

НОМЕР 9, 2011

**УКРАЇНСЬКИЙ
ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ
ЖУРНАЛ**

*НАУКОВИЙ ЖУРНАЛ
Заснований у 2005 р.*

Виходить 2 рази на рік

СВІДОЦТВО
про державну реєстрацію
серія КВ №9687 від 21.03.2005

РЕКОМЕНДОВАНО
до друку
*Вченою радою
Одеського державного
екологічного університету
24.11. 2011 р. протокол №10*

ЗАСНОВНИК
*Одеський державний екологічний
університет*

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

ОДЕСА 2011

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

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

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

Матеріали друкуються українською, англійською або російською мовами.

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

Підписано до друку 24. 11. 2011 р. Формат: 60x84 / 8. Папір офсетний.
Гарнітура: Times New Roman. Друк офсетний. Умов.друк.арк. 26.51. Тираж 150 пр. Зам. № 365.

ДРУКАРНЯ ВИДАВНИЦТВА “Екологія”
65045, м. Одеса, вул. Базарна, 106
тел. (048) 33-07-18, 37-14-25

ЗМІСТ

Розділ 1. ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ МОНІТОРИНГУ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА

<i>Лимонов А.С., Перельгин Б.В., Лимонов А.А.</i> Вейвлет анализ в цифровой обработке сигналов.....	5
<i>Иваньо Я.М., Старкова Н.В.</i> Оптимизация производственных процессов в условиях природных и техногенных возмущений.....	13
<i>Лимонов А.С., Перельгин Б.В., Лимонов А.А.</i> Фильтровая реализация вейвлет-преобразования.....	19
<i>Лимонов А.С., Пустовит Т.М., Лимонов А.А.</i> Экстраполяция дискретных сигналов с использованием фильтров Калмана.....	26

Розділ 2. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

<i>Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курьшина В.Ю.</i> Энергобалансовая модель приземного слоя атмосферы.....	38
<i>Глушков А.В., Амбросов С.В., Серга Э.Н., Кольцова Н.Ю.</i> Глобальные механизмы в атмосферных моделях и баланс углового момента Земли: компьютерные эксперименты – III.....	59
<i>Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б., Агайар Э.В., Дмитренко А.П.</i> Влияние адвекции тепла на образование струйных течений нижних уровней.....	66
<i>Хохлов В.М., Боровська Г.О., Хоменко Г.В., Шараєва Т.В.</i> Регіональні особливості розподілу посух в Україні.....	73
<i>Нажмудінова О.М., Єрмоленко Н.С.</i> Деякі аспекти формування інтенсивних посушливих явищ влітку 2010 р. над Східною Європою..	79
<i>Ковылин Г.Д.</i> Метеорологическое обеспечение защиты населения и войск от последствий техногенных аварий, связанных с выбросом в атмосферу радиоактивных и химических веществ.....	85

Розділ 3. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ

<i>Польовий А.М., Божко Л.Ю., Дронова О.О.</i> Аналіз тенденції зміни термічних показників агрокліматичних ресурсів в Україні за період до 2030-2040 рр.....	90
<i>Ляшенко Г.В.</i> Агро- и микроклиматические основы оптимизации размещения винограда на примере Северного Причерноморья.....	100
<i>Польовий А.М., Букарєва С.А.</i> Оцінка агрокліматичних ресурсів Херсонської області для формування озимої пшениці.....	110

Розділ 4. ГІДРОЛОГІЯ СУШІ ТА ГІДРОЕКОЛОГІЯ

<i>Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Е., Ткаченко Т.Г.</i> Научно-методическое обоснование нормативной базы по расчетам характеристик максимального стока рек Украины.....	118
<i>Сербов М.Г., Шакірзанова Ж.Р.</i> Пошук оптимальних господарських рішень на основі нормативної і прогностичної гідрологічної інформації: методичні підходи та економічна оцінка.....	126
<i>Обухов Є.В.</i> Водоспоживання та водовідведення – важливі складові раціонального використання водних ресурсів України.....	135
<i>Шакірзанова Ж.Р.</i> Метод територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля та його реалізація в межах рівнинної території України.....	141
<i>Колодєєв Є.І., Захарова М.В.</i> Оцінка якості води верхньої частини басейну р. Південний Буг за гідрохімічними показниками.....	151
<i>Гопченко Є.Д., Погорелова М.П., Романчук М.Є., Бурлуцька М.Е.</i> Використання формул об'ємного типу до нормування розрахункових характеристик максимального стоку річок.....	158
<i>Сербов Н.Г., Сухарев Д.Е., Балан А.К.</i> Моделирование паводков и временных флуктуаций концентраций загрязняющих веществ в речной воде на основе многофакторного системного подхода.....	164
<i>Свинаренко А.А., Сухарев Д.Е.</i> Многофакторный мультифрактальный подход к моделированию характеристик речного стока.....	170
<i>Доценко С.А., Подплетная Н.Ф., Павлова Е.А., Секундяк Л.Ю.</i> Загрязнение вод и донных осадков дельты и взморья Дуная нефтепродуктами и тяжелыми металлами.....	176
<i>Гопченко Є.Д., Харитоновна А.С.</i> Екстремально високі модулі схилового припливу у Закарпатті.....	186

Розділ 5. ОКЕАНОЛОГІЯ ТА МОРСЬКЕ ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ

<i>Тучковенко Ю.С., Адобовский В.В., Тучковенко О.А., Гриб О.Н.</i> Современный гидрологический режим и динамика вод Тилигульского лимана.....	192
<i>Бардан С.И., Сербов Н.Г.</i> Оптические характеристики зоны смешения морских и пресных вод в южном колене Кольского залива (Баренцево море) в летний сезон.....	210
<i>Большаков В.Н.</i> Изменчивость температуры воды у побережья Одессы в масштабах от года до получаса.....	220

УДК 621.317.08

А.С. Лимонов, к.т.н., Б.В. Перельгин, к.т.н., А.А. Лимонов*, инж.

Одесский государственный экологический университет

*Московский инженерный физический институт

ВЕЙВЛЕТ-АНАЛИЗ В ЦИФРОВОЙ ОБРАБОТКЕ СИГНАЛОВ

В статье исследуется возможность использования дискретного вейвлет-анализа в цифровой обработке сигналов.

Ключевые слова: вейвлет-анализ, вейвлет-преобразование, обратное вейвлет-преобразование.

Введение. Теория вейвлетов является мощным дополнением Фурье-анализу и обеспечивают более гибкую технику обработки сигналов [1,2]. Недостаточно рассмотренными являются вопросы, связанные с дискретным вейвлет-анализом [1, 2, 3, 4, 5].

Материалы и методы исследования. В статье рассматривается процесс усреднения и детализации с помощью матричных преобразований, обратимость вейвлет-преобразования.

Цель данной статьи – исследование возможностей дискретного вейвлет-анализа для цифровой обработки сигналов.

Изложение основного материала статьи. Термин «вейвлет» (wavelet) означает «всплеск» или «маленькая волна». Функции с графиком всплеска стали все чаще применяться для разложения сигналов вместо гармонических волн. Теория вейвлетов является мощным дополнением Фурье-анализу и обеспечивает более гибкую технику обработки сигналов. Главное преимущество вейвлет-анализа заключается в его возможности обнаружить сильно локализованные изменения сигналов, тогда как дискретное преобразование Фурье (ДПФ) этого не дает, потому что в коэффициентах ДПФ отражается поведение сигнала на всем временном отрезке его наблюдения. Особенно важна принципиальная возможность вейвлетов представлять нестационарные сигналы, состоящие из различных компонентов, действующих на непересекающихся временных интервалах, модулированные сигналы и так далее.

Подобные сигналы являются более адекватными моделями процессов, происходящих в каналах связи и устройствах цифровой обработки сигналов.

Вейвлет-спектрограммы существенно информативнее обычных спектрограмм, что делает их незаменимыми при «тонком» анализе структуры сигналов в различных прикладных задачах, например при идентификации параметров цифровых систем или в биомедицинской кибернетике [2, 3, 4, 5].

Усреднение и детализация

Рассмотрим N -точечную последовательность отсчетов цифрового сигнала. Пусть число N является степенью двойки. В этом нет ограничения общности, так как в конце последовательности всегда можно добавить нулевые отсчеты, увеличивающие N до ближайшей степени двойки. В качестве примера возьмем 8-точечную последовательность

$$\{16, 14, 12, 10, 8, 6, 4, 2\}.$$

Сначала для каждой пары рядом стоящих отсчетов вычислим четыре средние

величины:

$$(16+14)/2 = 15; \quad (8+6)/2 = 7; \quad (12+10)/2 = 11; \quad (4+2)/2 = 3.$$

Вполне очевидно, что знания этих четырех полусумм недостаточно для обратного восстановления всего сигнала. Поэтому можно подобным образом вычислить четыре полуразности

$$(16-14)/2 = 1; \quad (8-6)/2 = 1; \quad (12-10)/2 = 1; \quad (4-2)/2 = 1,$$

которые называют коэффициентами деталей (детальями). Средние величины представляют крупномасштабный «слепок» исходного сигнала, а детали необходимы для восстановления его «тонкой» структуры. В случае сильной коррелированности отсчетов сигнала вполне достаточно крупномасштабного анализа, т.к. детали будут малы.

Полученную последовательность, состоящую из четырех полусумм и четырех полуразностей

$$\{15, 11, 7, 3, 1, 1, 1, 1\},$$

легко использовать для восстановления отсчетов исходного сигнала. Повторим описанную процедуру применительно к четырем первым (крупным) элементам новой последовательности:

$$(15+11)/2 = 13; \quad (7+3)/2 = 5; \quad (15-11)/2 = 2; \quad (7-3)/2 = 2.$$

Они преобразовались в два средних и две полуразности. Остальные элементы оставим без изменения. Получилась последовательность следующего вида:

$$\{13, 5, 2, 2, 1, 1, 1, 1\}.$$

Последняя итерация описываемого процесса преобразует первые два элемента в одно среднее и одну полуразность:

$$(13+5)/2 = 9; \quad (13-5)/2 = 4.$$

Можно отметить, что последняя сумма является средним значением всех восьми отсчетов исходного цифрового сигнала. В итоге получилась преобразованная 8-точечная последовательность

$$\{9, 4, 2, 2, 1, 1, 1, 1\},$$

которая является альтернативным представлением исходного сигнала и состоит из общего среднего и семи полуразностей, выражающих различные уровни детализации. Рассмотренная процедура представляет собой *вейвлет-преобразование*, а результирующая последовательность является вейвлет-образом исходного сигнала.

Оценим порядок вычислительной сложности алгоритма вейвлет-преобразования, т.е. число арифметических операций сложения, вычитания и деления как функцию количества отсчетов N в сигнале. В проведенных ранее вычислениях требуется выполнить $8+4+2=14$ операций, которые можно представить в виде произведения: $14 = 2(8-1)$. Если в общем случае имеется $N = 2^V$ отсчетов сигнала, то на первом шаге потребуется 2^V операций, на втором – 2^{V-1} операций и так далее до последнего шага, на котором будет 2^1 операции. Общее число операций находится простым суммированием членов геометрической прогрессии:

$$\sum_{i=1}^V 2^i = 2(2^V - 1)/(2 - 1) = 2(N - 1).$$

Таким образом, для реализации вейвлет-преобразования требуется произвести $2(N-1)$ арифметических операций, т.е. сложность алгоритма имеет порядок $O(N)$.

На каждом из трех шагов описанного процесса исходный сигнал рассматривается с различной степенью детализации. Поэтому удобно с каждой

итерацией процесса связать величину, называемую *разрешением*, которая равна числу оставшихся средних в конце данного шага. В проведенном анализе разрешение последовательно принимало значения $4 = 2^{\nu-1}$, $2 = 2^{\nu-2}$, $1 = 2^{\nu-3}$ для $\nu = 3$. Понятие разрешения является принципиально важным в дискретном вейвлет-анализе.

Матричные представления

Описанный в предыдущем разделе процесс усреднения и детализации нетрудно представить с помощью матричных преобразований. Для простоты изложения примем $N = 2^2 = 4$ и введем следующие обозначения. Исходную 4-точечную последовательность отсчетов цифрового сигнала представим в виде вектора-столбца:

$$\bar{\mathbf{x}} = \begin{bmatrix} x(1) \\ x(2) \\ x(3) \\ x(4) \end{bmatrix}.$$

Тогда на первом этапе преобразование, состоящее из вычисления двух полусумм и двух полуразностей, можно записать в матричной форме

$$\mathbf{H}_2 \bar{\mathbf{x}} = \begin{bmatrix} \frac{1}{2} & \frac{1}{2} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{2} & \frac{1}{2} \\ \frac{1}{2} & -\frac{1}{2} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{2} & -\frac{1}{2} \end{bmatrix} \bar{\mathbf{x}}.$$

Верхние две строки матрицы \mathbf{H}_2 усредняют два соседних отсчета сигнала, а нижние две – детализируют их. Если каждую строку (или каждый столбец) матрицы \mathbf{H}_2 считать четырехмерным вектором, то можно заметить, что скалярное произведение любой пары векторов, как сумма произведений соответствующих компонентов, равно нулю, т.е. они образуют ортогональную систему. Норма (длина) каждого вектора равна $1/\sqrt{2}$. Для удобства преобразований приведем нормы векторов к единице, умножив все компоненты на $\sqrt{2}$. В этом случае получим *ортогональную матрицу*.

$$\mathbf{H}_2 = \begin{bmatrix} \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} \\ \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} \end{bmatrix}.$$

При усреднении и детализации с помощью такой матрицы будет происходить деление не на 2, а на $\sqrt{2}$, что не умаляет общности результатов.

На втором (и последнем) этапе необходимо сохранить полуразности и преобразовать две полусуммы. Исходя из аналогичных рассуждений, можно утверждать, что этой процедуре соответствует матрица

$$\mathbf{H}_1 = \begin{bmatrix} \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & 0 \\ \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}.$$

Первая строка этой матрицы усредняет отсчеты, вторая – детализирует, третья и четвертая, образуя единичную (тождественную) матрицу, сохраняют предыдущие полуразности. Произведение матриц \mathbf{H}_1 и \mathbf{H}_2 дает искомое дискретное вейвлет-преобразование вектора \bar{x} , т.к. матрица \mathbf{H} задает отображение $R^4 \rightarrow R^4$ [6]:

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_1 \times \mathbf{H}_2 = \begin{bmatrix} \frac{1}{2} & \frac{1}{2} & \frac{1}{2} & \frac{1}{2} \\ \frac{1}{2} & \frac{1}{2} & -\frac{1}{2} & -\frac{1}{2} \\ \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} \end{bmatrix}. \quad (1)$$

Нетрудно заметить, что матрица \mathbf{H} также является ортогональной. Выражение (1) представляет собой известное преобразование Хаара, которое в свете введенных определений является вейвлет-преобразованием

$$\mathbf{H}\bar{x} = \bar{w}, \quad (2)$$

где элементы вектора-столбца \bar{w} называют коэффициентами.

Если с каждой строкой преобразования Хаара соотнести ступенчатую функцию, заданную на единичном интервале, то первые четыре из них в соответствии с (1) будут иметь вид, представленный на рис. 1

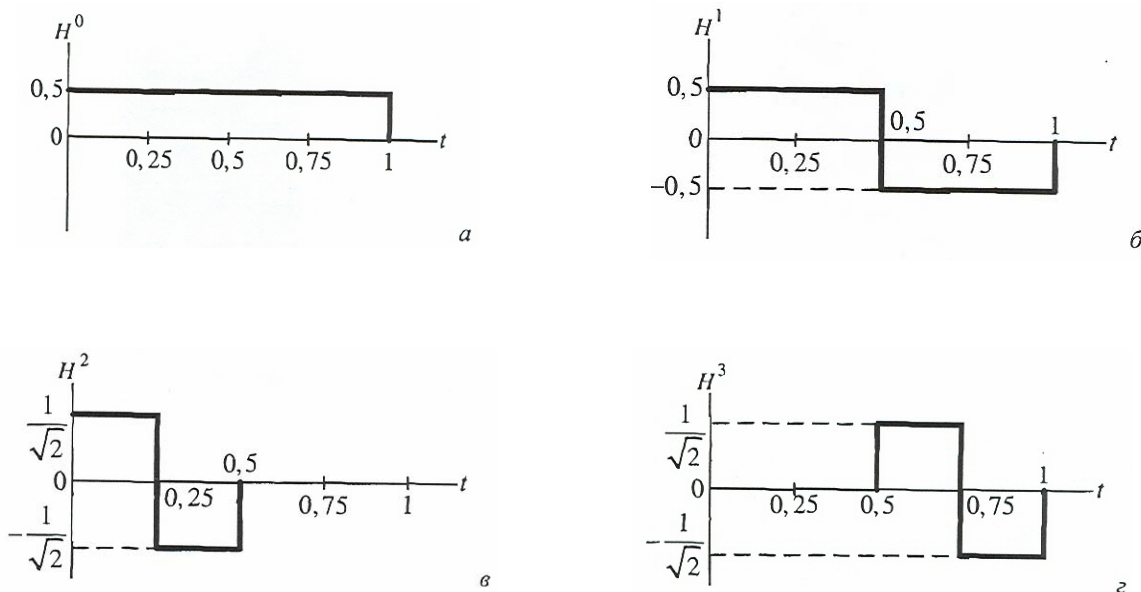


Рис.1 – Ступенчатые функции Хаара.

В базисе этих функций возможно разложение непрерывного во времени сигнала, заданного также на единичном интервале. При увеличении порядка матрицы \mathbf{N} будет происходить сжатие функций во времени (масштабирование), а сами они станут напоминать короткие всплески, перемещаемые по оси абсцисс. Подобный процесс составляет сущность непрерывного вейвлет-анализа, основанного на масштабировании и сдвигах. Ограниченные по длительности и перемещаемые во времени вейвлеты (функции H^2 и H^3) в результате свертки с отрезками сигнала позволяют выявить их локальные особенности, чего не предполагают другие методы анализа. Дискретным аналогом описанного процесса является воздействие матрицы (1) на вектор отсчетов входного сигнала \bar{x} . Качественная картина анализа «тонкой» структуры сигнала при этом сохраняется.

Обобщим матричный алгоритм усреднения и детализации на произвольную N -точечную последовательность, когда $N = 2^V$, при поэтапном процессе преобразования, описанном вначале. На первом шаге ортогональная матрица преобразования имеет вид:

$$\mathbf{H}^H = \begin{bmatrix} \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & \cdot & 0 & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} \\ \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & \cdot & \cdot & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} \end{bmatrix}. \quad (3)$$

Матрица – квадратная порядка $N = 2^V$. Определим две новые матрицы, входящие в состав \mathbf{H}_H .

$$\mathbf{A}_H = \begin{bmatrix} \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & \cdot & \cdot & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} \end{bmatrix}. \quad (4)$$

и

$$\mathbf{D}_n = \begin{bmatrix} \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & \cdot & \cdot & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} \end{bmatrix}, \quad (5)$$

что позволяет считать \mathbf{H}_n блочной матрицей, состоящей из двух подматриц \mathbf{A}_n и \mathbf{D}_n , размером $2^{v-1} \times 2^v$ каждая, т.е. записать \mathbf{H}_n в виде

$$\mathbf{H}_n = \begin{bmatrix} \mathbf{A}_n \\ \mathbf{D}_n \end{bmatrix}. \quad (6)$$

Подматрицу \mathbf{A}_n можно назвать преобразованием усреднения, а \mathbf{D}_n – преобразованием детализации. Введем векторы-столбцы результатов поэтапного преобразования

$$\bar{\mathbf{a}}_{n-1} = \begin{bmatrix} a_{v-1}^0 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ a_{v-1}^{2^{v-1}-1} \end{bmatrix} \text{ и } \bar{\mathbf{d}}_{n-1} = \begin{bmatrix} d_{v-1}^0 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ d_{v-1}^{2^{v-1}-1} \end{bmatrix}, \quad (7)$$

которые содержат 2^{v-1} элементов и соответственно являются векторами коэффициентов усреднения и детализации. С учетом принятых обозначений преобразование (2) на первом этапе имеет вид:

$$\mathbf{H}_n \bar{\mathbf{x}} = \begin{bmatrix} \mathbf{A}_n \\ \mathbf{D}_n \end{bmatrix} \bar{\mathbf{x}} = \begin{bmatrix} \bar{\mathbf{a}}_{n-1} \\ \bar{\mathbf{d}}_{n-1} \end{bmatrix}. \quad (8)$$

Матрица в правой части (8) является также блочной и состоит из двух векторов-столбцов (7).

На каждом шаге вейвлет-преобразования сохраняются детализирующие коэффициенты d и обрабатываются результаты усреднения a . Очередной шаг вейвлет-преобразования состоит в применении к вектору $\bar{\mathbf{a}}_{n-1}$ операций усреднения и детализации на следующем, более низком, уровне разрешения:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{A}_{n-1} \\ \mathbf{D}_{n-1} \end{bmatrix} \bar{\mathbf{a}}_{n-1} = \begin{bmatrix} \bar{\mathbf{a}}_{n-2} \\ \bar{\mathbf{d}}_{n-2} \end{bmatrix}. \quad (9)$$

Здесь \mathbf{A}_{n-1} и \mathbf{D}_{n-1} – матрица вида (4) и (5) размером $2^{v-2} \times 2^{v-1}$, а $\bar{\mathbf{a}}_{n-2}$ и $\bar{\mathbf{d}}_{n-2}$ – векторы-столбцы, содержащие 2^{v-2} элементов. Чтобы построить часть вейвлет-преобразования, вектор $\bar{\mathbf{d}}_{n-2}$ сохраняется вместе с $\bar{\mathbf{d}}_{n-1}$. Этот процесс продолжается до заключительного шага, на котором получаются скалярные величины a_0 и d_0 . Итоговый результат вейвлет-преобразования можно представить вектором-столбцом, содержащим $N = 2^v$ элементов:

$$\bar{\mathbf{w}} = \begin{bmatrix} a_0 \\ d_0 \\ \bar{d}_1 \\ \bar{d}_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \bar{d}_{v-1} \end{bmatrix}. \quad (10)$$

Обратное вейвлет-преобразование

В практических приложениях выдвигается традиционное требование обратимости вейвлет-преобразования, как и любого другого преобразования. То есть по изображению (вектору) $\bar{\mathbf{w}}$ необходимо восстановить оригинал (N -точечную последовательность $\bar{\mathbf{x}}$). Исходя из выражения (2), входной вектор отсчетов может быть получен в результате умножения слева обеих частей этого равенства на обратную матрицу \mathbf{Z}^{-1} :

$$\mathbf{H}^{-1}\mathbf{H}\bar{\mathbf{x}} = \mathbf{H}^{-1}\bar{\mathbf{w}},$$

откуда

$$\bar{\mathbf{x}} = \mathbf{H}^{-1}\bar{\mathbf{w}}, \quad (11)$$

т.к. произведение $\mathbf{H}^{-1}\mathbf{H}$ образует единичную матрицу \mathbf{I} , являющуюся тождественным преобразованием. Следствием ортогональности матрицы \mathbf{H} является простота ее обращения, заключающаяся в обычном транспонировании. Поэтому выражение (11) для обратного вейвлет-преобразования принимает вид:

$$\bar{\mathbf{x}} = \mathbf{H}^T\bar{\mathbf{w}}. \quad (12)$$

Если рассматривать многошаговый процесс, то можно убедиться в использовании на каждой итерации ортогональной матрицы Хаара \mathbf{H}_k соответствующего порядка ($k = 1, 2, \dots, v$). Поэтому восстановление векторов коэффициентов усреднения \bar{a}_k на k -том этапе будет происходить аналогично (11) на основании обращения матрицы в выражении (9):

$$\bar{\mathbf{a}}_k = \mathbf{H}_k^{-1} \begin{bmatrix} \bar{\mathbf{a}}_{k-1} \\ \bar{\mathbf{d}}_{k-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{A}_k \\ \mathbf{D}_k \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \bar{\mathbf{a}}_{k-1} \\ \bar{\mathbf{d}}_{k-1} \end{bmatrix}. \quad (13)$$

С учетом того, что

$$\begin{bmatrix} \mathbf{A}_k \\ \mathbf{D}_k \end{bmatrix}^{-1} = \begin{bmatrix} \mathbf{A}_k^T & | & \mathbf{D}_k^T \end{bmatrix},$$

выражение (13) можно переписать в следующем виде:

$$\bar{\mathbf{a}}_k = \begin{bmatrix} \mathbf{A}_k^T & | & \mathbf{D}_k^T \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \bar{\mathbf{a}}_{k-1} \\ \bar{\mathbf{d}}_{k-1} \end{bmatrix} = \mathbf{A}_k^T \bar{\mathbf{a}}_{k-1} + \mathbf{D}_k^T \bar{\mathbf{d}}_{k-1}. \quad (14)$$

Соотношение (14) дает практическую формулу для восстановления $\bar{\mathbf{a}}_k$ из $\bar{\mathbf{a}}_{k-1}$ и $\bar{\mathbf{d}}_{k-1}$. В скалярном случае (14) приводит к паре равенств

$$a_k^0 = \frac{a_{k-1}^0 + d_{k-1}^0}{\sqrt{2}};$$

$$a_k^1 = \frac{a_{k-1}^0 - d_{k-1}^0}{\sqrt{2}}.$$
(15)

Распишем равенство (9) для произвольного k -го этапа в виде пары матричных соотношений

$$\mathbf{A}_k \bar{\mathbf{a}}_k = \bar{\mathbf{a}}_{k-1};$$

$$\mathbf{D}_k \bar{\mathbf{a}}_k = \bar{\mathbf{d}}_{k-1}.$$
(16)

Подставив (16) в (14), получим равенство

$$\bar{\mathbf{a}}_k = \mathbf{A}_k^T \mathbf{A}_k \bar{\mathbf{a}}_k + \mathbf{D}_k^T \mathbf{D}_k \bar{\mathbf{a}}_k,$$
(17)

из которого следует, что

$$\mathbf{A}_k^T \mathbf{A}_k + \mathbf{D}_k^T \mathbf{D}_k = \mathbf{I}_k,$$
(18)

где \mathbf{I}_k – единичная матрица порядка 2^k . Следовательно, выполняется пара соотношений

$$\mathbf{A}_k \mathbf{A}_k^T = \mathbf{I}_{k-1};$$

$$\mathbf{D}_k \mathbf{D}_k^T = \mathbf{I}_{k-1}.$$
(19)

Заключение. Равенство (19) отражает возможность проведения прямого и обратного вейвлет-преобразования, реализуемого с помощью пары фурье-фильтров (низкочастотного и высокочастотного), имеющих одинаковую частоту среза.

