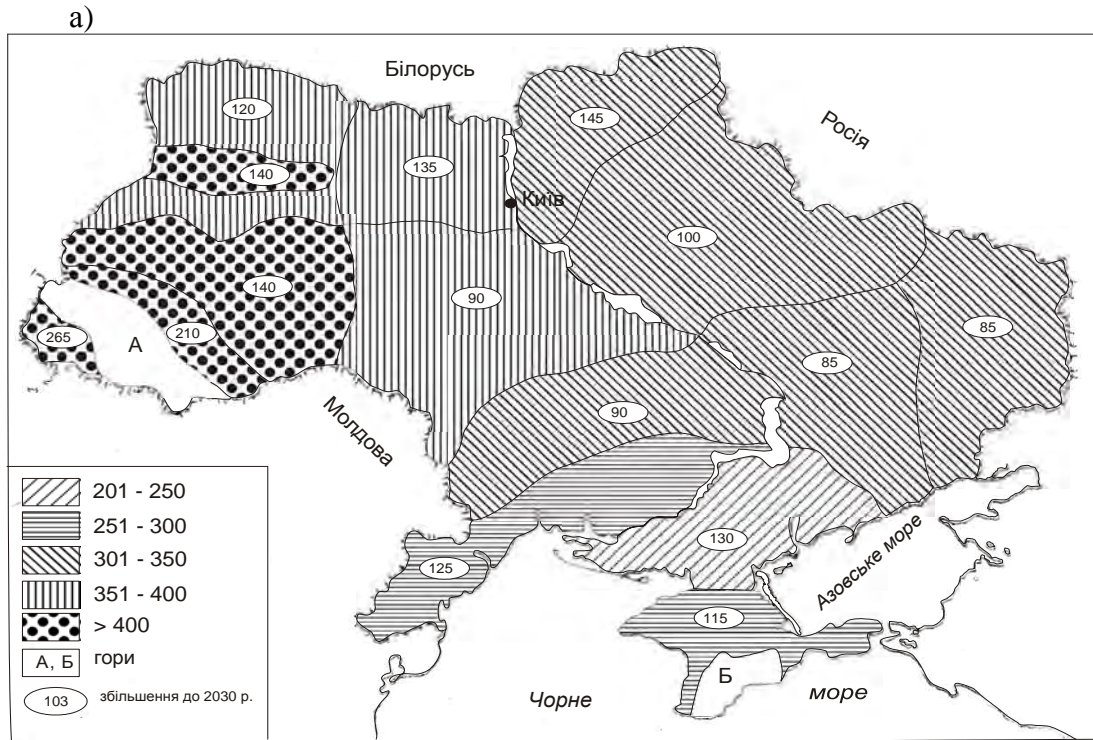


Рис. 1 – Сума опадів за період з температурою повітря вище 10 °С : а – за період з 1991 по 2005 рр.; б – за кліматичним сценарієм до 2030–2040 рр.

Влітку спостерігалась нерівномірність в динаміці сум опадів. Так, збільшення суми опадів влітку відзначалось тільки в західному Поліссі та на правобережжі Південного Степу на 10 – 13 мм. В інших регіонах України сума опадів зменшилась на 25 мм.

Найсуттєвіше збільшення опадів за період 1991 – 2005 рр. у порівнянні з попереднім періодом відбулося в осінній період і становило в усіх регіонах України від 16 мм в західному Поліссі до 35 мм в інших регіонах України. Нерівномірність змін сум опадів за різні періоди вегетації призвела до того, що в річній сумі опадів значних збільшень не відзначалось в західному Поліссі, центральному Лісостепу, лівобережжі Північного та Південного Степу. В інших регіонах України суми опадів зросли на 11 – 21 мм.

Сумарне випаровування в порівнянні з попереднім періодом зросло в усіх регіонах України за виключенням центрального Полісся, де воно залишилось без змін. Особливо різко зросло сумарне випаровування в Південному Степу та в Криму, де воно зросло на 40 – 70 мм.

Випаровуваність зростає по всій території України. В Поліссі, Прикарпатті та Закарпатті збільшення випаровуваності відбулося на 70 – 90 мм, в Лісостепу на 50 – 60 мм, в Північному Степу та в Криму на 40 – 50 мм, в Південному Степу на 30 – 35 мм.

У відповідності із зростанням випаровуваності зростає дефіцит випаровування. Його значення збільшувалось від 830 мм в західних районах Полісся і центрального Лісостепу до 1030 – 1050 мм на правобережжі Південного Степу і в Криму.

Значення ГТК в Поліссі, Лісостеповій зоні та в Південному Степу не змінилось за період до 2005 року і становило 1,6 – 1,4 та 0,7 – 0,8 відн. од. відповідно. В Північному Степу зросло на 0,2 – 0,1 і становило 1,0 – 1,1 відн. од.

Індекс сухості зріс особливо в тих районах, де збільшення сум опадів не спостерігалось. Як видно із табл.1, індекс сухості зріс за період 1991 – 2005 рр. на 0,5 відн. од в усіх регіонах, окрім Північного Степу, де він залишився майже незмінним у порівнянні з періодом 1961 – 1990 рр. і становив 0,95 – 1,0 відн. од., та лівобережжя Південного Степу, де його значення було на рівні 1,35 – 1,36 відн. од.

Коефіцієнт зволоження КЗВ зменшився в досліджуваний період у порівнянні з попереднім на 0,05 – 0,06 відн. од. в Поліссі, на 0,05–0,11 відн. од. – в Лісостеповій зоні, на 0,09 відн. од. – на правобережжі Північного Степу, на 0,06 відн. од. – на правобережжі Південного Степу. В інших районах України відхилення або не було, або було не більше 0,01 – 0,01 відн. од.

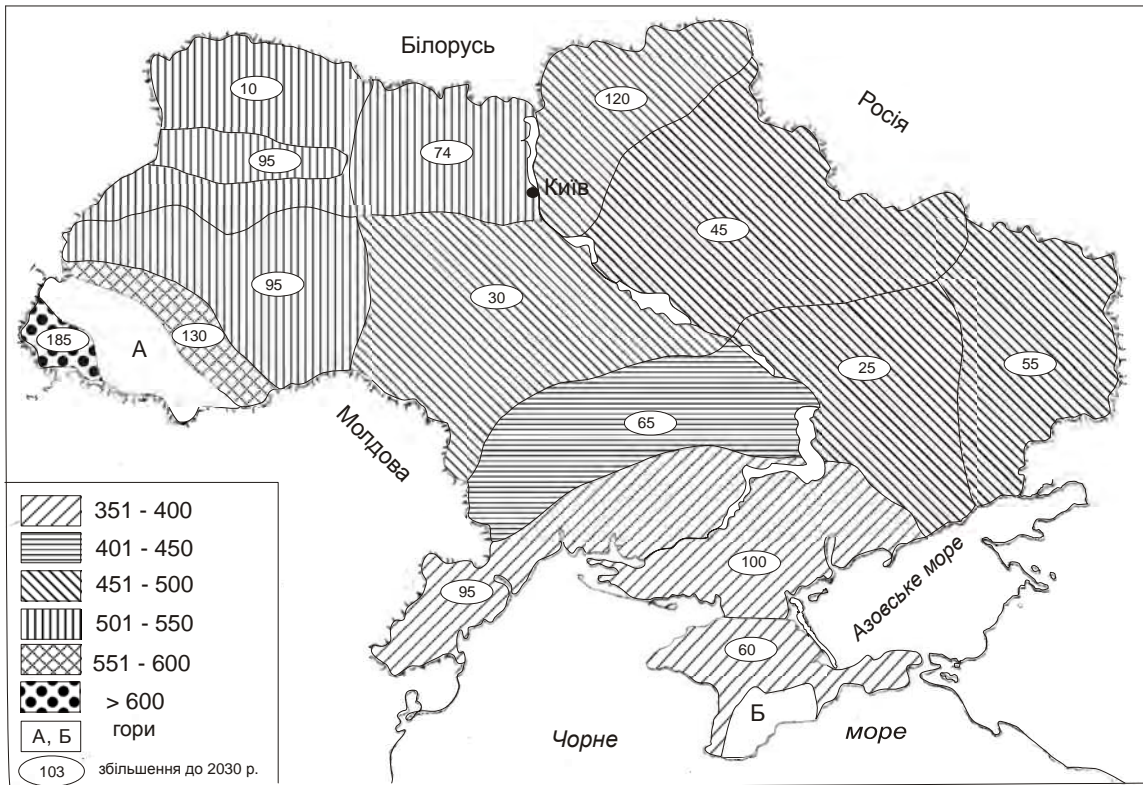
*Режим зволоження природно-кліматичних районів України, розрахований за кліматичним сценарієм на період до 2030 – 2040 рр.*

Розраховані за кліматичним сценарієм показники зволоження в усіх зонах України при можливому потеплінні клімату наведені в табл. 1. Також побудовані карти усіх показників зволоження (рис. 2 а, б, рис. 3 а, б).

Річні суми опадів за періоди з температурами вище 5 та 10 °С активно використовуються в агрометеорології, оскільки дозволяють визначати міру зволоження на різних етапах вегетаційного періоду. Із табл. 1 видно, що суми опадів до 2005 року від одного періоду до другого збільшувались поступово і незначно. Інакше поведуться ці суми в період до 2030 – 2040 рр.

Розраховані за сценарієм значення сум опадів за період з температурами вище 5 та 10 °С від 2006 до 2030 – 2040 рр. будуть значно вищими за сучасні суми опадів як в цілому за рік, так і в усі сезони року. Причому, якщо за попередні періоди до 2005 року підвищення сум опадів за період з температурами вище 5 °С спостерігалось зовсім незначне (окрім центрального Лісостепу та Північного Степу, де відхилення становили

а)



б)

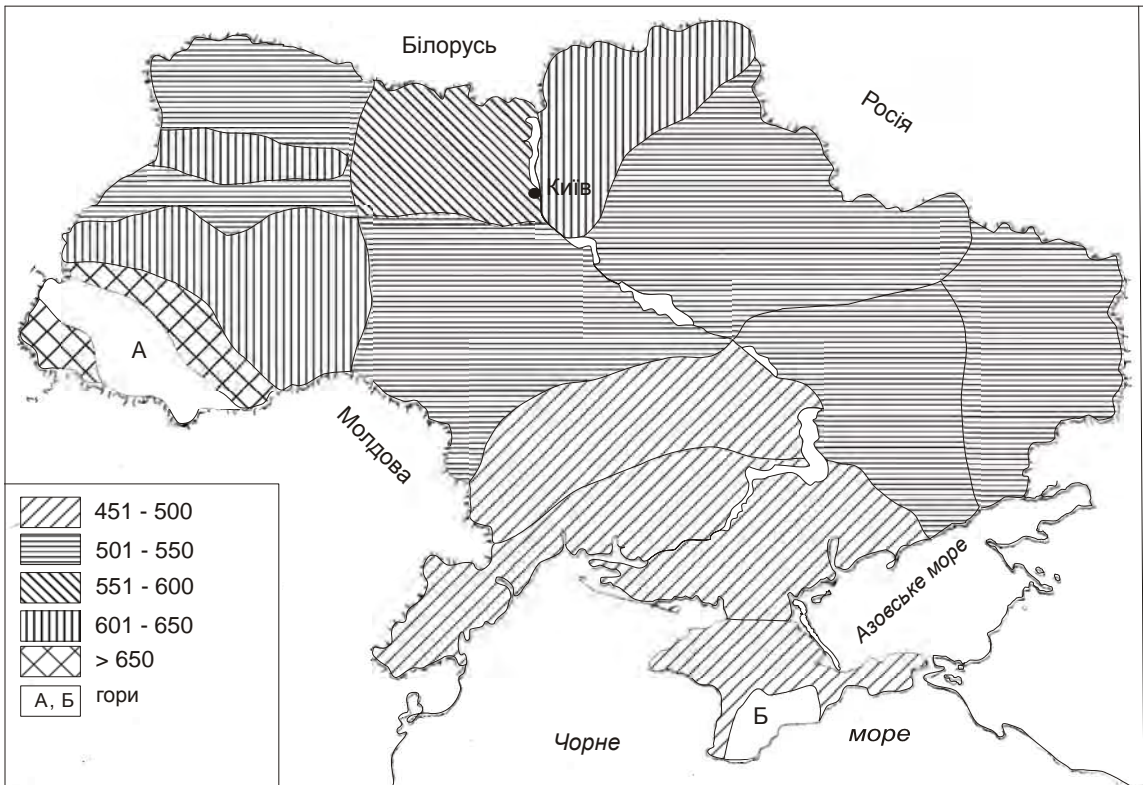
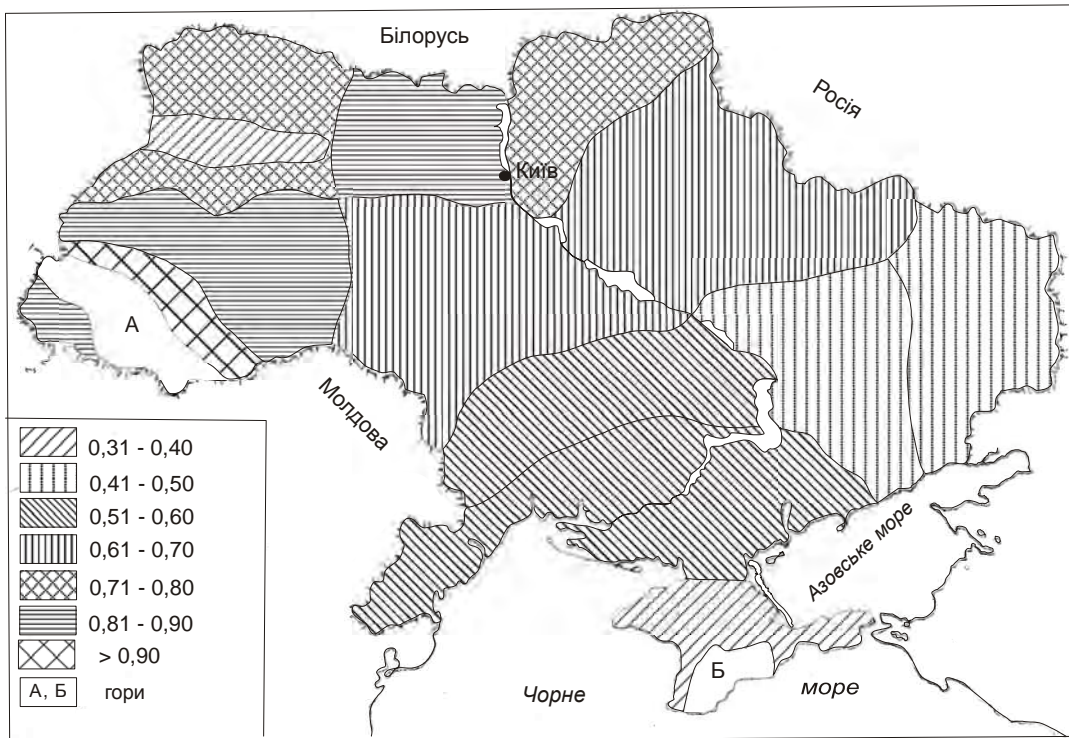


Рис. 2 – Сумарне випаровування: а – за період з 1991 по 2005 рр.; б – за кліматичним сценарієм: до 2030 – 2040 рр.



а)



б)

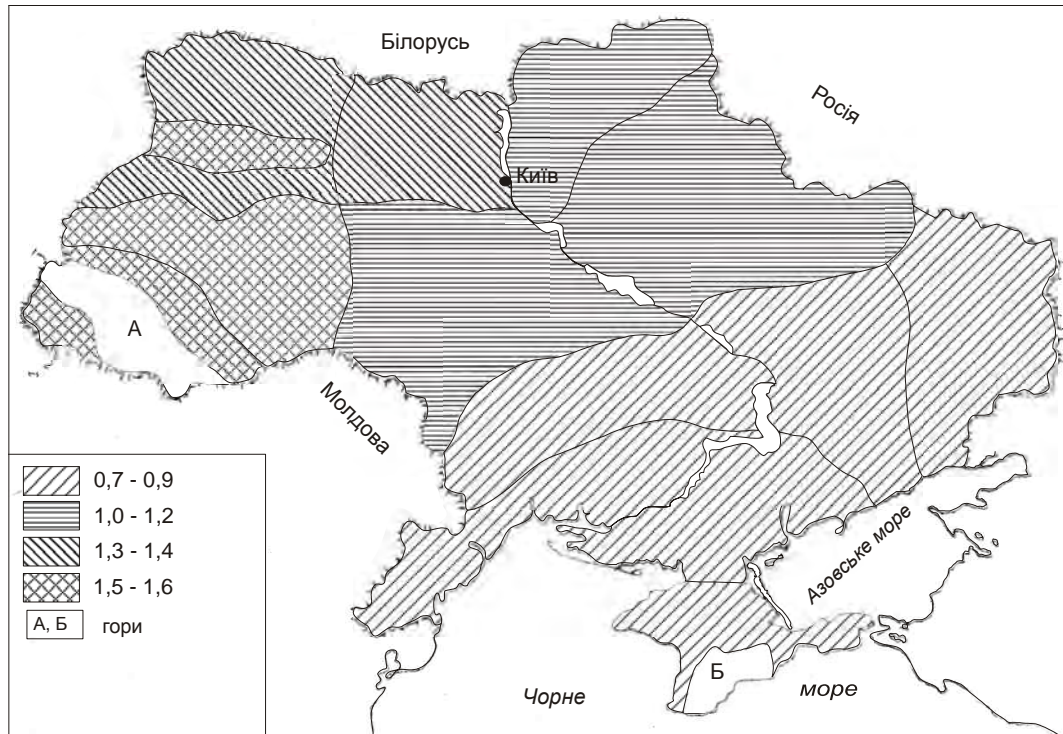


Рис. 3 – Гідротермічний коефіцієнт: а) за період від 1991 до 2005 рр. б) за кліматичним сценарієм до 2030 – 2040 рр.

35 – 45 мм). Порівняння сум опадів третього періоду з сумами опадів за кліматичним сценарієм показує, що відхилення опадів значно зростуть і становитимуть в Поліссі та західному Лісостепу 136 – 170 мм, в центральному, східному Лісостепу та в Північному Степу - на 90 – 110 мм, в Південному Степу - на 120 – 140 мм, в Прикарпатті – на 215 мм, на Закарпатті – на 380 мм.

Величина аномалії сум опадів зростає з півдня на північ України. Вона пояснюється збільшенням вегетаційного періоду та збільшенням суми опадів в північних районах.

За період з сумами температур вище 10 °С відхилення сум опадів у період до 2030 – 2040 рр. зростатиме, але відхилення сум опадів за цей період очікуються трохи нижче ніж у попередній період і становитимуть в Поліссі 115 – 140 мм, в Лісостепу – 90 – 95 мм, окрім західних районів, де відхилення становитиме більше 160 мм. В Північному Степу відхилення становитиме 80 – 90 мм, в Південному Степу – 120 – 130 мм, в Прикарпатті – 190 мм, в Закарпатті – більше 260 мм.

Якщо проаналізувати динаміку сум опадів за періоди до 1960 р, з 1961 по 1990 р, з 1991 по 2005 рр. та з 2005 по 2040 рр. (рис. 1 а та б), то видно, що між трьома попередніми періодами суми опадів від періоду до періоду зменшувались в усі пори року і тільки восени суми опадів за третій період (1991 – 2005 рр.) перевищували їх за другий період (1961 – 1990 рр.) в усіх регіонах України на 15 – 40 мм. Порівняння відхилень сум опадів за період 1991 – 2005 рр. з відхиленнями їх за період до 2040 року показало, що в усі сезони, окрім осені, суми зростуть. Найбільше зростання відзначатиметься влітку і особливо відчутним буде зростання сум опадів в центральному і східному Поліссі, Прикарпатті та Закарпатті – більше 100 мм. Найменші відхилення сум опадів будуть спостерігатись в донецькому районі Північного Степу та в Південному Степу і в Криму – до 20 – 40 мм.

Восени в очікуваний період до 2040 року суми опадів зменшаться в усіх регіонах України, але зменшення буде теж нерівномірним по території. Значне зменшення суми опадів восени спостерігатиметься в Лісостепу і східних районах Полісся – до 25 – 40 мм. В Північному Степу зменшення опадів становитиме від 5 до 15 мм. На лівобережжі Південного Степу та в Криму суми опадів за осінь майже не зміняться.

В цілому сума опадів в період до 2040 року у порівнянні із сучасністю зросте. До 950 мм зросте річна сума опадів у Закарпатті. Такий хід річної суми опадів сприятиме зростанню сумарного випаровування і випаровуваності.

Зростання цих величин по території України теж буде нерівномірним (табл. 1, рис. 2 а, б). Так, сумарне випаровування найменше зросте у західному Поліссі – на 10 мм, тоді як порівняння попередніх двох періодів показало його зростання на 22 мм. Найвідчутніше зростуть величини сумарного випаровування в східному Поліссі – до 100 мм, в західному Лісостепу та в Південному Степу – до 80 – 90 мм. В цілому по території України сумарне випаровування зменшуватиметься з 615 мм в східному Поліссі до 470 мм в Південному Степу.

Випаровуваність зросте в очікуваний період від 1730 мм на північному заході до 1840 мм на правобережжі Південного Степу. Найвищі значення випаровуваності спостерігатимуться у Прикарпатті та Закарпатті.

У відповідності із зміною випаровуваності змінюється і значення дефіциту випаровування, значення якого зростатимуть від 1100 мм в Поліссі до 1375 мм на лівобережжі Південного Степу. В період до 2040 року дефіцит випаровування зросте в Поліссі на 250 – 350 мм, в східному Поліссі на 400 мм, у Лісостеповій зоні на 340 – 380 мм, центральному районі на 280 мм, в Північному та Південному Степу на 320 – 380 мм, на правобережжі Північного Степу більше ніж на 400 мм.

Порівняння коефіцієнтів зволоження по періодах до 1960 року, 1961 – 1990 рр., 1991 – 2005 рр. із очікуваними значеннями цих коефіцієнтів за період до 2040 року показало, що значення ГТК практично не змінилось за період до 1960 та до 1990 року. За очікуваний період по всій території України відзначатиметься зменшення ГТК на 0,1 відн.од і тільки в західному і центральному Лісостепу – на 0,2 відн. од. Це свідчить про те, що очікувані значення ГТК залишаються в межах тієї ж категорії зволоження, що і реальні (табл. 1) і (рис. 3 а, б).

В цілому за очікуваними значеннями ГТК можна зробити висновок, що зміна агрокліматичних поясів, встановлених за значеннями сукупності ресурсів тепла і вологи, буде зовсім незначною.

Індекс сухості до 2005 року зростав повільно по всій території України, окрім Північного Степу, де він майже не змінювався. Починаючи з 2005 року, значення ІС зростатиме з більшою швидкістю, особливо в районах Північного Степу, де він зросте на 0,35 – 0,45 відн. од. В інших регіонах України зростання ІС буде на рівні 0,20 – 0,25 відн. од. ІС буде зростати з півночі країни на південь від 0,96 в Поліссі до 1,72 відн. од. в Південному Степу, ІС значно зросте в Криму – на 0,52 відн. од. і становитиме 1,96 відн. од.

Значення коефіцієнта зволоження Ю.І.Чиркова незначно зменшувались поступово від 1960 р. до 2005 р., залишаючись в деяких регіонах незмінними – на лівобережжі Північного і Південного Степу. В період до 2040 р. коефіцієнт зволоження буде зменшуватись з більшою швидкістю (на 0,10 – 0,15 відн. од.) по всій території України, крім Північного Степу, де зменшення йтиме більш інтенсивно і становитиме 0,16 – 0,20 відн. од. Повільне зменшення КЗВ спостерігатиметься на правобережжі Південного Степу та в Прикарпатті – менше 0,07 відн. од.

**Висновки.** На основі отриманих результатів можна сказати, що екстремальність клімату, яка визначається зростанням міжрічної мінливості температури повітря і опадів, особливо помітно збільшиться на лівобережжі Північного Степу і східних районах Лісостепу України, в Південному Степу, що сприятиме зростанню посушливості в цих районах.

#### Список літератури

1. *Израэль Ю.А., Антохин Ю.А.* и др. Последствия изменения климата для России //В сб.: Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений. – М.: Наука, 2001. – С. 40-64.
2. *Логинов В.Ф.* Причины и следствия климатических изменений. – Минск: Наука і тэхніка, 1992. – 320 с.
3. *Тарко А.М.* Антропогенные изменения глобальных биосферных процессов. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2005. – 231 с.
4. *Волощук В.М., Бойченко С.Г.* Вплив загального глобального потепління клімату на середньорічну інтенсивність атмосферних опадів в Україні. //Доп. АН України. – 1998.-№6. – С. 125 – 130.
5. *Хохлов В.М., Бондаренко В.М., Латиш Л.Г.* Просторовий розподіл аномалій опадів в Україні у 2011 – 2025 рр. //Український гідрометеорологічний журнал. – Одеса, 2009. – №5. С. 54 – 62.

#### **Влияние изменений климата на динамику показателей увлажнения в Украине.**

**Полевой А.Н., Божко Л.Е., Дронова Е.А., Барсукова О.А.**

*На основании анализа материалов наблюдений 175 гидрометеорологических станций Украины путем сравнения многолетних характеристик показателей увлажнения были выявлены тенденции их изменения за период с 1890 до 2030 – 2040 гг.*

**Ключевые слова:** изменение климата, атмосферная циркуляция, осадки, показатели увлажнения.

#### **Climate changes impact on the dynamics of moistening indexes in Ukraine.**

**Polevoy A., Bozko L., Dronova E., Barsukova E.A.**

*Using analysis of supervisions materials 175 hidrometeorological stations of Ukraine by comparison of long – term descriptions of moistening indexes tendency of their change for period from 1890 to 2030-2040 yy. were educed.*

**Keywords:** change of climate, atmospheric circulation, indexes of moistening.

УДК 556.16

Гопченко Є.Д., д.г.н., Бояринцев Є.Л., к.г.н., Овчарук В.А., к.г.н., Сербов М.Г., к.г.н.  
Одесский государственный экологический университет

## РОЗРОБКА НАУКОВО-МЕТОДИЧНОЇ БАЗИ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ ЗОН ЗАТОПЛЕННЯ ВІД ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ В БАСЕЙНІ Р.ДНІСТЕР (НА ПРИКЛАДІ ЖИДАЧІВСЬКОГО РАЙОНУ ЛЬВІВСЬКОЇ ОБЛАСТІ)

*На прикладі Жидачівського району Львівської області реалізовано теоретичну базу по розрахунках характеристик максимального стоку паводків та методику щодо визначення зон можливого затоплення цієї території водами р. Дністер.*

*Ключові слова: максимальний стік, паводки, зона затоплення.*

**Вступ.** Катастрофічні повені, які в останні 10 років спостерігалися в багатьох країнах світу, у тому числі й на річках України, супроводжувалися затопленням населених пунктів, руйнуванням мостів, великими матеріальними збитками, а у деяких випадках - і людськими жертвами. Внаслідок зливових опадів, що мали місце на території західних областей України 23-27 липня 2008 року, відбувся паводок з витратами води рідкісної забезпеченості, які нанесли значну шкоду господарським об'єктам Львівської області. Відповідно до Постанови КМУ від 6 серпня 2008 р. № 693, ця область віднесена до переліку об'єктів протипаводкового захисту населених пунктів, які постраждали від стихійного лиха, що сталося 23–27 липня 2008 р., і потребують невідкладного відновлення.

**З метою** здійснення протипаводкових заходів щодо мінімізації наслідків від проходження паводків рідкісної ймовірності перевищення авторами пропонується методика розрахунку характеристик максимальних витрат води та визначення зон затоплення в басейні р.Дністер (на ділянці Миколаїв –Демидов).

**Постановка задачі.** У рамках даного дослідження вирішені такі завдання:

- на основі аналізу сучасного стану в галузі розрахунків максимального стоку паводків здійснено аналітичний огляд діючих нормативних документів і регіональних методик;

- обґрунтовано теоретичну базу по розрахунках характеристик максимального стоку паводків та методику визначення зон затоплення для забезпеченостей  $P=5$  і  $1\%$ ;

- обґрунтовано наукові підходи до встановлення параметрів розрахункової методики та їх просторове узагальнення;

- реалізовано запропоновану методику стосовно визначення зон затоплення прилеглих до р. Дністер територій на ділянці Миколаїв-Демидов.

**Аналіз сучасного стану в галузі розрахунків максимального стоку паводків.**

У сучасній практиці нормативними документами передбачається різний методичний підхід при визначенні розрахункових характеристик паводків і водопіль. Починаючи з моменту виходу нормативу СН 435-72[5], на малих водозборах розрахунок максимальних витрат пропонується вести за формулою сталої інтенсивності, а на великих ( $F \geq 200$  км<sup>2</sup>) - за редуційною, яка має вигляд

$$q_m = q_{200} \left( \frac{200}{F} \right)^{n_2}, \quad (1)$$



де  $q_{200}$  – максимальний модуль, приведений до площі водозбору  $F=200\text{км}^2$ .

Запишемо (2) у дещо іншій редакції

$$q_{200} \approx \frac{k_0 y_m}{200^{n_1}}. \quad (2)$$

Підставимо (2) у (1), тоді при  $F \geq 200 \text{ км}^2$

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{F^{n_2}} 200^{n_2 - n_1} \quad (3)$$

або

$$q_m = q'_m \frac{200^{n_2 - n_1}}{F^{n_2}}. \quad (4)$$

З (4) виразимо безрозмірний комплекс, що дорівнює

$$q_m / q'_m = \frac{200^{n_2 - n_1}}{F^{n_2}}. \quad (5)$$

За дослідженнями П.М.Лютика[4], виконаними у рамках комплексної наукової програми “Гідрологія Карпат”, яка координувалась Національним комітетом з МГД, у Прикарпатті  $n_2=0.50$ , а в Закарпатті - 0.40. Параметр  $q_{200}$  картований. Максимальні значення  $q_{200}$  (4.0-5.0 м<sup>3</sup>/(с·км<sup>2</sup>)) припадають на верхів'я Пруту. При досить складній топографії карти  $q_{200}$  відзначається певна закономірність зменшення приведенного модуля в напрямку з південного і північного заходу (до 1.5 м<sup>3</sup>/(с·км<sup>2</sup>)) на південь, а також на південний схід (до 1.0 м<sup>3</sup>/(с·км<sup>2</sup>)).

У редакції СН 435-72[5] і СНіП 2.01.14-83 [6] рівняння (1) фактично зводиться до виразу

$$q_m / q'_m = \left( \frac{200}{F} \right)^{n_2}. \quad (6)$$

До (6) рівняння (5) зводиться тільки в одному окремому випадку, коли  $n_1=0$ .

В.І.Вишневським [1] на сучасних вихідних матеріалах проведене аналогічне дослідження. За показником степеня  $n_2$  у формулі (1) також виділено два райони. У Прикарпатті  $n_2=0.20$ , а в Закарпатті - 0.29. Розбіжності в картах  $q_{200}$ , запропонованих П.М. Лютиком і В.І. Вишневським, не мають принципового характеру, оскільки вони скоріше пов'язані з величиною степеневого показника  $n_2$  у рівнянні (1), чим зумовлені якимись більш істотними причинами. У роботі [1] стверджується також про відсутність впливу на лісу максимальний стік. Цю точку зору ми не поділяємо. Можливо він дійсно не прослідковується, але лише на наявних матеріалах спостережень за стоком річок Карпат, причому тільки у випадку коли йдеться про  $q_{200}$ . Щоб судити про це більш предметно, необхідно звернутися до змісту самого параметра  $q_{200}$

З (2) видно, що при дослідженні гідрологічної ролі лісу в формуванні максимального стоку необхідно розглядати його вплив на складові (2) -  $k_0$  і  $y_m$ . У Карпатах на залісених водозборах збільшується як  $y_m$ , так і  $k_0$ . При односпрямованому впливі лісу на  $y_m$  і  $T_0$  результуюча  $q_{200}$  буде змінюватися мало, внаслідок того, що зі збільшенням шару стоку  $y_m$  відбувається збільшення трансформації схилового припливу.

В узагальнюючому монографічному виданні з водних ресурсів України [8] також наводиться уточнення на регіональному рівні параметрів формули (1).

Резюмуючи вищевикладене, можна зробити такі висновки:

1. Стосовно до природних умов Карпат, де є добре виражена залежність складових паводкового стоку від висотного положення водозборів і залісеності, формули редуційного типу (1) не можуть використовуватися з принципових міркувань.

2. Вплив місцевих факторів на розрахункові параметри максимального стоку необхідно розглядати не через збірні комплекси (наприклад,  $q_{200}$ ), а по їхньому безпосередньому впливу на окремі складові паводків чи водопіль.

3. Основним недоліком цієї структури є те, що вона може застосовуватись лише за умови, коли у межах тієї чи іншої території підлягає осередненню тривалість схилового припливу  $T_0$ . Лише у цьому випадку редуційні складові можна інтегрально описати за допомогою розмірів водозборів  $F$ , а  $k_0$  – районоване.

Більш значні недоліки відносяться до формул граничної інтенсивності, які використовуються не лише у країнах колишнього СРСР, але й у багатьох країнах світу при розрахунках максимального дощового стоку з невеликих водозборів. У післявоєнний період в колишньому СРСР нормативним документом СН 435-72[5] був запропонований її розрахунковий варіант, який в загальному вигляді можна представити рівнянням

$$q_m = 16.67 \cdot \bar{\psi}(\tau) H_{\partial} \cdot \eta, \quad (7)$$

де  $q_m$  – максимальний модуль паводкового стоку ( $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ );  $\bar{\psi}(\tau)$  – ординати редуційної кривої середньої інтенсивності опадів у часі (1/хв);  $H_{\partial}$  – добовий максимум опадів (мм);  $\eta$  – коефіцієнт стоку.

Аналогічна (7) структура була використана й при підготовці нового (замість СН 435-72) нормативного документу СНіП 2.01.14-83[6]. В обох варіантах добовий максимум  $H_{\partial}$  опорної забезпеченості  $P=1\%$  картовано, функція  $16.67 \cdot \bar{\psi}(\tau)$  представлена в табличній формі і залежить від величини розрахункового часу  $\tau$  (хв), причому

$$\tau = 1.2 \cdot t_p^{1.1} + t_{cx}, \quad (8)$$

де  $t_p$  – час руслового добігання;  $t_{cx}$  – час схилового добігання.

Збірний коефіцієнт паводкового стоку  $\eta$  задано в табличній формі залежно від типу підстильної поверхні і величини добового максимуму опадів. Його рекомендується визначати за формулою:

$$\eta = \frac{C_2 \eta_0}{(F + 1)^{n_2}} \left( \frac{I_{\theta}}{50} \right)^{n_3}, \quad (9)$$

де  $C_2$  – емпіричний коефіцієнт;  $\eta_0$  – коефіцієнт стоку, приведений до площі  $F=10 \text{ км}^2$  і середнього ухилу водозбору  $I_{\theta}=50 \text{ ‰}$ .

Як і степеневі показники  $n_2$  і  $n_3$ , параметр  $\eta_0$  задано в табличному вигляді. Відмінений в Росії СНіП 2.01.14-83 фактично залишив без істотних структурних змін формулу граничної інтенсивності (7) в новому нормативному документі СП101-33-2003 [7]. У деяких роботах зверталася увага на принципові недоліки цього типу формул. Основні з них зводилися до такого:

1. В самій вихідній моделі трансформації опадів в русловий гідрограф нехтується, причому безпідставно, наявність схилового оператора «опадів – схиловий

стік».

2. Редукційна крива середньої інтенсивності опадів в часі  $\bar{\psi}(\tau)$  фактично використовується замість функцій розпластування паводкових хвиль при їх русі по руслах і внаслідок русло-заплавного регулювання.

Викладене свідчить про те, що використана у нормативному документі структура є недосконалою як у теоретичному, так й у методичному відношеннях. Тому автори пропонують дещо інший підхід до побудови розрахункової бази для нормування характеристик максимального стоку.

**Нормативно-методична база для розрахунку максимального стоку річок у Карпатському регіоні.** Теоретично формування стоку можна представити у вигляді двооператорної моделі трансформації схилового припливу у русловий стік. Перший оператор (схилувий стік) описується характеристиками підстильної поверхні схилів, а другий – трансформацією схилового припливу річковою мережею (через час руслового добігання, русло-заплавне регулювання і під впливом озер, водосховищ і ставків проточного типу).

Саме з цих позицій автори [3] підходять до обґрунтування структури розрахункової схеми максимального стоку. Пропонується єдина формула для розрахунків максимального стоку паводків та весняних водопіль в усьому діапазоні площ водозборів. Структура формули дозволяє виконувати розрахунки:

- з використанням даних по максимальних добових опадах (для дощових паводків);
- за даними про максимальні снігозапаси на початку весняного водопілля та опади, які випали за період водопілля;
- з використанням даних про максимальні шари стоку (як для паводків, так і для весняних водопіль).

Розрахункова формула має вигляд:

$$q_p = q'_p \psi(t_p/T_0) \varepsilon_F r \lambda_p, \quad (10)$$

де  $q'_p$  і  $q_p$  – максимальні модулі схилового припливу і руслового стоку заданої забезпеченості  $P\%$ ;  $\psi(t_p/T_0)$  – трансформаційна функція, обумовлена часом руслового добігання;  $\varepsilon_F$  – трансформаційна функція, зумовлена русло-заплавним регулюванням паводків;  $r$  – коефіцієнт зарегулювання максимального стоку проточними озерами та водосховищами;  $\lambda_p$  – коефіцієнт, який використовується для переходу від опорної 1%-ої ймовірності перевищення до будь-якої іншої.

Для обґрунтування основних параметрів формули (10) використовувалися дані по максимальному стоку річок Українських Карпат.

Необхідний мінімум вихідних даних: площа водозбору ( $F$ , км<sup>2</sup>), середньозважений уклон водотоку ( $I$ , ‰), гідрографічна довжина річки ( $L$ , км), середня висота водозборів ( $H_{сер}$ , м), залісеність водозборів ( $f_n$ , %).

Розрахунок опорного значення  $q_p=q\%$  відбувається у такій послідовності:

1. Максимальний модуль схилового припливу  $q'_{1\%}$  (м<sup>3</sup>/(с·км<sup>2</sup>)) обчислюється за формулою

$$q'_{1\%} = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%}, \quad (11)$$

де  $(n+1)/n$  – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу до руслової мережі, який для всієї території Карпат дорівнює 11.0;  $T_0$  – тривалість схилового припливу (у год);  $Y_{1\%}$  – шар паводкового стоку забезпеченістю  $P=1\%$  (мм).

2. Тривалість схилового припливу  $T_0$  розраховується за формулою

$$T_0 = 17.5 \delta_l \delta_n, \quad (12)$$

де 17.5 – приведенне (до середньої висоти водозбору  $H_{сер}=500$  м і залісеності  $f_l=0$  %) значення тривалості припливу (год);  $\delta_l$  – коефіцієнт впливу залісеності на  $T_0$ , представлений у табличному вигляді у залежності від  $f_l$  (%) [2];  $\delta_n$  – коефіцієнт впливу на  $T_0$  висотного положення водозборів, який розраховується за формулою,

$$\delta_n = 1 + \frac{0.86(H_{сер} - 500)}{10^3}. \quad (13)$$

3. Шари схилового припливу 1%-ої ймовірності перевищення  $Y_{1\%}$  розраховуються через середнє значення  $\bar{Y}_m$  (мм) і модульні коефіцієнти  $k_{1\%}$  трипараметричного гама-розподілу, тобто

$$Y_{1\%} = k_{1\%} \bar{Y}_m, \quad (14)$$

де  $\bar{Y}_m$  визначається за виразом

$$\bar{Y}_m = \bar{Y}_{500;50} k_n k_l, \quad (15)$$

$\bar{Y}_{500;50}$  – приведені до середньої висоти  $H_{сер}=500$  м і залісеності водозборів  $f_l=50\%$  значення шарів паводкового стоку (мм), нормовані на регіональному рівні (рис.1) і представлені в табл.1.

Таблиця 1 - Районні значення параметрів рівняння шарів паводкового стоку (15) в залежності від середньої висоти водозборів та їх залісеності [2]

Район	Шар стоку $\bar{y}_{500}$ , мм	Шар стоку $\bar{y}_{500;50}$ , мм	$\alpha_n$	$\alpha_l$
2	39.6	38.7	0.033	0.21
3	46.3	44.6	0.049	0.10

Для розрахунку  $k_n$  обґрунтована формула

$$k_n = 1 + \frac{\alpha_n}{\bar{Y}_{500}} (H_{сер} - 500), \quad (16)$$

де  $\alpha_n$  і  $\bar{Y}_{500}$  (мм), – параметри, представлені в табл.1;  $k_l$  – коефіцієнт впливу залісеності на шар стоку

$$k_l = 1 + \frac{\alpha_l}{\bar{Y}_{500;50}} (f_l - 50), \quad (17)$$

де параметр  $\alpha_n$ , приведений до  $H_{сер}=500$  м і  $f_l=50$  %, табульований (див. табл.1).

Модульний коефіцієнт  $k_{1\%}$  рекомендується розраховувати за обґрунтованими для районів  $C_v$  і  $(C_v/C_v)$  (табл.2) на основі кривої трипараметричного гама-розподілу.



$$t_p = \frac{L}{1.44I_{36}^{0.33} F^{0.16}} \quad (20)$$

5. Коефіцієнт русло-заплавного регулювання  $\varepsilon_F$ , заданий у табличному вигляді (табл.3).

Таблиця 3 – Коефіцієнти русло-заплавного регулювання  $\varepsilon_F$  максимальних модулів паводкового стоку річок

$F$ ,	0	10	100	200	500	1000	2000	$\geq 5000$
$\varepsilon_F$	1.0	0.87	0.45	0.35	0.26	0.21	0.19	0.17

6. Коефіцієнт зарегулювання максимального стоку озерами, водосховищами та ставками  $\gamma$  визначається згідно формули СНіП 2.01.14-83 [6]:

7. Коефіцієнти забезпеченості  $\lambda_p$  задані табл.4.

Таблиця 4 - Перехідні коефіцієнти від максимальних витрат води опорної ( $P=1\%$ ) забезпеченості до інших  $P\%$

$P\%$	0.1	0.3	0.5	1.0	3.0	5.0	10
$\lambda_p$	1.61	1.30	1.16	1.0	0.78	0.68	0.55

**Інженерно-гідрографічні дослідження на р.Дністер Жидачівського району Львівської області.** Найбільш відповідальна робота, від якої залежать результати та висновки, - це встановлення позначок рівнів високої води. Вони визначаються під час польових робіт безпосередньо на місцевості по наявних слідах паводків та на підставі розповідей місцевого населення. Внаслідок обстеження на місцевості та розповідей старожилів встановлюється максимальне положення урізу води під час паводків, дати їх проходження (рік, місяць, число) та характер випадання опадів. Дуже важливо встановити величину та тривалість опадів, які слід перевірити по спостереженнях найближчих метеостанцій. При цьому треба мати на увазі, що сильні зливи часто зрешують незначну територію і метеостанціями можуть бути не зареєстровані. Також необхідно з'ясувати, чи не був максимальний рівень наслідком прориву греблі або від підпору.

Оскільки максимальна витрата води паводка для згаданих випадків обчислюється гідравлічним методом, то головні роботи полягають у визначенні площі живого перерізу та середньої швидкості течії. Площа живого перерізу визначається на основі побудованого поперечного профілю русла та долини водотоку до відмітки найвищого рівня води. При складному профілі водотоку живий переріз обчислюється окремо для кожної ділянки з різною характеристикою шорсткості та, відповідно, швидкості течії (корінне русло, заплава, тимчасовий потік і т. д.). Для обчислення швидкості течії застосовується формула Шезі [9]

$$V_{сер} = C\sqrt{h_{сер}I}, \quad (21)$$

де  $h_{сер}$  - середня глибина у руслі до відмітки найвищого рівня води;  $I$  - уклон водотоку на ділянці визначення максимальної витрати води;  $C$  - коефіцієнт опору русла, який визначається на основі узагальненої формули М.М. Павловського[9]

$$C = \frac{1}{n_0} h_{сер}^x, \quad (22)$$

де  $\frac{1}{n_0}$  - величина, протилежна коефіцієнту шорсткості; береться за шкалою М.Ф.Срібного[9];  $x$  – змінний показник степеня, який визначається залежно від коефіцієнта шорсткості за вказаною шкалою.

Витрати води для основного і контрольного створів обчислюються як добуток площі живого перерізу на середню швидкість течії. Їх величини для основного та контрольного створів повинні бути близькі між собою.

*Призначення розрахункових створів.* Довжина річки Дністер в межах Жидачівського району, виміряна по фарватеру, становить 40 км. З урахуванням змін кліматичних, гідравлічних, ґрунтових й інших характеристик, а також господарського освоєння окремих ділянок водозбору, виділено 22 розрахункових створи. Перший створ розташовано на верхній за течією межі району, останній - на нижній. Поперечники призначалися таким чином, щоб була максимальна можливість урахування особливостей затоплення місцевості поблизу населених пунктів.

*Аналіз багаторічних гідрометеорологічних спостережень.* Тривалі спостереження за гідрологічним режимом р. Дністер поблизу досліджуваної ділянки проводяться на трьох станціях – в с. Розділ, розташованому в 5 км вище за течією від межі Жидачівського району, у с. Залісці, у 200 м нижче впадіння р. Стрий та смт Журавно. Початок спостережень приурочений до кінця позаминого століття і продовжується з невеликими перервами до теперішнього часу.

За даними Львівського ГМЦ рівень води р. Дністер на посту Журавно при проходженні паводка 22.07.2008 р. був на 101 см нижче історичного максимуму, який спостерігався у вересні 1941 року. Статистичний аналіз існуючих багаторічних матеріалів спостережень свідчить, що рівень води 2008 року за величиною наближений до 1%-ої забезпеченості, у той час як рівень води у 1941 році був вищий за цю величини.

*Визначення відміток ГВВ паводка 2008 року.* Відмітки ГВВ визначалися по обох берегах річки. При цьому проводилось опитування місцевого населення, шляхом нівелювання визначалися відмітки слідів паводку на стінах будинків, стовбурах дерев, відкладах сміття та ін. На кожному створі визначалися не менше 3-х міток ГВВ на кожному березі, значення яких потім осереднювалися. У деяких створах відмітки були забраковані як недостовірні.

Відмітки урізів води в розрахункових створах визначалися при рекогносцирувальних обстеженнях і при проведенні експедиційних польових досліджень в серпні – вересні 2009 року.

На основі результатів зйомок поперечного і поздовжнього профілів та обчислених витрат води побудовані криві залежностей від рівня води: площі живого перерізу  $\omega = f(H)$ , середньої швидкості течії  $V = f(H)$  та витрати води  $Q = f(H)$ . Одержані таким чином криві витрат води можна використати для визначення інших гідрологічних характеристик водотоків.

Далі на профілі поперечних перерізів нанесені відмітки рівнів води, які відповідають розрахунковим витратам води 1%-ої та 5%-ої ймовірності перевищення.

**Оцінка зон можливого затоплення при проходженні паводка 1%-ої ймовірності перевищення.** За даними експедиційних досліджень побудовані поперечні профілі для всіх призначених створів з нанесенням рівнів води, які відповідають розрахунковій витраті води 1%-ої ймовірності перевищення.



Значення рівнів води 1%-ої ймовірності перевищення ставились у залежність від відстані до верхньої межі розрахункової ділянки річки. На рис.2 показані величини міток ГВВ паводка 2008 року та зафіксовані в пунктах спостережень відмітки рівня води при проходженні “історичного” паводка 1941 року. Ординати рівнів води паводка 1941 року знаходяться дещо вище точок, які відповідають витратам 1%-ої ймовірності перевищення, а відмітки рівнів ГВВ, які відповідають паводку 2008-го року, навпаки, дещо нижче.

Аналітично залежність висоти рівня води, що відповідає витраті води 1%-ї ймовірності перевищення для р. Дністер у межах Жидачівського району, можна виразити такою залежністю:

$$H_{Q_{1\%}} = 251 - 0,246L, \quad (23)$$

де  $H_{Q_{1\%}}$  - рівень води у розглядуваному створі на відстані  $L$  км від верхньої межі району, (м БС).

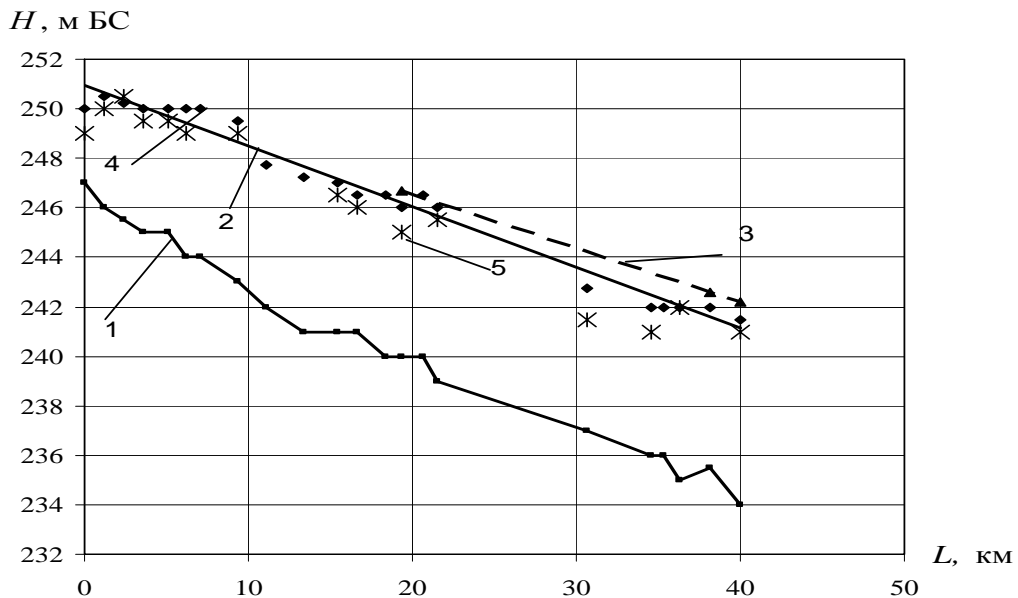


Рис.2 – Рівні води різної ймовірності перевищення на досліджуваній ділянці р.Дністер: 1- в період межені; 2 – рівні води, які відповідають  $Q_{1\%}$ ; 3 – спостережені рівні води у 1941 р.; 4 – лінія тренду (по рівнях води, які відповідають  $Q_{1\%}$ ); 5 – рівні води за відмітками ГВВ 2008 р.

Коефіцієнт кореляції залежності (23) становить 0.978, що дає можливість рекомендувати її при розрахунках відміток рівнів води у зонах можливого затоплення паводковими водами 1%-ої ймовірності перевищення річки Дністер у межах Жидачівського району.

Відмітки затоплення між розрахунковими створами визначались за інтерполяцією. Таким чином, визначена зона можливого затоплення в кожному створі, яка винесена на карту масштабу 1: 10 000.

Слід відзначити, що точність топографічних карт такого масштабу недостатня, а інформація на них часто застаріла і не відповідає дійсності, тому для визначення зон можливого затоплення у межах населених пунктів бажано використовувати спеціальні топографічні зйомки.

#### Висновки:

- Враховуючи недоліки (теоретичні і методичні) діючого в Україні

СНіП 2.01.14-83, авторами запропоновано і використано двооператорну модель формування максимального стоку річок.

- Методика розрахунків максимальних витрат води різної ймовірності перевищення доведена до практичного використання і дає можливість обчислювати максимальні витрати води при відсутності стаціонарних спостережень за стоком річок.
- Щодо паводка 2008 року, який був рідкісної ймовірності перевищення та мав катастрофічні наслідки в окремих районах досліджуваної території, аналіз емпіричних кривих забезпеченості свідчить про те, що його ймовірність була не однаковою в різних частинах (від 2.0% - р.Дністер- смт Журавно до 23.5% - р.Стрий – Матків).
- Інженерно-гідрографічні дослідження на р. Дністер у межах Жидачівського району Львівської області дозволили обґрунтовано побудувати та винести на місцевість карту-схему зон затоплення, які відповідають умовам проходження повені 1%-ої ймовірності перевищення.

### Список літератури

- 1 Вишневський В.І. Максимальні витрати води на річках Українських Карпат // Тр. УкрНДГМІ.- 1999. –Вип. 247. –С. 102-113.
- 2 Гопченко Е.Д., Джабур Кхалдун. О влиянии залесённости на естественную зарегулированность паводочного стока рек Карпат // Метеорологія, кліматологія та гідрологія.- 2000. – Вип. 40. –С. 132-136.
- 3 Гопченко Е. Д., Овчарук В. А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. Одесса:ТЭС, 2002. 110с.
- 4 Люттик П.М. Условия формирования и расчёта паводочного стока рек горной системы Карпат // Тр.УкрНИГМИ.- 1983. – Вып. 194. - С.3-18.
- 5 Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат., - 1973. – 111 с.
- 6 Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат., - 1984. – 447 с.
- 7 Определение основных расчетных гидрологических характеристик. - СП 33-101-2003. – М. 2004. – 72 с.
- 8 Ресурсы поверхностных вод СССР.-Л.: Гидрометеиздат, 1964.-Т.6.- Вып.2.- 490 с.
- 9 Соколовский Д.Л. Речной сток. – Л.: Гидрометеиздат, 1959. – 527 с.

**Разработка научно-методической базы для определения зон затопления от дождевых паводков в бассейне р.Днестр (на примере Жидачевского района Львовской области).**

**Гопченко Е.Д., Бояринцев Е.Л., Сербов Н.Г., Овчарук В.А.**

*На примере Жидачевского района Львовской области реализована теоретическая база для расчета характеристик максимального стока паводков и методика для определения зон возможного затопления этой территории водами р.Днестр.*

**Ключевые слова:** максимальный сток, паводки, зона затопления.

**Development of scientific - methodical base for definition of zones of flooding in Dnestr basin (on an example of Gidachiv region of the Lvov area). Gopchenko E.D., Boyarintcev E.L., Serbov N.G., Ovcharyk V.A.**

*On an example of Gidachiv region of the Lvov area the theoretical base for account of the characteristics of the maximal runoff of flood and technique for definition of zones of possible flooding of this territory by waters of Dnestr was realized.*

**Key words:** the maximal runoff, flood, zone of flooding.

## КАХОВСЬКОМУ ВОДОСХОВИЩУ - 55 РОКІВ

*Наведений огляд історії, сьогодення та перспективи існування Каховського гідровузла.*

**Ключові слова:** водосховище, Дніпро, річка, гідровузол, каскад, проблема, дослідження, берег, вода.

Річка Дніпро є третьою з найбільших річок Європи. Довжина її 2285 км, в межах України – 1121 км. Загальна площа водозбору басейну Дніпра 504 тис. км<sup>2</sup>, в межах України – 293 тис. км<sup>2</sup> (55%). Виток Дніпра знаходиться на висоті 220 м над рівнем моря. Середній багаторічний стік Дніпра в гирлі – 53,5 млрд м<sup>3</sup>, із яких 85% формується у верховій його частині, до Києва. Стік річки дуже нерівномірний. Водний режим Дніпра має чітко виражену сезонність: різко виражене весняне водопілля, літня межінь, осіннє збільшення водності річки і зимова межінь з паводками в період відлиг. Льодостав починається в грудні. Основне живлення Дніпра – снігове, а 33% від об'єму стоку – підземне. Найбільш повноводними місяцями є квітень і травень, а вересень є найменш повноводним. Природні умови в басейні Дніпра відповідають трьом природним зонам, через які протікає річка: лісовій, лісостеповій і степовій. Річку також поділяють на верхній Дніпро (до м. Києва), середній (до м. Запоріжжя) і нижній (до гирла). Всього в басейні Дніпра 32 тис. водотоків, серед яких 89 довжиною 100 км і більше. Густота річкової мережі змінюється від 0,39 км/км<sup>2</sup> в зоні лісів до 0,20 км/км<sup>2</sup> і менше на півдні [ 1 ].

В 1927 р. почалося і у 1975 р. закінчилось повне зарегулювання річкового стоку Дніпра шестю гідровузлами Дніпровського каскаду, серед яких нижньою сходинкою є Каховський гідровузол.

Будівництво Каховського гідровузла розпочалося у вересні 1950 р. у відповідності з постановою Ради Міністрів СРСР від 20.09.1950 р. «О строительстве Каховской гидроэлектростанции на Днепре, Южно-Украинского канала, Северо-Крымского канала и орошения земель южных районов Украины и северных районов Крыма» [2,3].

За Постановою необхідно було здійснити будівництво:

- зрошувальної системи на 1,5 млн га та ще обводнення 1,7 тис.га земель у південних районах України та північних районах Криму;
- гідроелектростанції на р. Дніпро в районі міста Каховки із встановленою потужністю 250 тис.кВт та виробітком електроенергії біля 1,2 млн кВт\*г в середній за водністю рік, греблі, судноплавного шлюза, водосховища ємкістю 14 млрд м<sup>3</sup> та насосної станції;
- Південно-Українського каналу пропускною здатністю 600-650 м<sup>3</sup>/с по трасі від міста Запоріжжя до Сиваша з продовженням його як Північно-Кримський канал до м. Джанкой із загальною довжиною 550 км;
- греблі з водосховищем ємкістю 6 млрд м<sup>3</sup> на р. Молочній біля м. Мелітополя;
- каналу довжиною 60 км по трасі Асканія Нова – Каховка, який з'єднував Південно – Український канал з Каховським водосховищем;
- крупних відвідних зрошувальних каналів загальною довжиною біля 300 км;
- здійснити зрошення в Херсонській, Запорізькій, Миколаївській і Дніпропетровській областях 1,2 млн га земель, в т.ч. 500 тис.га самоплином і 700 тис.га з механічною подачою, а в північних районах Криму 300 тис.га, в т.ч. 200 тис.га самоплином і 100 тис.га з механічною подачою;
- створити захисні лісові насадження в південних степових районах України та в зонах

споруджених каналів.

Ця Постанова і стала початком «сталінського плану перестройки природи».

В преамбулі Постанови наведено, що метою її є забезпечення високих і стійких врожаїв сільськогосподарських культур у південних засушливих районах України та північних районах Криму, значного збільшення в цих районах виробництва головним чином хлопку та пшениці, подальшого більш швидкого розвитку високопродуктивного тваринництва та одержання дешевої екологічно чистої гідроелектроенергії, як впровадження в життя частини Ленінського плану електрифікації країни.

Але дійсною метою створення великої водойми на півдні України було впровадження практики вирощування хлопку на безмежних українських просторах [4,5], великого розвитку хлопкової промисловості із центром у м. Херсоні, де був побудований завод по переробці хлопку, який потім довго працював на привізній сировині. Але з хлопкосіянням на півдні України не склалось із-за недостатньої сонячної радіації [ 5 ].

Сьогодні [ 6 ] є також дані, що тоді каскад розглядався і у військовому аспекті – як водний бар’єр на випадок військового конфлікту.

Будівництво Каховського гідровузла розпочалось у вересні 1950 р. Грандіозність будівництва показує 12 тис. осіб працюючих, 1100 автомобілей, 30 екскаваторів, 75 гусенечних і порталних кранів, 100 бульдозерів, 14 паровозів, 7 землесосів [ 3 ].

В 1955 р. відбувся пуск першого гідроагрегату, а в жовтні 1956 р. введено в експлуатацію останній, шостий гідроагрегат Каховської ГЕС. До цього часу повністю сформувалось Каховське водосховище (рис.1), яке забезпечує станцію водою [3,7] та побудовано місто Нова Каховка.



Рис.1 – Каховське водосховище [9]

До складу гідровузла входять [1,8,10]: будівля ГЕС довжиною 193 м, водоскидна бетонна гребля загальною довжиною 435 м, земляна гребля довжиною 3,2 км, однокамерний судноплавний шлюз 320x18 м. Клас капітальності будівлі – 1.

Максимальний статичний напір –16,5 м, мінімальний – 8,9 м, розрахунковий –15 м.

ГЕС суміщена з 12 донними водоскидами і розрахована на пропуск 4962 м<sup>3</sup>/с забезпеченістю 0,1%. Турбіни діаметром 8 м, витрата -485 м<sup>3</sup>/с, потужність – 58,5 МВт.

Водоскидна гребля має 28 отворів по 12 м кожний і розрахована для пропуску 15438 м<sup>3</sup>/с води. Питома витрата на рисбермі – 45,5 м<sup>3</sup>/с.

Правобережна земляна гребля довжиною 1206 м, дамба – хвилелом – 1100 м.

Шлюз однокамерний, система наповнення – розподільча, час наповнення або спрацювання -10 хв, об'єм скидної призми- 82,5 тис. м<sup>3</sup>.

Встановлена потужність при розрахунковому напорі 58,5х6 =351МВт. Забезпечена потужність – 102 МВт. Середньорічний виробіток енергії 1489 млн кВт\*г.

Середньобагаторічний стік – 52,2 км<sup>3</sup>. Площа водозбору – 482 000 км<sup>2</sup>.

Водосховище здійснює сезонне регулювання стоку.

Повна та корисна ємкість водосховища – 18,2 і 6,8 км<sup>3</sup>. Площа водосховища ( при НПР = 16 м) – 2155 км<sup>2</sup>, довжина – 230 км, максимальна і середня ширина 25 і 9,3 км, максимальна і середня глибина – 24 і 8,4 м.

Площа затоплення сільськогосподарських угідь – 41,2 тис.га.

Водозахисні споруди Каховського водосховища: Нікольська дамба – 3,81 км, Кам'янська дамба – 8,6 км, Знам'янська дамба – 7,2 км, Білозірська дамба – 1,64 км, дамба № 8 – 3,87 км, дамби № 2,4,5 - 0,7; 4,8; 2,8 км, споруда № 6 - 0,34 км [ 9 ].

На Каховському водосховищі розміщені водозабори великих комплексних каналів, які входять до Каховського ВГК: Дніпро – Кривий Ріг, Верхне-Рогачинський, Каховський, Північно-Кримський. Загальна витрата водозаборів тільки цих каналів досягає 900 м<sup>3</sup>/с.

Питомі капіталовкладення ( в цінах 1950 р.) [ 8 ] :

- за потужністю – 6030 руб/кВт; - за виробітком енергії – 1,48 руб/кВт\*г;
- собівартість енергії – 0,28 коп/кВт\*г.

Персонал Каховської ГЕС - 230 осіб.

Каховське водосховище після корегування планових завдань використовується для гідроенергетики, водозабезпечення, зрошення, риболовства та судноплавства. Через греблю проходить також залізниця та автодорога.

Береги водосховища високі, складені в основному із суглінка, безлісі, порізані глибокими ярами та долинами малих степових річок, які являються сьогодні Рогачинською, Новопавлівською, Чортомлинською, Каїрською, Василівською бухтами.

Водосховище поділено на три ділянки [ 11 ]. Верхня – сама широка мілководна частина водойми з глибинами 3-5 м, інколи 8 м. Це район бувших Кінських плавнів, які складають заплаву частину верхньої ділянки водосховища і мають вигляд мілководного озера. Друга частина – руслова з річковим режимом. Середня ділянка водосховища від м. Марганця до с. Малі Гирла. Його ширина 8-15 км, переважаючі глибини –10-12 м. Гідрологічний режим – перехідний від річкового до озероподібного. Нижня ділянка має ширину 5-6 км і глибини 13-25 м, біля греблі – 36 м.

Течія сильно виражена в період водопілля. Швидкість течії зменшується від вершини водосховища до греблі від 0,6-0,8 до 0,01-0,08 м/с. Вітрові течії виражені слабо. Найбільша висота хвиль від 1 до 2,5-3 м. Рівень води у водосховищі майже постійний. Вода весною прогрівається по всій території нерівномірно: у мілководній частині раніше і інтенсивніше. Коливання температури води у прибережних частинах водосховища (глибина до 0,5 м) досягає 8<sup>0</sup>С, а у відкритих частинах з глибинами до 3 м - до 4<sup>0</sup>С.

Рослинність найбільш розвинута на верхній ділянці водосховища.

Дно водосховища складають чорноземні ґрунти і тільки в місцях бувших Великих та Малих Кучугур переважають замулені піщані острови.

Промисловими видами риб у водосховищі є судак, тюлька, сазан, сом, плотва, густера, білий амур, білий і строкатий толстолоб, а в меншій кількості – голавль, язь, жерех, красноперка, чехонь, щука, берш, окунь, укля. Дуже рідко зустрічається оселедець, рибець, карась, подуст, елец, білоглазка, йорж, угорь, стерлядь [ 11 ].

При спорудженні Каховського водосховища були затоплені практично усі плавні знаменитого запорізького Великого Лугу – живописний лісовий масив, який заселений різновидними рослинами і тваринами [ 12 ]. Під воду пішли тисячі пам'ятників історії і археології, серед яких сім із восьми майже не вивчених Запорізьких Січей. Головне, що всього цього можна було уникнути, якби будівельники здійснили проект у повному об'ємі, тобто спорудили захисну дамбу для збереження від затоплення більшої частини Великого Лугу. Археологи завжди були проти спорудження Каховського водосховища, а сьогодні їх увага зосереджена на збереженні відомого пам'ятника археології «Мамай-Гори», який знаходиться біля обриву водосховища [ 13 ].

Якби гідровузол побудували дещо вище за течією [ 14 ], то можна було б зберегти близько 100 тис. га із 257 тис.га затоплених водосховищем плавнів Запорізької та Дніпропетровської областей, а також частину із 27 затоплених селищ [ 6 ].

Сьогодні уже позаду 55 років існування Каховського водосховища. За цей час було проведено тисячі наукових досліджень по всьому гідровузлу. Деякі із них наведені в [ 15-22 ]. Досвід будівництва та експлуатації Каховського гідровузла [ 23-26 ] впроваджувався в гідроенергобудівництві країни. Тільки за використання води із Каховського водосховища в держбюджет поступає 120 млн грн на рік.

Але весь цей час існували *дві протилежні точки зору* на існування Каховського гідровузла і всього Дніпровського каскаду. *Одні [ 27 ] віддавали перевагу природному, самовідтворюваному, самооновлюваному і саморегульованому стану екосистеми Дніпра, інші – реальним можливостям каскаду водосховищ з їх постійною реконструкцією, витрачанням значних фінансових ресурсів, з негативним впливом на навколишнє природне середовище.*

Щодо експлуатації Каховського водосховища і особливо каскаду ГЕС перші наголошують, що вартість виробленої і екологічно чистої електроенергії в 6-30 разів менше вартості їх утримання [ 28,29 ]. Після затоплення Каховського водосховища до проектною відмітки [ 30 ] рівень підґрунтових вод піднявся і вони затопили в цьому районі рудники і шахти. Для відкачування води прийшлося побудувати потужні насосні станції, які використовують електроенергію Каховської ГЕС. При підрахунках затрат виявилось, що вся потужність ГЕС іде тільки на забезпечення роботи цих насосів?

Після створення водосховища значно змінюється гідрологічний режим водотоку, взагалі збільшується глибина, зменшується швидкість течії, особливо влітку [14 ], погіршується якість води [ 29 ]. В цей час із-за збільшення забору води для зрошення рівень води в Каховському водосховищі різко знижується. В умовах високих літніх температур і майже повної відсутності течії води у водосховищі починає «цвісти» - відбувається масове розмноження однокліткових синьо-зелених водоростей із своїм специфічним запахом [ 4,5,14,18,19,31 ]. В акваторії Каховського водосховища максимальна температура води була зареєстрована [ 18 ] у першій та другій декадах серпня і досягала 30-32<sup>0</sup>С, а від червня до вересня змінювалась від 18 до 32<sup>0</sup>С. Дослідження цього явища показали, що причиною його є скиди у водосховище забруднювальних побутових і промислових стоків, неочищених зливових вод з територій міст, змив з ланів хімічних добрив, теплові забруднення від енергокомплексу і т.і. Тільки м. Запоріжжя щодобово до 2008 р. скидало 70 тис.м<sup>3</sup> неочищених вод у

Дніпро [ 6 ]. Об'єм забору води на території Дніпропетровської області становить 1500 млн м<sup>3</sup> на рік, із яких скид стічних вод становить 1230 млн м<sup>3</sup>. Практично половина скинутих вод – забруднені. Все це створює проблему питної води в регіоні. Так середньорічний вміст шкідливих речовин у Каховському водосховищі досяг загрозливих розмірів: фенолів біля 2 ГДК, міді – 6-11 ГДК, цинку – 7-12 ГДК ( в районі Запоріжжя і Нікополя інколи 13-25 ГДК), марганця- 3-8 ГДК (в окремих зонах 10 ГДК), кадмію – 2,5-3,5 ГДК [ 32 ]. В пробах органів і тканин риб виявляються хлороорганічні пестициди [ 18.31 ]. Показники перманганатної окиснюваності, які свідчать про наявність у воді органічної речовини, досягають влітку 32 мг О/л при нормі 10-15 мг О/л [ 18 ]. Саме у цей період у Каховському водосховищі спостерігалися явища задухи у риб.

До речі, очікуваного збільшення виловів риби при створенні каскаду водосховищ не відбулося. В перші роки відбулося збільшення вилову до 100 000 т (в 1973 р.), а потім різке зменшення до 30 000 т (в 1991 р.) [ 28 ].