Список литературы

1. Блейхут Р. Быстрые алгоритмы цифровой обработки сигналов – М.: Мир, 1989. – 576 с.
2. Вайдънатхан П.П. Цифровые фильтры, блоки фильтров и полифазные цепи с многочастотной дискретизацией. Методологический обзор// ТИИЭР, т.29, №9, 1990.
3. Воеводин В. В. Кузнецов Ю. А. Матрицы и вычисления – М.: Мир. Гл. ред. Физ.-мат. литературы, 1984. – 318 с.
4. Добеши И. Десять лекций по вейвлетам – Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2001. – 464 с.
5. Дьяконов В.П. Вейвлеты. От теории к практике. Изд. 2-е, пререраб. и доп. – М.: СОЛОН-Пресс, 2004. – 400 с.

Вейвлет-аналіз у цифровій обробці сигналів. Лимонов О.С., Перелигін Б.В., Лимонов О.О.

В статті досліджується можливість використання дискретного вейвлет-аналізу у цифровій обробці сигналів.

Ключові слова: вейвлет-аналіз, вейвлет-перетворення, зворотне вейвлет-перетворення.

Wavelet analysis in digital signal processing. Limonov A.S., Perelygin B.V., Limonov A.A.

The article researches the abilities of using discrete wavelet analysis in digital signal processing.

Keywords: wavelet analysis, direct wavelet transform, inverse wavelet transform.

Я.М. Иваньо, д.т.н., Н.В. Старкова, к.т.н.

Иркутская государственная сельскохозяйственная академия

ОПТИМИЗАЦИЯ ПРОИЗВОДСТВЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В УСЛОВИЯХ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ

В статье рассмотрена изменчивость климатических характеристик в виде усредненных значений и событий на территории Восточной Сибири. Систематизированы данные об экстремальных природных явлениях для информационной поддержки различных отраслей деятельности человека. Проанализированы техногенные аварии, наблюдавшиеся в регионе за последние двадцать лет. Предложены различные варианты оптимизационных моделей аграрного производства с вероятностными характеристиками в условиях проявления природных событий, апробированные на реальных объектах. Приведены результаты моделирования.

***Ключевые слова:** оптимизация, производственный процесс, природное событие, техногенное возмущение.*

Вступление. Восточная Сибирь представляет собой уникальный регион по разнообразию ландшафтных и климатических условий. На этой территории формируются природные события различного происхождения (дождевые паводки, весенние половодья, засухи, заморозки и другие), которые причиняют значительные ущербы населению и отраслям народного хозяйства и могут способствовать возникновению техногенных аварий. Очевидно, что природные и техногенные события, необходимо учитывать при управлении производственными процессами. В условиях множества решений задач, связанных с развитием производства продукции, большое значение приобретают модели оптимизации производственных процессов. Среди них следует особо выделить аграрное производство, в значительной степени подверженное влиянию внешних факторов.

Целью данной работы является систематизация данных об экстремальных природных явлениях для информационной поддержки различных отраслей деятельности человека.

Материалы. Для описания изменчивости климата использованы многолетние данные характеристик двух групп: усредненные и экстремальные. К первой относятся температуры воздуха и почвы (средние годовые, месячные, декадные), осадки (годовые, сезонные, месячные), расходы и уровни воды незарегулированных рек (средние годовые, месячные). Кроме того, проанализированы многолетние данные о датах первого и последнего мороза и другие [4].

Что касается характеристик второй группы, то сюда вошли: максимальные летние и минимальные зимние годовые температуры воздуха; максимальные летние и минимальные зимние годовые температуры почвы; наибольшие суточные осадки; максимальные и минимальные годовые расходы воды дождевых паводков и весеннего половодья; максимальная глубина распространения в почву нуля градусов. Помимо этого, рассмотрена урожайность сельскохозяйственных культур как характеристика агрономической засухи.

Исследуемая территория включает Иркутскую область и сопредельные зоны субъектов России – Красноярского края и Республики Бурятия. Общая площадь, на

которой расположены гидрометеорологические станции и посты, рассмотренные в работе, превысила 1,3 млн. км².

В работе использованы материалы регулярных наблюдений на гидрометеорологических пунктах с начала 90-х годов XIX в. и историко-архивные свидетельства об экстремальных природных явлениях с середины XVII в.

Обсуждение результатов. На основе анализа усредненных характеристик установлено, что, начиная с 40-х годов XX в., на юге территории (примерно до 54-55° с.ш.) наблюдается тенденция повышения средней годовой температуры воздуха. При этом увеличивается продолжительность безморозного периода. Однонаправленные тенденции не выявлены для годовых осадков и расходов воды рек Ангарского и Ленского бассейнов [6].

На фоне изменчивости усредненных климатических характеристик исследована переменность природных событий, систематизированных за более чем 350 лет. Показана тенденция потепления зим на юге региона с середины 40-х годов прошлого века [5]. Однако следует отметить, что минимальные температуры последнего 11-летнего цикла солнечной активности (1997-2008 гг.) оказались ниже аналогичных показателей холода относительно предшествующего цикла (1986-1996 гг.). При этом подтверждается тенденция соответствия низких максимумов чисел Вольфа 11-летних циклов солнечной активности низким зимним температурам. В отличие от характеристики холода непредсказуема изменчивость максимальной летней температуры и наибольших суточных осадков. За последние 15-20 лет возросла частота проявления агрономических засух. Это подтверждает закономерность формирования серий природных событий различного происхождения в разные эпохи: суровые зимы в первое десятилетие XX в., дождевые паводки в середине прошлого века, теплые зимы в конце 80-х и начале 90-х годов и др. [7].

Для моделирования изменчивости природных событий разработана информационная система «Природная стихия», информационное обеспечение которой представляет собой базу данных, включающую в себя материалы стационарных пунктов наблюдений и историко-архивные свидетельства для рассматриваемой территории.

Частое проявление в регионе разных экстремальных природных явлений приносит значительные ущербы хозяйственной деятельности человека. В частности, за последние 10 лет только сельское хозяйство региона понесло потери, превысившие 2 млрд. руб. Кроме того, в 2001 г. зарегистрирована суровая зима, когда наблюдались массовые случаи обморожения и имели место человеческие жертвы. Более глубокий анализ повторяемости экстремальных гидрометеорологических явлений показывает, что в зонах с резко континентальным климатом редко наблюдаются годы, в которых не проявляют себя природные события.

За последние 15-20 лет в сельскохозяйственных зонах Восточной Сибири зафиксировано значительное число агрономических засух. Хотя урожайность зерновых имеет общую тенденцию к возрастанию, во многих прибыльных хозяйствах в указанный период эта характеристика неоднократно уменьшалась на 20-30% ниже средней многолетней величины.

Одно из направлений смягчения ущербов от природных событий – адекватное управление производственными процессами на основе моделей оптимизации структуры производства растениеводческой и животноводческой продукции и их

сочетания с учетом проявления экстремальных явлений. Применение подобных моделей показывает, что только за счет правильной структуры производства можно сократить потери от влияния экстремальных природных явлений на 5-10%.

Оптимизационные модели, отображающие производственные процессы, подверженные внешним или природным факторам, можно условно разделить на две группы. В первой из них не учитывают влияние экстремальных явлений [1].

Вторая группа моделей, как правило, используется при решении задач, связанных с воздействием природных событий на конкретный объект. К таким задачам относятся: управление водными ресурсами в условиях проявления паводков и половодий; размещение сельскохозяйственных культур на территориях, подверженных затоплению и подтоплению; оптимизация производства с учетом проявления экстремальных природных явлений различного происхождения и др.

Планирование производства обычно происходит в условиях неполной информации. В одних случаях описание процессов связано с вероятностными параметрами, а в других - нет оснований, для каких бы то ни было суждений о статистических особенностях факторов, способных изменить предполагаемые значения параметров модели. Первая ситуация может быть оценена с некоторой вероятностью, а вторая – предполагает решение задачи в условиях неопределенности.

Поскольку гидрометеорологические явления, превышающие некоторые критические значения, встречаются на территории Восточной Сибири ежегодно в локальном и региональном масштабах, то необходим их учет в моделях сельскохозяйственных производственных процессов.

Характеристики экстремальных явлений влияют на целевую функцию и ограничения модели. Во втором случае они уменьшают ресурсный потенциал сельскохозяйственного предприятия: сокращение площадей сельскохозяйственных культур, падение производительности труда, ухудшение работы машинно-тракторного парка и уменьшение эффективности культуры земледелия. Другими словами, левые и правые части ограничений модели требуют корректировки с учетом отрицательных влияний на производство.

Оптимизация использования земельных ресурсов предполагает применение стохастических методов оценки параметров экстремальных природных явлений, влияющих на производство сельскохозяйственной продукции. Особенно актуально применение задач стохастического программирования для регионов с резко-континентальным климатом, где производственные параметры изменяются в значительных пределах. При этом сельскохозяйственные организации Восточной Сибири подвержены влиянию множества природных событий различного происхождения.

В работе [2] предложены стохастические модели оптимизации структуры производства с учетом одного экстремального явления: дождевого паводка или весеннего половодья. Согласно [3] разработаны модели оптимизации структуры сельскохозяйственного производства с учетом множества экстремальных природных явлений:

$$P[\max(\min) f(X) = CX - DX] \geq p; \quad (1)$$

$$P[(A - A_1)X \leq B - B_1] \geq p; \quad (2)$$

$$X \geq 0, \quad (3)$$

где X - вектор, удовлетворяющий системе ограничений, C – вектор-строка, B – вектор-столбец, A – матрица размерности $m \times n$, p – заданная вероятность превышения некоторого критического уровня, D – матрица коэффициентов ущербов $m \times n$, P – вероятность.

Из задачи (1)-(3) можно получить частные случаи: 1) критерий оптимальности - детерминированная величина, а левые части ограничений являются вероятностными; 2) целевая функция и левые части являются детерминированными, а правые части – вероятностными; 3) целевая функция – случайная, а условия представляют собой определенные величины.

Результаты моделирования оптимизации производства, учитывающие различные ситуации, приведены в таблице 1.

Таблица 1 - Результаты моделирования оптимизации производства в условиях природных рисков

Признаки классификации	Значение признака	Вид модели	Характеристики	Реализация модели
По типу параметров модели	Определённость	Задачи стохастического программирования сельскохозяйственного производства с учётом событий	Задача с вероятной целевой функцией	Затраты составят 4,061 млн.руб. для ММСОУ «Тальское» Тайшетского района
			Задача с вероятностными ограничениями	Затраты составят 0,925 млн.руб. для ММСОУ «Тальское» Тайшетского района
	Неопределённость	Задача с неопределёнными параметрами при проявлении выдающегося явления		Затраты составят 0,285 млн.руб. для ММСОУ «Тальское» Тайшетского района
С одним и множеством экстремальных природных явлений	С множеством явлений	Задачи стохастического программирования в условиях проявления множества экстремальных природных явлений	Засуха и наводнение	Затраты составят 0,174 млн.руб. для ММСОУ «Тальское» Тайшетского района
			Поводок и половодье	Затраты составят 1,535 млн.руб. для ООО «Новая заря » Тайшетского района
	С одним явлением	Задачи стохастического программирования с учетом одного экстремального природного явления	Засуха	Затраты составят 3,343 млн.руб. для ММСОУ «Тальское» Тайшетского района

Среди экстремальных природных явлений, наносящих значительные ущербы сельскохозяйственным предприятиям, выделяют паводки и половодья. На юге Восточной Сибири, как правило, преобладают дождевые паводки, поэтому затоплению подвергаются территории организаций в летние периоды. В северных районах распространены весенние половодья и практически отсутствуют дождевые паводки. Там, значительные ущербы стихийные гидрологические явления наносят в период снеготаяния. Между тем в ряде районов средней части Ангарского бассейна формируются как весенние половодья, так и дождевые паводки, поэтому сельскохозяйственным предприятиям наносятся более значительные ущербы.

Подобные ситуации проявления как весенних половодий, так и дождевых паводков предложено учитывать при моделировании размещения сельскохозяйственных культур с целью минимизации затрат на производство. При этом в модели кроме сведений о земельных, трудовых ресурсах, валовом сборе и т.п. необходимо использовать данные об ущербах и затапливаемых площадях. Оригинальность задачи заключается в определении структуры посевных площадей с применением многомерной функции распределения, характеризующей гидрологические ряды экстремального стока, для минимизации затрат.

При моделировании производства с учетом событий целевая функция принимает различные значения, которые зависят от вероятности превышения. При увеличении числа событий различного происхождения возрастают риски ведения земледелия. Применение модели способствует планированию производства для уменьшения материальных потерь, что имеет значение для управления производственными процессами.

Помимо влияния природных событий на деятельность населения и предприятий, проанализированы техногенные аварии и катастрофы на территории Иркутской области за 1991-2009 гг., которые унесли сотни жизней. Рассмотрены ситуации, когда экстремальные природные явления провоцируют проявление техногенных аварий. Такие случаи имели место в результате формирования высоких половодий, приводивших к разливу нефти и другим отрицательным воздействиям на окружающую среду. Очевидно, что учет природных событий и техногенных возмущений в моделях оптимизации расширяет возможности их использования для управления хозяйственной деятельностью в условиях рисков.

Выводы. В заключение отметим, что согласно анализу климатических характеристик на юге Восточной Сибири, начиная с 40-х годов XX в. наблюдается тенденция потепления, хотя в широтах более 55⁰ она неустойчива или отсутствует.

Природные события проявляются в виде серий в определенные эпохи.

Для оценки многолетней изменчивости экстремальных явлений разработана информационная система «Природная стихия», в которую входит база данных, включающая материалы стационарных наблюдений и историко-архивные свидетельства.

Особенности изменчивости природных событий учитываются при моделировании сельскохозяйственного производства на основе задач стохастического

программирования, что способствует эффективному управлению аграрными ресурсами.

Модели, реализованные на реальных объектах Восточной Сибири, можно дополнить оценкой изменчивости техногенных возмущений, которые в ряде случаев являются следствием природных событий.

Список литературы

1. Барсукова М.Н., Иваньо Я.М. Оптимизационные модели планирования производства стабильных сельскохозяйственных предприятий. – Иркутск: Изд-во ИрГСХА, 2011. – 159 с.
2. Белякова А.Ю., Иваньо Я.М. Вероятностные модели экстремальных гидрологических явлений в задачах оптимизации сельскохозяйственного производства // Монография. – Иркутск: Изд-во ИрГСХА, 2009. – 146 с.
3. Белякова А.Ю., Вашукевич Е.В., Иваньо Я.М. Модели оптимизации сельскохозяйственного производства в условиях проявления нескольких экстремальных природных явлений // Сб. докладов международной научно-практической конференции, посвященной 65-летию Победы в Великой Отечественной войне 13-15 апреля 2010г. – Иркутск: Изд-во ИрГСХА, 2010. -Ч.2.– С.11-17.
4. Иваньо Я.М., Старкова Н.В. Информация об экстремальных природных явлениях в управлении производственными объектами // Научно-практический журнал «Вестник ИрГСХА». -Иркутск. ИрГСХА. –2010. – №39 – С.49 – 53.
5. Иваньо Я.М., Старкова Н.В. Функциональные возможности информационной системы оценки изменчивости экстремальных природных явлений // Вестник Воронежского государственного технического университета. - 2009. – Т. 5, №10 – С.82 – 87.
6. Иваньо Я.М. Изменчивость климатических характеристик и аграрное производство //Климат, экология, сельское хозяйство Евразии: Сб. статей международной научно-практической конференции, посвященной 75-летию образования ИрГСХА (25-29 мая 2009 г.). – Иркутск: НЦ РВХ ВСНЦ СО РАМН, 2009. – С.31-38.
7. Иваньо Я.М. Экстремальные природные явления: методология, моделирование и прогнозирование. - Иркутск: Изд-во ИрГСХА, 2007. - 267 с.

Оптимізація виробничих процесів в умовах природних та техногенних збурень. Иваньо Я.М., Старкова Н.В.

В статті розглянута мінливість кліматичних характеристик у вигляді усереднених значень та подій на території Східного Сибіру. Систематизовані дані про екстремальні природні явища для інформаційної підтримки різних галузей діяльності людини. Проаналізовані техногенні аварії, які спостерігалися в регіоні за останні двадцять років. Запропоновані різні варіанти оптимізаційних моделей аграрного виробництва з імовірнісними характеристиками в умовах прояви природних подій, апробованих на реальних об'єктах. Наведені результати моделювання.

Ключові слова: оптимізація, виробничий процес, природне явище, техногенні збурення.

Optimization of production processes in natural and anthropogenic indignations. Ivanjo Y., Starkova N.

The paper deals with the variability of the climatic characteristics of the average values and natural events of Eastern Siberia. The data on the extreme natural events for information support of various branches of human activity are systematized. The anthropogenic failures in the region during the last twenty years are analyzed. The different variants of the optimization model of agrarian manufacture in the conditions of natural events tested on the real objects are offered. The results of the modeling are presented.

Key words: optimization, production processes, natural event, anthropogenic indignation.

УДК 621.317.08

А.С. Лимонов, к.т.н., Б.В. Перелыгин, к.т.н., А.А. Лимонов*, инж.

Одесский государственный экологический университет

*Московский инженерный физический институт

ФИЛЬТРОВАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ ВЕЙВЛЕТ-ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

В статье исследуется возможность применения методов цифровой фильтрации в дискретном вейвлет-анализе на основе матричных представлений преобразования Хаара.

Ключевые слова: фильтровая реализация, децимация фильтр с конечной импульсной характеристикой, преобразование Хаара, КИХ-фильтр.

Введение. Вейвлет-анализ позволяет обнаружить сильно локализованные изменения сигналов в отличие от фурье-анализа, который отражает поведение сигнала на всем временном отрезке его наблюдения [1, 2].

Недостаточно рассмотренными являются вопросы, связанные с фильтровой реализацией вейвлет-преобразования [1, 2, 3, 4, 5].

Материалы и методы исследования. В статье рассматривается возможность фильтровой реализации вейвлет-преобразования на основе матричных представлений преобразования Хаара [1].

Цель данной статьи – исследование возможностей фильтровой реализации прямых и обратных дискретных вейвлет-преобразований.

Изложение основного материала.

Матричные представления H_v , A_v и D_v

Преобразования Хаара позволяют применить методы цифровой фильтрации в дискретном вейвлет-анализе [1].

$$H_v = \begin{bmatrix} \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & \cdot & 0 & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} \\ \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & \cdot & \cdot & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} \end{bmatrix}; \quad (1)$$

$$\mathbf{A}_v = \begin{bmatrix} \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & \cdot & \cdot & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} \end{bmatrix}; \quad (2)$$

$$\mathbf{D}_v = \begin{bmatrix} \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} & 0 & \cdot & \cdot & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} \end{bmatrix}. \quad (3)$$

Поскольку умножение матрицы на вектор происходит по правилу «строка на столбец», то элементы любой строки матрицы (1) можно рассматривать как коэффициенты КИХ-фильтра (фильтра с конечной импульсной характеристикой) 1-го порядка, которые являются отсчетами его импульсной характеристики. В результате свертки (умножения с накоплением) импульсной характеристики и входного сигнала получаются выходные отсчеты фильтра, как раз являющиеся коэффициентами усреднения и детализации. Однако в любом цифровом фильтре после вычисления очередного выходного отсчета входной сигнал сдвигается на одну временную позицию. Но элементы строк матрицы (1) сдвинуты друг относительно друга сразу на две позиции вправо. Это означает, что в выходном сигнале фильтра по сравнению с преобразованием (1) появляется каждый второй «лишний» отсчет, который необходимо убрать. Изъятие каждого второго отсчета выполняется посредством децимации с коэффициентом 2. Структурная схема КИХ-фильтра, соответствующего строкам матрицы (1), представлена на рис. 1.

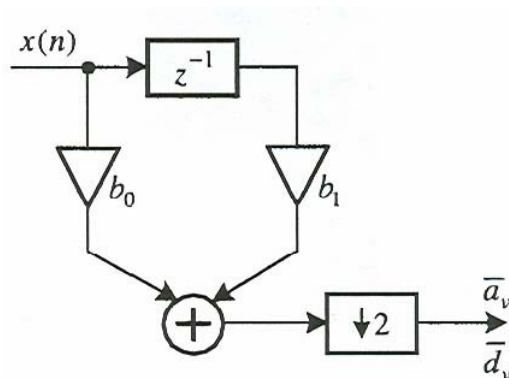


Рис. 1 – КИХ-фильтр, реализующий преобразование Хаара.

Для подматрицы (2) коэффициенты фильтра должны иметь значения $b_0 = 1/\sqrt{2}$, $b_1 = 1/\sqrt{2}$. Для подматрицы (3) $b_0 = -1/\sqrt{2}$, $b_1 = 1/\sqrt{2}$. Перестановка элементов строк матриц для получения коэффициентов фильтра обусловлена структурой вектора-столбца отсчетов входного сигнала \bar{x} . В этой структуре более поздние по времени отсчеты находятся ниже предыдущих, что заставляет менять местами коэффициенты фильтра ради сохранения традиционных способов описания цифровых цепей.

Можно утверждать, что первый фильтр является ФНЧ (фильтром нижних частот), а второй – ФВЧ (фильтром высоких частот). Их ненормированные амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) изображены на рис. 2.

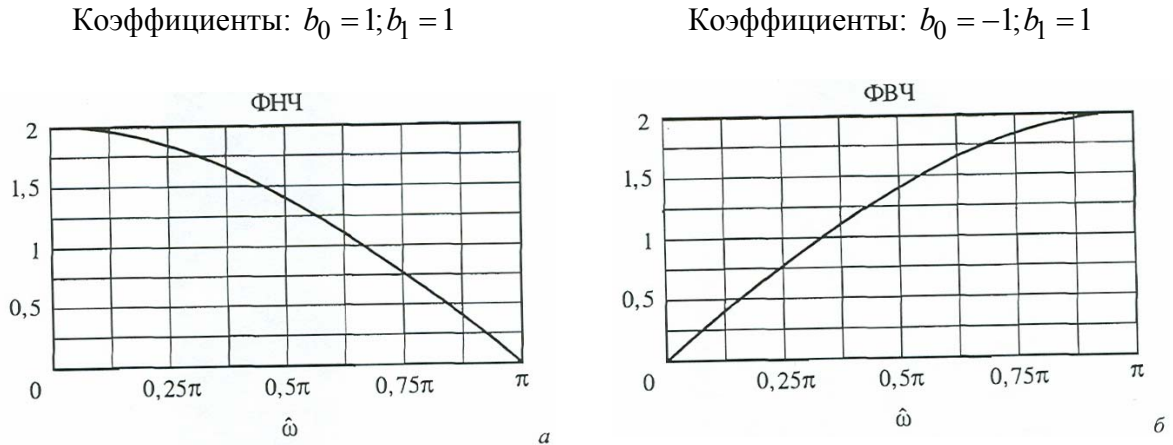


Рис. 2 – АЧХ фильтров для преобразования Хаара.

Таким образом, многошаговый процесс вейвлет-преобразования Хаара можно изобразить в виде структурной схемы, приведенной на рис. 3 и использующей цепочку низкочастотных и высокочастотных КИХ-фильтров с системой децимации на выходе каждого из них.

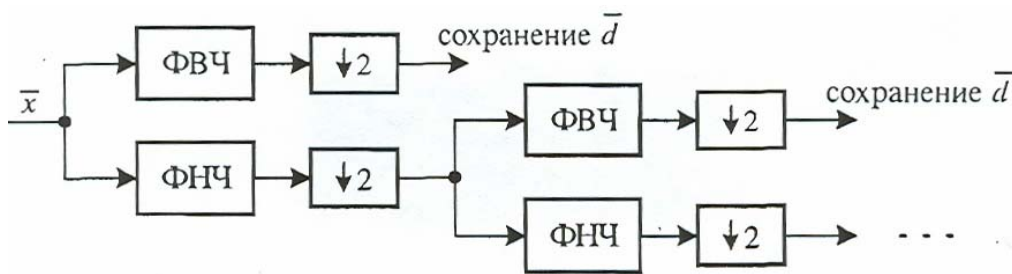


Рис. 3 – Фильтровая реализация вейвлет-преобразования.

Для вектора входного сигнала, содержащего четыре отсчета, операция цифровой фильтрации с учетом вида матриц будет иметь следующий вид:

$$\begin{aligned} \bar{x} &\rightarrow \langle \mathbf{D}_2 \rangle \rightarrow \mathbf{D}_2 \bar{x} \\ \downarrow &\rightarrow \langle \mathbf{A}_2 \rangle \rightarrow \mathbf{A}_2 \bar{x} \rightarrow \langle \mathbf{D}_1 \rangle \rightarrow \mathbf{D}_1 \mathbf{A}_2 \bar{x} \\ &\quad \downarrow \rightarrow \langle \mathbf{A}_1 \rangle \rightarrow \mathbf{A}_1 \mathbf{A}_2 \bar{x}. \end{aligned}$$

Данная схема дает представление о том, как с помощью цифровых фильтров можно восстановить исходный сигнал из его вейвлет-коэффициентов. Составим схему обратного вейвлет-преобразования, связанную с предыдущей.

$$\mathbf{A}_1 \mathbf{A}_2 \bar{x} \rightarrow \langle \mathbf{A}_1^T \rangle \xrightarrow{\mathbf{A}_1^T \mathbf{A}_1 \mathbf{A}_2 \bar{x}} \oplus \xrightarrow{\mathbf{A}_2 \bar{x}} \langle \mathbf{A}_2^T \rangle \xrightarrow{\mathbf{A}_2^T \mathbf{A}_2 \bar{x}} \oplus \rightarrow \bar{x}$$

$$\mathbf{D}_1 \mathbf{A}_2 \bar{x} \rightarrow \langle \mathbf{D}_1^T \rangle \xrightarrow{\mathbf{D}_1^T \mathbf{D}_1 \mathbf{A}_2 \bar{x}} \uparrow \mathbf{D}_2 \bar{x} \rightarrow \langle \mathbf{D}_2^T \rangle \xrightarrow{\mathbf{D}_2^T \mathbf{D}_2 \bar{x}} \uparrow.$$

Операция \oplus обозначает поэлементное сложение компонентов-векторов. На обоих этапах преобразования использовались соотношения [6]:

$$\mathbf{A}_1^T \mathbf{A}_1 \mathbf{A}_2 \bar{x} + \mathbf{D}_1^T \mathbf{D}_1 \mathbf{A}_2 \bar{x} = (\mathbf{A}_1^T \mathbf{A}_1 + \mathbf{D}_1^T \mathbf{D}_1) \mathbf{A}_2 \bar{x} = \mathbf{I}_1 \mathbf{A}_2 \bar{x} = \mathbf{A}_2 \bar{x}, \quad (4)$$

$$\mathbf{A}_2^T \mathbf{A}_2 \bar{x} + \mathbf{D}_2^T \mathbf{D}_2 \bar{x} = (\mathbf{A}_2^T \mathbf{A}_2 + \mathbf{D}_2^T \mathbf{D}_2) \cdot \bar{x} = \mathbf{I}_2 \bar{x} = \bar{x}. \quad (5)$$

Формулы (4) и (5) дают ключ к фильтровому восстановлению исходного сигнала из вейвлет-коэффициентов: схема будет обратной изображенной на рис. 3, только децимация заменяется интерполяцией с коэффициентом 2, осуществляемой путем добавления нулевых компонентов попеременно с имеющимися. Коэффициенты НЧ- и ВЧ-фильтров восстановления сигнала соответствуют элементам строк транспонированных матриц \mathbf{A}^T и \mathbf{D}^T . Структурная схема процесса восстановления исходного сигнала по его вейвлет-коэффициентам показана на рис. 4.