У Дніпрі замість зниклих білуги, шипа, чорноморсько-азовського осетра і оселедця, лосося, річкового угря і катастрофічно зменшених стерляді, подуста, головля, язя, жереха, лінька на їх місці з'явилися лящ (біля 40 % вилову), щука, сом, карп, плотва, окунь, толстолоб, білий амур, а також мозамбікська піранія (Каховське водосховище ). Цьому сприяло знищення нерестилищ цінних промислових порід риб. Гребля стала перешкодою на їх шляху. Зникли також деякі види молюсків, ракоподібних та інших безхребетних, яким потрібна чиста вода і швидка течія [ 14 ]. За даними [ 31 ] до створення Каховського водосховища ловили 91,4 кг риби з гектара, сьогодні тільки 12,3 кг.

Крім цього знищені також місця гніздування птахів, зникли деякі види птахів, а на тій же місцевості з'явилися не властиві цьому регіону інші види [ 4 ].

Дуже великою проблемою після створення водосховищ є руйнування їх берегів. В береговій зоні Каховського водосховища розвинулись просадочні явища льосовидних Товщ на площі 200 га, зсувні явища, переформування берегів. Загальна довжина порушених зсувами берегів Каховського водосховища становить біля 30 км. Внаслідок переробки берегів Каховського водосховища втрачено 2664 га земель (вт.ч.326 га–орні) а всього втрачених земель по водосховищу – 3440 га [ 1 ]. Максимальна інтенсивність переробки берегів 15 м/рік, середня – 1,1 м/рік, максимальна ширина зони переробки-307 м, середня – 105 м. При довжині берегової лінії водосховища у 800 км, 369 км із них – зруйновані. За даними [ 31 ] швидкість розмиву берегів у перші роки існування Каховського водосховища становила 7,5 м/рік, а кожен весну з гектара ріллі у водосховище змивалося до 10 т ґрунту, а за останні 35 років у водосховища каскаду попало 337 млн м<sup>3</sup> ґрунту. Внаслідок морфометрії [ 18 ] Каховського водосховища виявилось, що воно є дуже замуленим (понад 82 % акваторії), товщина донних відкладень коливається в межах від 0,1 м до 1 м (в середньому по акваторії 0,19 м). У донних відкладеннях дуже велика кількість органічних речовин, важких металів, радіонуклідів. В донних відкладеннях водосховищ каскаду виявлені значні зони накопичення цезію-134. Спостерігається також інтенсивна міграція радіонуклідів з півночі на південь. В Каховському водосховищі накопичення радіонуклідів щорічно зростає на 10 % [ 31 ].

Із сімнадцяти максимальних питомих показників деформацій берегів каскаду водосховищ [ 1 ] сім належить Каховському водосховищу.

Усі 55 років Каховське водосховище наступає на помешкання людей та їх землю. Потрібні сотні млн грн щоб запобігти підтопленню території Херсонської області. Недосконала дренажна система та великі витрати води на зрошення призвели до підтоплення по каскаду також і сільськогосподарських угідь на площі 90 тис. га [6,28].



Сьогодні кладовища і селища, шляхи і чорноземи змиваються водами Каховського водосховища. Селища Софіївка та Любимівка ідуть під воду.

Швидко зростають з 23 до 52 % втрати води на фільтрацію при транспортуванні її до споживачів [ 28 ].

Слід відзначити також зміну клімату в районі водосховища, а також дуже великі втрати води на випаровування [ 1 ].

Складові водного балансу Каховського водосховища наведені в табл. 1.

Таблиця 1 – Характерні і середньобагаторічні складові водних балансів Каховського водосховища за 1956-2010 рр.(млн м<sup>3</sup>)

Складові балансу	Максимальна	рік	Мінімальна	рік	Середньобагаторічна	Відсотки
Об'єм на початку року	18390	1967	4270	1956		
Прибуткові складові						
Скид Дніпровської ГЕС	83842	1971	29227	1960	47228	96,40
Об'єм перекачування	606	1985	53	1957	234	0,50
Стік розрахунковий	464	1964	49	1972	200	0,52
Опади	1643	1997	178	1966	942	1,93
Приплив стічних вод	482	1978	197	1956	369	0,75
Разом	86040	1970	31020	1960	48995	100,00
Витратні складові						
Через турбіни ГЕС	61840	1970	21126	1960	39976	83,70
Через водоскид	19186	1970			1440	3,02
Через шлюз	498	1978	98	2010	293	0,61
Фільтрація	940	2003	127	1960-87	445	0,43
Зрошення	6029	1990	30	1956	3065	6,42
Водозабезпечення	746	1984	40	1956	437	0,91
Втрати на випаровування	2363	2007	1375	1980	1807	3,76
Безповоротна фільтрація	2120	1956	810	1988	887	1,86
Разом	86820	1970	24170	1960	47717	100,00

Каховська ГЕС не додержується вимог щодо мінімальних санітарних попусків води в Дніпро-Бугський лиман [ 6 ].

Усі наведені негативні наслідки спорудження та експлуатації Каховського водосховища розглядалися на круглих столах в Запоріжжі, Нікополі, Дніпропетровську та на міжнародних наукових конференціях, а також відображені в регіональних та «Національній програмі оздоровлення басейну Дніпра та покращення якості питної води». Але програма виконується незадовільно, відсутній належний державний контроль за виконанням правових актів, ігноруються вимоги законодавства [ 32 ]. В той же час все більше з'являється прихильників спуску Каховського водосховища [ 4,12-14, 27-31,33] і не тільки. Більшість вимагає необхідності державної експертизи стану Каховського водосховища [32] та впровадження басейнового управління водними ресурсами Дніпра [ 6 ], комплексного підходу до вирішення його реальних проблем, підкреслюючи, що прислів'я «моя хата з краю – нічого не знаю» - давно уже не актуальне [ 4 ].

Противниками вирішення актуальних проблем є чиновники, рибогосподарники та представники ПР ООН [ 31 ].

Прихильники каскадного використання водних ресурсів Дніпра наводять позитив [ 4,5,31,34,35 ]:

- щорічний прибуток від гідроенергетики каскаду ГЕС – 250 млн дол США;
- за усі роки роботи ГЕС каскаду економія біля 225 млн т донецького вугілля;
- загальна економія від експлуатації ГЕС каскаду більше капіталовкладень в будівництво водосховищ у 2,7 рази;
- середньорічний виробіток енергії на Каховській ГЕС – 1489 млн кВт\*г;
- виробіток дешевої екологічно чистої енергії з початку експлуатації Каховської ГЕС – 2 055 883 МВт\*г;
- гідроенергетика на каскаді за пріоритетом займає тільки друге місце;
- Каховська ГЕС оперативно покриває ранкові і вечірні піки навантаження в енергосистемі;
- за використання води із Каховського водосховища від підприємств поступає до держбюджету 120 млн грн на рік;
- водою із Каховського водосховища забезпечуються споживачі АРК, Миколаїва, Кривого Рогу, Кіровограду і прилеглих районів;
- водою із водосховища забезпечуються об'єкти теплової і атомної енергетики;
- водою із Каховського водосховища зрошуються землі Херсонської, Запорізької, півдня Донецької, Миколаївської та Кіровоградської областей на площі в десятки разів більшій ніж до створення водосховищ і одержують стабільні врожаї;
- зрошення водою із водосховищ каскаду – на першому місці за пріоритетом;
- на третьому місці за пріоритетом є високопродуктивне рибне господарство на мілководдях водосховищ: вилови риби збільшилися із 194 до 215,5 тис.ц.;
- побудований каскад забезпечив судноплавну глибину 365 см від Прип'яті до дельти Дніпра, що дозволяє використовувати судна вантажопідйомністю 5000 т, а водний транспорт за пріоритетом на четвертому місці;
- управляємий процес регулювання стоку на протязі року, який практично вирішує проблеми затоплення весняними паводками;
- Каховське водосховище, як і інші водосховища каскаду, виконує функцію очисних споруд;
- збільшення абсолютної і відносної вологості повітря на узбережжі Каховського водосховища пом'якшує вплив суховіїв: відносна вологість повітря збільшувалась на 11,17 %, температура повітря зменшувалась на 2-3<sup>0</sup>, а біля урізу води не зафіксовано ні одного суховію [ 35 ];
- слід додати також не врахований при спорудженні водосховища прибуток інших галузей господарства при використанні водних ресурсів Дніпра або енергії ГЕС.

*Перспектива реальна та нереальна:*

- для управління водними ресурсами Дніпра створення басейнового громадського парламенту з належними повноваженнями [ 6,28 ];
- доцільне і ефективне часткове повертання р.Дніпро у природний стан [ 6,28 ];
- комплексна експертиза і економіко-екологічна оцінка експлуатації водосховищ каскаду [ 28,32 ];
- об'єднання зусиль громадськості, науки, спеціалістів галузі управління водними ресурсами та влади на виконання «Національної програми екологічного оздоровлення басейну Дніпра та поліпшення якості води» [ 28,32,36 ];

- посилення державного контролю за раціональним водоспоживанням та водовідведенням в басейні Дніпра, а також за виконанням своїх правових актів [ 32 ];
- не розмовляти за «круглими столами», а брати відповідальність на себе [ 28 ];
- сконцентрувати та цілеспрямовано направити усі можливі фінансові ресурси на вирішення проблем Дніпра [ 28 ];
- розвиток водно-транспортного шляху через будівництво других ниток судноплавних шлюзів та збільшення судноплавних глибин до 565 см [ 5 ];
- розробка проекту спуску Каховського водосховища [4,12-14,28,29,31,33];
- реалізація ідеї очистки водосховища від донних відкладень [ 30 ];
- віддамбувати та осушити експериментальну ділянку акваторії Каховського водосховища для дослідження процесів, які будуть відбуватися із висушеним мулом та його складовими [ 28 ];
- широке впровадження крапельного зрошення на півдні України, безводних технологій, зворотного та повторного водопостачання в промисловості може радикально змінити роль Каховського водосховища, як джерела водопостачання, його параметри та режим експлуатації [ 28 ];
- можливість моральної амортизації усієї гідроелектростанції до закінчення терміну повної фізичної амортизації, який для таких споруд досягає 100-125 років [ 37 ];
- обвалування мілководь на Каховському водосховищі поверне до сільськогосподарського використання затоплені землі для вирощування кормових рослин: дикого рису, канаресчника, бекманії і т.і.[ 38 ];
- реконструкція та перехід Каховського гідровузла на експлуатацію в режимі ГЕС-ГАЕС;
- за рахунок трансформації паводку на Кременчуцькому водосховищі зменшилися максимальні скидні витрати на Каховській ГЕС, що дозволяє підняти рівень нормального підпертого горизонту Каховського гідровузла до значень форсованого рівня. Щоб недопустити переплескування води через греблю при хвильових явищах передбачається установка по її довжині спеціальних захисних козирьків. Заміна гідротурбін на більш удосконалені дозволить збільшити потужність та виробіток електроенергії на ГЕС [ 39 ];
- можливість збільшення встановленої потужності Каховської ГЕС до 550 МВт при підвищенні НПР до 16,8 м і до 620 МВт при НПР = 17,2 м, дозволить додатково виробити 0,75 млрд кВт\*г електроенергії на рік, захистити обвалуванням відповідно 57 і 68 тис.га землі [ 40,41 ];
- проводиться реабілітація Каховської ГЕС за кредити і транші Світового та Європейського банків інвестиційного та реконструкції і розвитку, яка на першому етапі дозволила підвищити потужність і продовжити термін експлуатації обладнання (за цей час замінили 16 повітряних вимикачів на елегазові, ліквідована компресорна, замінили 5 робочих коліс гідротурбін і 6 трансформаторів напруги, встановлено новий регулятор швидкості, замінили 7 із 17 роз'єднувачів основної системи шин, замінили силовий блочний трансформатор, встановлені допоміжні трансформатори струму, введена в експлуатацію система станційного управління «Централог», завершена реконструкція щита постійного струму, замінюються затвори водоскидної греблі, щитової стінки, сміттєзатримуючі решітки, побудований новий адміністративно-побутовий корпус і проведена реконструкція автодорожного покриття) [ 34 ];
- утілюється в життя план по спорудженню Каховської ГЕС-2 на правому

березі Дніпра з потужністю 250-300 МВт, ТЕО і технічний проект якої уже готується до широкого обговорення [ 34 ].

*Сьогодні у відповідності з актом перевірки Каховська ГЕС працює в проектних режимах і загрози для населення не викликає [ 34 ].*

*Постійна увага з боку громадськості та влади до цього об'єкту приведе до порозуміння між прихильниками різних точок зору на існування Каховської ГЕС і водосховища!*

### Список літератури

1. *Обухов С.В.* Економіко-екологічні оцінки проектів великих українських водосховищ : Монографія.- Одеса: ТОВ «ІНВАЦ», 2008.- 100 с.
2. *О строительстве* Каховской гидроэлектростанции на реке Днепре, Южно-Украинского канала, Северо-Крымского канала и об орошении земель южных районов Украины и северных районов Крыма [Електронний ресурс]: Великие стройки Сталинской эпохи.- Режим доступа: <http://www.USSR-forever.ru/str/6-34.html>.
3. *18 октября* в истории. Пущена в строй Каховская ГЭС [Електронний ресурс]- Режим доступа: <http://ubr.ua/history/1018/2383>.
4. *Нагляя Т.А.* Каховское водохранилище : сливать или не сливать / «Визит-Венал», вып. 39, 6.08.2009.
5. *Бакиев Е.А.* Реабилитация днепровских водохранилищ [Електронний ресурс]: Экология. Еженедельник. №33(521), 20-26.08.2010. – Режим доступа: <http://2000.net.ua/2000/aspekty/ekologia/68382>.
6. *Аверченко Д.А.* Каховскому водохранилищу и Днепру нужен Бассейновый парламент. Начнем с общественного [ Електронний ресурс ]- Режим доступа: <http://www.zerkalo-nedeli.com/ie/show/611/54265/>.
7. *Алексенко Л.А.* Оазис на Олешковских песках [Електронний ресурс]: Газета «Коммунист» . – Режим доступа : <http://www.komunist.com.ua/article/18/12514.html>.
8. *Гидроэлектростанции* Советского Союза / Справочник.- М.: Гидропроект. Ч.1. 1978. – 351 с.
9. *Дніпровське* басейнове управління водних ресурсів.- К.: Держкомітет України по водному господарству, 2004. – 10 с.
10. *Лухтанов Ф.В.* Чернявский М.М. Каховская гидроэлектростанция.- М.: Госэнергоиздат, 1959.- 69 с.
11. *Каховское* водохранилище. [ Електронний ресурс ] : Известные водоемы. Литература и статьи.- Режим доступа: [http://my-fisging.org.ru>...kakhovskoe\\_vodokhranilishhe...727](http://my-fisging.org.ru>...kakhovskoe_vodokhranilishhe...727).
12. *Стрижевская Е.А.* Каховское водохранилище – самое слабое звено в цепи Украинских водохранилищ [Електронний ресурс] – Режим доступа: <http://про.vo.uz/news/2008-03-26-115>.
13. *Археологи* предлагают уничтожить Каховское водохранилище [Електронний ресурс] - Режим доступа: <http://glavred.info/archive/2009/09/10/192735-11.html>.
14. *Роман Е.А.* Каховское водохранилище – это тоже Днепр [Електронний ресурс]- Режим доступа: <http://www.xepcon.info/news/view/13253>.
15. *Ефременко В.С.* Исследования отсасывающей трубы Каховской ГЭС//Гидротехническое строительство.-1963.-№3.- С. 18-23.
16. *Носова О.Н.,*Егорова Л.Г. О причинах аномальных отклонений в показаниях пьезометров земляной плотины Каховской ГЭС // Изв. ВНИИГ им. Б.Е.Веденева.- 1978.-Т.93.- С. 129-135.
17. *В.В.Аристовский,* Р.Т. Слободян. Устойчивость берегов Каховского водохранилища.-К.: Изд –во АН УССР, 1962.- 211 с.
18. *Федоненко О.В.,* Єсіпова Н.Б., Шарамок Т.С., Маренков О.М. Гідроекологічний стан Каховського водосховища [Електронний ресурс]- Режим доступа: <http://sites.znu.edu.ua/bioindication/issues/15-2/Fedonen.pd...>
19. *Оксюк О.П.,* Давидов О.А., Карпезо Ю.Г.// Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету ім. В. Гнатюка . Серія : Біологія. Спеціальний випуск: Гідроекологія.- 2010.- №2 (43).- С. 377-379.
20. *Цайтц Е.С.,* Томильцева А.И., Соляник Д.М. Экономические показатели строительства и эксплуатации защитных дамб на Каховском водохранилище // Мелиорация и водное хозяйство. – К.: Урожай.- 1974. – Вып. 29. – С. 128-134.
21. *Булат В.Г.* Исследования стока Днепра и элементов режима Каховского водохранилища Применительно к расчетам его водного баланса.- Автореф. Дис....канд. геогр. наук / Украинский ин-т инженеров водного хозяйства.-Ровно, 1975. – 25 с.
22. *Моделирование* и системный анализ отдельных составляющих экологической системы Каховского

- водохранилища на основе самоорганизации / Л.А.Сиренко, А.И.Денисова, А.Г. Ивахненко и др.// Гидробиол. журн. -1984.- №3.- С. 77-88.
23. *Бяллович Ю.П.* Опытные посадки волноломных насаждений на Каховском водохранилище в 1957-1958 гг.//Труды совещания по динамике берегов морей и водохранилищ. – Одесса, Т.1.- 1959.- С. 28-36.
  24. *Булах В..Л.* Опыт прогнозирования береговых процессов Каховского водохранилища // Гидротехническое строительство,1958.- № 3. – С. 30-32.
  25. *Линкарь Н.И.* Опыт эксплуатации гидротехнических сооружений Каховской ГЭС // Гидротехническое строительство.-1963.- № 3.- С. 19-21.
  26. *Опыт эксплуатации Каховской ГЭС// Экспресс информация. Ремонт оборудования энергосистем. СЦНТИ ОРГРЭС, 1973.- 27 с.*
  27. *Днепра как реки уже нет. Есть каскад отстойников [Электронный ресурс]- Режим доступа: <http://portmone.name>portmone/2008/nomer-ot-2.09.08/>.*
  28. *Шанар А.А.* Днепр сегодня: только стонет, но уже не ревет. О целесообразности разработки проекта спуска водохранилищ и возврата экосистемы главной водной артерии Украины в природное состояние [Электронный ресурс]- Режим доступа: <http://www.lesovod.org.ua/node/10436>.
  29. *В Украине* положительные последствия от демонтажа водохранилищ преобладают над негативными в 5 раз [Электронный ресурс]: РБК – Украина, 03.07.2011.- Режим доступа: <http://www.rbc.ua/rus/newline/show/v-ukraine-polozhitelnye-posledstviya-ot...-03072011162500>.
  30. *Экология.* Водохранилища реки Днепр [Электронный ресурс]-Режим доступа: <http://www.godmol.ru>ekologija/132-vodohranilichha>.
  31. *Alex-abakimov.* О спуске днепровских водохранилищ: начнут с Каховского ? [Электронный ресурс]- Режим доступа : <http://poisk.livejournal.com/>.
  32. *Необходима* государственная экспертиза состояния Каховского водохранилища [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://www.cityukraine.info/index.php?citynews=37671>.
  33. *Воду из Каховского водохранилища необходимо спустить.* 24.03.2008. [ Электронный ресурс]- Режим доступа: <http://www.mobus.com>zaporozhye/69168html>.
  34. *Назаренко Т.А.* Директор Каховской ГЭС Сергей Бородаенко : «Собираемся строить вторую ГЭС [Электронный ресурс]: Украинская техническая газета, 23.09.2011.- Режим доступа : <http://entg.net/ru/artikle/3391>.
  35. *Расторгуев В.И.,* Роголина И.М. Учет изменений местного климата в районе водохранилища и нижнего бьефа ГЭС // Гидротехническое строительство, 1987.- № 10.- С. 16-17.
  36. *Національна програма екологічного оздоровлення басейну Дніпра та поліпшення якості води. Затв. постановою Верховної Ради України від 27 лютого 1997 р. № 123/ВК.: ППК «Укрводприрода»; Галузевий центр науково-технічної інформації і фонд стандартів Мінекобезпеки України. - 1997. – 92 с.*
  37. *Гидроэлектрические* станции / Под ред. Ф.Ф Губина .- М.: Энергия, 1972. – 504 с.
  38. *Шапиро Л.Н.,* Шарапов В.А., Прохорова Т.З. Влияние гидроэнергетики на земельные ресурсы // Гидротехническое строительство.- 1987. - № 10.- С. 10-13.
  39. *Экономика* гидротехнического и водохозяйственного строительства / Под ред. Д.С. Щавелева.- М.: Стройиздат, 1986. – 423 с.
  40. *Васильев Ю.С.,* Хрисанов Н.И. Инженерная защита водохранилищ гидроэнергоузлов от затоплений и подтоплений // Гидротехническое строительство.-1987. - № 10. - С. 21-23.
  41. *Васильев Ю.С.* Хрисанов Н.И., Марчук С.А.Системный подход при оценке влияния водохранилищ на природную среду // Методические и системные вопросы проблемы охраны окружающей среды. -М.: ВИНТИ, 1987. – 26 с.

**Каховскому водохранилищу - 55 лет . Обухов Е.В.**

*Приведен обзор истории, современности и перспективы существования Каховского гидроузла.*

**Ключевые слова:** водохранилище, Днепр, река, гидроузел, каскад, проблема, исследования, берег, вода.

**Kakhovsky reservoir – 55 years . Obukhov E.V.**

*It is provided an overview of the history, modernity and perspectives of the existence of kakhovskogo waterworks..*

**Keywords:** water reservoir. Dnieper. river. waterworks. cascade. problems. research. beach. water.

УДК 556.166

**Алексеев В.Р., д.г.н.,**

*Сибирское отделение института географии РАН, Иркутск, Россия*

**Бояринцев Е.Л., к.г.н., Гопченко Е.Д., д.г.н., Кирилюк Р.В.**

*Одесский государственный экологический университет, Украина*

## **ВЛИЯНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ДИНАМИКУ РАЗМЕРОВ АНМАНГЫНДИНСКОЙ НАЛЕДИ**

*Проанализированы многолетние колебания объёма Анмангындинской наледи в период её максимального развития. Исследовано влияние гидрометеорологических факторов на интенсивность наледных процессов.*

**Ключевые слова:** *Анмангындинская наледь, многолетняя мерзлота, гидрометеорологические факторы, тренд.*

**Введение.** Одной из наиболее ярких гидрологических особенностей водного режима рек континентальной части крайнего Северо – Востока России связано с наледными явлениями. Наледи представляют собой массивы льда, формирующиеся путём намораживания подземных, поверхностных и атмосферных вод на поверхности земли или льда. С гидрологической точки зрения, наибольшее значение имеют наледи подземных и речных вод, формирующихся в результате особого режима этих вод. Результаты многочисленных исследований, проведённые в различных регионах планеты, показали, что в последнее время в связи с глобальным потеплением, происходит интенсивная деградация многолетних льдов (ледников в различных горных регионах, арктических и антарктических льдов, покровных ледников). В отношении таких объектов, как наледи, исследования затруднены, поскольку наблюдения носят в основном эпизодический характер. В этом плане Анмангындинская наледь является исключением, поскольку измерения объёма в период максимального развития проводились здесь практически без перерыва на протяжении тридцати лет.

Расположена она в центральной части Магаданской области, в верхнем течении р. Колымы, в бассейне р. Анмангында (на современных картах Аннанмандя), которая является правым притоком р. Детрин, впадающей в р.Колыму. Длина наледи в период максимального развития достигает 7 км, средняя мощность около 1,8 м (при максимальной мощности до восьми метров). Климат суровый, резко континентальный. Средняя многолетняя годовая температура воздуха по данным метеостанции Усть – Омчуг, составляет около минус 11 °С, среднее количество осадков – около 300мм. Среднемноголетняя температура самого холодного месяца, января, ниже минус 36 °С, минимальная опускается до -60 °С. Следствием суровости климата является повсеместное распространение многолетнемерзлых пород, мощность которых по исследованиям Калабина [3] составляет от 150 – 200 метров под днищами долин до 500 – 600 метров - под горными сооружениями.

**Объект исследования.** Наблюдения за режимом наледи организованы Колымским УГКС в 1962 году, для чего была создана специальная гидрографическая партия, которая просуществовала до 1977 г. В дальнейшем наблюдения производились с небольшими перерывами силами сотрудников гидрометстанции Усть – Омчуг (до 1992 года), причём определялся только максимальный объём наледи.

Программа включала гидрологические наблюдения в створе р.Анмангында – 159 км. Гидрометрический створ расположен в 500 м ниже наледной поляны, водосборная площадь составляет 376 км<sup>2</sup>. В начале наледной поляны, в 500 м ниже

впадения руч. Слопцевого на абсолютной отметке около 740 м, находятся источники, питающие наледь. Они приурочены к району резкого уменьшения уклона русла и связанному с этим сменой гранулометрии ложа долины. Наличие источников обусловлено разгрузкой надмерзлотного талика, расположенного под руслами р. Анмангынды и руч. Слопцевого. Поверхность водосбора выше источников (площадь 205 км<sup>2</sup>) полностью сложена каменными осыпями, редкостойный лиственничный лес тянется только узкой полосой вдоль основного русла. В продолжительные бездождные периоды объём талика постоянно восполняется, поскольку питание водотоков в такие периоды обеспечивается за счёт криогенного перераспределения стока между сезонами. Летом источники разгружаются в русло субаквально и проявляются выше уреза воды только в позднесенний период, после устойчивого перехода к отрицательным среднесуточным температурам воздуха (конец сентября – первая декада октября), прекращения склонового притока и перехода водотока на подземное питание.

На рис. 1 приведён многолетний ход объёмов наледи в период её максимального развития.

**Целью работы** является выявление основных климатических показателей, определяющих формирование размеров наледного тела.

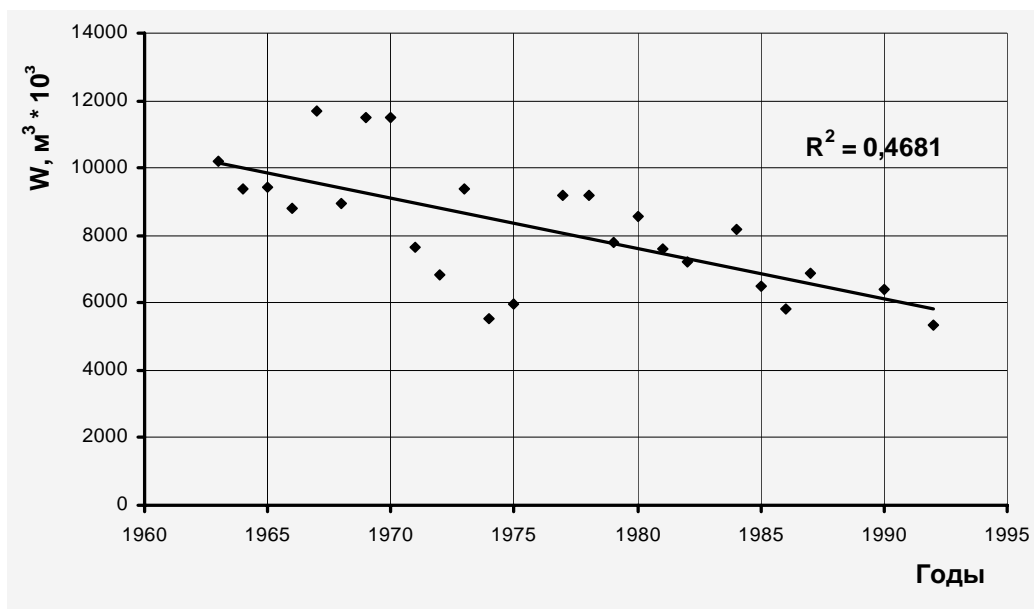


Рис. 1 - Многолетний ход максимальных объёмов Анмангындинской наледи (1962 – 1992 гг.)

Наибольший объём наледного тела достигал  $11680 \cdot 10^3 \text{ м}^3$  в 1967 году, наименьший -  $5330 \cdot 10^3 \text{ м}^3$  - в 1974 и 1992 гг. Таким образом, за тридцатилетний период максимальный за год объём наледи сократился вдвое.

**Материалы и основные результаты исследований.** Как отмечает Б.Л.Соколов [7], всё многообразие природных факторов наледообразования целесообразно разделить на две основные группы – внутренние и внешние. Первая группа факторов отражает характер подстилающей поверхности и определяет гидродинамическую обстановку наледообразования. Для наледей подземных вод это главным образом геолого – тектонические и мерзлотно – гидрологические условия. Для каждой наледи факторы подстилающей поверхности сравнительно устойчивы на протяжении длительного времени. Поэтому изменение от года к году размеров наледных тел



определяется в основном многолетними колебаниями элементов гидрометеорологической обстановки.

Многолетняя изменчивость основных климатических характеристик – среднегодовой температуры воздуха и годового количества осадков, исследована по данным наблюдений на ближайшей метеостанции в пос. Усть – Омчуг, расположенной в двадцати километрах от наледи.

За пятидесятилетний период (с 1956 по 2006 гг.) среднегодовая температура воздуха возросла на  $1,8^{\circ}\text{C}$  (от  $-11,4$  до  $-9,7^{\circ}\text{C}$ ), а среднегодовое количество осадков – почти на 100 мм (от 270 мм до 365 мм).

В процессе дальнейшего анализа были исследованы многолетние ряды среднемесячных значений температуры воздуха и количества осадков в отдельности за каждый месяц внутри года, что позволило установить сезоны с наибольшими климатическими изменениями.

Расчёты выполнялись соответствии с рекомендациями [6]. Значимость линейных уравнений регрессии рассматриваемых гидрометеорологических характеристик во времени  $Y = f(t)$ , где  $t$  - время, сводится к оценке значимости коэффициентов корреляции  $R$ . При этом оценивается коэффициент корреляции  $R$  этих зависимостей по отношению к случайной средней квадратической ошибке  $\sigma_R$ , т.е.  $R/\sigma_R$ .

В качестве нулевой принималась гипотеза отсутствия статистически значимых трендов в ходе многолетних колебаний гидрометеорологических характеристик. Альтернативная гипотеза заключается в наличии статистически значимого тренда исследуемых величин и, следовательно, в нестационарности и неоднородности рассматриваемых гидрометеорологических величин во времени.

Средняя квадратическая ошибка коэффициента корреляции линейного тренда определялась по формуле:  $\sigma_R = (1 - R)^2 / \sqrt{(n - 1)}$ .

Установлено, что изменения климатических показателей внутри года происходят неодинаково. Наибольшее повышение среднемесячной температуры воздуха за период наблюдений отмечается в октябре (от  $-12,3^{\circ}\text{C}$  до  $-8,5^{\circ}\text{C}$ ) и в ноябре (от  $-28,5^{\circ}\text{C}$ , до  $-24,5^{\circ}\text{C}$ ), а также в марте (на  $3,8^{\circ}\text{C}$ ), в апреле и мае - на  $2^{\circ}\text{C}$ . В остальные месяцы направленных многолетних значимых изменений не отмечено.

Значимый положительный тренд в рядах месячных сумм осадков отмечен в марте, июне, августе, октябре и в ноябре.

Результаты статистического анализа приведены в табл.1.

Анмангындинская наледь формируется за счёт выклинивания аллювиальных вод у верхней границы образования в виде незамерзающих источников с постоянно уменьшающимся к весне дебитом. По данным Букаева [2] и Лебедева [4,5], дебит источников сокращается с  $1,2 \text{ м}^3/\text{с}$  в начале октября, когда полностью прекращается склоновый приток и сток обеспечивается только за счёт разгрузки подрусловых таликов, до  $0,4-0,6 \text{ м}^3/\text{с}$  в январе и до  $0,2-0,3 \text{ м}^3/\text{с}$  - к концу зимы. В этот период в пределах наледной поляны консервируется объём воды, соответствующий разнице объёмов источников и стока, зафиксированного в гидрометрическом створе Анмангында – 159 км, расположенном ниже наледной поляны. По данным многолетних наблюдений, сток здесь прекращается в начале декабря, и с этого момента весь дебит источников расходуется на формирование наледного тела. Поскольку наибольший дебит источников приходится на осенне-зимний период, можно предполагать, что колебания метеорологических факторов оказывают существенное влияние на интенсивность нарастания объёма наледи. Иными словами, чем сильнее будет выхолаживание наледной поляны осенью и ранней зимой, тем интенсивнее будет нарастание льда и меньше воды уйдёт транзитом за её пределы.

Основными факторами терморегуляции подстилающей поверхности в осенне – зимний период являются температура воздуха и снежный покров.

Таблица 1 - Уравнения линейных трендов температур воздуха и осадков за период с 1956 по 2006 гг. (по данным гидрометстанции Усть – Омчуг)

№	Величина	Уравнение тренда	$R^2$	R	$\sigma_R$	$2\sigma_R$
<b>ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА, t °C</b>						
1	Среднегодовая	0,0389t-87.561	0.2703	0.5199	0.1280	0.256
2	Октябрь	0,0631t -135,46	0,1100	0,3321	0,1549	0,3098
3	Ноябрь	0,0952t-209,94	0,1573	0,3966	0,1467	0,2921
4	Март	0,0803t - 181,71	0,1987	0,445758	0,114471	0,228943
5	Апрель	0,0593t - 127,87	0,1301	0,360694	0,124271	0,248543
6	Май	0,0373t - 71,354	0,0938	0,306268	0,135254	0,270507
<b>ОСАДКИ, X, мм</b>						
1	За год	1,7336X- 3118	0,1501	0,387427	0,145755	0,291511
2	Октябрь	0,0688X- 146,84	0,1154	0,339706	0,148819	0,307978
3	Ноябрь	0,0911X - 207,21	0,1451	0,380921	0,153989	0,297638
4	Сумма за октябрь и ноябрь	0,7007X-1345	0,2285	0,478017	0,13231	0,26462
5	Март	0,1519X - 293,45	0,1363	0,369188	0,123386	0,24677
<b>СТОК р. АНМАНГЫНДА- 159 км, Q., м<sup>3</sup>/с.</b>						
1	Средний расход за ноябрь	0,0114Q-22,037	0,1421	0,377	0,147127	0,2943
<b>МАКСИМАЛЬНЫЙ ОБЪЁМ ТЕЛА НАЛЕДИ, W м<sup>3</sup></b>						
1	Максимальный объём тела наледи	-0,3526W +715,9	0,4681	0,684178	0,10638	0,21276

Небольшой слой снега способствует интенсивному выхолаживанию наледной поляны, мощный снежный покров, наоборот, является теплоизолятором, препятствующим быстрому промерзанию, и способствует транзиту воды источников за пределы наледного поля. Роль снега, как теплоизолятора, подробно рассмотрена в работе [1]. В то же время между среднемесячной температурой воздуха и количеством осадков существует достаточно тесная прямая корреляционная связь, поэтому использование в качестве предиктора одной из этих величин, косвенно учитывает и другую.

На рис.2 приведена зависимость среднего за ноябрь расхода воды р.Амнамгында – 159 км от суммы твёрдых осадков в октябре и ноябре. В среднем расход изменяется от 0,2 м<sup>3</sup>/с при отсутствии осадков, до 0,7 м<sup>3</sup>/с - при сумме осадков более 80 мм.

Следовательно, чем больше сумма осадков в октябре и ноябре, тем большее количество воды уйдёт за пределы наледной поляны, и, соответственно, меньшим будет объём тела наледи в период его максимального развития. Действительно, объём наледи весной 1969 года составлял 11680·10<sup>3</sup> м<sup>3</sup>, при этом сумма осадков за октябрь и ноябрь предшествующего года была рекордно низкой – всего 2,1 мм. Весной 1973 года максимальный объём наледного тела достиг всего 5540·10<sup>3</sup> м<sup>3</sup>, в то же время осенью

предшествующего года зафиксировано максимальное количество осадков (более 80 мм).

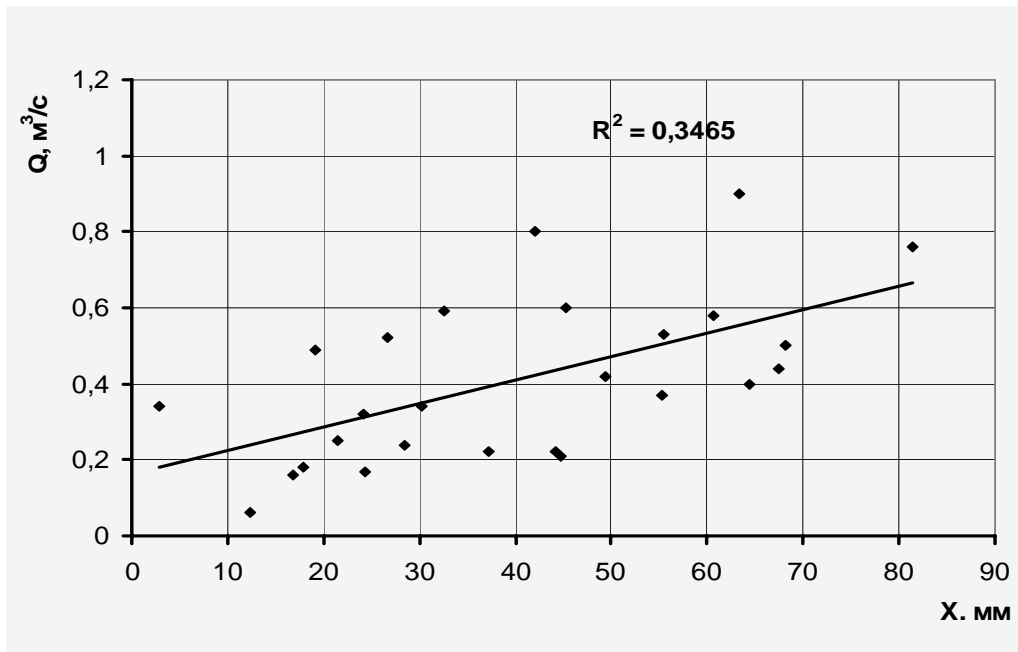


Рис. 2 - Зависимость среднего за ноябрь расхода воды р. Анмангында – 159 км от суммы твёрдых осадков в октябре и ноябре

На рис.3 показана зависимость объёма наледи в период её максимального развития, от суммы осадков в октябре и ноябре предшествующего года.

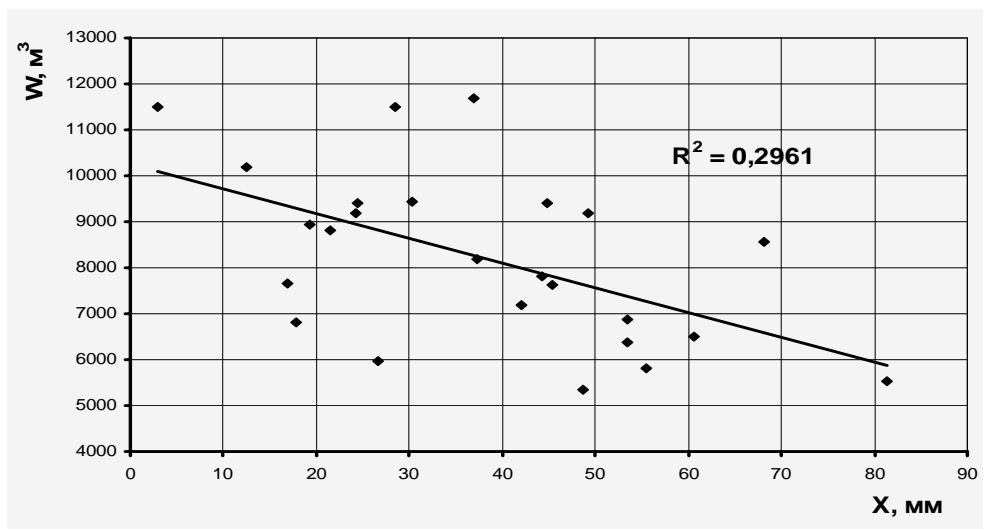


Рис. 3 - Зависимость объёма Анмангындинской от суммы осадков в октябре и ноябре предшествующего года

Наличие такой зависимости позволяет предположить, что многолетние направленные изменения метеорологических характеристик естественным образом отразятся на интенсивности процесса наледообразования.

Промежуток времени с 1961 по 1992 гг., когда осуществлялись наблюдения за наледью, совпал с периодом наиболее интенсивного изменения режима среднемесячных температур и сумм осадков в октябре и ноябре (рис.4).

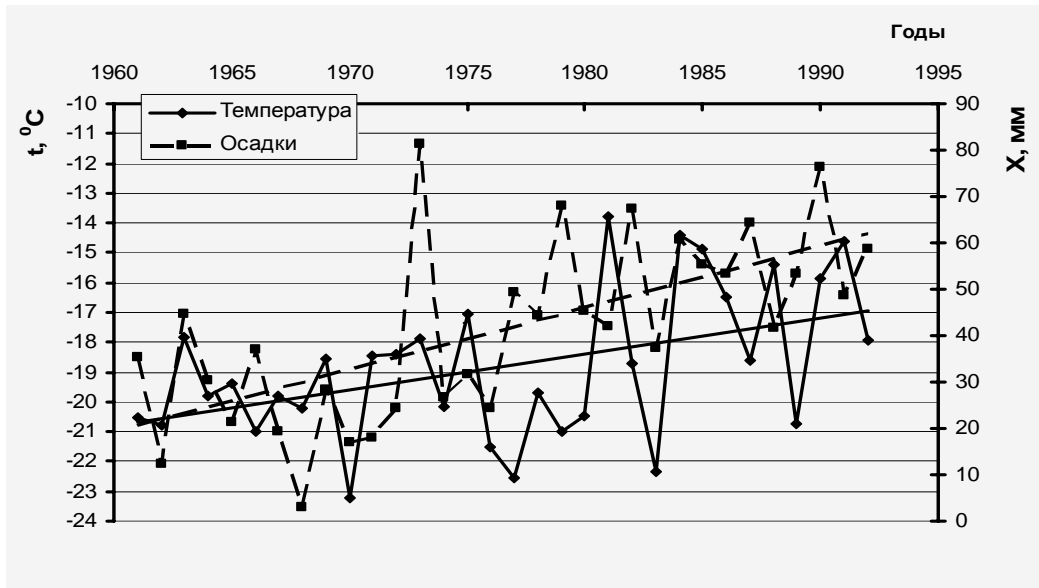


Рис.4 - Изменение средней за октябрь и ноябрь температуры воздуха и суммы осадков 1961 – 1992 гг.

В среднем за это время температура повысилась на  $3,8^{\circ}\text{C}$  (от  $-20,8^{\circ}\text{C}$  до  $-17^{\circ}\text{C}$ ) а количество осадков – на 40 мм (с 20 до 62 мм), что привело к направленному возрастанию оттока воды за пределы наледного поля в ноябре от  $0,2$  до  $0,7\text{ м}^3/\text{с}$ .

Для рядов среднемесячной температуры и суммы осадков за октябрь и ноябрь значения удвоенной средней квадратической погрешности коэффициента корреляции меньше самого коэффициента корреляции. Таким образом, линейные тренды в ходе многолетних колебаний этих величин значимо отличаются от нуля. Такое же соотношение выдерживается и для многолетнего ряда средних за ноябрь расходов воды (рис. 5).

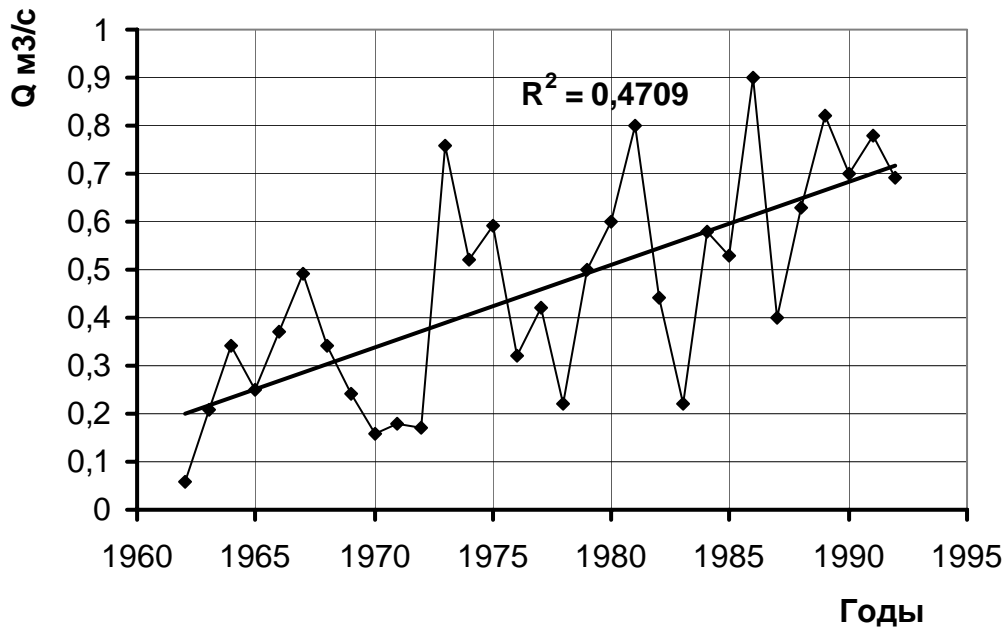


Рис. 5 - Многолетний ход средних за ноябрь расходов воды р. Анмангында – 159 км

**Выводы.** В рядах многолетних величин температур воздуха и осадков установлены статистически значимые линейные тренды. Направленные изменения в рядах годовых величин температуры в основном обусловлены наличием трендов в рядах среднемесячных значений за октябрь, ноябрь и март, а в рядах годовых величин осадков – трендами в рядах среднемесячных значений за октябрь и ноябрь.

Установленное изменение климатических характеристик определяет интенсивность нарастания наледного тела в осеннее – зимний период и приводит к деградации наледи. В качестве основного показателя изменений климата для дальнейших исследований рекомендуется использовать величины изменений температур воздуха и осадков за октябрь и ноябрь по данным наблюдений гидрометстанции Усть – Омчуг.

### Список литературы

- 1.Алексеев В.Р. Наледи Сибири и Дальнего Востока. – В кн.: Сибирский географический сборник. - №8. – Новосибирск. – Наука. – 1974. - С. 5-69.
- 2.Букаев Н.А. Основные закономерности режима гигантских наледей в верховьях р.Колымы (на примере Анмангындинской наледи). - «Колыма». - 1966,- № 4. - С. 9-21.
- 3.Калабин А.И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо – Востока СССР.- Магадан. – 1960. - Труды ВНИИ – 1. - Т. 18. - Вып. 20. - 470 с.
- 4.Лебедев В.М. Стационарные наблюдения за наледью в бассейне р.Анмангынды. – Сб. работ Магаданской ГМО. – 1969. -Вып. 2. - С. 122- 138.
- 5.Лебедев В.М., Ипатьева А.И. Анмангындинская наледь, её режим и роль в водном балансе речного бассейна. - Труды ДВНИГМИ. – 1980. -Вып. 84,- С.86-93.
- 6.Методические рекомендации по оценке однородности гидрологических характеристик и определению их расчетных значений по неоднородным данным– Санкт Петербург.: ГГИ.- 2010. – 161 с.
- 7.Соколов Б.Л. О влиянии гидрометеорологических факторов на формирование наледей подземных вод. – Труды ГГИ. - Вып. 257. - Вопросы гидрологии БАМ. - Л.: Гидрометеоздат. – 1980.- С. 74 – 90.

#### **Багаторічна динаміка розмірів Анмангіндинської наледі в умовах змін клімату.**

**Алексєєв В.Р., Бояринцев Є.Л., Гопченко Є.Д.**

*Досліджені багаторічні коливання об'єму Анмангіндинського полою в період його максимального розвитку. Досліджена багаторічна мінливість гідрометеорологічних чинників, що визначають інтенсивність процесів полоїв.*

**Ключові слова:** Анмангіндинський полой, багаторічна мерзлота, гідрометеорологічні фактори, тренд.

#### **Long-term dynamics of Anmangindinsky ice mound sizes in the conditions of climate changes.**

**Alekseev V.R., Bojarincev E.L., Gopchenko E.D.**

*Long-term vibrations of Anmangindinsky ice mound sizes in the period of its maximal development are explored. Long-term changeability of hydrometeorological factors determining intensity of ice mound processes is explored.*

**Keywords:** Anmangindinsky ice mound, permafrost, hydrometeorological factors, trend.

## ЗМІНИ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ НА РІВНИННИХ РІЧКАХ УКРАЇНИ

*Розглянуті тенденції часових змін гідрометеорологічних характеристик періоду формування весняного водопілля в басейнах рівнинних річок України в сучасних кліматичних умовах.*

**Ключові слова:** кліматичні зміни, зниження водності річок, весняне водопілля

**Вступ.** Важлива роль у формуванні стоку річок, як результату складного комплексу взаємодіючих фізико-географічних факторів, належить клімату. Ще на початку розвитку гідрології як науки А.І.Воєйков (1884), Є.В.Оппоков (1913) домінуючу роль у формуванні стоку річок віддавали саме кліматичним факторам, базуючись на тому, що атмосферні опади і випаровування залежать лише від клімату, а таким чином і стік води буде визначатися переважно кліматичними умовами. Такої ж думки дотримувалися Е.М.Ольдекоп (1911) та Д.І.Кочерін (1932).

За рекомендаціями Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО), для характеристики особливостей кліматичних умов територій до сьогодні використовуються стандартні кліматичні норми – осереднені метеорологічні величини за період 1961-1990 рр. [1-3]. При цьому відмінності в середньобаторічних значеннях, отриманих за період 1961-1990 рр. і весь період спостережень, незначні і складають для температур повітря – 0.1- 0.5 °С, а для опадів – 1-5 мм [1]. Однак, як відмічено в [2], період часового осереднення в межах стандартної кліматичної норми часто не відповідає всьому періоду стокових спостережень на річках.

**Постановка задачі.** Аналізуючи віковий хід глобальної, і відповідно до неї регіональної, температури повітря на території України, виділяють [1,3] три періоди його часових змін: перший (початок ХХ-го сторіччя - 40-ві роки цього ж сторіччя; 1881-1940 рр.) – період первинного глобального потепління, який характеризувався значним зростанням температури повітря; другий (початок 50-х – кінець 70-х років ХХ-го сторіччя; 1951-1980 рр.) – період стабілізації глобальної температури, коли температури повітря були близькими до таких у попередньому періоді; третій (з кінця 70-х років ХХ сторіччя по теперішній час) – період з новим інтенсивним підвищенням глобальної температури повітря з різкими позитивними аномаліями в останні десятиріччя (при більш інтенсивному потеплінні в зимові місяці). Наприкінці ХХ-го – початку ХХІ сторіччя підвищення температурного фону відмічається в усі пори року, за винятком окремих місяців [3].

Характерною рисою атмосферної циркуляції сучасного (третього) періоду глобального потепління стало зростання меридіональної (південної або західної групи) і послаблення зональної циркуляції, при загальному зменшенні швидкості переміщення циклонів. При цьому спостерігається зміння погодних умов особливо холодного періоду, коли зими потеплішали, а опади помітно перетворилися у мокрий сніг і дощ при зміні й їх кількісних величинах. Зміни циркуляції атмосфери у цей період проявляються і у літній сезон, визиваючи мінливість погоди з прохолодою і дощами [1,4].

В роботі досліджено тенденцією до сучасних змін клімату та їх вплив на характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейнах річок рівнинної території України.

**Результати досліджень.** Відповідно до змін атмосферної циркуляції і глобального потепління клімату, за даними багаторічних досліджень, результати яких

узагальнені в сучасній монографії «Клімат України» [1], встановлено, що за віковий період спостережень відмічається підвищення середньорічної температури повітря: на Поліссі та у Лісостепу на 0.7-0.9 °С, у степовій зоні – на 0.2-0.3°С. Найбільш відчутним воно стає у зимовий (до 1.5 °С у Поліссі і Лісостепу і 0.7 °С –у степовій зоні) і весняний (за рахунок березня) – в цілому до 0.8°С, сезони, тобто перші місяці року. Для січня таке підвищення температури повітря досягає 2.0 °С на 100 років [1,2,4]. За період 1991-2000 рр. потепління на території нашої країни спостерігається в усі місяці року [1].

В роботі М.І. Кульбиди, М.Б.Барабаш та ін. [3], при аналізі температурного фону всіх місяців року і середньорічної температури повітря в Україні встановлено, що за віковий період часу ХХ сторіччя спостерігалось підвищення середньорічної температури повітря: в зоні мішаних лісів і лісостеповій на 0.8-1.1 °С, в степовій – на 0.3-0.5 °С, в середньому по території – на 0.8 °С. Найбільші позитивні аномалії також було відмічено у зимові і весняні місяці. Восени потепління незначне, а температура повітря грудня зазвичай буває нижчою за норму.

Дослідження В.Ф.Мартазінової і Т.А.Свердлик (2001) свідчать, що зміни великомасштабної атмосферної циркуляції повітря у ХХ ст. призвели до потепління регіонального клімату в Україні при підвищенні температури повітря, особливо у зимові місяці – до 2 °С.

На основі кількох методів аналізу багаторічної мінливості середньорічних температур повітря або їх відхилення від середньобагаторічних значень по даних 81 метеостанції на території України В.В.Гребенем [5] обрані репрезентативні часові періоди гідрометеорологічних спостережень в межах – до 1989 р. та 1989-2008 рр. Автором [4] встановлено, що в період сучасних кліматичних змін (1989-2008 рр.) в середньому за рік спостерігається підвищення температури повітря на 0.8 °С.

В роботі Н.С.Лободи і С.В.Мельника [6] при аналізі багатолітньої змінності кліматичних характеристик – температури повітря і опадів, на території басейнів річок Подільської височини, встановлено, що за більш ніж 100-річний розрахунковий період середньорічна температура повітря зросла на 0.8 °С, а за період після воєнних часів 1945-2006 рр. – на 0.5 °С. Підвищення зимових температур повітря сприяють підвищенню середньорічних температур. Температури повітря літнього сезону за розглядуваний період (1945-2006 рр.) практично не змінилися.

В цій статті оцінена багаторічна зміна характеристик зимово-весняного сезону у зв'язку з загальною тенденцією підвищення глобальної і регіональної температур повітря в останні роки [7,8]. За даними п'яти метеорологічних станцій, розташованих в різних частинах рівнинної території України, були побудовані хронологічні графіки (у вигляді трирічних ковзних) середньомісячних температур повітря за лютий (рис.1) та березень (рис.2) за багаторічний період спостережень (1907-2010 рр.). Графіки підтверджують наявність позитивної тенденції до підвищення середніх за місяць температур повітря як у лютому, так і у березні.

При зимовому підвищенні температур повітря змінюються й інші метеорологічні та агрометеорологічні фактори утворення весняного стоку річок. Так, глибина промерзання ґрунтів є одним з показників інфільтраційної спроможності ґрунтів під час формування і розвитку весняного водопілля на рівнинних річках України. Глибина промерзання ґрунтів визначається складним комплексом взаємодіючих чинників - температурою повітря, і як наслідок температурою ґрунту та товщиною снігового покриву на ньому, а також залежить від типу й вологості ґрунтового покриву, його теплофізичних властивостей, характеру рельєфу, виду рослинності.



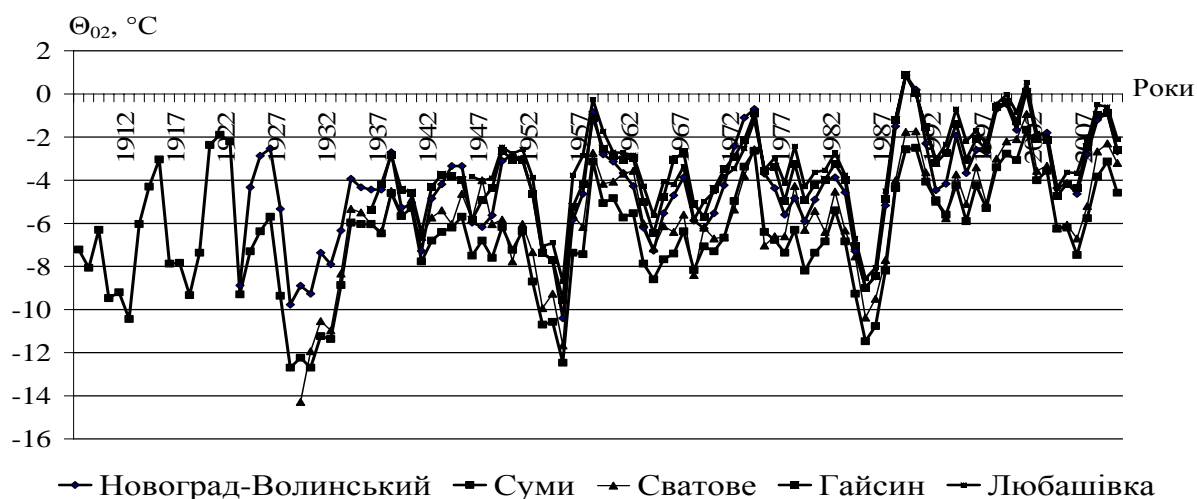


Рис. 1 – Багаторічний хід (трирічні ковзні) середньомісячних температур повітря за лютий на рівнинній території України.

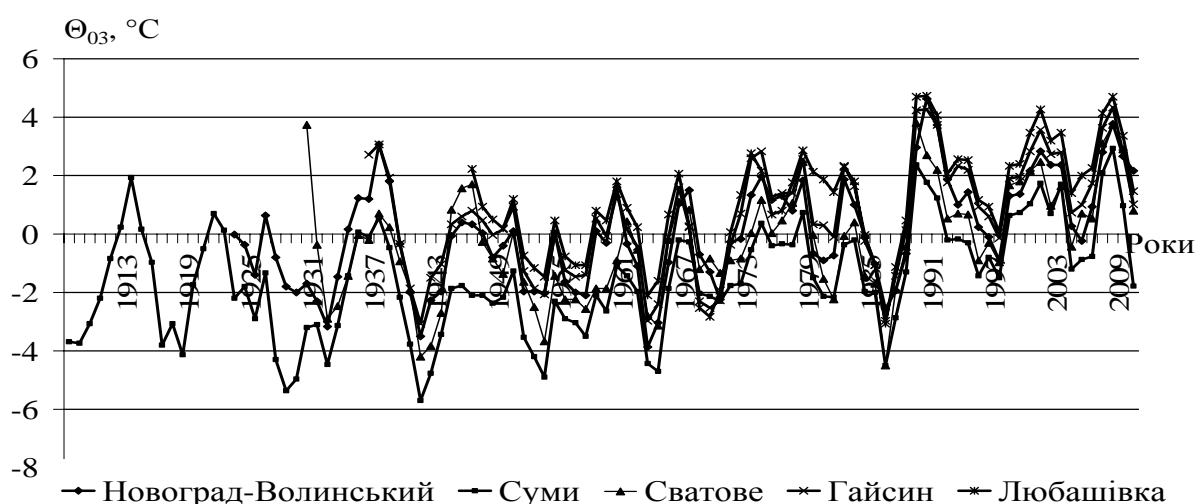


Рис.2 – Багаторічний хід (трирічні ковзні) середньомісячних температур повітря за березень на рівнинній території України.

Отримані за даними багаторічних спостережень (1958-2010 рр.) стаціонарної мережі в різних частинах рівнинної території України (рис.3) хронологічні графіки максимальних перед весною глибин промерзання ґрунтів (у вигляді трирічних ковзних і різницевих інтегральних кривих), свідчать про наявність тенденції до їх зменшення (з 80-х років минулого сторіччя) особливо у період з 2000 р. до теперішнього часу.

Атмосферні опади є головною частиною прихідної частини водного балансу річкових водозборів. Для періоду весняного водопілля, розрахунків і прогнозів його характеристик, враховуються опади холодного сезону у вигляді максимальних запасів води в сніговому покриві, які накопичилися на кінець зими, і весняні опади періоду сніготанення і виснаження запасів снігових вод на спаді весняного водопілля.

Ці весняні дощі є додатним джерелом надходження води на поверхню річкових басейнів. В окремі, дощові весни, кількість опадів може бути суттєвою і досягати 50% (і навіть більше) від запасів води в сніговому покриві. Тому їх слід враховувати при дослідженні формування весняного стоку та при розробці методик прогнозу характеристик весняного водопілля.

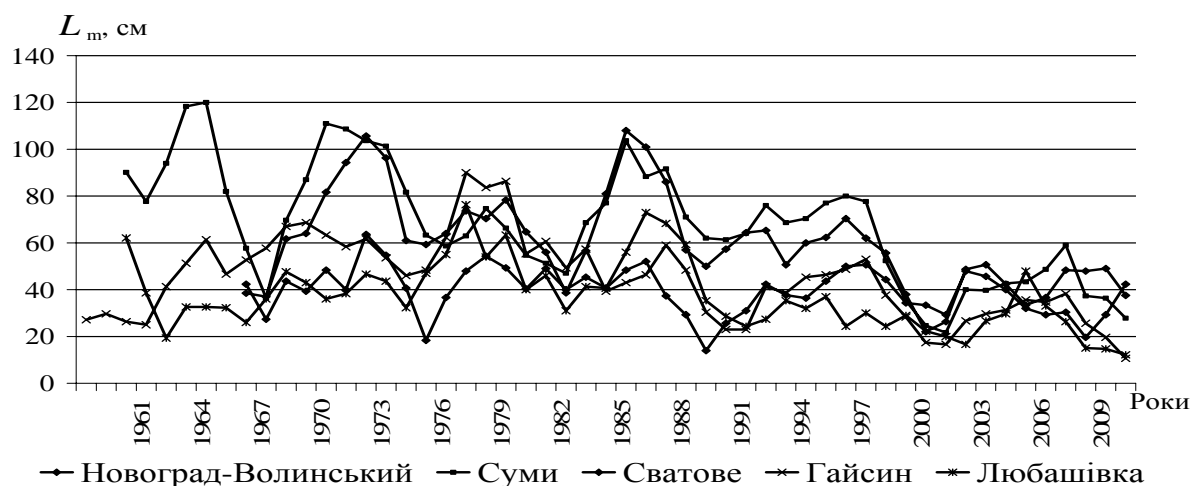


Рис.3 – Багаторічний хід (трирічні ковзні) максимальних глибин промерзання ґрунтів на рівнинній території України.

Аналіз матеріалів і досліджень [1-4 та ін.] за режимом вологості на рівнинній території України свідчать про те, що як температура повітря, так і кількість атмосферних опадів в період глобального потепління клімату, не залишається без змін.

За даними наукового видання [1], за сторічний період (1900-2000 рр.) зміна кількості опадів на території країни була нерівномірною – в деяких регіонах відмічалася підвищення річної кількості опадів на 7-10% (тобто більш, ніж на 40 мм) відносно кліматичної норми, на іншій території вона була близькою до норми або менше її. Така ж нерівномірність спостерігається і по сезонах року.

За даними низки робіт у викладенні [2], також вказується на наявність тенденції до збільшення атмосферних опадів на більшій території країни. Навпаки, для районів північного Полісся, а також Білорусі відмічено зменшення річної сумарної величини опадів, тобто відбувається просторовий перерозподіл вологості у сучасний період потепління.

У роботі [3] було виконане дослідження змін режиму річної суми опадів за різні періоди осереднення, відповідно змінам в температурному режимі – за більш ніж сторічний період XX століття (1901-2007 рр.) – за період 1950-2000, і найбільш інтенсивного потепління - 1980-2007 рр.

Авторами [3] вказано на несуттєві зміни у режимі зволоження різних регіонів країни за віковий період (кількості опадів у % від стандартної кліматичної норми ВМО): за опосередкованими за 11-річчя сумарними річними кількостями опадів, коливання останніх в різні періоди багатолітнього ряду складають в різних зонах України не більш 5-15%, але ж на Правобережному Поліссі, починаючи з 1946 р., кількість опадів зросла на 25%. Для третього періоду максимального інтенсивного потепління (з 80-х років по теперішній час) майже для всієї території України спостерігається зменшення кількості опадів (але не більше 10%), однак, останньому п'ятиріччю притаманне збільшення опадів. При цьому відмічено значну часову і просторову мінливість опадів, з можливими різкими аномаліями як для окремих місяців, так і для різних місяців і років. Взагалі авторами [3] зроблено висновок, що режим зволоження близький до стандартної кліматичної норми.

Висновок про несуттєві зміни річних опадів підтверджується й в роботі [5], але спостерігається деякий їх перерозподіл – зростання в усі сезони року (крім зимового), при більших кількостях – у перехідні періоди року (навесні і восени). Авторами [6], для басейнів річок Подолії встановлена тенденція до зростання річних опадів за період

1945-2006 рр. (в середньому на 50-100 мм), що з 1996 р. обумовлено зростанням весняних опадів березня.

Зв'язок між глобальною і регіональною температурами повітря і річною кількістю опадів в Україні має нелінійний і доволі складний характер, що обмежує можливість довгострокового прогнозування тенденцій в змінах клімату у майбутньому [3].

Сніговий покрив та інтенсивність сніготанення є визначальними у формуванні стоку весняного водопілля майже на всіх рівнинних річках України. Розподіл снігу на водозборах впливають фактори підстильної поверхні - такі, як висота над рівнем моря, форми рельєфу, крутизна та експозиція схилів, залісеність та ін.

Товщина снігового покриву в різних зонах сильно коливається. Різна в Україні й тривалість снігового покриву. В середньому по території поява першого снігового покриву припадає на кінець жовтня-початок листопада (наприклад, 1991, 1992 рр.) чи у першу-другу декади грудня (як у 1990, 1996 рр.) [1]. Стійкий сніговий покрив утворюється майже через місяць після першої його появи. Середні строки утворення стійкого покриву змінюються у широтному напрямку – з північного сходу (з першої декади грудня) на південь (до початку третьої декади цього місяця).

В середньому стійкий сніговий покрив утримується від 110 днів на північному сході, до 70-80 днів - в середній частині та до 30-35 днів – на півдні степової зони, що пов'язано зі зміною теплового та радіаційного режимів. За даними [1] по території рівнинної України спостерігається широтна змінність середньобогаторічної кількості днів зі сніговим покривом (рис.4), що дає підставу для їх картування як й інших метеорологічних характеристик.

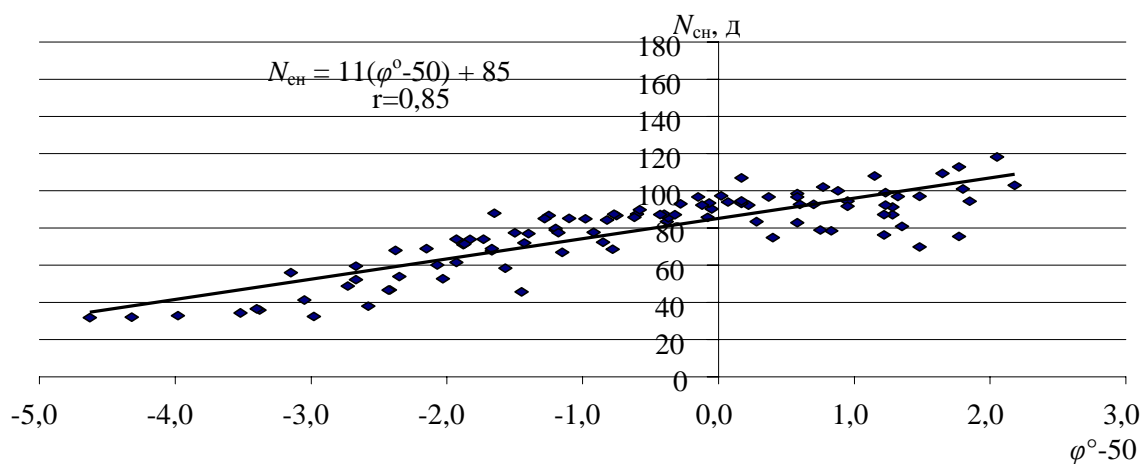


Рис.4 – Залежність середньобогаторічної (1961-1990 рр.) кількості днів зі сніговим покривом ( $N_{сн}$ ) від географічної широти пунктів снігозйомок на рівнинній території України.

Запаси води у сніговому покриві, що накопичуються на кінець зимового періоду, в основному визначають майбутній об'єм весняного водопілля і є головною складовою в прогнозних методиках майбутніх величин шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля [8,9].

Середній з максимальних снігозапасів відмічається наприкінці лютого і становить: в північно-східних районах – 50-60 мм, в центральних – 30-40 мм, в південних – 20-30 мм. Найменші значення максимумів снігозапасів на рівнинній території країни коливаються від 3 мм (Причорноморська низовина) до 15 мм (північний Степ), а найбільші досягають 180 мм (північний схід та Донецька височина)

[1]. Дати настання максимумів запасів снігу спостерігаються на рівнинній території країни у лютому-березні.

В роботі за часовими рядами даних (1945-2010 рр.) про максимальні снігозапаси на рівнинній території України побудовані хронологічні графіки з трирічним згладжуванням (рис.5). Встановлено, що при глобальному підвищенні температури повітря, яке особливо відчутне в зимові місяці [1,3], максимальні запаси води в сніговому покриві на більшій частині країни мають незначну тенденцію до їх зменшення у період, починаючи з 90-х років минулого сторіччя до теперішнього часу.

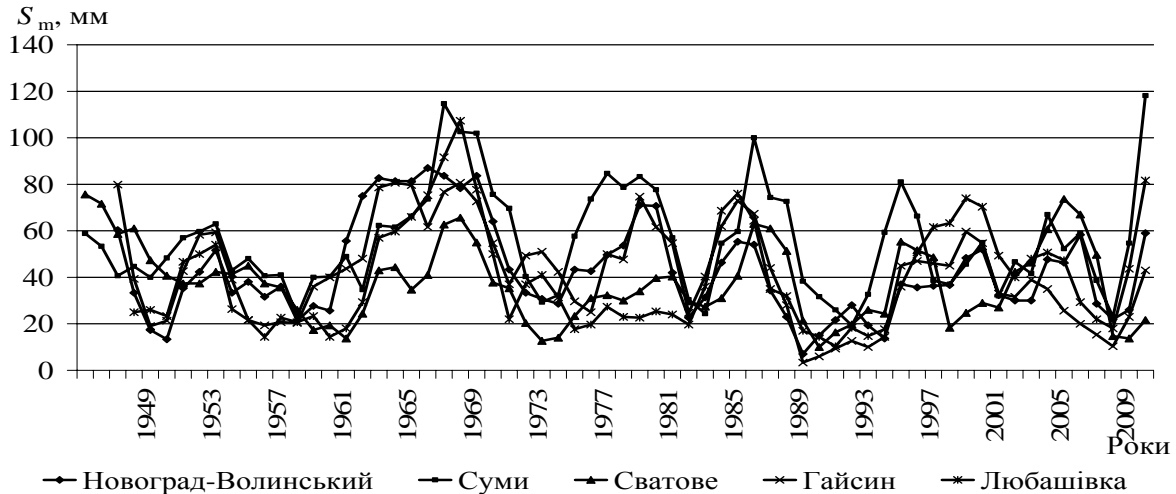


Рис.5 – Багаторічний хід (трирічні ковзні) максимальних запасів води в сніговому покриві на рівнинній території України.

Що стосується дат настання максимальних снігозапасів, то хронологічні криві (трирічні ковзні) свідчать про те, що вони мають сталу тенденцію до більш ранніх дат лише у період останнього п'ятиріччя. Хронологічний хід загального числа днів зі сніговим покривом за окремі зими багаторічного періоду (1891-2000 рр.), за даними [1], виявляє тенденцію до їх зменшення.

Дослідження часових рядів дощових опадів періоду танення снігу  $X_1$  та періоду спаду весняного водопілля  $X_2$  показали тенденцію до їх несуттєвого зменшення (в основному з 80-х років минулого століття).

З початком весняного сніготанення на річках починається весняне водопілля, що є найбільш багатоводною фазою в їх водному режимі. Строки початку водопілля в середньому за багаторічний період спостерігаються раніше на річках степової зони (20 лютого – 1 березня) та зміщуються до більш пізніх дат при просуванні на північ та північний схід (до 10-20 березня).

Несталі погодні умови зимово-весняного сезону останніх десятиріч призводять до значної варіації строків початку весняних водопілля у різних частинах території – від дуже ранніх (січень – лютий, наприклад, 1974, 1977, 1995, 1997, 2000, 2002 рр.) до більш пізніх (березень – квітень, як у 1980, 1987, 1996, 2003, 2006 рр.).

В пізні весни при дружньому сніготаненні формуються найбільш високі і нетривалі водопілля з найбільшими максимумами на річках. Крім того, високий (за об'ємом і максимальними витратами води) весняний стік формується в роки з холодними зимами при значному і стабільному снігонакопиченні, малій водопоглинальній спроможності ґрунтів, інтенсивному сніготаненні в умовах швидкого наростання тепла, іноді, підсиленого рідкими опадами, які випадають на сніг, що тоне. Найбільш виражені і багатоводні водопілля найчастіше спостерігаються на річках північних і північно-східних районів країни (басейни Десни, Сіверського Дінця та ін.).

Характерним явищем останніх років (особливо в північно-західних, західних і південних областях України – басейни Прип'яті, Південного Бугу, Нижнього Подніпров'я) є наявність зимових відлиг, що призводять до формування зимових паводків, а весною – двох і більше хвиль водопілля, при зменшенні об'єму і максимальних витрат води. Прикладом є 1971, 1981, 1998, 2001 рр. Крім того, в більш теплі роки, наступного після зимової відлиги снігонакопичення і, як наслідок, весняної хвилі водопілля може й не спостерігатися, як це було у 1975, 1989, 1990, 2002 рр.

При нормальному розвитку весняних процесів середня у багаторічному періоді дата проходження максимальних витрат води водопілля відноситься до 20 березня майже для всієї центральної України – з північно-західних до південно-східних районів, зміщуючись на північний схід до більш пізніх строків (1-10 квітня), а на крайній південь до більш ранніх (10 березня). Найбільш ранні максимуми були у лютому 1955, 1957, 1974, 1990, 1995, 2002 рр., а пізні (друга половина квітня – початок травня) – у 1963, 1982, 1987, 1991, 1996, 2006, 2010 рр.

Для аналізу часової мінливості характеристик водопілля на рівнинних річках України побудовані відповідні хронологічні графіки (у вигляді трирічних ковзних та інтегральних різницевоїх кривих) [7-9].

Хронологічні графіки дат початку весняного водопілля (по 2010 р.) в різних частинах рівнинної території України вказують на деяку тенденцію до зміщення цих дат до більш ранніх строків. Цей висновок підтверджується й в роботі В.В.Гребеня [5], яким вставлено, що в останні два десятиліття (1989-2008 рр.) початок весняних водопілля на рівнинних річках спостерігається в середньому на два тижні раніше. Крім того, має місце тенденція до зміщення дат проходження максимумів до більш ранніх строків весняного сезону [5].

Не залишаються без змін й стокові характеристики весняного водопілля на рівнинних річках України. Відмічені в останні десятиріччя глобальні зміни атмосферної циркуляції північної півкулі, які призвели до коливання кількості опадів, підвищення зимових температур повітря і зменшення снігоутворення на території країни, певним чином впливають й на циклічність коливань та зміни річкового стоку за сучасних кліматичних умов, що відзначено авторами [2,4-9].

В роботі В.І. Вишневецького і О.О. Косовця [2] відзначається, що в останні десятиріччя у зв'язку з кліматичними змінами спостерігається деяке підвищення меженного стоку, а для періоду весняного водопілля відмічено зменшення максимальних витрат води.

Дослідження В.В.Гребеня [5] показали, що на рівнинній території України зменшення весняних максимумів водопілля за останні два десятиріччя становлять в середньому 57%, змінюючись від 43-48% на заході і південному заході до 62-69% - на півдні і південному сході.

На основі здійснених в роботі часових узагальнень багаторічних рядів гідрологічних спостережень на рівнинних річках України побудовані (по даних чотирьох водозборів річок, розташованих в різних частинах досліджуваної території і з найбільш тривалими гідрологічними рядами) хронологічні графіки при трирічному ковзному осередненні – як для шарів весняного стоку (рис.6), так і для максимальних витрат води водопілля (рис.7).

Як видно, майже у сторічний період, має місце тенденція до зменшення стокових характеристик весняного водопілля на річках при найбільш інтенсивному їх зниженні з початку вісімдесятих років минулого сторіччя, що відмічено й у роботах авторів [7-9].

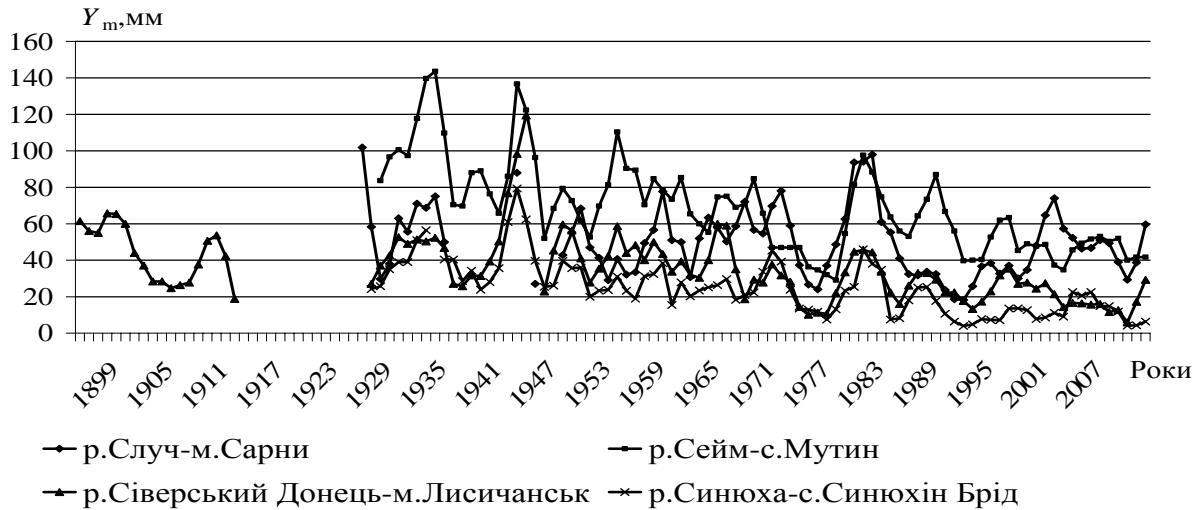


Рис.6 – Хронологічний хід (трирічні ковзні) шарів стоку весняного водопілля на деяких рівнинних річках України.

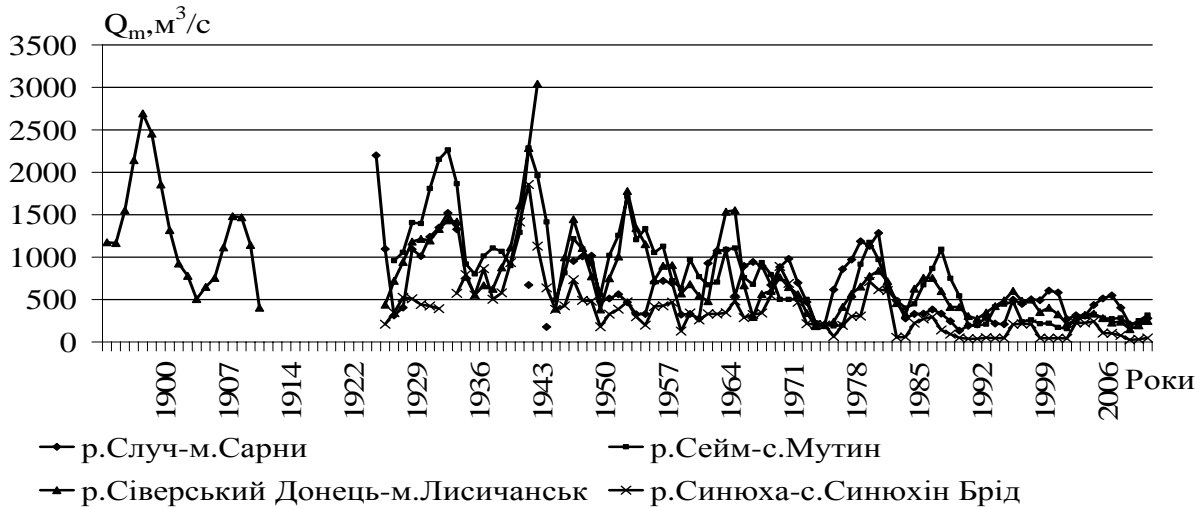


Рис.7 – Хронологічний хід (трирічні ковзні) максимальних витрат води весняного водопілля на деяких рівнинних річках України.

Отримані тенденції в змінах гідрометеорологічних характеристик для досліджуваних водозборів річок були оцінені на значимість трендів при встановленні їх коефіцієнтів кореляції – за виконання умови  $r > 2\sigma_r$ , де  $\sigma_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{n-1}}$  - середня

квадратична похибка розрахунку коефіцієнта кореляції,  $n$  - кількість років спостережень [10]. В межах рівнинної території України для всіх розглянутих гідрометеорологічних характеристик зимово-весняного сезону (за виключенням максимальних снігозапасів) спостерігаються значимі від'ємні (крім температур повітря) тренди багаторічних часових рядів спостережень (табл. 1). Для максимальних снігозапасів значимі коефіцієнти кореляції мають місце лише на річках півдня України.

**Практичне впровадження результатів.** Аналіз багаторічних змін гідрометеорологічних факторів і стокових величин весняного водопілля в басейнах рівнинних річок України в сучасних кліматичних умовах показав, що їх необхідно враховувати в методиках гідрологічних розрахунків і прогнозів.

Таблиця 1 – Оцінки значимості лінійних трендів в багаторічному ході гідрометеорологічних характеристик у період весняного водопілля в басейнах річок рівнинної території України

Характеристика	$n$ , років	$r$	$2\sigma_r$	$r/2\sigma_r$	Висновок
Середньомісячні температури повітря за лютий, $\theta_{02}$ °С	83	0,42	0,18	2,33	тренд значимий
Середньомісячні температури повітря за березень, $\theta_{03}$ °С	83	0,48	0,16	3,0	тренд значимий
Максимальні глибини промерзання ґрунтів, $L_m$ , см	49	0,46	0,23	2,0	тренд значимий
Максимальні запаси води в сніговому покриві $S_m$ , мм	64	0,15	0,26	0,58	тренд <b>не значимий</b>
Опади періоду танення снігу $X_1$ , мм	36	0,18	0,16	1,12	тренд значимий
Опади періоду спаду водопілля $X_2$ , мм	36	0,17	0,16	1,06	тренд значимий
Дати настання максимальних запасів води в сніговому покриві, $D_{S_m}$	64	0,24	0,22	1,09	тренд значимий
Дати початку весняного водопілля, $D_{НП}$	76	0,36	0,10	3,6	тренд значимий
Шари стоку водопілля $Y_m$ , мм	81	0,54	0,16	3,75	тренд значимий
Максимальні витрати води водопілля $Q_m$ , м <sup>3</sup> /с	81	0,64	0,14	4,57	тренд значимий

Зокрема, в методі територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальні витрати води водопілля [8,9], де в якості базових виступають середньобагаторічні величини шарів стоку та максимальні витрати води весняного водопілля пропонується, при поки-що обмеженості друкованих даних по гідрологічних спостереженнях на річках, введення поправочних коефіцієнтів на зменшення стокових характеристик за останнє десятиріччя (2001-2010 рр.) до їх середньобагаторічних величин, отриманих в методиці прогнозів за період до 2000 р.

В подальшому уточнення середньобагаторічних значень характеристик весняного водопілля необхідно здійснювати кожне десятиріччя, оскільки у наступні роки напрямок відмічених тенденцій може змінитися.

**Висновки.** Встановлено, що в умовах сучасних глобальних і регіональних змін клімату спостерігається наявність позитивної за багаторічний період тенденції до підвищення середньомісячних температур повітря у зимово-весняні місяці; наявний спадний тренд з 80-90-х років минулого сторіччя для максимальних глибин промерзання ґрунтів, зміщення до більш ранніх дат настання максимальних снігозапасів і, як наслідок, дат розвитку весняних процесів. Регресія часових рядів максимальних запасів води в сніговому покриві і весняних опадів є менш вираженою.

За таких тенденцій часових змін комплексу гідрометеорологічних факторів спостерігається направленість до зменшення шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля, що необхідно враховувати при проведенні гідрологічних розрахунків і прогнозів.

Однак, висновки відносно наявного тренду зниження стоку весняного водопілля в останні роки не є остаточними і повинні уточнюватися по мірі отримання нових даних спостережень, оскільки періоди різної водності річок можуть складати полувіковий і більший періоди, і у наступні роки тенденція може змінити свій напрямок.

### Список літератури

1. Клімат України / За ред. В.М.Ліпінського, В.А.Дячука, В.М.Бабіченко. – Київ: Вид-во Раєвського, 2003. - 343 с.
2. Вишневський В.І. Косовець О.О. Гідрологічні характеристики річок України – К.: Ніка-Центр, 2003. – 324 с.
3. 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.
4. Вишневський В.І. Зміни клімату і річкового стоку на території України і Білорусі // Наук.праці УкрНДГМІ, 2001. – Вип.249. – С.89-105.
5. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз) – К. : Ніка-Центр, 2010. – 316 с.
6. Лобода Н.С., Мельник С.В. Многолетняя изменчивость климата и водного режима рек Подолии //Український гідрометеорологічний журнал. – 2009. - №5. – С.184-191.
7. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакирзанова 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.
8. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакирзанова Ж.Р. Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р.Прип'ять: Монографія – Одеса : Екологія, 2011. – 336 с.
9. Шакирзанова 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.
10. *Методические рекомендации по оценке однородности гидрологических характеристик и определению их расчетных значений по неоднородным данным.* – Санкт Петербург.: ГГИ, 2010. – 161 с.

**Изменения гидрометеорологических характеристик весеннего половодья на равнинных реках Украины.** Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Шакирзанова Ж.Р.

*Рассмотрены тенденции временных изменений гидрометеорологических характеристик периода формирования весеннего половодья в бассейнах равнинных рек Украины в современных климатических условиях.*

**Ключевые слова:** климатические изменения, снижение водности рек, весеннее половодье

**Changes of hydrometeorological descriptions of spring flood on the flat rivers of Ukraine.**

Gopchenko E.D., Ovcharuk V.A., Shakirzanova Zh.R.

*The tendencies of temporal changes of hydrometeorological descriptions of period of forming of spring flood are considered in the basin of the flat rivers of Ukraine in modern climatic terms.*

**Keywords:** climatic changes, decline of water content of the rivers, spring flood.



## ОСОБЛИВОСТІ ГІДРОХІМІЧНОГО РЕЖИМУ РІЧКИ БАРАБОЙ

*У статті представлені результати вивчення гідрохімічного режиму річки Барабой за багаторічний період, проаналізована динаміка окремих гідрохімічних показників.*

**Ключові слова:** гідрохімічний режим, гідроекологічний стан.

**Вступ.** Річка Барабой належить до групи малих річок міжріччя Дністер-Південний Буг і відіграє вагомий роль у задоволенні різноманітних водогосподарських потреб низки населених пунктів Роздільнянського, Біляївського та Овідіопольського районів Одеської області. Останнім часом загальна гідроекологічна ситуація в басейні р. Барабой та якість її вод, особливо у нижній ділянці, відчутно погіршується. Слабка гідролого-гідрохімічна вивченість сучасного режиму р. Барабой ускладнює оцінку сучасного гідроекологічного стану річки. Тому виникає необхідність у дослідженні гідрохімічного режиму р. Барабой.

**Аналіз досліджень та публікацій** показав, що гідрохімічний режим р. Барабой слабо висвітлений у науковій літературі. В [1] міститься опис басейну р. Барабой (станом на 1956 р.) та характеристики її режиму, визначені за річками-аналогами. Узагальнені гідрохімічні показники р. Барабой наведені в її паспорті [2], який вже застарів і потребує оновлення. Деякі відомості про хімічний склад води Барабойського і Санжейського водосховища наведені у [3, 4], а гідрохімічні і гідробіологічні показники Барабойського водосховища наведені у монографії [5]. Узагальнення інформації по гідрохімічних показниках в басейні р. Барабой виконано в [6].

**Мета роботи:** надати характеристику сучасного гідролого-гідрохімічного режиму р. Барабой, проаналізувати просторово-часову динаміку окремих гідрохімічних показників. Для цього було проаналізовано дані гідрохімічних спостережень в басейні р. Барабой, які в різній мірі відображають стан та якість поверхневих вод.

**Матеріали і методи дослідження.** Вхідною інформацією для роботи були архівні матеріали гідрохімічних спостережень р. Барабой поблизу с. Барабой, які виконувались Одеською гідролого-меліоративною експедицією (ОГМЕ) Одеського обласного виробничого управління з водного господарства (ООВУВГ) за 2000-2010 рр.

**Результати дослідження та їх аналіз.** Річка Барабой бере початок на висоті 140 м. абс. біля с. Покровка, протікає територією Роздільнянського, Біляївського, Овідіопольського районів Одеської області і впадає в Чорне море біля с. Грибівка. Довжина річки 93 км, площа басейну 652 км<sup>2</sup>, залісеність 2,36%, розораність 73,5%. Річка Барабой має декілька малих приток (балки), уклон річки становить 1,47 м/км.

Водозбір р. Барабой має грушоподібну форму, рельєф – ерозійний характер, ґрунти суглинисті, переважають чорноземи. Долина слабо звивиста, трапецієподібна, шириною до 2 км, схили складені суглинками, місцями оголюються вапняки. Заплава двостороння, шириною до 0,7 км, у верхній ділянці відсутня, частково обвалована для захисту населених пунктів від підтоплення. Також систематично проводиться механічна розчистка та поглиблення русла для покращення умов протікання води в ньому. Річище нерозгалужене, слабо звивисте, ширина до 35 м, глибина до 1,5 м. Дно нерівне, мулисте, у виток глинисте з галькою.

Стік у басейні р. Барабой зарегульовано 19 водоймами, найбільшими з яких є Барабойське і Санжейське водосховища з сумарним об'ємом при НІПР 24,796 млн. м<sup>3</sup> та площею водного дзеркала 449,8 га. Надмірна зарегульованість значною мірою впливає на гідрохімічні, гідробіологічні показники води р. Барабой. Водойми істотно впливають

на режим стоку, перерозподіляючи його в часі й за територією водозбору – зменшуючи його в водопілля і паводки та збільшуючи в межень.

До створення системи водосховищ і ставків р. Барабой була маловодною з періодичним стоком під час сніготанення і випадіння зливових опадів. Весняне водопілля відбувалося в лютому-березні, в квітні річка частково пересихала. Дощові опади формували нетривалі паводки. Восени спостерігалось деяке зростання водності, в суворі зими Барабой на значних ділянках перемерзав до дна. Середньобагаторічна витрата води р. Барабой в гирлі оцінювалась в  $0,052 \text{ м}^3/\text{с}$ . Річка не дренивала значних водоносних горизонтів, отже підземне живлення було незначним.

В даний час річка Барабой є складовою Нижньодністровської зрошувальної системи (НДЗС), яка забезпечує зрошення на площі 38 тис. га. Водний стік р. Барабой збільшився внаслідок перекидання значних об'ємів води р. Дністер на забезпечення роботи НДЗС. Щорічно у Барабойське водосховище для забезпечення роботи II черги НДЗС подається до 11 млн.  $\text{м}^3$  дністровської води (з них до 6 млн.  $\text{м}^3$  води подається насосними станціями на поля і потім у вигляді ґрунтових вод частково дрениється в р. Барабой, а частина води впродовж року скидається в нижній б'єф у вигляді попусків через водоскид і фільтрацію крізь береги і греблю – таким чином, з одного боку, вирішується проблема забезпечення сталої водності і промивки русла в середній ділянці р. Барабой, але одночасно створюється проблема підтоплення с. Мирне і погіршується сольовий режим р. Барабой за рахунок посиленого вимивання солей в річку з ґрунтовим стоком). Для забезпечення роботи I черги НДЗС щорічно подається 36,5 млн.  $\text{м}^3$  дністровської води, частина з яких у поливний період скидається у вигляді дренажних вод у Санжейське водосховище або впродовж року потрапляє у р. Барабой шляхом інфільтрації ґрунтового стоку з високою мінералізацією. В сучасний період водність р. Барабой штучно підвищена і норма стоку річки становить  $4,94 \text{ млн } \text{м}^3/\text{рік}$  (стік маловодних років забезпеченістю 75 і 95% становить відповідно  $1,19$  і  $0,15 \text{ млн } \text{м}^3/\text{рік}$ ). Гідрограф стоку річки Барабой у середній по водності рік ( $P=50\%$ ) наведено на рис. 1 [1-4]. Долина і русло р. Барабой є природним дренажем для ґрунтових, дренажних і стічних вод її басейну і для всієї території НДЗС. Ґрунтові води досить помітно впливають на водність р. Барабой, формують стійкий базисний стік, відіграють важливу роль у формуванні режиму головних іонів, особливо у періоди відсутності поверхневого стоку і попусків з водою. Поверхневий стік, дренажні і стічні води є джерелом надходження у р. Барабой значної кількості біогенних сполук і речовин антропогенного походження. На режим річки істотно впливає антропогенний чинник. Згідно даних водогосподарського паспорту р. Барабой [2] на водозборі нараховується багато джерел забруднення поверхневих і підземних вод: 17 промислових, 66 сільськогосподарських, 8563 комунальних, 41 джерело нафтозабруднення. Незважаючи на зниження обсягів зрошуваного землеробства, сільськогосподарського і промислового виробництва, гідроекологічний стан р. Барабой залишається незадовільним внаслідок порушення природних процесів формування якості води.

Таким чином, сукупність природних і антропогенних чинників зумовлює режим та динаміку гідрохімічних показників вод р. Барабой. Гідрохімічний режим більшості компонентів хімічного складу води визначається впливом низки взаємозалежних факторів, в результаті чого простежується часова (сезонна, багаторічна) мінливість гідрохімічних показників.

В табл. 1 наведені середньорічні концентрації основних гідрохімічних показників р. Барабой – с. Барабой за період 2000-2010 рр.: температура води, показник рН, вміст завислих речовин, кольоровість, прозорість води, головні іони і мінералізація, вміст органічних речовин за БСК<sub>5</sub> і ХСК, сполуки азоту, фосфати, СПАР і нафтопродукти. За цими даними були побудовані хронологічні графіки (рис. 2-10).

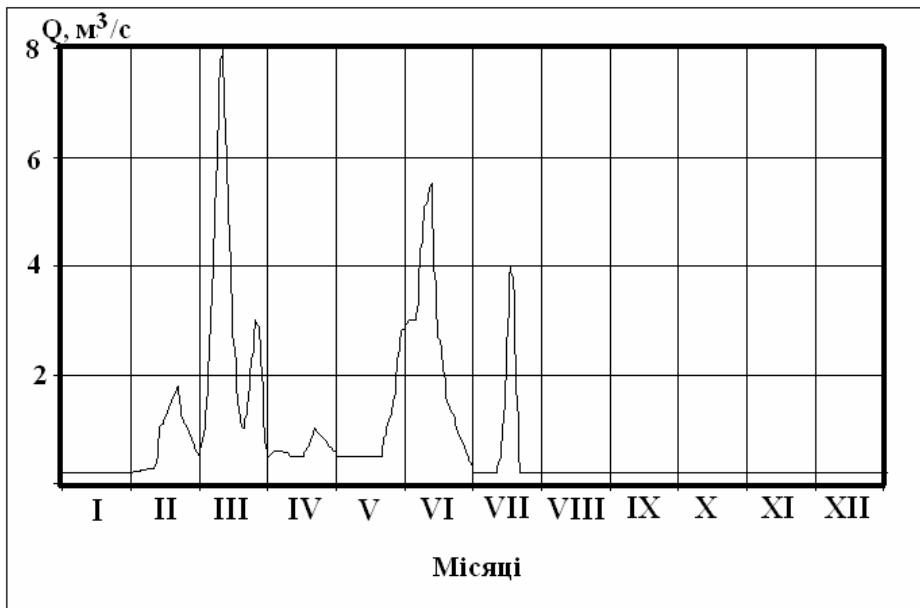


Рис. 1 – Гідрограф стоку р. Барабой у середній по водності рік (P=50%) [2].

В даний час згідно класифікації О.А. Альокіна вода р. Барабой належить до хлоридного класу, групи калію-магнію, III типу.

Середньорічна концентрація розчиненого кисню у воді р. Барабой коливалася в межах від 6,68 мгО<sub>2</sub>/дм<sup>3</sup> у 2005 р. до 11,7 мгО<sub>2</sub>/дм<sup>3</sup> у 2003 р., середня концентрація становить 8,72 мгО<sub>2</sub>/дм<sup>3</sup>, таким чином (рис. 2), простежується коливання вмісту розчиненого кисню від року до року у задовільних межах.

Середньорічна концентрація показника БСК<sub>5</sub> у воді р. Барабой коливалася в межах від 3,13 мгО<sub>2</sub>/дм<sup>3</sup> у 2010 р. до 8,43 мгО<sub>2</sub>/дм<sup>3</sup> у 2007 р., середня концентрація становить 4,97 мгО<sub>2</sub>/дм<sup>3</sup>, таким чином (рис. 2), простежується значна динаміка цього показника, що вказує на випадки забруднення р. Барабой органічними речовинами.

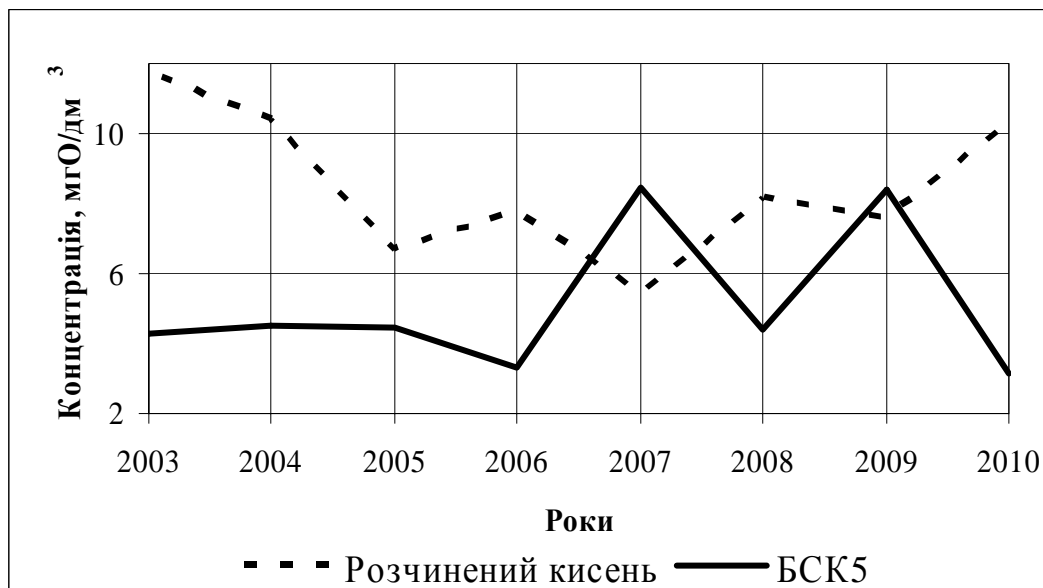


Рис. 2 – Динаміка середньорічних концентрацій розчиненого кисню і показника БСК<sub>5</sub> у воді р. Барабой – с. Барабой

Таблиця 1 – Концентрації основних гідрохімічних показників р. Барабой – с. Барабой за 2000-2010 рр. (середньорічні значення)

№ п/п	Показник	Одиниці виміру	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010
1	рН		8,23	7,87	7,96	7,61	7,72	7,77	7,90	7,74	7,64	7,36	8,17
2	Т	градуси				20,0	9,75	10,3	12,0	13,8	9,88	14,5	13,9
3	Розчинений кисень	мгО <sub>2</sub> /дм <sup>3</sup>			10,3	11,7	10,4	6,68	7,78	5,50	8,16	7,61	10,3
4	БСК <sub>5</sub>	мгО <sub>2</sub> /дм <sup>3</sup>			3,82	4,27	4,53	4,45	3,31	8,43	4,41	8,41	3,13
5	ХСК	мг/дм <sup>3</sup>				23,1	91,0	135	110	164	104	136	48,8
6	Азот нітратів	мг/дм <sup>3</sup>	2,87	6,67	2,63	1,71	1,20	2,18	1,59	2,78	1,51	1,63	1,70
7	Нітрити	мг/дм <sup>3</sup>	0,11	0,17	0,84	0,12	0,34	0,22	0,12	0,49	0,14	0,03	0,11
8	Азот амонійний	мг/дм <sup>3</sup>	0,17	0,10	0,75	0,35	0,38	0,89	0,11	0,64	0,06	0,12	0,11
9	Завислі речовини	мг/дм <sup>3</sup>			40,0	54,3	34,2	25,0	36,0	46,0	53,3	34,7	99,0
10	Гідрокарбонати	мг/дм <sup>3</sup>	309	307	238	198	246	234	247	238	276	242	259
11	Сульфати	мг/дм <sup>3</sup>	1054	971	1075	639	774	1308	955	1017	1144	819	1319
12	Хлориди	мг/дм <sup>3</sup>	552	496	691	323	360	548	386	456	448	464	620
13	Кальцій	мг/дм <sup>3</sup>	265	232	245	152	125	243	201	205	234	210	285
14	Магній	мг/дм <sup>3</sup>	165	161	166	97	103	179	122	125	141	129	179
15	Натрій	мг/дм <sup>3</sup>	371	339	465	252	286	469	339	405	406	372	470
16	Калій	мг/дм <sup>3</sup>	7,17	11,0	11,6	7,03	7,64	9,72	8,03	5,50	7,00	8,17	8,50
17	Мінералізація	мг/дм <sup>3</sup>	2720	2516	2883	1707	1961	2854	2249	2451	2649	2239	3139
18	Жорсткість	мг-екв/дм <sup>3</sup>				17,3	17,0	26,8	20,1	20,5	23,3	21,1	29,0
19	Залізо	мг/дм <sup>3</sup>	0,03	0,00	0,02	0,01	0,07	0,07	0,04	0,17	0,07	0,04	0,13
20	Фосфати	мг/дм <sup>3</sup>				0,05	0,08	0,28	0,27	0,15	0,12	0,09	0,25
21	СПАР	мг/дм <sup>3</sup>	0,12	0,14	0,12	0,07	0,16	0,18	0,19	0,16	0,22	0,13	0,35
22	Нафтопродукти	мг/дм <sup>3</sup>				0,06	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,05	0,04
23	Кольоровість	град				44,7	26,2	26,8	33,3	30,3	11,0	11,9	33,4
24	Прозорість	см				51,0	28,0	20,5	23,0	18,8	16,3	18,3	12,5

Середньорічні значення прозорості у воді р. Барабой коливалися в межах від 12,5 см у 2005 р. до 51 см у 2003 р., середнє значення 23,5 см, отже (рис. 3), прозорість води р. Барабой знижується.

Середньорічні значення кольоровості води р. Барабой коливалися в межах від 11° у 2008 р. до 44,7° у 2003 р., середнє значення становить 27,2°, таким чином (рис. 3), кольоровість р. Барабой характеризується як „дуже мала”.

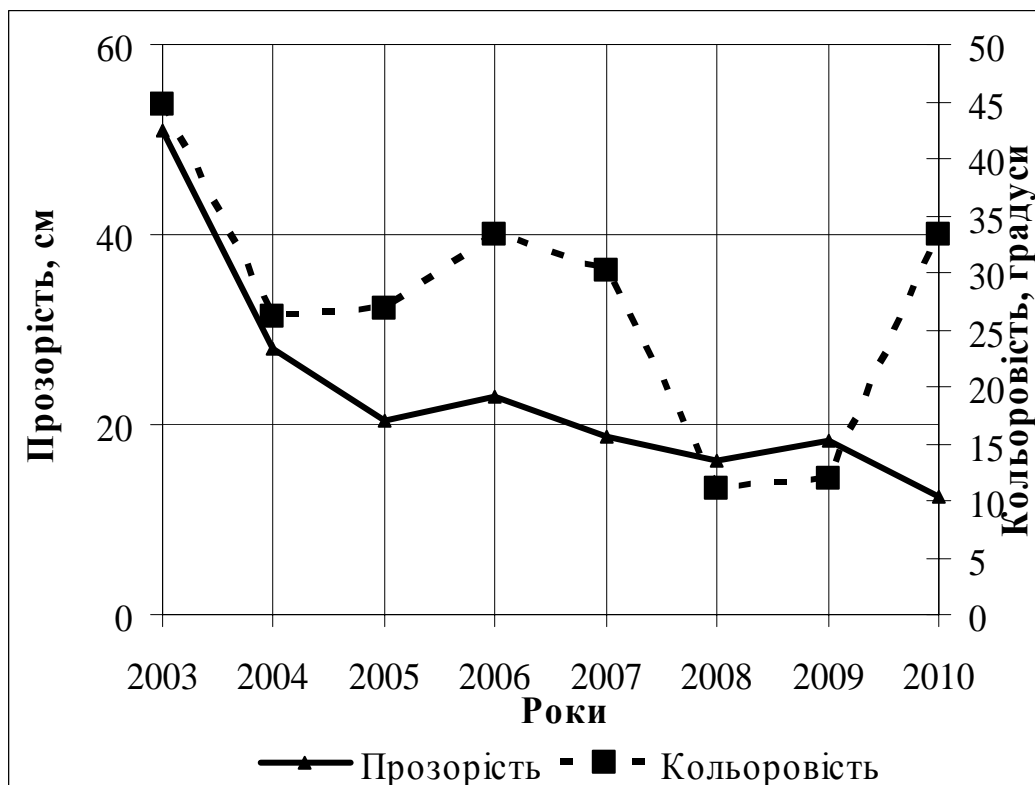


Рис. 3 – Динаміка середньорічних показників прозорості і кольоровості води р. Барабой – с. Барабой

Середньорічна концентрація завислих речовин у воді р. Барабой коливалася в межах від 25 мг/дм<sup>3</sup> у 2005 р. до 99 мг/дм<sup>3</sup> у 2010 р., середня концентрація становить 46,9 мг/дм<sup>3</sup>, таким чином (рис. 4), вода р. Барабой характеризується як „середньо каламутна”, простежується тенденція до зростання вмісту завислих речовин, що вказує на негативні тенденції у формуванні гідрохімічного режиму р. Барабой.

Середньорічні значення жорсткості води р. Барабой коливалися в межах від 17 мг-екв/дм<sup>3</sup> у 2004 р. до 29 мг-екв/дм<sup>3</sup> у 2010 р., середнє значення 21,9 мг-екв/дм<sup>3</sup>, таким чином (рис. 4), вода р. Барабой характеризується як „дуже жорстка”, простежується тенденція до слабкого зростання жорсткості води р. Барабой.

Середньорічні концентрації нітратів у воді р. Барабой коливалися в межах від 1,2 мгN/дм<sup>3</sup> у 2004 р. до 6,67 мгN/дм<sup>3</sup> у 2001 р., середнє значення 2,41 мгN/дм<sup>3</sup>, таким чином (рис. 5), існує тенденція до стабілізації вмісту нітратів у воді р. Барабой.

Середньорічні концентрації нітритів у воді р. Барабой коливалися в межах від 0,03 мгN/дм<sup>3</sup> у 2009 р. до 0,84 мгN/дм<sup>3</sup> у 2002 р., середнє значення 0,24 мгN/дм<sup>3</sup>, отже (рис. 5), простежується тенденція до стабілізації вмісту нітритів у воді р. Барабой.

Середньорічні концентрації азоту амонійного у воді р. Барабой коливалися в межах від 0,06 мгN/дм<sup>3</sup> у 2008 р. до 0,89 мгN/дм<sup>3</sup> у 2005 р., середнє значення становило

0,34 мгN/дм<sup>3</sup>, отже (рис. 6), простежуються різкі зміни і зменшення вмісту амонію сольового у воді р. Барабой.

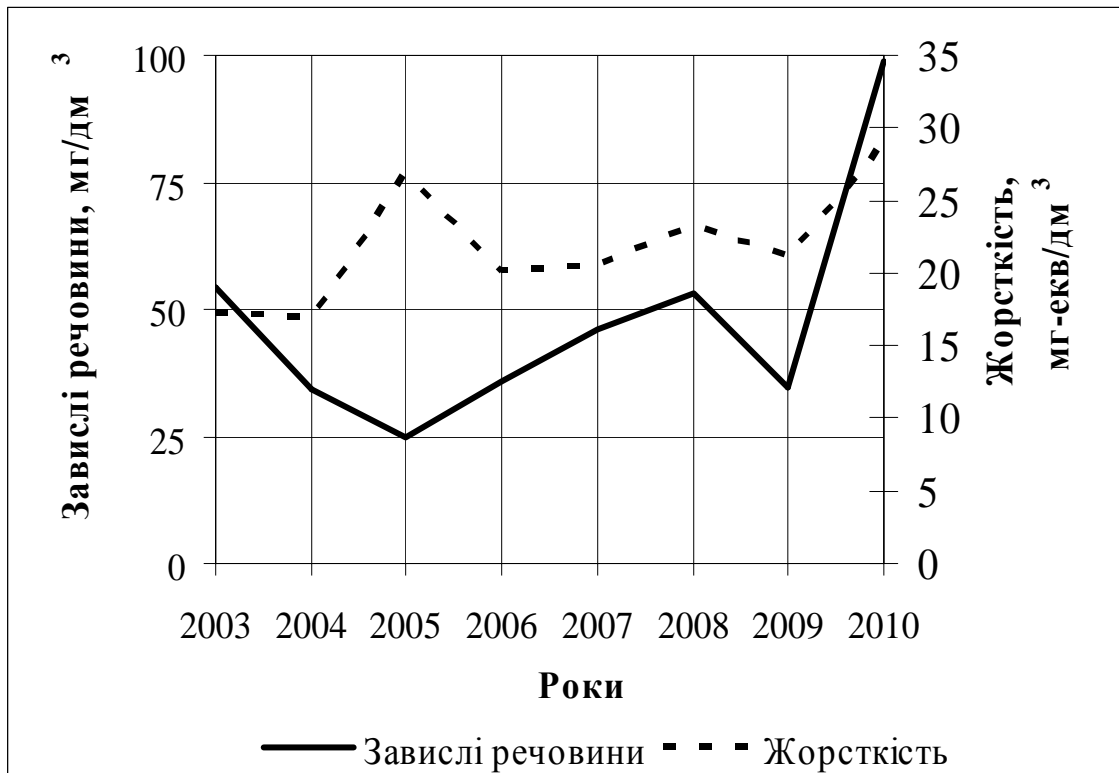


Рис. 4 – Динаміка середньорічних значень вмісту завислих речовин і жорсткості води р. Барабой – с. Барабой

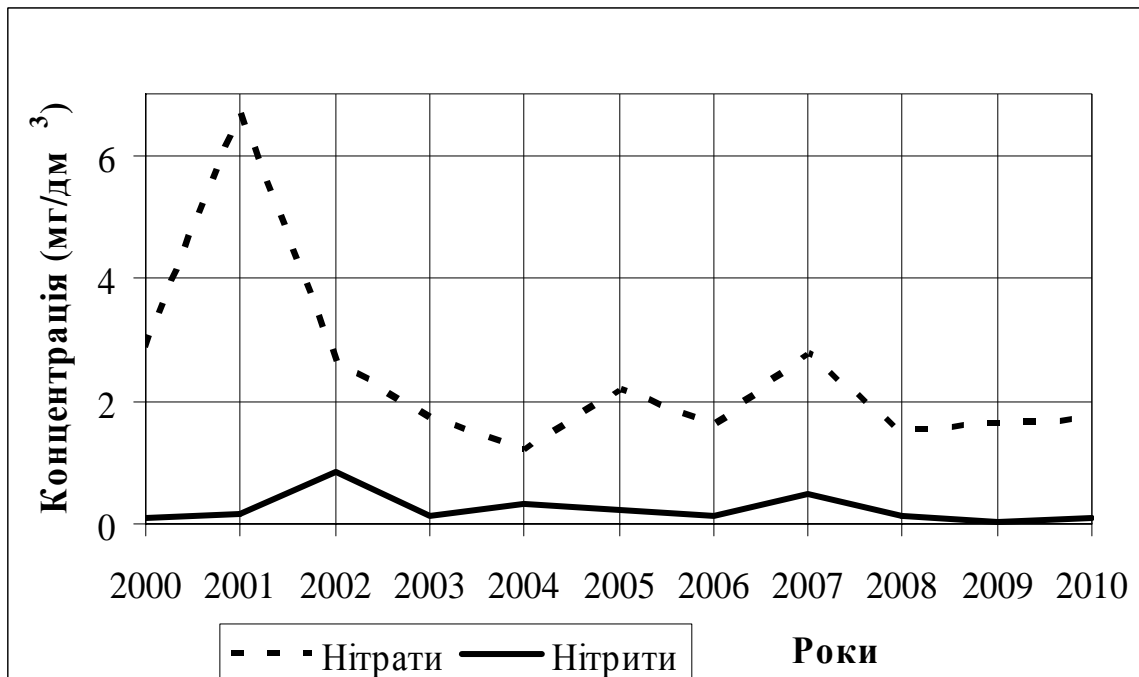


Рис. 5 – Динаміка середньорічних концентрацій нітратних і нітритних іонів у воді р. Барабой – с. Барабой

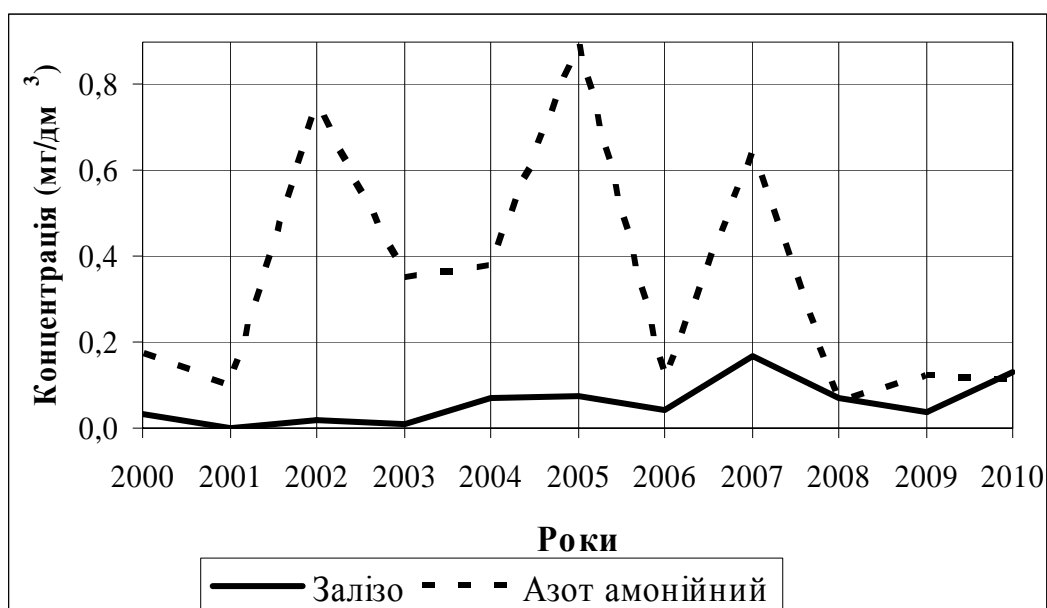


Рис. 6 – Динаміка середньорічних концентрацій заліза і азоту амонійного у воді р. Барабой – с. Барабой

Середньорічні концентрації заліза у воді р. Барабой коливалися в межах від 0,001 мг/дм<sup>3</sup> у 2001 р. до 0,17 мг/дм<sup>3</sup> у 2007 р., середнє значення 0,06 мг/дм<sup>3</sup>, таким чином (рис. 6), є слабка тенденція до зростання вмісту заліза у воді р. Барабой.

Середньорічні концентрації фосфатів у воді р. Барабой коливалися в межах від 0,05 мгР/дм<sup>3</sup> у 2003 р. до 0,28 мгР/дм<sup>3</sup> у 2005 р., середнє значення склало 0,16 мгР/дм<sup>3</sup>, отож (рис. 7), простежується тенденція до зростання вмісту фосфатів у воді р. Барабой.

Середньорічні концентрації органічних речовин за показником біхроматної окиснюваності води (ХСК) р. Барабой коливалися в межах від 23,1 мгО<sub>2</sub>/дм<sup>3</sup> у 2003 р. до 164 мгО<sub>2</sub>/дм<sup>3</sup> у 2007 р., середнє значення 101 мгО<sub>2</sub>/дм<sup>3</sup>, таким чином (рис. 7), відзначається значна динаміка показника ХСК, тенденція до зниження забруднення вод р. Барабой органічними речовинами.

Середньорічні концентрації нафтопродуктів у воді р. Барабой коливалися в межах від 0,02 мг/дм<sup>3</sup> у 2007, 2008 рр. до 0,06 мг/дм<sup>3</sup> у 2003 р., середнє значення 0,04 мг/дм<sup>3</sup>, таким чином (рис.8), є слабка тенденція до зменшення вмісту забрудненості нафтопродуктами води р. Барабой.

Середньорічні концентрації СПАР у воді р. Барабой коливалися в межах від 0,07 мг/дм<sup>3</sup> у 2003 р. до 0,35 мг/дм<sup>3</sup> у 2010 р., середнє значення 0,17 мг/дм<sup>3</sup>, таким чином (рис. 8), є тенденція до зростання вмісту СПАР у воді р. Барабой, що вкрай негативно позначається на якості води річки.

Середньорічні концентрації кальцію у воді р. Барабой коливалися в межах від 125 мг/дм<sup>3</sup> у 2004 р. до 285 мг/дм<sup>3</sup> у 2010 р., середнє значення 218 мг/дм<sup>3</sup>, таким чином (рис. 9), є тенденція до зростання вмісту кальцію з 2003 р. у воді р. Барабой.

Середньорічні концентрації магнію у воді р. Барабой коливалися в межах від 97 мг/дм<sup>3</sup> у 2003 р. до 179 мг/дм<sup>3</sup> у 2005, 2009 рр., середнє значення 142 мг/дм<sup>3</sup>, таким чином (рис. 9), є тенденція до зростання вмісту магнію з 2004 р. у воді р. Барабой.

Середньорічні концентрації натрію у воді р. Барабой коливалися в межах від 252 мг/дм<sup>3</sup> у 2003 р. до 470 мг/дм<sup>3</sup> у 2010 р., середнє значення 379 мг/дм<sup>3</sup>, таким чином (рис. 9), є тенденція до зростання вмісту натрію з 2003 р. у воді р. Барабой.

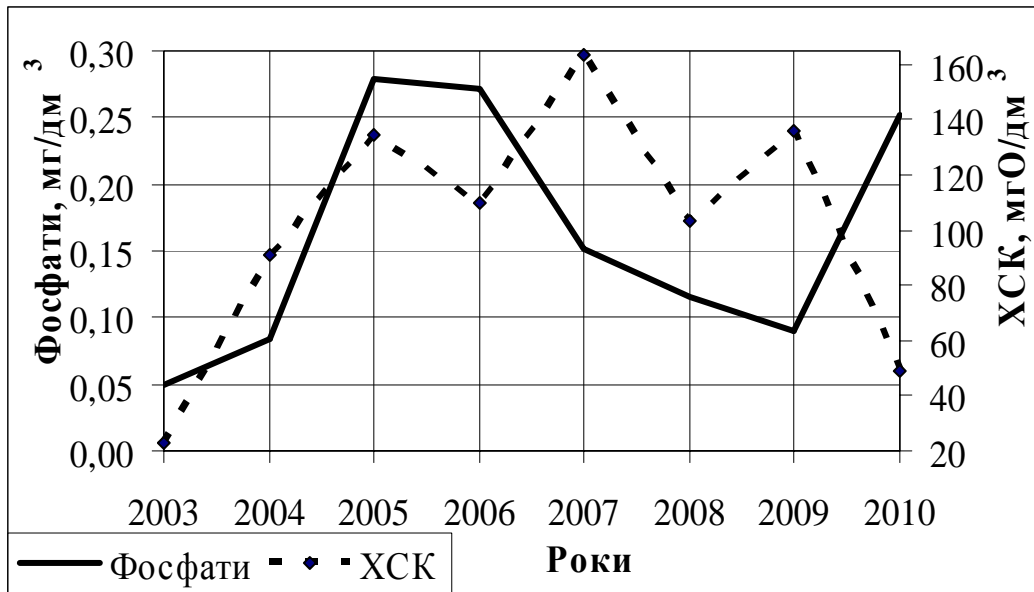


Рис. 7 – Динаміка середньорічних концентрацій фосфатів і ХСК у воді р. Барабой – с. Барабой

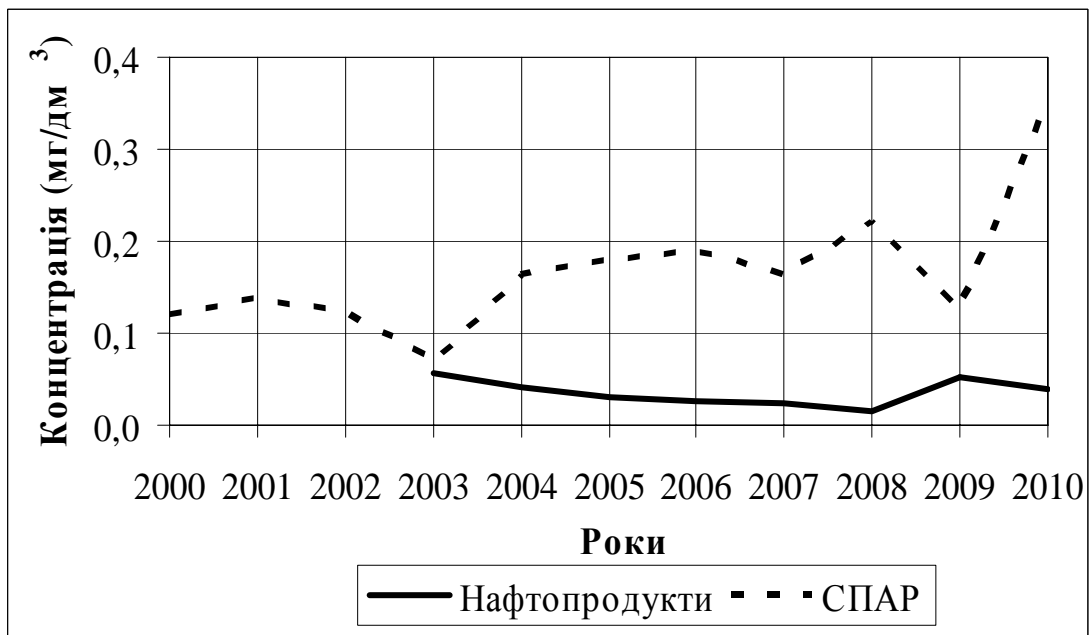


Рис. 8 – Динаміка середньорічних концентрацій нафтопродуктів і СПАР у воді р. Барабой – с. Барабой

Середньорічні концентрації калію у воді р. Барабой коливалися в межах від 5,5 мг/дм<sup>3</sup> у 2007 р. до 11,6 мг/дм<sup>3</sup> у 2002 р., середнє значення 8,31 мг/дм<sup>3</sup>, таким чином (рис. 9), вміст калію у воді р. Барабой є стабільним.

Середньорічні концентрації гідрокарбонатів у воді р. Барабой коливалися в межах від 198 мг/дм<sup>3</sup> у 2003 р. до 309 мг/дм<sup>3</sup> у 2000 р., середнє значення 254 мг/дм<sup>3</sup>, таким чином (рис. 10), вміст гідрокарбонатів у воді р. Барабой є стабільним.



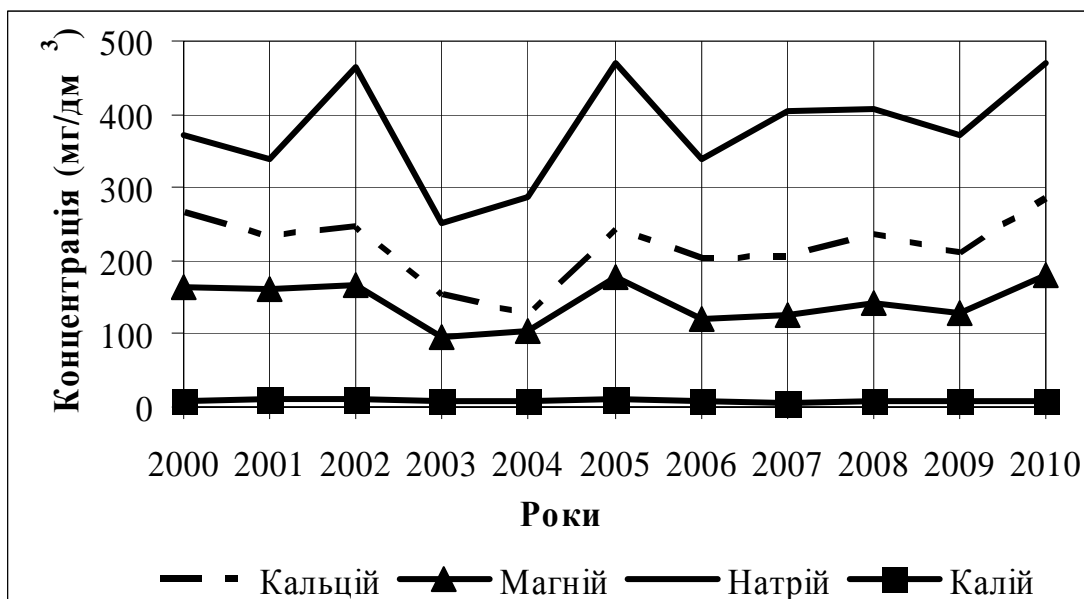


Рис. 9 – Динаміка середньорічних концентрацій кальцію, магнію, натрію, калію у воді р. Барабой – с. Барабой

Середньорічні концентрації сульфатів у воді р. Барабой коливалися в межах від 639 мг/дм<sup>3</sup> у 2003 р. до 1319 мг/дм<sup>3</sup> у 2010 р., середнє значення 1007 мг/дм<sup>3</sup>, таким чином (рис. 10), вміст сульфатів у воді р. Барабой з 2003 р. підвищується.

Середньорічні концентрації хлоридів у воді р. Барабой коливалися в межах від 323 мг/дм<sup>3</sup> у 2003 р. до 691 мг/дм<sup>3</sup> у 2002 р., середнє значення 486 мг/дм<sup>3</sup>, таким чином (рис. 10), вміст хлоридів у воді р. Барабой з 2002 р. знизився і стабілізувався.

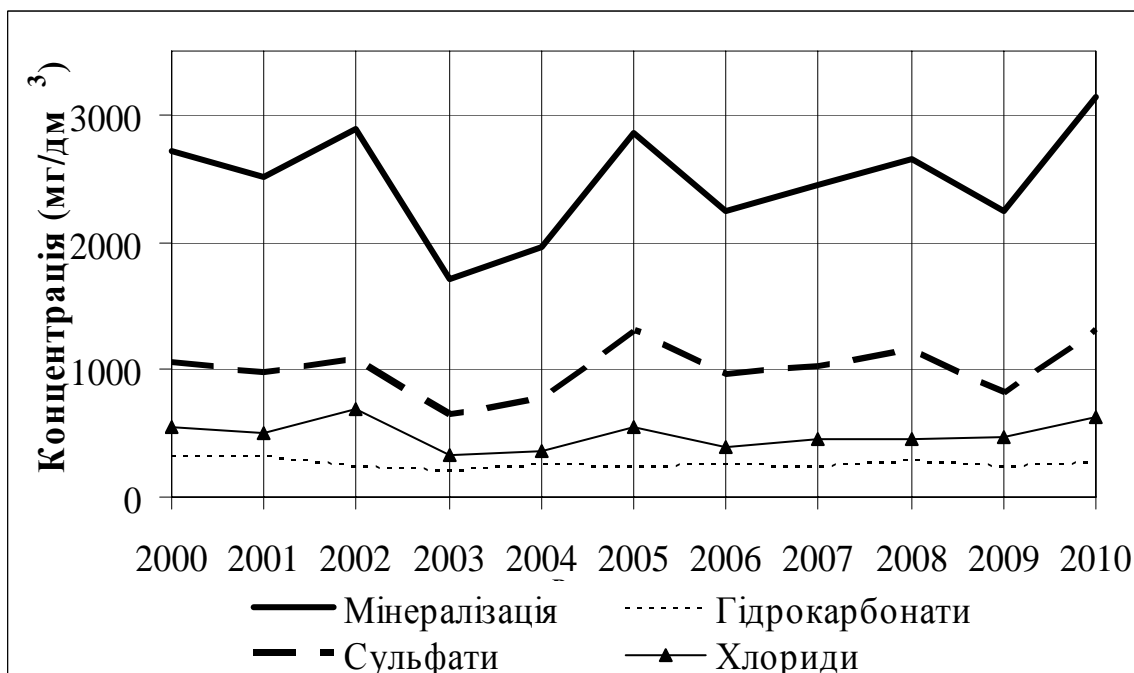


Рис. 10 – Динаміка середньорічних концентрацій мінералізації, гідрокарбонатів, сульфатів, хлоридів у воді р. Барабой – с. Барабой

Середньорічні концентрації мінералізації у воді р. Барабой коливалися в межах від 1707 мг/дм<sup>3</sup> у 2003 р. до 3139 мг/дм<sup>3</sup> у 2010 р., середнє значення 2488 мг/дм<sup>3</sup>, таким чином (рис. 10), за мінералізацією води р. Барабой „солонуваті”, з 2003 р. мінералізація води поступово зростає.

Аналіз хронологічних графіків показує, що коливання середньорічних концентрацій головних іонів синхронні. Для головних іонів мінімальні концентрації спостерігались у 2003 році. Це був багатоводний рік з добре вираженим весняним водопіллям і низкою дощових паводків. Посилене живлення р. Барабой поверхневим стоком зумовило зниження концентрацій головних іонів. Подальшому зростанню вмісту головних іонів у 2004-2010 рр. сприяло скорочення інтенсивності роботи НДЗС (наприклад, площі зрошення, які забезпечуються II чергою НДЗС, становили впродовж 2005-2010 рр. від 25 до 45% від проектних). Скорочення площ зрошення супроводжувалось зменшенням об'ємів перекидання стоку з Дністра у Барабойське і Санжейське водосховища, що, в свою чергу, посилювало вплив ґрунтових мінералізованих вод на формування гідрохімічного режиму і призвело до зростання вмісту головних іонів у воді р. Барабой.

**Висновки.** Формування хімічного складу води річки Барабой відбувається під впливом природних і антропогенних чинників. Це визначає не лише режим і динаміку окремих гідрохімічних показників, а й значною мірою визначає синхронність коливань і високий вміст головних іонів та мінералізації води, що є особливістю гідрохімічного режиму р. Барабой.

### Список літератури

1. Ресурсы поверхностных вод СССР. Описание рек и озер и расчеты основных характеристик их режима. – Вып.1. Западная Украина и Молдавия / Под ред. М.С. Каганера. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 498 с.
2. Паспорт реки Барабой. - Одесса: Госкомводхоз Украины, 1992. – 180 с.
3. Правила эксплуатации Барабойского водохранилища. - Одесса: Госкомводхоз Украины, 2003. – 80 с.
4. Правила эксплуатации Санжейского водохранилища. - Одесса: Госкомводхоз Украины, 2003. – 110 с.
5. Пилипенко Ю.В. Экология малых водосховищ степу України: Монографія. – Херсон: Олди-плюс, 2007. – 303 с.
6. Яров Я.С. Гідрохімічний режим та екологічний стан річки Барабой.// Український гідрометеорологічний журнал, 2010. – Вип. 7. – с. 200 – 210.

#### **Особенности гидрохимического режима реки Барабой. Даус М.Е., Яров Я.С.**

*В статье представлены результаты изучения гидрохимического режима реки Барабой за многолетний период, проанализирована динамика отдельных гидрохимических показателей.*

**Ключевые слова:** гидрохимический режим, гидроэкологическое состояние

#### **Peculiarities of the hydrochemical regime of Baraboy River. Daus M.E., Yarov Y.S.**

*In this article the results of study of hydrochemical mode of Baraboy river for long-term period are presented, the dynamics of some hydrochemical indexes is analyzed.*

**Keywords:** hydrochemical mode, hydroecology state

## НАДГРАНИЧНО НЕДОПУСТИМИ КОНЦЕНТРАЦІЇ ЗАБРУДНЮВАЛЬНИХ РЕЧОВИН В СТИЧНИХ ВОДАХ БАСЕЙНІВ ОСНОВНИХ УКРАЇНСЬКИХ РІЧОК

*Наведено порівняння реальних та допустимих за різними стандартами концентрацій забруднювальних речовин стічних вод басейнів річок.*

**Ключові слова:** концентрація, речовина, басейн, використання, охорона, навколишнє середовище.

**Вступ та постановка проблеми.** Стратегічним ресурсом для України на сучасному етапі є прісна питна вода, яка потребує її раціонального використання та всебічного збереження. Україна слабо та нерівномірно по території забезпечена водними ресурсами. Питома водозабезпеченість населення України місцевим стоком за середньоводний рік за останні 25 років на 1 особу дещо збільшилась (із 1,03 до 1,145 тис. м<sup>3</sup> на рік) тільки за рахунок зменшення населення [1,2]. Слід відзначити, що 75 % питного водозабезпечення в Україні базується на поверхневих водах [3]. Звідси і пояснюється особлива увага до їх якості.

**Метою даної роботи** є наведення та порівняння з узагальненими показниками якості забруднення стічних вод басейнів річок як складової водовідведення та раціонального використання водних ресурсів держави.

**Основними матеріалами досліджень** є динаміка об'ємів скидів стічних вод та об'ємів забруднювальних речовин в них за період 1994 – 2006 рр [2], питомі показники забруднення основних українських річок антропогенними інгредієнтами [4], граничні допустимі концентрації забруднювальних речовин у воді за українськими стандартами для цілей побутово-господарського і рибогосподарського використання водних ресурсів та стандартами ВОЗ [5,6], сучасний стан водовідведення в Україні та можливі заходи щодо удосконалення його технологічної якості на перспективу [3,7,8], методичні підходи та оцінки впливу на водні об'єкти різних джерел забруднення [9,10].

Основними українськими річками є Дністер, Південний Буг, Сіверський Донець та Дніпро. Водою із Дніпра користуються близько 30 млн населення України. Якість поверхневих вод залежить від джерел забруднення їх окремими секторами економіки [3]: 60-65 % - промисловість, 16-20 % - сільське господарство, 18-20 % - комунальне господарство, 1 % - інші. У 2009 р. [7] із поверхневих водних джерел забрано 14,5 млрд м<sup>3</sup> води, спожито 9,5 млрд м<sup>3</sup>, водовідведено 7,7 млрд м<sup>3</sup>, в т.ч. забруднених вод 1,77 млрд м<sup>3</sup>, із яких відведено у Сіверський Донець - 176 млн м<sup>3</sup>, Дніпро – 793, Дністер – 50, Південний Буг - 29, Кальміус – 126, Міус – 106, Самару - 125. Динаміка скидання забруднених зворотних вод у поверхневі водні об'єкти була така [7]: 2000 р.- 3313 млн м<sup>3</sup>, 2005 р.- 3444, 2007 р.- 3854, 2008 р.- 2728, 2009 р.-1766. За даними [7] цікаво навести загальні витрати на охорону навколишнього природного середовища: 2000 р. – 3,224 млрд грн, 2005 р. - 7,089, 2007 р. - 9,691, 2008 р. - 12,176, 2009 р. - 11,074.

Перелік 17 забруднювальних речовин у стічних водах басейнів основних річок України у 1994 – 2006 рр., наведений в [2], такий: БСК повний, нафтопродукти, завислі речовини, сухий залишок, сульфати, хлориди, фосфор загальний, азот амонійний, феноли, нітрати, СПАР, жири, залізо, мідь, цинк, нікель, хром. До речі, у 1985 р. на території України діяло майже 2,8 тис.

очисних споруд [ 11 ] із загальною продуктивністю 24 млн м<sup>3</sup>/д. На цих спорудах очищали 97 % загальної кількості стічних вод або 7,2 млрд м<sup>3</sup> води на рік.

Загальне водовідведення у 2009 р. - 7,7 млрд м<sup>3</sup> [ 7 ].

**Результати досліджень та їх аналіз.** Для 17 забруднювальних речовин в стічних водах басейнів основних українських річок були розраховані концентрації їх в мг/дм<sup>3</sup> по роках та середньобагаторічні за 1994 – 2006 рр. [ 4 ]. По кожній забруднювальній речовині проведено порівняння розрахованої концентрації з її граничною допустимою концентрацією [ 5.6 ].

Порівняння концентрацій з ГДК показало, що *БСК повний* за середньобагаторічною концентрацією по чотирьох басейнах річок перевищує ГДК для побутово – господарського використання води ( 6 мг/дм<sup>3</sup> ) в 1,92 разу ( П. Буг ), в 1,79 - ( Дніпро), в 1,71 - ( С. Донець), в 2,64 – ( Дністер) ( табл.1), а максимальні перевищення становлять 2,9 ( 1994 р.) – Південний Буг, 2,36 (1994 р.) - Дніпро, 1,91 (1995 р.) – Сіверський Донець, 3,04 (1995 р.) – Дністер. В таблиці 1  $A^{yc}$  – коефіцієнт перевищення за українськими стандартами.