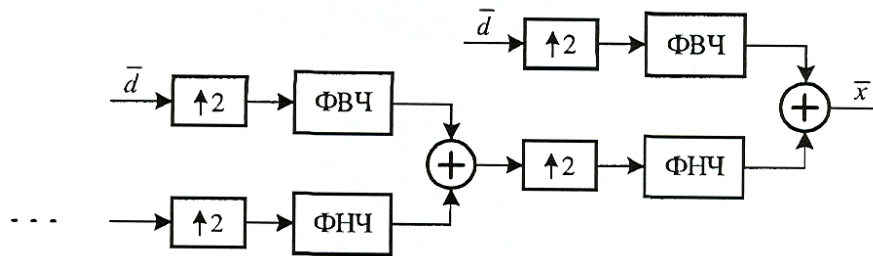


Рис. 4 – Фильтровое восстановление цифрового сигнала.

Преобразование Хаара, как простейший вейвлет, позволяет перейти к обобщениям, раскрывающим принципы конструирования более сложных структур.

Дискретные вейвлет-преобразования

Качество вейвлет-преобразований может сильно зависеть от масштабирования базисных функций, временных сдвигов и от типа вейвлета. На практике масштабирующие множители, сжимающие базисные функции, принимаются равными отрицательным степеням двойки. Основное направление в исследовании типов вейвлетов состоит в поисках таких семейств, которые образуют ортогональный базис (ортогональную матрицу преобразования). Среди этих вейвлетов предпочтение

отдается тем, которые основываются на КИХ-фильтрации, т.е. имеют компактный (конечный во времени) носитель.

Самый простой способ описания вейвлет-преобразований использует произведение матриц. Усложнение конструкции вейвлетов основано на построении взвешенных средних.

$$c_0x(1) + c_1x(2) + \dots + c_{N-1}x(N)$$

и взвешенных разностей

$$c_1x(1) - c_0x(2) + c_3x(3) - c_2x(4) + \dots$$

для N -точечных последовательностей отсчетов выходного сигнала ($N > 2$) и некоторого множества коэффициентов $c_0, c_1, c_2, \dots, c_{N-1}$. Нетрудно заметить, что подобный выбор приводит к следующему свойству ортогональности векторов, состоящих из коэффициентов

$$c_0c_1 - c_0c_1 + c_2c_3 - c_2c_3 + \dots = 0.$$

По такому принципу построен один из самых популярных вейвлетов, а именно вейвлет Добеши [4], который принято обозначать D_4 , т.к. он основан на четырех коэффициентах c_0, c_1, c_2 и c_3 . Матрица этого преобразования имеет вид

$$W = \begin{bmatrix} c_0 & c_1 & c_2 & c_3 & 0 & . & . & 0 \\ c_3 & -c_2 & c_1 & -c_0 & 0 & . & . & 0 \\ 0 & 0 & c_0 & c_1 & c_2 & c_3 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & c_3 & -c_2 & c_1 & -c_0 & 0 & 0 \\ 0 & . & . & 0 & c_0 & c_1 & c_2 & c_3 \\ 0 & . & . & 0 & c_3 & -c_2 & c_1 & -c_0 \\ c_2 & c_3 & 0 & . & . & 0 & c_0 & c_1 \\ c_1 & -c_0 & 0 & . & . & 0 & c_3 & -c_2 \end{bmatrix}. \quad (6)$$

Если эту матрицу умножить на вектор-столбец отсчетов входного сигнала, то ее первая строка дает взвешенную сумму первых четырех отсчетов. Третья строка определит такую же сумму, но сдвинутую на две временные позиции. Все строки с нечетными номерами зададут аналогичные взвешенные суммы (усреднения). Таким образом коэффициенты c_3, c_2, c_1 и c_0 определяют КИХ-фильтр 3-го порядка, выходной сигнал которого подлежит децимации с коэффициентом 2. Аналогично четные строки матрицы (3) порождают взвешенные разности (детализации). При этом задается другой КИХ-фильтр 3-го порядка с коэффициентами $-c_0, c_1, -c_2, c_3$ и децимацией выходного сигнала.

Требование ортогональности матрицы (3) для ее легкого обращения (транспонирования) приводит к соотношениям

$$c_0^2 + c_1^2 + c_2^2 + c_3^2 = 1; \quad (7)$$

$$c_0 \cdot c_2 + c_1 \cdot c_3 = 0. \quad (8)$$

Одним из возможных решений, удовлетворяющих уравнениям (7) и (5), является следующий набор коэффициентов

$$c_0 = \frac{1+\sqrt{3}}{4\sqrt{2}} \approx 0,483; \quad c_1 = \frac{3+\sqrt{3}}{4\sqrt{2}} \approx 0,837;$$

$$c_2 = \frac{3-\sqrt{3}}{4\sqrt{2}} \approx 0,224; \quad c_3 = \frac{1-\sqrt{3}}{4\sqrt{2}} \approx -0,129.$$

Расчет АЧХ фильтров для вейвлета $D4$ приводит к результатам, показанным на рис. 5.

Коэффициенты:

$$b_0 = -0,13; \quad b_1 = 0,22; \quad b_2 = 0,84; \quad b_3 = 0,48$$

Коэффициенты:

$$b_0 = -0,48; \quad b_1 = 0,84; \quad b_2 = -0,22; \quad b_3 = -0,13$$

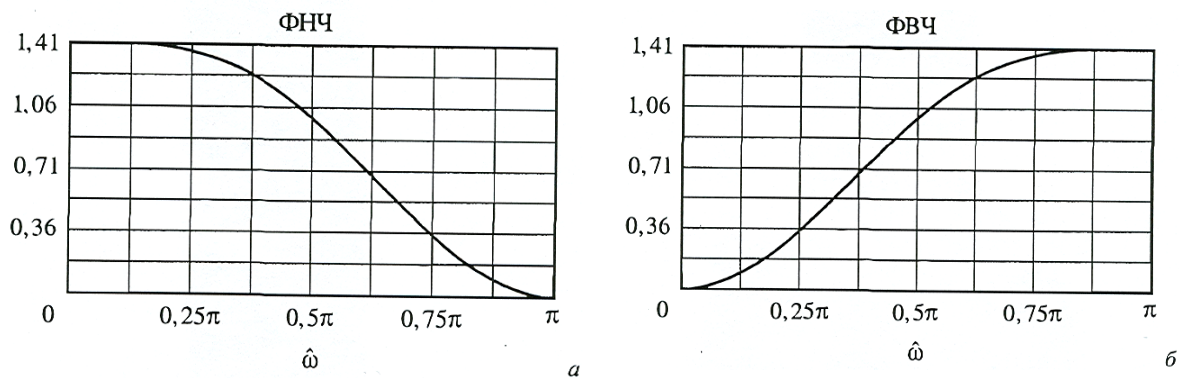


Рис. 5 – Ненормированные АЧХ фильтров для вейвлета Добеши.

Из этих характеристик видно, что сглаживающим (усредняющим) фильтром является ФНЧ, а детализирующим – ФВЧ.

Реализация вейвлета [4] в виде умножения матрицы \mathbf{W} на входной вектор \bar{x} очень проста и наглядна. Однако этот метод непрактичен, т.к. матрица (6) должна иметь порядок, равный размеру вектора отсчетов сигнала, который обычно велик. Но можно заметить, что матрица \mathbf{W} имеет регулярную структуру и при алгоритмическом построении вейвлет-преобразования достаточно хранить только набор из четырех коэффициентов КИХ-фильтров.

Обратное вейвлет-преобразование получается простым транспонированием матрицы (6).

$$\mathbf{W}^{-1} = \mathbf{W}^T = \begin{bmatrix} c_0 & c_3 & 0 & \cdot & \cdot & 0 & c_2 & c_1 \\ c_1 & -c_2 & 0 & \cdot & \cdot & 0 & c_3 & -c_0 \\ c_2 & c_1 & c_0 & c_3 & 0 & \cdot & \cdot & 0 \\ c_3 & -c_0 & c_1 & -c_2 & 0 & \cdot & \cdot & 0 \\ 0 & 0 & c_2 & c_1 & c_0 & c_3 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & c_3 & -c_0 & c_1 & -c_2 & 0 & 0 \\ 0 & \cdot & \cdot & 0 & c_2 & c_1 & c_0 & c_3 \\ 0 & \cdot & \cdot & 0 & c_3 & -c_0 & c_1 & -c_2 \end{bmatrix}. \quad (9)$$

Заключение. Изучение структур матриц (3) и (6) позволяет сформулировать правила нахождения коэффициентов НЧ и ВЧ КИХ-фильтров произвольной четной длины N , синтезируемых для анализа и восстановления цифрового сигнала. Они заключаются в следующем.

Для фильтров, реализующих прямое вейвлет-преобразование:

1. Обеспечивается нормализация в виде равенства единице суммы квадратов коэффициентов (аналог равенства (7)).
2. Вводится ортогональность векторов, состоящих из первой и второй половины коэффициентов (аналог равенства (8)).
3. Коэффициенты НЧ-фильтра являются элементами первой строки матрицы преобразования, записанными в обратном порядке.
4. Коэффициенты ВЧ-фильтра соответствуют коэффициентам НЧ-фильтра, записанным в обратном порядке и с противоположными знаками на нечетных позициях (первой, третьей и т.д.).

Для фильтров, реализующих обратное вейвлет-преобразование:

1. Коэффициенты НЧ-фильтра соответствуют коэффициентам анализирующего НЧ-фильтра, записанным в обратном порядке.
2. Коэффициенты ВЧ-фильтра являются копией коэффициентов анализирующего НЧ-фильтра, но с обратными знаками у компонентов на четных позициях (второй, четвертой и т.д.).

Перечисленные правила позволяют упростить процесс конструирования вейвлет-фильтров.

Список литературы

1. Блейхут Р. Быстрые алгоритмы цифровой обработки сигналов – М.: Мир, 1989. – 576 с.
2. Вайдънатхан П.П. Цифровые фильтры, блоки фильтров и полифазные цепи с многочастотной дискретизацией. Методологический обзор// ТИИЭР, т.29, №9, 1990.
3. Воеводин В. В. Кузнецов Ю. А. Матрицы и вычисления – М.: Мир. Гл. ред. Физ.-мат. литературы, 1984. – 318 с.
4. Добеши И. Десять лекций по вейвлетам – Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2001. – 464 с.
5. Дьяконов В.П. Вейвлеты. От теории к практике. Изд. 2-е, пререраб. и доп. – М.: СОЛОН-Пресс, 2004. – 400 с.

Фільтрова реалізація вейвлет-перетворення. Лімонов О.С., Перелигін Б.В., Лімонов О.О.

В статті досліджується можливість використання методів цифрової фільтрації у дискретному вейвлет-аналізі на основі матричних представлень перетворень Хаара.

Ключові слова: фільтрова реалізація, децимація, фільтр з кінцевою імпульсною характеристикою – КИХ-фільтр, перетворення Хаара.

Filter realization of wavelet transformation. Limonov A.S., Perelygin B.V., Limonov A.A.

The abilities of using digital filtration methods in discrete wavelet analysis based on matrix representation of Khaar transformations are examined.

Keywords: wavelet filter realization, decimation, finite impulse response (FIR) filter, Khaar transformation

ЭКСТРАПОЛЯЦИЯ ДИСКРЕТНЫХ СИГНАЛОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ФИЛЬТРОВ КАЛМАНА

В статье исследуется возможность экстраполяции дискретных сигналов с использованием скалярных и векторных фильтров Калмана.

Ключевые слова: экстраполяция, скалярный фильтр Калмана, векторный фильтр Калмана, оптимальная оценка.

Введение. Фильтры Калмана используются в компьютерной цифровой обработке гидрометеорологической информации, ГИС. Недостаточно рассмотренными являются вопросы, связанные с теорией экстраполяции дискретных сигналов для данных фильтров [1,2,3,4].

Материалы и методы исследования. В статье исследуется методика экстраполяции дискретных сигналов с использованием скалярных и векторных фильтров Калмана.

Цель данной статьи – исследования возможностей скалярных и векторных фильтров Калмана в процессе экстраполяции дискретных сигналов.

Изложение основного материала статьи.

1 Скалярный фильтр Калмана

1.1 Модель сигнала

Оцениваемый случайный сигнал моделируется как рекурсивный процесс белого шума первого порядка с нулевым средним значением, меняющийся во времени в соответствии с динамическим уравнением

$$x(k) = ax(k-1) + w(k-1). \quad (1)$$

На рис.1 представлена модель формирования такого случайного сигнала (рис.1,а) и модель его измерения (рис.1,б).

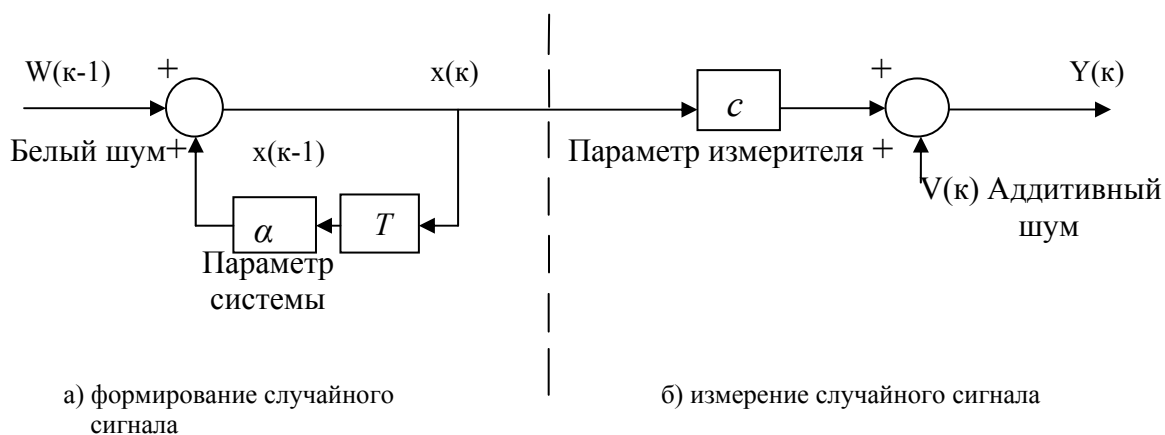


Рис. 1 - Модель формирования и измерения случайного сигнала.

В этой модели $x(0) = 0$, то есть начальное значение выборки сигнала равно нулю – $x(k) = 0$ и $w(k) = 0$ при $k \leq 0$.

Дисперсия и корреляционная функция определяются как:

$$E[w(k)] = 0; \quad E[w(k)w(j)] = \begin{cases} 0, k \neq j; \\ \sigma_w^2, k = j. \end{cases} \quad (2)$$

При $\sigma_w^2 = 0$ процесс белого шума отсутствует; для $a = 1$ при начальных условиях $x(0) = x \neq 0$ имеем $x(k) = x(k-1)$ с постоянным параметром сигнала x .

Случайный процесс (1) можно представить [2] процессом авторегрессии первого порядка. Его статистические параметры:

$$E[x(k)] = 0;$$

$$E[x^2(k)] = P_x(0) = \sigma_x^2 = \frac{\sigma_w^2}{1-a^2}; \quad (3)$$

$$E[x(k) \times V(k+j)] = P_x(j) = a^{|j|} \times P_x(0), \quad (4)$$

где j - интервал между выборками; $P_x(j)$ - автокорреляционная функция случайного процесса.

При $j = 0$

$$\begin{aligned} P_x(0) &= E[x^2(k)] = E[ax(k-1) + w(k-1)]^2 = \\ &= a^2 E[x^2(k-1)] + E[w^2(k-1)] + 2aE[x(k-1) \times w(k-1)], \\ P_x(0) &= a^2 P_x(0) + P_w(0). \end{aligned}$$

При $P_x(0) = \sigma_x^2$, $P_w(0) = \sigma_w^2$, получаем уравнение (3). Результат соответствует стационарному состоянию фильтра в течение длительного времени, когда

$$E[x^2(k)] = E[x^2(k-1)].$$

Когда третий член предыдущего уравнения равен нулю, то

$$E[x(k-1) \times w(k-1)] = E\{[ax(k-2) \times w(k-2)]w(k-1)\} = 0. \quad (5)$$

Для $j = 1$

$$\begin{aligned} P_x(1)E[x(k) \times x(k-1)] &= E\{x(k)[ax(k) + w(k)]\} = \\ &= aE[x^2(k)] + E[x(k) \times w(k)] = aP_x(0). \end{aligned}$$

Здесь второй член равен нулю в соответствии с (5).

Для $j = 2$

$$\begin{aligned} P_x(2)E[x(k) \times x(k+2)] &= E\{x(k)[ax(k-1) + w(k+1)]\} = \\ &= aE[x(k) \times x(k+1)] + E[x(k) \times w(k+1)] = aP_x(1) = a^2 P_x(0). \end{aligned}$$

И так далее для других значений j . При отрицательных j результат аналогичен, и $P_x(j) \neq 0$ для любых j оно уменьшается, когда $|j|$ возрастает, и колеблется между положительными и отрицательными величинами, когда a отрицательно.

Параметр a является постоянной величиной времени процесса – чем ближе a стремится к 1, тем медленнее процесс с большими интервалами между выборками [1]. Линейный измеритель случайного процесса, представленный на рис.1,б, описывается уравнением

$$y(k) = cx(k) + V(k), \quad (6)$$

где $x(k)$ - сигнал, меняющийся во времени; a - параметр измерителя; $V(k)$ - независимый аддитивный белый шум с нулевым средним и дисперсией σ_v^2 .

1.2 Оптимальный рекурсивный фильтр Калмана

Алгоритм рекурсивного измерителя представляется в виде:

$$\hat{x}(k) = a(k) \times \hat{x}(k-1) + v(k) \times y(k). \quad (7)$$

Здесь первый член - взвешенная предыдущая оценка; второй член – взвешенная текущая информация.

Величина $\hat{x}(k)$ - это оценка параметра x только для одного значения информации в момент k .

Используя уравнение (7), необходимо определить “лучшую” оценку с минимальной средней квадратической ошибкой.

При этом из минимума средней квадратической ошибки следует что:

$$P(k) = E[e^2(k)]; e(k) = \hat{x}(k) - x(k), \quad (8)$$

где $e(k)$ - ошибка, определяются $a(k)$ и $v(k)$ - весовые параметры.

Сделав замену $\hat{x}(k)$ в уравнении (7), получаем

$$P(k) = E[a(k) \times \hat{x}(k-1) + v(k) \times y(k) - x(k)]^2. \quad (9)$$

Продифференцировав по $a(k)$ и $v(k)$, найдем:

$$\frac{dP(k)}{da(k)} = 2E[a(k) \times \hat{x}(k-1) + v(k) \times y(k) - x(k)] \hat{x}(k-1) = 0; \quad (10)$$

$$\frac{dP(k)}{dv(k)} = 2E[a(k) \times \hat{x}(k-1) + v(k) \times y(k) - x(k)] y(k) = 0; \quad (11)$$

или

$$E[e(k) \times \hat{x}(k-1)] = 0; \quad (12)$$

$$E[e(k) \times y(k)] = 0. \quad (13)$$

Пара уравнений (12) и (13) является ортогональной при оценке результатов измерений, она позволяет определить взаимную зависимость между $a(k)$ и $v(k)$

$$a(k) = a[1 - cv(k)]. \quad (14)$$

Подставив (14) в (7), получим

$$\hat{x}(k) = a\hat{x}(k-1) + v(k)[y(k) - ac\hat{x}(k-1)]. \quad (15)$$

Здесь первый член уравнения – лучшая оценка; $\hat{x}(k)$ без какой – либо дополнительной информации – экстраполяция, основная на последнем измерении. Второй член – поправка, определяемая разностью нового значения выборки и оценки измерения, с переменным весовым фактором. Это показано на рис. 2, где представлена модель оптимального рекурсивного фильтра Калмана.

Весовая функция $v(k)$ представляется в виде

$$v(k) = \frac{c[a^2P(k-1) + \sigma_w^2]}{\sigma_v^2 + c^2\sigma_w^2 + c^2a^2P(k-1)}, \quad (16)$$

средняя квадратическая оценка определяется как

$$P(\kappa) = \frac{1}{c} \sigma_v^2 \cdot \epsilon(\kappa), \quad (17)$$

т.е. $P(\kappa)$ и $\epsilon(\kappa)$ имеют прямую зависимость.

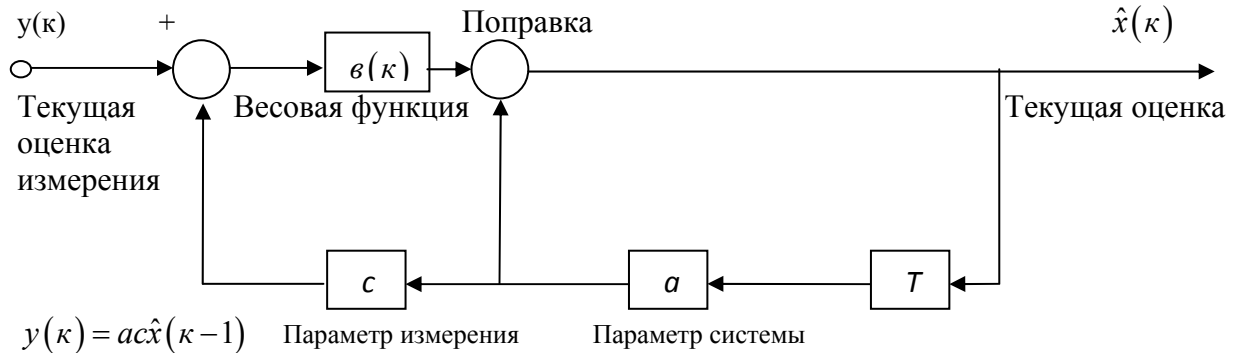


Рис. 2 - Модель оптимального рекурсивного фильтра Калмана.

При $a = c = 1$, $\sigma_w^2 = 0$, получаем для нерекурсивного измерителя

$$\frac{P(\kappa+1)}{P(\kappa)} = \frac{1}{1 + P(\kappa) / \sigma_v^2}. \quad (18)$$

В отличие от систем с нерекурсивной оценкой $\hat{x}(1)$, основанных на первом измерении (как на рис.1,а), получаем величину $\hat{x}(0)$ с минимизацией:

$$P(0) = E[x(\kappa) - \hat{x}(0)]^2; \quad \frac{dP(0)}{d\hat{x}(0)} = -2E[x(\kappa) - \hat{x}(0)] = 0,$$

Или $\hat{x}(0) = E[x(\kappa)]$, то есть лучшая оценка $\hat{x}(0)$ - это среднее значение $x(\kappa)$.

Для $\hat{x}(0) = 0$ и первой выборки информации $y(1)$ из уравнения (5) имеем $\hat{x}(1) = \epsilon(1) \cdot y(1)$.

Здесь, при $E\{[x(1) - \hat{x}(1)]y(1)\} = 0$, где $y(1) = x(1) + V(1)$ и $c = 1$,

$$\epsilon(1) = \frac{\sigma_x^2}{\sigma_x^2 + \sigma_v^2}.$$

Для $\sigma_v^2 = \sigma_w^2$, $a^2 = \frac{1}{2}$, из уравнения (3) имеем $\sigma_w^2 = 2\sigma_v^2$, и в данном случае

$$\epsilon(1) = \frac{2}{3} = 0,67.$$

Аналогично при этих значениях из уравнения (5) получаем:

$$P(1) = \frac{2}{3} \sigma_v^2; \quad \epsilon(2) = \frac{a^2 P(1) + \sigma_w^2}{\sigma_v^2 + \sigma_w^2 + a^2 P(1)} = \frac{4}{7}.$$

При возрастании количества шагов κ , $P(\kappa) \rightarrow P(\kappa-1) \rightarrow P = 0,56\sigma_v^2$ установившаяся величина процесса равна 0,56.

Алгоритм вычислений :

- рекурсивная оценка фильтра

$$\hat{x}(\kappa) = a\hat{x}(\kappa-1) + \epsilon(\kappa)[y(\kappa) - ac\hat{x}(\kappa-1)]; \quad (19)$$

- весовая функция фильтра

$$v(\kappa) = cP_1(\kappa) [c^2P_1(\kappa) + \sigma_v^2]^{-1}, \quad (20)$$

где

$$P_1(\kappa) = a^2P(\kappa-1) + \sigma_w^2; \quad (21)$$

средняя квадратическая ошибка

$$P(\kappa) = P_1(\kappa) - cv(\kappa)P_1(\kappa). \quad (22)$$

Полученный набор уравнений (19)÷(22) описывает одномерный скалярный фильтр Калмана для модели сигнала (1) и модели измерителя по уравнения (6), [2] и является алгоритмом для оптимального рекурсивного фильтра Калмана.

1.3 Скалярный экстраполятор Калмана

В различных задачах возникает необходимость предсказания – экстраполяции следующего шага. Возможна одношаговая, двухшаговая или m – шаговая экстраполяция, чем дальше в будущее мы можем заглянуть, тем больше будет ошибка экстраполяции [4].

Для одношаговой экстраполяции используем алгоритмы сигнала (1) и измерения с добавлением аддитивного шума (6).