Таблиця 1 – Концентрації *БСК повного* у стічних водах басейнів основних річок України та її перевищення над українськими стандартами

Роки	1994	1995	1996	1998	1999	2000	2002	2003	2004	2005	2006	Сер
Південний Буг												
БСКп, тис.т	3,42	2,60	2,20	1,80	1,76	2,10	1,70	1,50	1,50	1,30	1,30	1,92
V, млн м <sup>3</sup>	196	193	194	195	186	181	171	149	98	92	92	159
БСК/Vмг/ дм <sup>3</sup>	17,4	13,6	11,3	8,92	9,47	11,6	9,94	10,1	15,3	14,1	14,1	12
$A^{yc}$	2,90	2,24	1,89	1,49	1,58	1,93	1,66	1,68	2,55	2,35	2,36	1,97
Дніпро												
БСКп, тис.т	39,6	35,8	31,4	23,5	20,7	19,0	21,0	23,0	24,0	23,0	20,0	25,54
V, млн м <sup>3</sup>	2802	2663	2662	2429	2384	2306	2341	2261	2001	2229	2079	2378
БСК/Vмг/ дм <sup>3</sup>	14,13	13,44	11,79	9,66	8,67	8,24	8,97	10,17	11,99	10,32	9,62	10,74
$A^{yc}$	2,36	2,24	1,96	1,61	1,44	1,37	1,50	1,69	2,00	1,72	1,60	1,79
Сіверський Донець												
БСКп, тис.т	13,8	12,8	11,4	9,0	6,7	8,2	8,0	8,0	7,0	7,2	7,1	8,95
V, млн м <sup>3</sup>	1232	1116	1066	933	877	807	721	735	729	700	678	872
БСК/Vмг/ дм <sup>3</sup>	11,20	11,47	10,69	9,67	7,61	10,16	11,10	10,88	9,60	10,29	10,5	10,26
$A^{yc}$	1,87	1,91	1,78	1,61	1,27	1,69	1,85	1,81	1,60	1,71	1,75	1,71
Дністер												
БСКп, тис.т	5,4	5,4	4,9	4,1	3,5	3,3	3,3	3,1	3,0	3,0	2,5	3,77
V, млн м <sup>3</sup>	305	296	293	271	259	247	209	191	184	190	177	238,4
БСК/Vмг/ дм <sup>3</sup>	17,70	18,24	16,72	15,20	13,32	13,36	15,79	16,23	16,30	15,79	14,1	15,82
$A^{yc}$	2,95	3,04	2,79	2,53	2,22	2,23	2,63	2,71	2,72	2,63	2,35	2,64

Середньобагаторічні концентрації *міді* по чотирьом басейнам річок (табл. 2) перевищують ГДК при використанні води в рибному господарстві за українськими стандартами ( 0,001 мг/дм<sup>3</sup> ) від 1,1 до 5,4 разу ( П. Буг), від 5 до 10 ( Дніпро), від 0,54 до 23,1 ( С. Донець), від 0,23 до 3 ( Дністер). В таблицях  $A^{PT}$  - коефіцієнт перевищення ГДК при використанні води в рибному господарстві;  $A^{BO3}$  - коефіцієнт перевищення ГДК за стандартами ВОЗ;  $A^{ПГ}$  – коефіцієнт перевищення ГДК для побутово-господарського використання води за українськими стандартами. ГДК міді для побутово- господарського використання води ( 1 мг/дм<sup>3</sup> ) за українськими стандартами та стандартами ВОЗ співпадають.

В табл. 3 наведені розраховані середньорічні та середньобагаторічні концентрації азоту амонійного по чотирьох басейнах українських річок та проведено порівняння з ГДК за українськими стандартами для побутово-господарського використання води ( $2,6 \text{ мг/дм}^3$ ) та для рибного господарства ( $0,5 \text{ мг/дм}^3$ ), а також за стандартами ВОЗ ( $1,5 \text{ мг/дм}^3$ ). Середньобагаторічні коефіцієнти перевищення по басейнах річок такі: Південний Буг –  $A^{ПГ} = 1,6$ ,  $A^{РГ} = 8,3$ ,  $A^{ВОЗ} = 2,77$ ; Дніпро – відповідно  $1,14$ ,  $5,92$ ,  $1,97$ ; Сіверський Донець –  $1,05$ ,  $5,46$ ,  $1,82$ ; Дністер –  $1,33$ ,  $6,9$ ,  $2,3$ . Максимальні коефіцієнти перевищення по басейну Південного Бугу -  $2,52$ ,  $13,1$ ,  $4,37$ ; по басейну Дніпра –  $1,61$ ,  $8,38$ ,  $2,79$ ; по басейну Сіверського Дінця -  $1,84$ ,  $9,58$ ,  $3,19$ ; по басейну Дністра -  $2,12$ ,  $11,02$ ,  $3,67$ . Характерно, що максимальні концентрації азоту амонійного по чотирьох басейнах річок були у 1994 році.

Таблиця 2 – Концентрації міді у стічних водах басейнів основних річок України та її перевищення над стандартами українськими та ВОЗ

Роки	1994	1995	1996	1998	1999	2000	2002	2003	2004	2005	2006	Сер
Південний Буг												
Сu, т	0,181	0,530	0,400	0,577	0,391	0,300	0,300	0,500	0,000	0,200	0,500	0,353
V, млн м <sup>3</sup>	196,5	193,2	194,0	195,2	186,3	181,0	171,0	149,0	98,0	92,1	91,9	159,0
Сu/V, мг/дм <sup>3</sup>	0,001	0,003	0,003	0,004	0,002	0,002	0,002	0,003	0,000	0,002	0,005	0,002
$A^{ПГ+ВОЗ}$	0,001	0,003	0,003	0,004	0,002	0,002	0,002	0,003	0,000	0,002	0,005	0,002
$A^{РГ}$	1,1	2,7	2,5	3,6	2,4	1,9	1,7	3,3	0,0	2,2	5,4	2,2
Дніпро												
Сu, т	20,5	26,8	15,0	13,3	12,1	11,6	14,2	12,0	17,0	20,0	18,0	16,4
V, млн м <sup>3</sup>	2802	2663	2662	2429	2384	2306	2341	2261	2001	2229	2079	2378
Сu/V, мг/дм <sup>3</sup>	0,007	0,010	0,006	0,006	0,005	0,005	0,006	0,005	0,008	0,009	0,009	0,007
$A^{ПГ+ВОЗ}$	0,007	0,010	0,006	0,006	0,005	0,005	0,006	0,005	0,008	0,009	0,009	0,007
$A^{РГ}$	7,3	10,0	5,6	5,5	5,1	5,0	6,1	5,3	8,5	9,0	8,6	6,9
Сіверський Донець												
Сu, т	21,6	0,6	17,3	21,5	18,1	9,8	5,3	3,6	2,6	3,2	3,1	9,7
V, млн м <sup>3</sup>	1232	1116	1066	933	877	807	721	735	729	700	678	872
Сu/V, мг/дм <sup>3</sup>	0,017	0,001	0,016	0,023	0,021	0,012	0,007	0,005	0,004	0,005	0,005	0,011
$A^{ПГ+ВОЗ}$	0,017	0,001	0,016	0,023	0,021	0,012	0,007	0,005	0,004	0,005	0,005	0,011
$A^{РГ}$	17,5	0,54	16,2	23,1	20,6	12,1	7,4	4,9	3,6	4,6	4,6	11,1
Дністер												
Сu, т	0,283	0,900	0,500	0,073	0,060	0,100	0,100	0,200	0,000	0,200	0,000	0,220
V, млн м <sup>3</sup>	304,9	296,1	293,0	270,8	259,0	247,0	209,0	191,0	184,0	190,0	177,0	238,4
Сu/V, мг/дм <sup>3</sup>	0,001	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001
$A^{ПГ+ВОЗ}$	0,001	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001
$A^{РГ}$	0,93	3,00	1,70	0,27	0,23	0,40	0,48	1,05	0,00	1,05	0,00	0,92

Перевищення допустимих за українськими стандартами концентрацій для побутово-господарського використання води мають також середньобагаторічні концентрації *сухого залишку*  $1,26$  ГДК (Сіверський Донець), *фенолів* –  $5$  ГДК (Сіверський Донець), *заліза*  $1,36$  ГДК (Дніпро). Значно більші перевищення українських ГДК для рибного господарства по *хромі* (Сіверський Донець, Дніпро), *цинку* (Дніпро). Дещо менші перевищення ГДК за стандартами ВОЗ.

Таблиця 3 – Концентрації азоту амонійного у стічних водах басейнів основних річок України та їх перевищення над стандартами українськими та ВОЗ

Роки	1994	1995	1996	1998	1999	2000	2002	2003	2004	2005	2006	Сер.
Південний Буг												
N <sup>a</sup> , тис.т	1,287	0,900	0,800	0,564	0,657	0,700	0,500	0,600	0,500	0,400	0,400	0,660
V, млн м <sup>3</sup>	196,5	193,2	194,0	195,2	186,3	181,0	171,0	149,0	98,0	92,1	91,9	159,0
N <sup>a</sup> /V, мг/дм <sup>3</sup>	6,55	4,66	4,12	2,89	3,53	3,87	2,92	4,03	5,10	4,34	4,38	4,15
A <sup>п/г</sup>	2,52	1,79	1,58	1,11	1,36	1,49	1,12	1,55	1,96	1,67	1,68	1,60
A <sup>р/г</sup>	13,10	9,32	8,24	5,78	7,06	7,74	5,84	8,06	10,20	8,68	8,76	8,30
A <sup>воз</sup>	4,37	3,11	2,75	1,93	2,35	2,58	1,95	2,69	3,40	2,89	2,92	2,77
Дніпро												
N <sup>a</sup> , тис.т	11,73	10,60	9,50	6,61	6,38	5,40	5,50	5,60	6,00	5,00	5,00	7,03
V, млн м <sup>3</sup>	2802	2663	2662	2429	2384	2306	2341	2261	2001	2229	2079	2378
N <sup>a</sup> /V, мг/дм <sup>3</sup>	4,19	3,98	3,57	2,72	2,68	2,34	2,35	2,48	3,00	2,24	2,40	2,96
A <sup>п/г</sup>	1,61	1,53	1,37	1,05	1,03	0,90	0,90	0,95	1,15	0,86	0,92	1,14
A <sup>р/г</sup>	8,38	7,96	7,14	5,44	5,36	4,68	4,70	5,96	6,00	4,48	4,80	5,92
A <sup>воз</sup>	2,79	2,65	2,38	1,81	1,79	1,56	1,57	1,65	2,00	1,49	1,60	1,97
Сіверський Донець												
N <sup>a</sup> , тис.т	5,90	4,80	3,30	2,15	1,61	1,50	1,40	1,40	1,00	1,30	1,80	2,38
V, млн м <sup>3</sup>	1232	1116	1066	933	877	807	721	735	729	700	678	872
N <sup>a</sup> /V, мг/дм <sup>3</sup>	4,79	4,30	3,09	2,30	1,84	1,86	1,94	1,90	1,37	1,86	2,65	2,73
A <sup>п/г</sup>	1,84	1,65	1,19	0,88	0,71	0,72	0,75	0,73	0,53	0,72	1,02	1,05
A <sup>р/г</sup>	9,58	8,60	6,18	4,60	3,68	3,72	3,88	3,80	2,74	3,72	5,30	5,46
A <sup>воз</sup>	3,19	2,87	2,06	1,53	1,23	1,24	1,29	1,27	0,91	1,24	1,77	1,82
Дністер												
N <sup>a</sup> , тис.т	1,68	1,20	1,20	0,87	0,89	0,80	0,60	0,50	0,50	0,40	0,40	0,82
V, млн м <sup>3</sup>	305	296	293	271	259	247	209	191	184	190	177	238
N <sup>a</sup> /V, мг/дм <sup>3</sup>	5,51	4,05	4,09	3,21	3,44	3,24	2,87	2,62	2,72	2,10	2,26	3,45
A <sup>п/г</sup>	2,12	1,56	1,57	1,23	1,32	1,25	1,10	1,00	1,05	0,81	0,87	1,33
A <sup>р/г</sup>	11,02	8,10	8,18	6,42	6,88	6,48	5,74	5,24	5,44	4,20	4,52	6,90
A <sup>воз</sup>	3,67	2,70	2,73	2,14	2,29	2,16	1,91	1,75	1,81	1,40	1,51	2,30

### Висновки.

1. Охорона водних об'єктів від забруднення та виснаження є важливою складовою збереження екосистем основних українських річок.
2. Необхідно впровадження сучасних прогресивних технологій щодо покращення якості відвідних стічних вод та систем моніторингу і контролю за забрудненням поверхневих вод.
3. Необхідно впровадження світового досвіду в галузі використання та охорони вод.
4. Необхідно удосконалення правової та нормативної бази водокористування і штрафних санкцій.
5. Економічне стимулювання впровадження водозберігаючих технологій і технологій повторного використання очищених стічних вод дозволить значно підвищити ефективність водокористування.
6. Забезпечити фінансування спорудження нових та реконструкцію існуючих очисних споруд, які забезпечать зниження затрат на водовідведення.
7. Перебудова виробництва і раціональне використання та охорона водних ресурсів потребує постійної уваги усіх мешканців країни.

### Список літератури

1. *Обухов Є.В.* Сучасні показники забезпечення населення України водними ресурсами //Український гідрометеорологічний журнал.- 2011.- №8.-С.176-181.
2. *Водні ресурси: використання, охорона, відтворення, управління: Підручник для студентів вищих навч. закладів/ А.В. Яцик, Ю.М.Грищенко, Л.А.Волкова, І.А.Пашенюк.- К.: Генеза, 2007.-360 с.*
3. *Яцык А.В.* Концепция сбалансированного экобезопасного использования и сбережения водных ресурсов Украины // Материалы четвертого межд. водного форума.//Стратегические проблемы охраны и использования водных ресурсов. -Минск: Минсктиппроект, 2011. – С. 30-41.
4. *Обухов Є.В.* Питомі показники антропогенного забруднення основних українських річок//Збірник матеріалів третього міжн. екологічного форуму «Чисте МІСТО. Чиста РІКА. Чиста ПЛАНЕТА». – Херсон: ХТПП, 2011.- С.143 – 146.
5. *Яцык А.В.* Экологические основы рационального водопользования.- К.: Изд –во «Генеза», 1997. – 640 с.
6. *Химия: Справ. Материалы: Кн. для учащихся/ Ю.Д.Третьяков, Н.Н. Олейников, Я.А.Кеслер, И.В.Казимирчик: Под ред. Ю.Д.Третьякова.- 2-е изд.- М.: Просвещение, 1988.- 233 с.*
7. *Останчук Ю.М.* Довкілля України у2009 році//Аналітична доповідь-[Електронний ресурс]: Держкомстат України. Статистична інформація.- Режим доступу: <http://www.ukrstat.gov.ua/7html>.
8. *Кириленко І.А. , Полоса А.И.* Экология Украины. Проблемы. География. Пути решения /Курсовая работа.- Одесса: ОНУ им. Мечникова, 2003.-37с.[Електронний ресурс] – Режим доступу: <http:kref.ru/infoekologicheskoepravo/120247/19.html>.
9. *Методическое* руководство по расчету антропогенной нагрузки и классификации экологического состояния малых рек Украины/ НТД 33-4759129-03-04-92.- К.: Минприроды, Госводхоз, 1992.- 40 с.
10. *Методические* оценки экономической эффективности комплексного использования ВР в современных условиях ( на примере днепровских вод – щ ).- К.: УНИИВЭП,1995. -47 с.
11. *Справочник* по водным ресурсам / Под ред. Б.И.Стрельца . – К.: Урожай,1987. – 304 с.

#### **Запрещено недопустимые концентрации загрязняющих веществ в сточных водах бассейнов основных украинских рек. Обухов Е.В.**

*Приведено сравнение реальных и допустимых за разными стандартами концентраций загрязняющих веществ сточных вод бассейнов рек.*

**Ключевые слова:** концентрация, вещество, бассейн реки, использование, охрана, окружающая среда.

#### **The most harmful concentrations of pollutants in the waste waters of basins of main Ukrainian rivers.**

**E.V. Obukhov**

*The comparison of real and acceptable for different standards concentration of the polluting substances of the rivers basins waste water.*

**Keywords:** concentration, substance, river basin, use, protection, environment.

## УДОСКОНАЛЕННЯ РОЗРАХУНКОВОЇ СХЕМИ ФОРМУВАННЯ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ З ЕЛЕМЕНТАРНИХ ВОДОЗБОРІВ А.М.БЕФАНИ

В статті розглядаються науково-методичні аспекти розрахунку максимального стоку з елементарних водозборів.

**Ключові слова:** математична модель, максимальний стік, русло-заплавне регулювання, елементарні водозбори

**Вступ.** Невеликі водозбори є первинною гідрографічною мережею в структурі річкових водозборів. У гідрологічному відношенні вони вивчені недостатньо і тому майже усі розрахункові методики по визначенню характеристик максимального стоку з елементарних водозборів базуються на використанні матеріалів спостережень середніх за розміром річок, але без урахування ефектів русло-заплавного регулювання. Теоретичні моделі найчастіше обґрунтовуються таким чином, що єдиним чинником трансформації схилового припливу вважається лише тривалість руслового добігання паводкових чи повеневих хвиль. Серед них найбільш відомою можна вважати теоретичну концепцію А.М. Бефани [1]. Елементарний водозбір моделюється ним у вигляді прямокутника з одним руслом посередині (рис. 1). Бічний приплив береться у вигляді довільної функції часу  $t$ . Вихідне диференціальне рівняння описується таким чином

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = q'_t \quad (1)$$

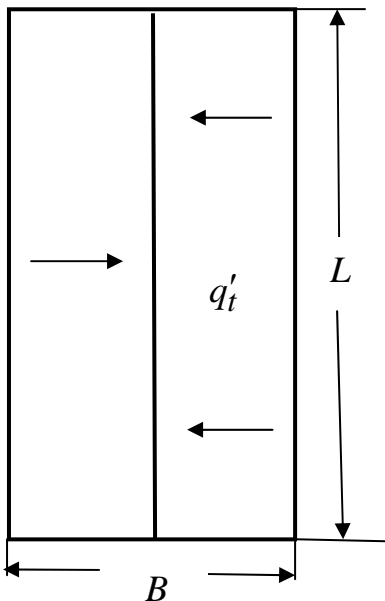


Рис. 1 - Схема елементарного водозбору

З (1) видно, що бічний приплив  $q'_t$  витрачається на збільшення витрати води  $Q$  по довжині русла та на зміну поперечного перерізу потоку  $\omega$  у часі. Беручи до уваги, що

$$Q = \omega \cdot V_g, \quad (2)$$

де  $V_g$  – швидкість руслового добігання повеневих (паводкових) хвиль по довжині водотоку, рівняння (1) набуває вигляду

$$V_g \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = q'_t \quad (3)$$

Інтегрування (3) за початкових ( $t = 0$ ;  $\omega = 0$ ) і граничних ( $x = 0$ ;  $\omega = 0$ ) умов дало змогу обґрунтувати базові формули для розрахунку максимальних модулів стоку з елементарних водозборів, а саме:



- при  $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{Y_{tp}}{t_p}; \quad (4)$$

- при  $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p}, \quad (5)$$

де  $Y_{tp}$  - найбільше значення шару схилового припливу за тривалість руслового добігання  $t_p$ ;  $Y_m$  - загальний шар схилового припливу за паводок (водопілля);

$T_0$  - тривалість схилового припливу.

Пізніше А.М. Бефані [2] об'єднав вирази (4) і (5) за допомогою коефіцієнта «діючого» шару припливу  $\varphi$ , причому у відомій редакції [3] він має вигляд

$$\varphi = \frac{Y_{tp}}{Y_m} = \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right], \quad (6)$$

де  $\frac{n+1}{n}$  - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;  $n \leq 1.0$  - степеневий показник у редуційному гідрографі схилового припливу.

З урахуванням (6)

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi \quad (7)$$

При  $\frac{t_p}{T_0} = 0$  коефіцієнт  $\varphi = 0$ , а при  $\frac{t_p}{T_0} \geq 1.0$  він дорівнює своєму верхньому значенню -  $\varphi = 1.0$ .

**Розширення теоретичної моделі (1).** Неврахування ефектів русло-заплавного регулювання у базовому рівнянні, очевидно, буде призводити до завищення результатів, особливо в області середніх і великих (за розмірами) водозборів. Стосовно останніх, А.М. Бефані [2] рекомендував площу поперечного перерізу русла  $\omega_p$  розділити умовно на три складові: живий переріз  $\omega$ , заплавну частину  $\omega_3$  й алювіальну акумуляцію  $\omega_a$ . При цьому він вважав, що співвідношення між  $\omega_3$  і  $\omega_a$ , з одного боку, та  $\omega$  - з іншого, описується лінійними рівняннями променів, тобто

$$\omega_3 = k_1 \alpha, \quad (8)$$

а

$$\omega_a = k_2 \alpha \quad (9)$$

За такою схемою

$$\omega_p = \omega + k_1 \omega + k_2 \omega = \omega(1 + k_1 + k_2) \quad (10)$$

Беручи до уваги (10), запишемо (3) у вигляді

$$V_p(1+k_1+k_2) \frac{\partial \omega}{\partial x} + (1+k_1+k_2) \frac{\partial y}{\partial t} = q_t' \quad (11)$$

або

$$(1+k_1+k_2)\left(V_g \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t}\right) = q_t' \quad (12)$$

Для зручності (12) приведемо до вигляду

$$V_g \cdot \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = \frac{1}{1+k_1+k_2} q_t' \quad (13)$$

Параметр  $\left[ \frac{1}{1+k_1+k_2} \right] \leq 1.0$  позначимо як коефіцієнт русло-заплавного регулювання паводків (водопіль)  $\varepsilon_t$ . Тоді

$$V_g \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = \varepsilon_t q_t' \quad (14)$$

Складемо допоміжне рівняння

$$\frac{dx}{V_g} = \frac{dt}{1} = \frac{d\omega}{\varepsilon_t q_t'} \quad (15)$$

Система (15) дозволяє записати такі часткові інтеграли

$$dx = V_g dt ; \quad (16)$$

$$d\omega = \varepsilon_t q_t' dt \quad (17)$$

Виходячи з (16) і (17),

$$x = V_g t + C_1, \quad (18)$$

а

$$\omega = \int \varepsilon_t q_t' dt + C_2 \quad (19)$$

Початкові умови:  $t = 0$  й  $\omega = 0$ ; а граничні -  $x = 0$  й  $\omega = 0$ . Використовуючи їх, отримаємо вирази відносно  $\omega$  за різних співвідношень між тривалостями руслового добігання  $t_p$  і схилового припливу  $T_0$ , а саме:

$$\text{- при } t_p < T_0 \quad \omega_m = \int_{t_{кр} - t_p}^{T_0} \varepsilon_t q_t' dt ; \quad (20)$$

$$\text{- при } t_p \geq T_0 \quad \omega_m = \int_0^{T_0} \varepsilon_t q_t' dt ; \quad (21)$$

де  $\omega_m$  - площа живого перерізу русла під час формування максимальної витрати води;

$t_{кр}$  - момент настання максимальної витрати води ( $t_p < T_0$ ).

При розв'язанні (20), у зв'язку з відсутністю відомостей щодо функції русло-заплавного регулювання  $\varepsilon_t$ , здійснимо її осереднення за проміжок часу  $t_p$ , тоді

$$(\omega_m)_{np} = \bar{\varepsilon}_{tp} \int_{t_{кр} - t_p}^{t_{кр}} q_t' dt = \bar{\varepsilon}_{tp} Y_{tp} \cdot B \quad (22)$$

Перехідний коефіцієнт від (22) до (20) є відношенням

$$\kappa_{\varepsilon} = \left( \frac{\omega_m}{\omega_m} \right)_{np} \quad (23)$$

Звідки

$$\omega_m = \kappa_{\varepsilon} (\omega_m)_{np} = \kappa_{\varepsilon} \cdot \bar{\varepsilon}_{tp} Y_{tp} \cdot B \quad (24)$$

Максимальна витрати води  $Q_m$  буде дорівнювати

$$Q_m = V_g \omega_m = \varepsilon_F Y_{tp} \cdot B \cdot V_g, \quad (25)$$

де  $\varepsilon_F = \bar{\varepsilon}_{tp} \cdot \kappa_{\varepsilon}$  - коефіцієнт русло-заплавного регулювання паводків (водопіль) при  $t_p < T_o$ .

Відповідно максимальний модуль при  $t_p < T_o$  є

$$q_m = \frac{Q_m}{B \cdot L} = \frac{Y_{tp}}{t_p} \varepsilon_F, \quad (26)$$

де  $t_p = \frac{L}{V_g}$  - тривалість руслового добігання піка паводка (водопілля)

Аналогічним чином при  $t_p \geq T_o$

$$(\omega_m)_{np} = \bar{\varepsilon}_{T_o} \int_0^{T_o} q'_t dt = \bar{\varepsilon}_{T_o} Y_m B, \quad (27)$$

а 
$$\omega_m = (\omega_m)_{np} \kappa_{\varepsilon} = \varepsilon_F Y_m B \quad (28)$$

Максимальна витрата води при  $t_p > T_o$  дорівнює

$$Q_m = \varepsilon_F Y_m B V_g, \quad (29)$$

де  $\varepsilon_F = \kappa_{\varepsilon} \bar{\varepsilon}_{T_o}$  - коефіцієнт русло-заплавного регулювання паводків (водопіль) при  $t_p > T_o$

Максимальний модуль паводка (водопілля) при  $t_p \geq T_o$  є

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varepsilon_F \quad (30)$$

В узагальненому вигляді, об'єднуючи (26) і (30),

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi \varepsilon_F \quad (31)$$

**Аналіз отриманих результатів.** Розрахункове рівняння (31) для визначення максимальних модулів стоку паводків (водопіль) на елементарних водозборах, на відміну від попереднього варіанта, запропонованого А.М. Бефані [1], дає змогу враховувати не лише вплив на трансформацію гідрографів стоку тривалості руслового добігання, але й ефекти русло-заплавного регулювання. На жаль, навіть удосконалена

структура не позбавлена досить суттєвого недоліку, який стосується верхньої частини залежності  $q_m = f(k)$ , оскільки при  $t_p \rightarrow 0$ , згідно з (31), має місце невизначеність вигляду  $\frac{0}{0}$ . Тому доцільно дещо покращити структуру (31), тобто поширити її можливості для усього діапазону водозбірних площ. З цією метою скористаємося варіантом представлення функції припливу у вигляді узагальненого схилового гідрографа стоку [3]

$$q'_t = q'_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_o} \right)^n \right], \quad (32)$$

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

Проінтегруємо (32) по  $T_o$ , тоді

$$Y_m = \int_0^{T_o} q'_t dt = q'_m T_o \frac{n}{n+1} \quad (33)$$

Підставимо (33) в (31)

$$q_m = \frac{n}{n+1} \frac{T_o}{t_p} q'_m \varphi \varepsilon_F \quad (34)$$

Позначимо через  $\psi\left(\frac{t_p}{T_o}\right)$  функцію

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_o}\right) = \frac{n}{n+1} \frac{T_o}{t_p} \varphi \quad (35)$$

Очевидно, що:

$$\text{- при } t_p < T_o \quad \psi\left(\frac{t_p}{T_o}\right) = 1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_o}\right)^n; \quad (36)$$

$$\text{- при } t_p \geq T_o \quad \psi\left(\frac{t_p}{T_o}\right) = \frac{n}{n+1} \frac{T_o}{t_p} \quad (37)$$

В операторному вигляді формула максимального стоку з елементарних водозборів А.М.Бефані запишеться таким чином

$$q_m = q'_m \psi\left(\frac{t_p}{T_o}\right) \varepsilon_F q \quad (38)$$

Максимальний модуль схилового припливу  $q'_m$  можна досить просто визначити, виходячи з (33), бо

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_o} Y_m \quad (39)$$

Структура (38) не має обмежень, з точки зору розміру малих водозборів, оскільки при  $\frac{t_p}{T_o} = 0$  параметри  $\psi\left(\frac{t_p}{T_o}\right)$  і  $\varepsilon_F$  дорівнюють одиниці, а

$q_m = q'_m$ . Характер залежності  $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$  і  $\varepsilon_F$  від розміру водозборів ілюструється

рис.2

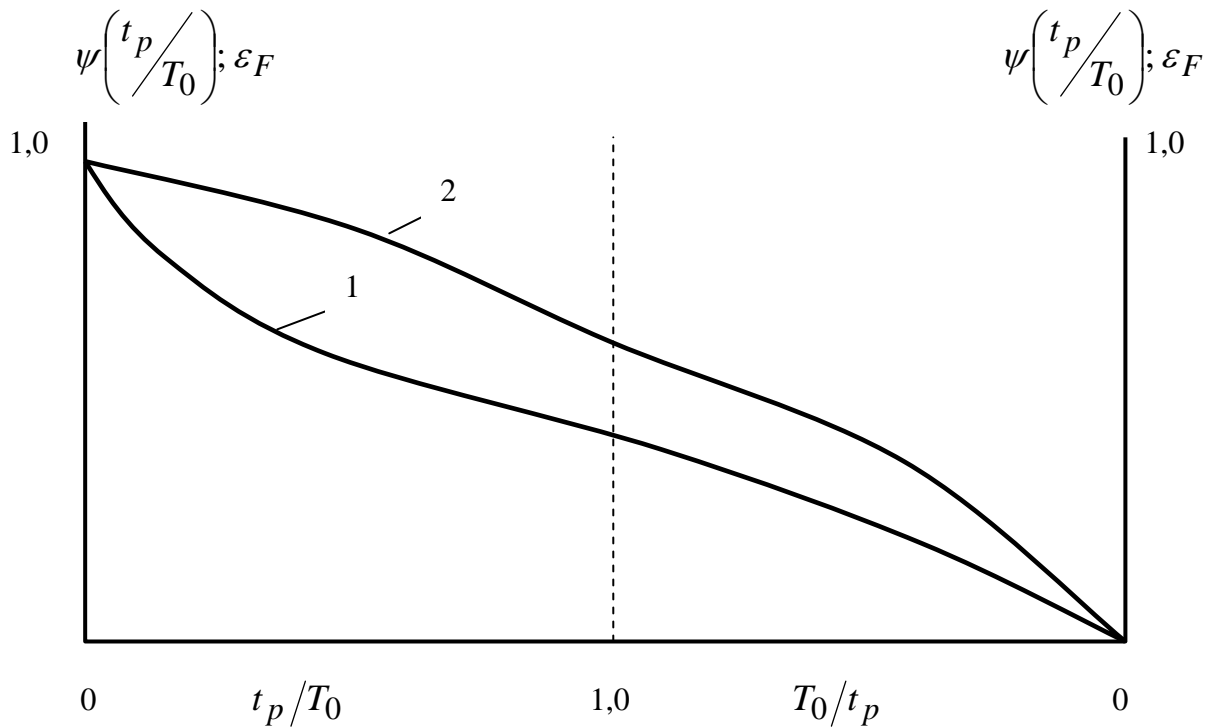


Рис.2 - Залежність коефіцієнтів трансформації паводкового (повеневого) стоку від співвідношення  $t_p/T_0$ : 1 -  $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ ; 2 -  $\varepsilon_F$

**Висновки.** Удосконалений варіант формули А.Н.Бефани рекомендується для практичного використання при розрахунках максимального стоку з елементарних водозборів.

#### Список літератури

1. Бефани А.Н. Основи теорії ливневого стоку // Тр. ОГМИ, 1958. - Ч. II. - Вып. 14. - 302 с.
2. Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д. Региональные модели формирования паводочного стока на территории СССР. - Обнинск, 1981. - Вып. 2. - 60 с.
3. Гопченко Е.Д. О редуции максимальных модулей дождевого стока по площади. - Метеорология и гидрология, 1975. - №2. - С. 66-71.

#### Усовершенствование расчетной схемы формирования максимального стока с элементарных водосборов А.М.Бефани. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е.

В статье рассматриваются научно-методические аспекты расчета максимального стока с элементарных водосборов.

**Ключевые слова:** теоретическая модель, максимальный сток, русло-пойменное регулирование, элементарные водосборы

#### Development of calculation chart of forming maximum runoff from elementary watersheds of А.М.Бefani. Gopchenko E.D., Romanchuk M.E.

The scientific-methodical aspects of calculation of maximum runoff from elementary watersheds in the article are examined.

**Keywords:** theoretical model, maximum runoff, river-bed regulation, elementary watersheds

## **ОЦІНКА МОЖЛИВОСТІ ОПЕРАТИВНОГО ПРОГНОЗУВАННЯ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ НА РІЧКАХ БАСЕЙНІВ ПРУТА ТА СІРЕТУ**

*Проведена оцінка можливості прогнозу у оперативних умовах перебігу стоку під час дощових паводків на річках басейнів Прута та Сірету (у межах України) з застосуванням підсистеми короткотермінового їх прогнозування, методична база якої ґрунтується на математичному моделюванні процесів формування дощового стоку, які відбуваються на водозборі та в річковій мережі. Перевірка працездатності моделюючої системи проведена на прикладі катастрофічного паводку в липні 2008 р.*

**Ключові слова:** дощовий паводок, процеси формування стоку, гідрологічний прогноз, математичне моделювання

**Вступ.** У зв'язку з кліматичними змінами, які відбуваються у глобальному масштабі, почастишали та посилилися такі природні явища у світі як паводки [1, 5]. На гірських річках особливу небезпеку викликають паводки зливого походження з огляду на їх раптовість та високу кінетику водних потоків.

Розрахунок та прогноз дощових паводків є одним з найважливіших напрямків прикладної гідрології, які цілком задовільного рішення не одержали й дотепер. Але ж важливим моментом залишається той факт, що, хоча дощові паводки й виникають раптово, навіть невелика завчасність їхнього передбачення в багатьох випадках дозволяє зберегти значні матеріальні цінності й життя людей.

Паводки в Українських Карпатах (басейни річок Тиси, Дністра та Прута) – звичайне явище, яке притаманне річкам цієї території. Вони визначаються тут частотою, інтенсивністю розвитку та одночасним поширенням на значні території. Нерідко набувають характеру небезпечних явищ із руйнівними наслідками. Про інтенсивність розвитку паводків можна мати уяву з таких даних – у створах на гірських річках проміжок часу між настанням ядра опадів і максимумом паводку за площі водозбору 1000-1200 км<sup>2</sup> не перевищує 6-10 годин. Враховуючи таку інтенсивність формування паводків у Карпатах, опрацювання прогностичних систем найбільш доцільно (щодо ефективності їх використання у оперативному режимі) здійснювати на засадах математичного моделювання процесів формування стоку типу «опад – стік».

Математичне моделювання процесів формування стоку є пріоритетним напрямком у розвитку теоретичної та практичної гідрології. Така увага пояснюється тим, що цей напрямок досліджень дозволяє удосконалювати існуючі та створювати нові практичні методи гідрологічного прогнозування та обчислення стоку. Високої інформативної здатності набувають створювані на засадах математичного моделювання прогностичні системи – просторові, басейнові, безперервні у часі. Цим самим забезпечується якомога більша завчасність прогнозування перебігу стоку води.

Одним з основних завдань дослідження є оцінка можливості оперативного прогнозування дощових паводків на річках басейнів Прута та Сірету (у межах України) з застосуванням підсистеми короткотермінового їх прогнозування (програмний комплекс “Прут-1.ДОЩ”), методична база якого ґрунтується на математичному моделюванні процесів формування дощового стоку, що відбуваються на водозборі та в річковій мережі [2, 3].

**Об'єкти та вихідні матеріали дослідження.** Валідацію моделі, з огляду на її адекватність відповідно до поставленого завдання щодо процесів формування та прогнозування дощового стоку на річках басейнів Прута та Сірету, проведено на прикладі катастрофічного паводку липня 2008 р. В процесі дослідження використано

матеріали спостережень гідрометеорологічної мережі з 5 метеорологічних станцій та 14 гідрологічних постів.

Синоптичний процес, який спостерігався під час паводку у липні 2008 р., був унікальним за своєю тривалістю та спричинив на річках в басейнах Дністра, Прута та Сірету (Львівська, Івано-Франківська та Чернівецька області) руйнівні паводки [5]. Причиною випадіння великих сум опадів у районі Українських Карпат та Прикарпаття протягом 22-27 липня 2008 р були:

- тривале стаціонанування циклону;
- орографічне загострення фронтів, що зумовило посилення інтенсивності опадів та збільшення площі їх випадіння;
- орографічне підсилення облогових опадів;
- інтенсивна конвективна діяльність.

Загальна кількість опадів за 22-27 липня 2008 р. коливалася по території від 90 до 350 мм. У межах гірської частини басейнів Прута та Сірету вона становила 200-350мм (Ворохта-356, Яремча-351 мм). Більше 200 мм випало на 52 % площі. Із загальної площі водозборів річок Прута й Сірету близько 5 тис. км<sup>2</sup> охопили 150-350мм опадів (табл.1).

Таблиця 1 – Загальна кількість опадів (мм) у басейнах Прута та Сірету за даними метеорологічних станцій і гідрологічних постів з 22 по 27 липня 2008 р.

Річка – пост	22.07- 23.07	23.07- 24.07	24.07- 25.07	25.07- 26.07	26.07- 27.07	Кількість опадів 22-27.07
Сірет – Сторожинець	9	6	91	17	52	175
Прут – Ворохта	21	63	87	51	134	356
Прут – Яремча	44	47	129	47	84	351
Прут – Коломия	23	11	101	40	35	210
Прут – Чернівці	9	5	37	41	0	92
Кам'яна-Дора	40	58	136	38	55	327
Чорнява – Любківці	0	8	44	55	4	111
Черемош – Устеріки	13	47	87	36	70	253
Черемош – Кути	21	39	130	31	55	276
Білий Черемош – Яблуниця	8	34	88	39	55	224
Чорний Черемош – Верховина	15	49	70	40	81	255
Ільця – Ільці	25	57	78	42	109	311
Путила – Путила	7	38	74	34	70	223
Пожежевська	30	37	67	45	88	267

Найбільш інтенсивні дощі пройшли 24-25 липня, коли в основних зонах формування паводків кількість опадів за 24 години досягала 90-130 мм. У ці ж дні кількість опадів за 12 годин нерідко становила 70-85 мм. У верхів'ях Прута та його притоки Черемошу (Яремча, Коломия, Дора, Кути) за 24 години кількість опадів досягала 100-140 мм. В період 26-27 липня, уже на спаді основної хвилі паводку в окремих пунктах (Ворохта, Ільці) також випадали значні дощі. Тільки в нижній частині басейну кількість опадів за 24 години не перевищувала 20-40 мм.

Загальні підйоми рівнів води на малих гірських річках досягали переважно 150-250 см. На р. Сірет – Сторожинець та р. Прут – Коломия, р.Прут –Чернівці рівні води під час паводку піднялися на 500-800 см, на р.Білий Черемош – Яблуниця, р.Чорний

Черемош – Верховина, р.Черемош – Устеріки, р.Черемош – Кути – на 300-380 см (табл.2).

Таблиця 2 – Максимальні рівні та витрати води під час паводків у липні 2008 року в басейнах Прута та Сірету

Річка – пост	Рівень води, см над “0” поста		Максимальна витрата води, м <sup>3</sup> /с	Дата настання максимального рівня /витрати	Загальне підвищення рівня води, см
	передпаводковий	максимальний			
Сірет – Сторожинець	292	796	1430	25.07	504
Прут – Кременці	150	420	230	25.07	270
Прут – Яремча	166	540	700	25.07	374
Прут – Коломия	221	734	1275	25.07	513
Прут – Чернівці	109	880	3890	26.07	771
Черемош – Устеріки	68	449	1500	26.07	381
Черемош – Кути	302	680		27.07	378
Білий Черемош – Яблуниця	138	498	1330	26.07	360
Чорний Черемош – Верховина	320	613	1160	27.07	293
Ільця – Ільці	67	237	171	27.07	170
Путила – Путила	285	452	241	26.07	167

Максимальна інтенсивність підйому рівнів води на річках коливалася у межах від 120 до 230 см за 6 годин. Модулі максимальних витрат води становили у верхів'ї Пруту 1,2-2,2 м<sup>3</sup>/(с·км<sup>2</sup>), на низовинних ділянках вони не перевищували 0,05-0,1л/(с·км<sup>2</sup>).

За останні 120 років у басейнах Прута та Сірету спостерігалось 6 паводків, близьких до паводку 2008 р. (1897 р., червень; 1908 р., липень; 1911 р., липень; 1930 р., травень; 1941 р., вересень; 1969 р., червень), три з них за загальним об'ємом стоку води і максимальними витратами перевищували його – 1911, 1941, 1969 роки.

**Методи дослідження.** Програмний комплекс короткотермінового прогнозування дощових паводків на річках басейнів Прута та Сірету являє собою систему імітації паводків на засадах математичного моделювання процесів їх формування та складається з паралельних підсистем [2, 3]. Тим самим структурою моделі враховується просторовий розподіл водоутворення і, в залежності від ступеня нерівномірності останнього по площі водозбору, встановлюється кількість підсистем.

Структура прогностичної підсистеми об'єднує 9 часткових басейнів (рис. 1):

- 1) р. Сірет – Сторожинець; 2) р. Прут – Кременці; 3) р. Прут – Яремча;
- 4) р. Прут – Коломия; 5) р. Білий Черемош – Яблуниця;
- 6) р. Чорний Черемош – Верховина; 7) р. Черемош – Устеріки;
- 8) р. Черемош – Кути; 9) р. Прут – Чернівці.

Забезпечення функціонування прогностичної системи здійснюється шляхом визначення оптимальних модельних параметрів, які відображають процеси водоутворення на кожній частковій площі басейну та враховують регіональні, ландшафтні особливості формування паводків [4]. Для кожного часткового басейну (часткової площі) під час калібрування відпрацьовано (ідентифіковано) відповідні оптимальні значення параметрів моделі. Технологія ідентифікації параметрів моделі



ґрунтується на методі декомпозиції із застосуванням оптимізаційних процедур і залежностей параметрів від ландшафтних характеристик.

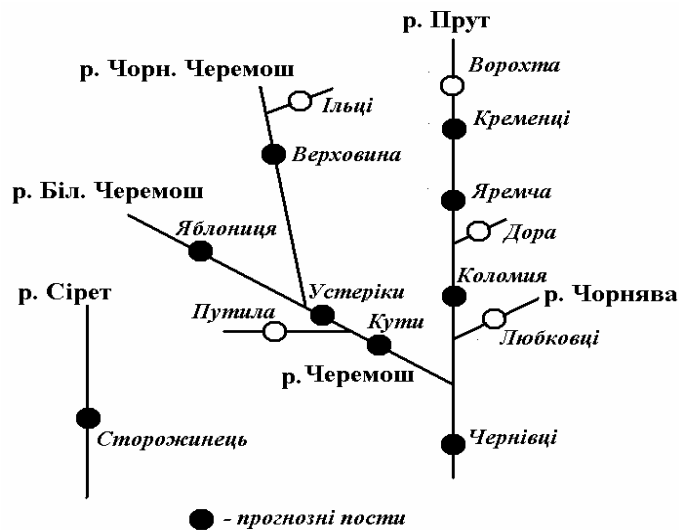


Рис.1 – Схема басейнів Прута та Сірету у прогностичній підсистемі.

При моделюванні завдяки параметрам визначається формування певного виду водоутворення - поверхневого, підповерхневого, підземного. Параметри моделі враховують морфометричні, ґрунтові, гідравлічні властивості водозбору та обумовлюють такі процеси: інтенсивність випаровування з поверхні водозбору; інфільтрацію; зміну зволоженості діючої площі водозбору внаслідок відтоку води; зміну діючої площі водозбору, на якій формується стік води, в залежності від шару водоутворення; інтенсивність фільтрації в нижчерозташовані шари ґрунту та підґрунтя; водоутворення трьох вищезгаданих видів стоку, швидкість стікання яких значно різняться.

Прогнозування дощових паводків для річок Прута та Сірету здійснюється для всіх кінцевих створів часткових басейнів (окремо для кожного або для всіх): р.Сірет – Сторожинець; р.Прут – Кременці, р.Прут – Яремча, р.Прут – Коломия; р.Білий Черемош – Яблуниця; р.Чорний Черемош – Верховина; р.Черемош – Устеріки. Для прогнозування ж витрат/рівнів води в басейні р. Прут на постах Кути та Чернівці потрібно обов'язково мати попередньо обчисленні (прогнозовані) дані для наступних створів:

- для р.Черемош – Кути – р.Черемош – Устеріки, р.Білий Черемош – Яблуниця;
- для р.Прут – Чернівці – р.Прут – Коломия, р.Черемош – Устеріки, р.Білий Черемош – Яблуниця (рис. 1).

Формування вихідної інформації для кожного часткового басейну проводиться за єдиною схемою. Розрахунковий інтервал часу – 6 годин. Вихідними функціями моделі слугують середні по водозбору (частковій площі) значення інтенсивності опадів, дефіцит вологості повітря та швидкість приземного вітру. Кожна з цих функцій – це часова послідовність середніх на водозборі значень відповідних метеорологічних величин (табл. 3).

Математична модель функціонує в кожній структурній одиниці як її складова для оцінювання водовіддачі внаслідок дощу на кожній частковій площі, що дозволяє враховувати просторову неоднорідність ландшафтних і гідрометеорологічних умов у межах будь-якого річкового басейну.

Таблиця 3 – Обсяг гідрометеорологічних даних, необхідний для функціонування підсистеми короткотермінового прогнозування дощових паводків в басейнах річок Прута та Сірету

<i>Метеорологічні станції</i>	<i>Гідрологічні пости</i>	
М1 Яремча	1 Сірет - Сторожинець	8 Чорнява - Любківці
М2 Пожежівська	2 Прут - Ворохта	9 Черемош - Устерики
М3 Селятин	3 Прут - Кременці	10 Черемош - Кути
М4 Коломия	4 Прут - Яремча	11 Біл.Черемош – Яблуниця
М5 Чернівці	5 Прут - Коломия	12 Чорн.Черемош – Верховина
	6 Прут - Чернівці	13 Ільця - Ільці
	7 Кам'янка - Дора	14 Путила - Путила

Результати прогнозування видаються для кожного кінцевого створу у вигляді таблиці та графіка перебігу витрат/рівнів води: на 2 розрахункових інтервали прогнозні значення та на 12 розрахункових інтервалів значення, які описують ймовірний перебіг стоку для трьох можливих погодних ситуацій (за умови збереження, збільшення на 50% та зменшення на 50% інтенсивності опадів у наступні два інтервали). Прогнозні значення для р.Черемош-Кути видаються на 3 розрахункові інтервали часу ( $t+6$ ,  $t+12$ ,  $t+18$ ), а для р.Прут-Чернівці – на 4 інтервали (від  $t+6$  до  $t+24$ ).

У підсистемі короткотермінового прогнозування дощових паводків в басейнах річок Прута та Сірету для оцінювання зволоженості водозбору перед паводком модельні обчислення за передпаводковий період не проводяться. Замість цієї процедури вводяться дані про дефіцит вологості ґрунту на часткових площах через показник, значення якого обчислюються на основі його залежності від модулів стоку перед паводком. Ці залежності отримані шляхом моделювання паводків.

Для обчислення рівнів води за даними про витрати (або навпаки) використовуються координати функцій  $Q=f(H)$ .

**Результати дослідження та їх аналіз.** Для роботи прогностичної підсистеми короткотермінового прогнозування дощових паводків під час паводкового періоду 24-27 липня 2008 р. в басейнах Прута та Сірету необхідні вихідні дані про інтенсивність опадів, дефіцит вологості та швидкість вітру з метеорологічних станцій за розрахунковий проміжок часу 6 годин та дані про інтенсивність опадів з гідрологічних постів за розрахунковий проміжок часу 12 годин, які представлені у табл. 4-5, а також дані про рівні води через кожні 6 годин (табл. 6).

За прогностичною моделлю дощових паводків були зроблені розрахунки на певні строки, орієнтуючись на перевірку модельного опису підйомів паводків з фактичними спостереженими. Результати моделювання для кожного прогнозного створу, як зазначалося, подаються у трьох варіантах в залежності від можливих погодних ситуацій на період завчасності прогнозу. Такий підхід дає можливість представити всі передбачаємі ситуації або, орієнтуючись на територіальні прогнози погоди, оцінювати перебіг стоку за відповідною ситуацією, що передбачається цим прогнозом.

При аналізі проведених обчислень бралися до уваги лише прогнозні значення витрат/рівнів води, хоча у обчисленнях за моделлю пропонується ще й імовірнісний хід.

Валідація моделюючої системи, відповідно до поставленого завдання, зводиться до демонстрації розрахованих і спостережених гідрографів. Результати апробації прогностичної системи короткотермінового прогнозування дощових паводків в басейні Прута та Сірету, яка ґрунтується на математичному моделюванні процесів стоку, представлено у графічному вигляді на рис. 2 – 10.

Таблиця 4 – Дані про опади, дефіцит вологості та швидкість вітру з метеорологічних станцій під час паводкового періоду 24-27 липня 2008 р. в басейні Прута та Сірету

Дата/час	Метеорологічні станції														
	Селятин			Яремча			Чернівці			Коломия			Пожежівська		
	Опади, мм	Дефіцит вологості повітря, гПа	Швидкість вітру, м/с	Опади, мм	Дефіцит вологості повітря, гПа	Швидкість вітру, м/с	Опади, мм	Дефіцит вологості повітря, гПа	Швидкість вітру, м/с	Опади, мм	Дефіцит вологості повітря, гПа	Швидкість вітру, м/с	Опади, мм	Дефіцит вологості повітря, гПа	Швидкість вітру, м/с
<b>24.07.08/03 год</b>	7,3	0,7	0	3,0	0,6	0	2,0	2,0	2	-	1,6	2	-	0,0	2
24.07.08/09 год	42,3	1,1	6	28,0	0,8	2	2,0	1,0	4	34,0	0,8	2	24	0,0	0
24.07.08/15 год	9,6	2,2	8	18,0	0,6	4	25,0	1,3	4	-	0,8	2	20,	0,0	1
24.07.08/21 год	13,2	1,1	8	4,0	0,2	0	5,0	1,4	5	43,0	1,0	4	10,0	0,0	4
<b>25.07.08/03 год</b>	21,3	0,6	6	82,0	0,4	0	0,6	2,4	3	43,0	0,4	3	29,0	0,0	4
25.07.08/09 год	14,2	1,8	4	7,0	0,6	1	6,4	1,3	5	16,0	0,2	2	8,0	0,0	3
25.07.08/15 год	0,6	1,9	7	7,0	0,8	0	0,5	2,9	0	2,0	6,1	3	11,0	0,0	0
25.07.08/21 год	11,2	1,7	11	15,0	0,6	0	1,5	1,5	4	1,0	1,9	1	12,0	0,0	5
<b>26.07.08/03 год</b>	2,4	2,7	3	18,0	0,6	0	8,0	1,4	5	24,0	0,4	1	13,0	0,0	4
26.07.08/09 год	4,4	1,1	6	7,0	1,1	0	31,0	1,4	6	12,0	0,7	5	9,0	0,0	2
26.07.08/15 год	41,0	0,9	10	11,0	1,1	1	0,3	4,1	5	11,0	2,9	4	24,0	0,0	7
26.07.08/21 год	46,9	0,6	7	34,0	1,0	1	-	2,4	2	5,0	3,0	4	33,0	0,0	2
<b>27.07.08/03 год</b>	3,0	0,3	10	25,0	0,8	0	3,0	1,5	3	5,0	3,4	1	17,0	0,0	4
27.07.08/09 год	0,9	0,6	9	13,0	1,0	0	-	4,2	3	14,0	1,9	3	14,0	0,0	4
27.07.08/15 год	3,9	2,4	10	-	4,8	3	22,3	8,3	2	-	12,4	3	1,0	0,0	5
27.07.08/21 год	2,3	0,7	4	-	2,1	0	0,0	8,7	3	-	9,7	1	5,0	1,7	2

Таблиця 5 – Дані про опади з гідрологічних постів під час паводкового періоду 24-27 липня 2008 р. у басейні Прута та Сірету

Дата/час	Гідрологічні пости										
	р. Сірет – м.Сторожинець	р. Прут – с.Ворохта	р. Прут – с.Кременці	р. Кам'янка – с.Дора	р. Черемош – с.Устеріки	р. Черемош – смт Кути	р. Б. Черемош – с.Яблуниця	р. Ч. Черемош – смт Верховина	р. Ільця – с.Ільці	р. Путила – смт Путила	р. Чорнява – с.Любківці
<b>24.07.08/09 год</b>	3,7	46	44	42	28,5	22,2	27,4	27,2	31,5	38,2	4,6
24.07.08/21 год	56	22	32	43	23,2	55,2	24,2	16,5	24,3	16,2	32,2
<b>25.07.08/09 год</b>	35,4	65	79	93	63,6	74,6	64,2	51,4	53,5	58,2	12,0
25.07.08/21 год	5,7	26	24	22	22,5	4,8	22,7	21,0	23,8	20,2	17,0
<b>26.07.08/09 год</b>	11,0	25	22	19	13,7	26,2	16,2	18,7	18,2	14,2	38,0
26.07.08/21 год	25,0	78	57	35	49,4	26,4	41,2	30,2	67,5	56,2	4,0
<b>27.07.08/09 год</b>	26,5	56	38	20	21,0	28,8	13,8	31,2	41,7	14,2	-
27.07.08/21 год	1,4				7,7	0,4	7,0	22,0	3,7	13,2	-

Таблиця 6 – Дані про рівні води на річках в басейні Прута та Сірету під час паводку 24-27 липня 2008 р.

Дата/час	р. Сірет – с.Сторожинець	р. Прут – с.Кременці	р. Прут – м. Яремча	р. Прут – м. Коломия	р. Прут – м. Чернівці	р. Черемош – смт Кути	р. Черемош – с. Устеріки	р. Ч. Черемош – смт Верховина	р. Б. Черемош – с. Яблуниця
<b>Передпаводковий рівень води 22.07.08)</b>	292	150	166	221	109	302	68	320	138
23.07.08/09 год	296	183	218	313	109	337	93	335	139
23.07.08/15 год	315	-	-	368	156	418	163	388	170
23.07.08/21 год	324	-	276	403	191	415	145	361	167
<b>24.07.08/03 год</b>	331	260	300	348	264	400	120	473	160
24.07.08/09 год	335	330	420	338	314	470	263	463	300
24.07.08/15 год	475	295	385	468	265	536	240	431	258
24.07.08/21 год	519	350	390	498	392	511	233	431	260
<b>25.07.08/03 год</b>	598	<b>420</b>	<b>540</b>	<b>734</b>	497	510	<b>416</b>	<b>513</b>	287
25.07.08/09 год	653	330	420	668	532	<b>620</b>	339	473	298
25.07.08/15 год	<b>798</b>	300	360	468	700	521	271	438	248
25.07.08/21 год	757	270	370	428	840	521	263	441	238
<b>26.07.08/03 год</b>	685	300	375	468	<b>850</b>	539	277	450	231
26.07.08/09 год	627	320	340	458	775	511	242	428	230
26.07.08/15 год	597	345	370	408	655	554	306	471	327
26.07.08/21 год	604	<b>370</b>	476	468	645	<b>619</b>	<b>398</b>	553	<b>498</b>
<b>27.07.08/03 год</b>	638	360	<b>490</b>	<b>518</b>	670	614	365	<b>613</b>	320
27.07.08/09 год	637	350	450	498	710	575	319	473	241
27.07.08/15 год	<b>596</b>	-	325	418	<b>810</b>	516	267	453	238
27.07.08/21 год	524	-	300	368	765	508	255	443	235

Але такого наочного співставлення недостатньо. Дослідження моделі з погляду її працездатності в оперативному режимі, як й для будь-якої прогнозної методики, обов'язково проводиться оцінка справджуваності прогнозів з врахуванням допустимих похибок зміни витрат/рівнів води на період завчасності прогнозів. Для кожного часткового водозбору була проведена така оцінка. Майже для всіх 9 прогнозних створів передбачаємі значення витрат/рівнів води не виходили за межі допустимих похибок. Лише спрогнозовані максимальні значення рівнів/витрат води на річках Білий Черемош – Яблуниця та Прут – Яремча вийшли за допустимі межі значень і були занижені в порівнянні зі спостереженими. Великі похибки також були при прогнозі підйому рівнів води на р. Прут – Чернівці, хоча сама спрогнозована максимальна витрата/рівень води отримана достатньо точною.

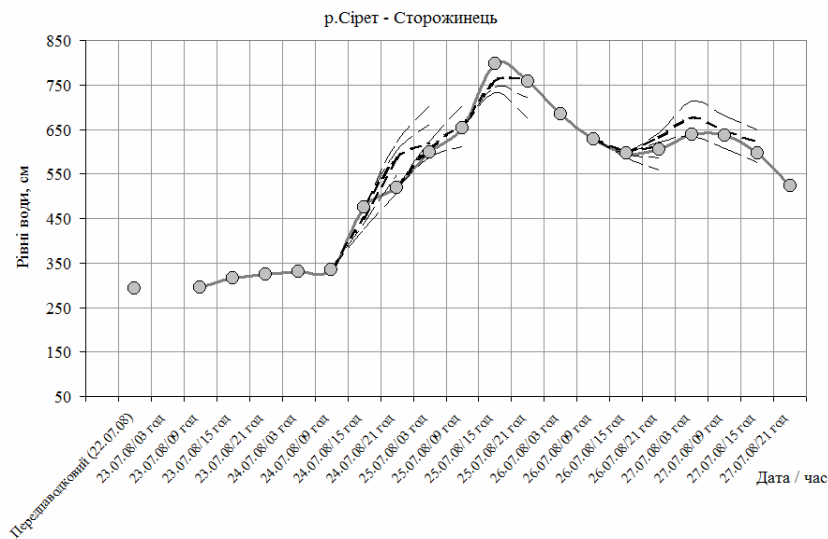


Рис.2 – Результати модельного прогнозування перебігу стоку під час дощового паводку 24-27 липня 2008 р. на р. Сірет –м. Сторожинець.

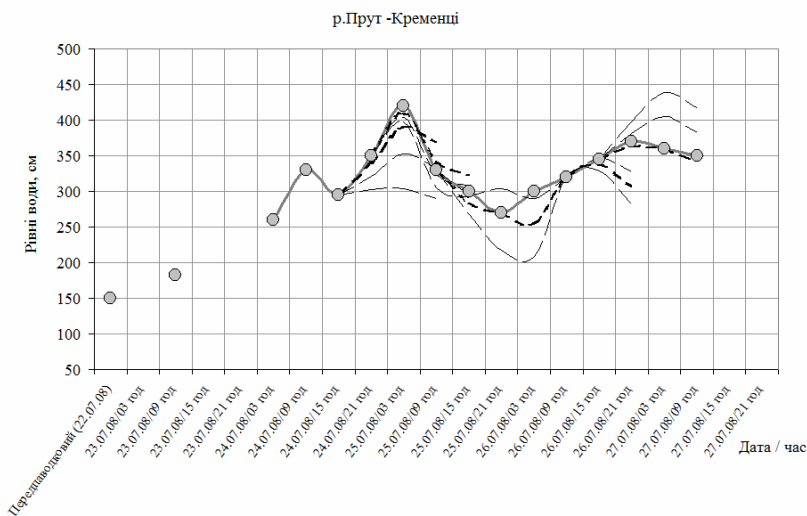


Рис.3 – Результати модельного прогнозування перебігу стоку під час дощового паводку 24-27 липня 2008 р. на р. Прут – с. Кременці (Татарів).

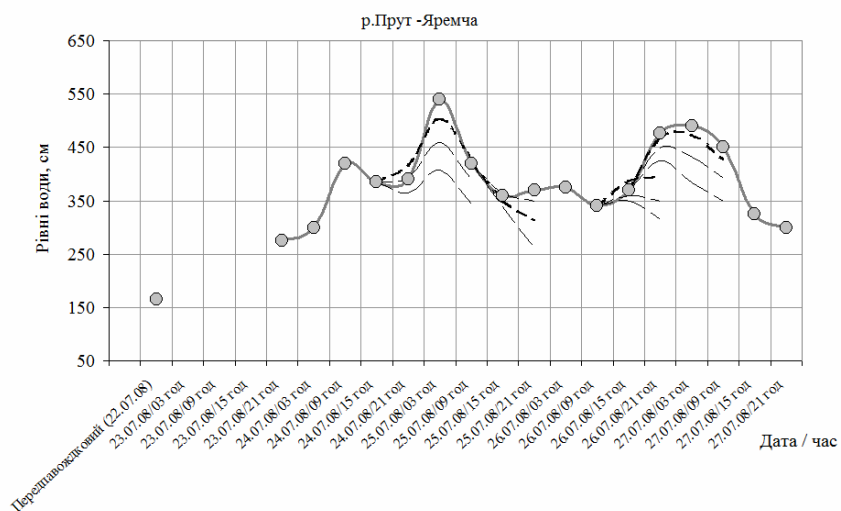


Рис.4 – Результати модельного прогнозування перебігу стоку під час дощового паводку 24-27 липня 2008 р. на р. Прут – м. Яремча.

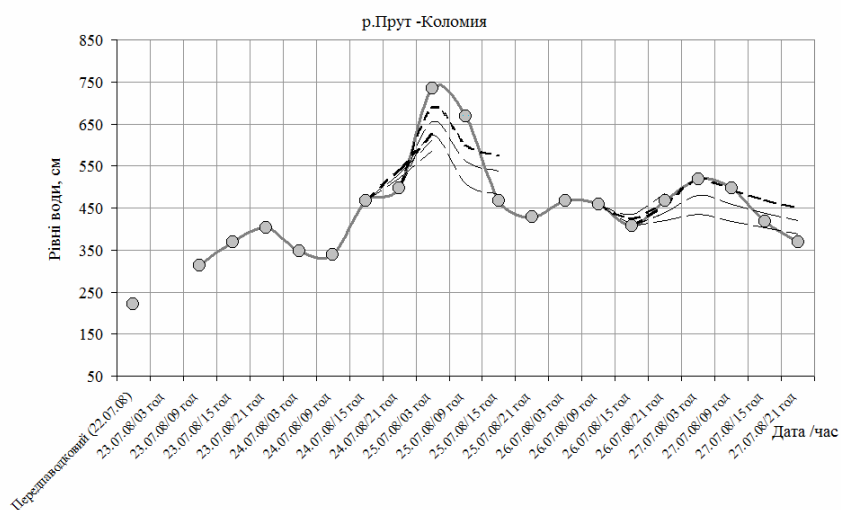


Рис.5 – Результати модельного прогнозування перебігу стоку під час дощового паводку 24-27 липня 2008 р. на р. Прут – м. Коломия.

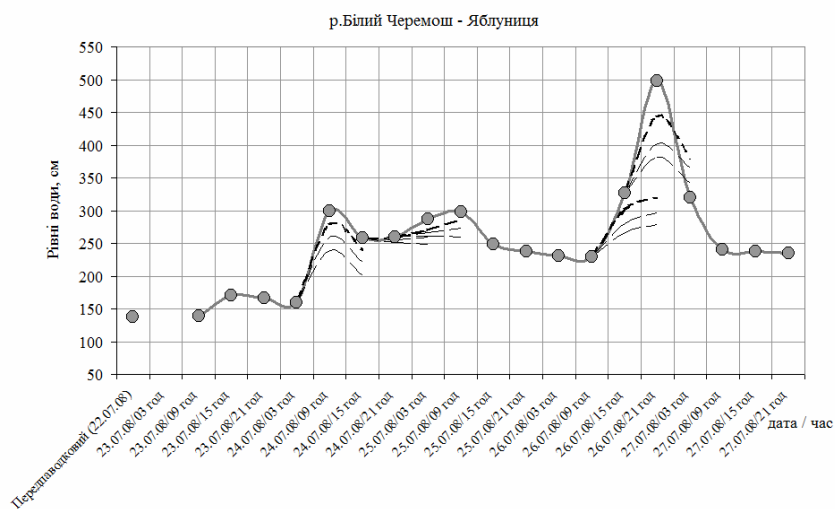


Рис.6 – Результати модельного прогнозування перебігу стоку під час дощового паводку 24-27 липня 2008 р. на р. Білий Черемош – с. Яблуниця.

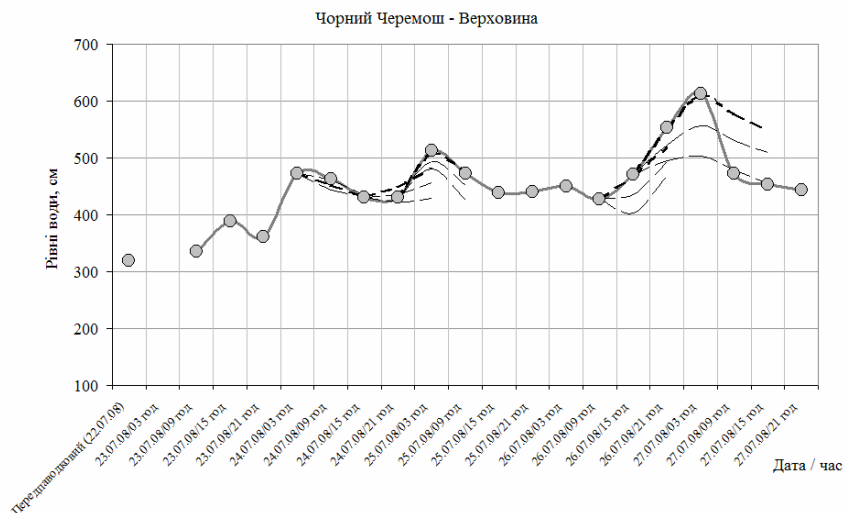


Рис.7 – Результати модельного прогнозування перебігу стоку під час дощового паводку 24-27 липня 2008 р. на р. Чорний Черемош – смт Верховина.

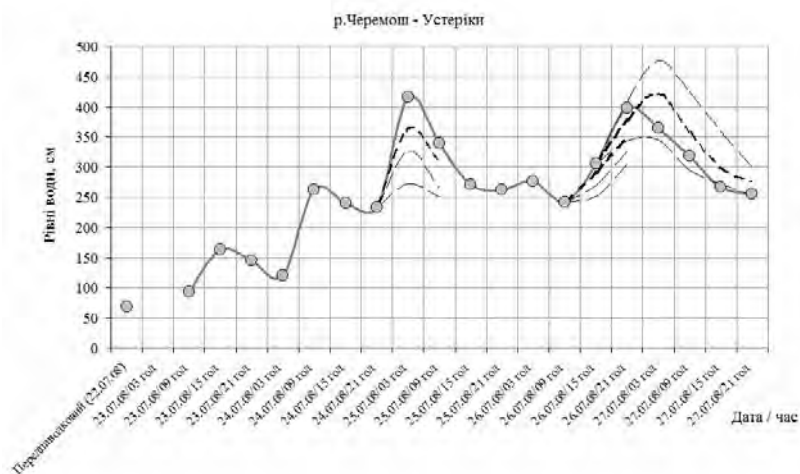


Рис.8 – Результати модельного прогнозування перебігу стоку під час дощового паводку 24-27 липня 2008 р. на р. Черемош – с. Устеріки.

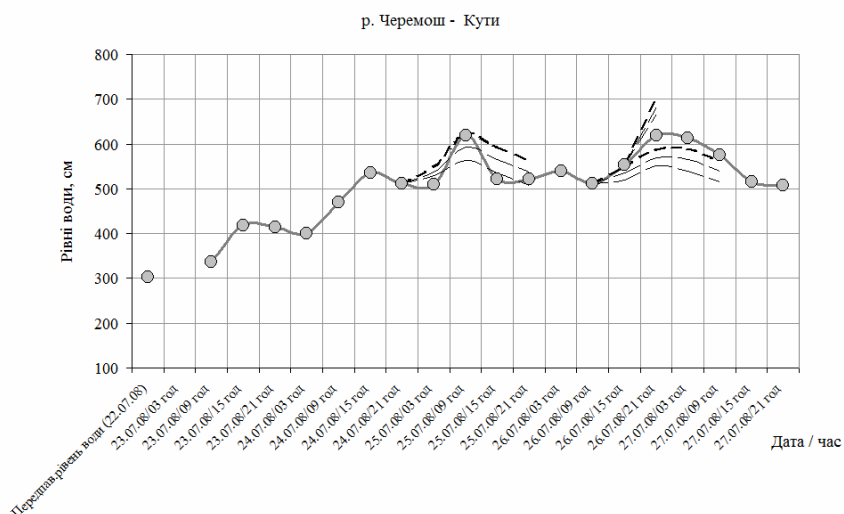


Рис.9 – Результати модельного прогнозування перебігу стоку під час дощового паводку 24-27 липня 2008 р. на р. Черемош – смт Кути.

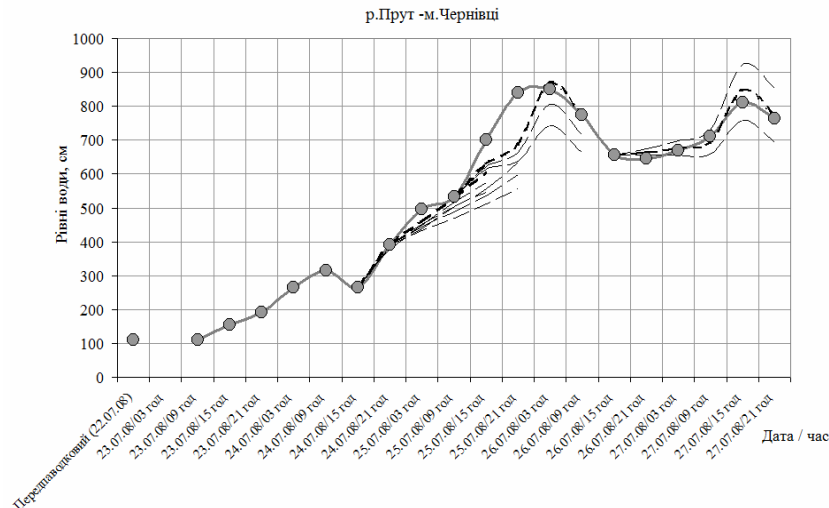
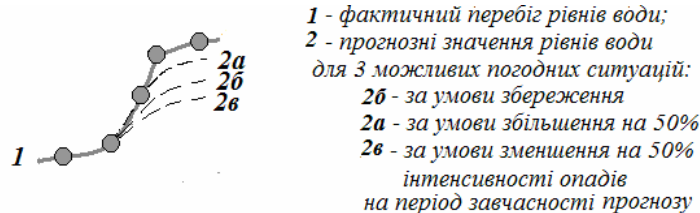


Рис.10 – Результати модельного прогнозування перебігу стоку під час дощового паводку 24-27 липня 2008 р. на р. Прут – м. Чернівці.

Умовні позначки до рис.2 – 10:



**Висновки та проблемні питання.** Апробація моделюючої системи короткотермінового прогнозу дощових паводків в басейнах річок Прута та Сірету проводилася за даними липневого паводку 2008 р., які вже проаналізовані, уточнені, доповнені. При оперативному прогнозуванні все набагато складніше. Є декілька проблем при складанні прогнозів в оперативному режимі (в умовах реального часу), які пов'язані з вчасністю надходження інформації про опади (їх кількості, інтенсивності, розподілі у часі і просторі), про інші метеорологічні величини та недостатньою її репрезентативністю, а також у край обмежені та низькі за точністю дані про водопоглинаючу здатність річкових басейнів. Іноді існуючі методи побудови полів опадів мають високу ступень невизначеності у виборі виду інтерполюючої функції та способу розміщення опорних точок при інтерполяції, що негативно позначається на точності розрахунків. З цією метою потрібно активізувати зусилля щодо створення в цьому регіоні автоматизованих інформаційно-прогностичних центрів, для ефективного функціонування яких необхідно, крім удосконалення їхнього методичного та технічного забезпечення, здійснити також модернізацію усієї мережі гідрометеорологічних спостережень: автоматизувати станції та пости, застосувати дистанційні методи вимірювання опадів, запровадити передові засоби передачі оперативної інформації користувачам.

Важливою проблемою також залишається наявність надійних метеорологічних прогнозів та їх використання при гідрологічному прогнозуванні. Це в основному стосується кількісного передбачення опадів. Проблема прогнозу ймовірності формування небезпечної і стихійної кількості опадів, їх величини, тривалості, площі охоплення є дуже актуальною не лише для України, а й для світової спільноти в цілому.



Значних успіхів у цій галузі досягнуто протягом останнього десятиріччя, завдяки розробці регіональних чисельних моделей прогнозу погоди, які дозволяють спрогнозувати з достатньою завчасністю не лише метеорологічні величини, а й їх інтенсивність, деталізувати прогноз у часі і просторі. На жаль, до цього часу в Україні відсутня регіональна модель прогнозу погоди, хоча потреба в ній дуже велика. В Українському науково-дослідному гідрометеорологічному інституті проходить апробацію чисельна модель прогнозу погоди WRF й, як свідчать експериментальні розрахунки, застосування цієї моделі дозволяє спрогнозувати кількість опадів за дві доби до початку подій.

Отримані результати свідчать про велику перспективу досліджень щодо прогнозування перебігу стоку під час дощових паводків за допомогою моделюючих систем і дають надію на те, що прогноз небезпечної і стихійної кількості опадів, навіть у такому складному орографічному регіоні як Українські Карпати, можливий з достатньою завчасністю.

#### Список літератури

1. *Гребінь В.В.* Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз) – К.: Ніка-центр, 2010. - 316 с.
2. *Лук'янець О.І.* Структурні складові системи прогнозування стоку в басейнах Пруту та Сирету // Наукові праці УкрНДГМІ. – 2001. – Вип.249. – С.138-147.
3. *Лук'янець О.І.* Структура системи прогнозування стоку в басейнах Пруту та Сирету (у межах України) //Тези доп. до ювілейної міжнародної конф. «Гідрометеорологія та охорона навколишнього середовища – 2002». – Одеса, 2002. – С.158-160.
4. *Сусідко М.М., Лук'янець О.І.* Визначення оптимальної просторової деталізації гірських водозборів стосовно математичного моделювання стоку води // Наукові праці УкрНДГМІ. – 2000. – Вип.248. – С. 108-115.
5. *Balabukh Vira, Lukianets Olga* Regional features of change of atmospheric processes in the river basins of overhead Prut-Siret and their influence on water regime of the rivers // XXV<sup>th</sup> Conference of the Danube Countries on Hydrological Forecasting and Hydrological Bases of Water Management. – Budapest, 2011. – P. 98.

#### **Оценка возможности оперативного прогнозирования дождевых паводков на реках бассейнов Прута и Сирета. Гребень В.В., Лукьянец О.И., Ткачук И.И.**

*Проведена оцінка можливості прогноза в оперативних умовах ходу стока во время дождевых паводков на реках бассейнов Прута и Сирета (в пределах Украины) с использованием подсистемы краткосрочного их прогноза, методическая база которой построена на математическом моделировании процессов, происходящих на водосборе и русловой сети, при формировании дождевого стока. Проверка работоспособности моделирующей системы проведена на примере катастрофического паводка в июле 2008 г.*

**Ключевые слова:** дождевой паводок, процессы формирования стока, гидрологический прогноз, математическое моделирование

#### **An estimation of possibility of operative forecasting of rain floods is on the rivers of basins of Prut and Siret. Grebin V.V., Lukianets O.I., Tkachuk I.I.**

*The estimation of possibility is conducted in the operative terms of forecast of flood variation of flow during rain floods on the rivers basins of Prut and Siret (within the limits of Ukraine) with the use of subsystem of their short-term forecasting. A methodical base is a mathematical flow model of processes of forming of rain floods. Research of adequacy of the modeling flow system conducted on the example of catastrophic rain flood in July 2008.*

**Keywords:** rain flood, processes of forming runoff, hydrological forecast, mathematical modeling

**Н.Г. Сербов, к.г.н., Д.Е. Сухарев, к.ф.-м.н., А.К. Балан, ст. преп., А.А. Дудинов, асс.**  
*Одесский государственный экологический университет*

## **МНОГОФАКТОРНОЕ СИСТЕМНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭКСТРЕМАЛЬНО ВЫСОКИХ ПАВОДКОВ И ВРЕМЕННЫХ ФЛУКТУАЦИЙ КОНЦЕНТРАЦИЙ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ (ФОСФАТОВ) В РЕЧНОЙ ВОДЕ**

*На основе ранее развитого метода описания экстремальных гидрологических явлений, базирующегося на многофакторном системном подходе и мультифрактальном формализме, проведено моделирование характеристик экстремально высоких паводков (на примере р. Дунай) и флуктуационных временных трендов изменения концентраций фосфатов для ряда водосборов Малых Карпат.*

**Ключевые слова:** *метод многофакторного системного моделирования, мультифрактал, экстремально высокие паводки, загрязнение водной среды*

**Введение.** В работах [1-7] были разработаны новые подходы к решению ряда фундаментальных задач физики гидрологического цикла и прикладной экологии, базирующиеся на многофакторном системном подходе и мультифрактальном формализме. В последние годы развитие подобных многофакторных мультифрактальных моделей стало одной из приоритетных и актуальных задач современной гидрологии и гидроэкологии, традиционно включающих также и построение высоко эффективных, адекватно отражающих физику гидрологического и гидроэкологического цикла математических моделей с достаточно высокой степенью корректности и прогнозируемости [1-15]. Разумеется, указанный класс моделей уступает с точки зрения полноты и физической корректности описания гидрологических и гидроэкологических систем классическим статистическим, а также динамическим методам, базирующимся на использовании уравнений типа Сен-Венана либо полной системы уравнений Навье-Стокса. Однако, системные подходы позволяют относительно просто (с вычислительной точки зрения) и быстро получить крайне ценную информацию о характеристиках временных рядов гидрологических и гидроэкологических систем. Дело в том, что классические динамические модели, как правило, основываются на численном интегрировании уравнений типа Навье-Стокса и, естественно, сталкиваются с многочисленными проблемами реализации исходных численных алгоритмов при конкретном описании гидрологических систем. С другой стороны, и многофакторные системные модели требуют адекватной калибровки и детального изучения внутренних симметрий искомым моделям. В частности, здесь возникает задача построения оптимальных функций отклика и, фактически, оптимальной функции управления. В последние годы для этих целей привлекаются стандартные методы теории оптимального управления и математического (нейросетевого) моделирования (см., напр., [6]). Разумеется, системные модели также могут быть максимально упрощены [12-14], однако в этом случае существенно падают и их прогностические возможности. С другой стороны, естественно рассматривать относительно простые системные модели с «множеством входов» и «одним выходом», в которых, в отличие от известного класса моделей типа «black-box» [4,7,12-14], более адекватно отражены физические особенности гидрологического цикла. Вполне приемлемая эффективность таких моделей, удовлетворительное согласие результатов моделирования с данными наблюдений ранее подтверждены в целом ряде работ на примере тестовых расчетов, напр., расходов, соответствующих экстремальным паводкам 1996, 1997 гг. для р. Дунай, а также моделирования характеристик временных

трендов флуктуационных изменений концентраций различных загрязняющих веществ (нитратов, хлоридов и сульфатов) для ряда водосборов Малых Карпат [1-7]. В данной работе, продолжая исследование [1-7], многофакторный системный подход (улучшенная “black-box” модель) и мультифрактальный формализм применены для моделирования экстремально высоких паводков для р. Дунай и изучения характеристик временных флуктуационных изменений концентраций загрязняющих веществ (фосфатов) в ряде водосборов Малых Карпат.

**Метод расчета.** Поскольку основные блоки используемого многофакторного системного подхода ранее детально изложены [1-7], ниже мы ограничимся лишь ключевыми моментами. Как обычно [1-4], в рассмотрение вводится характеристическая функция выхода нелинейной системы, определяемая суммой нелинейной компоненты, определяемой мгновенным и запаздывающим откликом гидрологической (гидроэкологической) системы, и линейной компоненты, связанной с линейным откликом системы. Мастерное уравнение для функции выхода

$$Q_t = \sum_{j=1}^J \sum_{i=1}^{n(j)} \sum_{k=i}^{n(j)} U_{i,k}^{(j)} P_{t-i+1}^{(j)} P_{t-k+1}^{(j)} + \sum_{j=1}^J \sum_{i=1}^{k(j)} U_{i+n}^{(j)} P_{t-(i+n)+1}^{(j)}, \quad (1)$$

где  $j=1,2,\dots,J$  – число независимых входов (в т.ч., обусловленных дождевыми осадками),  $J$  – число миниводосборов (в сумме дающих полный водосбор),  $n$  – число временных интервалов, которые соответствуют дождевым осадкам, дающим вклад в мгновенную и запаздывающую составляющие стока (нелинейная часть общей «памяти» водосбора),  $l$  – число аналогичных временных интервалов (линейная часть общей «памяти»),  $(n+l)$  – длина полной «памяти» модели,  $P$  – матрица осадков  $j$  входной серии, соответствующей  $j$ -ой миниводосборной площади;  $U_{i,k}$  – обозначает дискретные серии ординат нелинейной части функции отклика, которые суммируются в коэффициент стока,  $U_i$  – то же для линейной части.

Модель калибруется по числу серий отдельных данных по дождевым осадкам и соответствующему стоку. Уравнение (1) с учетом  $p$  ( $p=1, NN$ ) числа серии данных записывается в следующем виде

$$Q_t^p = \sum_{j=1}^J \sum_{i=1}^{n(j)} \sum_{k=1}^{n(j)} U_{i,k}^{(j),p} P_{t-i+1}^{(j),p} P_{t-k+1}^{(j),p} + \sum_{j=1}^J \sum_{i=1}^{l(j)} U_{i+n}^{(j),p} P_{t-(i+n)+1}^{(j),p}. \quad (2)$$

Решение уравнения (2) для калибровочной серии  $N$  значений расходов  $Q_1, Q_2, \dots, Q_N$  естественно представимо в вектор-матричной форме

$$Q = P^{(1)}U^{(1)} + P^{(2)}U^{(2)} + \dots + P^{(J)}U^{(J)}. \quad (3)$$

Соответственно, уравнение (1) может быть переписано в виде

$$Q = PU, \quad (4)$$

где  $P$  – матрица размером  $(N, M)$

$$P = [P^{(1)}P^{(2)}, \dots, P^{(J)}] \quad (5)$$

и  $M = \sum_{j=1}^J mn(j)$ . В результате  $\{P^T P\}$  является квадратной  $(M \times M)$  симметричной матрицей и  $U$  –  $(M \times 1)$  вектор (столбец). Далее решение уравнения (3) осуществляется

стандартными численными методами. Для изучения характеристик временных рядов флуктуаций концентраций загрязняющих веществ в речной воде используется версия [1-4] мультифрактального формализма.

**Результаты расчета и выводы.** В [1-3] в качестве приложения метода были выполнены оценки паводковых расходов и проведено сравнение с наблюдаемыми на участке р. Дунай от ст. Девин (Братислава) до ст. Нагимарос (см. детальное описание участка в работах [16,17]). Все необходимые для реализации модели данные взяты из отчета [17] (а также ссылки, приведенных там). Модель калибровалась по данным 1991, 1992 гг. В [1-3] приведены результаты тестовых расчетов (реализовывался 3-входовой «упрощенный» вариант модели и с «exp» нелинейной функций отклика [4]) вместе с эмпирическими данными. Тестовые расчеты продемонстрировали достаточно приемлемое согласие теории с данными эмпирических наблюдений. В табл. 1 представлены данные по наблюдаемым и рассчитанным расходам (в  $\text{м}^3/\text{с}$ ), соответствующим катастрофическим паводкам 1996, 1997гг. Используются следующие обозначения для станций: 1- Medved'ov (QME), 2- Komarno (QKO). Реализован 3-входовой «упрощенный» вариант модели с «солитонной» функцией отклика [4]. Детальный анализ полученных результатов и их сравнение с данными наблюдений показывает, что использованная версия модели обеспечивает достаточно приемлемое согласие искомых данных. Дальнейшее качественное и количественное улучшение модели может быть достигнуто за счет более адекватного учета нелинейности системы, а также более принципиальных коррекций, связанных с расширением и обобщением модели (1)-(5).

Таблица 1 – Измеренные [11] и рассчитанные расходы (в  $\text{м}^3/\text{с}$ ), соответствующие паводкам 1996, 1997 гг.

Год Дата	Измеренные значения		Рассч. данные (модель – «упрощ.»)		Рассч. данные (модель- «exp»)		Рассч. данные (модель- «солитон»)	
	1	2	1	2	1	2	1	2
1996 09/07	--	8800	9680	8860	9657	8845	9645	8832
1996 10/06	--	8705	8742	8748	8731	8729	8718	8720
1997 31/07	5486	5276	5506	5320	5497	5303	5490	5290

Далее приведем результаты изучения временных флуктуационных трендов фосфатов для ряда речных водосборов Малых Карпат (с использованием данных экспериментальных гидрологических исследований, выполненных сотр. Института гидрологии Академии наук Словакии) [16,17]. Эмпирические данные по концентрациям фосфатов  $n_{\text{эмп}}$  для ряда водосборов Малых Карпат за период 1991–1993гг. представлены в [16].

На рис. 1 приведены данные по временным вариациям концентрации фосфатов на ряде водосборов Малых Карпат (июнь 1991г. – декабрь 1993г.). Для изучения характеристик временных рядов флуктуационных изменений концентраций фосфатов применен многофакторный системный подход, базирующийся на использовании улучшенной “black-box” модели (1)-(5), а также мультифрактального формализма [1-7,18,19]. В табл. 2 представлены эмпирические и расчетные характеристики концентраций ( $\text{мг}\cdot\text{л}^{-1}$ ) фосфатов для ряда водосборов Малых Карпат ( $n_{\text{эмп}}$  - эмпирические данные [16],  $n_{\text{расч}}$  – оценка в рамках “black-box” модели).

Анализ полученных данных позволяет заключить, что многофакторный системный подход обеспечивает вполне приемлемое согласие расчетных и эмпирических значений, однако, имеющая место разница (до 15%) является указанием на необходимость уточнения калибровки моделей и их возможное уточнение путем конструирования более адекватных функции отклика. Интересно отметить, что для всех рассмотренных водосборов соответствующие фрактальные размерности лежат в интервале [1.5-2.4], что, в целом, коррелирует с аналогичными значениями фрактальных размерностей, характерными для временных рядов расходов воды и флуктуационных изменений концентраций загрязняющих веществ (нитратов, сульфатов) для аналогичных водосборов Малых Карпат [1-3].

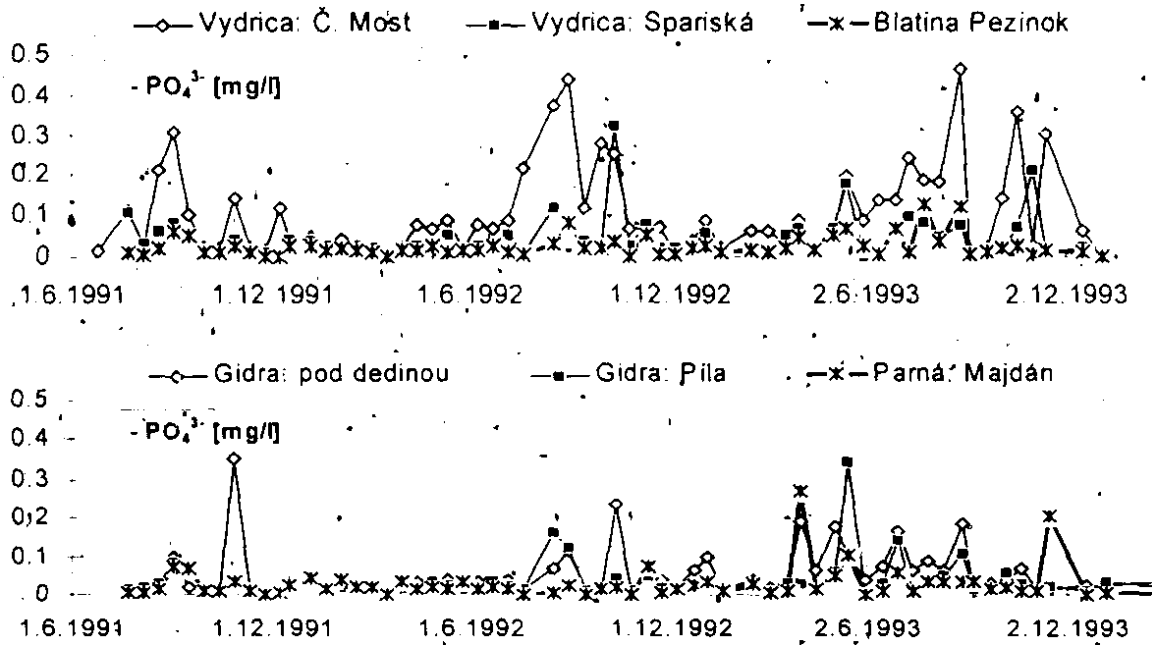


Рис. 1 – Временные вариации концентрации фосфатов (эмпирические данные) для ряда водосборов Малых Карпат (июнь 1991г. – декабрь 1993г.).

Таблица 2 – Эмпирические и расчетные характеристики концентраций (мг·л<sup>-1</sup>) фосфатов для ряда водосборов Малых Карпат ( $n_{эмп}$  – эмпирические данные [16],  $n_{расч}$  – оценка в рамках “black-box” модели)

Водо-сборы	Vydrica- C.Most	Vydrica- Spariska	Blatina- Pezinok
Характеристики	$n_{эмп}$ $n_{расч}$	$n_{эмп}$ $n_{расч}$	$n_{эмп}$ $n_{расч}$
Среднее	0.110 0.13	0.046 0.052	0.024 0.028
Макс.	0.464 0.52	0.325 0.36	0.125 0.14

Водо-сборы	Gidra pod.ded	Gidra Pila	Parma- Majdan
Характеристики	$n_{эмп}$ $n_{расч}$	$n_{эмп}$ $n_{расч}$	$n_{эмп}$ $n_{расч}$
Среднее	0.059 0.068	0.039 0.044	0.027 0.030
Макс.	0.354 0.39	0.341 0.38	0.268 0.29

#### Список литературы

1. Сербов Н.Г., Балан А.К., Соляникова Е.П. Многофакторный системный и мультифрактальный подходы в моделировании экстремально высоких паводков (на примере р. Дунай) и временных флуктуаций концентраций загрязняющих веществ в речной воде// Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту.- 2008.-№6.-С.7-13.
2. Сербов Н.Г., Сухарев Д.Е., Балан А.К. Моделирование экстремально высоких паводков на основе многофакторного мультифрактального подхода//Український гідрометеорологічний журнал.-2011.-№9.-С. 164-169.
3. Сербов Н.Г., Сухарев Д.Е., Балан А.К., Дудинов А.А. Моделирование экстремально высоких паводков и временных флуктуаций концентраций загрязняющих веществ (хлоридов) в речной воде// Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту.-2011.-№11.-С.172-177.

4. Глушков А.В., Балан А.К., Баланюк Е.П. Метод многофакторного системного и мультифрактального моделирования в задачах расчета экстремальных гидрологических явлений//Ecology of Siberia, the Far East and the Arctic.-2003.-V.2.-P.113-118.
5. Глушков А.В., Хохлов В.Н., Сербов Н.Г., Балан А.К., Буякова Ю.Я., Баланюк Е.П. Низкоразмерный хаос во временных рядах концентраций загрязняющих веществ в атмосфере и гидросфере//Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту.-2007.-№4.-С.337-348.
6. 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.-2005.-Vol.77.-P.100-113.
7. Глушков А.В., Балан А.К. Многофакторный мультифрактальный подход в задачах моделирования стока и краткосрочном гидрологическом прогнозе (на примере р.Дунай) // Метеорология, климатология, гидрология.-2004.-№48.-С.392-396.
8. Кучмент Л.С., Демидов В.Н., Мотовилов Ю.Г. Формирование речного стока.-М.: Наука,1993.- 350С.
9. 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.
10. Grassberger P, Procaccia I. Measuring the strangeness of strange attractors // Physica D.-1983.-Vol.9,№1-2.-P.189-208.
11. 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.
12. Maftuoglu R.F. New models for non-linear catchments analysis// Journal of Hydrology (Elsevier).-1984.-Vol.73.-P.335-357.
13. Maftuoglu R.F. Monthly runoff generation by non-linear models// Journal of Hydrology (Elsevier).-1991.-Vol.125.-P.277-291.
14. Kothiyari U.C., Arvanmuthan V., Singh V.P. Monthly runoff generation using the linear perturbation model// Journal of Hydrology (Elsevier).-1993.-Vol.144.-P.371-379.
15. Stewart M.D., Bates P.D., Anderson M.G., Price D.A., Burt T.P. Modelling floods in hydrologically complex lowland river reaches// Journal of Hydrology (Elsevier).-1999.-Vol.223.-P.85-106.
16. Pekarova P., Miklanek P., Konicek A., Pekar J. Water quality in experimental basins.- Nat. Rep.1999 of the UNESKO.-Project 1.1.-Intern.Water Systems.-1999.-98P.
17. Svoboda A., Pekarova P., Miklanek P. Flood hydrology of Danube between Devin and Nagymaros in Slovakia.- Nat. Rep.2000 of the UNESKO.-Project 4.1.-Intern.Water Systems.-2000.-96p.
18. Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Y. Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method//Atmospheric Environment (Elsevier).-2008.-Vol.42.-P.7284-7292.
19. 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.

**Многофакторне системне моделювання екстремально високих паводків та часових флуктуацій концентрацій забруднюючих сполук (фосфатів) у річковій воді.**

**Сербов М.Г., Сухарев Д.Є., Балан А.К., Дудінов О.А.**

*На підставі раніше розвинутого методу опису екстремальних гідрологічних явищ, який базується на багатофакторному системному підході і мультифрактальному формалізмі, проведено моделювання характеристик екстремально високих паводків (на прикладі р. Дунай) та флуктуаційних часових трендів зміння концентрацій фосфатів у водозборах Малих Карпат.*

**Ключові слова:** метод багатофакторного системного моделювання, мультифрактал, екстремально високі паводки, забруднення водного середовища

**Multifactor system modelling the extreme hydrological floods and temporal fluctuations of the pollution substances (phosphate) concentrations in a river water.**

**Serbov N.G., Sukharev D.E., Balan A.K., Dudinov A.A.**

*It is carried out modelling characteristics of the extremely high floods (on the Danube river example) and fluctuation temporal trends of changing phosphates concentrations in the catchments of the Small Carpathians on the basis of earlier developed method combining the multi-factor systems approach and multi-fractal formalism.*

**Kew words:** multi-factor systems modelling method, multi-fractal, extreme hydrological floods, pollution of water environment

УДК 551.465(463.8)

**Бардан С.И.,** к.б.н., Мурманский морской биологический институт, КНЦ РАН, Мурманск (Россия)

**Сербов Н.Г.,** к.г.н., Одесский государственный экологический университет, Одесса (Украина)

**Корнеева Г.А.,** к.б.н., Институт Океанологии РАН им. П.П. Ширинова, Москва (Россия)

## **ФОРМЫ ГИДРОЛИТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ВОДНОЙ СРЕДЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ В ЗИМНИЙ СЕЗОН НА ПРИМЕРЕ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ**

*Изучена гидролитическая активность (ГА) водной среды за счет экзоферментов, определяющих уровни ее протеолитической и амилолитической форм. Установлены закономерности распределения форм ГА по типам вод. По результатам моделирования выделены комплексы факторов, определяющие закономерности распределения и интенсивность азотного и углеводного обменов в водах Печорского моря в середине зимы (февраль).*

**Ключевые слова:** водные массы, гидролитическая активность, амилазы, протеазы моделирование.

Изучение процессов трансформации форм органических веществ (ОВ) за счет гидролитической активности водной среды, являются одной из актуальных задач современных исследований морских экосистем Русской Арктики. Это связано с тем, что в при ферментативном гидролизе и трансформации ОВ, значительную роль играет постоянно присутствующий в водной среде, внеклеточный пул *протеолитических* и *дезаминирующих* ферментов [1]. Деструкция сложных ОВ до их низкомолекулярных компонентов - важнейший этап круговорота веществ в морях [2]. Этот процесс обеспечивает перевод части ОВ в растворенное состояние и возможность утилизации низкомолекулярных фрагментов микроорганизмами. Основная роль в деструкции биополимеров принадлежит процессам гидролиза - гидролитическим ферментативным реакциям, скорость которых на 9—12 порядков выше, чем скорости разложения ОВ без участия ферментов. Ферментативный катализ ОВ является доминирующим механизмом круговорота веществ во всех компонентах морских экосистем: в воде, взвешях и донных осадках – везде, где протекают процессы внеклеточной деструкции ОВ [1, 3].

Несмотря на значимость в круговоротах веществ, роль внеклеточных катализаторов в морских экосистемах изучена мало ([2,6]. Так, структурно-функциональные характеристики группы протеаз, синтезируемых водными микроорганизмами, впервые начали изучаться 25 лет назад [4]. Считается, что индукторами ферментов могут быть соответствующие субстраты или мономерные продукты фермент-субстратных реакций. Но, пока можно только предполагать, что эти вещества могут быть как индукторами, так и эффекторами биохимических процессов проходящих в морской воде: ингибиторами, активаторами, медиаторами. Биодеструкция естественных высокомолекулярных субстратов — многоступенчатый полиферментный процесс, совместно осуществляемый сложными по структуре мико-бактериальными сообществами в присутствии кислорода [4], т.е. совместно, бактериями и грибами. Ферментные системы с участием гидролаз продуцируемых мико-бактериальными сообществами очень подвижны и способны подстраиваться как к условиям среды, так и к составу ОВ. Это обеспечивает, с одной стороны, высокую адаптивность микрофлоры к изменяющимся внешним условиям, с другой — непрерывную переработку форм ОВ в самых разных условиях, трансформируя

наиболее стойкие вещества [4].

Знание того, как контролируется гидролиз углеводов и белков в морских водах, необходимы, во-первых, для понимания путей их бактериальной утилизации, во-вторых, для оценки уровня протекающих продукционно-деструкционных процессов в экосистеме моря. Изменения концентраций основных компонентов растворенного и взвешенного органического вещества (РОВ и ВОВ соответственно), а также их соотношение, связаны с биологической активностью автотрофных и гетеротрофных компонент экосистем. На основе измерения ферментативной активности различных форм гидролитической активности экзоферментов, можно оценить скорость и пути преобразования ОВ, скорость регенерации биогенных элементов, а также их оборачиваемость в продукционно-деструкционных циклах [1].

В морских экосистемах Арктики, наиболее продолжительный зимний период их развития, является определяющим при выявлении закономерностей их функционирования. Активность внеклеточных ферментов в зимние сезоны и их участие в круговороте веществ, поддерживаются при близкой к экстремальной температуре и сплошном ледовом покрове. Опубликованных в открытой печати данных по формам амило- и протеолитической активности, а также интенсивности углеводного и азотного обмена, для зимнего периода на акватории Печорского моря не выявлено [5, 6]. Для осеннего сезона (октябрь-ноябрь) проводились исследования этих характеристик в водах о. Вайгач [7]. В Белом и северной части Баренцева морей, для весенне-летнего сезона, характеристика активности протеаз анализировалась А.И. Агатовой с соавторами [8, 9].

Целью предлагаемой работы является характеристика гидролитической активности (ГА) внеклеточных ферментов в водной среде, определяющих ее протео- и амилолитическую формы, выявление закономерностей распределения, а также оценка роли в процессах азотного и углеводного обмена в водах Печорского моря для средней фазы зимнего сезона (февраль). Отметим, что для водных объектов Украины, закономерности формирования разных форм ГА в водной среде за счет экзоферментов в областях смешения «река-море», для зимних периодов, при наличии ледового покрова (например, на Черноморском побережье), в открытой печати освещены недостаточно. Предлагаемая работа, в определенной степени, может и должна послужить толчком к развитию таких исследований.

**Материал и метод.** Работы проводили на акватории Печорского моря и в примыкающих водах Баренцева, Белого и Карского морей, удаленных от припайного льда. В комплекс наблюдений входило определение гидрофизических, биохимических и биологических параметров слоя 0-100 м, в сплоченных ледовых полях. В настоящей работе, при анализе гидролитической активности используются данные съемок в периоды с 1 по 15 февраля за 2003 и 2005 гг. Работы проводили в условиях сплошного ледового покрова с полями разной сплоченности. Всего, на 14 станциях положение которых показано на рис. 1а, отобрано 32 пробы, в которых проведено определение амило- и протеолитической активности и комплекс других параметров. Для характеристики гидрофизических и биологических параметров, привлекаются материалы наблюдений этой же акватории за ряд смежных лет 2002-2005 гг., всего по 31 станции (более 60 проб), которые показаны на рис. 1б. Наблюдения охватывают до 60% площади Печорского моря, наиболее детально в области Печорской заприпайной полыньи, расположенной в труднодоступной, центральной части (Печорская впадина, с глубинами до 100 м и более).

На рис. 1б показана ледовая обстановка в Печорском море и на примыкающих акваториях. При характеристике осредненной ледовой обстановки в первой половине февраля (1-15.02), использовали материалы визуальных наблюдений (по маршрутам



движения а/л «Арктика» и «Россия»), уточняя их по данным спутниковой съемки. Римскими цифрами на рис. 1б показаны стационарные заприпайные полыньи, образующие часть Северного морского пути: I – Печорская, II *а,б* – Западно- и Восточно-Новоземельская, III – Амдерминская, [7, 8, 9]. Заприпайные полыньи это площади моря, свободные от ледовых полей или покрытые молодыми льдами толщиной 5-30 см, образующиеся в зимний период между неподвижным припаем и сплоченными дрейфующими льдами.

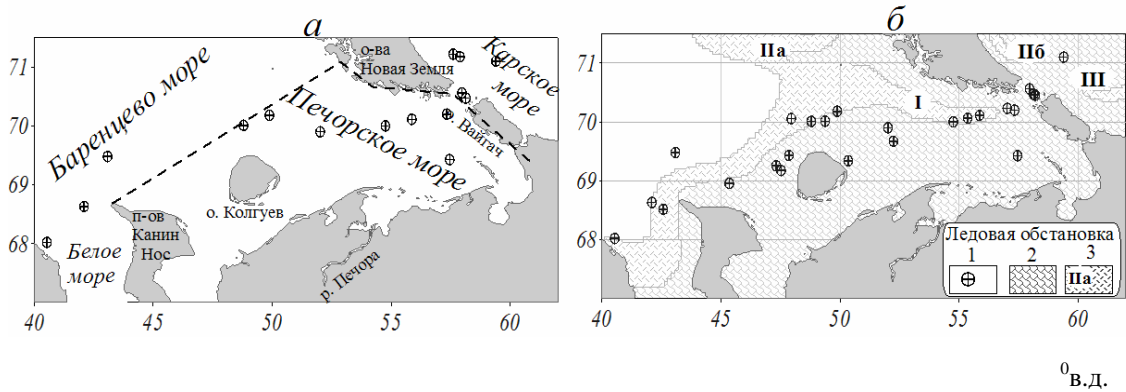


Рис. 1 - Характеристика исследуемой части акватории Печорского моря:  
 а) станции 2003 и 2005 гг., на которых определяли формы ГА, прерывистой линией показаны географические границы объекта [7];  
 б) положение станций (с 1 по 15 февраля 2002, 2003 и 2005 гг.) и осредненная ледовая обстановка, цифрами и штриховкой показаны: 1 – станции, 2 – сплоченные льды ( $\geq 8$  б), 3 – зоны разрежения ледовых полей ( $< 8$  б) и стационарные полыньи

**Параметры физико-химического комплекса.** Обработку проб выполняли стандартными методами, в модификациях адаптированных к условиям Арктики [10, 11].

Определение суммарного содержания растворенного биологически доступного ОВ в углеродных единицах ( $Cor_2$ ), для различающихся по биохимической устойчивости форм, проводили по БПК-кривым, полученным экспериментально в стандартных условиях ( $T_w = 20-22$  °С). Расщепление БПК-кривых проводили моделированием двухстадийного процесса трансформации РОВ, с учетом развития самоингибирования в субстрат-ферментных реакциях. Применяемая схема протекания процессов и сформулированная на их основе модульная модель [8], описывают последовательно-параллельный процесс микробиологической трансформации разных по стойкости форм РОВ. Расщепление кинетических БПК-кривых на «легкоокисляемую» ( $C_{ex}$ ) и «стойкую» ( $C_{av}$ ) к биодegradации фракции в модели двухстадийного окисления, выполнено на основе графоаналитического метода, для  $Y_t$  - расхода  $O_2$  в каждый момент  $t_i$  ( $mgO_2/dm^3$ ), в модели:

$$Y_t = C_{ex}[1 - \exp\{-k_1 t_i\}] + C_{av}[\exp\{-B\{\exp\{-k_2(t_i - t_0)\}\}] [1 - b(t_i - t_0)], \quad (1)$$

где:  $C_{ex}$  – предельное потребление  $O_2$  в экспоненциальной стадии (1-я стадия распада ОВ или «углеродное» БПК);

$C_{av}$  - предельное потребление  $O_2$  на автокаталитической стадии трансформации ОВ (2-я стадия или «азотное» БПК).

Другие обозначения в модели (1), представляют различные коэффициенты, числовые значения которых подбираются при моделировании БПК-кривых полученных экспериментально. Перевод БПК в энергетические единицы

( $C_{орг}$ , мгС/дм<sup>3</sup>) для легкоокисляемой  $C_{ex}$  и стойкой  $C_{av}$  фракций ОВ проводили по общим коэффициентам.

**Биохимический комплекс.** 1. *Амилолитическая активность.* В состав ферментов составляющих общий пул гидролаз входит группа гликозилгидролаз — совокупность ферментов, с которыми связывается внеклеточная *амилолитическая активность* водной среды, обеспечивающая трансформацию полисахаридов. Гликозилгидролазы представлены обширной группой ферментов, катализирующих гидролиз ди-, три- и полисахаридов, расщепляя их по глюкозидным связям, связывающим их в молекулы сложных углеводов. Амилолитическую активность (АА) измеряли с использованием ферментной тест-системы, согласно прописи [12]. Измерения скоростей реакций, катализируемых экзоферментами, проводили при стабилизированной температуре.

2. *Протеолитическая активность.* В совокупность ферментов относящихся к гидролазам входят пептид- и амидогидролазы, с которыми связана *протеолитическая активность* (ПА) водной среды. Растворенные белки и пептиды являются важным источником азота и энергии для морских бактерий. Они составляют значительную долю РОВ морской воды [1]. Перед потреблением микроорганизмами белки должны быть гидролизованы протеазами до уровня аминокислот или олигопептидов. Далее продукты гидролиза подвергаются активной минерализации [6] или используются гетеротрофными или фотосинтетическими организмами. Протеолитическая форма активности экзоферментов имеет важное значение при анализе процессов биохимической трансформации соединений азота и особенностей его круговорота.

**Полученные результаты.** Разновидности водных масс (ВМ) и их характеристика. С использованием параметров физико-химического комплекса проведено выделение основных разновидностей вод (ВМ), взаимодействующих на акватории Печорского моря в средней фазе зимы (февраль). На рис. 2а приводятся результаты анализа  $T_w, S$ -индексов для подповерхностного слоя вод 5—10 м периода 2002-2005 гг., а на рис. 2б - области распространения характерных ВМ для подповерхностного слоя вод 5-10 м.

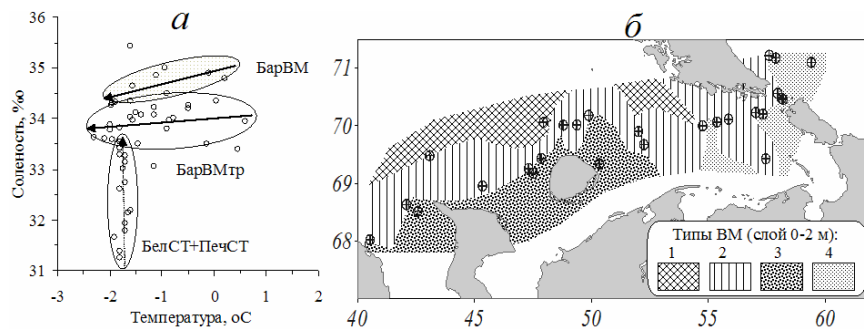


Рис. 2 – Общие результаты анализа  $T_w, S$ -индексов и параметров гидрохимического комплекса в Печорском море для средней фазы зимних сезонов 2002–2005 гг. (см. текст):

а) выделение разновидностей ВМ (по треугольникам смешения  $T, S$ -диаграмм), овалами выделены области  $T_w, S$ -параметров, стрелками – направление трансформации; б) распределение зимних типов ВМ в слое 0—2 м, штриховкой и цифрами показаны (аббревиатуры): 1 – БарВМ, 2 – БарВМтр, 3 – БелСТ, 4 – ПечСТ (см. текст)

В центральной части Печорского моря и прилегающих водах, выделен такой ряд для зимних ВМ. Во-первых, воды с  $S$  более 34.4‰ и  $T_w$  от -2.2 до +0.2°C, представленные ядром баренцевоморских вод (БарВМ) зимних модификаций [7, 9].

Во-вторых, опресненные воды с  $S \leq 33,5\%$ , при  $T_w$  близкой к температуре их замерзания, формирующиеся при участии стоковых течений Белого моря (БелСТ) и из Печорской губы (ПечСТ). Трансформированные стоковыми течениями баренцевоморские воды (БарВМтр), с диапазоном  $33,5 < S < 34,4\%$  и  $T_w$  от  $0^\circ\text{C}$  до  $-2,3^\circ\text{C}$ . Зимой область распространения БарВМ в Печорском море составляет до 25% площади (преимущественно в толще вод), а для БарВМтр - до 35%. Область влияния БелСТ, в исследуемый сезон охватывает южную часть моря, западнее  $53^\circ$  в.д., а для ПечСТ - расширяется к востоку. Смеси вод находящихся под влиянием БелСТ оцениваются в 25%, а область влияния ПечСТ - до 15% от общей площади моря (см. рис. 1, 2б).

Устойчивость площадного распределения форм ВМ Печорского моря в зимние сезоны для ряда смежных лет (за 2002-2005 гг.), дает основания для расчета средневзвешенных ( $X_{ср}$ ) оценок параметров, с учетом площадей ( $S_i$ ) занимаемых ними, по:  $X_{ср} = \sum x_i S_i / \sum S_i$ , где  $x_i$  – среднее в данной ВМ,  $\sum S_i$  – обследованная площадь. Результаты осреднения показателей, характеризующих условия среды при формировании разных форм ГА в средней фазе зимы, по слоям и для выделенных ВМ, сведены в табл. 1.

Таблица 1 - Осредненные по слоям и зимним типам ВМ параметры физико-химического комплекса в Печорском море на первую половину февраля 2002-2005 гг.

Показатели и тип ВМ	Ряд, n	$T_w$	$S$	$I_o$	$pH_{25}$	$NO_2$	$NO_3$	$N_{ров}$	$P_{ров}$	$C_{ex}$	$C_{av}$
		$^\circ\text{C}$	$\%$	б/р	Формы азота, мкгN/дм <sup>3</sup>			мкгP/дм <sup>3</sup>	Сорг, мгC/дм <sup>3</sup>		
а) по слоям											
Сл. 0-2 м	23	-1.33	33.52	0.043	8.01	2.1	70.5	514	13.8	2.20	0.98
Сл. 2-10 м	22	-1.19	33.78	0.037	7.95	1.2	96.8	276	11.6	2.33	0.89
Сл. > 10 м	15	-1.46	33.48	0.045	7.89	1.6	90.4	498	20.6	2.12	1.05
$X_{ср}(x)$		-1.33	33.58	0.042	7.96	1.7	83.7	443	14.4	2.21	0.98
б) по разновидностям вод											
БарВМ	8	-0.85	34.84	0.005	7.91	0.8	112.7	781	9.2	2.18	1.18
БарВМтр	25	-1.45	33.98	0.031	7.92	1.5	88.2	308	14.9	2.27	1.07
ПечСТ	6	-1.63	32.60	0.069	8.01	1.8	97.7	471	15.6	2.36	0.70
БелСТ	14	-1.51	32.76	0.064	8.02	2.1	68.4	537	14.6	2.03	1.05
БелВМ*	9	-1.07	27.43	0.216	7.95	2.0	60.1	381	21.1	2.51	1.72
$X_{ср}$		-1.34	33.68	0.038	7.95	1.5	90.8	508	13.5	2.20	1.04
Ряд		62	62	62	62	62	62	48	48	60	60

Прим.: n – длина ряда;  $T_w$  – температура воды,  $^\circ\text{C}$ ;  $S$  – соленость,  $\%$ ;  $I_o$  – доля пресной воды в смесях опресненных вод, по:  $I_o = (S_i - S_m) / S_m$ , где  $S_m$  – начальная соленость зимних БарВМ = 35%;  $pH_{25}$  – показатель водородного радикала, приведенный к  $25^\circ\text{C}$ ;  $NO_2$  – концентрация нитритов, мкг N/л;  $NO_3$  – концентрация нитратов, мкг N/дм<sup>3</sup>;  $N_{ров}$  – азотсодержащие РОВ, мкг N/дм<sup>3</sup>;  $P_{ров}$  – фосфорсодержащие РОВ, мкгP/дм<sup>3</sup>;  $C_{ex}$  – содержание биологически доступного нестойкого ОВ (углеродное БПК), мгC/дм<sup>3</sup>;  $C_{av}$  – содержание устойчивого к биодеградации или стойкого ОВ (азотное БПК), мгC/дм<sup>3</sup>; другие обозначения по тексту.

\*данные по БелВМ, при расчете  $X_{ср}$  для Печорского моря, не используются.

Анализ табл. 1 показывает, что ранжирование параметров осредненных по ВМ, согласно их уровню, образует закономерную последовательность – ряды ВМ. Причем, они соответствует пространственному градиенту свойств биотопов - форма реализации  $grad X_i$  в рядах ВМ, такого общего вида:

$$\{NO_2, pH_{25}, P_{ров} \text{ и } C_{ex}\} \rightarrow \{\text{БарВМ} \leq \text{БарВМтр} < (\text{ПечСТ} \leftrightarrow \text{БелСТ})\} \leq \text{БелВ} \quad (\text{А})$$

$$\{T_w-S, I_0, NO_3, N_{\text{ров}} \text{ или } C_{\text{ав}}\} \rightarrow \{BarVM > BarVM_{\text{тр}} > (БелСТ \leftrightarrow ПечСТ)\} \geq БелВ \quad (B)$$

Выделение подобной структуры в массивах переменных физико-химического комплекса, связывается нами с особенностями попарного взаимодействия сопряженных ВМ:  $BarVM \rightarrow BarVM_{\text{тр}} \rightarrow (БелСТ \leftrightarrow ПечСТ)$ . Очевидно, что такие взаимодействия упорядочиваются по областям распространения ВМ и направлению их адвекции при переносе с СЗЗ на ЮВВ (см. рис. 1-2). Результатом является закономерное изменение свойств выделенных ВМ, фактически, образующих градиенты условий различных параметров ( $grad X_i$ ), согласно распределению пелагических биотопов в направлении переноса вод: с СВВ на ЮВВ.

Следовательно, согласно характеру трансформации свойств ВМ по  $T_w$ ,  $S$ -индексам и площадному распределению типов вод в первой половине февраля, на акватории Печорского моря поддерживается система квазистационарной циркуляции морских и опресненных вод (БелСТ и ПечСТ). Исходя из наблюдений за смежные годы в период 2002–2005 гг., она ежегодно воспроизводится для зимнего сезона и определяет восточный перенос стоковых течений поступающих из Белого моря и Печорской губы (рис. 1-2). В свою очередь, устойчивость распределения зимних разновидностей вод в Печорском море и формирование их свойств в виде упорядоченного пространства состояний по большинству параметров физико-химического комплекса, указывают на существование закономерностей, образование которых возможно только при общей устойчивости структуры выделенных ВМ. Именно это позволяет, с одной стороны, объединять данные наблюдений за смежные годы в единый массив (2002-2005) гг., с другой - по этому же критерию проводить его обоснованное разделение на однородные части, в том числе, для характеристики форм ГА.

**Уровни форм ГА.** Результаты анализа распределения ВМ разного генезиса, позволяют провести расчет параметров биохимического комплекса, применяя разбиение массива по выделенным разновидностям вод. Результаты осреднения форм ГА в двух вариантах: а) по слоям и б) по типам ВМ, сведены в табл. 2 (сохранены обозначения и структура табл. 1).

Ранжирование форм ГА по результатам их осреднения по ВМ (хотя и с вариациями), приводит к формированию рядов того же типа, что и для параметров физико-химического комплекса (АВ):

$$\{ПА, AA, V_{\text{крх}} \text{ и } V_{\text{бел}}\} \rightarrow \{BarVM < BarVM_{\text{тр}} < (ПечСТ \leftrightarrow БелСТ)\} \quad (A2)$$

$$\{t_{\text{бел}}, t_{\text{крх}}\} \rightarrow \{BarVM > BarVM_{\text{тр}} \geq (БелСТ \leftrightarrow ПечСТ)\} \quad (B2)$$

$$\{\Sigma B_{\text{бак}} \text{ и } \Sigma B_{\text{fit}}\} \rightarrow \{BarVM > BarVM_{\text{тр}} \geq (БелСТ \leftrightarrow ПечСТ)\} \quad (B3)$$

Последовательность ВМ упорядоченных в форме рядов АВ, для зимнего периода указывает на связь скоростей трансформации фосфор- и азотсодержащих РОВ с ферментами, катализирующими специфические реакции гидролиза. В свою очередь, изменения абсолютных концентраций РОВ, а также формирование их элементного состава по  $C/N/P$ , связаны с биологической активностью специализированных групп планктона в ВМ исследуемой акватории (табл. 1-2). Это следует из ранжирования данных по общему обилию фототрофного планктона (хлорофилл-содержащего) и гетеротрофных микроорганизмов, являющихся специализированными группами зимнего планктона [5].

Таблица 2 - Осредненные характеристики форм ГА водной среды в Печорском море и показатели обилия групп планктона в средней фазе зимы (1-15.02)

Показатели	Ряд, <i>n</i>	Формы гидролитической активности						Бактерии	Фототрофы
		ПА	АА	$V_{\text{бел}}$	$V_{\text{крх}}$	$t_{\text{бел}}$	$t_{\text{крх}}$	$\Sigma B_{\text{bak}}$	$\Sigma B_{\text{fit}}$
		ферм. ед./дм <sup>3</sup>		мг/(дм <sup>3</sup> ч)		часы		мкгС/дм <sup>3</sup>	
По слоям									
Сл. 0-2 м	10	263.0	85.6	21.1	4.4	17.3	4.6	21.72	0.64
Сл. 2-10 м	14	292.0	58.5	27.4	2.9	24.3	23.3	18.01	0.69
Сл. > 10 м	8	114.3	34.3	9.2	1.7	76.9	15.3	24.06	1.09
<b>Ср.(х)</b>	<b>32</b>	<b>256.4</b>	<b>71.3</b>	<b>22.1</b>	<b>3.6</b>	<b>33.0</b>	<b>13.9</b>	<b>21.42</b>	<b>0.84</b>
По типам ВМ									
БарВМ	5	86.5	23.5	6.9	1.2	80.7	10.4	43.78	2.87
БарВМтр	17	153.9	60.3	15.5	3.0	39.7	22.4	18.34	0.84
ПечСТ	4	434.0	115.3	34.7	6.2	11.8	5.7	14.58	0.20
БелСТ	6	599.1	90.3	48.2	4.5	6.4	3.5	20.67	0.53
БелВМ*	8	277.7	44.8	22.2	2.5	10.8	4.6	16.02	0.56
<b>Хср</b>	<b>32</b>	<b>290.4</b>	<b>66.9</b>	<b>24.4</b>	<b>3.4</b>	<b>37.4</b>	<b>12.2</b>	<b>24.72</b>	<b>1.17</b>
Ряд, <i>n</i>		32	32	32	32	32	32	61	52

\*ПРИМ.: *n* – средняя длина эмпирического ряда; ПА – протеазная активность, ферм. ед/дм<sup>3</sup>; АА – амилазная активность, ферм. ед/дм<sup>3</sup>;  $V_{\text{бел}}$  – удельная скорость деструкции белков, мг/(дм<sup>3</sup> ч);  $V_{\text{крх}}$  – скорость деструкции полисахаридов, мг/(дм<sup>3</sup> ч);  $t_{\text{бел}}$  – среднее время оборота белков (по азоказеину), часы;  $t_{\text{крх}}$  – среднее время оборота полисахаридов (по крахмалу), часы;  $\Sigma B_{\text{bak}}$  – суммарная биомасса клеток бактерий (в единицах, Сорг), мкгС/дм<sup>3</sup>;  $\Sigma B_{\text{fit}}$  – биомасса фототрофного планктона (хлорофилл-содержащие, в Сорг), кгС/дм<sup>3</sup>.

\*данные по БелВМ\*, при расчете Хср для Печорского моря, не используются

На рис. 3 показано распределение характеристик интенсивности углеводного обмена в слое 0–2 м, подтверждающих сделанные выше заключения.

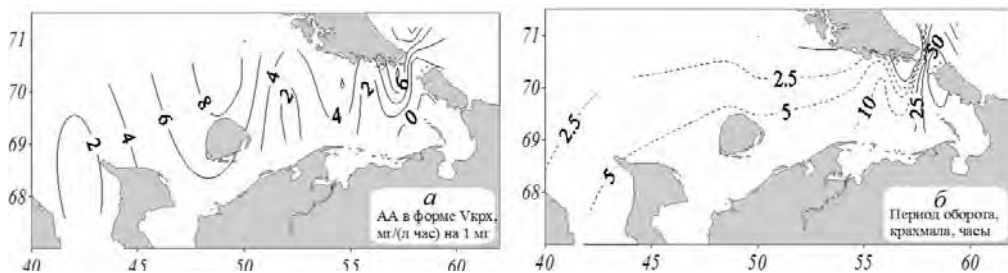


Рис. 3 - Пространственное распределение характеристик углеводного обмена за счет активности экзоферментов в водах Печорского моря для слоя 0–2 м:

а – скорость трансформации углеводов ( $V_{\text{крх}}$ , мг/(дм<sup>3</sup> час) на 1 мг), по крахмалу, сечение основных изолиний через 2 мг/(дм<sup>3</sup> час);

б – период оборота углеводов ( $t_{\text{крх}}$ , часы), сечение основных линий через 25 часов, вспомогательных (пунктир) – 2.5 часа.

**Модели углеводного и азотного обмена.** Структура образуемая разными формами ГА с физико-химическим комплексом, позволяет сформулировать квазилинейные модели описывающие изменчивость АА и ПА, скоростей трансформации и оборота для азотсодержащих ОВ и углеводов в зимних водах Печорского моря.

Для формирования уровня общей *протеолитической активности*, (по азоказеину) интегральный отклик водной среды на действие ведущих факторов среды, вида: (ПА =  $f(x_i)$ ), выраженный в ферм. ед/дм<sup>3</sup>, имеет вид:

$$\text{ПА} = \exp\{(55.9 \ln pH_{25} + 0.267 \ln I_o) - 110.7\}, \text{ при } r_{xy} = 0.83 \text{ и } R^2 = 0.69, \quad (2)$$

если  $\text{ПА} \leq 0.0$ , то  $\text{ПА} \rightarrow 0.01$ .

где  $pH_{25}$  – показатель водородного радикала, приведенный к 25 °С;

$I_o$  – доля пресной воды в смесях морских вод (см. табл. 1), по:  $I_o = (S_i - S_m)/S_m$ , где  $S_m$  – начальная соленость ядра зимних БарВМ,  $S_m = 35\text{‰}$ .

Согласно коэффициенту  $R_p^2 = 0.68$ , при длине ряда  $n = 32$ , аргументы модели 2 совокупно описывают до 70 % вариации зависимой ПА, поэтому она может рассматриваться как устойчивая [11].

Интегральный отклик водной среды на воздействие факторов разной природы в форме уровня *амилитической активности*, связанной со скоростью трансформации сложных углеводов (по крахмалу), выраженный в ферм. ед/дм<sup>3</sup>, имеет вид:

$$\text{АА} = \{[988.4V_{\text{Cit}} - 0.2B_{\text{элл}} - 2.7\Sigma B_{\text{Dt}}] - 3.7\}, \text{ при } r_{xy} = 0.73 \text{ и } R^2 = 0.53 \quad (3)$$

если  $\text{АА} \leq 0.0$ , то  $\text{АА} \rightarrow 0.01$ ,

где  $B_{\text{элл}}$  – биомасса (сырая) в группе бактерий, относящихся к коккобациллам (эллипсоидные формы клеток, при  $L/d_m \geq 1.2$ ), мкг/дм<sup>3</sup>;

$V_{\text{Cit}}$  – среднегрупповой объем клеток бактерий в подгруппе тонких, мелких бацилл (при  $L/d_m \geq 8$ ), мкм<sup>3</sup>;

$\Sigma B_{\text{Dt}}$  – биомасса (сырая) фототрофного (хлорофилл-содержащего) планктона относящегося к отделу диатомовых (классы *Pennatophyceae* и *Centrophyceae*), мкг/дм<sup>3</sup>.

Согласно коэффициенту  $R_p^2 = 0.53$ , при длине ряда  $n = 32$ , совокупность аргументов модели 3 описывает более 50 % вариации зависимой АА. Заметим, что эта модель вполне удовлетворительно описывает средние и высокие уровни АА, но неустойчива для низких. Вероятно, что при снижении этой формы ГА до предельно низкого уровня, она уже не контролируется учтенными в модели 3 аргументами.

Следовательно, результаты моделирования АА и ПА подтвердили заключения сделанные выше, на основе анализа рядов АВ(1-3), в отношении связей скоростей азотного и углеводного обменов (трансформации форм РОВ и ВОВ), с направлением трансформации  $T_w, S$ -индексов и развитием фототрофного и гетеротрофного планктона в зимние сезоны. Оценка эффективности моделей 2 и 3 включала выявление нелинейных эффектов взаимодействия между аргументами и оценку влияния неучтенных факторов на уровни ПА и АА. Результаты анализа приводятся в графической форме на рис. 4 а,б.

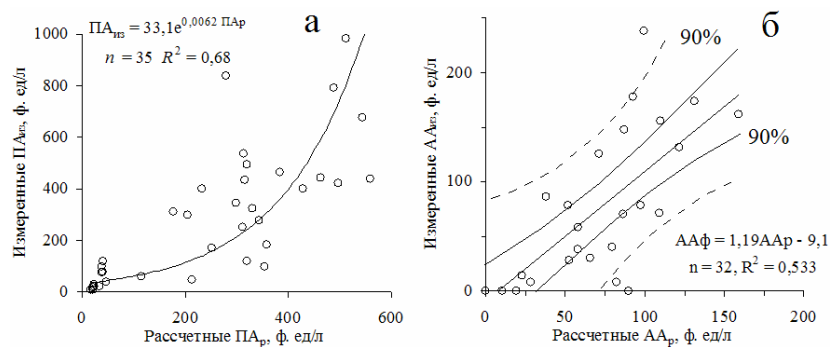


Рис. 4 – Анализ сходимости расчетных и фактически измеренных показателей, характеризующих формы внеклеточной гидролитической активности водной среды в Печорском море, показаны 90% доверительные интервалы ошибок линии регрессии (пунктир) и отдельных измерений (сплошными линиями): а – модель 2 оценки скорости трансформации белков (по азоказеину, мг/(дм<sup>3</sup> ч)); б – модель 3 оценки скоростей разложения углеводов (по крахмалу, мг/(дм<sup>3</sup> ч)).



Для модели 2 (рис. 4а) характерны существенные нелинейные эффекты, за счет взаимодействия факторов (модель экспоненциального типа). С другой стороны, высокая степень рассеивания экспериментальных точек в интервалах предельных ошибок измерений, указывает на сильное влияние неучтенных факторов. Тем не менее, статистически она имеет высокий уровень достоверности. Модель  $AA = f(x_i)$  по сравнению с моделью азотного обмена, имеет качественно другую структуру связей (рис. 4б). Линиями на рисунке показаны 90% доверительные интервалы двух видов: а) для предельной ошибки регрессии (сплошные линии) и б) для ошибки отдельных измерений (пунктир). Интервалы рассчитаны по табулированным значениям  $t$ -критерия 90% вероятности [14]. Согласно распределению экспериментальных точек вдоль линии регрессии, нелинейные эффекты аргументов модели 3, вероятно, связаны с межбиотическими взаимодействиями системы продуценты–редуценты [4, 6].

**Концентрационные зависимости уровня форм ГА от  $T_w$  и солености ( $S$ , ‰).** Характер формирования разновидностей вод на акватории Печорского моря, как и наличие последовательности изменения их свойств при взаимодействии (см. табл. 1-2 и ряды АВ), указывают, что направление трансформации для большинства физико-химических и биологических переменных, сопряжены с изменением  $T_w, S$ -индексов (см. рис. 2а). Это распространяется и на изменчивость характеристик азотного и углеводного обменов за счет экзоферментов. Количественный анализ по типам ВМ разных форм ГА показывает на устойчивость их связей с  $T_w$  и  $S$ .

На рис. 5а по данным табл. 1-2, приводятся обобщенные результаты этого анализа, в форме зависимостей вида:  $V_{крх}(V_{бел}) = f(T_w)$ . Температурная зависимость в зимних водах Печорского моря, для обеих форм ГА имеет экспоненциальную форму. Обобщенные уравнения скоростей трансформации ( $V_{крх}V_{бел} = f(T_w)$ ) представлены как однородная модель, вида:

$$V_{бел} = 1.952 \exp \{-1.82 T_w\}, \quad \text{при } r_{xy} = 0.79 \text{ и } R^2 = 0.63, \quad (4a)$$

$$V_{крх} = 0.275 \exp \{-1.837 T_w\}, \quad \text{при } r_{xy} = 0.95 \text{ и } R^2 = 0.91, \quad (4б)$$

где  $V_{крх}$  – потенциальная скорость трансформации углеводов (по крахмалу), мг/(дм<sup>3</sup> час) на 1 мг фермента;

$V_{бел}$  – потенциальная скорость трансформации белков (по азоказеину), мг/(дм<sup>3</sup> час) на 1 мг фермента;

$T_w$  – средняя для данной ВМ температура, °С (см. табл.1).

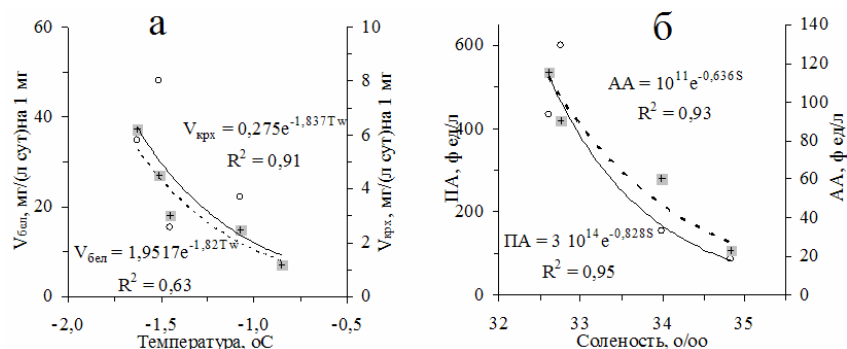


Рис. 5 – Обобщенные зависимости форм ГА водной среды от температуры (а), вида:  $V_{крх}(V_{бел}) = f(T_w)$  и солености (б), вида  $AA(ПА) = f(S)$ , с использованием осредненных для акватории Печорского моря в зимний сезон характеристик ВМ (см. табл. 1-2).

Уравнения вида:  $(V_{бел})V_{крх} = f(T_w)$ , описывают нелинейный рост потенциальных скоростей ферментативной трансформации белковых ОБ и углеводов в водной среде при изменении  $T_w$  (см. рис. 1-4). Согласно модели (4а), при снижении  $T_w$  диапазоне от

минус 0.8 до минус 1.7 °С, происходит относительный прирост скорости азотного обмена, с 10 до 40 мг/(дм<sup>3</sup> час), в среднем в 4 раза, при падении  $T_w$  на 1.2 °С. В единицах общей ПА, это диапазон от 120 до 440 ферм. ед/дм<sup>3</sup>. В свою очередь, по модели (4б), при снижении  $T_w$  в том же  $T_w$  интервале, происходит относительный рост активности углеводного обмена, с 1.2 до 5.8 мг/(дм<sup>3</sup> час) или в единицах АА - от 22 до 115 ферм. ед/л. Формы кривых, описываемые моделями 4а,б, имеют зеркальную форму по сравнению с стандартными температурными кривыми уравнения Вант-Гоффа-Аррениуса (правило  $Q_{10}$ ).

На рис. 5б приводятся обобщенные результаты анализа зависимостей вида: АА (ПА) =  $f(S)$ . Зависимость для обеих форм ГА в зимних условиях носит стандартную экспоненциальную форму и представлена как однородная (по аргументу) модель, вида:

$$ПА = 3 \cdot 10^{14} \exp \{-0.83 S\}, \quad \text{при } r_{xy} = 0.98 \text{ и } R^2 = 0.95, \quad (5a)$$

$$АА = 10^{11} \exp \{-0.637 S\}, \quad \text{при } r_{xy} = 0.96 \text{ и } R^2 = 0.93, \quad (5б)$$

где: ПА – общая протеолитическая активность, ферм. ед/дм<sup>3</sup>;

АА – общая амилолитическая активность, ферм. ед/дм<sup>3</sup>;

$S$  – средняя по данной ВМ соленость, ‰.

Уравнения вида: АА =  $f(S)$  и ПА =  $f(S)$ , описывают нелинейный рост форм ГА в связи с опреснением вод, развивающимся по ходу переноса ВМ в Карское море.

**Обсуждение результатов.** Общая ГА водной среды в разных формах, в исследуемой части Печорского моря поддерживается в условиях сплошного перекрытия поверхности моря сезонными льдами (см. рис. 1б), при  $T_w$  близких к температуре замерзания вод данной  $S$ . Вместе с этим, традиционное представление о том, что при формировании гомотермии (или обратной плотностной стратификации), в зимние сезоны должно соблюдаться гомогенное распределение и для параметров физико-химического комплекса (пространственное или вертикальное, включая фосфор- и азотсодержащие РОВ) [5, 6], для акватории Печорского моря не выполняется (см. табл. 1).

Попарные взаимодействия между сопряженными ВМ: *БарВМ* → *БарВМтр* → (*БелСТ* ↔ *ПечСТ*) упорядочиваются по областям их распространения и направлению переноса с СЗЗ на ЮВВ (см. рис. 1-2). Результатом взаимодействия является закономерное изменение свойств выделенных ВМ, фактически, образующих градиенты условий ( $grad X_i$ ) различных параметров, согласно распределению пелагических биотопов в направлении переноса вод. В первом приближении, полученные градиентные ряды  $grad X_i$  типов ВМ, по характерным параметрам физико-химического комплекса, можно охарактеризовать так. Относительно консервативные в зимний сезон показатели ( $T_w$ - $S$ ,  $O_2$ ,  $NO_3$ ,  $N_{ров}$  или  $C_{ав}$ ) - образуют ряды отрицательных  $grad X_i$  (форма В). Неконсервативные или лабильные в зимний сезон показатели (типа  $NO_2$ ,  $pH_{25}$ ,  $P_{ров}$  и  $C_{ex}$ ), образуют положительные  $grad X_i$  (форма А). Следовательно, согласно направлению трансформации свойств ВМ по  $T_w, S$ -индексам и площадному распределению зимних типов вод в первой половине февраля, на акватории Печорского море поддерживается система квазистационарной циркуляции морских и опресненных вод (БелСТ и ПечСТ).

Ее устойчивость определяется напором баренцевоморских форм ВМ, представленных трансформированными северо-атлантическими ВМ в составе Канинского и Колгуево-Печорского течений [5, 6, 15]. Это определяет восточный перенос и для стоковых вод поступающих из Белого моря и Печорской губы (рис. 1-2). В свою очередь, устойчивость распределения зимних разновидностей вод в Печорском море и формирование их свойств в виде упорядоченного пространства состояний для параметров физико-химического комплекса, указывают на существование закономерностей, образование которых возможно только при общей устойчивости



структуры в выделенных ВМ. Именно это позволяет, с одной стороны, объединять данные наблюдений за смежные годы в единый массив (2002-2005 гг.), с другой - по этому же критерию проводить его обоснованное разделение на однородные части, в том числе, для характеристики форм ГА.

**Уровни форм ГА.** Средние величины ПА для Печорского моря, отнесенные к февралю, составляют 256 ферм. ед/дм<sup>3</sup> изменяясь в диапазоне от 0 до 984 ф. ед/дм<sup>3</sup>. Средняя скорость  $V_{\text{бел}}$  деструкции белков оценивается в 22.1 мг/(дм<sup>3</sup> ч), с вариациями в диапазоне от 0 до 79.7 мг/(дм<sup>3</sup> ч). Максимальные величины  $V_{\text{бел}}$  устойчиво наблюдаются в водах, находящихся под воздействием БелСТ и ПечСТ, где они достигают величин более 70 мг/(дм<sup>3</sup> час). Время оборота азотсодержащих ОВ определенное по азоказеину  $t_{\text{бел}}$ , в среднем составляет 33.0 часа, с диапазоном от 1.6 до более 150 часов. Средние величины АА на акватории Печорского моря отнесенные к февралю, составили 71.3 ф. ед/дм<sup>3</sup>, изменяясь в диапазоне от 0 до 238 ф. ед/дм<sup>3</sup>. Средняя скорость деструкции полисахаридов  $V_{\text{крх}}$  оценивается в 3.61 мг/(дм<sup>3</sup> ч), с вариациями в диапазоне от 0 до 11.9 мг/(дм<sup>3</sup> ч). Максимальные величины  $V_{\text{крх}}$  наблюдаются в водах связанных с БелСТ и ПечСТ, где  $V_{\text{крх}}$  достигают 7 мг/(дм<sup>3</sup> час) и более, при этом положение максимумов  $V_{\text{крх}}$  связано с типом ВМ. Время оборота углеводов определенное по обороту крахмала  $t_{\text{крх}}$ , в среднем составляет 13.9 часов, с диапазоном от 2.5 до 170 часов.

Согласно рис. 3 и табл. 2, скорость  $V_{\text{крх}}$  и период оборота для углеводов  $t_{\text{крх}}$  за счет сохранения активности амилаз, в зимний сезон близки к уровню внеклеточной активности ферментов этой формы ГА, наблюдаемого в восточной части Печорского моря для осеннего сезона [7]. При этом он близок и к средней активности ферментов наблюдаемом в летне-осенние сезоны для незагрязненных вод умеренных широт [12, 14, 17]. В свою очередь, ПА, скорость  $V_{\text{бел}}$  и период оборота белков  $t_{\text{крх}}$ , характеризуются как очень высокие. В зимние сезоны эти показатели в 4 раза выше их уровня наблюдаемого в Печорском море для осеннего сезона [7]. Высокими величины ПА и  $V_{\text{бел}}$  для этого сезона в Печорском море, являются и при их сравнении с другими объектами Русской Арктики, наблюдаемыми в разные сезоны, например, в Баренцевом или Белом морях [8, 9, 11, 17]. В зимний сезон, высокая скорость распада белков за счет внеклеточной активности протеаз, указывает на развитие интенсивных процессов азотного обмена в области БарВМтр (ледовая кромка). В целом, интенсивность трансформации, как углеводов, так и азотсодержащих форм ОВ, снижается в направлении общего переноса вод в Карское море (см. рис. 1, 3б) и от поверхности в толщу воды (табл. 2).

Упорядочивание свойств ВМ (табл. 1-2) в рядах АВ(1-3), указывает на связь скоростей трансформации РОВ с развитием групп фототрофного и органогетеротрофного планктона. Следовательно, попарные взаимодействия пространственно сопряженных разновидностей зимних ВМ, с одной стороны, формируют тип связей, с другой - поддерживают их устойчивость, определяя общую взаимосвязанность между параметрами гидрофизического, биологического и биохимического комплекса (см. рис. 2б, 3 и табл. 1-2). Вполне очевидно, что формирование в общем массиве данных, градиентных структур с упорядочиванием по разновидностям ВМ, т.е.  $grad X_i$  и рядов вида (А,В), базируется на ядре быстро обновляющихся вод баренцевоморского генезиса. Физические характеристики и свойства этих вод, уровень для форм ГА и развитие населяющего их планктона, закономерно меняются по ходу переноса ВМ на восток под сплоченными льдами, во взаимодействии со смесями вод, образующихся под влиянием БелСТ и ПечСТ.