Необходима лучшая линейная оценка величины сигнала $x(\kappa+1)$ в момент $\kappa+1$, который дан информацией и оценкой в предыдущий момент κ . Обозначим оценку одношаговой экстраполяции $x\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right)$. “Лучшей” является экстраполяция с минимальной средней квадратической ошибкой

$$P\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right) = E\left[e^2\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right)\right] = E\left[x(\kappa+1) - \hat{x}\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right)\right]^2, \quad (23)$$

где $P(\kappa) = E[x(\kappa) - \hat{x}(\kappa)]^2$ - средняя квадратическая ошибка фильтрации; точная оценка фильтрации - $\hat{x}\left(\frac{\kappa}{\kappa}\right)$.

Рекурсивная форма для одношагового экстраполятора описывается как

$$\hat{x}\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right) = \alpha(\kappa) \cdot \hat{x}\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right) + \beta(\kappa) \cdot y(\kappa). \quad (24)$$

Параметры $\alpha(\kappa)$ и $\beta(\kappa)$ выбираются из условия минимизации средней квадратической оценки экстраполяции – уравнение (23).

Ортогональные уравнения имеют вид:

$$E\left[e\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right) \cdot \hat{x}\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right)\right] = 0; \quad (25)$$

$$E\left[e\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right) \cdot y(\kappa)\right] = 0; \quad (26)$$

$$\alpha(\kappa) = a - e \cdot \beta(\kappa). \quad (27)$$

Соотношение (27) определяется из уравнения (25). Подставив результат (27) в уравнение экстраполяции (24), получим

$$\hat{x}\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right) = a\hat{x}\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right) + \beta(\kappa) \cdot \left[y(\kappa) - c\hat{x}\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right)\right]. \quad (28)$$

Параметр $\beta(\kappa)$ определяется из уравнений (24) и (27).

В результате
$$P\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right) = \frac{a}{c} \sigma_v^2 \cdot \beta(\kappa) + \sigma_w^2, \quad (29)$$

где
$$\beta(\kappa) = \frac{acP\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right)}{c^2P\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right) + \sigma_v^2}. \quad (30)$$

С помощью уравнения (30) определяется $\beta(\kappa)$ из предыдущих средних квадратических оценок экстраполяции для $P\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right)$.

При этом оптимальный процессор перемножает предыдущую оценку на a и складывает взвешенные исправленные величины, которые содержат точную разность между новой выборкой информации $y(\kappa)$ и предыдущей оценкой экстраполяции $c\hat{x}\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right)$, что следует из алгоритма (24).

Считая в уравнении (21) случайную величину $\sigma_w^2 = 0$, получим определение входного сигнала в виде $x(\kappa) = ax(\kappa-1)$, и для оценки $\hat{x}(\kappa)$ в момент κ -экстраполяцию оценки в момент $\kappa+1$ в виде

$$\hat{x}\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right) = a\hat{x}(\kappa), \quad (31)$$

при отсутствии другой дополнительной информации. Такая интуитивная форма оценки пригодна только для моделей с шумом $w(\kappa-1)$, который независим от всех предыдущих значений более ранних, чем κ [2].

В соответствии с (31) и (15) получаем уравнения экстраполяции, аналогичное с уравнением (28):

$$a\hat{x}(\kappa) = \hat{x}\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right) = a\hat{x}\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right) + av(\kappa) \left[y(\kappa) - c\hat{x}\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right) \right], \quad (32)$$

где $\beta(\kappa) = av(\kappa)$ - здесь весовые функции экстраполятора и фильтрации зависят от параметра фильтра a .

Средняя квадратическая ошибка оценки $P(\kappa)$ и ошибки экстраполяции $P\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right)$ имеют следующую зависимость:

$$\begin{aligned} P\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right) &= E \left[x(\kappa+1) - \hat{x}\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right) \right]^2 = E \left[ax(\kappa) + w(\kappa) - a\hat{x}(\kappa) \right]^2 = \\ &= E \left\{ a \left[x(\kappa) - \hat{x}(\kappa) \right] + w(\kappa) \right\}^2, \end{aligned}$$

в соответствии с уравнениями (23) и (31).

Так как шум $w(\kappa)$ некоррелирован с величиной ошибки $x(\kappa) - \hat{x}(\kappa)$, то

$$P\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right) = a^2 p + \sigma_w^2. \quad (33)$$

На рис. 3 приведена модель оптимального одношагового рекурсивного экстраполятора Калмана; на рис. 4 – модель одновременной фильтрации и экстраполяции.

Результат вычислений по алгоритму экстраполяции представляется в виде:

- уравнение экстраполяции

$$\hat{x}\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right) = a\hat{x}\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right) + \beta(\kappa)\left[y(\kappa) - c\hat{x}\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right)\right]; \quad (34)$$

- весовая функция экстраполятора

$$\beta(\kappa) = ap\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right) \cdot \left[c^2 p\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right) + \sigma_v^2\right]^{-1}; \quad (35)$$

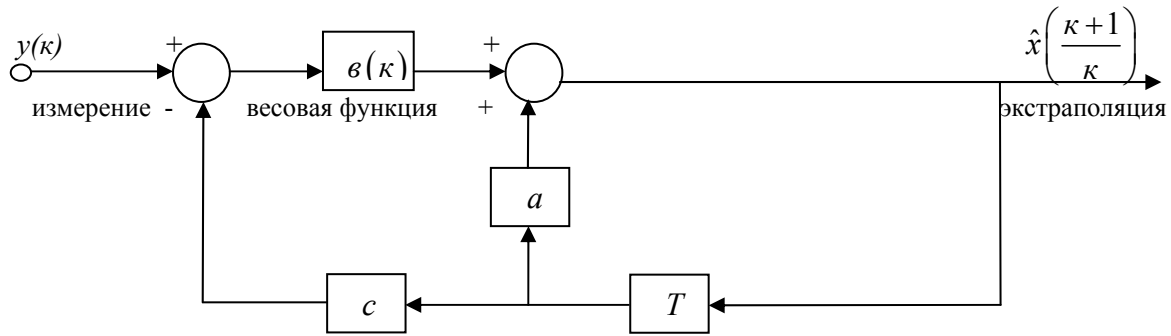


Рис. 3 - Модель экстраполятора Калмана.

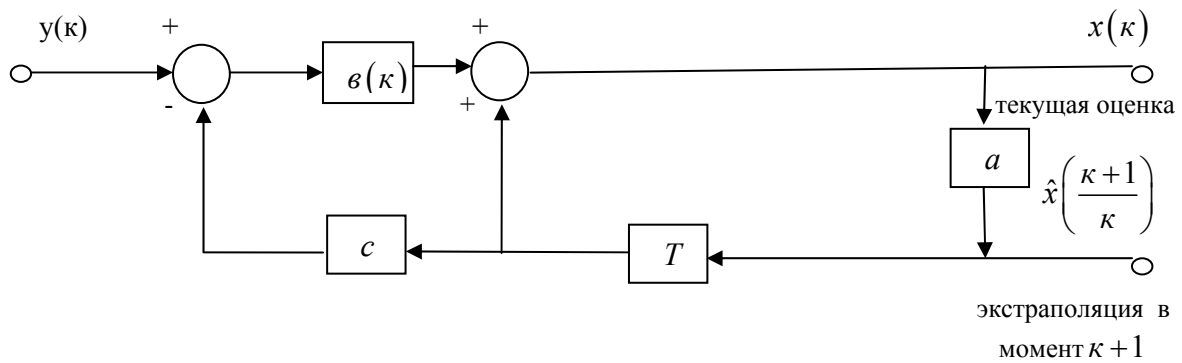


Рис. 4 - Модель одновременной экстраполяции и фильтрации.

– средняя квадратическая ошибка экстраполяции

$$p\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right) = a^2 p\left(\frac{\kappa}{\kappa+1}\right) - ac\beta(\kappa) p\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right). \quad (36)$$

2 Векторный фильтр Калмана

При оценке сигнала $\bar{x}(\kappa)$ одновременно делается r измерений шума в момент κ . Измеряемые выборки $y_1(\kappa), y_2(\kappa), \dots, y_r(\kappa)$ составляют следующий набор информации:

$$\begin{aligned} y_1(\kappa) &= c_1 x_1(\kappa) + V_1(\kappa); \\ y_2(\kappa) &= c_2 x_2(\kappa) + V_2(\kappa); \\ y_r(\kappa) &= c_r x_r(\kappa) + V_r(\kappa); \end{aligned} \quad (37)$$

где $V_j(k)$ - выборки аддитивного шума; c_1, \dots, c_r - параметры измерителя. Этот набор преобразовывается в векторную форму с r компонентами векторов $\vec{y}(k)$ и $\vec{V}(k)$.

Для q - мерного векторного сигнала $\vec{x}(k)$ информационный вектор $\vec{y}(k)$ определяется как:

$$\vec{y}(k) = C\vec{x}(k) + \vec{V}(k), \quad (38)$$

где $\vec{y}(k)$ и $\vec{V}(k)$ - это $(r \times 1)$ вектор – столбцы; $\vec{x}(k)$ - $(q \times 1)$ вектор – строка; C - $(r \times q)$ - обзорная матрица, представляемая при $r < q$ в виде

$$C = \downarrow \begin{bmatrix} c_1 & 0 & \dots & 0 & \dots & 0 \\ 0 & c_2 & \dots & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & \cdot & \dots & \cdot & C_r & 0 \end{bmatrix}; \quad (39)$$

Соответственно векторное уравнение сигнала имеет вид:

$$\vec{x}(k) = A\vec{x}(k-1) + \vec{w}(k-1), \quad (40)$$

Где $\vec{x}(k), \vec{x}(k-1), \vec{w}(k-1)$ - $(q \times 1)$ вектор столбцы, A - $(q \times q)$ матрица

$$A = \begin{bmatrix} a_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & a_2 & \dots & 0 \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ 0 & \cdot & \dots & a_q \end{bmatrix}. \quad (41)$$

Модель векторной формы формирователя измерителя сигнала представлена на рис. 5 а, б.

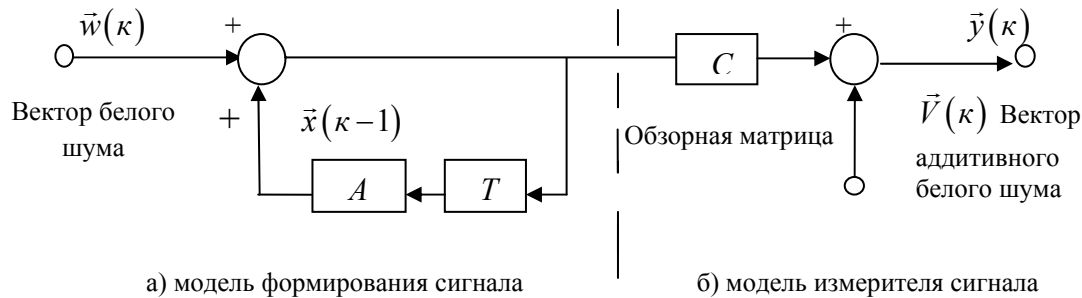


Рис. 5 - Модель векторной формы формирователя измерителя сигнала.

Задача векторной фильтрации Калмана – получить “лучшую” линейную оценку $\hat{x}(k)$ для сигнала $\vec{x}(k)$ и затем сформировать $\hat{x}\left(\frac{k}{k-1}\right)$ - “лучшую” величину экстраполяции. Под “лучшей” понимается оценка, минимизирующая среднюю квадратическую ошибку каждого компонент сигнала одновременно. В операции фильтрации, например, минимизируется каждая средняя квадратическая ошибка

$$E[x_\alpha(k) - \hat{x}_\alpha(k)]^2, \quad (42)$$

$$\alpha = 1, 2, \dots, q$$

Имея решения для скалярных случаев, можно распространить их на векторную систему, используя эквиваленты скаляров и матричные операции [1], приведенные в таблице 1 где знак T означает транспонирование, (-1) - инвертирование матриц.

Таблица 1 – Преобразование скалярных величин в матрицу

Скаляр	Матрица
$a + b$	$A + B$
ab	AB
a^2b	ABA^T
$\frac{1}{a+b}$	$(A+B)^{-1}$

В таблице системный параметр a преобразуется в системную матрицу A ; соответственно параметр измерителя c преобразуется в измерительную матрицу C и так далее, по аналогии. Преобразование выборок измеряемого шума в квадратическую матрицу записывается как:

$$\sigma_v^2 = \sigma_{v1.1}^2 = E[V_1^2(\kappa)] \rightarrow R(\kappa) = E[V(\kappa) \cdot V^T(\kappa)], \quad (43)$$

В соответствии с третьей строкой таблицы 1, при $b=1$. Например, в случае для двух сигналов

$$R(\kappa) = \begin{bmatrix} E[V_1^2(\kappa)] & E[V_1(\kappa) \cdot V_2(\kappa)] \\ E[V_2(\kappa) \cdot V_1(\kappa)] & E[V_2^2(\kappa)] \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_{v1.1}^2 & \sigma_{v1.2}^2 \\ \sigma_{v2.1}^2 & \sigma_{v2.2}^2 \end{bmatrix}.$$

Соответственно, для шума фильтрации:

$$\sigma_w^2(\kappa) = \sigma_{w1.1}^2 = \sigma_{v1.1}^2 E[W_1^2(\kappa)] = Q(\kappa) = E[W(\kappa) \cdot W^T(\kappa)], \quad (44)$$

где $Q(\kappa)$ - ковариантная матрица шума фильтрации, и

$$P(\kappa) = P_{1.1}(\kappa) = E[e_1^2(\kappa)] \rightarrow P(\kappa) = [e(\kappa) \cdot e^T(\kappa)]; \quad (45)$$

-ковариантная матрица ошибок.

Для двух сигналов

$$P(\kappa) = \begin{bmatrix} E[e_1^2(\kappa)] & E[e_1(\kappa) \cdot e_2(\kappa)] \\ E[e_2(\kappa) \cdot e_1(\kappa)] & E[e_2^2(\kappa)] \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} P_{1.1}(\kappa) & P_{1.2}(\kappa) \\ P_{2.1}(\kappa) & P_{2.2}(\kappa) \end{bmatrix}. \quad (46)$$

В формуле (46) по диагонали находятся значения средних квадратических ошибок, соответствующих уравнению (45).

2.1 Алгоритмы векторного фильтра Калмана

Алгоритм имеет вид:

- оценка рекурсивного векторного фильтра

$$\vec{x}(\kappa) = A\hat{x}(\kappa-1) + K(\kappa)[\vec{y}(\kappa) + CA\hat{x}(\kappa-1)] \quad ; \quad (47)$$

- весовая функция фильтра

$$K(\kappa) = P_1(\kappa)C^T [CP_1(\kappa)C^T + R(\kappa)]^{-2}, \quad (48)$$

где

$$P_1(\kappa) = AP(\kappa-1) \cdot A^T + Q(\kappa-1); \quad (49)$$

- ковариантная матрица ошибок:

$$P(\kappa) = P_1(\kappa) - K(\kappa) \cdot C(\kappa) \cdot P_1(\kappa). \quad (50)$$

Получен алгоритм векторного фильтра Калмана для модели рис. 5, описываемой уравнениями (38) и (40).

Работа фильтра Калмана может быть представлена с помощью вычислительных шагов, (рис. 6).

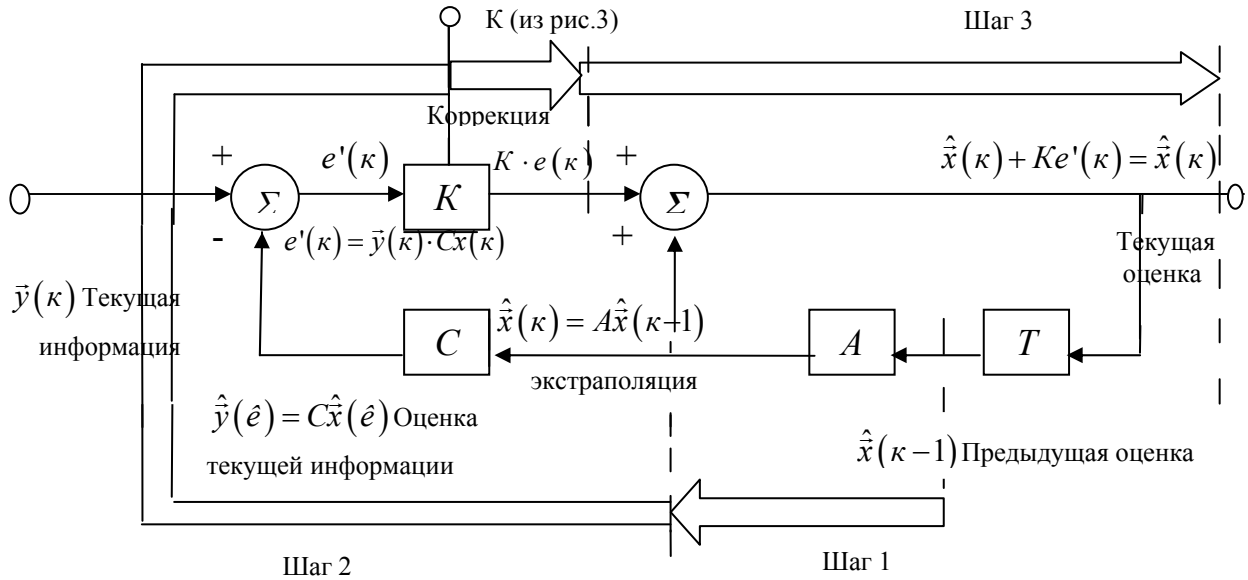


Рис. 6 - Вычислительные шаги в фильтре Калмана.

На рис. 7 представлен процесс вычисления для фильтра Калмана – матрицы весовой функции K и ковариантной матрицы ошибок $P(\kappa)$.

Уравнения (47) – (50) определяют алгоритм для рекурсивного расчета оптимальной матрицы $K(\kappa)$ фильтра. В то же время находятся величины для $P_1(\kappa)$ и $P(\kappa)$, то есть варианты составляющих для экстраполяции и ошибок фильтрации соответственно.

Для расчетов удобно сгруппировать результаты для фильтра Калмана, уравнения (47) – (50), на две части:

- экстраполяция:

$$\hat{x}\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right) = A\hat{x}(\kappa-1 \cdot \kappa-1);$$

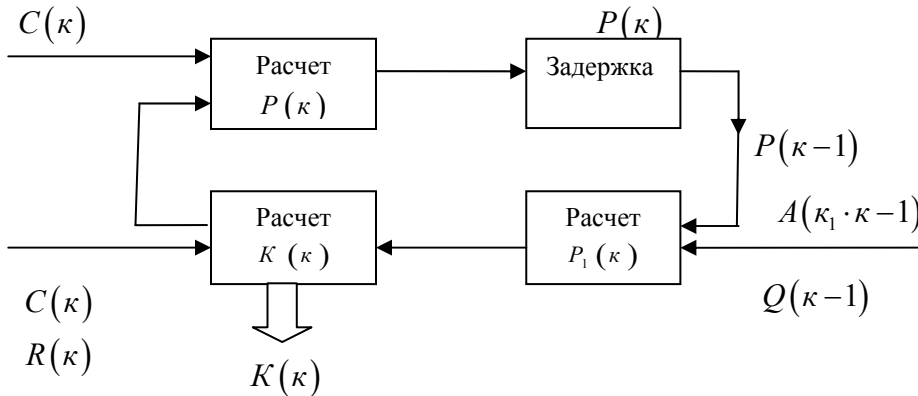
$$P(\kappa)\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right) = AP\left(\frac{\kappa-1}{\kappa-1}\right)A^T + Q(\kappa-1);$$

- коррекция:

$$P\left(\frac{\kappa}{\kappa}\right) = P\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right) - KCP\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right);$$

$$K = P\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right) \cdot C^T\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right) \left[CP\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right)C^T + R(\kappa) \right]^{-1}.$$

Основа первой части – уравнение состояний (37). Основа второй части – уравнение измерений (40). Обе части показаны на рис. 7



(на фильтр Калмана)

Рис. 7 - Процесс вычислений для фильтра Калмана.

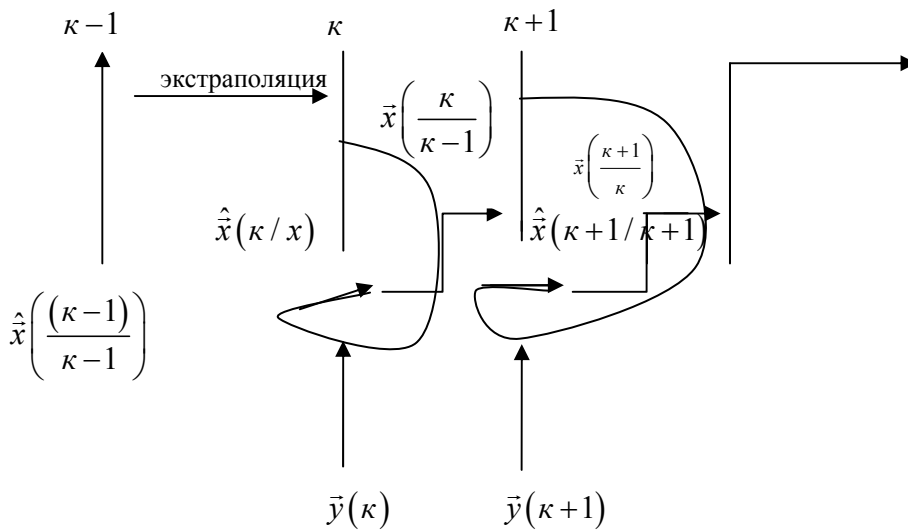


Рис. 8 - Две стадии расчетного цикла векторного фильтра Калмана.

2. 2 Алгоритмы векторного экстраполятора Калмана

Результат вычислений по алгоритму векторного экстраполятора:

- уравнение экстраполятора

$$\hat{x}\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right) = A\hat{x}\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right) + G(\kappa)\left[y(\kappa) - C\hat{x}\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right)\right]; \quad (51)$$

- весовая функция экстраполятора

$$G(\kappa) = AP\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right) \cdot C^T \left[CP\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right) \cdot C^T + R(\kappa) \right]^{-1}; \quad (52)$$

- средняя квадратическая оценка экстраполятора

$$P\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right) = [A - G(\kappa) \cdot C] \cdot P\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right) \cdot A^T + Q(\kappa). \quad (53)$$

Модель цього екстраполятора описана уравнениями (2) и (4).
 Экстраполированный векторный сигнал имеет вид:

$$\hat{\bar{x}}\left(\frac{\kappa+1}{\kappa}\right) = A\hat{x}(\kappa), \quad (54)$$

т.е. величина $\hat{\bar{x}}(\kappa)$ - это лучшая оценка экстраполяции одного шага, без шума, где в оценке работает динамическая матрица A .

Ковариантная матрица ошибок экстраполяции уравнения (53) получается после подстановки уравнения (49) в (4) и представлением $P_1(\kappa)$ как $P\left(\frac{\kappa}{\kappa-1}\right)$.

Уравнения (54) дает простую связь между фильтрацией и экстраполяцией, как показано на рис. 9.

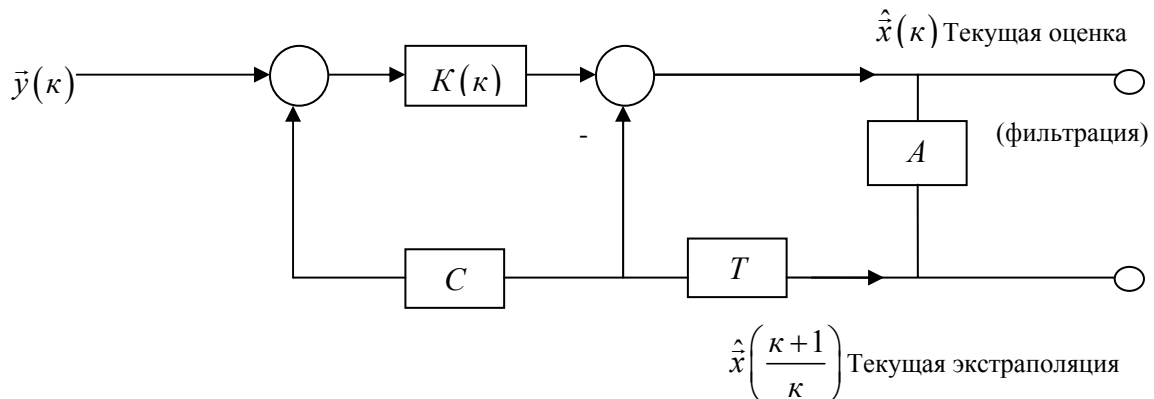


Рис. 9 – Одновременная фильтрация и экстраполяция векторного сигнала.

Заключение. В результате проведенных исследований получены алгоритмы скалярного и векторного экстраполяторов Калмана. Получены модели одновременной фильтрации и экстраполятора скалярных и векторных сигналов.

Список литературы

1. Sage A.P. and Melsa J.L. Estimation theory with application in communications and control. – McGraw-Hill, 1991. - 450p.
2. Schwartz Mand L. Signal processing. Discrete spectral analysis detection and estimation. – McGraw-Hill, 1975.- 350p.
3. Scovell G.A. A guided tour through the implementations of a Kalman filter. Univ of Birmingham (England), Bosworth Course, April 1977.
4. Sorenson H.W. Kalman filtering techniques. Advances in control systems. – Leondes (editor) Academic Press, 1996. – 570p.

Екстраполяція дискретних сигналів з використанням фільтрів Калмана. Лімонов О.С., Пустовіт Т.М., Лімонов О.О.

В статті досліджується можливість екстраполяції дискретних сигналів з використанням фільтрів Калмана.

Ключові слова: екстраполяція, скалярний фільтр Калмана, векторний фільтр Калмана, оцінка, оптимальний.

Prediction of sampled signals with using scalar and vector Kalman filters. Limonov A. S., Pustovit T.M.

Limonov A. A.

The abilities of sampled signals prediction with using scalar and vector Kalman filters are researched.

Keywords: prediction, scalar Kalman filters, vector Kalman filter, estimation, optimal.

УДК 551.513.1:551.551.8

С.Н. Степаненко, д. ф.-м. наук, В.Г. Волошин, к. геогр. наук, В.Ю. Курышина, асс.
Одесский государственный экологический университет

ЭНЕРГОБАЛАНСОВАЯ МОДЕЛЬ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Рассматривается энергобалансовая, модель для расчета масштабов, градиентов и других параметров (турбулентные потоки, гидростатическая устойчивость) логарифмического приземного слоя атмосферы. Модель обеспечивает “замыкание” теплового баланса поверхности и баланса потоков диссипации кинетической энергии турбулентности и температурных неоднородностей. Модель построена на базе полумпирической теории приземного слоя Монина-Обухова. Модель использует только базовую метеорологическую информацию. Результаты сравниваются с аналогичными моделями других авторов.