Для уровней ПА ( $V_{\text{бел}}$ ) и АА ( $V_{\text{крх}}$ ) водной среды, содержательную информацию заключенную в структуре рядов (АВ), для акватории Печорского моря в зимние

периоды можно обобщить таким образом. Характеристики форм ГА и интенсивность углеводного и азотного обменов, во-первых, закономерно распределяются в пространстве состояний ориентированном в направлении переноса вод, образуемого изменением свойств по параметрам  $grad X_i$  в пелагических биотопах. Во-вторых, величины общей ГА принимают минимальные значения в ядре соленых, относительно теплых вод, закономерно нарастая по мере их трансформации пресным стоком. И наоборот, для вод стоковых течений интенсивность трансформации ОВ понижается, по мере их трансформации морскими водами. В третьих, интенсивность азотного и углеводного обмена за счет ГА водной среды, быстро понижается в направлении переноса вод – при удлинении «пути трансформации» ВМ. Поэтому, высокой общей ГА и ее разных форм (ПА и АА), в зимние сезоны не всегда соответствуют высокие удельные активности ферментов ( $V_{крх}$ ,  $V_{бел}$ ) либо соответствующие им ускоренные периоды оборота разных форм ОВ.

**Модели форм ГА.** Протеолитическая активность – ПА =  $f(x_i)$ , по модели 2 (см. рис. 4а), в качестве аргументов включает «внесистемный» показатель доли пресных вод  $I_0$  и щелочно-кислотные условия  $pH_{25}$ . При этом показатель  $I_0$ , в неявной форме связан с трансформацией свойств ВМ (по ходу переноса ВМ). Весьма вероятно, что с этим же фактором связаны и изменения  $pH_{25}$  в опресненных водах (см. рис. 1-2). Эти же параметры опосредованно учитывают влияние континента в таких формах как: уровень опреснения, стратификация или циркумграничный тип циркуляции (отметим, что помимо состава привносимого стоковыми течениями ОВ, см. далее). Исходя из физического смысла аргументов 2, содержательный смысл модели ПА =  $f(x_i)$ , может быть сформулирован так: «Общий уровень ПА, скорость деструкции белков (азотсодержащих ОВ) и интенсивность азотного обмена, определяемые активностью протеаз в водной среде, для ВМ Печорского моря в середине зимы, во-первых, преимущественно управляются комплексом абиотических факторов, при ведущей роли процесса смешения вод. Во-вторых, факторы среды нелинейно взаимодействуют между собой. В третьих, показатели АА снижаются почти на порядок, по ходу переноса вод в направлении Карского моря».

Амилолитическая активность связанная с углеводным обменом, согласно модели 3 (см. рис. 4б), полностью определяется комплексом биотических факторов. Согласно физическому смыслу аргументов - АА =  $f(x_i)$ , ее биологическое содержание может быть сформулировано так. «Уровень амилазной активности, скорость деструкции углеводов (полисахаридов) и интенсивность углеводного обмена в водах Печорского моря для средней фазы зимнего периода функционирования, определяемые гидролитической активностью амилаз в водной среде, во-первых, регулируются отдельными группами зимнего планктона. Во-вторых, уровень АА увеличивается пропорционально развитию гетеротрофной микрофлоры и обратно пропорционален обилию фототрофного планктона (при ведущей роли характеристик копиотрофных бактерий). В третьих, интенсивность углеводного обмена снижается на порядок по ходу переноса вод в Карское море». В отличие от модели (2) для ПА гидролаз, определяющих интенсивность азотного обмена, амилолитическая активность – связанная с углеводным обменом, определяется комплексом биотических факторов. В число аргументов вошли показатели обилия и характерные размеры, по-разному специализированных групп зимнего планктона. В связи с этим отметим, что характеристики лизирующих форм бактерий типа *Citophaga* ( $V_{Cit}$ ), в настоящее время, рассматриваются как фактор бактериоцидности морских вод [18]. В свою очередь, группа *коккобацилл* ( $V_{элл}$ ), обычно представлена бактериями *Paracoccus* (это 4-я основная группа по Берджи), которая характеризуется как грамотрицательные,

аэробные формы, развивающиеся на богатых ОВ средах – это бактерии-копиотрофы, основные трансформаторы свежего ОВ [6].

**Концентрационная зависимость уровней для форм ГА от  $T_w$ .** Связи скоростей трансформации ( $V_{\text{крх}}V_{\text{бел}} = f(T_w)$ ) в модели 4а,б (см. рис. 5а), имеют зеркальную форму по сравнению с стандартными температурными кривыми описываемыми уравнением Вант-Гоффа-Аррениуса (правило  $Q_{10}$ ). Как известно, для положительного интервала  $T_w$ , средний температурный коэффициент ускорения:  $Q_{10} \approx \text{const} \approx 2.25$ , а средний показатель стандартной (экспоненциальной) функции в интервале  $T_w$  0-10 °С:  $Q_{10}^{0.1} = 1.0845$  [16]. Согласно нашим данным, скорости гидролитического расщепления белков и углеводов при отрицательных  $T_w$ , приближающихся к температуре замерзания вод данной  $S$ , не подчиняются закону Вант-Гоффа-Аррениуса (правилу  $Q_{10}$ ). Именно поэтому, высокой общей гидролитической активности разных форм (ПА и АА) в зимних водах, не всегда соответствует высокая удельная скорость ( $V_{\text{крх}}$  или  $V_{\text{бел}}$ ) или снижение периодов оборота для форм ОВ (см. табл. 2, рис. 3 и 5а). Как следует данных табл. 1-2 и моделей 4а,б, низкие  $T_w$  мало влияют на интенсивность метаболизма большинства групп планктона, за счет их адаптации в форме концентрационной зависимости уровня форм ГА от температуры.

Известно, что в зимний сезон большая часть бактериопланктона относится к мезо- и психрофильным либо криофильным формам [18]. Ранее, неподчинение стандартной температурной зависимости Вант-Гоффа, показано для ферментов фосфорного и окислительно-восстановительного обменов, в диапазоне  $T_w$  1–10 °С, по материалам Белого и Норвежского морей [8, 9, 18]. Этими же авторами установлено, что популяции микропланктона, при снижении  $T_w$  среды синтезируют изоферменты с низкой энергией активации основных реакций метаболизма (3-6 Дж/М), по сравнению с неадаптированными видами (15-20 Дж/М). Таким образом, абсолютный рост концентрации ферментов ПА и АА в водной среде (сопряженный с направлением переноса БарВМ, рис. 3, 5а), в сочетании с синтезом изомеров адаптированных к условиям низких  $T_w$ , позволяет психрофильным организмам планктона поддерживать стабильную интенсивность обмена даже зимой. Причем, вполне сопоставимую с скоростями трансформации ОВ в условиях теплых вод умеренных широт и с летним сезоном (табл. 2).

**Зависимость форм ГА от солености ( $S$ , ‰).** Согласно моделям АА (ПА) =  $f(S)$ , снижение солености в направлении стоковых течений (БелСТ и ПечСТ), приводит к резкому росту уровней АА и ПА (см. рис. 5б). Можно предполагать, что причиной этого являются изменения в составе ОВ, в связи с разбавлением морских вод пресным стоком – вынос аллохтонного ОВ, обогащенного Сорг и его стойкой к биодеградации формой [4]. Поэтому  $T_w$  никак не может рассматриваться как единственный регулятор скоростей трансформации ОВ в экосистеме Печорского моря, даже в зимний период (см. выше табл. 1-2 и рис. 5а).

**Выводы.** Сравнительный анализ активности протеаз и амилаз в средней фазе зимнего сезона показал, что характерными чертами для вод Печорского моря являются высокая интенсивность азотного и низкий уровень углеводного обмена, что связано с особенностями развития гидробийонтов в условиях устойчивого опреснения стоковыми течениями. Средние величины амилазной и протеазной активности составили 70 и 256 ферм ед/дм<sup>3</sup>, соответственно. Средние скорости распада белков оцениваются в 22 мг/(дм<sup>3</sup> ч), для полисахаридов – 3.6 мг/(дм<sup>3</sup> ч) на 1 мг экзофермента, а период оборота для азотсодержащих ОВ, составил – 33 часа, а для полисахаридов – 14 часов, соответственно. Выявлено закономерное распределение уровня разных форм ГА по типам ВМ, вдоль градиента параметров физико-химического комплекса. Установлено повышение всех форм ГА для области  $T_w$  в среде, близких к температурам замерзания вод (от -0.7 до -1.9 °С), приводящих к отклонению от кривой Вант-Гоффа-Аррениуса (правило  $Q_{10}$ ). Такой рост ГА следует рассматривать как форму температурной адаптации сообществ планктона в зимний период. Выполнено моделирование условий формирования уровней протео- и амилазной активности водной среды, по результатам которого выделены комплексы факторов, определяющие закономерности их распределения в ВМ и интенсивность азотного и углеводного обменов для вод Печорского моря в средней фазе зимы (февраль). В результате исследования установлено, что скорости трансформации разных форм ОВ регулируются совокупностью условий, главными из которых являются доступность того или иного соединения в качестве субстрата

данной ферментной системы, а также физиологическое состояние узко специализированных групп планктона (как фототрофного, так и гетеротрофного).

### Список литературы

1. Хайлов К.М. Экологический метаболизм в море. – Киев: Наук., думка, 1971. – 252 с.
2. Christian J.R., Karl D.M. Bacterial ectoenzymes in marine waters // *Limnol. and Oceanogr.* 1995. – Vol. 40, N 6. – P. 1042–1049.
3. Долгоносов Б.М., Губернаторова Т.Н. Механизмы и кинетика деструкции органического вещества в водной среде. – М.: КРАСАНД, 2011. – 208 с.
4. Заварзин Г.А., Заварзина А.Г. Ксилотрофы и микофильные бактерии при образовании дистрофных вод // *Микробиология* - 2009 - Т. 78, №5. – С. 579-591.
5. Печорское море. Системные исследования (гидрофизика, гидрология, оптика, биология, химия, геология, экология, социэкономические проблемы) / Под ред. Е.А. Романкевича, А.П. Лисицина, М.Е. Виноградова. – М.: Изд-во «МОРЕ», 2003. – 502 с.
6. Экосистемы, биоресурсы и антропогенное загрязнение Печорского моря / Ч.-корр. РАН, проф. Г.Г. Матишов. – Апатиты: КНЦ РАН, 1996. – 162 с.
7. Шевченко В.П., Поллипова Н.В., Айбулатов Н.А., Гордеев В.Ю., Зернова В.В., Корнеева Г.А., Матюшенко В.А. Особенности распределения взвеси и ферментативной активности в прибрежных водах о-ва Вайгач // *Арктика и Антарктика*. Вып. 3 (37). - М.: Наука, 2004. – С.211–227.
8. Агатова А.И., Лапина Н.М., Торгунова Н.И. Органическое вещество в водах арктических морей // *Арктика и Антарктика*. Вып. 1 (35). - М.: Наука, 2002. – С. 172–192.
9. Агатова А.И., Лапина Н.М., Торгунова Н.И. Скорость трансформации органического вещества в экосистемах арктических морей. // *Арктика и Антарктика*. Вып. 3 (37). - М.: Наука, 2004. – С.171–195.
10. Бардан С.И., Корнеева Г.А. Экологические факторы формирования и моделирование уровня гидролитической ферментативной активности водных масс на приустьевом взморье Оби и Енисея в зимний период // *Изв. РАН., сер. биол.* - 2004. – №5. – С. 601–625.
11. Бардан С.И., Корнеева Г.А. Внутрисезонные тенденции трансформации форм ОВ и ферментативной активности водной среды в зимний период в морях Русской Арктики // *Изв. РАН. сер. биол.* – 2006. № 6. – С.731-745.
12. Корнеева Г.А. Оценка функционального состояния морской воды Черного моря по уровню гидролитических ферментативных активностей // *Изв. РАН. Сер. биол.* - 1993. № 6. С. 909.
13. *Руководство по методам химического анализа морских вод.* /Под ред.: С.Г.Орадовского. – Л.:Гидрометеиздат,1977. – 208 с.
14. Корнеева Г.А. Использование ферментных тест-систем для мониторинга состояния морских вод Черного моря // *Изв. РАН. Сер. биол.* - 1996. - № 5. - С. 589–597.
15. Бардан С.И. Система однородных показателей при количественном описании смешения морских и пресных вод и классификационные критерии деления областей их взаимодействия//*Природа морской Арктики: современные вызовы и роль науки: Тез. докл. Междунар. науч. конф. (г. Мурманск, 10-12 марта 2010 г.)* – Апатиты: КНЦ РАН, 2010. - С. 24—27.
16. Винберг Г.Г. Зависимость скорости онтогенетического развития от температуры / *Продукционно-гидробиологические исследования водных экосистем.* – Л.: Наука, 1987. – С. 5–34.
17. Корнеева Г.А., Лунова М.В. Эколого-биохимические исследования морской воды Белого моря. // *Изв.РАН, Сер. биол.* - 1999, №5, С.592–601.
18. Мишустина И.Е., Батурина М.В. Ультрамикроорганизмы и органическое вещество океана. – М: Наука, 1984.– 94с.

### **Форми гідролітичної активності водного середовища і закономірності її формування в зимовий сезон на прикладі Печорського моря. Бардан С.І., Сербов М.Г., Корнеева Г.О.**

*Досліджена гідролітична активність (ГА) водного середовища за рахунок екзоферментів, які визначають рівні її протеолітичної і амілолітичної форм. Встановлені закономірності розподілу форм ГА по типам вод. За результатами моделювання встановлені комплекси факторів, які визначають закономірності розподілу та інтенсивність азотного та вуглеводородного обміну в водах Печорського моря в середині зими (лютий).*

**Ключові слова:** водні маси, гідролітична активність, амілази, протеази моделювання.

### **Forms of hydrolytic activity of the water environment and patterns of its formation in the winter season on the case study of the Pechora sea. S.I. Bardan, M.G. Serbov, G.A. Korneieva,**

*Hydrolytic activity (HA) of the water environment due to exoenzymes which condition the levels of its proteolytic and amylolytic forms is under study. Patterns for distribution of HA forms in water types are ascertained. The simulation results in singling out the factor complexes, identifying the patterns for distribution and the intensity of nitrogen and carbohydrate exchanges in the waters of the Pechora Sea in the midwinter period (February).*

**Keywords:** water masses, hydrolytic activity, amylases, proteases, simulation.

## ЕКОЛОГІЧНА ОЦІНКА ЯКОСТІ ВОДИ РІЧКИ БАРАБОЙ ЗА ВІДПОВІДНИМИ КАТЕГОРІЯМИ

*У статті досліджено особливості формування якості води річки Барабой, проаналізовано хронологічні тенденції зміни якості води за відповідними категоріями.*

**Ключові слова:** *якість вод, екологічна оцінка якості вод, індекси якості води.*

**Вступ.** В сучасних умовах особливої актуальності набувають проблеми, пов'язані з погіршенням екологічного стану річок та якості води в них. Проблема погіршення сучасного гідроекологічного стану річки Барабой під впливом господарської діяльності вже давно набула актуальності. Річка Барабой є об'єктом комплексного використання різними галузями економіки Одеської області, зокрема зрошувального землеробства і рибництва. Останніми роками загальне антропогенне навантаження на екосистему річки зменшилося, але якість води залишається незадовільною внаслідок забруднення промисловими, комунально-побутовими стічними водами, змиву забруднювальних речовин поверхневим і підземним стоком з водозбору.

Високий рівень зарегульованості, розораності, урбанізації, меліорації призвів до виникнення екологічних проблем, пов'язаних з якістю води, пересиханням і замуленням русла річки Барабой, підтопленням населених пунктів (с. Мирне, с. Широка Балка) та з постійною необхідністю вкладання значних коштів в розчищення русла. Особливо ці проблеми загострюються останніми роками, коли спостерігаються екстремальні коливання гідрометеорологічних умов та ускладнення з фінансуванням водогосподарських та природоохоронних заходів. Вирішення зазначених вище проблем ускладнюється недостатністю інформації про режим р. Барабой. Саме тому постає необхідність проведення комплексної екологічної оцінки якості води річки Барабой за відповідними категоріями за нормативною національною методикою.

**Аналіз досліджень та публікацій** показав, що кількісні і якісні показники водних ресурсів р. Барабой вивчені недостатньо. В [1, 2] міститься опис басейну р. Барабой (станом на 1956 р.) та характеристики її режиму, визначені за річками-аналогами. Опис басейну р. Барабой станом на 1.01.1992 р. наведено в її паспорті [3], який вже застарів і потребує оновлення. Відомості про режим роботи Барабойського і Санжейського водосховищ та Нижньодністровської зрошувальної системи (НДЗС) подані в [4-6]. Деякі гідроекологічні показники Барабойського водосховища розглядаються у монографії [7]. Відомчі спостереження за якістю води річки Барабой щоквартально за 36-ма показниками здійснюються в одному гідрохімічному створі Одеською гідролого-меліоративною експедицією (ОГГМЕ) Одеського обласного виробничого управління з водного господарства (ООВУВГ); епізодичний моніторинг в межах своєї компетенції здійснюють Біляївська, Овідіопольська, Роздільнянська санітарно-епідеміологічні станції, дані друкуються у відомчих щорічних звітах.

**Мета статті** – здійснення комплексної екологічної оцінки якості води р. Барабой за відповідними категоріями згідно положень нормативної національної методики [8].

**Матеріали і методи дослідження.** Аналіз якісного стану води р. Барабой виконувався на основі даних спостережень державної системи гідрохімічного моніторингу, який проводиться щоквартально за 36-ма показниками ОГГМЕ Одеського облводгоспу в пункті контролю р. Барабой – с. Барабой за період з 2000 по 2010 рр.

Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями [8] дозволяє здійснити екологічну оцінку якості води – одержати інформацію про воду

як складову водної екосистеми, життєве середовище гідробіонтів і важливу частину природного середовища людини. Характеристика якості поверхневих вод дається на основі екологічної класифікації якості поверхневих вод суші та естуаріїв України. Класифікація включає широкий набір показників, які відображають особливості абіотичної і біотичної складових водних екосистем.

Застосування методики екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями дає змогу оцінити тенденції зміни якості поверхневих вод суші та естуаріїв України в часі і просторі, визначити вплив антропогенного навантаження на екосистеми водних об'єктів, оцінити зміни стану водних ресурсів, вирішити економічні і соціальні питання, пов'язані із забезпеченням охорони довкілля, планувати і здійснювати водоохоронні заходи та оцінювати їх ефективність.

Згідно методики, встановлено п'ять класів і сім категорій якості вод.

Процедура виконання екологічної оцінки складається з таких етапів:

- етап групування і обробки вихідних даних в межах трьох блоків (блоку сольового складу, блоку трофо-сапробіологічних (еколого-санітарних) показників, блоку показників вмісту і біологічної дії специфічних речовин);

- етап визначення класів і категорій якості води за окремими показниками (середні і найгірші значення кожного показника зіставляються з відповідними критеріями якості води, визначаються категорії якості води за окремими показниками);

- етап узагальнення оцінок якості води за окремими показниками (вираженими в класах і категоріях) по окремих блоках з визначенням інтегральних значень класів і категорій якості води;

- етап визначення об'єднаної оцінки якості води (з визначенням класів і категорій) для водного об'єкта за певний період спостережень.

Методика екологічної оцінки якості води передбачає розрахунок в межах трьох блоків середніх і найгірших значень для трьох блокових індексів якості води, а саме: для індексу компонентів сольового складу ( $I_{1сер}$ ,  $I_{1макс}$ ), для трофо-сапробіологічного індексу ( $I_{2сер}$ ,  $I_{2макс}$ ), для індексу показників токсичної і радіаційної дії ( $I_{3сер}$ ,  $I_{3макс}$ ). На заключному етапі здійснюється обчислення інтегрального (екологічного) індексу ( $I_e$ ) за формулою

$$I_e = \frac{(I_1 + I_2 + I_3)}{3}, \quad (1)$$

де  $I_1$  – індекс забруднення компонентами сольового складу;

$I_2$  – індекс трофо-сапробіологічних (еколого-санітарних) показників;

$I_3$  – індекс специфічних показників токсичної і радіаційної дії.

**Результати дослідження та їх аналіз.** Оцінка якості води р. Барабой за окремими показниками виконувалась на кожен дату відбору проб води. Для кожного року визначалися середні і найгірші значення для трьох блокових індексів якості води. Маючи значення блокових індексів якості води, визначалася їх приналежність до певного класу і категорії якості води за допомогою екологічної класифікації [8]. Значення екологічного індексу якості води визначали за формулою (1). Перелік показників, за якими здійснювалася оцінка якості води р. Барабой за відповідними категоріями, наведено в табл. 1.

Результати визначення блокових та екологічного індексу на окремі дати відбору проби групувалися по роках спостережень, за цими даними побудовано хронологічні графіки динаміки блокових та екологічних індексів якості води р. Барабой (рис. 1,2), гістограму частоти повторюваності різних категорій стану і чистоти води (рис. 3).

Таблиця 1 – Показники, за якими оцінювалася екологічна якість води р. Барабой

Показники сольового складу	Трофо-сапробіологічні показники	Специфічні показники токсичної та радіаційної дії
Мінералізація, мг/дм <sup>3</sup>	Завислі речовини, мг/дм <sup>3</sup>	Мідь, мкг/дм <sup>3</sup>
	Прозорість, м	Хром загальний, мкг/дм <sup>3</sup>
	pH	Нікель, мкг/дм <sup>3</sup>
	Азот амонійний, мгN/дм <sup>3</sup>	Залізо загальне, мг/дм <sup>3</sup>
Хлориди, мг/дм <sup>3</sup>	Азот нітритний, мгN/дм <sup>3</sup>	Марганець, мкг/дм <sup>3</sup>
	Азот нітратний, мгN/дм <sup>3</sup>	Нафтопродукти, мг/дм <sup>3</sup>
	Фосфор фосфатів, мгP/дм <sup>3</sup>	СПАР, мг/дм <sup>3</sup>
Сульфати, мг/дм <sup>3</sup>	Розчинений кисень, мгО/дм <sup>3</sup>	
	БСК <sub>5</sub> , мгО/дм <sup>3</sup>	
	ХСК, мгО/дм <sup>3</sup>	

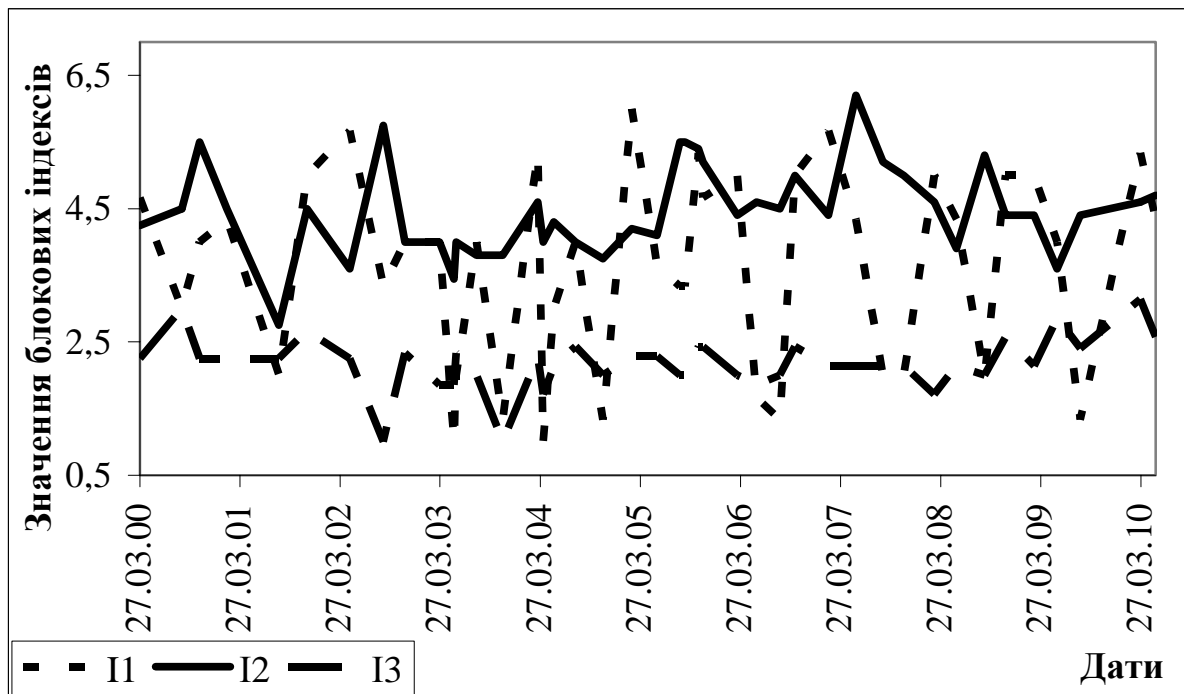


Рис. 1 – Хронологічний графік динаміки блокових індексів якості води р. Барабой в пункті с. Барабой за період з 2000 по 2010 рр. (за кожною пробою)

Аналіз хронологічних графіків динаміки блокових індексів якості води за кожною пробою (рис. 1) показав, що впродовж 2000-2010 рр. спостерігалися різкі коливання значень усіх блокових індексів в залежності від фази водного режиму, роботи або простою зрошувальних мереж НДЗС, інтенсивності гідробіологічних процесів, рівня забруднення р. Барабой господарсько-побутовими, дренажними, промисловими стічними водами. Найбільша амплітуда коливань була відзначена у індексу забрудненості компонентами сольового складу  $I_1$ , який змінювався в межах від 1 до 6. Найгіршою якість води була за індексом трофо-сапробіологічних (еколого-санітарних) показників  $I_2$ , який змінювався від 2,75 до 6,2. Рівень забруднення води р. Барабой специфічними показниками токсичної і радіаційної дії  $I_3$  впродовж 2000-2010 рр. перебував на мінімальному рівні, змінюючись від 1 до 3.

Аналіз хронологічного графіка динаміки інтегрального (екологічного) індексу якості води  $I_e$  (рис. 2) за кожною пробой показав, що впродовж 2000-2010 рр. рівні забруднення р. Барабой різко змінювались від 1,83 до 4,04 (якість вод змінювалась від „дуже добрі, чисті” до „задовільні, слабо забруднені”).

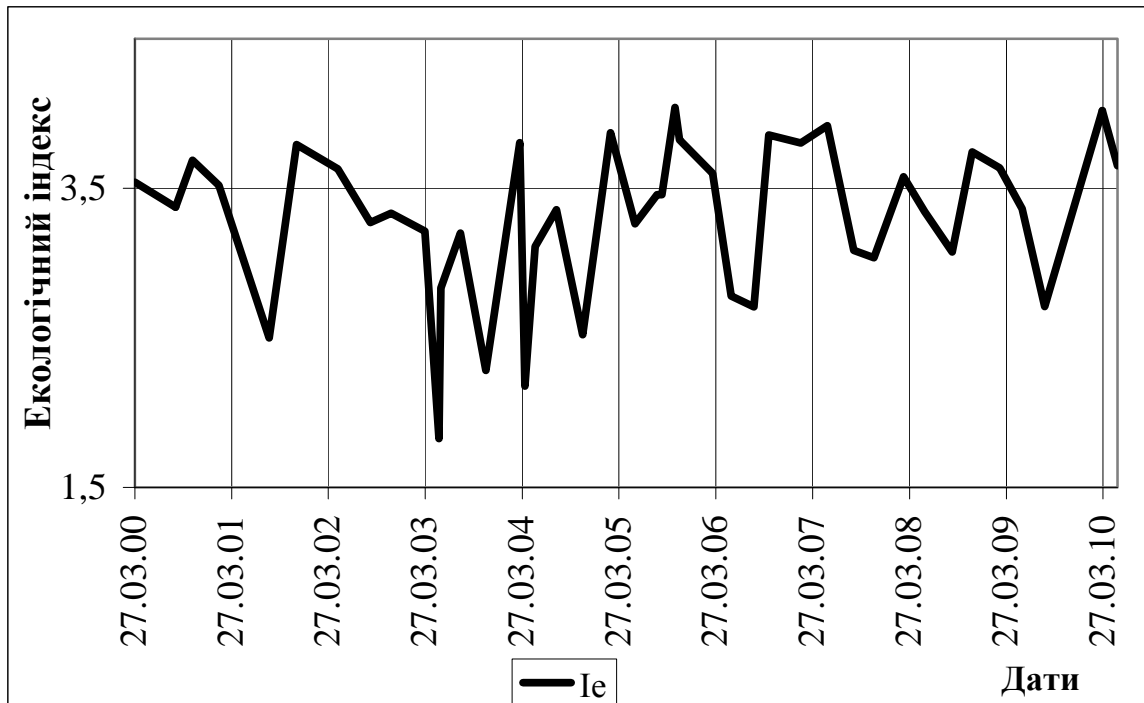


Рис. 2 – Хронологічний графік динаміки екологічного індексу якості води р. Барабой в пункті с. Барабой за період з 2000 по 2010 рр. (за кожною пробой)

На графіках хронологічних коливань блокових і інтегрального індексів якості води р. Барабой (рис. 1, 2) не простежуються виражені часові тренди щодо зменшення чи зростання рівня забрудненості води.

Аналіз гістограми розподілу частоти повторюваності рівнів забруднення для блокових і екологічного індексів якості води (рис. 3) показав, що:

- по індексу забрудненості компонентами сольового складу  $I_1$  в рівній мірі спостерігались категорії якості від 1-ї до 3-ї (11,9-14,3 % випадків), найбільш характерними були 4-а та 5-а категорії (переважає III клас якості, води „задовільні, забруднені”, 52,4% випадків) і поодинокими були випадки найгіршої 6-ї категорії (7,1% випадків);

- по індексу трофо-сапробіологічних (еколого-санітарних) показників  $I_2$  характерними були 4-а та 5-а категорії (III клас якості, води „задовільні, забруднені”, 83,3% випадків) і поодинокими були випадки 3-ї і 6-ї категорії (4,8 та 11,9% випадків відповідно);

- по індексу специфічних показників токсичної і радіаційної дії  $I_3$  характерними були 2-а та 3-а категорії (II клас якості, води „добрі, чисті”, 92,9% випадків) і поодинокими були випадки 1-ї і 5-ї категорії (4,8 і 2,38% випадків відповідно);

- по інтегральному (екологічному) індексу якості води  $I_e$  характерними були 3-а та 4-а категорії (перехідний стан від II до III класу якості, води від „добрі, досить чисті” до „задовільні, слабо забруднені”, 92,8% випадків) і поодинокими були випадки 2-ї категорії (7,1% випадків).



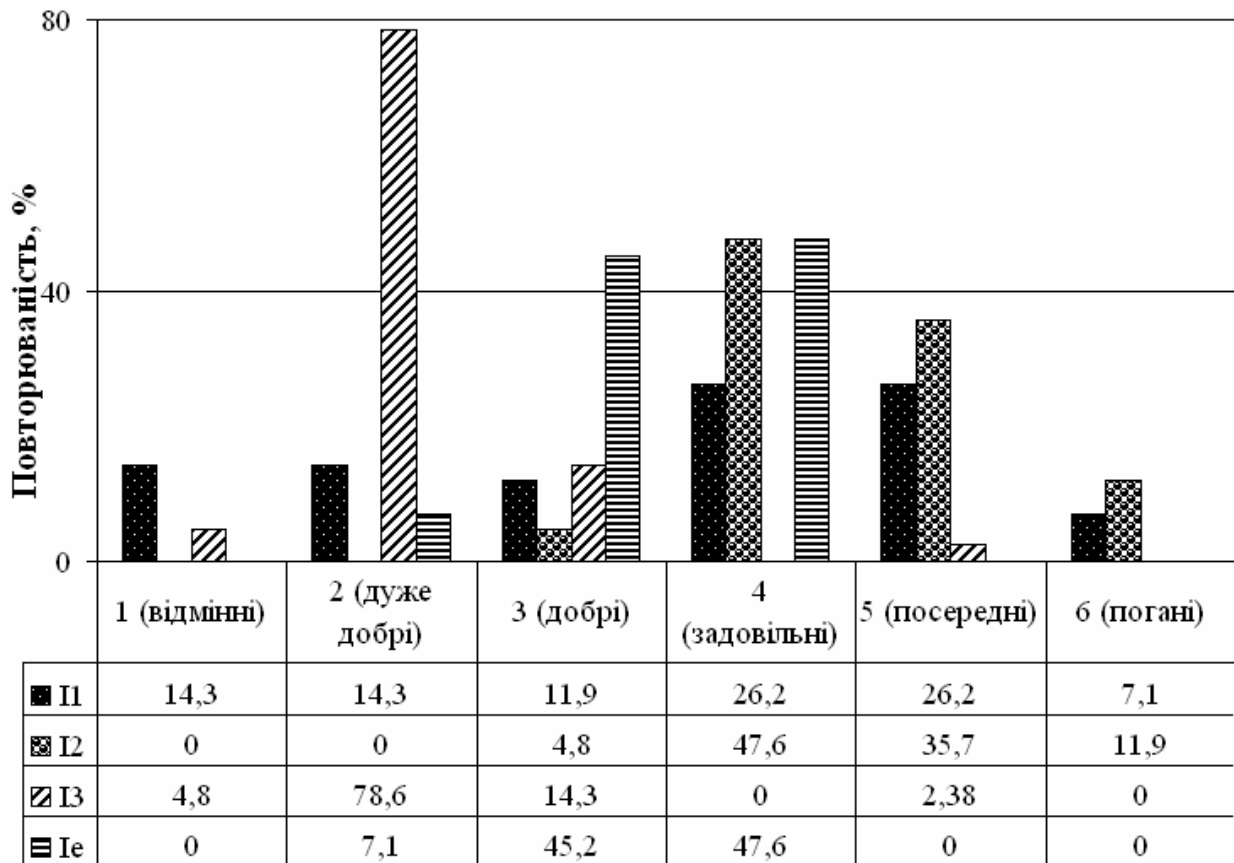


Рис. 3 – Повторюваність категорій якості води для блокових та екологічного індексів (% випадків) р. Барабой – с. Барабой за 2000-2010 рр.(за кожною пробою)

Згідно з вимогами методики [8] для коректного аналізу часової мінливості, наявності або відсутності часових трендів за вимірними даними було розраховано середньорічні блокові та екологічний індекси якості води за середніми і найгіршими значеннями гідрохімічних показників р. Барабой (табл. 2, 3) та хронологічні графіки (рис. 4-6).

За середньорічними значеннями (рис. 4, табл. 2) можна відзначити наступне:

- якість води р. Барабой (окрім 2005 р.) найбільше погіршується речовинами трофо-сапробіологічного (еколого-санітарного) блоку ( $I_2$  становив від 1,9 до 5,2, переважає III клас якості, води характеризуються як „задовільні, посередні” за станом і „слабко, помірно забруднені” за чистотою);

- екологічний стан вод р. Барабой значною мірою порушується за рахунок речовин сольового блоку, особливо у 2005 р. ( $I_1$  становив від 2,93 до 4,83, переважає III клас якості, води характеризуються як „добрі, задовільні” за станом і „досить чисті, слабо забруднені” за чистотою);

- рівень забруднення р. Барабой речовинами блоку специфічних показників токсичної і радіаційної дії перебуває на високому рівні ( $I_3$  змінюється від 1,81 до 2,86, переважає II клас якості, води характеризуються як „дуже добрі” за станом і „чисті” за чистотою), найбільші перевищення нормативів ГДК зафіксовані по СПАР, що вказує на забруднення детергентами з боку господарсько-побутових і промислових стічних вод;

- графічно (рис. 4) неможливо виділити тренди зміни блокових індексів.

Середньорічні блокові індекси якості води за найгіршими показниками (рис. 5, табл. 3) характеризують екстремальні умови погіршення якості води р. Барабой, які спостерігалися кожного року.

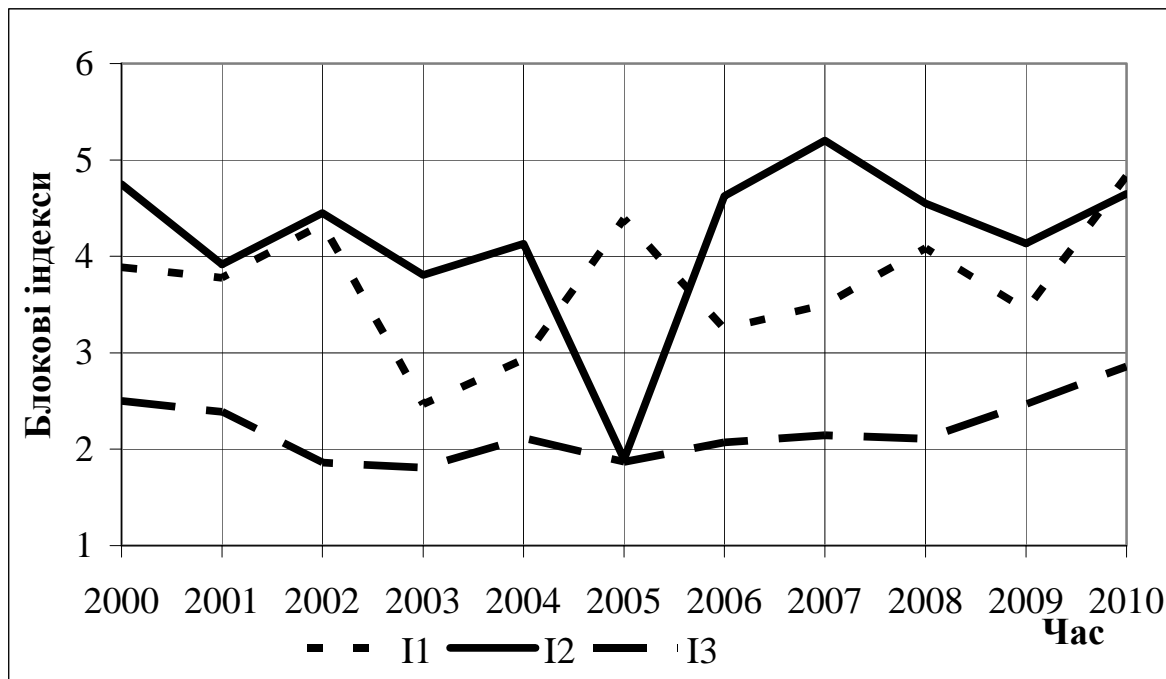


Рис. 4 – Хронологічний графік блокових індексів якості води р. Барабой в пункті с. Барабой за період з 2000 по 2010 рр. (за середніми значеннями показників)

За одержаними даними можна відзначити наступне:

- води р. Барабой забруднюють речовини сольового і трофо-сапробіологічного блоків, в періоди максимального забруднення води характеризуються III-IV класами якості (4-6-а категорії), тобто за станом води „задовільні, погані”, за чистотою „забруднені, брудні”. Найбільші перевищення ГДК фіксуються по нітритах і сульфатах через забруднення господарсько-побутовими, каналізаційними, дренажними водами, змивом забруднювальних речовин з сільгоспугідь і агропідприємств з поверхневим стоком, штучно посиленим живленням річки мінералізованими ґрунтовими водами впродовж всього року, навіть в періоди надходження в річку великих об'ємів більш опрісненого поверхневого стоку або скиду дренажних вод з меліоративної мережі;

- специфічні показники токсичної і радіаційної дії мало забруднюють р. Барабой, формуючи II клас (води „добрі” за станом і „досить чисті” за чистотою);

- графічно (рис. 5) простежується тенденція до зростання забруднення р. Барабой речовинами блоку специфічних показників токсичної і радіаційної дії, передусім це відбувається за рахунок перевищення ГДК по СПАР, що вказує на забруднення детергентами з боку господарсько-побутових і промислових стічних вод.

Середньорічні інтегральні екологічні індекси  $I_e$  за середніми і максимальними значеннями дозволяють відзначити наступне:

- за середніми значеннями (табл. 2, рис. 6) екологічний індекс  $I_e$  змінювався від 1,83 до 3,84, набуваючи II та III класів якості (води за станом „дуже добрі, задовільні”, за чистотою „досить чисті, слабо забруднені”, за трофністю „мезоевтрофні, евтрофні”, за сапробністю „ $\alpha$  - олігосапробні,  $\beta$ ” - мезосапробні”);

- за максимальними значеннями (табл. 3, рис. 6) екологічний індекс  $I_e$  змінювався від 3,67 до 4,79, набуваючи III класу якості (води за станом „задовільні, посередні”, за чистотою „слабко, помітно забруднені”, за трофністю „евтрофні, еволітрофні”, за сапробністю „ $\alpha'$ ,  $\beta'$ ” - мезосапробні”);

- в період з 2000 по 2010 рр. за середніми значеннями до 2005 р. якість води р. Барабой покращувалася (рис. 6), з 2005 р. – тенденція до погіршення. За максимальними значеннями показників з 2000 р. спостерігається тенденція до погіршення якості води р. Барабой в періоди, коли з природних і антропогенних причин відбувається забруднення води і погіршення її якості.

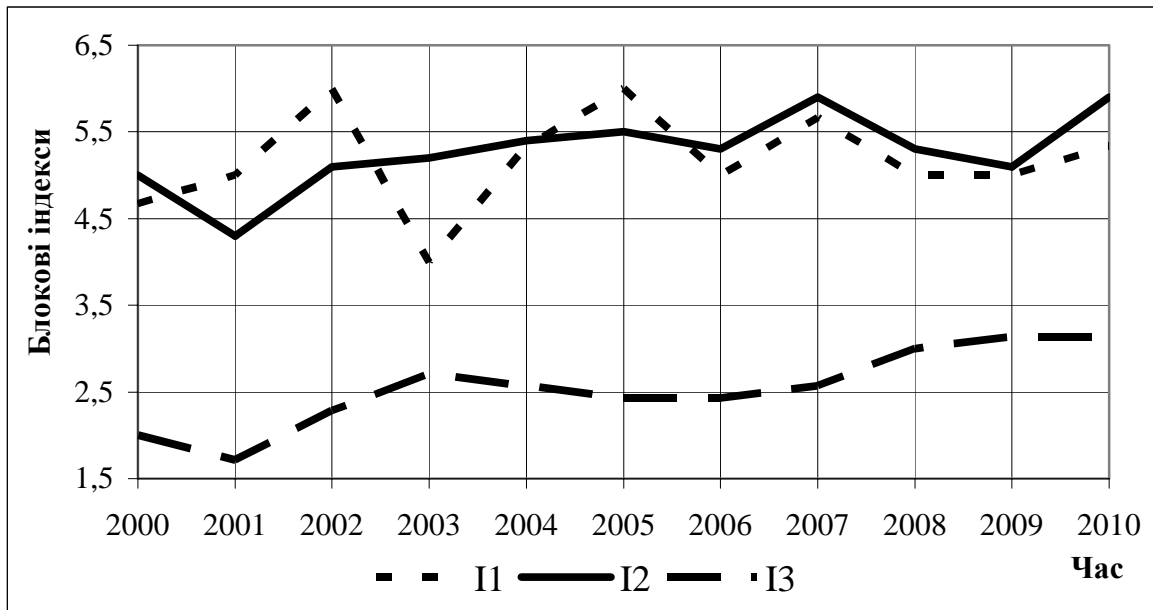


Рис. 5 – Хронологічний графік блокових індексів якості води р. Барабой в пункті с. Барабой за період з 2000 по 2010 рр. (за найгіршими значеннями показників)

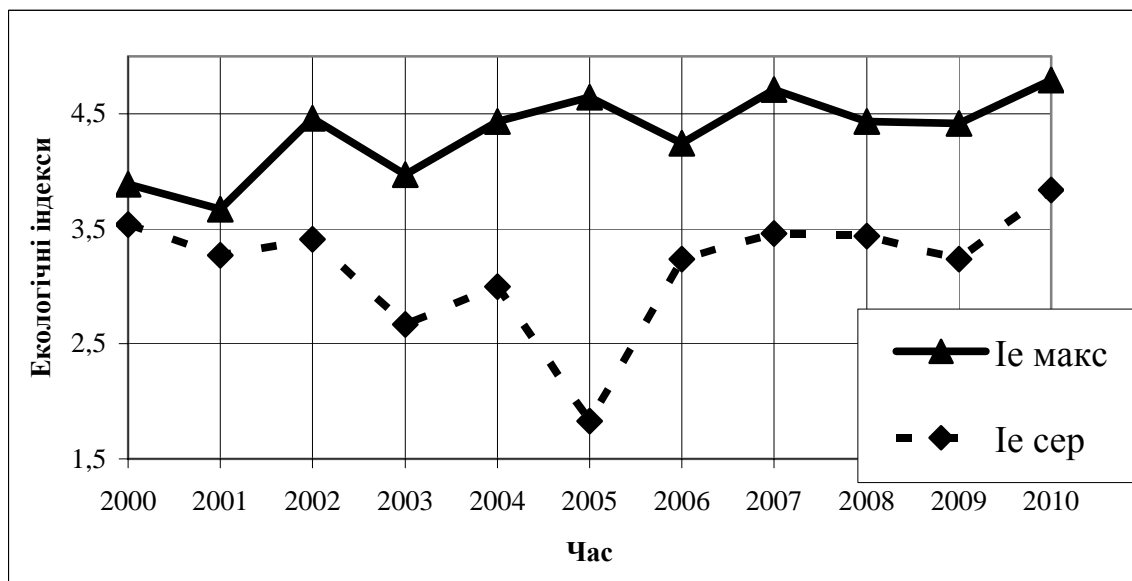


Рис. 6 – Хронологічний графік екологічних індексів якості води р. Барабой в пункті с. Барабой за 2000 – 2010 рр. (за середніми і найгіршими значеннями показників)

Таблиця 2 – Екологічна оцінка якості води р. Барабой – с. Барабой за середньорічними значеннями, 2000-2010 рр.

Роки	Індекс забруднення компонентами сольового складу				Трофо-сапробіологічний (еколого-санітарний) індекс			
	$I_1$	Клас (категорія) якості вод	Екологічна класифікація		$I_2$	Клас (категорія) якості вод	Екологічна класифікація	
			за станом	за ступенем чистоти			за станом	за ступенем чистоти
2000	3,89	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	4,75	III (5)	Посередні	Помірно забруднені
2001	3,78	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	3,92	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені
2002	4,33	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	4,45	III (5)	Посередні	Помірно забруднені
2003	2,47	II (3)	Добрі	Досить чисті	3,81	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені
2004	2,93	II (3)	Добрі	Досить чисті	4,13	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені
2005	4,39	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	1,90	II (2)	Дуже добрі	Чисті
2006	3,25	II (3)	Добрі	Досить чисті	4,63	III (5)	Посередні	Помірно забруднені
2007	3,50	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	5,20	III (5)	Посередні	Помірно забруднені
2008	4,08	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	4,55	III (5)	Посередні	Помірно забруднені
2009	3,44	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	4,13	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені
2010	4,83	III (5)	Посередні	Помірно забруднені	4,65	III (5)	Посередні	Помірно забруднені
2000 – 2010 рр.	3,72	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	4,19	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені

Продовження табл. 2

Роки	Індекс специфічних показників токсичної і радіаційної дії				Інтегральний екологічний індекс					
	$I_3$	Клас (категорія) якості вод	Екологічна класифікація		$I_e$	Клас (категорія) якості вод	Екологічна класифікація			
			за станом	за ступенем чистоти			За станом	За ступенем чистоти	Трофність	Сапробність
2000	2,50	II (3)	Добрі	Досить чисті	3,53	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	Евтрофні	$\beta''$ -мезосапробні
2001	2,39	II (2)	Дуже добрі	Чисті	3,27	II (2)	Дуже добрі	Чисті	Мезотрофні	$\alpha$ -олігосапробні
2002	1,86	II (2)	Дуже добрі	Чисті	3,41	II (3)	Добрі	Досить чисті	Мезоевтрофні	$\beta'$ -мезосапробні
2003	1,81	II (2)	Дуже добрі	Чисті	2,67	II (3)	Добрі	Досить чисті	Мезоевтрофні	$\beta'$ -мезосапробні
2004	2,11	II (2)	Дуже добрі	Чисті	2,99	II (3)	Добрі	Досить чисті	Мезоевтрофні	$\beta'$ -мезосапробні
2005	1,87	II (2)	Дуже добрі	Чисті	1,83	II (2)	Дуже добрі	Чисті	Мезотрофні	$\alpha$ -олігосапробні
2006	2,07	II (2)	Дуже добрі	Чисті	3,24	II (3)	Добрі	Досить чисті	Мезоевтрофні	$\beta'$ -мезосапробні
2007	2,14	II (2)	Дуже добрі	Чисті	3,46	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	Евтрофні	$\beta''$ -мезосапробні
2008	2,11	II (2)	Дуже добрі	Чисті	3,44	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	Евтрофні	$\beta''$ -мезосапробні
2009	2,47	II (3)	Добрі	Досить чисті	3,24	II (3)	Добрі	Досить чисті	Мезоевтрофні	$\beta'$ -мезосапробні
2010	2,86	II (3)	Добрі	Досить чисті	3,84	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	Евтрофні	$\beta''$ -мезосапробні
2000 – 2010 рр.	2,20	II (2)	Дуже добрі	Чисті	3,17	II (3)	Добрі	Досить чисті	Мезоевтрофні	$\beta'$ -мезосапробні

Таблиця 3 – Екологічна оцінка якості води р. Барабой – с. Барабой за найгіршими річними значеннями, 2000-2010 рр.

Роки	Індекс забруднення компонентами сольового складу				Трофо-сапробіологічний (еколого-санітарний) індекс			
	$I_1$	Клас (категорія) якості вод	Екологічна класифікація		$I_2$	Клас (категорія) якості вод	Екологічна класифікація	
			за станом	за ступенем чистоти			за станом	за ступенем чистоти
2000	4,67	III (5)	Посередні	Помірно забруднені	5,00	III (5)	Посередні	Помірно забруднені
2001	5,00	III (5)	Посередні	Помірно забруднені	4,30	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені
2002	6,00	IV (6)	Погані	Брудні	5,10	III (5)	Посередні	Помірно забруднені
2003	4,00	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	5,20	III (5)	Посередні	Помірно забруднені
2004	5,33	III (5)	Посередні	Помірно забруднені	5,40	III (5)	Посередні	Помірно забруднені
2005	6,00	IV (6)	Погані	Брудні	5,50	IV (6)	Погані	Брудні
2006	5,00	III (5)	Посередні	Помірно забруднені	5,30	III (5)	Посередні	Помірно забруднені
2007	5,67	IV (6)	Погані	Брудні	5,90	IV (6)	Погані	Брудні
2008	5,00	III (5)	Посередні	Помірно забруднені	5,30	III (5)	Посередні	Помірно забруднені
2009	5,00	III (5)	Посередні	Помірно забруднені	5,10	III (5)	Посередні	Помірно забруднені
2010	5,33	III (5)	Посередні	Помірно забруднені	5,90	IV (6)	Погані	Брудні
2000 –2010 рр.	5,18	III (5)	Посередні	Помірно забруднені	5,27	III (5)	Посередні	Помірно забруднені

Продовження табл. 3

Роки	Індекс специфічних показників токсичної і радіаційної дії				Інтегральний екологічний індекс					
	$I_3$	Клас (категорія) якості вод	Екологічна класифікація		$I_e$	Клас (категорія) якості вод	Екологічна класифікація			
			за станом	за ступенем чистоти			за станом	за ступенем чистоти	Трофність	Сапробність
2000	2,00	II (2)	Дуже добрі	Чисті	3,89	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	Евтрофні	$\beta$ "-мезосапробні
2001	1,71	II (2)	Дуже добрі	Чисті	3,67	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	Евтрофні	$\beta$ "-мезосапробні
2002	2,29	II (2)	Дуже добрі	Чисті	4,46	III (5)	Посередні	Помірно забруднені	Евполітрофні	$\alpha$ '-мезосапробні
2003	2,71	II (3)	Добрі	Досить чисті	3,97	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	Евтрофні	$\beta$ "-мезосапробні
2004	2,57	II (3)	Добрі	Досить чисті	4,43	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	Евтрофні	$\beta$ "-мезосапробні
2005	2,43	II (3)	Добрі	Досить чисті	4,64	III (5)	Посередні	Помірно забруднені	Евполітрофні	$\alpha$ '-мезосапробні
2006	2,43	II (3)	Добрі	Досить чисті	4,24	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	Евтрофні	$\beta$ "-мезосапробні
2007	2,57	II (3)	Добрі	Досить чисті	4,71	III (5)	Посередні	Помірно забруднені	Евполітрофні	$\alpha$ '-мезосапробні
2008	3,00	II (3)	Добрі	Досить чисті	4,43	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	Евтрофні	$\beta$ "-мезосапробні
2009	3,14	II (3)	Добрі	Досить чисті	4,41	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	Евтрофні	$\beta$ "-мезосапробні
2010	3,14	II (3)	Добрі	Досить чисті	4,79	III (5)	Посередні	Помірно забруднені	Евполітрофні	$\alpha$ '-мезосапробні
2000 – 2010 рр.	2,55	II (3)	Добрі	Досить чисті	4,33	III (4)	Задовільні	Слабко забруднені	Евтрофні	$\beta$ "-мезосапробні

**Висновки.** Протягом 2000-2010 рр. на якість води р. Барабой більше впливали речовини трофо-сапробіологічного блоку, менше – специфічні показники токсичної і радіаційної дії. За інтегральним екологічним індексом якість води змінювалась від „дуже добрі, чисті” до „задовільні, слабо забруднені”.

За середньорічними і найгіршими значеннями якість води р. Барабой найбільше погіршується речовинами трофо-сапробіологічного (еколого-санітарного) блоку і найменше речовинами блоку специфічних показників токсичної і радіаційної дії.

За середніми значеннями показників інтегральні екологічні індекси змінювались від 1,83 до 3,84, набуваючи II та III класів якості (води за станом „дуже добрі, задовільні”, за чистотою „досить чисті, слабо забруднені”, за трофністю „мезоевтрофні, евтрофні”, за сапробністю „ $\alpha$  - олігосапробні,  $\beta$  - мезосапробні”).

За максимальними значеннями показників інтегральні екологічні індекси змінювались від 3,67 до 4,79, набуваючи III класу якості (води за станом „задовільні, посередні”, за чистотою „слабо, помітно забруднені”, за трофністю „евтрофні, еволітрофні”, за сапробністю „ $\alpha$ ,  $\beta$  - мезосапробні”).

В період з 2000 по 2010 рр. за середніми значеннями до 2005 р. якість р. Барабой покращувалась, з 2005 р. – тенденція до погіршення. За максимальними значеннями показників з 2000 р. простежується тенденція до погіршення якості води р. Барабой в періоди, коли з природних і антропогенних причин відбувається забруднення води.

Отримані дані свідчать, що стан екосистеми річки Барабой незадовільний, якість води не завжди дозволяє безпечно її використовувати, що потребує посилення уваги до моніторингу стану річки з боку природоохоронних установ Одеської області.

### Список літератури

1. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Описание рек и озер и расчеты основных характеристик их режима.* – Вып.1. Западная Украина и Молдавия / Под ред. М.С. Каганера. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 498 с.
2. *Ресурсы поверхностных вод СССР.* – Т.6. Украина и Молдавия. Вып.1. Западная Украина и Молдавия / Под ред. М.С. Каганера. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 900 с.
3. *Паспорт* реки Барабой. - Одесса: Госкомводхоз Украины, 1992. – 180 с.
4. *Кулибабин А.Г.* Экономический анализ современных проектов оптимизации водоподдачи и водораспределения в орошении. – Одесса: Консалтинг, 1997. – 97с.
5. *Правила* эксплуатации Барабойского водохранилища. – Одесса: Госкомводхоз Украины, 2003. – 80 с.
6. *Правила* эксплуатации Санжейского водохранилища. – Одесса: Госкомводхоз Украины, 2003. – 110 с.
7. *Пилипенко Ю.В.* Екологія малих водосховищ степу України: Монографія. – Херсон: Олди-плюс, 2007. – 303 с.
8. *Романенко В.Д., Жукинський В.М., Оксіюк О.П.* Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями. – К.: Символ – Т, 1998. – 28 с.

#### **Экологическая оценка качества воды реки Барабой по соответствующим категориям. Яров Я.С.**

*В статье исследованы особенности формирования качества воды реки Барабой, проанализированы хронологические тенденции изменения качества воды по соответствующим категориям.*

**Ключевые слова:** *качество воды, экологическая оценка качества вод, индексы качества воды.*

#### **Ecological estimation of Baraboy River waters quality on appropriate categories. Yarov Y.S.**

*The features of water quality forming of the Baraboy river are investigational in the article, chronologic trends of change of waters quality on appropriate categories are analyzed.*

**Keywords:** *waters quality, ecological estimation of waters quality, indexes of waters quality.*



УДК 551.465.4

**В.Ф.Суховей, д.г.н., И.Г.Рубан, к.ф.-м.н, А.Н. Ибришим**

*Одесский государственный экологический университет*

## **О ВОДООБМЕНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ СО СРЕДИЗЕМНЫМ И СКОРОСТЯХ ТЕЧЕНИЙ В ПРОЛИВЕ БОСФОР**

*В работе изучается долгопериодная сезонная изменчивость колебаний переноса вод через Босфор. Показано, что скорость течения, как верхнего из Черного моря, так и придонного в Черное море, зависит от изменчивости речного стока в Черное море. Рассчитаны и оценены суммарные скорости с учетом дрейфовых течений.*

*Ключевые слова: пролив Босфор, изменчивость, течение, верхнебосфорское, нижнебосфорское, дрейфовое, речной сток.*

Двухслойная система течений в проливах Босфор – Мраморное море – Дарданеллы, которые соединяют Черное море с Эгейским, известна давно. Наиболее узким и мелководным местом, ограничивающим водообмен, является пролив Босфор между Черным и Мраморным морями. Его длина 33 км, ширина у северного входа 3.7, а у южного 2.6 км. Однако в проливе имеется сужение, где на протяжении 6-7 км ширина пролива около 750 м. Рельеф дна в проливе сложный. В целом дно несколько наклонено с юга на север. В южной части глубина около 40 м. В направлении к Черному морю глубина увеличивается до 60-70 м, а местами до 80 и 100 м. Однако за выходными мысами в Черное море дно образует полукруглый порог с глубиной около 50 м, который оказывает влияние на водообмен через Босфор.

Система течений в Босфор определяется разностью плотности в Черном и Эгейском морях и избытком поступающей в Черное море пресной воды. Градиент плотности приводит к образованию течения в придонном слое, направленного из Эгейского моря в Дарданеллы и далее через Мраморное море в Босфор. В верхнем слое происходит перенос опресненных черноморских вод в Эгейском море. Верхнее течение вызывается не только необходимостью компенсации притока средиземноморской воды в придонном слое, но и наклоном уровня, обусловленным избытком пресной воды, поступающей в Черное море и ее дефицитом в Средиземном море. Граница раздела между верхним и нижним течениями не занимает строго горизонтального положения, она поднимается к поверхности в направлении с севера на юг. На северном конце Босфора граница лежит на глубине около 40 м от поверхности, а в наиболее узкой части пролива она поднимется до 20 м.

Непосредственных измерений скорости течений в Босфоре очень мало и выполнены они давно, судоходство в проливе было не таким интенсивным. С.О.Макаров зарегистрировал скорость 195 см/с еще в конце 19 столетия, а А. Мерц (почти также давно) - 300 см/с. Однако неизвестно, какими были в годы выполнения измерений речной сток и пресный баланс Черного моря, что дает возможность судить о средних значениях скорости в отдельные годы с большим или малым балансом пресных вод, а также средние многолетние значения.

Расходы нижнебосфорского течения оценивались Толмазиным, затем Богдановой, а позже Альтманом и Голубевой [1-5] по объемам средиземноморской воды в Черном море на расстоянии 12 миль от турецкого берега. В качестве границы черноморской и средиземноморской вод служила изохалинная поверхность 25%. Полученные этими авторами величины в общем согласуются с балансовыми оценками и использованы в настоящей работе для расчетов возможных скоростей нижнебосфорского течения.

В работе выполнены оценки скоростей стокового (верхнебосфорского) и нижнебосфорского течения при разных значениях пресного баланса – средних многолетних, наибольших и наименьших. Предпринята попытка оценить максимально возможные скорости стокового течения в весенние месяцы при наибольших значениях речного стока, а также возможные влияния ветрового дрейфа.

**Использованные материалы.** Значения объемов речного стока, пресного баланса и поступающей в придонном слое средиземноморской воды заимствованы из справочника [1] за 59 лет: с 1923 по 1985. Далее сведения о речном стоке с 1986 по 2004г получены из разных источников (отдельно по наиболее значительным рекам), вычислены годовые величины речного стока в Черное море, а по этим данным сделана оценка пресного баланса и расходов нижнебосфорского и верхнебосфорского течений также до 2004 г. Эти данные и служили основой для вычисления скоростей обоих течений.

**Анализ полученных результатов.** Еще в начале 20-го столетия было замечено, что расход нижнебосфорского течения зависит от величины речного стока. Такая связь обнаружена и на Балтике, прочем там наиболее глубокий пролив Большой Бельт имеет глубину 19–20 м, поэтому в годы с большим речным стоком (значительно превышающем его среднюю величину) придонный поток вод Северного моря полностью блокируется, а соленость придонной воды в глубоких впадинах Балтийского моря уменьшается на несколько промилле. В Босфоре такое блокирование не происходит, но расход нижнебосфорского течения может уменьшаться почти вдвое при больших значениях речного стока, либо значительно увеличиваться при малых значениях речного стока. Так, наиболее значительные величины речного стока наблюдались в 1940, 1970, 1980, 1981 годах и достигали 470, 490, 437, 417, км<sup>3</sup>/год притом, что среднее значение стока составляет 3372 км<sup>3</sup>/год. В эти годы расход нижнебосфорского течения составляет 129, 114, 96, 109 км<sup>3</sup>/год при среднем его значении 176,3 км<sup>3</sup>/год. Коэффициент корреляции, вычисленный по всему ряду наблюдений, оказался равным -0,652, что свидетельствует о не очень тесной связи, но уравнение регрессии, которое имеет вид

$$Q_{нб} = -0,651 Q_{р.с.} + 363 \quad , \quad (1)$$

где  $Q_{р.с.}$  - объем речного стока;  $Q_{н.б.}$  – расход нижнебосфорского течения в км<sup>3</sup>/год, может использоваться при необходимости оценки расхода нижнебосфорского течения.

Следует заметить, что по величинам речного стока в Черное море можно определить как пресный баланс моря, так и весь его водный баланс. Величины годового речного стока хорошо коррелируют с величиной пресного баланса. Хотя величина испарения за год превышает величину речного стока, междугодичные колебания испарения происходят в гораздо меньших пределах, чем речного стока. Атмосферные осадки, выпадающие на поверхность моря, существенно меньше речного стока, а их междугодичные колебания наблюдаются даже в более узких пределах, чем испарение. Кроме того, большие величины речного стока наблюдаются при повышенном общем увлажнении атмосферы, когда величины атмосферных осадков увеличиваются, а испарение уменьшается. По этим причинам колебания речного стока отражают изменения всего баланса пресных вод. Коэффициент корреляции между речным стоком и пресным балансом 0.801, а уравнение регрессии имеет вид

$$Q_{пр} = 1.46 Q_{р.с.} - 157.2 \quad , \quad (2)$$

где  $Q_{пр}$  – годовое значение пресного баланса Черного моря.

Средние значения скоростей вычислены с учетом ширины и глубины Босфора на разных его участках, а также глубины, на которой расположена граница между противоположно направленными течениями [6]. На северном конце Босфора эта граница лежит на глубине около 40 м от поверхности моря. В наиболее узкой части пролива поднимается до 15-20 м. На такой же глубине она находится на южном конце Босфора и в Мраморном море. Расчеты выполнялись для трех участков Босфора: северный вход в пролив, устье пролива шириной 750 м и южный его конец. Результаты расчетов средних многолетних значений скоростей за период 1923-2004 гг как для верхнего, так и для нижнего течений представлены в таблице 1, из которой видно, что даже в устье пролива не только среднее многолетнее значение скорости верхнебосфорского течения за весь период, но даже при максимальном годовом стоке (1970, 1980 гг) не достигают 190 и тем более 300 см/с. Однако средние годовые значения скорости не могут наблюдаться во все месяцы года. Помимо эпизодических изменений скорости, наибольшие их значения должны наблюдаться в весенний период и в начале лета, когда речной сток наибольший, т.е. существует сезонная закономерность, связанная с весенним стоком рек.

Таблица 1 – Скорости течения (см/с) на разных участках, вычисленные на основании составляющих водного баланса Черного моря

Средние значения	Годы	Северный вход в пролив		Южный вход в пролив		Устье пролива	
		Верхнее течение	Нижнее течение	Верхнее течение	Нижнее течение	Верхнее течение	Нижнее течение
Среднее многолетнее	1923-2004	7.9	8.5	21.7	7.5	68.5	57.2
Среднее годовое при макс.стоке	1980	11.6	4.1	32.4	5.9	104.8	31.2
Среднее годовое при мин.стоке	1950	5.4	11.7	13.7	16.7	48.1	89.1

Представляется не только интересным, но и важным для навигации, оценить хотя бы приблизительно скорости течений на разных участках пролива в период наибольшего стока рек. Для этой цели были вычислены величины баланса пресных вод за три месяца: март, апрель, май (в сумме) для двух случаев, когда весенний сток был максимальным и когда такой сток был минимальным. В табл.2 показаны результаты расчета скорости течений в весенний период 1930, 1949, 1950 гг (сток наименьший), а также в 1959, 1970, 1980 и 1981 гг (сток наибольший). Однако даже в 1970 году при самом большом весеннем (и годовом) речном стоке скорость стокового течения в устье Босфора не достигала 2 м/с.

Далее нужно добавить, что приведенные в таблице скорости не являются только стоковыми, фактически они суммарные, то есть включают и среднюю дрейфовую составляющую, поскольку они получены на основе составляющих водного баланса. Но можно допустить, что в отдельные годы ветровой режим отличается от обычного, то есть повторяемость и сила ветра какого-нибудь направления, влияющего на скорость течения вследствие ветрового дрейфа, очень отличается от его климатической нормы. Тогда баланс воды в Черном море не будет нулевым. В этом случае должен образоваться либо недостаток воды в море, либо ее избыток. Выяснить это можно на основе анализа уровня моря.

Таблица 2 – Значения скоростей (см/с) стокового (верхнебосфорского) течения в весенний (март-май) период в годы, когда наблюдались наибольшие и наименьшие величины речного стока и пресного баланса

Годы	Пресный баланс (км <sup>3</sup> ) за март-май	Северный вход в Босфор	Южный вход в Босфор	Узость пролива
Наименьшие значения				
1930	115.6	7.9	30.0	88.1
1949	79.2	5.4	19.2	60.4
1950	113.7	7.7	27.5	87.7
Наибольшие значения				
1959	184.9	12.6	44.7	140.9
1970	247.4	16.8	59.8	188.6
1980	191.8	13.0	46.4	146.2
1981	215.4	14.5	52.1	164.2

Если среднее годовое значение уровня по данным хотя бы нескольких станций оказалось выше нормы, то умножив эту величину на площадь всего моря (422 тыс.км<sup>2</sup>) можно получить остаточный объем воды, который не смог вытечь. Наоборот, когда в среднем за год наблюдения показывают понижение уровня, то можно определить объем воды, который, исходя из балансовых соотношений, не должен был вытечь.

Для анализа использовались средние годовые значения уровня на станциях Одесса, Очаков, Севастополь, Ялта, по которым определялось среднее для данного года отклонение уровня от нормы. Такие колебания действительно наблюдаются, но только в 10 случаях отклонения водного баланса от нуля достигали 40 км<sup>3</sup>/год (т.е. отклонения уровня от нормы составляли 10 см), в других случаях отклонения уровня не превышали 8 см с положительным или отрицательным знаком.

Отклонения уровня моря от нормы, а значит и объема воды в море, могут быть вызваны, главным образом, двумя факторами. Во-первых, аномально большими или, напротив, аномально малыми годовыми объемами речного стока. Скорость стокового течения медленно приспособляется к изменениям градиента давления. Поэтому при большом речном стоке среднегодовое значение уровня моря может оказаться выше его нормы, а при малом – ниже нормы. Сравнение величин речного стока со значениями уровня показывает, что это действительно так в большинстве случаев. В 1970 году наблюдалась наибольшая величина речного стока, и уровень за год более, чем на 10 см превышал норму. Самые малые значения речного стока были в 1949 и 1950 годах (245.8 и 246.7 км<sup>3</sup>/год соответственно). В 1949 году уровень был ниже нормы на 15 см, но в 1950 г он был выше нормы на 6 см. Из всех отклонений средних годовых значений уровня от нуля только в трех случаях знак аномалии уровня не совпадал со знаком аномалии годового стока, однако величины уровенных аномалий не слишком тесно связаны с аномалиями речного стока и их связь характеризуется коэффициентом корреляции 0.541, а с аномалиями пресного баланса еще меньше (0.310). Следовательно, существенную роль может играть (кроме наклонов уровня), другая причина, обуславливающая уменьшение или увеличение скоростей стокового течения. Такой причиной являются дрейфовые течения, при аномальных (по сравнению со средними) значениях скорости и продолжительности ветров. Увеличивать скорости верхнебосфорского течения могут ветры северных румбов, которые имеют большую повторяемость в осенне-зимний период и нередко достигают силы шторма в течение одних-двух суток подряд. Южные ветры особенно часто повторяются в летний период,

но редко бывают сильными, поэтому и их непосредственное влияние на скорости верхнебосфорского течения не может быть особенно заметным. В связи с тем, что целью настоящей работы является определение наибольших возможных значений скорости верхнебосфорского течения, были выполнены расчеты чисто дрейфовых течений при различных скоростях ветра.