Ключевые слова: приземный слой атмосферы, тепловой баланс земной поверхности, диссипация кинетической энергии турбулентности, турбулентные потоки, универсальная функция, сдвиг ветра, профиль температуры, метеорологические предпроцессоры.

Постановка проблемы. Уровень загрязнения атмосферы зависит от различных метеорологических величин и их сочетаний, но основным метеорологическим фактором, определяющим рассеивающие свойства атмосферы, естественно, является турбулентное перемешивание, интенсивность которого зависит от состояния приземного (ПСА) и пограничного слоя атмосферы (АПС). Гидростатическая устойчивость ПСА и АПС оценивается специальными параметрами, например, числом Ричардсона Ri , параметром Монина-Казанского μ и параметром Монина-Обухова для приземного слоя $\zeta = z / L$ [1,2,3,4,5,6].

Гидростатическая устойчивость является функцией вертикальных градиентов скорости ветра и температуры воздуха, измерение которых требует привлечения различных технических измерительных комплексов. В последние годы разработано большое количество простых методов оценки гидростатической устойчивости ПСА, которые используют только одноуровневые базовые метеорологические наблюдения. Такие методы названы косвенными, или “непрямыми” методами [7]. Эти методы нашли столь широкое распространения в мировой практике, например, известная классификация Паскуилла, что стали составной частью многих моделей загрязнения атмосферы, работа которых невозможна без информации о состоянии ПСА и АПС [8,9].

Косвенные методы оценки состояния турбулентного режима основаны на теории подобия Монина-Обухова (MOST) для ПСА [1] и использовании уравнения энергобаланса деятельного слоя земной поверхности.

Уравнение энергобаланса поверхности записывается, как известно, в следующем виде [10]

$$\left(\lambda_T \frac{\partial T_s}{\partial z_s} \right) - \rho c_p \left(k_T \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \rho L_e \left(k_q \frac{\partial q}{\partial z} \right) = (1 - A_s)(S_i + S_d) + \varepsilon_a E_a - \varepsilon_s E_s, \quad (1)$$

где ρ – плотность воздуха; c_p – удельная теплоёмкость воздуха; λ_T – коэффициент теплопроводности почвы; θ – потенциальная температура; T_s – температура поверхности почвы; k_T и k_q – коэффициент турбулентного обмена для тепла и влаги соответственно; L_e – удельная теплота испарения; A_s – альbedo поверхности; S_i и S_d

– прямая и рассеянная коротковолновая солнечная радиация; E_a, E_s – длинноволновое излучение атмосферы и поверхности; $\varepsilon_a, \varepsilon_s$ – коэффициенты излучения.

В левой части уравнения (1) последовательно представлены следующие потоки: молекулярно-кондуктивный поток тепла в почве G , турбулентный поток явного тепла H и скрытый поток тепла $L_e E$ в приземном слое. Потенциальная температура θ в последующих формулах будет заменена на термодинамическую температуру T , так как в ПСА, эти температуры практически не отличаются между собой в силу того, что $P_{a0} \cong P_a$.

При корректном описании потоков энергии поступающих на поверхность и параметризации процессов ее преобразования в деятельном и приземном слое атмосферы, можно найти температуру подстилающей поверхности, и определить параметры взаимосвязей в системе «земля-поверхность-атмосфера (land-surface-atmosphere coupling) [11, 12, 13, 14].

Последние исследования и публикации. Приземный слой атмосферы обычно моделируют однородным по горизонтали и стационарным течением, ограниченным снизу горизонтальной плоскостью, движение в котором предполагается одномерным. Предположение о постоянстве турбулентных потоков позволяет описать вертикальные профили метеорологических величин логарифмической асимптотикой при приближении к поверхности Земли [6,15,16].

С помощью такой модели ПСА турбулентные потоки импульса u_* , тепла H и влаги E выражаются через соответствующие пульсации и градиенты следующим образом [1,2]:

$$u_* = \sqrt{\tau_0} = k_m \partial v / \partial z ; \quad (2)$$

$$H = \rho c_p \langle w' T' \rangle = \rho c_p k_T \partial T / \partial z ; \quad (3)$$

$$E = \rho \langle w' q' \rangle = \rho k_q \partial q / \partial z , \quad (4)$$

где k_m, k_T, k_q – коэффициенты турбулентного обмена по вертикали для импульса, тепла и влаги соответственно, $\tau_0 = -\langle v' w' \rangle$ – нормированная на плотность воздуха напряженность поверхностного трения, w' – пульсационная составляющая вертикальной скорости, T' – температурные пульсации, $\langle \cdot \rangle$ – оператор осреднения.

Таким образом, все характеристики приземного слоя атмосферы, в том числе характеристики атмосферной турбулентности, деленные на масштабы длины $L = -u_*^2 / (\lambda k T_*)$, скорости $u_* = \sqrt{\tau / \rho}$ и температуры $T_* = -H_i / u_*$ являются универсальными функциями безразмерной высоты $\zeta = z / L$, которая принимается в качестве параметра гидростатической устойчивости слоя. Здесь k – постоянная Кармана, $\lambda = g / T$ – параметр плавучести.

Так как гидростатическая устойчивость зависит и от влагосодержания воздуха, то вводится поправка на влажность и, соответственно, безразмерная высота ζ переписываются в виде $\zeta = z / L_*$.

Вертикальные градиенты средних полей ветра, температуры и влажности в формулах (2, 3, 4) находятся с помощью универсальных профильных функций для ветра $\varphi_u(\zeta)$ и температуры $\varphi_T(\zeta)$, которые, согласно MOST [1], зависят от соответствующих масштабов слоя и безразмерной высоты ζ :

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \Phi_u(\zeta); \quad (5)$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{T_*}{\kappa z} \Phi_T(\zeta); \quad (6)$$

$$\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{q_*}{\kappa z} \Phi_q(\zeta). \quad (7)$$

Таким образом, если известна гидростатическая устойчивость ζ слоя, то можно определить основные параметры приземного слоя и найти потоки тепла, влаги и импульса. Однако, расчет самого параметра устойчивости $\zeta = z/L$ невозможен без данных о потоках импульса u_* , тепла H и влаги LE , которые в свою очередь требуют учета безразмерных функций градиента ветра $\Phi_u = f_1(\zeta)$ и температуры $\Phi_H = f_2(\zeta)$, которые, опять же, как сказано ранее, зависят только от безразмерной высоты ζ .

В это “кольцо” взаимозависимостей можно “войти” только в случае, если выполнены все законы сохранения энергии в ПСА, а именно: баланс кинетической энергии горизонтально однородного потока, баланс для температурных колебаний, и энергетический баланс деятельного слоя подстилающей поверхности.

Формулировка целей статьи. Основная цель энергобалансовой модели (Surface Layer Atmosphere Energy Balance), это оценка турбулентного состояния приземного слоя, только по данным базовых метеорологических наблюдений. Модель разработана для всех состояний подстилающей поверхности, т.е. для поверхности оголенной почвы, поверхности с растительным покровом или со снегом. Однако, в предлагаемой статье мы ограничились только анализом поведения параметров, над поверхностью без растительного покрова, так как в этом случае легче показать выполнимость законов сохранения энергии в системе «земля-поверхность-атмосфера».

Решаемая задача относится к обратным задачам первого типа, когда заданы характеристики основных приземных метеорологических полей, известны, на основе предыдущих исследований, процессы в системе «земля-поверхность-атмосфера» и требуется определить те или иные векторные величины (потоки тепла, коэффициент турбулентности и пр.) приземного слоя атмосферы, которые сложно, а иногда и невозможно, измерить прямыми методами.

Модель, учитывает метеорологические и геофизические особенности Украины, и разрабатывалась как основа нормативного документа для охраны атмосферного воздуха от загрязнения, в том числе и для оценки повторяемости различных состояний устойчивости ПСА. Физико-математическая основа модели и принципы ее численного решения изложены ниже.

Описание модели. Ядром схемы является уравнение энергобаланса поверхности, составляющие которого, турбулентные потоки явного и скрытого тепла, хорошо параметризуются, с учетом их зависимости от устойчивости атмосферы, в рамках теории подобия приземного слоя.

Приземный турбулентный поток тепла, находим из решения уравнения теплового баланса поверхности (1), записанного в виде линейного алгебраического уравнения, обе части которого выражены многочленами первой степени

$$Q_N + E_a = H + L_e E + E_s + G, \quad (8)$$

где Q_N – поглощенная солнечная радиация с учетом поправки на облачность.

Левая часть (8) представляет притоки тепла, а правая – сток тепла. Величина каждого потока (stream) зависит от ряда геофизических и метеорологических величин

M , которые представляют декартово произведение множеств M_1, M_2, \dots, M_n , а их отображение $f: \bar{M} \rightarrow \bar{S}$ оказывается n -мерным отображением, с набором элементов $m = \{(m_1, m_2, \dots, m_n)\}$ и представляет аргумент искомой n -мерной функции $s = f(m) (m_i \in M_i, i = 1, n)$. Такую функцию записывают в виде $s = f\{(m_1, m_2, \dots, m_n)\}$. Здесь множество \bar{M} представляет область определения, а множество \bar{S} область значений функции.

Следуя этому пояснению, запишем все составляющие уравнения (8) в виде n -мерных функций:

$$Q_N = \{(h_{\odot}, m, I_0, A_s, N, C)\}; \quad (9)$$

$$E_a = \{(T, e, P_a, N)\}; \quad (10)$$

$$E_s = \{(T_s, \varepsilon, e, P_a, N)\}; \quad (11)$$

$$G = \{(T_s, \lambda_s, \rho_s, c_s, W_s, R, r_s)\}; \quad (12)$$

$$H = \{(T_s, \zeta, \rho, c_p, T, U_z, C_U(\zeta), C_T(\zeta), \Phi_m(\zeta), \Phi_H(\zeta))\}; \quad (13)$$

$$LE = \{(T_s, \zeta, \rho, P_a, f, T, P_r, C_U(\zeta), C_E(\zeta), \Phi_m(\zeta))\}, \quad (14)$$

где h_{\odot} – высота Солнца; m – оптическая масса атмосферы; I_0 – солнечная постоянная; A_s – альbedo подстилающей поверхности; T – температура воздуха на уровне $z = 2\text{м}$; P_a – атмосферное давление; f – относительная влажность воздуха на уровне $z = 2\text{м}$; U_z – скорость ветра на уровне $z = 10\text{м}$; N – количество облачности; C – коэффициент прозрачности; e – парциальное давление водяного пара на $z = 2\text{м}$; T_s – расчетная температура поверхности почвы; ε – коэффициент излучения; λ_s – теплопроводность почвы; $\rho_s \cdot c_s$ – объемная теплоемкость почвы; W_s – влажность почвы; R – радиационный баланс; r_s – безразмерный коэффициент сопротивления переносу влаги в почве; ρ – плотность воздуха; c_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; $C_U(\zeta)$ – коэффициент сопротивления для импульса; $C_H(\zeta)$ – коэффициент сопротивления для тепла; $C_E(\zeta)$ – коэффициент сопротивления для влаги.

Если для вычисления радиационных потоков Q_N и E_a не требуются сведений об устойчивости ПСА, то каждый и последующих потоков (11-14), содержит два неизвестных параметра системы “земля-поверхность-атмосфера”, это гидростатическая устойчивость слоя ζ и температура подстилающей поверхности T_s , которые и должны быть найдены в ходе решения уравнений (8).

Каждый из 6-ти потоков, содержащих две неизвестные величины ζ и T_s , описан алгебраическими уравнениями. Образовавшаяся система может быть решена численно, используя, в качестве исходной информации, геофизические и метеорологические величины, характеризующие состояние ПСА и подстилающей поверхности. Список этих величин показан в табл.1.

Исходные величины не содержат ни сведений о характере гидростатической устойчивости ПСА, ни сведений о турбулентном режиме приземного слоя. Более того, многие величины, входящие в область определения функций, косвенно так же зависят от характера устойчивости атмосферы.

Таблица 1 – Исходные величины для модели SLAEB

n/n	Геофизические и метеорологические величины	Обозначение
1	Широта и долгота местности (град)	φ, λ
2	Высота местности над уровнем моря (м)	z
3	Географическая природная зона	
4	Рельеф поверхности (углы наклона и экспозиции), град	α, Am
5	Срок наблюдения (месяц, дата, час, минуты)	NM, D, TR
6	Температура и относительная влажность воздуха $z = 2$ м	T, f
7	Скорость и направление ветра $z = 10$ м	u_z, dd
8	Количество общей и нижней облачности	N_o, N_n
9	Форма облачности каждого яруса	Цифры кода
10	Метеорологическая дальность видимости, км	L
11	Наличие осадков между сроками наблюдений и в срок наблюдения и их количество, мм	R_t, R_{day}
14	Альбедо поверхности почвы	A_s
15	Шероховатость для профиля ветра	z_0
16	Тип почвы, согласно типизации по [54]	Спец. табл.
17	Состояние поверхности земли	Цифры кода
18	Влажность почвы % или состояние поверхности почвы	Цифры кода

Решение уравнения (8), в котором левая и правая часть уравнения равны, т.е. свободный член уравнения равен нулю, можно выполнить методом простых итераций (метод Якоби). В процессе итерационной процедуры, начальными условия для последующих циклов $\bar{m}^{(k+n)}$, являются результаты решения уравнения, полученные на предыдущем $n-1$ цикле (здесь k – количество итерационных циклов, n – номер цикла).

Такой алгоритм требует определения начальных условий по T_s и ζ для нулевого итерационного цикла, которые должны соответствовать заранее известному состоянию ПСА, а именно нейтральной стратификации. Нами выбраны следующие начальные условия: параметр устойчивости $\zeta = 0$, скорость ветра $U_k = 15$ м/с, высота измерения скорости ветра $z = 10$ м, безразмерные профильные функций $\varphi_u(\zeta) = \varphi_H(\zeta) = 1$, шероховатость подстилающей поверхности $z_0 = z_{0T}$, температура подстилающей поверхности T_s ($z = z_{0T}$) равная температуре T воздуха, измеренной на высоте $z = 2$ м.

Итерационные процедуры выполняются по скорости ветра и температуре в такой последовательности.

1) На нулевом и последующем цикле итерационных процедур по температуре T_s с шагом $\Delta T = 0,05$ производятся расчеты потоков $G\{(T_s)\}$, $H\{(T_s)\}$, $LE\{(T_s)\}$, $E_s\{(T_s)\}$, параметра $\zeta\{(H)\}$, безразмерных профильных функций $\varphi_u(\zeta)$, $\varphi_H(\zeta)$ и динамической скорости $u_*\{\varphi(\zeta)\}$, пока не выполнится критерий BE окончания итерационного процесса

$$BE = \frac{Q + E_a - G(T_s)}{H(T_s) + LE(T_s) + E_s(T_s)} \quad (15)$$

с точностью $0,975 \leq BE \leq 1,025$ ($\pm 2,5\%$).

Знак критерия BE определяет и направление итераций по ΔT . Так как, величины потоков и других параметров, найденные в предыдущем цикле, являются начальными для последующего цикла, то при приближении к исходной скорости ветра, количество итераций по ΔT резко сокращается.

2) Процесс итерационных процедур по температуре $T_s^{j+1} = T_s^j \pm \Delta T$, при соблюдении критерий BE , повторяется на всех последующих циклах по скорости ветра $U_n = U_k - \Delta U$ (где $n=1,2,\dots,k$), пока цикловая переменная U_n не будет равна наблюдаемой скорости ветра u_z .

Этот цикл является заключительным, а найденные величины потоков G, H, LE, E_s , параметра устойчивости $\zeta = z/L$, безразмерных профильных функций ϕ_u, ϕ_H , динамической скорости u_* , температуры воздуха T_s на уровне шероховатости z_{0T} и других характеристик, показанных в таблице 2, окончательно характеризуют текущее состояние приземного слоя.

После выполнения всех итерационных процедур проверяется условие баланса кинетической энергии турбулентности и баланса диссипации температурных неоднородностей, и вычисляются универсальные безразмерные функции диссипации ϕ_ε и ϕ_θ . Предлагаемый метод позволяет достоверно соотнести между собой все величины энергетических потоков, естественно, с учетом современных представлений об их формировании и правильном выборе функций ϕ_u, ϕ_H .

Вся программа состоит из главной программы и двух подпрограмм. Главной является программа "COLLECTION", основное назначение которой – управлять процессами вычисления и последовательностью вызова подпрограмм. В программе дается описание размерности всех массивов и искомым функций по последовательным шагам ΔT и ΔU , а также вспомогательных массивов, необходимых для выполнения последовательных расчетов. Подпрограмма "DATA" декодирует метеорологическую информацию, поступающую в исходных кодах, задает значения всех внешних параметров системы (табл.1) и всех постоянных коэффициентов, входящих в исходные уравнения. Этим величинам присваивается соответствующие значение в операторах "DATA".

Ядром программы является подпрограмма "SLAEB" предназначенная для решения уравнений баланса методом простых итераций. Подпрограмма составлена так, что в каждый момент времени в памяти хранятся значения всех искомым функций только для двух последовательных шагов. Этим достигается уменьшение необходимого объема оперативной памяти. Все искомые функции рассматриваются как одномерные массивы, индекс которых указывает номер рассчитываемого случая.

Энергобалансовая модель позволяет получать многие параметры приземного и пограничного слоя атмосферы, большинство из которых необходимы для оценки метеорологических условий рассеяния примесей. Расчетные параметры представлены в табл. 2.

Таблица 2 – Описание расчётных параметров

№ п/п	Расчётные параметры	Обозначения
1	Суммарная коротковолновая радиации, Вт/м ²	Q_N
2	Излучение атмосферы, Вт/м ²	E_a
3	Излучение земной поверхности, Вт/м ²	E_s
4	Поток тепла в почве, Вт/м ²	G

Продолжение табл. 2.

5	Турбулентный поток явного тепла, Вт/м ²	H
6	Турбулентный поток скрытого тепла, Вт/м ²	LE
7	Испарение (транспирация), г/м ² с	E
8	Динамическая скорость, м/с	u_*
9	Параметр устойчивости МО для ПСА	$\zeta = z/L$
10	Число Ричардсона	Ri, Rf
11	Масштаб температуры ПСА, К	T_*
12	Масштаб влажности ПСА, г/г	q_*
13	Шероховатости для профиля температуры	z_{0T}
14	Температура на уровне z_{0T} , град С	T_s
15	Перепад температуры в вязком подслое	δT_s
16	Температура скин-слоя почвы, $\Delta z \cong 1\text{см}$	T_{sm}
17	Влажность поверхности почвы, г/г	q_s
18	Универсальные функции ветра и температуры	Φ_u, Φ_H
19	Функции диссипации КЭТ и температуры	$\Phi_\varepsilon, \Phi_\theta$
20	Коэффициенты турбулентности, м ² /с	k_m, k_T
21	Масштаб скорости для АПС, м/с	w_s
22	Конвективный скоростной масштаб, м/с	w_*
23	Высота ПСА, м	$h(sbl)$
24	Высота динамического слоя перемешивания, м	h_d
25	Высота конвективного слоя перемешивания, м	h_c
26	Скорость ветра и температуры воздуха и их градиенты до высоты 200 м	dm_i / dz
27	Число Прандтля, коэффициент теплообмена	Pr, α_T

Параметризация составляющих уравнения теплового баланса.

Коротковолновая радиация. Прямая S_i , рассеянная S_d и суммарная S_Σ солнечная радиация, поступающая на земную поверхность различного наклона и экспозиции, вычисляется по формулам [17,18]:

$$S_i = I_0 \varepsilon \cdot F_\alpha (1 + C \cdot m_a)^{-1} ; \quad (16)$$

$$S_d = 0,38 \cdot \sin h_o (I_0 \varepsilon - I) F_D ; \quad (17)$$

$$S_\Sigma = (1 - A_s)(S_i + S_d) F_N, \quad (18)$$

где I_0 – солнечная постоянная; ε – эксцентриситет орбиты Земли; h_\otimes – высота Солнца; C – коэффициент прозрачности атмосферы, определяемый в зависимости от метеорологической дальности видимости; m_a – оптическая масса атмосферы; F_α – функция угла наклона $0 \leq \alpha \leq 90^\circ$ и экспозиции $0 < A \leq 360^\circ$ земной поверхности; F_D – функция доли небосвода с которого рассеянная радиация, поступает на поверхности различного наклона; F_N – функция учитывает влияние облачности ($F_N = 1 - a N_n - b \Delta N$) на суммарную радиация; N_n – количество облаков нижнего яруса; ΔN – разность нижней и общей облачности N_o ; a и b – коэффициенты в

функции F_N , для южных областей Украины, приняты равными 0,075 и 0,041 соответственно.

Формулы (16, 17, 18) позволяют, при различных состояниях облачного покрова и метеорологической дальности видимости, получить хорошее приближение к реальным величинам суммарной радиации.

Альbedo A_s в (18) рассчитывается отдельно для поверхностей с растительным покровом (РП) и для оголенных, без РП, поверхностей почв. Альbedo почв без РП зависит от их минерального состава и влагосодержания

$$A_s = A_w + A_{и}, \quad (19)$$

где $A_w = b_1 \cdot \exp(b_2 \cdot W_s)$ – зависимость альbedo от объемного влагосодержания почвы W_s ; $A_{\theta} = 10^{-2} (\exp(3,3 \cdot 10^{-3} \cdot \theta_0^{1,5}) - 1)$ – зависимость альbedo от высоты Солнца, где θ_0 зенитный угол. Коэффициенты b_1, b_2 в формулах (19) зависят от характеристик почв.

Более точный расчет солнечной инсоляции, заданной уравнением (16), не является необходимым, так как погрешность учета рассеивания, поглощения и отражения в системе «атмосфера – земная поверхность» составляет небольшую величину от самой инсоляции, например, влияние альbedo вносит погрешность около 2%, влияние облачности 5%, а общая погрешность оценки S_{Σ} не превышает 10-15% [18].

Длинноволновая радиация. Излучение атмосферы рассчитывается по формуле

$$E_a = \varepsilon_a \sigma T_z^4 F_N, \quad (20)$$

$$\varepsilon_a = 1,24 (P_a / P_0) (e / T_a)^{0,143}, \quad (21)$$

где σ – постоянная Стефана-Больцмана, ε_a – коэффициент излучения атмосферы, зависящий от плотности воздуха; T_a, e – температура воздуха и фактическое давление водяного пара на уровне измерения $z = 2$ м.

Зависимость E_a от облачности определяется функцией

$$F_N = \begin{cases} 1 + 0,17 N_H^2 & \text{при } T_a \geq 273,16 \\ 1 + 0,4 N_H \cdot f & \text{при } T < 273,16 \end{cases}, \quad (22)$$

где N_H – балл нижней облачности, f – относительная влажность (в долях единицы).

Излучение земной поверхности E_s рассчитывается

$$E_s = \varepsilon_s \sigma T_s^4 F_{es}, \quad (23)$$

где T_s – расчетная температура подстилающей поверхности, ε_s – коэффициент излучения, зависящий от типа почвы, $F_{es} = (1 - 1,24 (P_a / P_0) (e / T_a)^{1,2})$ – функция учитывающая поглощение E_s водяным паром в приземном слое.

Баланс длинноволновой радиации (эффективное излучение) определяется так

$$E_{as} = (E_a - E_s) \cdot F_N, \quad (24)$$

где $F_N = (1 - 0,01 N_H - 0,02 (N_0 - N_H))$ – функция, учитывающая влияние облачности.

Окончательно радиационный баланс, осредненный за часовой интервал, записывается так

$$\bar{R} = S_{\Sigma} - E_{as}. \quad (25)$$

Поток тепла в почве. Модель использует схему расчета теплового потока G в верхнем метровом слое почвы с постоянными теплофизическими и агрофизическими характеристиками. Поскольку перенос тепла в направлении температурного градиента связан не только с теплопроводностью, но и с другими механизмами переноса тепла используется эффективный коэффициент теплопроводности λ_T . При описании потока тепла в почве физические процессы предполагаются одномерными. Перенос тепла носит при этом диффузионный и взаимосвязанный характер.

Для определения потока G используется метод Хргиана А.Х. [19], который может быть представлен в виде

$$G = C_3 C_4 \sqrt{\omega c_{об} \lambda_T}, \quad (26)$$

где

$$C_3 = C_1 / \sqrt{(1+C_2)^2 + C_2^2}; C_4 = \arctg[C_2/(1+C_2)]; C_1 = \frac{\bar{R}}{4\sigma T_s^3}; C_2 = \sqrt{\omega c_{об} \lambda_T} / 4\sigma T_s^3$$

– размерные и безразмерные функции; R – радиационный баланс; $\omega = 2\pi/\Delta t$ – круговая частота; $c_{об}, \lambda_T$ – объемная теплоемкость и теплопроводность почвы соответственно.

Формула (26) позволяют определить тепловой поток в почве с учётом смены знака радиационного баланса в зависимости от теплофизических и агрофизических свойств почвы и температуры верхнего слоя грунта T_s .

При использовании формулы (26) отпадает необходимость выбора граничных условий на глубинах z_s в почве, а в качестве начальных условий расчета G

использовать равенство температур поверхности почвы и воздуха. В качестве граничных условий для влагосодержания на поверхности, задан поток жидкой влаги, обусловленный испарением с поверхности.

Удельная теплоёмкость почвы, предполагается зависящей от содержания воды [20]

$$c_s = c_{ds} + c_w W, \quad (27)$$

где $c_{ds} = 0,837$ Дж/гЧК – удельная теплоемкость сухой почвы, задается как постоянная величина; c_w – теплоемкость воды; W – количество жидкой влаги в долях от веса сухой почвы, кг/кг.

Объемная теплоёмкость почвы зависит от процентного содержание основных фракций: песка (sand), глины (clay) и органики (organic) и определяется, с учетом (16), как сумма всех составляющих

$$c_{об} = \rho_{sa} k_{sa} (c_{ds} + c_w W)_{sa} + \rho_{cl} k_{cl} (c_{ds} + c_w W)_{cl} + \rho_{org} k_{org} (c_{ds} + c_w W)_{org}, \quad (28)$$

где $c_{об} = \rho_s c_s$ – объемная теплоемкость почвы, Дж/м³ К; ρ_i и k_i – соответственно плотность и доля разных фракций.

Таким образом, теплоемкость почвы зависит от доли отдельных компонент в почве, ее пористости $\Pi = W_{max} \rho$ и содержания влаги W_s . Из этих параметров только влагосодержание почвы, быстро изменяющееся величина.

Увеличение влажности почвы ведет к росту ее теплопроводности λ_T , которая вычислялась с помощью эмпирической зависимости вида [20]

$$\lambda_T = 4,1868 \cdot 10^3 \left(\exp(-P_f - 3,5) \cdot 0,00041 \right), \quad (29)$$

где $P_f = \log_{10}(-\Psi_s)$ – потенциал почвенной влаги согласно [21], где

$$\Psi_s = \Psi_{\max} (W_{\max} / W_s)^b, \quad (30)$$

а b – безразмерный показатель Клаппа-Хорнбергера. Заметим, что пористость Π и параметр b зависят от типа почвы.

Контроль расчетов λ_T по формуле (28) проводится с использованием равенства вида

$$\lambda_T = \lambda_{Td} + (\lambda_{Tl} - \lambda_{Td}) \sqrt{W_s}, \quad (31)$$

где λ_{Td} – теплопроводность сухой почвы; λ_{Tl} – теплопроводность почвы при полной влагоемкости ($\lambda_{Tl} = W_{\text{пв}} \lambda_l$, где λ_l – теплопроводность воды); W_s – влажность (весовая) почвы в долях единицы.

Перечень некоторых параметров почв, используемых в модели приведен в табл.3.

Таблица 3 – Параметры различных типов почв [22]

n/n	Песок	Глина	Органика	b	Π	$\Psi_{\max} \cdot 10^2$	$\lambda_{\max} \cdot 10^4$
1	83	9	8	4,05	0,390	3,5	0,298
2	17	67	16	4,9	0,435	7,18	0,137
3	60	20	20	5,39	0,451	14,6	0,062
4	27	48	25	7,12	0,420	8,63	0,031
8	16	16	68	7,45	0,477	14,6	0,0124

Турбулентный поток явного тепла рассчитывается с учетом масштабов импульса и температуры по формуле вида

$$H = -\rho c_p u_* T_* \quad (32)$$

Используя уравнения (5) и (6) для вертикального распределения скорости и температуры в приземном слое, перепишем (32)

$$H = \rho c_p C_H u_z (T_s - T), \quad (33)$$

где

$$C_H = \frac{C_u \cdot C_T}{\Phi_u \Phi_H}. \quad (34)$$

В уравнениях (32-34) используются следующие обозначения: C_H – коэффициент теплопередачи; $\Phi_u(\zeta), \Phi_H(\zeta)$ – универсальные безразмерные функции для градиентов ветра и температуры; u_z – скорость ветра на анемометрическом уровне измерения $z_u = 10\text{м}$; T – температура воздуха на стандартном уровне измерения $z_T = 2\text{м}$; T_s – температура воздуха на уровне шероховатости $z = z_{0T}$; $C_u = \kappa / \ln(z_u / z_{0u})$ и $C_T = \kappa / \ln(z_T / z_{0T})$ – профильные коэффициенты сопротивления, определяемые с учетом динамической z_{0u} и термической z_{0T} шероховатости поверхности.

При отсутствии данных о температуре T_s , невозможно построить вертикальный профиль температуры с логарифмической асимптотикой. Если нижний предел для скорости ветра известен, $\bar{u} = 0$ на верхней границе слоя динамической шероховатости z_{0u} , то нижний предел логарифмического профиля температуры воздуха, остается

неизвестным, так как не определена как высота шероховатости z_{0T} , так и сама температура воздуха T_s на уровне z_{0T} .

Расчет $T_s = T(z_{0T})$ и есть суть энергобалансовой модели приземного слоя атмосферы, в котором вертикальные изменения метеорологических величин представлены линейно-логарифмические функциями. Турбулентный поток H_0 , формируется не на высоте z_{0T} , а непосредственно на поверхности почвы и в вязко-буферном слое у поверхности, но, так как уравнение (33) справедливо для слоя постоянных потоков, то искомая разность температур $(T_s - T)$ и градиент $(T_s - T) / \ln(z / z_{0T})$ должны находиться в пределах логарифмического слоя.

В самом вязко-буферном слое $\delta z_{vl} \cong z_{0T}$, разность температур определяется зависимостью отношения $\delta T / T_*$ от числа Пекле $\delta T / T_* = f(\text{Pe})$, но так как число Пекле связано с числами Рейнольдса и Прандтля ($\text{Pe} = \text{Re} \cdot \text{Pr}$), то перепад температур δT в вязком подслое записывается в виде [4]

$$\delta T = (T_{z_{0T}} - T_{s0}) = f(\text{Re} \cdot \text{Pr}) \cong \mu_T T_* \left(\frac{\kappa u_* z_0}{\nu} \right)^m, \quad (35)$$

где μ_T, m – безразмерные параметры, подлежащие определению, ν – кинематический коэффициент вязкости.

Знак δT зависит от знака масштаба температуры T_* . Если турбулентный поток тепла положителен, то $\delta T > 0$, если направлен к поверхности, то $\delta T < 0$, если $T_* = 0$, то $\delta T = 0$.

Следовательно, расчетная температура поверхности почвы T_{SM} есть сумма

$$T_{SM} = T_s + \delta T. \quad (36)$$

Оптимальное значение μ_T в (36) найдено с помощью минимизации функции $\delta T = (T_{SM} - T_{s0}) = f(\text{Re} \cdot \text{Pr})$. Оказалось, что значение μ_T зависит от стратификации приземного слоя, поэтому для устойчивых условий принято $\mu_T = 0,12$, а для неустойчивых $\mu_T = 0,159$, показатель $m = 0,44$.

Используемая здесь высота “термической шероховатости” $z_{0T} = f(\zeta)$, необходима для согласования величин потока $H_{0(vl)}$, проходящего через вязкий подслой, и турбулентного потока в логарифмическом слое атмосферы $H_{0(sla)}$. Потоки в этих слоях, определяются следующим образом

$$H_{0(vl)} = \lambda_{vl} \text{grad}(T_{vl}), \quad H_{0(sla)} = \lambda_{sla} \text{grad}(T_{sla}). \quad (37)$$

Здесь $\lambda_{vl} = \rho_{vl} c_v \nu$ (где $\nu = \kappa k_m z_0$); $\lambda_{sla} = \rho_{sla} c_p k_m$ – коэффициенты теплопроводности в соответствующих слоях; c_p, c_v – удельные теплоемкости воздуха при постоянном давлении и объеме; ρ_{vl}, ρ_{sla} – плотности воздуха.

Тогда, используя (35) и рассчитанный ранее приземный поток тепла H_0 , высоту шероховатости для температуры находим по соотношениям

$$z_{0T} = \lambda_{vl} \frac{\delta T}{H_0} \quad \text{при } \zeta < 0; \quad (38)$$

$$z_{0T} = \lambda_{sla} \frac{\delta T}{H_0} \quad \text{при} \quad \zeta > 0. \quad (39)$$

Подставляя найденные значения z_{0T} , получаем равенство потоков $H_{0(sla)} = H_{0(vl)}$ в пределах $\pm 2,5\%$.

Теплоемкость воздуха при постоянном объеме c_v , здесь используется для расчета теплового потока проходящего через вязкий подслой, где градиенты температуры, при положительном радиационном балансе $R > 0$ и $\zeta < 0$, всегда больше градиента автоконвекции. Поэтому передача тепла от нагретой поверхности в атмосферу, через “тонкий” вязкий подслой, осуществляется только при изохорном процессе, а не за счет молекулярных эффектов.

Отношение “термической шероховатости” к динамической, при $R > 0$ и $\zeta < 0$, больше единицы $z_{0T} / z_0 > 1$, а при радиационном балансе $R < 0$ и стратификации $\zeta > 0$ это отношение $z_{0T} / z_0 < 1$ и шероховатость $z_{0T} \rightarrow 0$. В ночное время суток, следовательно, теплообмен поверхности и атмосферы осуществляется или с помощью молекулярных эффектов, или с помощью термомагнитной конвекцией.

Приповерхностный скачок δT и температура земной поверхности T_{SM} вычислялись для участков оголенной поверхности почвы. Сравнение расчетной (модельной) температуры почвы T_{SM} с температурой поверхности T_{S0} , измеренной на метеорологических станциях, позволяет судить о выполнимости закона сохранения баланса тепла на поверхности. Результаты сравнений анализируются далее.

В качестве профильных функций градиента ветра и температуры используются функции φ_u и φ_H предложенные различными авторами [16, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31], а так же функции, непосредственно рассчитываемые по уравнениям (5, 6, 7) в процессе решения задачи.

Турбулентный поток скрытого тепла (затраты тепла на испарение). По аналогии с уравнением для потока тепла, затраты тепла на испарение LE и поток влаги E , представим в виде интегральной формулы

$$E_{\max} = \rho C_E u_z (q_S - q_z), \quad (40)$$

где q_S, q_z – массовая доля водяного пара на поверхности почвы $z = 0$ и на высоте $z = 2m$.

Коэффициент сопротивления потоку влаги, запишем в виде

$$C_E = \frac{C_u \cdot C_q}{\Phi_u \Phi_q}, \quad (41)$$

где $C_q = \kappa^2 / \ln(z_q / z_{0q}) / \ln(z_u / z_{0u})$ – коэффициент влагопередачи; $\varphi_u(\zeta), \varphi_q(\zeta)$ – универсальные безразмерные функции для градиентов ветра и температуры; z_{0q}, z_{0u} – шероховатости для профилей влажностей и ветра; $z_q = 2m$ и $z_u = 10m$ – уровень измерения влажности и ветра соответственно.

Так как, водяной пар, в ненасыщенном состоянии, является пассивной субстанцией, то при отсутствии фазовых переходов, можно принять, $z_{0q} = z_{0u}$; $\varphi_q = \varphi_u$. Поток E не изменяется с высотой в слое $0 < z < h$ и равен скорости испарения с подстилающей поверхности.

Известно, что в большинстве реальных случаев даже в слабо увлажненной почве водяной пар является насыщенным [21], поэтому граничные условия на поверхности для массовой доли водяного пара, часто представляют в виде

$$q_s = q_m D_w, \quad \text{если} \quad D_w = 1. \quad (42)$$

где $q_m(T_s, p)$ – массовая доля водяного пара при температуре поверхности T_s и атмосферном давлении P_a .

Тогда испарение, с различно увлажнённых поверхностей определяется произведением

$$E = D_w E_{\max}, \quad (43)$$

где E_{\max} – максимально возможное испарение, соответствующее испарению с избыточно увлажнённой поверхности (испаряемость), D_w – параметр увлажнения почвы, характеризующий степень доступности почвенной влаги.

Критическое влагосодержание, при котором испарение становится близким к испаряемости E_{\max} , принято равным полной влагоемкости почвы $W_{kp} = W_{ПВ}$, т.е. равенство $E = E_{\max}$ достигается тогда, когда состояние поверхности характеризуется как “переувлажнение”. Параметра D_w изменяется $0 \leq D_w \leq 1$ при следующих условиях

$$D_w = \begin{cases} W_s / W_{kp} & \text{если} & W_s < W_{kp} \\ 1 & \text{если} & W_s \geq W_{kp} \end{cases}. \quad (44)$$

Использование условий (44) равносильно заданию перепада влажности воздуха для слоя постоянных потоков в виде

$$dq_{0-h} = D_w (q_m - q_z). \quad (45)$$

Но, так как, при метеорологических наблюдениях определяют не массовую долю водяного пара, а относительную влажность воздуха f и давление водяного пара e , то, воспользовавшись связью между массовой долей водяного пара и его парциальным давлением запишем (45) в виде

$$dq_{0-h} = \frac{0,622}{P} D_w (e_{\max}(T_s) - f \cdot e_{\max}(T)), \quad (46)$$

где $e_{\max}(T_{sm}), e_{\max}(T)$ – давление насыщения водяного пара при температуре поверхности и измеренной температуре воздуха. Из формулы (46) видно, что испарение прекращается только тогда, когда $D_w = 0$, или влажности воздуха $f = 100\%$ и равенство $T = T_s$.

Подобная схема расчёта испарения использовалась при параметризации пограничного слоя атмосферы, например, в работах [30, 32] и др.

Однако учёт доступности почвенной влаги к испарению через отношения W_s / W_{kp} , может привести к значительным погрешностям, т.к. известно, что испарение прекращается при некоторых минимально критических влажности почвы. В этом случае прерывается гидравлическая связь капиллярной сети и подвижной влаги в почве. Такое состояние достигается, как правило, при «влажности завядание», величина которой зависит от структуры и типа почвы.

Доступность почвенной влаги к испарению определяется в основном не влагосодержанием почвы, а напряжением почвенной влаги, характеризующим силы, удерживающие влагу в различных слоях почвы. В насыщенной водой почве большинство пор заполнено водой и происходит перенос только жидкой воды, и испарение равно испаряемости [20]. Описать перенос влаги в ненасыщенной почве

гораздо сложнее, так как поток влаги к поверхности почвы, когда влагосодержание поверхностного слоя уменьшается за счет испарения, происходит только за счет движения паровоздушной смеси.

Для ненасыщенной почвы поток влаги описывается уравнением Дарси [33], которое записывается в обобщенной форме следующим образом

$$E_w = \rho_w v_s = \frac{\gamma_s}{g} \frac{\partial \psi_s}{\partial z_s}, \quad (47)$$

где

$$\gamma_s = \gamma_{\max} (W_s/W_{\max})^{2b+3}; \quad \psi_s = \psi_{\max} (W_{\max}/W_s)^b, \quad (48)$$

где v_s – скорость переноса влаги в почве, см/с; ρ_w – плотность воды; γ_s и ψ_s – гидравлическая проводимость и потенциал почвенной влаги, при заданной влажности почвы; ψ_{\max} , γ_{\max} – максимальная гидравлическая проводимость и потенциал почвенной влаги (см/с) для отдельных типов почв; $\partial \psi_s / \partial z_s$ – градиент потенциала почвенной влаги (Па) в почве; b – параметр, характерный для данного механического состава почвы, согласно приближениям Клэппа-Хорнбергера. Поток считается положительным при направлении вверх.

Используя формулу Дарси (47) можно определить коэффициент влагопроводности λ_{sw} , т.е. скорость “диффузного” потока влаги, см²/с, в виде

$$\lambda_{sw} = \frac{\gamma_s}{\rho_w g} \frac{d\psi_s}{dW_s}, \quad (49)$$

или с помощью эмпирической формулы [33]

$$\lambda_{sw} = \lambda_{\max} (W_s/W_{\max})^{b+2}. \quad (50)$$

Уравнение (49) представим следующим образом

$$dW_s = W_{s0} - W_{sw} = - \frac{E_w}{\rho_w} \int_{z=0}^{z_s} \frac{dz_s}{\lambda_{sw}}, \quad (51)$$

где W_{s0} – влажность верхнего испаряющего слоя почвы ($dz \approx 0,2 м$); $W_{sw} = \text{const}$ – влажность почвы на некоторой глубине z_s ; E_w – поток влаги к поверхности почвы.

Интеграл в правой части имеет смысл скорости потока влаги в почве

$$V_{sw} = \left(\int_{z=0}^{z_s} \frac{dz_s}{\lambda_{sw}} \right)^{-1}. \quad (52)$$

Заменяя интеграл в (51) скоростью потока влаги, приходим к интегральному уравнению для потока жидкой влаги в слое почвы конечной толщины

$$E_w = \rho_w V_{sw} (W_{s0} - W_{sw}). \quad (53)$$

Из (53) следует, что по мере уменьшения влагосодержания верхних слоёв почвы поток влаги к её поверхности уменьшается. Для разных типов почв $E_w = 0$ уже при $5\% \leq W \leq 15\%$. При больших влажностях почвы поток влаги к её поверхности (при наличии испарения) практически остаётся постоянным. При нулевом градиенте влажности почвы, т.е. при $W_{s0} = W_{sw}$ поток влаги определяется гидравлической проводимостью γ_s . Так как для каждого типа почвы напряжение ψ_s нелинейно возрастает с уменьшением W_s , то из влажных почв изъять влагу относительно легко, но по мере высыхания верхнего слоя почвы сделать это становится труднее.

Последнее утверждение вытекает из очевидного равенства

$$\frac{1}{V_{s0}} + \frac{1}{V_{\Delta z}} = \int_{z=0}^{z_1} \frac{dz}{\lambda_{sw}} + \int_{z_2}^{z_3} \frac{dz}{\lambda_{sw}} = \int_{z=0}^{z_3} \frac{dz}{\lambda_{sw}}, \quad (54)$$

т.е. проводимость становится аддитивной величиной и зависит от проводимости тех частей слоя, в которых она мала, и практически не зависит от проводимости тех частей слоя, у которых проводимость велика. Отсюда становится очевидным, что при расчёте испарения важно учитывать не влажность всего деятельного слоя почвы, как это, например, сделано в [34], а влагосодержание только поверхностного слоя при условии, что влагосодержание глубинного остаётся постоянным. Влажность верхнего (10 см) слоя почвы определяется при стандартных метеорологических наблюдениях и фиксируется как состояние подстилающей поверхности.

Так как поток влаги к поверхности почвы и потери её с поверхности при испарении должны быть равны, то, используя (43), запишем

$$E_w = E_{\max} D_w, \quad (55)$$

где D_w – параметр увлажнения почвы теперь определим следующим образом

$$\frac{E_w}{\rho_w V_{sw}} = F_w = 0.66 \left(\frac{W_s - a W_{s \min}}{W_{s \max} - d W_{sn}} \right), \quad (56)$$

где W_s – фактическое влагосодержание верхнего слоя почвы, оцениваемое по состоянию поверхности почвы; $W_{s \min}$ – влагосодержание, соответствующее “влажности завядание”; $W_{s \max}$ – максимальная влагоемкость; W_{sn} – полевая влагоемкость; a, d – коэффициенты, зависящие от типа почвы.

Так как состояние поверхности оценивается следующими качественными признаками (“очень сухая”, “сухая”, “слабо увлажненная”, “умеренно увлажненная”, “сильно увлажненная”, “переувлажнение”), то характеристики влагосодержания, зависящие от типа и минерального состава почвы, рассчитываются по следующим формулам

$$W_{s \min} = W_{\max, k} \left(\frac{\Psi_{\min}}{\Psi_{\max}} \right)_k^b;$$

$$W_{sn} = W_{\max, k} \left(\frac{\Psi_{sn}}{\Psi_{\max}} \right)_k^b, \quad (57)$$

где тип почвы k , $W_{\max, k}$ и показатель Клаппа-Хорнбергера b для k -той почвы взяты из работы [33].

Таким образом, расчёт турбулентного потока влаги с поверхности почвы вычисляется по формуле

$$E_w = 0,622 \rho P_a^{-1} C_E \cdot u_z F_w (e_{\max}(T_s) - f e_{\max}(T)), \quad (58)$$

а затраты тепла на испарение оцениваются по формуле

$$LE = L_e E_w. \quad (59)$$

Поток диссипации энергии. В модели все уравнения, представляющие диссипацию энергии, записаны в дифференциальной форме, что позволяет рассчитывать составляющие этих уравнений и их безразмерные функции, так как в процессе решения находятся все масштабы и градиенты логарифмического приземного слоя.

Проверка выполнения баланса кинетической энергии турбулентности (К.Э.Т.) при неустойчивой стратификации осуществляется по отношению функций

$$\frac{\varphi_\varepsilon}{\varphi_u} = \left(1 - \frac{\zeta}{\varphi_u} \right), \quad (60)$$

где φ_u – функцию сдвига ветра, φ_ε – функция скорости диссипации.

Из (60) видно, что функция скорости диссипации φ_ε при неустойчивой стратификации всегда больше функции сдвига ветра φ_u .

Уравнение баланса кинетической энергии в нейтральном слое, в котором диссипативный член крайне мал, записываем так

$$1 - \varphi_u - \zeta = 0, \quad (61)$$

а для условий свободной конвекции переписывается (60) в виде

$$1 - a_T - \zeta = 0, \quad (62)$$

где $a_T = \varphi_u / \varphi_H$, и баланс К.Э.Т. выполняется в диапазоне $1,5 < -\zeta < 2$.

Для устойчивых условий используется следующее уравнение

$$\varphi_u - c_\varepsilon \zeta - 1 = 0, \quad (63)$$

где c_ε – коэффициент, подбираемый в процессе решения. Баланс К.Э.Т. выполняется с точностью до $\pm 0,2$ в диапазоне $0 < \zeta \leq 1,5$.

Проверка выполнения баланса для температурных колебаний [35] осуществляется также в виде отношения безразмерных функций [27]

$$\left(\frac{\varphi_\theta}{\varphi_H} \right) = G_k, \quad (64)$$

где φ_θ – безразмерная функция диссипации температурных колебаний.

Результаты моделирования и их анализ. Рассмотрим некоторые результаты расчетов параметров приземного слоя и выполнимости законов сохранения энергии в слое и на поверхности. В качестве исходной информации использовались базовые 8-срочные наблюдения метеорологической станции Одесса, за июнь, 1996 г. В обработку вошли все 240 наблюдений, проводимые в 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 час местного среднесолнечного времени. Метеорологическая информация декодировалась и подвергалась первичному анализу для устранения случайных ошибок. Основные расчетные результаты и их сравнение с наблюдаемыми величинами, показаны на рис. 1, 2, 3, 4, 5, 6.

На рис.1 показана корреляция между расчетными температурами поверхности почвы, скин-слоя почвы и соответствующими температурами, измеренными в срок наблюдения.

Следует обратить внимание на следующие особенности корреляционной зависимости рассматриваемых величин:

– коэффициент регрессии $b_1 = 1,02$ уравнения (рис.1), практически равен единице, а постоянная регрессии равная $b_0 = 0,17$ показывают, что средние значения анализируемых температур равны между собой. Коэффициент корреляции между температурами равен $R = 0,933$, что свидетельствует о функциональной зависимости между ними.

– по мере увеличения температуры почвы рассеяние точек увеличивается, и, соответственно, изменяется и коэффициент регрессии. Это связано с тем, что термометр измеряющий температуру поверхности почвы реагирует на изменение инсоляции и кратковременные изменения скорости ветра. На рис 1, квадратными маркерами, выделены случаи, когда наблюдалась кучевая облачность от 3 до 6 баллов.

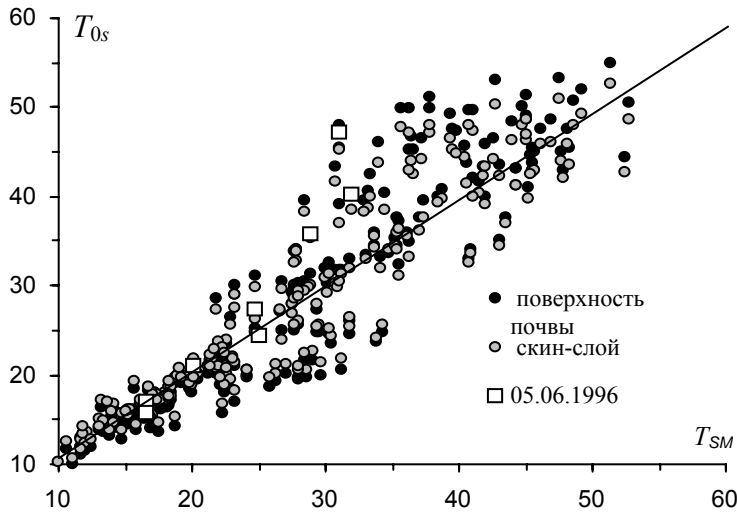


Рис. 1 – Расчетная T_{SM} и наблюдаемая T_{0s} температура (град. С) поверхности почвы $z = 0$ и скин-слоя почвы $\Delta z \approx 1\text{см}$, по метеорологическим наблюдениям, ($N = 240$). Одесса, 06.1996г.

Уравнение линейной регрессии температур имеет вид
 $T_{0s}(\text{skin}) = 1,02 * T_{SM} + 0,17$;
 $R^2 = 0,87$

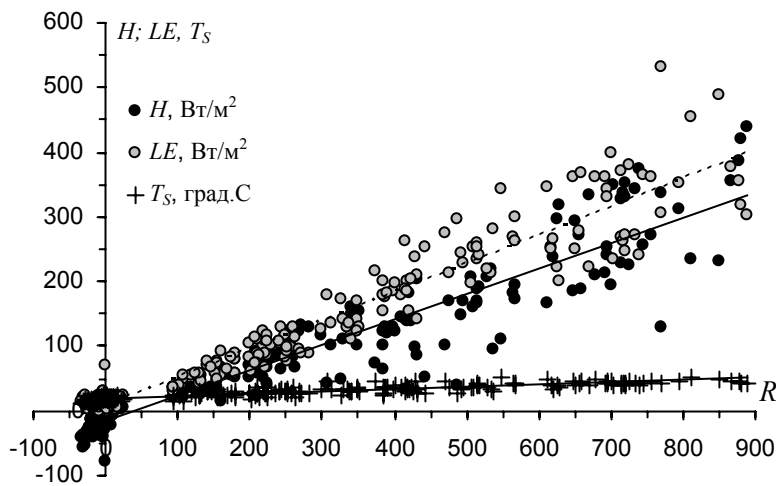


Рис. 2 – Зависимость явного H и скрытого потока тепла LE от радиационного баланса R , (Вт/м^2) по метеорологическим наблюдениям, Одесса, 06.1996. Состояние поверхности почвы оценивается при наблюдениях, с учетом количества выпавших осадков, тип почвы 4, табл. 1

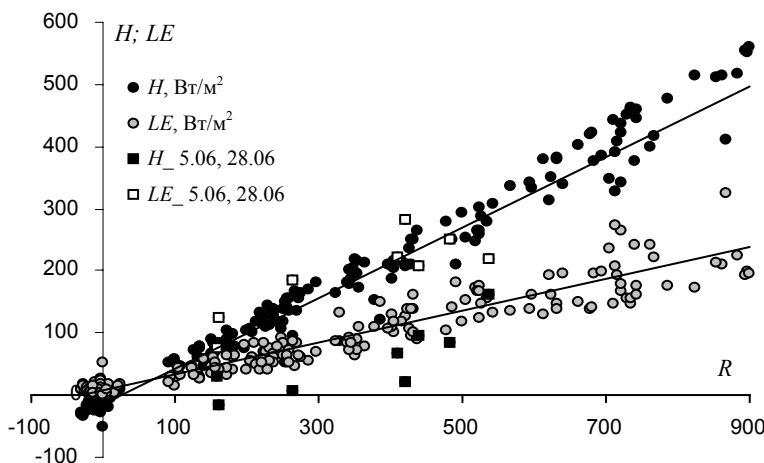


Рис. 3 – Зависимость явного H и скрытого потока тепла LE от радиационного баланса R по данным метеорологических наблюдений, Одесса, 06.1996 г, с постоянным увлажнением почвы (слабая увлажненность) и типом почвы 3, кроме случая, когда увлажненность почвы изменялась после ливневых осадков 5 и 28 июня (квадр. маркеры).