Чисто дрейфовое течение можно вычислить по формуле Экмана

$$U_0 = \frac{\tau}{\sqrt{2\rho A_z \omega \sin \varphi}}, \quad (3)$$

где  $\tau$  – тангенциальное напряжение ветра,  $\rho$  – плотность воды,  $\omega$  – скорость вращения Земли ( $7.29 \cdot 10^{-5} \text{c}^{-1}$ ),  $\varphi$  – широта места,  $A_z$  – коэффициент вертикального турбулентного обмена в море. Тангенциальное напряжение ветра определяется по формуле

$$\tau = \kappa \rho_a W^2, \quad (4)$$

где  $\rho_a$  – плотность воздуха,  $W$  – скорость ветра,  $\kappa$  – безразмерная величина, являющаяся коэффициентом трения. Плотность воздуха,  $\rho_a$  зависит от его температуры и влажности, т.е. главным образом от широты места, но в расчетах морских течений обычно используется среднее величина  $1.22 \text{ кг/м}^3$ . Величина  $\kappa$  определялась на основе фактических измерений скорости ветра и скорости дрейфового течения.

Сначала считалось, что эта величина изменяет свое значение скачком при переходе скорости ветра через 6 м/с, если скорость ветра меньше 6 м/с  $\kappa$  считалось равным  $10^{-3}$ , а при более значительных скоростях ветра равным  $2 \cdot 10^{-3}$ . Впоследствии увеличение числа фактических данных о скоростях течений (измерений в море) показало, что не следует вводить никакого скачкообразного изменения этой величины. Сейчас ее принимают равной  $2.6 \cdot 10^{-3}$  [7]. Таким образом,  $\tau$  можно вычислять как  $2.6 \cdot 10^{-3} \cdot 1.22 \cdot W^2$ , если скорость ветра в м/с. Величину  $A_z$  чаще всего принимают постоянной и равной  $10 \text{ кг/м} \cdot \text{с}$  (коэффициент динамической вязкости или  $A_z/\rho = 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}$  (коэффициент кинематической вязкости).

Учитывая некоторые неопределенности и связанные с ними затруднения при расчетах дрейфовых течений, Экман предложил эмпирическое соотношение между скоростью ветра и скоростью дрейфового течения на поверхности

$$U_0 = \frac{0.0127W}{\sqrt{\sin \varphi}}, \quad (5)$$

где скорости ветра и течения в м/с, а величина 0.0127, названная ветровым коэффициентом, определена на основе измерений. Воспользовавшись формулами (3), (5) можно найти соотношение между  $A_z$  и  $W$ , т.е. зависимость  $A_z$  от ветра

$$A_z = 43 \cdot 10^{-2} W^2 \quad (6)$$

В этом случае расчет по формуле (3) дает другие результаты, чем в случае постоянного  $A_z$ . В настоящей работе скорости дрейфового течения оценены всеми тремя способами, а результаты их показаны в табл.3-5.

Таблица 3 – Скорость ветра  $W$ , тангенциальное напряжение ветра  $\tau$ , скорость течения на поверхности  $U_0$  при постоянном значении  $A_z=10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}$

$W$ , м/с	4	7	10	12	16	20
$\tau$ , кг/м·с	0.0511	0.1554	0.3172	0.4493	0.8120	1.269
$U_0$ , см/с	1.6	4.8	9.9	14.0	25.2	39.5

Как видно из табл.3, скорости дрейфового течения на поверхности, вычисленные по теоретической формуле Экмана при постоянном коэффициенте турбулентного обмена, имеют существенные значения только при скоростях ветра более 10 м/с и только они могут заметно изменить суммарную скорость на поверхности. Далее в табл.4 показаны скорости поверхностного дрейфового течения, вычисленные по эмпирической формуле для тех же самых скоростей ветра.

Таблица 4 – Скорости дрейфового течения на поверхности по эмпирической формуле

$W$ , м/с	4	7	10	12	16	20
$U_0$ , см/с	1.8	7.4	15.1	18.1	24.2	30.2

Сравнивая данные таблиц 3 и 4, можно видеть, что при скоростях ветра 7-12 м/с значения скоростей течения по эмпирической формуле больше, чем по теоретической, а при ветре 16 м/с и выше они становятся меньше теоретических значений.

Таблица 5 – Скорости дрейфового течения на поверхности при  $A_z$ , зависящем от скорости ветра

$W$ , м/с	4	7	10	12	16	20
$A_z$ , кг/м·с	6.9	21.1	43.0	61.1	110.0	172.0
$U_0$ , см/с	4.2	7.4	10.6	12.7	17.0	25.6

Как видно из табл.5 величины скорости течения на поверхности моря в случае сильных ветров меньше приведенных в табл. 3 и 4. По-видимому формула (6), по которой были вычислены значения коэффициента вертикального турбулентного трения  $A_z$ , завышают его значения при больших скоростях ветра. Так как  $A_z$  входит в знаменатель формулы для вычисления скорости дрейфового течения, то эти скорости оказались заниженными. Фактические измерения, выполненные при значительных скоростях ветра, показывают несколько большие значения  $U_0$ , чем приведенные в табл.5.

Возможно также, что значения тангенциального напряжения ветра, вычисляемые по формуле (4), занижаются при ветрах со скоростью большей, чем средние его значения. Формула не учитывает волнение, возникающее одновременно с течением. Крутые развивающиеся волны увеличивают трение воздушного потока на поверхности воды. В последнее время стали развиваться численные модели, учитывающие одновременно развитие волн и течений (так называемые совместные модели). В.В.Фомин [8], используя разработанную им совместную численную модель, получил при наличии волн с большой крутизной скорости течения, которые превышают на 10-15 см/с скорости, вычисленные по моделям собственно течений без учета волнения. Он относит этот факт именно за счет увеличения тангенциального напряжения ветра при наличии волнения. Учесть этот факт возможно через изменение

коэффициента «к» в формуле (4). Вероятно, следует определить его не в виде постоянной величины, а в некоторой зависимости от скорости и продолжительности действия ветра. Как уже отмечалось выше, в старых работах его и предлагалось представлять в виде ступенчатой зависимости от скорости ветра.

Приведенная выше теоретическая формула (3) для скорости дрейфового течения на поверхности выведена Экманом без учета глубины моря, т.е. для бесконечно глубокого моря. Экманом же было предложено решение задачи для случая, когда море имеет конечную глубину Н. Решение этой задачи дает более сложные формулы для расчета скорости и ее изменения с глубиной, чем для бесконечно глубокого моря. Более сложным образом изменяется и угол отклонения течения от направления ветра. В нашем случае вопрос об отклонении течения от ветра не имеет особого значения, так как берега пролива сами по себе определяют направление. Скорость же течения, как и в глубоком море, зависит от величины тангенциального напряжения ветра и пропорциональна величине  $\sqrt{ch2a\zeta - \cos 2a\zeta}$ , где  $\zeta$  – высота над дном. Кроме того, скорость течения зависит от отношения глубины моря Н и величины  $d=\pi/a$ , которая называется глубиной трения (на этой глубине течение имеет направление, обратное по отношению к поверхностному течению, а скорость убывает в  $e^{-\pi}$  раз). Расчеты скоростей для мелкого моря в настоящей работе не проводились, поскольку нам важно было выяснить лишь вопрос о том, влияет ли глубина Босфора на поверхностную скорость дрейфового течения и каким образом. Для этого нужно было оценить величину глубины трения «d» на разных участках Босфора при разных значениях  $\tau$ , а также отношение Н/d.

Выполненный в настоящей работе расчет по формуле

$$d = \frac{\pi \sqrt{A_z}}{\sqrt{\rho \omega \sin \varphi}} \quad (7)$$

для различных значений коэффициента  $A_z$ , который мы считали переменным и зависящим от скорости ветра, показал значительное увеличение глубины трения при изменении скорости ветра от 5 до 12 м/с. Результаты вычислений показаны в табл.6.

Таблица 6 – Значения скоростей ветра и вычисленных значений  $A_z$  и Н/d

W, м/с	4	7	10	12	16	20
$A_z$ , кг/м·с	6.0	21.1	43.0	61.9	110.0	172.0
Н/d	9.5	3.1	1.5	1.1	0.6	0.38

Как видно из приведенной таблицы, наименьшая глубина в Босфоре (около 40 м) составляет лишь около 0.5d даже при больших скоростях ветра. Таким образом расчеты, выполненные по формулам для глубокого моря вполне правомерны.

Рассмотрим далее вопрос о том, когда и насколько может увеличиться скорость суммарного течения на поверхности. Из сказанного ранее следует, что в годы с максимальным речным стоком в Черное море, средняя за год скорость стокового течения в устье Босфора составляет 105 см/с, а средняя многолетняя около 70 см/с. Следовательно при среднем речном стоке усиление течения на поверхности за счет ветрового дрейфа даже при сильном попутном течению ветре не превышает 100, самое большее 120 см/с, а в годы с большим годовым речным стоком может достигать 150-160 см/с. В осенние месяцы повторяемость сильных северо-восточных ветров

наибольшая, но в этот сезон ежемесячные величины речного стока меньше средних месячных за год. Поэтому значения скорости суммарного течения 150-160 см/с в эти месяцы являются случаем редким.

Наибольшие значения речного стока наблюдаются в весенние месяцы. За три весенних месяца март-май наибольшие значения речного стока превышали  $120 \text{ км}^3$ , а один раз – в 1970 году речной сток за этот трехмесячный период достиг  $191 \text{ км}^3$ . В устье Босфора стоковое течение на поверхности достигало в этот период 189 см/с. При наличии сильных устойчивых ветров попутного течения направления (северо-восточных) и при наибольших допустимых значениях коэффициента турбулентного трения  $A_z$  скорость суммарного течения могла составлять 230-240 см/с. Однако такой случай имеет очень малую вероятность. Во-первых, речной сток достигал указанной величины только один раз (в 1970 г) за период с 1923 по 2004 г. Во-вторых, сильные устойчивые ветры северо-восточного направления в этот период гораздо менее вероятны, чем в осенне-зимний период. Поэтому и скорость течения, достигающая в устье 230 см/с, является случаем чрезвычайно редким. В средние же годы скорость суммарного течения не превышает 150 см/с даже в весенний период.

#### **Выводы:**

1. Средние многолетние значения верхнебосфорского стокового течения в устье Босфора составляют 68-69 см/с, а нижнебосфорского 57 см/с.
2. В годы с наибольшим годовым стоком рек среднегодовые скорости верхнебосфорского течения увеличиваются до 105 см/с, а нижнебосфорского уменьшаются до 31 см/с. В годы же с наименьшим речным стоком скорости верхнебосфорского течения падают до 48 см/с а нижнебосфорского течения достигают 89 см/с.
3. Наибольшие значения верхнебосфорского стокового течения в любой год будут наблюдаться в весенние месяцы, когда речной сток наибольший, а испарение небольшое, что обеспечивает максимальные месячные значения пресного баланса. Вычисленные за три весенние месяца (март-май) значения скоростей стокового течения оказались следующими. В годы с максимальным речным стоком (и пресным балансом) скорости составляли (1959, 1970, 1980, 1981) 141-189 см/с, а в годы с минимальным стоком (1930, 1949, 1950) 60-88 см/с.
4. Расчеты скоростей стокового течения выполнялись исходя из предположения, что вся поступающая в течение года в море вода стекает через пролив также на протяжении этого года. Однако наблюдения за уровнем показывают, что в отдельные годы наблюдается значительный остаток (или недостаток) воды (в одних случаях положительные отклонения уровня, в других отрицательные). Это озгачает, что вынос воды из моря осуществляется не только стоковым течением. Существенную роль играет ветер.
5. Расчеты чисто дрейфовых течений как по эмпирической, так и по теоретической формулам Экмана для различных скоростей ветра показали, что при сильном ветре скорости дрейфового течения достигают 25-40 см/с.
6. Сильные устойчивые ветры северо-восточного направления, которые длятся несколько суток (хотя бы двое-трое) имеют существенную повторяемость в осенне-зимний период. Следовательно, эти ветры могут усиливать стоковое течение в поверхностном слое. Однако в осенне-зимний период само стоковое течение не превышает его среднегодового значения, т.е. 105 см/с даже в годы с большим годовым стоком. Следовательно суммарное течение на поверхности не превышает 160 см/с.



7. В годы с экстремально большим речным стоком в весенние месяцы (март-май), в случае сильных устойчивых ветров северо-восточного направления можно допустить увеличение суммарного течения до 245 см/с, однако случай этот имеет очень малую вероятность, так как стоковое течение со скоростью 189 см/с могло наблюдаться только весной 1970 года – один раз за период 1923-2004 гг.

### Список литературы

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. –Т.4.-Черное море.- Вып.1.- Гидрометеорологические условия/ Под ред. А.И.Симонова, Э.Н.Альтмана.- СПб: Гидрометеоздат, 1991.- 430 с.
2. Толмазин Д.М. Поле течений и обмен вод в Босфоре// Океанология. 1962.- Т.2, вып.1.- С.44-50.
3. Богданова А.К. Гидрология Босфора и прибосфорского района Черного моря.// В кн.: Водообмен через Босфор и его влияние на гидрологию и биологию Черного моря. -Киев, 1969.- С.5-121.
4. Богданова А.К. Сезонные и межгодовые колебания водообмена через Босфор.// В кн.: Биология моря. -Киев, 1972. - Вып.27.- С.41-45.
5. Современный и перспективный солевой и водный баланс южных морей.// Труды ГОИН. - 1972.- Вып.108.- 227 с.
6. Овчинников И.М. и др. Гидрология Средиземного моря. - Л.: Гидрометеоздат, 1976, - 375 с.
7. Лакомб А. Физическая океанография. Пер.с фр.- М.: Изд-во Мир, 1974.- 495 с.
8. Фомин В.В. Численное моделирование течений и волн в прибрежной зоне моря с учетом их взаимодействия //Автореф.дис. на соиск.уч.ст.докт.геогр.наук.- Севастополь, 2008.- 37 с.

#### **Про водообмін Чорного моря з Середземним та швидкостях течій в протоці Босфор.**

**Суховій В.Ф., Рубан І.Г., Ібришим А.М.**

*В роботі досліджується довгоперіодна сезонна мінливість коливань переносу вод крізь Босфор. Доведено, що швидкості течій, як верхнього з Чорного моря, так і придонного у Чорне море залежить від мінливості річкового стоку у Чорне море. Також були розраховані і оцінені сумарні швидкості з урахуванням дрейфових течій.*

**Ключові слова:** протока Босфор, мінливість, течія, верхньобосфорська, нижньобосфорська, дрейфова, річковий стік.

#### **About exchange between Black Sea and Mediterranean waters and current velocities in Bosphorus Strait. Suchoviy V.F., Ruban I.G., Ibrishim A.N.**

*The seasonal variability and the long-term fluctuations of the volume transport through Bosphorus Strait are considered. It is shown that the velocities both upper current from Black Sea and bottom current into Black Sea depend on variability of the river's flow volume into Black Sea. The summary velocities with taking into account wind-driven currents were calculated and estimated.*

**Keywords:** Bosphorus Strait, variability, current, upper current, bottom current, wind-driven, rivers flow.

## КАРТОГРАФУВАННЯ ДОННИХ ҐРУНТІВ МІЛКОВОДНОЇ МОРСЬКОЇ АКВАТОРІЇ. ПРОБЛЕМИ І РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕНЬ

*Картографування ґрунтів мілководної частини дна моря є завдання проблемне, через значну деформацію морського дна в часі і просторі. Результати, досягнуті в ході практичного вивчення і дослідження особливостей гранулометричного розподілу морських ґрунтів, дозволяють оптимістично дивитися на застосування для мілководних умов картографічного методу.*

**Ключові слова:** ґрунти дна, типи фракційного складу, дрібнодисперсна складова, антициклонічні та циклонічні циркуляції.

**Постановка проблеми.** Вивчення морських донних ґрунтів в прибережних зонах морів методом картографування в літературних джерелах нерідко ставиться під сумнів. Вирішування вченими цього питання, на нашу думку, не є рівнозначним, у зв'язку з особливостями деформації мілководної частини моря: значними відкладами наносів на його донну поверхню в ході акумуляції, внаслідок абразії берега, густинними потоками різних типів, зокрема уздовж береговими; з іншого боку у зв'язку з розмивами дна течіями, хвилюванням і з інших гідродинамічних причин [1], а також зміною відміток дна під дією літодинамічних чинників. Просторово-часовий поділ наносних ґрунтів на морському дні визначається їх походженням: теригенним або пелагічним, з іншої точки зору, органічним або мінеральним. Механізми надходження, розмиву і відкладання наносів пов'язані з особливостями гідродинаміки текучої води, зумовленої взаємодією повітря, водного середовища і ґрунтів дна [2]. Додатково слід зазначити, що є також проблема відбору ґрунтів дна, пов'язана з методикою і типом приладів, відбирати проби слід з поверхні морського дна шаром 3-10 см з непорушеною структурою, а переміщення наносів у шторм може досягати істотно великих величин [2]. В результаті ми отримуємо статистично неоднорідну вибірку, що відображає різні періоди часу формування ґрунтів дна, і т. ін.

Проте існує більше десятка німецьких, польських, китайських і російських публікацій, де відображено застосування картографування ґрунтів морського дна у мілководних районах [3-12] без їх детального обґрунтування. У недавній роботі [13] стверджується, що "фізичні і хімічні властивості донних осадів, їх розподіл і динаміка на акваторії Керченської бухти не можуть бути пояснені схемами циркуляції вод" (наведеними в цій же роботі).

**Об'єкт дослідження** - донні ґрунти мілководної Керченської затоки та частково протоки, як трасурів течій.

**Мета дослідження** - картографування типів гранулометричного складу ґрунтів дна в Керченській затоці, вивчення особливостей замулювання усєї затоки, портової акваторії та підхідних морських каналів. Виявлення типів циклонічної та антициклонічної циркуляції у Керченській затоці. Відбиття циркуляцій з метою ув'язки цих результатів з розподілом наносів на морському дні за даними відбору проб по всій Керченській бухті; узагальнення картографічного методу розподілу наносів на морському дні акваторії бухти з потоками завислих наносів в динамічному шарі води і деформацією морського дна. Також ставилося завдання можливості визначення дрібнодисперсної складової в гранулометричному складі наносів, що значною мірою створюють донні ґрунти в Керченській бухті.

**Використана методика і прилади для відбору проб ґрунту.** Як засіб досліджень гранулометричного складу донних ґрунтів на акваторії мілководної бухти,

при вивченні деформації морського дна в ході експедиційних робіт, відбиралися проби трубкою ДОНА. При отриманні масиву початкових даних про донні відклади дотримувалися правила збереження статистичної просторової і часової однорідності: проби взяті у вузлах рівномірної сітки (умова просторової однорідності), і у шарі однакової товщі, заввишки 5 см (однорідність в часі). У місцях штучних виїмок (морські канали, акваторії порту) проби донних ґрунтів у шарі заввишки 5 см відібрати не вдалося, через їх розрідження (щільність якого 1.25-1.35 г/см<sup>3</sup>), тому ґрунти відбиралися у шарі заввишки до 10 см.

Гранулометричний склад ґрунтів дна досліджувався в геотехнічній лабораторії відділу інженерних досліджень ЧорноморНДПроекту. Гранулометричний склад визначався відповідно до діючих стандартів і нормативних документів.

Зі всього масиву відібраних зразків гранулометричного складу для подальшого аналізу було взято 99 проб. Решта проб була забракована з тих або інших технічних причин (руйнування зразка, пересихання, недостатній об'єм і вага проби, невчасна доставка в лабораторію і так далі).

**Аналіз досліджень механічних властивостей ґрунтів.** Для вирішення завдань динаміки наносів необхідно знати механічні характеристики частинок, що визначають їх опір при русі, – розмір, щільність, форму. Можна використовувати і динамічний показник — гідравлічну крупність. Остання характеристика вже відображає поведінку частинок у воді, а тому є найбільш зручною для більшості завдань. Проте її безпосереднє визначення скрутне і дослідникам доводиться користуватися рекомендаціями щодо перерахунку гідравлічної крупності з відомих механічних характеристик, що робить ці характеристики еквівалентними за значущістю.

Наноси, що складають ділянки побережжя, заток, бухт зазвичай складаються з матеріалу однієї щільності (або переважна частина наносів представлена матеріалом однієї щільності). У звичайних випадках тривалої дії гідрогенних чинників частинки набувають ідентичної округлої форми (найчіткіше це виражено у частинок, розмір яких більше 0,1 мм, а у дрібно дисперсних ґрунтів, якщо, наприклад, частинки глинисті, під мікроскопом вони плоскі, за типом пігулок). В той же час донні відклади завжди характеризуються деяким набором розмірів, в якому крайні значення істотно розрізняються. Такий набір частинок визначається гранулометричним або, за іншою термінологією, механічним складом.

Інформація про гранулометричний склад необхідна для багатьох завдань гідро- і літодинаміки, таких, як завдання про початок руху частинок, про види переміщення і про кількості частинок, що беруть участь в певному русі, тобто про витрачання, і так далі. Можна було б вказати завдання, в основному прикладного характеру, при вирішенні яких можливо обмежуватися даними про середній розмір наносів. Проте і для його розрахунку необхідна інформація про склад наносів. Для опису механічного складу використовується метод розбиття всього діапазону розмірів [ $d_{mix}$ ,  $d_{max}$ ] на інтервали - фракції. Розбиття це можна провести будь-яким довільним чином, але зручніше робити це з урахуванням методичних вимог гранулометричного аналізу і особливостей поведінки частинок різних розмірів у водному середовищі: режим обтікання частинок, прояви сил зчеплення, співвідношення сил, що діють на частинку, і т. ін.; тут також є свої невирішені проблеми.

У країнах східної Європи найбільш поширеними варіантами розбиття є метричні шкали: досить груба геологічна шкала: 0.10; 0.25; 0.50; 1.0; 2.0; 3.0; і 5.0 мм і шкала з кроком 100,1 (також розмірна); в океанології і гідрології суші для визначення фізичних властивостей ґрунтів використовується шкала Інституту океанології АН СРСР : >40; 40-20; 20-10; 10-5; 5-2; 2-1; 1-0.5; 0.5-0.25; 0.25-0.10 і частина розмірної

шкали, яку, на нашу думку, можна було б позначити для гідрологічних цілей як дрібно дисперсну 0.10-0.05; 0.05-0.01; 0.01-0.005; <0.005.

Можливості найбільш поширеного методу розділення крупних фракцій - ситового аналізу - дозволяють виділити такі межі фракційних інтервалів: 0. 063; 0. 08; 0. 10; 0. 125; 0.16; 0. 20; 0. 25; 0,315; 0,40; 0,50; 0,63; 0,80; 1,0; 1,25; 1,6 і 2,0 мм. В області грубо- і дрібнодисперсних частинок розділяти фракції доводиться вже гідравлічними методами.

Слід відзначити, що при виділенні фракцій за допомогою загальноприйнятого ситового аналізу розміри частинок не точно відповідають розмірам отворів. Експериментально встановлені такі співвідношення між приведеним об'ємним діаметром зерен і розміром чарунок сит: для сит з квадратними отворами  $d_p = 1,17d_{\text{сита}}$  і для сит з круглими отворами  $d_p = 0,9 d_{\text{сита}}$ .

Крім метричних, зручними і досить поширеними є логарифмічні шкали.

Якщо ми маємо в своєму розпорядженні методи, що дозволяють отримати повну інформацію про розподіл складу проби за розмірами, то описується цей розмір у вигляді функцій розподілу – у вигляді інтегральних або диференціальних функцій. Але найчастіше для картографічного дослідження використовуються гістограми.

**Результати досліджень ґрунтів дна Керченської бухти.** Дані, зібраних з поверхні морського дна акваторії бухти проб, після їх лабораторної обробки і виділення обмеженої кількості типів гранулометричного складу (рис.1 і табл.1), для подальшого аналізу закономірностей їх розподілу на морському дні, були нанесені на карту бухти (рис. 2) відповідно до координат відбору проб.

Ця карта характеризує розподіл типів гранулометричного складу донних ґрунтів за площею Керченської бухти і підтверджує складність картографічного аналізу при перегляді одночасно всіх проб, без урахування обмеженої кількості типів властивостей гістограм. Без проведення класифікації наносів вичленувати окремі характерні райони донних ґрунтів при дослідженні практично неможливо. Статистика виділених індивідуальних властивостей й інших необхідних даних (% , межі фракцій) у всіх гістограмах показана в табл.1. В ході подальшого аналізу рисунка розподілу проб донного ґрунту за площею Керченської бухти виконано відсіювання надмірної інформації, проведений відбір проб ґрунту тільки з однорідними властивостями гранулометричного складу (див. нижче рис. 5).

Аналіз особливостей цього розподілу ґрунтів (рис.1) дозволяє зробити такі попередні висновки:

- перший тип донних ґрунтів, є переважно дрібнодисперсною його складовою (основна його частина < 0.005 мм, 36.5 %, з лівого боку на графіку, рис.1, табл.1). Заноситься в бухту з азовським морським потоком. Осідає на морське дно на шляху його проходження і в періоди спокійного моря. Є головною причиною заносимості акваторії порту, морського підхідного каналу КМТП (Керченського морського торгового порту) і штучної виїмки ґрунту в розтрубі, в місці розгалуження підхідного каналу від проходного Керч-Енікальського в Керченській протоці;

- другий тип (рис.1; табл.1, тип 2) відповідає двомодальній формі процентного гранулометричного складу донних ґрунтів: найбільші частки модальних фракцій розташовані в розмірній шкалі 0.01-0.05 і 2.0-10.0 мм. Його генезис зумовлений особливостями чорноморських і азовських течій та літології дна в Керченській бухті;

- третій тип має модальну фракцію в пробі 2.0-10 мм в правій частині гістограми. Є продукт абразії берега хвилюванням від південних вітрів (з боку Чорного моря) і розмиву дна і берега чорноморським потоком. Його головне місце зосередження в гирлі південної і північної частин бухти; відмічається також в північній частині акваторії бухти, що примикає до м. Білий;

- четвертий тип фракційного складу ґрунтів, з модою гранулометричного складу 0.01-0.1 мм (піщана фракція, близька до дрібнодисперсної складової наносів) рівномірно розподілений по всій акваторії бухти, окрім районів штучної виїмки ґрунту і зон берегової абразії, що важко розмиваються (мисів). Формується, ймовірно, в штильові проміжки гідрометеорологічного режиму в Керченській бухті;

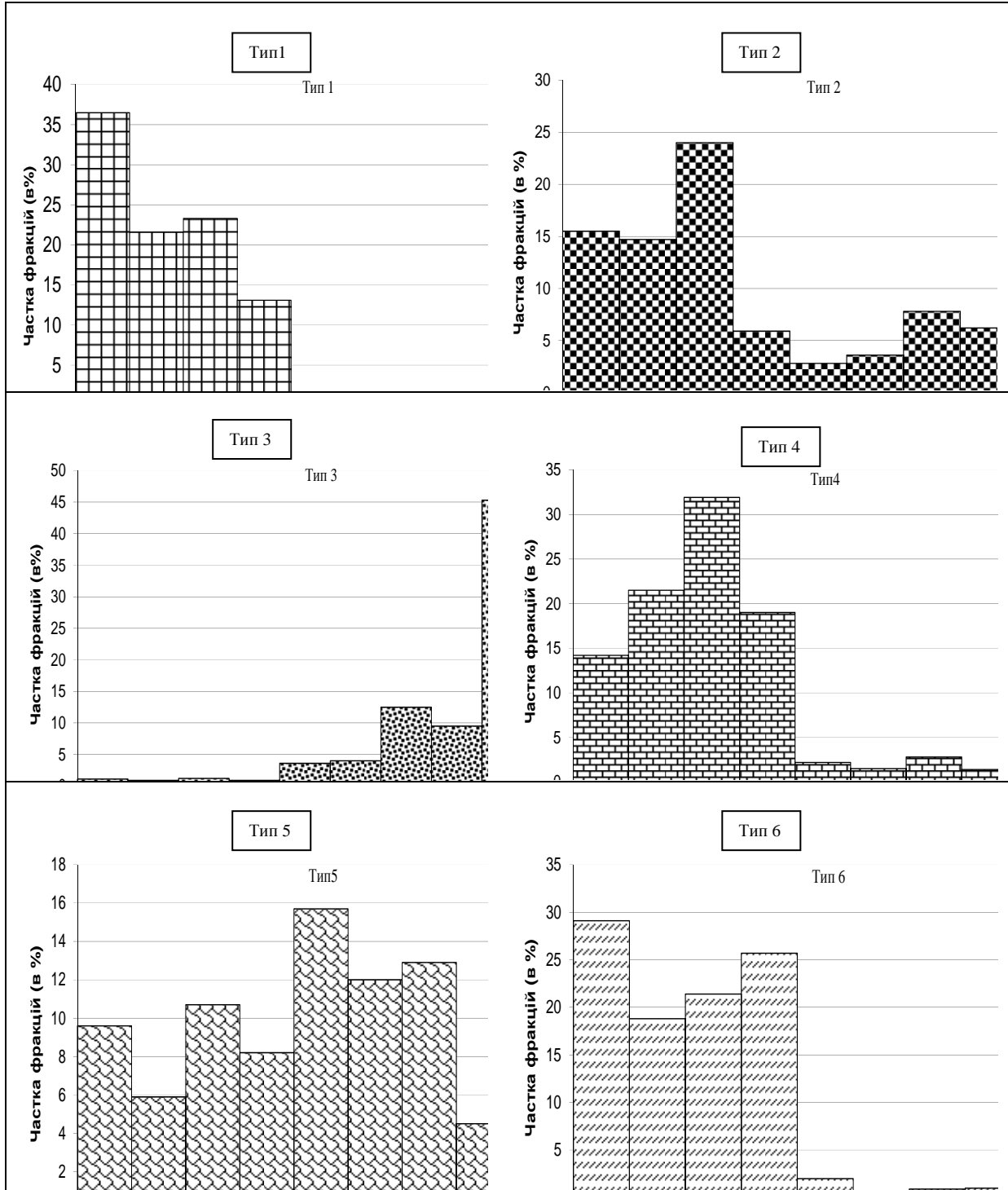


Рис. 1 - Типи гістограм фракційного складу в пробах донних ґрунтів в Керченській бухті, (%)

Таблиця 1 - Процентні складові фракцій в різних типах гістограм

Фракції	Тип 1	Тип 2	Тип 3	Тип4	Тип5	Тип 6
<0.005	36,5	15,5	1,1	14,2	9,6	29,1
0.005-0.01	21,6	14,7	0,9	21,5	5,9	18,8
0.01-0.05	23,3	24,0	1,2	31,9	10,7	21,4
0.05-0.10	13,1	5,9	0,9	19,0	8,2	25,7
0.10-0.25	1,6	2,8	3,6	2,2	15,7	2,0
0.25-0.50	1,2	3,6	4	1,5	12,0	0,7
0.50-1.0	0,8	7,8	12,5	2,8	12,9	0,9
1.0-2.0	1,1	6,2	9,5	1,4	4,5	1,0
2.0-10.0	0,7	14,3	45,3	3,3	14,5	0,3
>10-40	0	5,2	21,0	2,1	6,0	0,0
Число випадків	22	14	13	30	17	3

**Примітка:** при аналізі проб ґрунтів дна шостий тип через малий об'єм вибірки і схожість їх гістограм (див.табл.3.1 і рис. 1), увійшов до складу першого “дрібнодисперсного ряду”, що має дрібнодисперсну складову 94.6%



Рис. 2 – Розподіл проб донного ґрунту різних типів гранулометричного складу за площею Керченської бухти

- п'ятий тип характеризується відносно однорідним складом всіх фракцій в пробі, що варіює від 4.5% до 15.7% вмісту фракцій в пробі. Доставляється в бухту з азовським потоком і потоком завислих і притягнених наносів з боку Таманської затоки (з російського боку);

- шостий тип з малим об'ємом вибірки (табл.1) є перехідним типом між першим і третім. У зв'язку з чим, цей тип можна приєднати до першого, найбільш схожого з ним типу.

Третій і четвертий типи позначаються через посилення однієї з внутрішніх фракцій гістограми.

Перший і п'ятий типи, можливо, походять від різних джерел. Перший, ймовірно, формується потоками завислих речовин, тобто під впливом гідродинаміки водного середовища бухти і твердих наносів в ній; п'ятий тип зобов'язаний своїм

походженням особливостям формування літології району і геологічним процесам в попередній геологічний час.

Недоліком даного виду гістограм є неоднакова вага кожної фракції в загальній масі проби; незалежно від розміру фракції в послідовному їх ряду, всі вони представлені одиничним стовпчиком на шкалі розмірів фракцій. І саме тому, сума всіх фракцій не дає в результаті їх підсумовування 100%. Але перша окрема фракція на шкалі розмірів фракцій представлена вагою  $<0.005$  мм; друга вагою (розміром)  $0.01 - 0.005 = 0.005$  мм; третя  $0.05 - 0.01 = 0.04$  мм і так далі. Тобто кожна одиниця, що належить різним фракціям, має різну вагу в одній і тій же сумарній пробі. Саме ця обставина є недоліком прийнятої метричної шкали. Однак, при розділенні проби на фракції (при гранулометричному аналізі, обробці результатів), вся проба береться за 100%. Ясно, що площа, зайнята фігурою гістограми, теж повинна відповідати 100%. Помноживши висоту стовпця кожної фракції на його основу (метричний розмір фракції в мм) і підсумовуючи площі стовпців, ми не отримаємо потрібного результату, а розмірність не матиме розмірності відсотка. Щоб позбутися цієї неприємності, слід задалегідь частку кожної фракції у відсотках ділити на довжину інтервалу, тобто оперувати не відсотками, а щільністю відсотків в кожній фракції. Після цієї операції і обчислення площі стовпців діаграми шляхом множення висоти на основу, а потім підсумовування площ окремих стовпців, їх загальна сума дійсно відповідатиме 100%. Але графіки гістограм в цьому випадку матимуть зовсім інший вигляд (рис.5-8 порівняти з рис.2).

Зручніше кожну пробу брати не за 100%, а за одиницю. Тоді гістограму фракцій можна інтерпретувати як ступінчасту щільність вірогідності вмісту в пробі окремих фракцій: 0 – ця фракція в пробі відсутня, 1 – проба однорідна, складається з однієї єдиної фракції. Цифри між нулем і одиницею характеризують окрему ступінчасту щільність вірогідності фракцій – «ступінчасту» щільність вірогідності змісту цих фракцій в аналізованій пробі донного ґрунту. В цьому випадку ми маємо право оперувати такими поняттями як «мода», «медіана», «моментні характеристики»; числовими характеристиками що підкреслюють ту або іншу властивість фракцій в пробі донного ґрунту: середнім, дисперсією, асиметрією, ексцесом і так далі. Ці характеристики з теорії вірогідності постійно згадуються в літературних джерелах поза їх зрозумілим зв'язком з гранулометричним складом завислих і донних ґрунтів. Ці характеристики добре використовувати при аналізі графіків щільності вірогідності фракційного складу ґрунтів морського дна. Щоб перевести графіки гістограм, виражених в % на рис.1, в «одиничні гістограми», слід кожен стовпець гістограми в % поділити на 100. В цьому випадку матимемо справу з безрозмірними «одиничними гістограмами», які мають імовірнісний сенс. Ці одиничні гістограми графічно виражають імовірнісний закон розподілу фракцій в кожній пробі. Імовірнісним законом називається будь-яка відповідність випадкової величини (фракції) і її ймовірнісного значення в тому або іншому місці морського дна (Керченської бухти).

Розподіл типів донних ґрунтів за площею Керченської бухти та у підхідному каналі до Керченського морського торговельного порту наведено на рисунках 5-8.

Складання усіляких типів карт донних ґрунтів є достатньо складним завданням, ця проблема обговорювалася вище. Саме тому в науковій літературі іноді існує думка, що картографування донних ґрунтів в мілководних зонах не можна визнати науково обґрунтованим методом. Щоб виконати позначені вимоги, проби необхідно відбирати одним і тим же приладом і дослідником однієї і тієї ж кваліфікації, інакше проби ґрунту будуть статистично неоднорідними, і картографування стає неприпустимим (недостовірним). Наприклад, в роботі [6] наголошується: «Проведенные ЮгНИРО в 2002-2005гг. гидрогеологические исследования показали, что физические и химические

свойства донных осадков, их распределение и динамика на акватории Керченской бухты не могут быть объяснены описанными выше схемами циркуляции вод в данной области пролива”, (мається на увазі рис.3), з чим ми не можемо погодитися.

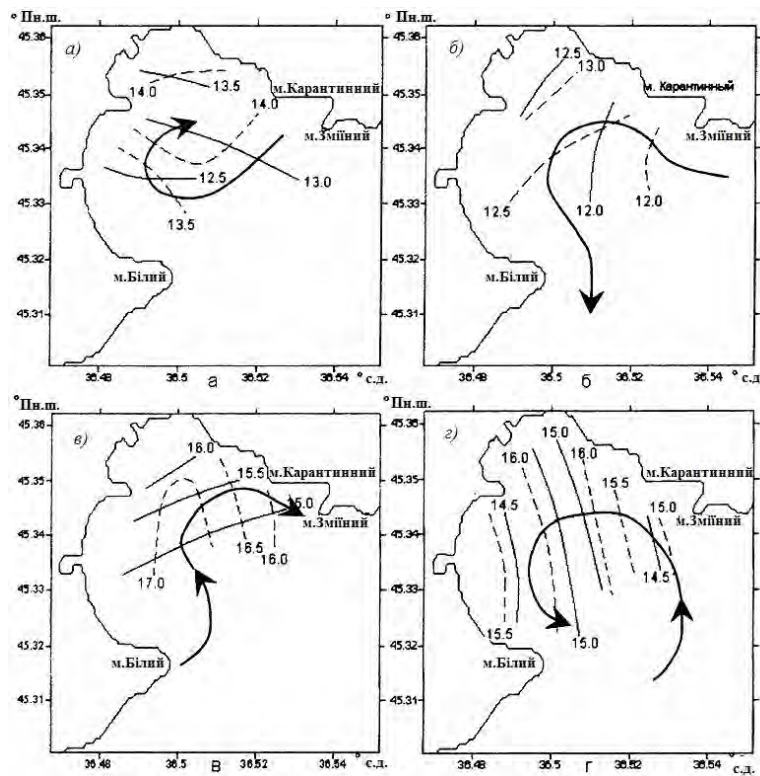


Рис. 3 – Усреднені поля солоності і умовна схема циркуляції вод для: азовського антициклонального типу течій (а); азовського циклонального типу течій (б); чорноморського антициклонального типу течій (в); чорноморського циклонального типу течій (г) [6].

Існує вже достатньо німецьких, польських, китайських і російських публікацій [3-12], де відображено застосування картографування ґрунтів у мілководних прибережних частинах морського дна.

На нашу думку, класифікація ґрунтів морського дна як засіб позбавитися від випадкової інформації, є обов'язковим етапом їх досліджень, інакше позитивних результатів досягти неможливо. Про це свідчать позитивні результати картографування окремих типів донних ґрунтів на акваторії Керченської бухти, показані на рис. 5. Особливо добре позитивний результат простежується по циклонічних і антициклонічних циркуляціях азовських і чорноморських вод в Керченській бухті, спричинених Азовським та Чорноморським потоками і підтверджених розподілом на морському дні відкладів наносів різних типів, показаним на рис. 6 – 8. На відміну від типів течій, виявлених по епізодичних статистично неоднорідних гідрологічних вимірюваннях (рис. 3), розподіл типів ґрунтів в Керченській бухті є ґрунтовним доказом циркуляції азовських і чорноморських вод в бухті, оскільки є інтегральною їх характеристикою за тривалий минулий час. Враховуючи, що інтенсивність накопичення наносів в бухті становить 2.5 см на рік, відібрані проби розміром 5-7 см, відображають 20-25-річні періоди гідро- і літологічних процесів в Керченській бухті.

Дрібнодисперсна складова наносів доставляється в Керченську бухту головним чином потоками з Азовського моря, які утворюють в бухті циклонічну і антициклонічну циркуляції.



У наших дослідженнях у разі циклонічної циркуляції наноси мають складову, переважно меншу за 0,005 мм; при антициклонічній – складові гідромеханічного складу <0,005 мм і від 0.005 до 0.01 мм. Потік наносів включає дві крайні ліві градації дрібнодисперсної складової гідромеханічного складу наносів.

У першому випадку азовський потік формується від північно-східних вітрів, в другому випадку тверді наноси дрібнодисперсної складової доставляються в Керченську бухту дрейфовими течіями від південно-східної чверті горизонту чорноморськими течіями і від північно-східної чверті – азовськими течіями.

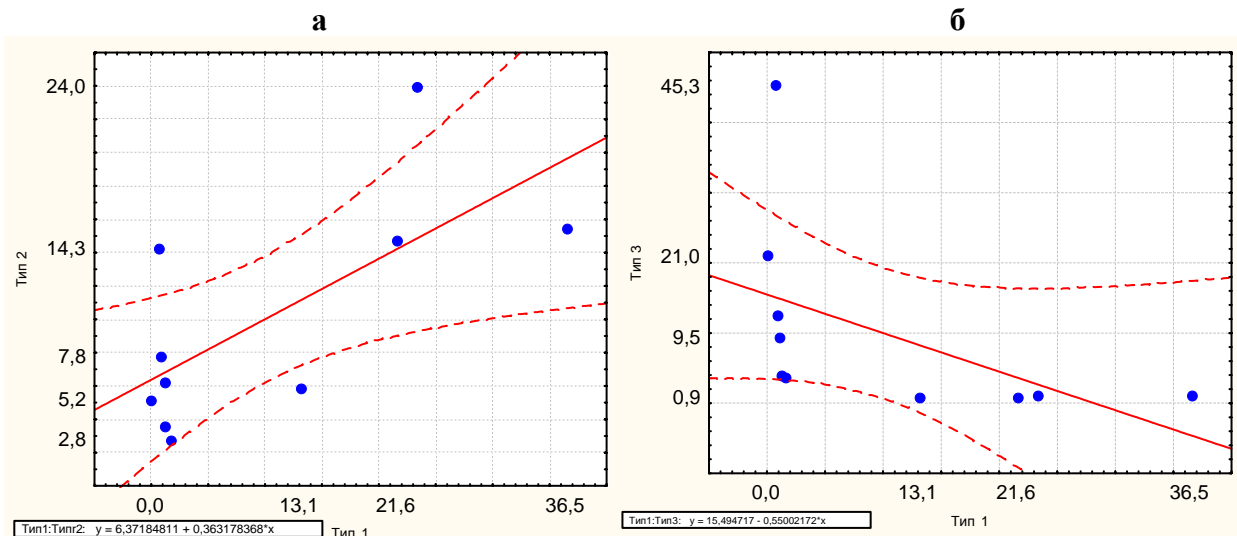
Дрібнодисперсна складова наносів переважає у всіх фракціях, рис.5 і графікам зв'язку гранулометричного складу донних ґрунтів різних типів в Керченській бухті з гранулометричним складом донних ґрунтів першого типу (“дрібнодисперсних проб”), рис. 4а,4б,4в,4г,4д. Рисунки 4а, 4г, 4д характеризують пряму залежність, а 4б і 4 г – зворотну, при цьому зв'язок, зображений на рис. 4г - умовний, оскільки його практично немає. Звертаймо увагу, що цього не видно з рис.1.

Третій і четвертий типи розподілу гранулометричного складу донних ґрунтів на акваторії Керченської бухти не пов'язані з гідродинамічними процесами. Третій тип характеризує найбільші розміри фракцій, які не піддаються перерозподілу течіями, а четвертий тип характеризує, ймовірно, гідродинамічні ситуації з швидкостями течій, які не є розмиваючими, а близькі до штилю. При четвертому типі гістограм спостерігається розподіл гранулометричного складу, рівномірний за площею бухти і протоки. Наявні прогалини в четвертому типі розподілу (рис. 5д), ймовірно, пов'язані

- або з видаленням бракованих проб при оцінці їх якості, вилучення їх з подальшого аналізу,

- або із залишковими циркуляціями в процесі згасання (ліквідації) азовських, в іншому випадку, чорноморських течій в Керченській протоці. Огляд карт, рис.5а, 5б, 5в, 5г, 5д дозволяє побачити (пояснити) особливості розподілу різних типів гранулометричного складу донних ґрунтів, що відображають літологічні і гідродинамічні умови транспорту, розмиву дна і акумуляції наносів на морське дно.

Перший тип (дрібнодисперсна фракція наносів: рис. 5а, табл.1) розміщується в портових акваторіях (північна частина бухти), підхідних каналах до КМТП і рибного порту, а також в центральній частині та відображає циркуляції течії в бухті. Просторовий розподіл гранулометричного складу другого типу теж явно характеризує циркуляційні течії.



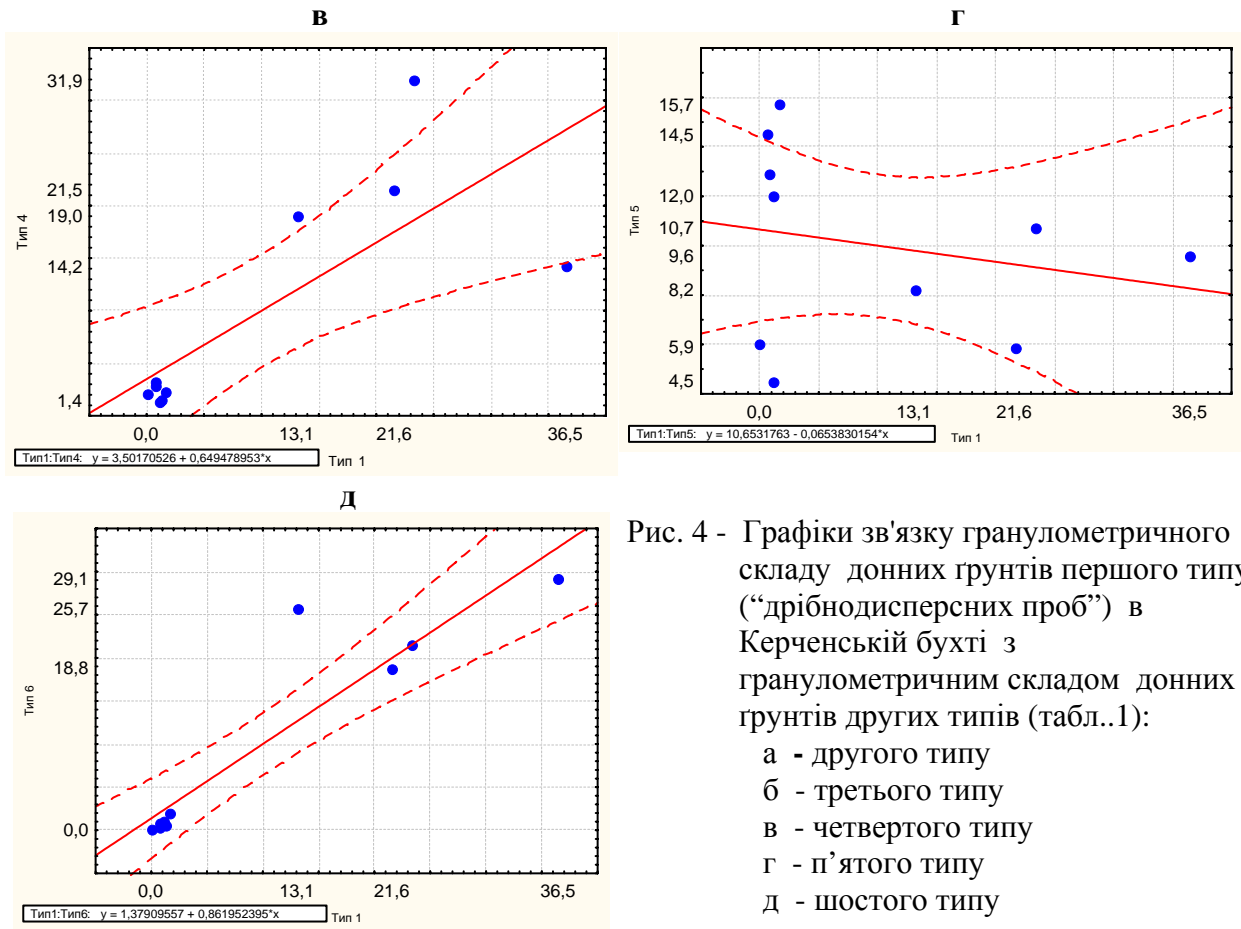
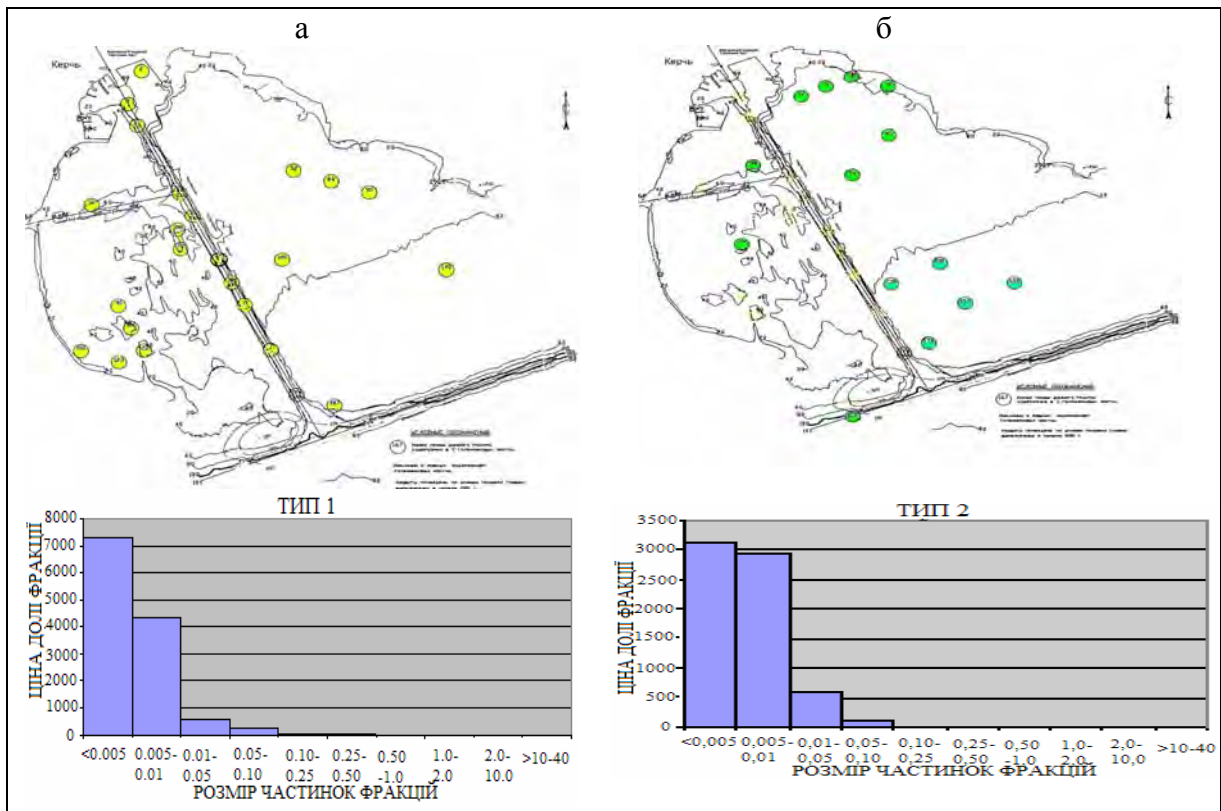


Рис. 4 - Графіки зв'язку гранулометричного складу донних ґрунтів першого типу ("дрібнодисперсних проб") в Керченській бухті з гранулометричним складом донних ґрунтів других типів (табл..1):  
 а - другого типу  
 б - третього типу  
 в - четвертого типу  
 г - п'ятого типу  
 д - шостого типу



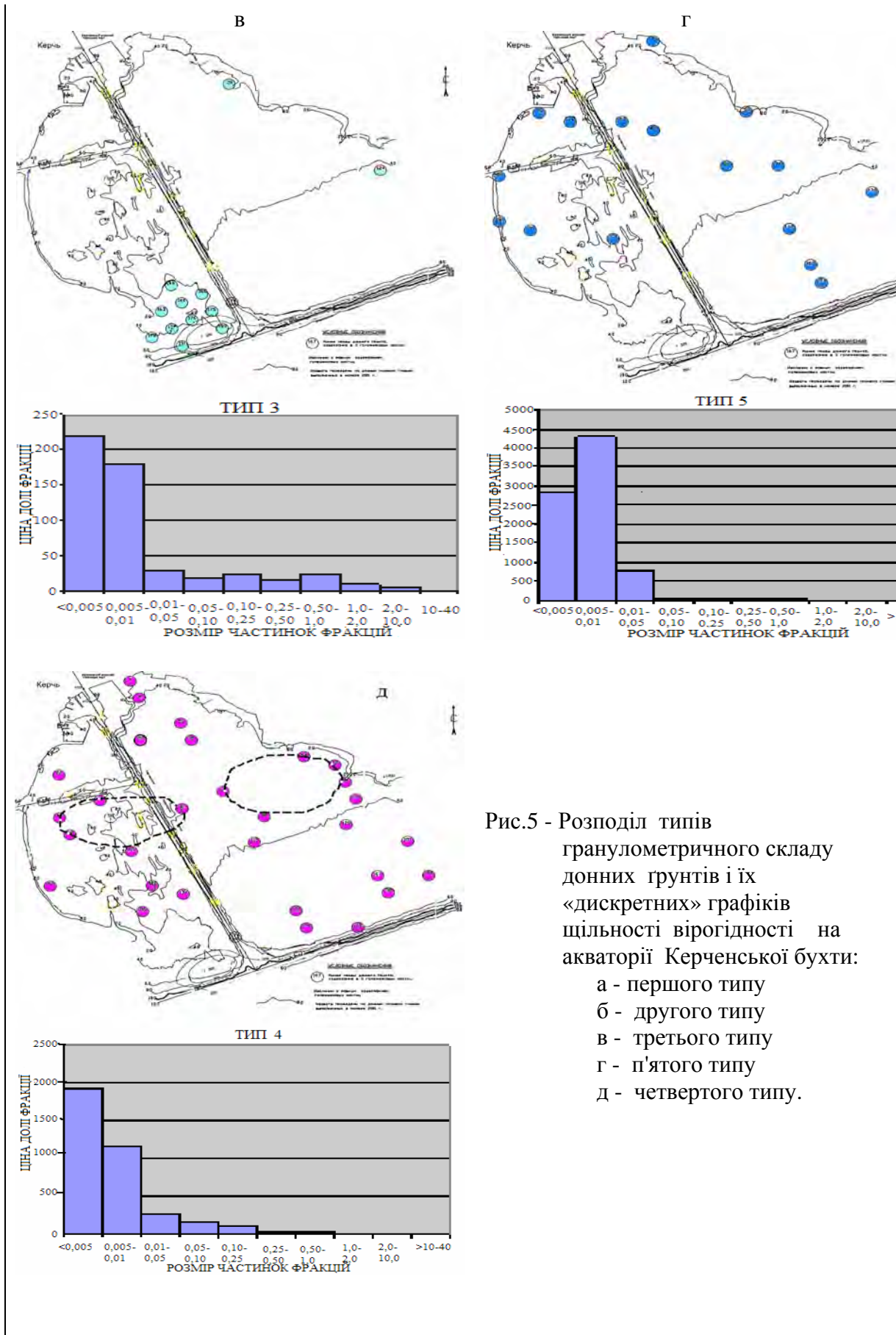


Рис.5 - Розподіл типів гранулометричного складу донних ґрунтів і їх «дискретних» графіків щільності вірогідності на акваторії Керченської бухти:  
 а - першого типу  
 б - другого типу  
 в - третього типу  
 г - п'ятого типу  
 д - четвертого типу.

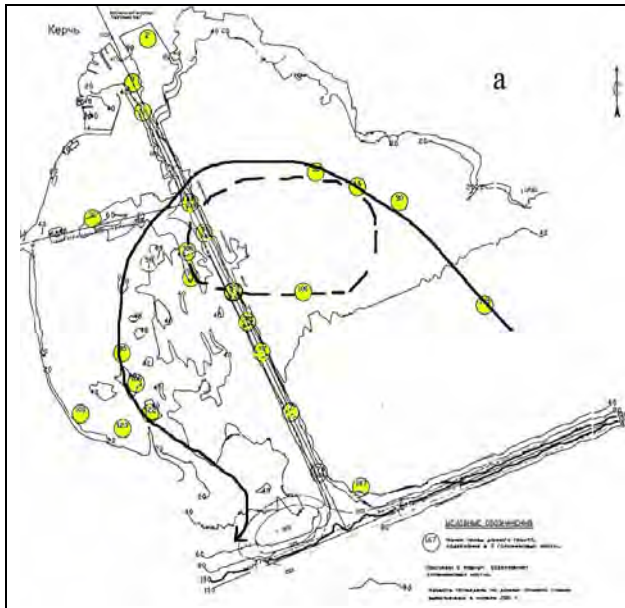


Рис. 6 - Циклонічна циркуляція азовських вод в Керченській бухті, індукована азовським потоком і підтверджена розподілом на морському дні гранулометричного складу відкладів наносів першого типу.

Примітка:

- занесення морських підхідних каналів до Керченського морського торговельно-рибного портів, а також акваторії КМТП та розтруба каналу, визначається розподілом дрібно-дисперсної складової гранулометричного складу наносів першого типу;  
- пунктиром зображена наведена додаткова циркуляція

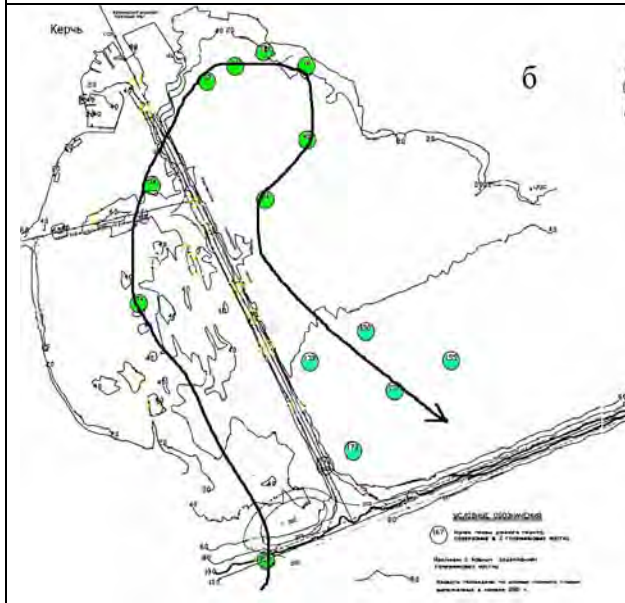


Рис. 7 - Антициклонічна циркуляція чорноморських вод в Керченській бухті індукована чорноморським потоком від вітрів південної чверті горизонту і підтверджена розподілом на морському дні відкладів наносів другого типу

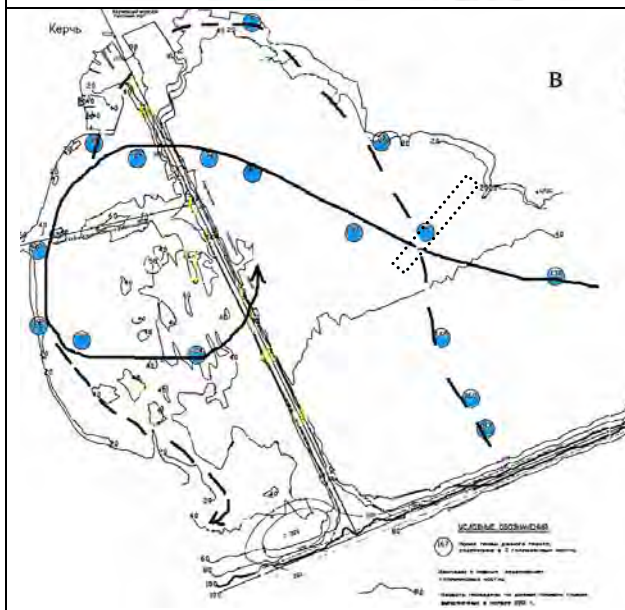


Рис. 8 - Циклонічна циркуляція азовських (суцільна лінія) і чорноморських (пунктирна лінія) вод в Керченській бухті індукована азовським і чорноморськими потоками, підтверджується розподілом на морському дні відкладів наносів п'ятого типу

----- рекомендовані прорізи для захисту морських каналів бухти від замулювання.



Третій тип (рис. 5в) відображає літологію дна бухти, відібрані проби зосереджені в місцях скупчення рухомої гальки і валунів. Четвертий тип гранулометричного складу наносів морського дна, розподілений рівномірно по всій бухті (рис. 5д) може характеризувати залишкові течії при перехідних водообмінних течіях в Керченській протоці.

Завданням подальшого дослідження є додаткове вивчення гранулометричного складу на основі аналізу графіків щільності вірогідності фракційного складу і інтегральних (кумулятивних) кривих його розподілу. Можливе обчислення додаткових фізичних характеристик за формулами, використовуваними в інженерній геології, у тому числі і тими що характеризують їх вологоємність, консистенцію і ступінь ущільненості. Необхідно порівняти виділені типи донних осадків з прийнятими класифікаціями морського уламкового матеріалу в літературних джерелах: для кожної проби за наслідками гранулометричного аналізу повинні бути обчислені медіанний діаметр частинок ( $Md$ , мм), що складають осадки, а також коефіцієнти їх сортування ( $S0$ ) і неоднорідності гранулометричного складу ( $K_n$ ), тобто розрахувати додаткові показники фізичних властивостей донних опадів.

#### **Висновки і рекомендації.**

1. Показана типізація гранулометричного складу ґрунтів дна в Керченській бухті залежно від присутності в пробах різних фракцій. Виділено п'ять їх типів, перший з яких становить дрібнодисперсну складову гранулометричного складу.

2. У роботі наведено розподіл типів донних ґрунтів за площею Керченської бухти, в підхідному каналі до Керченського морського торгового порту і в портовій акваторії. Відомості про гранулометричний склад донних поверхневих ґрунтів систематизовані у вигляді гістограм і одиничних графіків щільності вірогідності, також картин розподілу окремих типів донних ґрунтів в бухті.

3. Картини розподілу окремих складових гранулометричного складу ґрунтів в бухті стають незалежним доказом циркуляційних систем течій в Керченській бухті. Вони досить добре узгоджуються з даними моделювання течій і хвилювань в бухті від вітрів північно-східного і південного напрямів, також епізодичних спостережень за течіями.

4. Розподіл типів ґрунтів в Керченській бухті є більш ґрунтовним доказом циркуляцій азовських і чорноморських вод в бухті, ніж епізодичні спостереження за течіями, оскільки є інтегральною їх характеристикою за тривалий минулий час. Враховуючи, що інтенсивність накопичення наносів в бухті становить 2.5 см на рік, відібрані проби відображають 20-25-річний період гідро- і літологічних процесів в Керченській бухті.

5. Занесення морських каналів і акваторій порту визначається в основному дрібнодисперсною складовою наносів, що надходять з азовськими водами і потоками щільності річкових наносів. Ця обставина дозволяє ухвалювати інженерні рішення щодо захисту цих гідротехнічних споруд від занесення.

6. Отримані дані про гідро- і літодинаміку в Керченській бухті можна використати в подальших роботах при математичному моделюванні, у визначенні об'ємів ремонтних днопоглиблювальних робіт, вивченні гідро- і літологічного режимів, що дозволить визначати дійсний баланс наносів Керченської бухти і надавати рекомендації щодо оптимального режиму роботи різних галузей господарства м. Керчі і його істотної складової - роботи Керченського морського торгового порту.

Вивчення розмивів дна, акумуляції морських наносів і занесення штучних морських акваторій (морські канали, акваторія порту, розтруби при стиковці морських каналів) дозволяє ухвалювати інженерні рішення з їх захисту, здійснювати перспективне планування.

Шляхи руху азовського і чорноморського водних і каламутних потоків направлені в місця штучних і природних понижень дна бухти (проріз каналу і котлован акваторії порту). Ці потоки разом з морським хвилюванням характеризують розмив морського дна у відомих районах бухти і акумуляцію наносів. Без зведення вельми дорогих гідротехнічних споруд, типу гребель повного профілю та ін., захистити прорізи каналів і котлованів акваторії порту від надходження наносів неможливо. З цією метою рекомендовано захисні прорізи показані на рис. 8в.

7. В майбутньому передбачається продовжити дослідження на основі тих результатів, які показані в статті. Проте вже сьогодні ясно, що дрібнодисперсна складова наносів в бухті превалює серед інших. Вона визначає процес занесення Керченської бухти, добре простежується по одиничних гістограмах, які одночасно є “дискретними” графіками щільності вірогідності ґрунтів морського дна (їх імовірнісним законом). Отримані картинки розподілу типів гранулометричного складу є результатом першого етапу типізації ґрунтів дна Керченської бухти, коли проводиться тільки візуальна оцінка гістограм і здійснюється перегляд отриманих картинок, що дозволяє побачити (пояснити) особливості розподілу різних типів гранулометричного складу ґрунтів, які відображають різні гідродинамічні умови транспорту, розмиву морського дна і акумуляції на нього наносів. При повторному аналізі, при відборі і систематизації фактів необхідно застосовувати логіку, детальніший аналіз і узагальнення фактів на основі отриманих попередніх висновків про типізацію і картографування розподілу окремих типів ґрунтів із залученням нового статистичного матеріалу і показників, використовуваних, наприклад, при кластерному аналізі.

### Список літератури

1. *Ілюшин В.Я.* Статистическая оценка бюджета наносов участка Керченской бухты и занесення подходного канала Керченского морского торгового порта. //Украинский гидрометеорологический журнал. - 2008, №3. - С.213-220.
2. *Тучковенко Ю.С., Ілюшин В.Я., Коморин В.Н.* Моделирование транспорта наносов в Керченском проливе. //Метеорологія, кліматологія та гідрологія -2005, №49. – С. 446-459.
3. *Berner Heinrich, Kaufhold Holger, Nommensen Broder, Prober Christian.* Dtaillierte kartierung der oberfächensedimente im mittleren und süd lichen Nordfriesishen Wattenmeer. //“Meyniana”. – 1986. - 38. – С.81-93 (нем.)
4. *Musielak Stanislaw.* Osady denne Zalewu Puckiego. “Zesz. Nauk. Wyd. Boil. I nauk. Ziemi. UG. Oceanogr”. - 1984. - №10. – С.35-58 (пол.).
5. *Samu Gyula.* Ein Beitrag Zu den Sedimentations-verhältnissen in Emders Hafen. //“Mitteilungsbl. Bundesanst Wasserbau”. – 1986. - №59. - С 1-54 (нем.).

6. *Tabat W.* Sedimentologische Verteilungsmuster in der Nordsee. //Сб.«Meyniana».-1979. -31. - С. 83-124 (нем.; рез. англ.)
7. *Кочемасов Ю.В.* Определение сортированности осадков при крупномасштабных фациальных исследований на шельфе. //Сб.«Методы комплекс, картирования экосистем шельфа». - Владивосток, 1980. – С. 66-71.
8. *Шюков Е.Ф., Огородников В.И., Иноземцев Ю.И., Францева И.А.* Терригенно-минералогическое районирование современных осадков черноморского шельфа УССР. //Докл. АН УССР». – 1981. - Б,№1. – С. 42-45.
9. *Лисицын А.П., Горбунова З.Н.* Глинистые минералы и климатическая зональность. //Сб. «Климат. зонально. и осадкообраз.». - М., 1981. – С. 160-171.
10. *Chen Dechang, Jin Lin, Tang Yinde, Yu Zhiying.* //Хайян юй хунгао - Octanol. Et Limnol. Sin. - 1989. -20, № 6. –С. 544-553 (кит.).
11. *Guillen J., Palanques A.* A shoreface zonation in the Ebro Delta based on grain size distribution // Coast. Res. -1997. -13, № 3. - С. 867-878.
12. *Игнатова В.Ф., Кузьмин Я.В., Чугунов А.В.* Использование статистических методов в целях терригенно-минералогического районирования (на примере современных осадков Татарского пролива) //Приокеан. Седиментогенез; Сб. научн. Тр. - Владивосток, 1989. – С. 23-30.
13. *Ломакин П. Д., Спиридонова Е. О., Чепыженко А. И., Чепыженко А. А.* Антропогенные и природные источники взвешенного вещества в водах Керченского пролива. -Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ – Гидрофизика», 2008.- 71 с.

**Картографирование донных ґрунтов мелководной морской акватории. Проблемы и результаты исследований. Илюшин В.Я.**

*Картографирование ґрунтов мелководной части дна моря является задачей проблемной из-за значительной деформации морского дна во времени и пространстве. Результаты, достигнутые в ходе практического изучения и исследования особенностей гранулометрического распределения морских ґрунтов, позволяют оптимистично смотреть на применение для мелководных условий картографического метода.*

**Ключевые слова:** ґрунты дна, типы фракционного состава, мелкодисперсная составляющая, антициклонические и циклонические циркуляции.