Изменение облачности во времени и случайный характер экранирования облачности поверхности, приводит к значительным колебаниям инсоляции. Измеренная температура почвы достигает значения 50° , тогда как расчетные температуры, оцененные по среднему баллу облачности, составляют $30-35^\circ$. Использование температуры скин-слоя несколько сглаживает эти колебания.

На рис. 2 показана зависимость турбулентных потоков явного H и скрытого тепла LE от радиационного баланса R при наблюдаемых состояниях поверхности почвы, преобразуемых моделью в характеристики ее увлажненности. Состояние почвы в течение месяца изменялось от слабой до умеренной увлажненности. Наблюдалось 7 периодов ливневых осадков 3, 4, 11, 12, 14, 27, 28 июня, различной интенсивности и в разное время суток. Тип почвы 4 соответствует тяжелосуглинистым почвам. Результаты показывают, что в течении месяца затраты тепла на испарение (серые маркеры) преобладали над явным потоком тепла. Число Боуэна ($B_o = H/LE$) в среднем за месяц составляет 0,41, а в светлое время суток 0,78.

На рис. 3 показана аналогичная зависимость, но рассчитанная при неизменном содержании влаги в среднесуглинистой почве со “слабым увлажнением”. Видно, что изменение состояния почвы и ее типа ведет к перераспределению энергии между явным и скрытым потоком тепла. Это свидетельствует, что модель хорошо реагирует на изменение влагосодержания почвы. Поэтому правильная оценка, даже визуальная, состояния почвы и ее типа, например, по почвенным картам, обеспечивает хорошее согласование расчетных и измеренных величин а, следовательно, и параметров, характеризующих состояние приземного слоя атмосферы.

На рис. 4 показан суточный ход фактической и расчетной температуры почвы. Модель хорошо воспроизводит период прохождения холодного фронта 12-13.06.1996 с интенсивными ливневыми осадками.

Совпадение расчетных и измеренных температур в пределах 2-3 градусов, свидетельствует, что используемое численное решение уравнения энергобаланса поверхности, достоверно воспроизводит перераспределение потоков энергии, что позволяет найти различные векторные величины приземного слоя атмосферы (потоки тепла, масштабы слоя, параметры устойчивости, коэффициенты турбулентности и пр.), которые иногда невозможно оперативно измерить прямыми методами.

На рис. 5 показан суточный ход параметра гидростатической устойчивости $\zeta = z/L$ и коэффициентов турбулентности k_m и k_T . Обнаруживаются периоды сильной устойчивости и неустойчивости. Обработка многолетних рядов метеорологических наблюдений с помощью модели SLAEB позволит выявить закономерности вероятностного распределения параметров, определяющих диффузионные свойства, приземного и пограничного слоя атмосферы.

На рис 6а,б, в показаны результаты численного решения уравнений теплового баланса поверхности, уравнения баланса кинетической энергии турбулентности и уравнения баланса температурных колебаний.

На рис. 6б приведено отношение эмпирических функций $\varphi_\theta/\varphi_H = G_k \approx 1,25$ по исследованиям Яглома и Кадера [27] для интервала $0 < -\zeta < 1,2$ и результаты моделирования этих функций полученные в процессе численного решения балансовых уравнений, которые близки между собой $\varphi_\theta/\varphi_H = G_k = 1,18$. Отметим, что по нашим расчетам функция диссипации температурных неоднородностей при $\zeta \approx 0$ близка к постоянной Кармана $\varphi_\theta \approx 0,45$, тогда как в [27] функция равна $\varphi_\theta \approx 2,9$. Различие функций определяется условием корректировки константой Кармана.

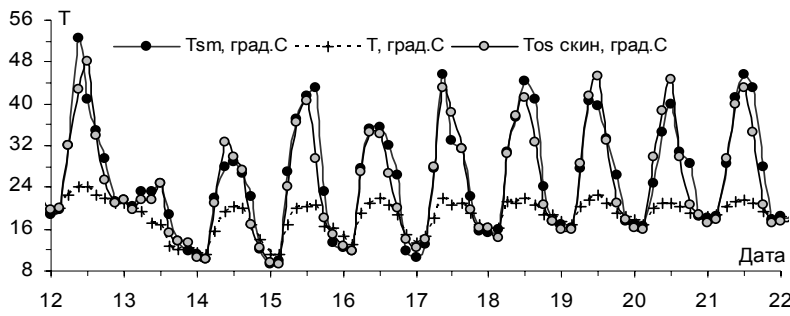


Рис. 4 – Суточный ход расчетной температуры T_{SM} и наблюдаемой температуры T_{OS} скин поверхности почвы и температуры воздуха T , по метеорологическим наблюдениям, Одесса, 06.1996 г.

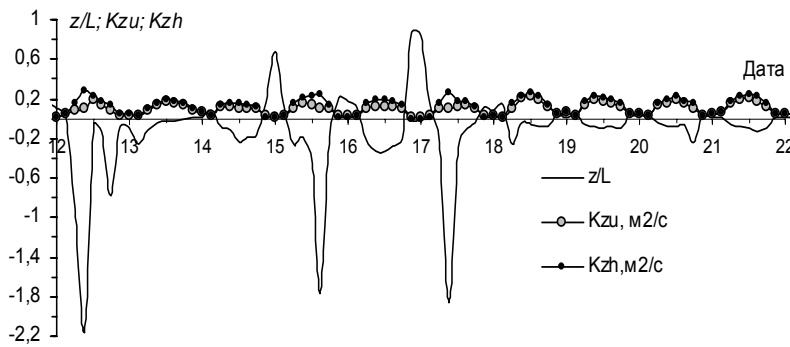


Рис. 5 – Суточный ход расчетных параметров приземного слоя атмосферы z/L , K_{zu} , K_{zh} , по метеорологическим наблюдениям, Одесса, 06.1996 г.

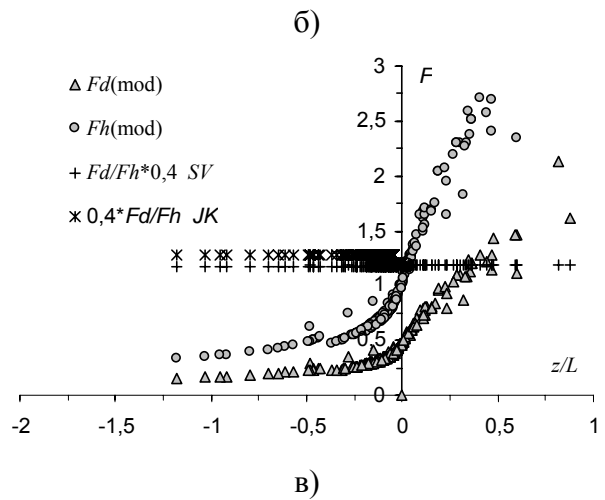
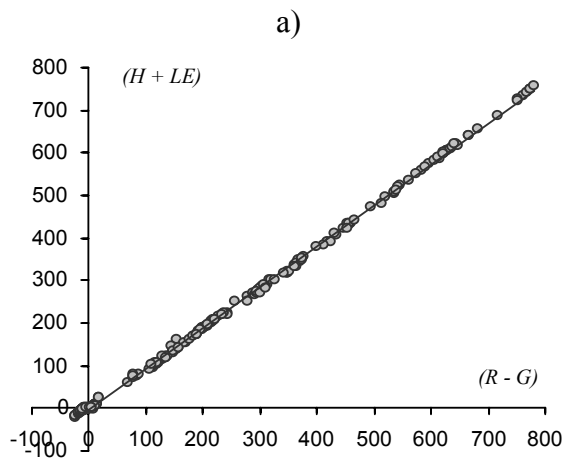


Рис. 6 – а) Результат решения уравнения тепловой баланс поверхности

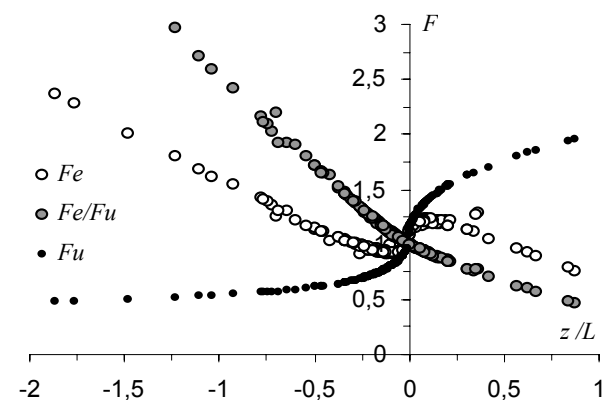
$$R - G = H + LE;$$

б) Оценка баланс диссипации температурных неоднородностей по модели и данные из работы [27]

$$(F_d/F_h)_{mod} = 1,18; (F_d/F_h) [27] = 1,27;$$

в) Оценка баланса К.Э.Т.

Функции F_u , F_e , F_d – рассчитаны по модели.



Выводы. Энергобалансовая модель предназначена для расчета масштабов, градиентов и других параметров логарифмического приземного слоя атмосферы. Модель обеспечивает численное решение уравнение теплового баланса поверхности и баланса потоков К.Э.Т. температурных неоднородностей. Модель построена на базе полуэмпирической теории приземного слоя Мони́на-Обухова. Модель использует только базовую метеорологическую информацию. Совпадение расчетных и измеренных параметров свидетельствует, что предложенное численное решение, достоверно воспроизводит перераспределении потоков энергии, что позволяет найти различные векторные величины приземного слоя атмосферы, необходимые для расчета рассеяния примесей в атмосфере [36, 37, 38, 39].

Список литературы

1. *Монин А.С., Обухов А.М.* Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы//Тр. Геофизин. АН СССР. – 1954. – №24. – С.163-187.
2. *Алоян А.Е.* Моделирование динамики и кинетики газовых примесей в атмосфере. – М.: Наука. – 2005. – 400 с.
3. *Дубов А.С., и др.* Турбулентность в растительном покрове. – Л.: Гидрометеиздат. – 1978. – 180 с.
4. *Зилитинкевич С.С., Чаликов Д.В.* О расчете вертикальных турбулентных потоков в приземном слое атмосферы по данным градиентных наблюдений//Изв. АН СССР. Физ.атм. и океана. – 1968. – Т. 4. – №9. – С.915-929.
5. *Налбандян О.Г., Кухарец В.П., Голицын Г.С.* Трехслойная динамическая модель взаимодействия поверхности с приземным слое атмосферы//Изв. РАН, Ф.А.О. – 2002. – Т. 38. – № 3. – С. 293-300.
6. *Орленко Л.Р.* Строение пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат. – 1979. – 279 с.
7. *Степаненко С.Н.* Математическое моделирование мезомасштабных процессов и явлений в атмосфере. – Одесса. – 2001. – 280 с.
8. *Perry S., Cimorelli A., Paine R., Brode R., Weil J., Venkatram A.* A Dispersion Model AERMOD for Industrial Source Applications. Part I: General Model Formulation and Boundary Layer Characterization//Journal of Applied Meteorology. – 2005. – V. 44. – P. 682-693.
9. *Perry S., Cimorelli A., Paine R., Brode R., Weil J., Venkatram A., Wilson R., Lee R.* AERMOD: A Dispersion Model for Industrial Source Applications. Part II: Model Performance against 17 Field Study Databases//Journal of Applied Meteorology. – 2005. – V. 44. – P. 695-708.
10. *Волошин В.Г.* Метод расчета турбулентных потоков и температуры подстилающей поверхности на основе метеорологических наблюдений//Метеорология, климатология и гидрология. – 2002. – Вып.46. – С.83-89.
11. *Erisman JW., van Pul A., Wyers P.* Parameterization of surface resistance for the quantification of atmospheric deposition of acidifying pollutants and ozone//Atmos. Environ. – 1994. – № 28. – P. 2595-2607.
12. *Lui S., Mao D., Jia L.* Evaluating parameterizations of aerodynamic resistance to heat transfer using field measurements//Hydrol Earth Syst Sci. – 2007. – №11. – P. 769–783.
13. *Niyogi D., Raman S., Alapaty K.* Uncertainty in specification of surface characteristics, part 2: hierarchy of interaction explicit statistical analysis//Boundary-Layer Meteo. – 1999. – № 19. – P. 341-366.
14. *Noilhan J., Planton S.* A simple parameterization of land surface processes for meteorological models//Mon Weather Rev. – 1989. – №117. – P. 536-549.
15. *Бусингер Дж.А.* Основные понятия и уравнения. Атмосферная турбулентность и моделировании распространения примесей. – Л.: Гидрометеиздат. – 1985. – 338 с.
16. *Businger J. A. et al.* Fluxprofile relationships in the atmospheric surface layer//J. Atmos. Sci. – 1971. – № 28. – P. 181-189.
17. *Сивков С.И.* Методы расчета характеристик солнечной радиацию. – Л.: Гидрометеиздат. – 1968. – 215 с.
18. *Zhang, Y.-C., Rossow W.B., Lacis A.A., Oinas V., and Mishchenko M.I.* Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data//J. Geophys. Res. – 2004. – 109.
19. *Хргиан А.Х.* Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат. – 1978. – Т.1 – 156 с.
20. *Мищенко З.А.* Агрометеорология. – К.: КНТ. – 2009. – 511 с.
21. *Палагин Э.Г.* Математическое моделирование агрометеорологических условий озимых культур – Л.: Гидрометеиздат. – 1981. – 191 с.

22. Zoller L. A world soil file for global climate modeling//NASA technical memorandum. – 1996. – P.87802.
23. Степаненко С.Н., Волошин В.Г. Безразмерные функции сдвига ветра и градиента температуры воздуха в неустойчивом приземном слое атмосферы//Вестник ОДЕКУ. – 2006. – вып.1. – С. 35-47.
24. Степаненко С.Н., Волошин В.Г. Универсальные безразмерные профильные функции для градиента скорости и температуры и их интегральные формы//Украинский гидрометеорологический журнал. – 2010. – № 7. – С. 35-45.
25. Brutsaert W. Stability correction functions for the mean wind speed and temperature in the unstable surface layer//Geophys. Res. Lett. – 1992. – 19.
26. Kader B.A., Perepelkin V.G. Effect of the unstable stratification on wind and temperature profiles in the surface layer//J. Fluid Mech. – 1989. – № 212. – P. 637-662.
27. Kader B.A., Yaglom A.M. Mean fields and fluctuation moments in unstable stratified turbulent boundary layers//J. Fluid Mech. – 1990. – 212.
28. Dyer A.J., Bradley E.F. An alternative analysis of flux-gradient relationships at the 1976 ITCE//Boundary Layer Meteorol. – 1982. – № 22. – P. 3-19.
29. Hsieh et al. Estimation of momentum and heat fluxes using dissipation and flux-variance methods in the unstable surface layer//Water resources research. – 1996. – V. 32. – № 8.
30. Brutsaert W. Evaporation into the Atmosphere. Theory, History and Applications. – D. Reidel Publ. Co. – 1982.
31. Viterbo P., Beljaars A.C.M. A new land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation//J. Clim. – 1995. – № 8. – P. 2716-2748.
32. Chen F., Mitchell K., Schaake J., Xue Y., Pan H., Koren V., Duan Y., Ek M., Betts A. Modelling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations//J Geophys Res. – 1996. – № 101. – P. 7251-7268.
33. Clapp R.A., Hornberger M.G. Empirical equation for some soil hydraulic properties//Water Resource Research. – 1978. – V.14. – № 4. – P. 601-604.
34. Mahfouf J. F., and Noilhan J. Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data//J. Appl. Meteorol. – 1991. – № 30. – P. 1354-1365.
35. Кухарец В.П., Налбандян О.Г. Корреляционный анализ температуры подстилающей поверхности, инсоляции и скорости ветра в приземном слое атмосферы//Изв. РАН. Ф.А.О. – 2005. – Т.41. – № 6. – 752-760.
36. Степаненко С.Н., Волошин В.Г. Динамическая модель рассеяния вредных веществ в атмосфере при постоянных коэффициентах диффузии и скоростях переноса//Украинский гидрометеорологический журнал. – 2010. – № 7. – С. 35-45.
37. Turner D.B. Workbook of atmospheric dispersion estimates: an introduction to dispersion modeling (2nd Edition ed.)//CRC Press. – 1994.
38. A Dispersion Model AERMOD for Industrial Source Applications. Part I: General Model Formulation and Boundary Layer Characterization//Journal of Applied Meteorology. – № 44(5). – P. 682-693.
39. Zannetti P. Air Pollution Modeling: theories, computational methods, and available software//Computational Mechanics Publications, Southampton and Van Nostrand Reinhold. – New York. – 1990. – 444 p.

Енергобалансова модель приземного шару атмосфери. Степаненко С.М., Волошин В.Г., Курьшина В.Ю.

Аналізується енергобалансова модель розрахунку масштабів, градієнтів і інших параметрів логарифмічного приземного шару атмосфери. Модель забезпечує “замикання” теплового балансу поверхні і балансу потоків дисипації кінетичної енергії турбулентності і температурних неоднорідностей. Модель побудована на базі напівемпіричної теорії приземного шару Моніна-Обухова. Модель використовує лише базову метеорологічну інформацію. Результати порівнюються з аналогічними моделями інших авторів.

Ключові слова: тепловий баланс земної поверхні, універсальна функція, профіль вітру та температури.

Energy balance model of the surface layer of atmosphere. Stepanenko S., Voloshin V., Kuryshina V.

The energy balance model for calculation of scales, gradients and other parameters of the logarithmic surface layer of atmosphere is analysed. The model is provided the “lock” of thermal balance surface and balance of flux of dissipation of kinetic energy of turbulence and temperature pulsations. The model is built on the base of Monin-Obukhov semi-empiric theory of the ground layer. The model uses only a base meteorological information. Results are compared to the analogical models of other authors.

Keywords: thermal balance of surface, turbulent streams, universal function, wind shear, type of temperature.

**ГЛОБАЛЬНЫЕ МЕХАНИЗМЫ В АТМОСФЕРНЫХ МОДЕЛЯХ И БАЛАНС
УГЛОВОГО МОМЕНТА ЗЕМЛИ: КОМПЬЮТЕРНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ – III**

Приведены результаты компьютерных экспериментов на основе новой микросистемной технологии “GeoMath” по моделированию глобальных механизмов в атмосферных низкочастотных процессах, оценке баланса углового момента Земли и эффектов телеконнекции.

Ключевые слова: баланс углового момента, атмосферные модели, телеконнекция

Введение. Как подчеркивалось в работах [1,2], развитие методов мониторинга самих низкочастотных процессов планетарного масштаба по наблюдению за некоторыми геофизическими факторами, суммирующими вклады низкочастотных колебаний, особо актуально в современной климатологии [3-15]. В [1] (см. также [2-13]) были изложены принципиальные основы новой микросистемной технологии “GeoMath”, в частности с имплементацией новых моделей глобальных механизмов в атмосферных низкочастотных процессах, оценки баланса углового момента Земли и эффектов телеконнекции, а также параметров УКВ радиоволноводов. В [2] был представлен ряд результатов серии компьютерных экспериментов на основе “GeoMath” по моделированию баланса углового момента, роли форм циркуляции в опознавании образа долгопериодного процесса в атмосфере, параметров приподнятых тропосферных УКВ радиоволноводов в качестве комплексного измеримого критерия [5]. В данной работе, продолжающей исследования [2], мы представим некоторые новые результаты компьютерных экспериментов на основе “GeoMath”. В практическом плане суть экспериментов была нацелена на обнаружение и апробацию новых предикторов для долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов низкочастотных атмосферных процессов. Проведенные эксперименты продемонстрировали ценность предложенных и адаптированных нами первых математических моделей расчета в рамках технологии “GeoMath” баланса углового момента, атмосферного влагооборота в связи с генезисом тропосферных УКВ радиоволноводов и процессами преемственности форм атмосферной циркуляции (телеконнекции, фронтогенеза) для целей освоения новых для прогностической практики сенсоров в области долгосрочных прогнозов и моделирования низкочастотных атмосферных процессов.

Постановка компьютерных экспериментов. Одна из целей численных реализации состоит, прежде всего, в тестировании и проверке возможностей моделей расчета баланса углового момента, атмосферного влагооборота в связи с генезисом атмосферных УКВ радиоволноводов и процессами преемственности форм атмосферной циркуляции (телеконнекции, фронтогенеза). Ниже приводится детальная блок-схема расчета и оценки изменения высот приподнятого тропосферного радиоволновода, поля функции тока сопряженных с этим процессом ветровых течений. Реализация всех моделей объединяется в единый вычислительный комплекс, позволяющий одновременно отслеживать динамику изменения и пути возможной эволюции характеристик тропосферных УКВ радиоволноводов, проявления и направления атмосферного влагооборота, выполнения баланса и появления разбаланса углового момента атмосферы и связанного с этим переноса углового момента, изменения форм атмосферной циркуляции, их преемственности, а также динамики фронтогенеза и процесса телеконнекции. В дальнейшем предполагается введение в комплекс и балансовых энергетических соотношений. Численные эксперименты выполнялись также с целью дополнения данных измерений, которые были доступны от экспериментов «Беринг» и КЭНЭКС, и получения более объемной информации о приподнятых тропосферных волноводах УКВ (см.

[5,14,16-18]). С этой целью рассчитывался горизонтальный нижнетропосферный влагооборот и соответствующая ему стратификация плотности для расчета высот поверхностей волноводов. Интерес представляла не сама высота, а её изменение во времени на временном интервале существования типовой формы циркуляции. Это изменение может быть наложено на высоту нижнетропосферного волновода, если она известна с предыдущей формы атмосферной циркуляции над Тихим океаном. Однако, именно по высоте тропосферного приподнятого волновода данные малодоступны и опубликованы лишь данные, осреднённые по сезонам или за год. Поэтому изменение высоты приподнятого тропосферного волновода УКВ в зависимости от формы циркуляции над Тихим океаном, полученное из численных экспериментов, можно использовать как дополнительную информацию при изучении преемственности форм циркуляции. Вторым информативным расчётным полем из результатов моделирования было поле течений, формирующихся под поверхностью приподнятого тропосферного волновода. Это поле течений следует рассматривать тоже в виде наложенного фона на поле течений, присутствующее самой форме атмосферной циркуляции. Однако, вес расчётного поля течений в общем ветровом поле достаточно велик, и его всё же надо интерпретировать и понимать как короткопериодное поле, сформированное на атмосферных фронтах и, естественно, превышающее модульные характеристики фонового поля ветров. Первая и вторая из указанных расчётных характеристик могут быть полезны при составлении долгосрочного прогноза, так как помогают опознать саму форму циркуляции и преемственность этих форм по данным натурных измерений как высоты приподнятого тропосферного волновода УКВ, так и данных от зондирования ветровых потоков средствами обычного радиозондирования (и даже шаропилотного зондирования, так как высоты приподнятых тропосферных радиоволноводов не велики), а также данных нефанализа от спутниковой информации о полях облачности и данных доплеровского радиолокатора облачности. Естественно, что в основном доступны прогнозируемые данные нефанализа и их дешифрации на соответствующее им поле ветров, например, по методу, изложенному в [5,17,18]. Расчёты в численных экспериментах проводились также с целью создания некоего макета для опознавания форм атмосферной циркуляции и их преемственности, который может быть применен при подборе гомологов атмосферной циркуляции [5,18]. С этой целью моделировались все формы атмосферной циркуляции над Тихим океаном по типизации Вангенгейма-Гирса (см. [18]) с их отличиями для теплого и холодного полугодия. В основном рассчитывались типовые процессы над Тихим океаном, происходящие при наличии двух фронтов: арктического и полярного. Дополнительно проведен эксперимент и при наличии трех фронтов, включая и тропический фронт, но при форме циркуляции M_1 , поскольку при форме циркуляции 3 тропический фронт не активен в интересующих нас процессах, а при форме M_2 он интересен при изучении процессов в основном в Американском секторе. Входной блок входимых данных, в частности, для параметризации комплексного потенциала и комплексного потенциала скорости, базировался на использовании компилированных данных Джоли, расчетных данных Аракавы в соответствии с моделируемой формой атмосферной циркуляции, результатов [13-18]. Исходными материалами служили также метеонаблюдения, включая судовые наблюдения с 1900 по 1975 гг., данные прибрежных станций в периоды с 1936 по 1975 гг.; использовались также данные аэрологических наблюдений в открытом океане и в прибрежной зоне до 1983 г. Были привлечены также специальные наблюдения- данные экспериментов «Беринг», КЭНЭКС, АМТЕХ (1974, 1975 гг.); использовались также данные климатических и аэроклиматических атласов и справочников (см. [17] и ссылки в ней). Использовались данные по характеристикам тропосферных волноводов, включая индекс рефракции, высоты [2-4]. Характеристики приподнятых радиоволноводов в основном были отсчитаны по данным

зарубежных океанических станций (кораблей погоды). Важным аналитико-логическим фактором являлась также возможность многократной прогонки моделей в варианте “вход \Leftrightarrow выход” с целью улучшения качества входной информации, оценки и повышения надежности выходной. Отметим, например, что введение ложных вихревых элементов в блоке входных данных проявлялось в виде нефизических эффектов непосредственно на мониторе и отслеживалось непосредственно. Теория и алгоритмы расчета изменения высоты приподнятого тропосферного волновода, баланса углового момента, фактора макротурбулентности, поля функции тока сопряженных с этим процессом ветровых течений представлены в [2,19,20].