**Mapping of the bottom soils in shallow sea aquatorium. Problems and research results. Iliushin V.Ya.**

*Mapping of soils in the shallow part of a sea bottom is a problematic task due to considerable deformation in time and space. The results, achieved during practical study and research into the peculiarities of granulometric distribution of marine soils, make it possible to have an optimistic view on application of cartographic method for shallow-water conditions.*

**Key words:** bottom soils, types of fractional composition, highly dispersed structure, anticyclonic circulations, cyclonic circulations.

## ЗАГРЯЗНЕНИЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОДЕССКОГО РАЙОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ НЕФТЕПРОДУКТАМИ И ТЯЖЕЛЫМИ МЕТАЛЛАМИ

*В статье анализируется уровень загрязнения донных осадков Одесского района северо-западной части Черного моря нефтепродуктами и тяжелыми металлами в период 2005-2011 гг. Показаны особенности пространственного распределения и межгодовых изменений содержания этих загрязнителей.*

**Ключевые слова:** *загрязнение, нефтепродукты, тяжелые металлы, донные осадки, гидрометеорологические характеристики.*

**Вступление.** В 1991–1999 гг. и 2005–2011 гг. Одесский филиал Института биологии южных морей проводил в Одесском районе северо-западной части Черного моря (СЗЧМ) мониторинговые исследования загрязнения вод и донных осадков нефтепродуктами (НП) и тяжелыми металлами (ТМ). Известно, что эти загрязняющие вещества, поступающие в море от различных источников, негативно влияют на все звенья морских экосистем.

Итоги исследований содержания НП и ТМ в водах и донных осадках Одесского района в 1991–1999 гг. опубликованы в нескольких работах [1–6].

Цель данной статьи - проанализировать уровень загрязнения и характер пространственного распределения содержания НП и ТМ в донных осадках Одесского района в период 2005–2011 гг. и показать изменения этих величин, связанные с колебаниями климатических и гидрологических характеристик последних лет.

Донные осадки являются конечным пунктом миграции загрязняющих веществ в водоемах. По сравнению с толщей вод, в которой содержащиеся в ней загрязняющие вещества находятся в постоянной пространственной, сезонной и межгодовой динамике, связанной с соответствующими гидрологическими процессами, донные осадки – относительно консервативная среда, способная накапливать и сохранять информацию о состоянии и изменениях химических и динамических процессов, происходящих в водной среде в пространственно-временном измерении. Содержание загрязняющих веществ в донных осадках является важным показателем экологического состояния экосистемы.

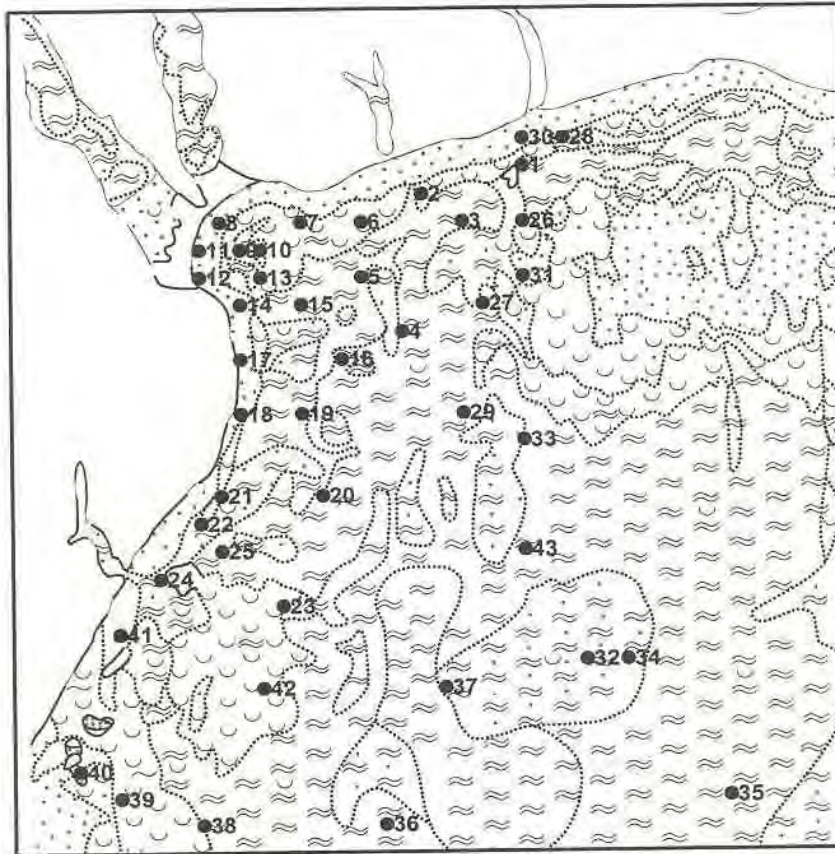
Загрязняющие вещества поступают в донные осадки с оседающим на дно взвешенным веществом. Процессы осадконакопления, формирующие пространственную структуру донных осадков, напрямую связаны с динамикой вод данной акватории. Очевидно, что содержание загрязняющих веществ в донных осадках, будет зависеть от характера динамики вод, рельефа дна, и, соответствующей данному рельефу, структуры донных осадков.

**Район исследований.** Одесский район - это выделенная нами прибрежная зона СЗЧМ вдоль береговой линии от пос. Санжейка до г. Южный. Морские границы расположены на 46°15' с.ш. и 31°05' в.д. В рельефе дна района выделяются следующие зоны. Вдоль берега протянулась неширокая мелководная полоса шириной 1–1,5 км (от береговой черты до изобаты 10 м). К этому мелководью относится и Одесский залив, глубина которого также не превышает 10 м. На северо-востоке района расположена мелководная Одесская банка с глубинами менее 10 м. Одесская банка отделяется от прибрежной мелководной полосы Днепровским желобом, глубина которого около 20 м. Желоб, повернув на юг и расширяясь, превращается в Одесскую котловину. Котловина,



ограниченная изобатой 20 м, расположенной на расстоянии около 3 км от берега, занимает центральную часть Одесского района. Максимальная глубина центральной котловины и всего Одесского района - 28 м. Донные осадки мелководной прибрежной полосы и Одесской банки - это песок и ракушечник, Днепровского желоба и котловины - черный ил.

Литологическая карта донных осадков и схема станций отбора проб, представлена на рис.1.



Условные обозначения







	Ил		Песок
	Ракушечник		Станция отбора проб
	Ил алевритовый		Литологическая граница

Рис.1 – Карта донных осадков Одесского района и станций отбора проб.

**Методы исследований.** Отбор проб донных осадков производился с помощью дночерпателя Петерсена объемом  $0,025 \text{ м}^3$  по стандартной сетке станций (см. рис.1). Всего в 2005–2011 гг. было отобрано и обработано 105 проб донных осадков для определения НП и 98 проб донных осадков для определения ТМ.

Определение НП в донных осадках производилось из сухого грунта по

стандартным методикам на приборе ИКС-29 [7, 8]. Определение всех форм металлов проводилось методом атомной абсорбции на спектрофотометре ААС-3. В качестве горючего газа использовался ацетилен, а газа-носителя - воздух. Для выделения ТМ из донных осадков использовалась сильная азотная кислота в смеси с окислителем - перекисью водорода [9].

Санитарно-гигиенические нормативы для оценки степени загрязнения морских донных осадков НП и ТМ не разработаны. Величины содержания загрязнителей в донных осадках обычно сравнивают с естественным фоном чистых акваторий. В табл.1 приведены данные, разработанные Черноморским центром по дампингу и ЧерноморНИИпроектом, которые будут использованы нами при характеристике загрязнения донных осадков Одесского района [10].

Таблица 1 - Классификация грунтов дноуглубления Азово-Черноморского бассейна по степени их загрязнения

Загрязняющее вещество	Классы				
	А	1	2	3	4
НП, мг/г	менее 0,1	0,1–0,2	0,2–0,3	0,3–1,0	более 1,0
Медь, мкг/г	менее 30	30–50	50–100	100–250	более 250
Цинк, мкг/г	менее 60	60–80	80–150	150–400	более 400
Кадмий, мкг/г	менее 1	1–2	2–3	3–5	более 5

Класс А - природно-чистый грунт; класс 1 - условно-чистый грунт; класс 2 - умеренно-загрязненный и загрязненный грунт; класс 3 - сильнозагрязненный грунт; класс 4 - токсичный грунт.

Классификация загрязненности донных осадков никелем авторами таблицы не рассматривалась, но содержание никеля в естественных морских донных осадках редко превышает 50–100 мкг/г [11].

**Результаты исследований и их анализ.** Основными источниками загрязнения Одесского района являются сточные воды СБО “Северная” и “Южная”, дренажные воды, аварийные сбросы ливневых коллекторов, производственная деятельность Одесского, Григорьевского и Ильичевского портов и интенсивное судоходство. Загрязняющие вещества приносятся также с днепробугскими водами и поступают с атмосферными осадками.

Попадая в море различными путями, НП и ТМ сорбируются на частичках взвеси автохтонного органического и аллохтонного теригенного происхождения и, в конечном итоге, переходят из водной толщи в донные осадки. Донные осадки активно участвуют в общей системе круговорота, влияют на формирование качественного состава водной среды, входят в пищевую цепь морской биоты. НП, как составная часть органического вещества, претерпевают химическую и биологическую трансформацию как в воде так и в донных осадках. При этом температурный фактор является определяющим в кинетике распада НП. Повышение температуры воды на 10 °С увеличивает скорость разложения НП в общем случае в 2–4 раза [12]. В отличие от НП, для ТМ не существует механизмов самоочищения, в зависимости от окислительно-восстановительных условий среды они лишь переходят из одной формы в другую [13].

По данным Г.П. Гаркавой в 2005–2010 гг. органическое вещество (ОВ) в донных осадках Одесского района варьировало от 1,5 до 22,5 % при среднем содержании ОВ -

11,93 % сухого вещества, что говорит о большом поступлении в донные осадки как антропогенных стоков, так и аллохтонных веществ с терригенным стоком. Повышенное содержание ОВ в донных осадках само по себе ухудшает состояние донных биоценозов, а загрязнение таких донных осадков НП и ТМ может привести к их структурной перестройке. Минимальные значения ОВ отмечены в песках на глубинах до 20 м, а максимальные на глубинах более 20 м в черных илах. В донные осадки глубоководных районов ОВ поступает за счет отмирающего фитопланктона и продуктов его деструкции.

Терригенная часть донных осадков Одесского района почти полностью представлена мелкоалевритовыми фракциями. На мелководье донные осадки представлены мелкозернистыми песками с ракушниковым детритом и ракушечниками с примесью пелитового материала и ОВ. На Одесской банке основными типами донных осадков являются ракушечники и ракушечниковые пески. На склонах Днепровского желоба и Одесской котловины донные осадки представлены в основном мелкоалевритовыми илами, с глубиной переходящими в черные глинистые илы.

По данным некоторым исследованиям зона прибрежной аккумуляции и абразии ограничивается глубинами менее 10 м. На глубине 12–17 м снижается сила волн, но только на глубинах 17–18 м начинается зона седиментации частиц алеврито-пелитовой размерности [14–15]. К депрессиям дна Одесского района относятся судовые каналы к Одесскому, Южному и Ильичевскому портам, в которых происходит более интенсивная седиментация частиц пелитовой размерности. Исходя из этого, и для удобства интерпретации результатов, к мелководным станциям, помимо станций, расположенных до изобаты 10 м, были отнесены и станции, расположенные на склонах до изобаты 20 м. Т.е., мелководными мы будем считать станции 1, 2, 6, 7, 9, 12, 13, 17, 18, 21, 22, 24, 28, 41. Перечисленные станции расположены вблизи локальных береговых источников поступления загрязняющих веществ, а часть из них - вблизи зоны гидротехнических работ по расширению Одесского порта. Станции 3, 4, 5, 15, 16, 19, 20, 23, 26, 27, 29, 30, 33, 42 расположены на глубине более 20 м и являются глубоководными (см. рис.1).

Характер общей циркуляции вод в Одесском районе СЗЧМ, литологический состав донных осадков, морфология дна, распределение береговых локальных источников сброса загрязняющих веществ являются главными факторами в пространственном распределении загрязняющих веществ в донных осадках. В Одесском районе, при значительной изменчивости ветровых, термохалинных, стоковых и компенсационных течений, преобладает циклонический тип общей циркуляции. Такому типу циркуляции способствуют имеющие наибольшую повторяемость ветра северных и восточных румбов, а также морфометрические особенности дна. Над Одесской котловиной образуются круговороты, нередко препятствующие выносу взвешенного и загрязняющих веществ с водными массами за пределы района и способствующие оседанию их на дно котловины [3].

В табл. 2 и 3 показаны величины содержания НП в донных осадках мелководной и глубоководной зоны.

В 2005 г. почти 30 % отобранных в мелководной зоне проб донных осадков по содержанию НП являлись наиболее загрязненными и токсичными для гидробионтов. Наиболее загрязненными были донные осадки на станциях, расположенных в Одесском заливе и вблизи него (ст. 6, 7, 9), и в месте сброса вод СБО “Южная” и вблизи него (ст. 21 и 22). Содержание НП в донных осадках этих станций превышало 1,0 мг/г сух. в-ва. Донные осадки на остальных станциях в мелководной зоне были умеренно загрязнены НП.

В этот же год на глубоководных станциях более 50 % отобранных проб донных осадков по содержанию НП представляли опасность для донных биоценозов.

Максимальное содержание НП было обнаружено в мелкоалевритовых илах ст. 20 (более 4 мг/г сух. в-ва). Среднегодовая величина содержания НП в донных осадках глубоководной зоны была в 1,4 раза выше, чем в донных осадках мелководной зоны.

Таблица 2 - Содержание НП и ТМ в донных осадках и взвешенного вещества в придонном слое вод мелководной зоны (числитель - диапазон, знаменатель - среднее значение)

Год	НП, мг/г сух. в-ва	Медь, мкг/г сух. в-ва	Цинк, мкг/г сух. в-ва	Никель, мкг/г сух. в-ва	Кадмий, мкг/г сух. в-ва	Взвешенное вещество в придонном слое вод, мг/л
2005	<u>0,03–2,82</u> 0,94	<u>5,5–46,6</u> 19,5	<u>20,8–120,8</u> 49,4	<u>15,3–42,4</u> 25,2	<u>0–1,1</u> 0,6	<u>1,0–9,2</u> 6,02
2006	<u>0,04–0,72</u> 0,33	<u>7,6–23,7</u> 16,6	<u>22,7–93,8</u> 47,0	<u>14,5–37,2</u> 24,6	<u>0,4–2,5</u> 0,8	<u>3,1–27,8</u> 10,30
2007	<u>0,11–0,72</u> 0,36	<u>3,0–98,7</u> 40,8	<u>1,8–93,8</u> 47,9	<u>8,8–37,2</u> 25,3	<u>0,5–2,5</u> 1,1	<u>3,6–15,2</u> 7,95
2008	<u>0,02–1,87</u> 0,34	<u>2,3–19,7</u> 11,9	<u>12,4–75,4</u> 46,7	<u>7,0–27,0</u> 17,4	<u>0,3–3,1</u> 1,6	<u>3,0–15,2</u> 8,28
2009	<u>0,02–1,80</u> 0,53	<u>1,8–31,6</u> 13,1	<u>10,5–54,8</u> 40,5	<u>15,2–35,6</u> 25,0	<u>1,7–4,9</u> 2,7	<u>3,8–15,9</u> 9,75
2010	<u>0,02–1,17</u> 0,34	<u>0,0–59,7</u> 27,3	<u>3,9–75,8</u> 35,8	<u>12,6–62,8</u> 42,7	<u>0,3–2,3</u> 1,2	<u>3,0–8,1</u> 5,00
2011	<u>0,24–1,61</u> 0,96	<u>23,8–55,2</u> 39,6	<u>25,6–75,0</u> 47,8	<u>29,0–66,2</u> 51,0	<u>1,4–2,4</u> 2,0	<u>3,4–52,3</u> 13,80

В 2006–2008 гг. средний уровень содержания НП в донных осадках как мелководных, так и глубоководных станций был почти в 3 раза ниже по сравнению с 2005 г. Летние месяцы 2007–2008 гг. были жаркими, атмосферные осадки отсутствовали, температура морской воды была высокой. В этих условиях процессы самоочищения морской воды от НП были наиболее интенсивны, а снижение содержания НП в морской воде отразилось и на уровне загрязнения донных осадков. В то же время, в пробах донных осадков на отдельных станциях склонов Одесской котловины и в судовом канале Одесского порта содержание НП было высоким и являлось токсичным для донных биоценозов.

Летом 2009 г. все пробы мелководных и глубоководных донных осадков были условно чистыми по содержанию НП. Осенью в Одесском заливе на мелководной ст. 9, в районе сброса СБО “Южная” на ст. 21, а также на глубоководных ст. 16 и 21 отмечалось токсичное для донных биоценозов содержание НП.

В 2010 г. содержание НП в донных осадках мелководной зоны продолжало снижаться. В 90 % случаев оно было экологически незначимым. Содержание НП выше 1 мг/г сух. в-ва отмечалось только на ст. 21 вблизи сброса СБО “Южная”. На глубоководных станциях средняя величина содержания НП в донных осадках была почти в 2 раза больше, а максимальные величины содержания НП определялись в пробах, отобранных на рейдовой стоянке Одесского порта на ст. 16 и на ст. 20. За счет

повышенного стока Днепра в 2010 г. и значительных атмосферных осадков в поверхностном слое вод всего Одесского района отмечалось содержание НП на уровне ПДК (0,05 мг/л). Летом 2010 г. также отмечалось аномально активное развитие водорослей (фитопланктона) в поверхностном слое вод, что в следующем 2011 г. привело к увеличению концентрации взвешенного вещества в придонном слое вод и, как следствие, более высоким величинам содержания НП в донных осадках (см. табл.2, 3).

Таблица 3 - Содержание НП и ТМ в донных осадках и взвешенного вещества в придонном слое вод глубоководной зоны (числитель - диапазон, знаменатель - среднее значение)

Год	НП, мг/г сух. в-ва	Медь, мкг/г сух. в-ва	Цинк, мкг/г сух. в-ва	Никель, мкг/г сух. в-ва	Кадмий, мкг/г сух. в-ва	Взвешенное вещество в придонном слое вод, мг/л
2005	<u>0,22–4,0</u> 1,27	<u>12,0–68,2</u> 27,3	<u>32,0–84,6</u> 66,0	<u>23,3–73,4</u> 35,4	<u>0,2–1,3</u> 0,8	<u>0,9–23,4</u> 9,25
2006	<u>0,22–3,85</u> 0,85	<u>4,6–28,8</u> 19,7	<u>13,7–75,7</u> 56,4	<u>2,6–35,6</u> 25,8	<u>0,4–2,0</u> 1,0	<u>3,8–7,2</u> 4,70
2007	<u>0,22–1,34</u> 0,59	<u>12,0–39,7</u> 30,0	<u>21,6–71,4</u> 57,0	<u>16,0–37,9</u> 31,3	<u>0,2–1,5</u> 1,1	<u>3,0–6,6</u> 4,20
2008	<u>0,22–1,80</u> 0,68	<u>12,8–25,8</u> 19,8	<u>48,4–31,5</u> 21,8	<u>15,8–31,5</u> 21,8	<u>1,1–2,6</u> 1,7	<u>2,7–66,3</u> 9,42
2009	<u>0,11–1,34</u> 0,54	<u>9,1–47,4</u> 22,65	<u>27,1–73,1</u> 56,8	<u>22,3–37,8</u> 29,3	<u>1,2–3,2</u> 2,2	<u>2,6–5,7</u> 4,20
2010	<u>0,06–1,27</u> 0,62	<u>16,2–60,6</u> 50,2	<u>5,9–72,1</u> 51,8	<u>36,6–76,6</u> 61,8	<u>0,3–2,9</u> 1,3	<u>1,6–5,4</u> 3,20
2011	<u>0,42–2,62</u> 1,18	<u>10,2–65,2</u> 45,1	<u>13,6–67,6</u> 51,3	<u>22,1–79,6</u> 53,5	<u>0,2–2,9</u> 1,7	<u>2,0–116,9</u> 18,90

Существуют различия в качественном составе НП, выделенных из донных осадков мелководной и глубоководной зон Одесского района. В гексановых экстрактах проб донных осадков, отобранных вблизи берегов (ст. 5, 9, 15, 22) доля метано-нафтеновых углеводородов в общей сумме неполярных углеводородов выше, чем в пробах глубоководных осадков. В этой фракции преобладают тяжелые n-алкановые углеводороды, в ароматической фракции - незамещенные полиароматические углеводороды. В углеводородной фракции, экстрагируемой гексаном из проб донных осадков глубоководной зоны, идентифицируется высокое содержание продуктов деструкции органических соединений - гетероатомных структур, включающих кислород и азот [16].

Таким образом, в период 2005–2011 гг. пространственное распределение содержания НП в донных осадках мелководной зоны Одесского района носило мозаичный характер, связанный, очевидно, с локальным расположением постоянно действующих антропогенных источников загрязнения. В глубоководной части Одесского района основной причиной мозаичного пространственного распределения

содержания НП в донных осадках явилась динамика вод, определяющая также и вынос взвешенного вещества за пределы района и осаждение его в пелитовые илы шельфа СЗЧМ.

Ранее авторами была выявлена межгодовая тенденция уменьшения средней по площади величины содержания НП в донных осадках Одесского района в период 1988–2010 гг., что было связано с аналогичной тенденцией уменьшения содержания НП в толще вод [17]. Такое снижение было связано, во-первых, с сокращением поступления НП в море из-за ослабления хозяйственной деятельности в этот период, и, во-вторых, с увеличением среднегодовой температуры воды района, обусловленной, в свою очередь, климатическими факторами. Повышение температуры привело к увеличению самоочищения вод от НП. Однако, после аномально высокой температуры воды в 2009–2010 гг. в следующем 2011 г. температура воды понизилась, и в водах Одесского района наблюдалось повышение содержания НП, что привело к соответственному увеличению содержания НП и в донных осадках. Сейчас трудно судить о том, свидетельствует ли это о смене тенденции уменьшения содержания НП на тенденцию увеличения. Однако, это весьма вероятно, так как имеются предположения о том, что в ближайшее время в межгодовых и внутривековых колебаниях климатических и гидрометеорологических характеристик произойдет смена существующих в последние годы тенденций на противоположные. В частности, заканчивается период увеличения среднегодовой температуры воды и ожидается начало периода ее уменьшения [18]. Соответственно, будет уменьшаться и самоочищающая способность вод, и содержание НП в водах и донных осадках Одесского района будет увеличиваться.

Содержание меди, никеля и кадмия (Cu, Ni, Cd) в пробах донных осадков, отобранных в прибрежной зоне в 2005 г., находилось на уровне природных концентраций. Умеренно загрязненные цинком (Zn) донные осадки отмечались только в зоне влияния сбросов СБО “Южная”. Донные осадки глубоководных станций по содержанию в них Cu, Ni, Cd в 2005 г. были условно чистыми (см. табл.1). Незначительное превышение содержания Zn по сравнению с естественным фоном отмечалось в этом году в донных осадках склонов Одесской котловины.

Летом 2007 г. в донных осадках ст. 9 вблизи Одесского порта был зафиксирован значительный рост содержания Cu (почти в 14 раз по сравнению с 2005 г.). В донных осадках ст. 17 содержание Cu превышало естественный фон более чем в 2 раза, а Zn - почти в 1,5 раза. Такое точечное повышение уровня загрязнения донных осадков мелководной зоны связано, возможно, с активными дноуглубительными работами при строительстве новых гидротехнических сооружений в Одесском порту либо с интенсивной застройкой побережья пляжной зоны.

В 2006 г., 2008 г. и 2009 г. величины содержания всех ТМ в донных осадках мелководной и глубоководной зон находились на экологически-безопасном уровне, однако с 2008 г. в мелководной зоне моря отмечался рост содержания Cd от природных величин до умеренно загрязненных.

В 2010–2011 гг. во всех отобранных пробах донных осадков наблюдалось уменьшение содержания Zn и незначительное увеличение содержания Cu и Ni, особенно заметное в районе сброса недостаточно очищенных сточных вод СБО “Южная” (ст. 21, 22). Среднегодовая величина содержания Ni в мелководных донных осадках с 2008 г. по 2011 г. выросла больше чем в 2 раза, достигнув уровня 2005 г. Такое же увеличение содержания Ni наблюдалось и в донных осадках глубоководных станций. Содержание Cu на глубоководных станциях в 2010–2011 гг. увеличилось почти в 2 раза по сравнению с 2005 г., но было экологически незначимым (см. табл.2, 3).

Таким образом, можно отметить, что содержание ТМ в донных осадках Одесского района колеблется от года к году, однако, устойчивой тенденции увеличения или

уменьшения не наблюдается. Поэтому нет оснований связывать эти колебания с колебаниями климатических и гидрометеорологических характеристик. По-видимому, они обусловлены локальными антропогенными факторами.

**Выводы.** Межгодовые колебания содержания НП в донных осадках Одесского района СЗЧМ, наряду с антропогенными факторами, связаны с межгодовыми колебаниями температуры воды района, которые, в свою очередь, обусловлены колебаниями климата. Существующая в последние годы тенденция уменьшения содержания НП в ближайшее время, вероятно, сменится на противоположную, т.е. следует ожидать увеличения содержания НП в донных осадках из-за прогнозируемого понижения среднегодовой температуры воды Одесского района.

В пространственном распределении в исследуемый период наблюдалось преобладание содержания НП в донных осадках глубоководной зоны Одесского района.

Содержание Cu, Zn и Ni в донных осадках района колебалось от года к году, но связи этих колебаний с климатическими изменениями не выявлено. Повышенное содержание ТМ наблюдалось локально в донных осадках мелководной зоны, что можно связать только с антропогенными источниками поступления загрязнений. Пространственное распределение содержания ТМ мозаично. За весь период исследований содержание ТМ в донных осадках Одесского района не превышало естественного фона.

Наиболее мощными береговыми источниками загрязнения НП, по-прежнему, остаются плохо очищенные стоки СБО “Южная” и судоходство. Максимальное количество ТМ поступает в Одесский район СЗЧМ с атмосферными осадками и ливневыми стоками.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Савин П.Т., Рясинцева Н.И., Подплетная Н.Ф. Загрязнение Черного моря углеводородами нефтяного происхождения // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: 2000. – С.142–153.
2. Савин П.Т., Доценко С.А., Подплетная Н.Ф. Особенности распределения нефтепродуктов и органического вещества в донных отложениях Одесского региона северо-западной части Черного моря. // Наукові записки Тернопільського педуніверситету. – Серія: біологія. – Спеціальний випуск: гідроекологія. – 2005. – 4(27). – С.205–207.
3. Северо-западная часть Черного моря: биология и экология. – К.: Наукова думка, 2006. – 701 с.
4. Никулин В.В., Дятлов С.Е. Мониторинговые эколого-геохимические исследования донных осадков и водной толщи прибрежного района г. Одессы Одесским филиалом ИнБЮМ // Геология, география и экология океана: мат. междунар. конф., посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панина, 8–11 июня 2009 г., г. Ростов-на-Дону. – Ростов-на-Дону, 2009. – С.248–253.
5. Доценко С.А., Подплетная Н.Ф., Савин П.Т. Нефтяное загрязнение моря у берегов Одессы // Геология, география и экология океана: мат. междунар. науч. конф. – Ростов-на-Дону, 2009. – С.99–102.
6. Доценко С.А., Подплетная Н.Ф., Савин П.Т. Гидрологический режим и современное состояние нефтяного загрязнения моря у берегов Одессы // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Випуск 7. – 2009. – С.210–216.
7. Методические рекомендации по определению токсических загрязняющих веществ морских донных отложений. – М.: Гидрометеоиздат, 1979. – № 4. – С.25–28.

8. *Руководство по химическому анализу морских вод* РД 52.10.243–92. – Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1993. – 263 с.
9. *Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши*. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 532 с.
10. Андрианов А.М., Ковальчук Т.Н., Малиновский Е.К., Недоступ О.В., Безлуцкая И.В., Чеботарская И.И., Антонович В.П. О загрязнении объектов морской среды в портах Северного Причерноморья // *Вісник Одеського державного екологічного університету*. – Випуск 7. – 2009. – С.12–19.
11. Мур Дж.В., Рамамурти С. Тяжелые металлы в природных водах. – М.: Мир, 1987. – 280 с.
12. Бронфман А.М., Рясинцева Н.И., Савин П.Т., Подплетная Н.Ф. Пространственно-временные особенности деструкции углеводов в море // *Химия и биология морей*. – М.: Гидрометеиздат, 1987. – С.79–91.
13. Линник П.Н., Набиванец Б.И. Формы миграции металлов в пресных поверхностных водах. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 241 с.
14. Маковецкая Е.М., Никулин В.В., Ванштейн Б.Г., Маковецкая И.М. Моделирование геомиграционных процессов в донных осадках одесского региона Черного моря // Ежегодный сборник трудов юбилейной конференции "Сергеевские чтения", 23–24 марта 2009. – С.86–91.
15. Фесюнов О.Е. Донные ландшафты северо-западного шельфа Черного моря // *Природа*. – 1996. – № 2. – С.71–76.
16. Савин П.Т., Подплетная Н.Ф. Сравнительная характеристика нефтяного загрязнения прибрежных и мористых районов Одесского региона // *Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря: мат. междунар. береговой конф.* – Геленджик, 2007. – С.278–280.
17. Доценко С.А., Подплетная Н.Ф. Многолетняя изменчивость нефтяного загрязнения прибрежной зоны моря у Одессы // *Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата: мат. междунар. научн. конф., г. Ростов-на-Дону, Россия, 6–10 июня 2011 г.* – Ростов-на-Дону: Изд. ЮНЦ РАН, 2011. – С.158–161.
18. Доценко С.А. Многолетняя изменчивость гидрометеорологических характеристик Одесского района северо-западной части Черного моря (в печати).

**Забруднення донних опадів Одеського району північно-західної частини Чорного моря нафтопродуктами і важкими металами. Доценко С.А., Подплетна Н.Ф., Секундяк Л.Ю., Павлова О.А.**

*У статті аналізується рівень забруднення донних опадів Одеського району північно-західної частини Чорного моря нафтопродуктами і важкими металами в період 2005-2011 рр. Показані особливості просторового розподілу і міжрічних змін вмісту цих забруднювачів.*

**Ключові слова:** забруднення, нафтопродукти, важкі метали, донні опади, гідрометеорологічні характеристики.

**Pollution by oil products and heavy metals of bottom sediments of the Odessa region North-western Black Sea. Dotsenko S., Podplotna N., Sekundyak L., Pavlova E.**

*The article analyzes the level of pollution of the bottom sediments of the Odessa region North-western Black Sea by oil products and heavy metals in 2005-2011. Features of the spatial distribution and interannual changes in the content of these pollutants are shown.*

**Key words:** pollution, oil products, heavy metals, bottom sediments, hydrometeorological parameters.



**О.И. Сахненко, к.г.н.**

*Одесский государственный экологический университет*

## РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ И ВЕТРО-ВОЛНОВОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД В КЕРЧЕНСКОЙ БУХТЕ ПРИ ЧЕРНОМОРСКОМ ПОТОКЕ ЧЕРЕЗ ПРОЛИВ

*Выполнено комплексное моделирование ветрового волнения и ветро-волновых течений в Керченской бухте при южном ветре, генерирующем черноморский поток вод через пролив.*

**Ключевые слова:** Керченская бухта, ветро-волновая циркуляция вод

**Введение.** В условиях современных изменений климата и антропогенных воздействий на морские экосистемы Керченский пролив служит естественным передаточным звеном для взаимодействий вод Черного и Азовского морей. Экосистема самой Керченской бухты подвержена существенным изменениям, что не может не сказаться на характере ее хозяйственного использования и морфологии. Для исследования системы течений в Керченской бухте рассмотрим следующие схемы циркуляции вод, которые были получены различными авторами в разное время.

Самые ранние схемы, основанные на обобщении массива инструментальных наблюдений за течениями за время с 1960 по 1980, были предложены Альтманом [1]. Они отражают циркуляции в Керченском проливе при генеральных переносах вод из Черного моря в Азовское и из Азовского в Черное, до сооружения дамбы (рис. 1). Затем появились аналогичные схемы [2], которые основаны на материалах эмпирической выборки (с 2003 по 2006 годы), включившей как спутниковые, так и инструментальные наблюдения за течениями в Керченском проливе. Эти измерения дают представления о течениях в ситуации после сооружения дамбы (рис. 2). И, далее, – схемы, рассчитанные путем численного моделирования, также отражающие циркуляцию вод в проливе в зависимости от направления преобладающих ветров (рис. 3, [3]).

Система локальных течений в Керченской бухте, представление о которой дают обобщенные эмпирические данные (рис. 1, 2), отлична от системы течений, полученной путем численного моделирования (рис. 3).



Рис. 1 - Типовые схемы циркуляции вод в Керченском проливе до строительства дамбы по Э.Альтману [1], основанные на эмпирических данных: а – черноморский поток, б – азовский поток.

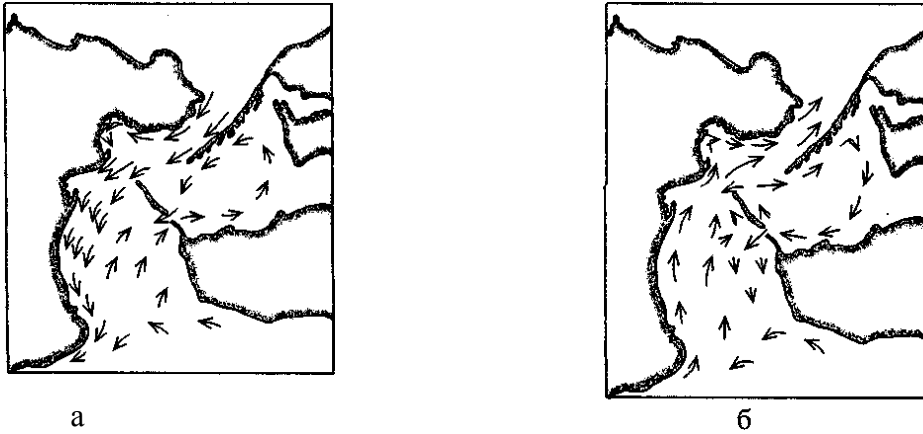


Рис. 2 - Типовые схемы циркуляции вод в Керченском проливе, основанные на эмпирических данных, после строительства тузлинской дамбы: а – азовский поток, б – черноморский поток [2].

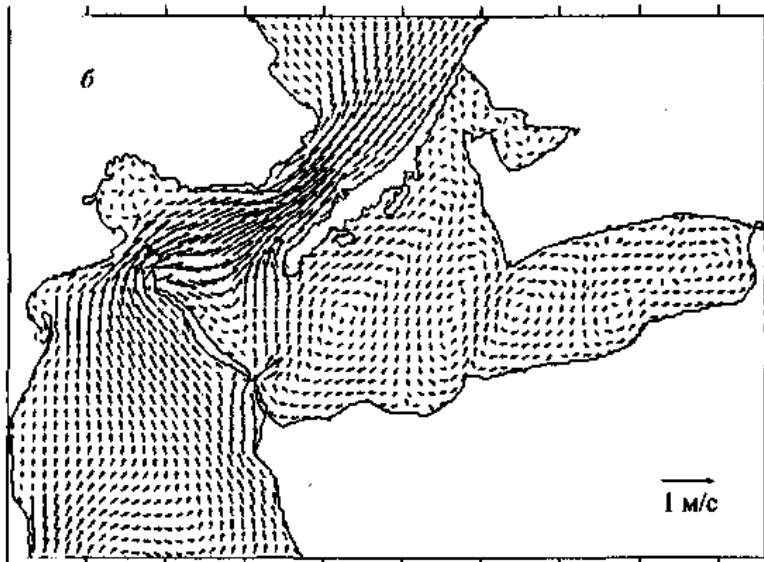


Рис. 3 - Скорость (см/с) и направление средних по глубине дрейфово-градиентных течений при южном (б) ветре по результатам численного моделирования [3].

То есть, согласно наблюдениям, система локальной циркуляции в бухте достаточно стабильна и представлена струей течения, обтекающей ее берега. Эта струя отделяется от основного потока, пересекающего северную часть пролива, и в зависимости от направления генерального переноса вод изменяет знак завихренности в бухте. При черноморских течениях в Керченской бухте преобладает антициклональная циркуляция вод и циклоническая - при азовских.

В работе [4] моделирование течений в Керченском проливе было выполнено с использованием линейной теории без горизонтального обмена количеством движения; рассчитаны течения, обусловленные совместным действием ветра и фонового переноса вод. По теоретическим схемам [3] основной поток вод через пролив при любом направлении ветра слабо проникает в Керченскую бухту, в большей степени обтекает ее восточную мористую область. В самой бухте нет струйных потоков, здесь преобладают слабые неустойчивые течения, формирующие вихревые образования различного знака

(рис. 3). В связи с этим вопрос о динамике вод в Керченской бухте требует дальнейшего детального изучения, что и является **целью** данной **работы**.

В рамках кафедральной темы №0109U006776 [5] выполнено комплексное моделирование ветрового волнения и течений в Керченской бухте при черноморском потоке вод в Керченском проливе, направленном в Азовское море.

**Материалы и методы исследования.** Расчет трансформации и обрушения ветровых волн, а также течений производился на акватории при ветро-волновых условиях различной обеспеченности. При моделировании вышеуказанных процессов, включая нелинейные взаимодействия между волнами, использовался комплекс математических моделей [6]. Комплекс включает блок расчета ветрового волнения, в качестве которого выступает спектральная модель SWAN [7], основанная на решении уравнения баланса волновой энергии, блок расчета ветро-волновых течений в прибрежной зоне моря и литодинамический блок [8].

Пространственные поля средней высоты, длины, периода ветровых волн, рассчитанные с учетом трансформации и обрушения волн, используются в качестве входной информации в гидродинамический блок.

Гидродинамический блок разработан таким образом, что в нем производится расчет значений волновых радиационных напряжений, определяющих характер волновой циркуляции на акватории. Ветро-волновая циркуляция вод в прибрежной зоне моря описывается осредненными по глубине и периоду ветровых волн уравнениями Рейнольдса

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + g \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{1}{\rho h} \left( \frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) - \frac{1}{\rho h} (\tau_{wx} - \tau_{0x}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} - f_0 V = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + g \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{1}{\rho h} \left( \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial x} \right) - \frac{1}{\rho h} (\tau_{wy} - \tau_{0y}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + f_0 U = 0, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial(Uh)}{\partial x} + \frac{\partial(Vh)}{\partial y} = 0, \quad (3)$$

где оси  $x$  и  $y$  направлены, соответственно, во вдольбереговом и поперечном направлениях;  $t$  – время;  $U$  и  $V$  – осредненные по глубине компоненты вектора скорости течений по осям  $x$  и  $y$ , соответственно;  $\xi$  – возвышение уровня свободной поверхности;  $h = h_0 + \xi$  – локальная глубина;  $h_0$  – расстояние от дна до некоторой поверхности отсчета, характеризующей невозмущенный уровень водоема;  $\rho$  – средняя плотность воды;  $f_0$  – параметр Кориолиса;  $g$  – ускорение свободного падения;  $\tau_{wx}$  и  $\tau_{wy}$  – компоненты тангенциальных напряжений ветра на свободной поверхности,  $\tau_{xy}$  – турбулентные напряжения потока,  $\tau_{0x}$  и  $\tau_{0y}$  – компоненты тангенциальных напряжений потока у дна.

В случае, если индуцируемой волнами циркуляцией вод в прибрежной зоне нельзя пренебречь, для описания динамики она должна быть адекватно описана и учтена в гидродинамической модели.

Поток импульса при обрушении ветровых волн учитывают компоненты волновых радиационных напряжений. Пространственные и временные флуктуации волновых радиационных напряжений создают силы, которые вызывают волновые течения.

$S_{xx}, S_{xy}, S_{yy}$  – компоненты волновых радиационных напряжений, определяемые следующим образом :

$$\begin{aligned} S_{xx} &= \frac{1}{8} \rho g h_b^2 (n \cos^2 \alpha + n - 1/2), \\ S_{xy} &= \frac{1}{8} \rho g h_b^2 (n \sin \alpha \cos \alpha), \\ S_{yy} &= \frac{1}{8} \rho g h_b^2 (n \sin^2 \alpha + n - 1/2), \end{aligned} \quad (4)$$

$$n = \frac{1}{2} + \frac{K_w h}{sh 2K_w h}, \quad K_w = \frac{2\pi}{\lambda},$$

$\lambda$  – длина ветровых волн,  $h_b$ ,  $\alpha$  – высота и угол подхода ветровых волн к берегу, соответственно.

Поле глубин акватории Керченской бухты размером  $6250 \times 6400$  м, аппроксимировалось расчетной сеткой с шагом 250 м и 200 м по осям  $x$  и  $y$ , направленным на восток и север, соответственно (рис. 4).

Расчеты трансформации параметров волн производились для случая подхода волновых гребней в направлении, нормальном к южной границе области, т.е. под воздействием южного ветра.

Полагалось, что волнение генерируется ветром силой 8, 14 и 20 м/с южного направления. На открытой морской, т. е. южной границе расчетной области, задавались средний период и средняя высота волн. Средние характеристики волнения находились из эмпирических соотношений, связывающих их со скоростью ветра, длиной разгона и глубиной водоема [9]. Высота значительной волны  $h_s$  определялась из соотношения, связывающего ее со средней высотой волны  $\bar{h}$  [10]:

$$\bar{h} = 0.6 h_s$$

Волновой спектр определялся с дискретностью  $4^0$  по угловой координате. По частотной координате использовалась неравномерная сетка с 25 узлами. Минимальная частота 0,01 Гц. Остальные частоты определялись по рекуррентной формуле. Максимальное значение высоты волны в зоне обрушения определялось в [7] соотношением  $h_{\max} = \gamma H$ , где  $\gamma = 0.78$  – параметр обрушения.

Параметры установившегося ветрового волнения на открытой морской границе акватории при различных скоростях ветра, рассчитанные с помощью [9, 10], приведены в табл.1.

Таблица 1 Параметры ветрового волнения на открытой морской границе акватории при различных скоростях ветра

Скорость ветра, м/с	8	14	20
Средняя высота $\bar{h}$ , м	0,8	1,1	1,6
Высота значительной волны $h_s$ , м	1,3	1,8	2,6
Средний период $\bar{\tau}$ , с	4,4	4,8	5,4

Каждая модель применялась для решения своей частной задачи, но, в целом, эти модели позволяют достигнуть конечный результат - поля ветро-волновых течений - за счет того, что гидродинамическая модель использует в качестве исходной информации результаты, полученные с помощью модели трансформации волнения.

У, м

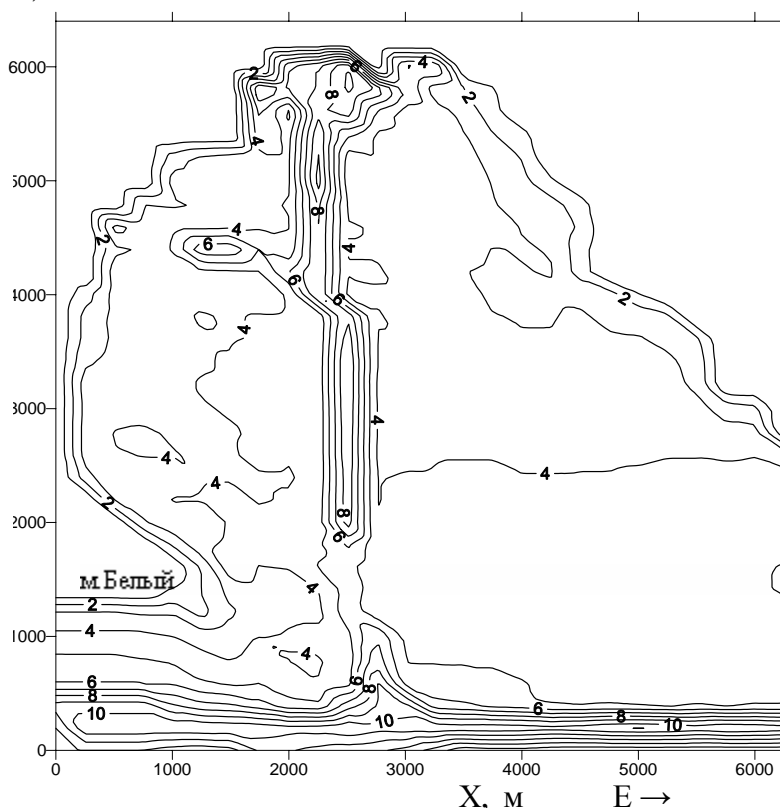


Рис.4 – Пространственное распределение глубин на акватории Керченской бухты в метрах.

Комплексное моделирование ветро-волновой динамики вод выполнялось в пределах акватории Керченской бухты. Шаг по времени принимался равным 0,1 с.

Расчеты полей течений проводились для южного ветра силой 8, 14 и 20 м/с. На жидких границах задавались составляющие вектора скорости течений, полученные по данным инструментальных измерений. На твердой границе принималось условие  $U = V = 0$ . В ходе численных экспериментов решалась задача приспособления поля течений к особенностям топографии дна и стационарным краевым условиям. Расчеты проводились до установления поля течений. Время установления циркуляции вод определялось путем вычисления на каждом временном шаге кинетической энергии поля течений. Поле течений считали установившимся, если его кинетическая энергия существенно не изменялась с течением времени. Период времени 3 ч оказался вполне достаточным для получения стационарной картины циркуляции.

**Обрушение ветровых волн в Керченской бухте.** Приведем результаты моделирования трансформации и пространственного распределения зон обрушения волн в Керченской бухте. Пространственное распределение зон обрушения ветровых волн имеет немаловажное значение при протекании эрозионно-аккумуляционных процессов, транспортировке и перераспределении наносов.

Расчитанные поля изменчивости высот ветровых волн на акватории Керченской бухты при южном ветре приведены на рис.5-7. По мере подхода к береговой черте высота моделируемой волны уменьшается. Высота значительной волны существенно

уменьшается - от 1.3м при слабом ветре и от 1.9- при штормовых ветрах южного направления силой 14 м/с, от 2.6 м - при штормовых ветрах южного направления силой 20 м/с. По мере продвижения волн по прибрежному мелководью их обрушение происходит постепенно. Окончательное разрушение волн наблюдается в прибрежной зоне, о чем свидетельствует сгущение у береговой линии изолиний высот значительных волн. На рис.8 приведено пространственное распределение орбитальной скорости волнового движения у дна на акватории Керченской бухты при южном ветре силой 14 м/с.

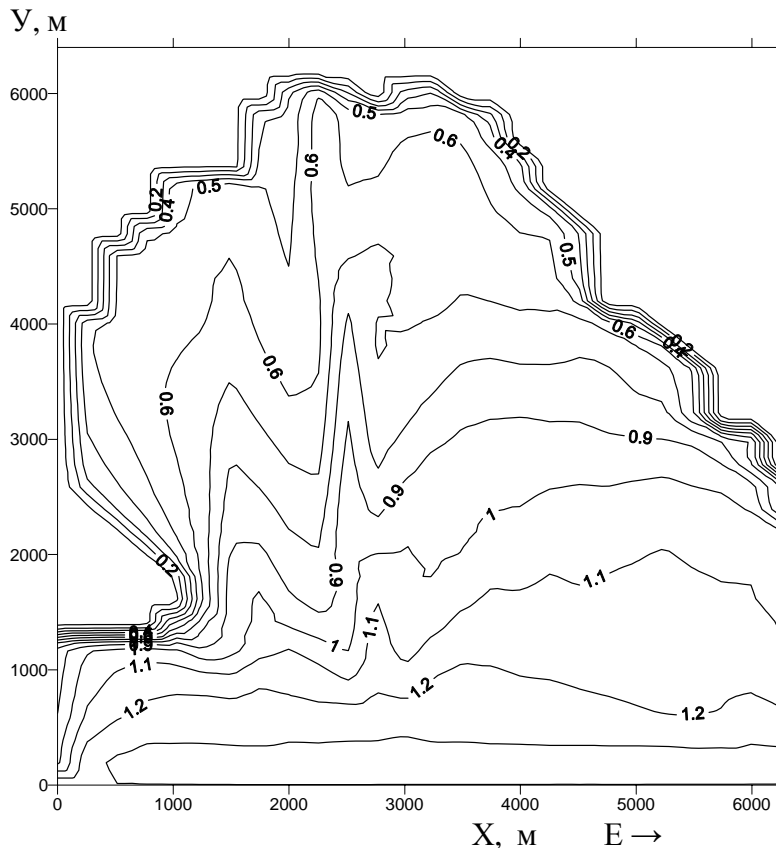


Рис.5 – Пространственное распределение высот значительных волн в метрах на акватории Керченской бухты при южном ветре силой 8 м/с.

**Прибрежные ветро-волновые течения в Керченской бухте при черноморском потоке через пролив.** Приведем результаты исследования динамики вод методом совместного моделирования прибрежной циркуляции вод на акватории Керченского пролива. На рис.9-11 представлены расчетные схемы течений, сформированные в результате совместного воздействия ветра силой 8, 14 и 20 м/с и генерируемого им ветрового волнения при южном ветре в Керченской бухте.

При слабом ветре силой 8 м/с формируются две циркуляционные ячейки, в восточной и центральной частях бухты. С увеличением скорости ветра от 8 до 20 м/с усиливается циркуляционная ячейка в центральной части прибрежного бассейна. Скорости течений на периферии круговоротов составляют в среднем 15-20 см/с, до 35 см/с - при штормовых условиях. Расположение круговоротов определяется не только неоднородностями донного рельефа, но и зависит от конкретных ветро-волновых параметров.

При южном ветре силой 20 м/с в прибрежной области формируется интенсивная циркуляция, для которой характерно наличие вихревых образований противоположного знака завихренности.

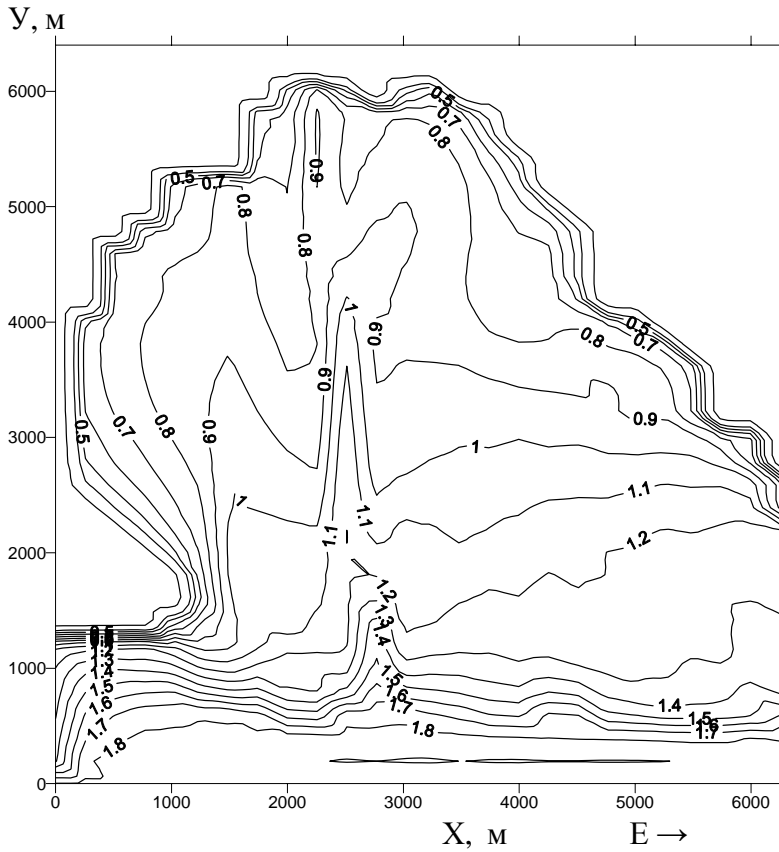


Рис.6 – Пространственное распределение высот значительных волн в метрах на акватории Керченской бухты при южном ветре силой 14 м/с.

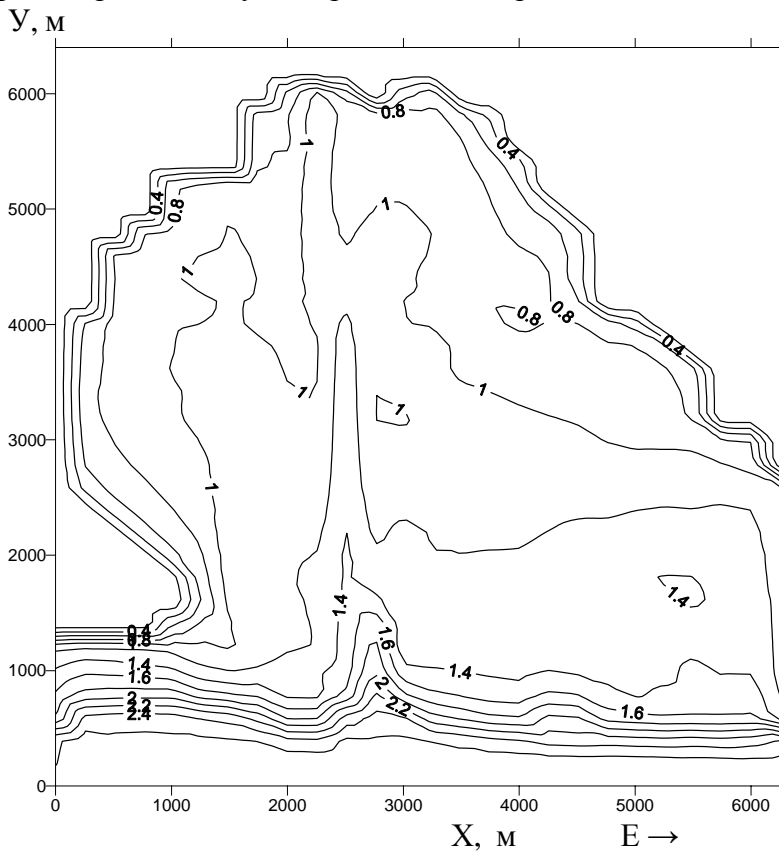


Рис.7 – Пространственное распределение высот значительных волн в метрах на акватории Керченской бухты при южном ветре силой 20 м/с.

От периферии к центральной части круговоротов значения скоростей течений резко уменьшаются.

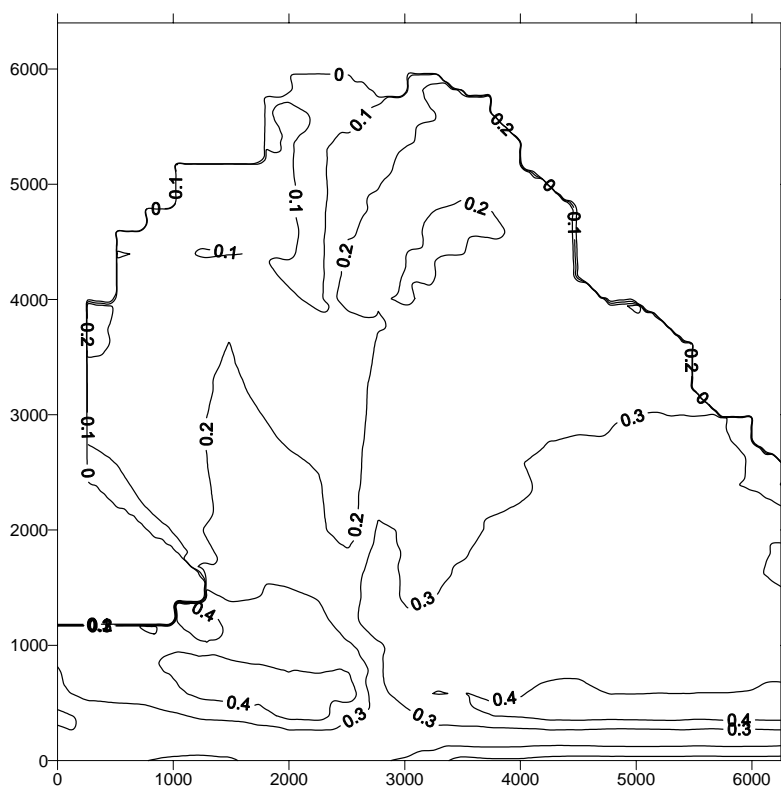
Интенсивная циркуляция вод на прибрежной акватории в районе мыса Белый обусловлена концентрированием волновой энергии и высвобождением энергии волн при их постепенном разрушении по мере подхода к мысу.

В условиях слабых ветров циркуляция вод выражена слабее, чем при штормовых. В то же время отмечаются области повышенных скоростей течений, соответствующие основным участкам обрушения ветровых волн.

При подходе волн по нормали к м. Белый отмечается увеличение вдольбереговой составляющей скорости течения по сравнению с другими участками береговой линии.

Другая зона с повышенными значениями скоростей течений - это восточные и северо-восточные берега. В ходе окончательного разрушения ветровых волн и волнового нагона при слабом ветре здесь формируется вдольбереговой поток водных масс. Средняя скорость течения в потоке составляет 20-30 см/с – при ветре силой 8м/с.

У, м



Х, м    E →

Рис.8 – Пространственное распределение орбитальной скорости волнового движения у дна на акватории Керченской бухты при южном ветре силой 14 м/с.

При усилении ветра до 20 м/с образуется структура прибрежной циркуляции, включающая отдельные вихревые образования циклонического и антициклонического типов. В центральной и восточной частях бухты формируются циклоны. Полученный результат близок к результатам, полученным в [2], и подтверждает адекватность расчетов.

Сходимость ветровых волн на мысе Белый и их дальнейшее обрушение приводит к



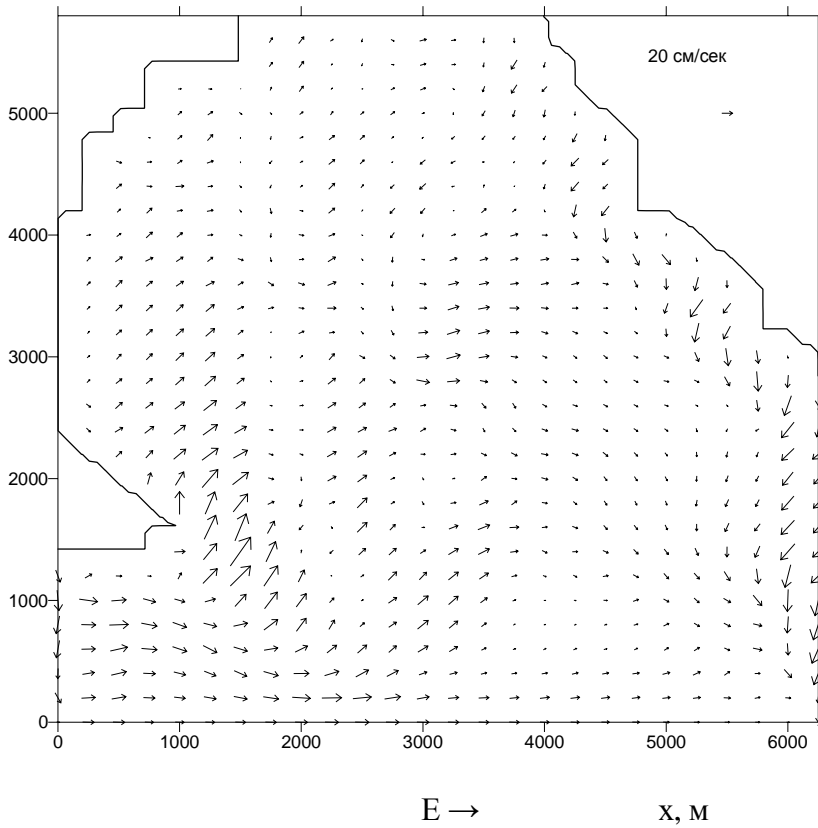


Рис.9 – Пространственное поле ветро-волновых течений (в см/с) на акватории Керченской бухты при южном ветре силой 8 м/с.

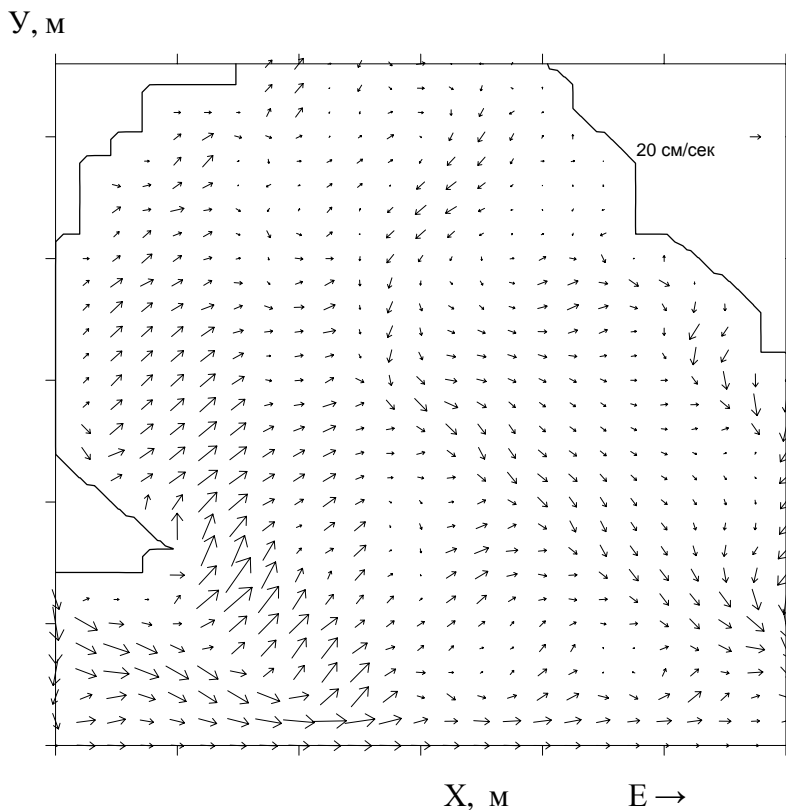


Рис.10 – Пространственное поле ветро-волновых течений (в см/с) на акватории Керченской бухты при южном ветре силой 14 м/с.

формированию индуцируемой поверхностным волнением системы течений в районе его расположения. Течения возникают как результат процессов диссипации энергии и потери импульса в волнах и проявляются на фоне орбитальных движений частиц воды.

Скорости ветро-волновых течений, рассчитанные с учетом волновой составляющей, показывают у мыса Белый большие значения - до 75 см/с, - чем в модельных расчетах [3] дрейфово-градиентных течений. Общее направление переноса в западной части бухты – на северо-восток. В центральной и восточной части бухты общее направление переноса в водном потоке - на юго-восток. Таким образом, течение огибает бухту по часовой стрелке, создавая при черноморском потоке вод антициклональную циркуляцию.

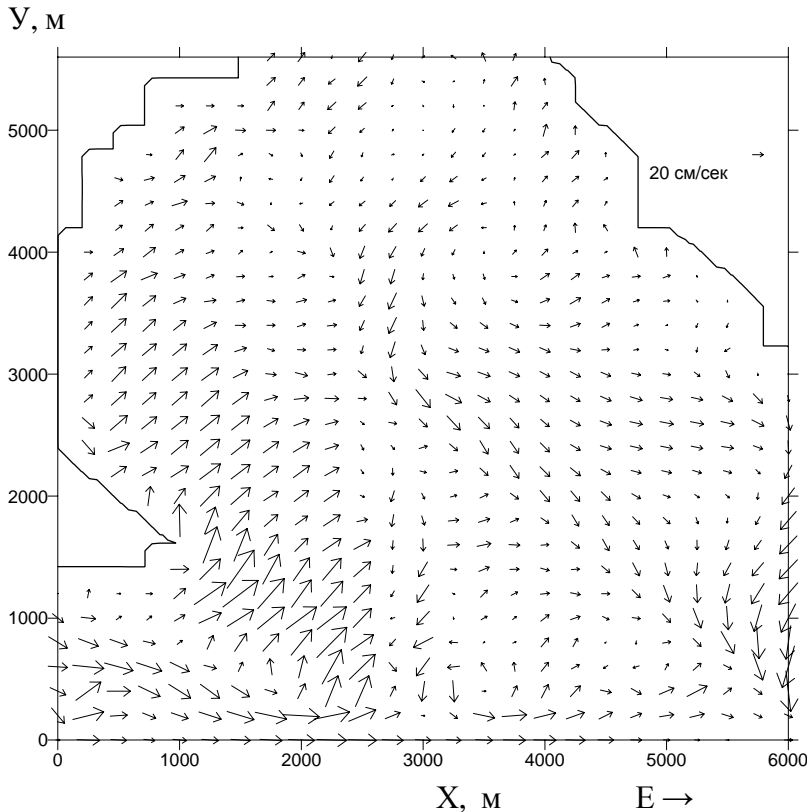


Рис.11 – Пространственное поле ветро-волновых течений (в см/с) на акватории Керченской бухты при южном ветре силой 20 м/с.

**Выводы.** Рассчитанные поля волнения в прибрежной зоне характеризуются значительной пространственной неоднородностью, обусловленной влиянием рельефа дна, судоходного канала, эффектами рефракции, сходимостью волн на мысе Белый.

Концентрирование и высвобождение волновой энергии на мысе Белый приводит к тому, что при ветре южного направления скорость ветро-волнового течения, рассчитанного в данной работе с помощью комплекса моделей волнения и течений, достигает 70-75 см/с.

Согласно результатам моделирования черноморского потока, выполненного с помощью модели дрейфово-градиентных течений, также получено усиление течения в районе м. Белый, по сравнению с акваторией закрытой бухты, до 60 см/с [3].

Другая зона с повышенными значениями скоростей течений - это восточные и северо-восточные берега Керченской бухты. В ходе окончательного разрушения ветровых волн и волнового нагона здесь формируется при слабом ветре вдольбереговой поток водных масс. Средняя скорость течения в потоке составляет 20-30 см/с – при ветре 8 м/с.

Полученные поля течений согласуются с типовыми схемами циркуляции вод в Керченской бухте, основанными на эмпирических данных до и после строения тузлинской дамбы [1, 2, 11]. Использование в данном исследовании комплекса численных моделей, включающего спектральную модель волнения и учитывающего волновые течения, позволило отразить струи, огибающие берег в восточной части Керченской бухты, т.е. вдольбереговые течения, а также общее направление переноса на юго-восток – в восточной части бухты, на север и северо-восток – в ее западной части. Скорости течения в бухте при южном ветре силой 14 м/с составляют 5-20 см/с, что также, как и направление, согласуется с инструментальными и спутниковыми измерениями [2].

### Список литературы

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Черное море. Гидрометеорологические условия / [Симонов А.И., Альтман Э.Н., Ворник В.Н. и др.] – С.-П.: Гидрометеоздат, 1991. – Т. IV, Вып.1. – 429 с.
2. Ломакин П.Д. Характеристика современного состояния системы течений в Керченском проливе на базе спутниковых и контактных наблюдений / Ломакин П.Д., Боровская Р.В. // Исследования земли из Космоса. – 2006. - №6. – С. 65-71.
3. Фомин В.В. Совместное моделирование течений и волнения в Керченском проливе/ Фомин В.В. // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – 5. – С. 3-13.
4. Моделирование динамики вод в Керченском проливе и предпроливных зонах / под ред. Иванова В.А. - Севастополь, 2010 – 206 с.
5. Просторово-часова мінливість деформацій морського дна в Керченській затоці та протоці: звіт НДР(промж.), під кер. Ілюшина В.Я. / ОДЕКУ. – Одесса, 2011. – 157 с.
6. Тучковенко Ю.С. Комплексное моделирование динамики вод в прибрежной зоне моря при различных ветро-волновых условиях / Тучковенко Ю.С., Сахненко О.И. // Український гідрометеорологічний журнал. –2008. - №3 – С.202-213.
7. SWAN Cycle IV, Version 40.31: user manual. - Delft University of Technology, Department of Civil Engineering, Netherlands, 2004. – 110 p.
8. Сахненко О.И. Численная модель литодинамики прибрежных морских акваторий с учетом берегозащитных сооружений / Сахненко О.И., Тучковенко Ю.С. // Экология городов и рекреационных зон. – Одесса. –2009. – С.129-133.
9. Океанографические таблицы/ [ред. Мироненко З.И.] – С.-П.:Гидрометеоздат, 1975. – С.234-236.
10. Абузьяров З.К. Морское волнение и его прогнозирование / Абузьяров З.К. – Гидрометеоздат, 1981. – 165 с.
11. Адобовский В.В. Водообмен бассейнов системы берегозащитных сооружений/ Адобовский В.В., Большаков В.Н. // Проблемы литодинамики и экосистем Азовского моря и Керченского пролива: мат. междунар. науч.-практ. конф., 8-9 июля 2004г., Ростов н.Д, 2004. – С.6-8.

#### **Результати комплексного моделювання вітрового хвилювання та вітро-хвильової циркуляції вод в Керченській бухті при чорноморському потоці крізь протоку. О.І. Сахненко**

*Виконано комплексне моделювання вітрового хвилювання та вітро-хвильових течій в Керченській протоці при південному напрямку вітру, що генерує чорноморський потік вод крізь протоку.*

**Ключові слова:** Керченська бухта, вітро-хвильова циркуляція вод.

#### **The results of complex modeling of the wind waves and wind-wave circulation. on the Kerch bay under the Black sea flux through the Kerch spiling. O. Sakhnenko**

*Under consider of the wave radiation stresses the complex modeling of the waves and wind-wave currents was released for the Kerch bay under the southern wind direction.*

**Keywords:** the Kerch bay, the wave-wind circulation.