Результаты моделирования. Ниже приведены результаты проведенных нами численных имитационных экспериментов (при формах циркуляции M1, M2 для зимнего периода; см. рис. 1-4) и дается их анализ. Расчёт изменений высоты приподнятого тропосферного радиоволновода при форме циркуляции M₁ для летнего периода (см. рис. 1 в статье [2]) дал средние высоты тропосферного волновода в зависимости от сезона в пределах 1600-2200 м; изменения искомых высот лежат в пределах 50-400 м. В дальнейшем мы не будем приводить искомые значения, поскольку для целей долгосрочного прогноза важен лишь знак аномалий высот радиоволновода, а не их численные характеристики. Отрицательные аномалии наблюдаются вблизи Азиатского и Американского континентов, а положительная аномалия – над Тихим океаном (рис. 1). В статье [2] на рис. 2 соответствующие ветровые потоки представлены аномалией функции тока, где направления вектора скорости соответствует тому, чтобы положительные значения были слева от потока (на рис. 2 числами отмечены значения скорости в м с⁻¹; соответствующие значения изменения функции тока составляют – максимальное значение: $\sim 18 \cdot 10^6$ м² с⁻¹, $\sim 1 \cdot 10^6$ м² с⁻¹).

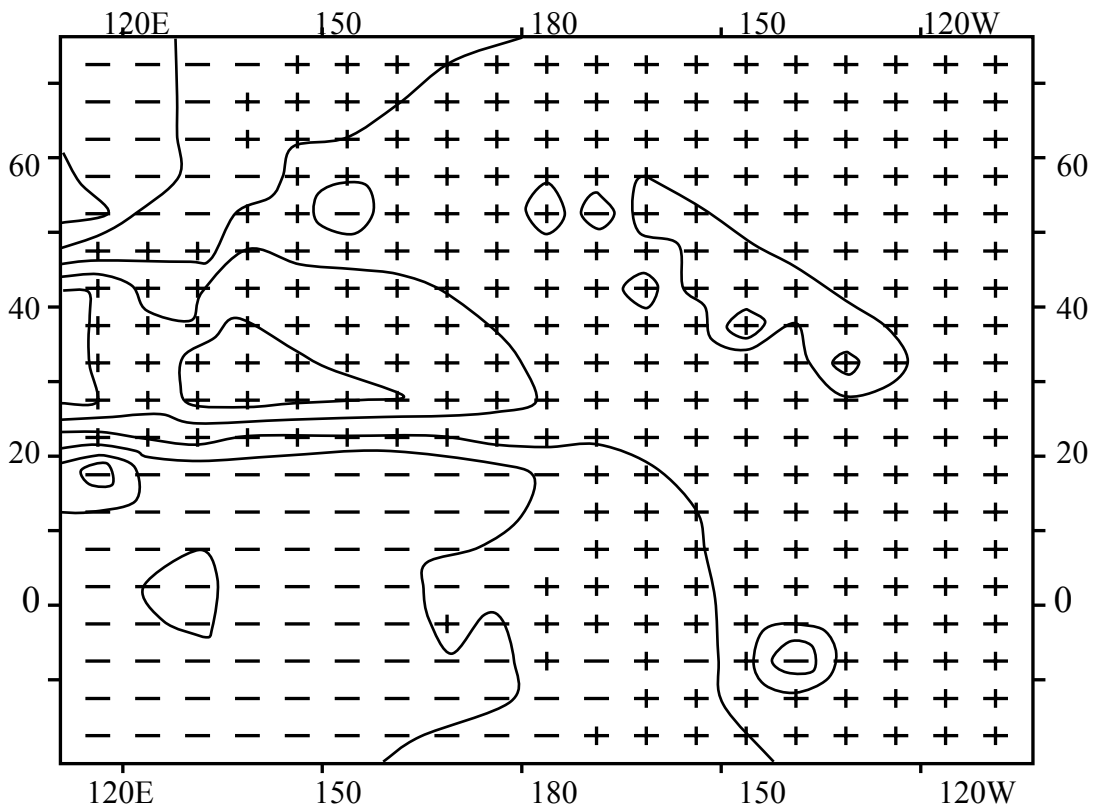


Рис. 1 – Изменение высоты приподнятого тропосферного радиоволновода (см. пояснение в тексте).

При этом оказывается, что передача углового момента вместе с горизонтальным влагопереносом идёт с востока на запад, что и соответствует расчётным схемам Оорта [14], причём основной поток на запад приходится на широты Алеутских островов, что тоже соответствует результатам Оорта. Здесь далее мы приведем аналогичные результаты для формы M_1 для холодного полугодия (см. рис. 1 и 2).

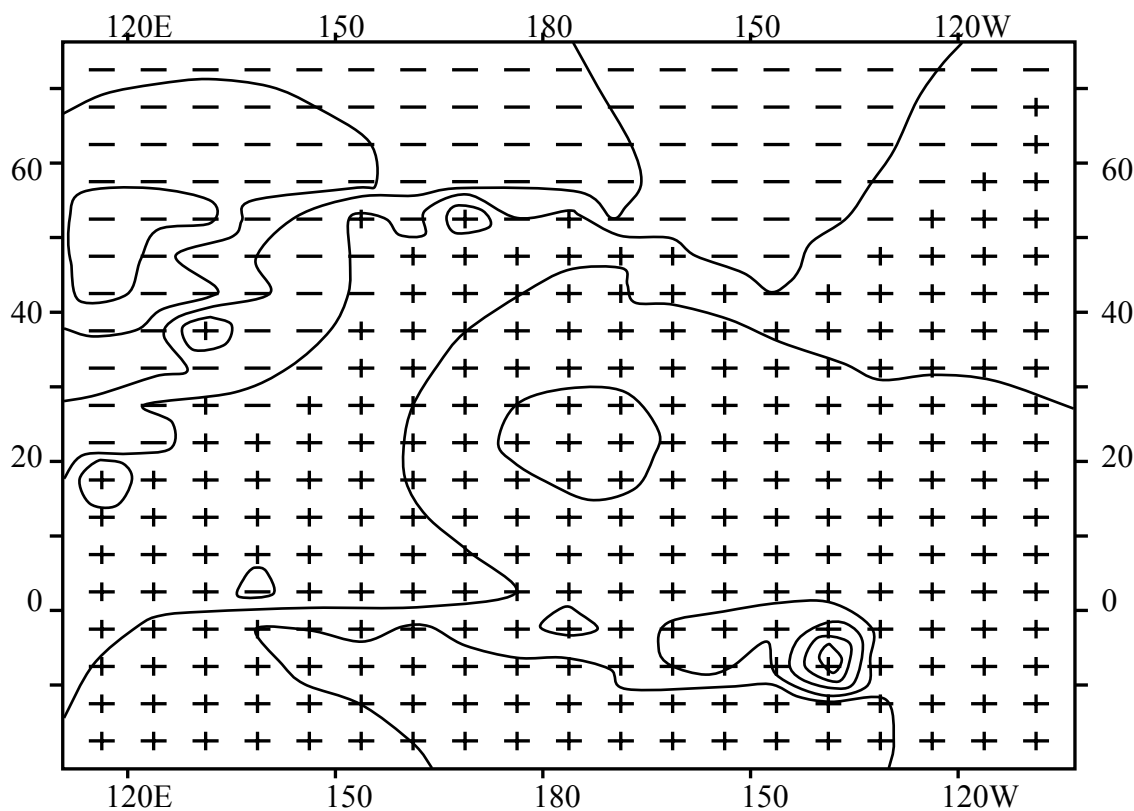


Рис. 2 – Функция тока для ситуации, изображенной на рис. 1
(см. пояснение в тексте).

Видно, что подъём высоты приподнятых радиоволноводов смещается к северу с максимумом над Японией. Это можно объяснить увеличением температурного контраста «полюс - экватор» и соответствующим смещением арктического и полярного фронтов. Соответствующие потоки, приведенные на рис. 2, также направлены с запада на восток с тем же местоположением изменения направления переноса углового момента с запада на восток. Однако, вблизи азиатского континента определенно наблюдается транспорт влагопереноса, а тем самым, и углового момента к югу механизмом фронтального переноса.

В зимнее время при форме M_2 (рис. 3) положение высоты волновода аналогично теплому полугодю (см. рис. 3 в статье [2]), однако положение соответствующих потоков, показанное на рис. 4, более резко выделяет интенсивности переноса к югу углового момента и влаги соответственно фронтальным механизмом. При зональной форме циркуляции 3 выявляется снижение высот волноводов к западу от демаркационной линии и их подъём к востоку от неё. Это объяснимо западно-восточным транспортом влаги к берегам Американского континента. Также наблюдается двухслойный сброс величины углового момента к западу над океаном в Арктике и у Японии. В зимнее время процесс при форме циркуляции 3 весьма сложный.

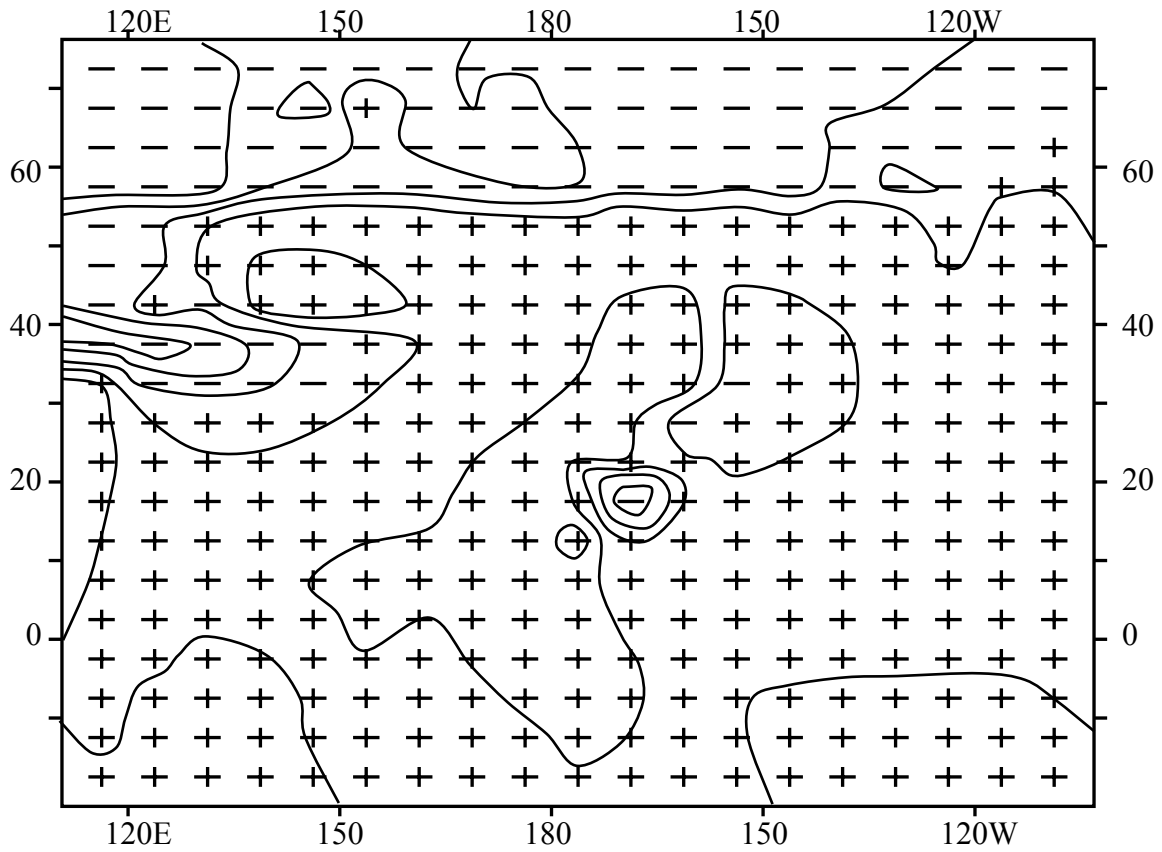


Рис. 3 – Изменение высоты приподнятого тропосферного радиоволновода (см. пояснение в тексте).

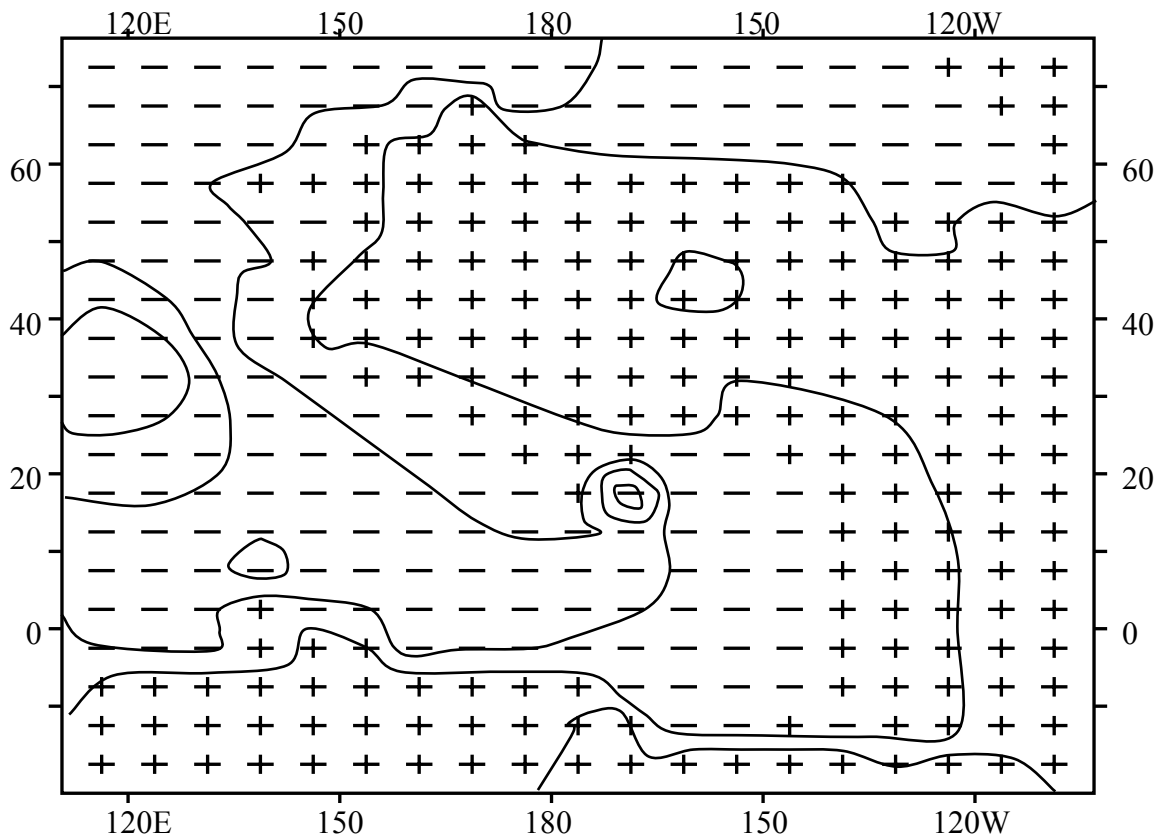


Рис. 4 – Функция тока для ситуации, изображенной на рис. 3 (см. пояснение в тексте).

В этом случае чувствуется влияние тропического фронта и резкого фронтального переноса влаги и углового момента к югу вдоль Азии и перенос этих же величин даже на нижних тропосферных уровнях к северу вблизи демаркационной линии над Тихим океаном и у Гавайских островов. Однако, направление потоков для этого случая указывает на смещение восточно-западного переноса углового момента в Арктику. Это обстоятельство трудно объяснимо и, по-видимому, связано с ледовым покровом Охотского и Берингова морей и малой интенсивностью фронтогенеза при форме циркуляции 3.

Итак, результаты проведенных экспериментов, представленные выше, а также в работе [2], убедительно доказывают, что динамика тропосферных радиоволноводов, атмосферный влагооборот, выполнение баланса углового момента атмосферы и смена форм циркуляции, их преемственность (а также фронтогенез и телеконнекция) оказываются прямым и обратным образом тесно связанными характеристиками атмосферы, причем динамика их взаимодействия может определять эволюцию атмосферных процессов в долго- и сверхдолгосрочном плане. Следует отметить, что все разработанные в работе новые модели и методы естественно применимы к любым районам земного шара и, разумеется, допускают возможность дальнейшей детализации и улучшения прогностической эффективности.

Список литературы

1. Глушков А.В., Хохлов В.Н., Амбросов С.В., Свиначенко А.А., Серга Э.Н. Микросистемная технология "Geomath": Глобальные механизмы в атмосферных моделях и баланс углового момента Земли 1// Український гідрометеорологічний журнал.-2010.- № 5.-С.63-76.
2. Глушков А.В., Амбросов С.В., Свиначенко А.А., Серга Э.Н., Буякова Ю.Я. Глобальные механизмы в атмосферных моделях и баланс углового момента Земли// Український гідрометеорологічний журнал.-2010.- №6.-С.71-76.
3. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Bunyakova Y.Y., Svinarenko A.A., Solonko T.V. Sensing the correlation between atmospheric teleconnection patterns and sea ice extent: Micros technology "Geomath"// Sensors Electr. And Microsyst. Techn.-2006.- Vol.4, №2.-P.16-19.
4. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Svinarenko A.A., Bunyakova Yu.Ya., Prepelitsa G.P. Wavelet analysis and sensing the total ozone content in the earth atmosphere: Micros technology "Geomath"// Sensors Electr. And Microsyst. Techn.-2005.- №3.-P.43-48.
5. Амбросов С.В. Обобщенный критерий форм циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. – 1999. – Вып. 38. – С. 164-168.
6. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N. Neural networks and multi-fractal modelling frustrated aquifer systems. "Underground" hydrology and global Earth angular momentum disbalance// Water resources in Asia Pasific Region.- Kyoto, Japan .-2003.-P.1355-1358.
7. Glushkov A., Khokhlov V., Loboda N.S. On the nonlinear interaction between global teleconnection patterns// Quart. Journ. of Royal Meteorol.Soc.-2006.-Vol. 132.-P. 447-465.
8. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Tsenenko I.A. Atmospheric teleconnection patterns and eddy kinetic energy content: wavelet analysis// Nonlinear Processes in Geophysics.-2004.- V.11, №3.-P.285-293.
9. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N. Using meteorological data for reconstruction of annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal functions approach//Atmospheric Research (Elsevier).-2005.-Vol.77.-P.100-113

10. *Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Serbov N.G., Zhurbenko K.* Signatures of low-dimensional chaos in hourly water level measurements at coastal site of Mariupol, Ukraine// *Stoch Environ Res Risk Assess* (Springer).-2008.-Vol.22,N6.-P.777-788.
11. *Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya.* Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method// *Atmospheric Environment* (Elsevier).-2008.-Vol.42.-P. 7284–7292.
12. *Rusov V.D., Glushkov A.V., Loboda N.S., Khetselius O.U., Khokhlov V.N., Svinarenko A.A., Prepelitsa G.P.* On possible genesis of fractal dimensions in turbulent pulsations of cosmic plasma- galactic- origin rays- turbulent pulsation in planetary atmosphere system//*Advances in Space Research* (Elsevier).-2008.-Vol.42.-P.1614-1627.
13. *Русов В.Д., Глушков А.В., Ващенко В.Н.* Астрофизическая модель глобального климата Земли– Киев: Наукова Думка, 2005. – 270с.
14. *Peixoto J.P., Oort A.H.* *Physics of Climate.* – New York: American Institute of Physics, 1992. – 520p.
6. *Von Storch J.* Angular momenta of Antarctic, Arctic Oscillations//*Journ.Clim.*-2000.-Vol.13- P.681-685.
15. *Arakava A., Schubert W.H.* Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I// *J. Atmos. Sci.* – 1974. – Vol. 31. – P. 674-701.
16. *Kistler R., Kalnay E., Collins W., et al.* The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation // *Bull. Amer. Met.Soc.* – 2001. – Vol. 82. – P. 247-267.
17. Атлас океанов: Тихий океан; Атлас климатических характеристик температуры, плотности и давления воздуха, ветра и геопотенциала в тропосфере и нижней стратосфере Северного полушария // Под ред. Хановской И.В.–М.:Гидрометеиздат, 1974. – 287с.
18. *Гирс А.А.* Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1971.–280с.
19. *Глушков А.В., Ефимов В.А., Кивганов А.Ф.* Моделирование климата как задача взаимодействия триплета солитонов (постановка задачи) // *Метеорология, климатология и гидрология.*-1999.-№38.-С.3-8.
20. *Глушков А.В., Ефимов В.А., Кивганов А.Ф.* Телескопизированный прогноз атмосферных аномалий на средние сроки// *Метеорология, климатология и гидрология.*– 1999.– Вып. 38.– С. 9-13.

Глобальні механізми в атмосферних моделях та баланс кутового моменту Землі: Комп'ютерні експерименти – III.

Глушков О.В., Амбросова С.В., Серга Е.М., Кольцова Н.Ю.

Наведені результати комп'ютерних експериментів на основі нової мікросистемної технології "GeoMath" по моделюванню глобальних механізмів в атмосферних низькочастотних процесах, оцінці балансу кутового моменту Землі та ефектів телеконекції.

Ключові слова: баланс кутового моменту, атмосферні моделі, телеконекція

Global mechanisms in atmosphere models and balance of the Earth angle moment: Computer experiments –III.

Glushkov A.V., Ambrosov S.V., Serga E.N., Koltcova N.U.

The results of the computer experiments within new microsystems technology "Geomath on modelling global mechanisms in atmosphere low frequency processes, estimates of the Earth angle moment balance and teleconnection effects are presented.

Keywords: angle moment balance, atmosphere models, teleconnection

Г.П. Ивус, к.геогр.н., **А.Б. Семергей–Чумаченко**, к.геогр.н.,

Э.В. Агайар, ассист., **А.П. Дмитренко**, инж.

Одесский государственный экологический университет

ВЛИЯНИЕ АДВЕКЦИИ ТЕПЛА НА ОБРАЗОВАНИЕ СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ НИЖНИХ УРОВНЕЙ

Выполнен краткий обзор теоретических исследований о роли адвекции тепла в образовании струй нижних уровней. На примере формирования низкотропосферных струй над Украиной показано влияние температурной стратификации на возникновение низкой струи.

Ключевые слова: адвекция, струйное течение нижних уровней.

Введение. Струйные течения нижних уровней (СТНУ), являющиеся мезомасштабными составляющими процессов синоптического масштаба, привлекают внимание исследователей по ряду причин. В первую очередь это связано с необходимостью детализации синоптических процессов и уточнений краткосрочных прогнозов погоды на небольшие (3-6 часов) сроки. Действительно, наличие СТНУ и сопутствующих им мезомасштабных горизонтальных и вертикальных градиентов метеорологических параметров, их различия по величине и знаку может обусловить мезомасштабные перемещения воздушных масс, особенности их циркуляции и связанные с этим разнообразия погодных условий (приземный циклогенез, мезофронты, мезомасштабные конвективные системы и др.). Под воздействием СТНУ изменяются турбулентный обмен, влажность и стратификация нижних слоев атмосферы, что, в свою очередь, может привести к заметному отклонению значений метеорологических величин от их привычного хода, определяемого либо временем суток, либо макромасштабными синоптическими процессами. Во-вторых, с детальным изучением СТНУ связано решение ряда прикладных задач. Это исследование закономерностей переноса примесей в атмосфере, определение начальных условий запуска ракет, оценка погодных условий при взлете и посадке воздушных судов, изучение флуктуационных явлений распределения звуковых и электромагнитных волн, проведение авиационных работ и др.

Современное состояние проблемы. Все вышеперечисленное вызывает интерес к исследованию самой физической природы возникновения низкотропосферных струйных течений. Необходимо отметить, что результаты изучения данной проблемы не сводятся к какому-либо одному мнению. С одной стороны, это объясняется тем, что сами СТНУ подразделяются на несколько типов, и потому механизмы формирования, присущие одному из них, оказываются неприемлемыми для других [1-3, 5-7]. С другой стороны, время существования струй определяется несколькими часами, протяженность - десятками и сотнями километров, поэтому их исследование по имеющейся аэрологической сети с 12 или 24-часовым временным разрешением и погрешностями в измерении температуры с помощью радиозондов в нижнем 500-метровом слое атмосферы вносит определенные проблемы в раскрытие физики СТНУ. Видимый прогресс в этом вопросе на сегодняшний день достигнут американскими учеными за счет применения сети доплеровских радаров, учащенных измерений ветра (интервал порядка нескольких минут), а также построений вертикальных разрезов атмосферы, вместо изучения отдельно взятой вертикали [10]. Вкратце суть их исследований сводится к тому, что наличие струй обуславливается процессами как макро-, так и мезомасштаба, которые могут действовать вместе и раздельно, определяя все дальнейшие характеристик струй.

Цель исследования - выявление некоторых физических моментов возникновения и развития общециркуляционных СТНУ над Украиной, не затрагивая такие явления, как ночные инерционные колебания скорости ветра, порождающие при инверсионном распределении температуры струйные профили ветра, и термические струи, зависящие от величины угла между термическим и горизонтальным градиентом давления.

Материалы и методы исследования. В качестве исходной информации использовались данные радиозондирования (срок 00 UTC) над Украиной за теплое полугодие (с апреля по сентябрь) 2001-2005 гг., комплект синоптических карт и результаты реанализа из архива Национального центра прогноза окружающей среды (NCEP) и Национального центра исследования атмосферы США (NCAR) [8] за 7-8 апреля 2005 г.

Результаты исследования. Рассматривая физику образования СТНУ, следует иметь в виду, по крайней мере, две группы факторов, имеющих отношение к изучаемому феномену. Это, прежде всего, динамические и термические причины, влияние которых на формирование низких струй наиболее очевидно.

Динамические факторы можно разделить на три составляющие:

- горизонтальный и вертикальный перенос количества движения;
- процессы конвергенции потоков, благоприятствующие образованию СТНУ, а также процессы дивергенции, направленные на ослабление струй;
- вертикальный и горизонтальный перенос вихря скорости.

Все три вида динамического фактора генезиса СТНУ тесно между собой связаны, действуя, как правило, одновременно и взаимно влияя друг на друга, хотя, наиболее резкие и сильные изменения вносит вторая составляющая, определяя саму энергетику процесса [2-4, 9].

Как известно, термические контрасты в зонах атмосферных фронтов обуславливают заметную термическую компоненту ветра, параллельную фронту и интегрально нарастающую с высотой [5, 11]. Кроме того, под действием радиационных и адвективных факторов в пограничном слое могут возникать аномальные вертикальные термические (и барические) градиенты между выше расположенными холодными и нижележащими теплыми слоями воздуха [2], что, по-видимому, способствует притоку количества движения к зоне наибольшего сгущения изотерм.

Таким образом, характер адвекции в области нахождения будущей низкотропосферной струи совсем не безразличен для ее образования, а взаимодействие термического и динамического факторов обуславливает специфические процессы в пограничном слое атмосферы (ПСА): конвергенция вызывает сгущение изотерм и усиление термической компоненты, дивергенция – противоположные действия.

Анализ струйных течений в пограничном слое атмосферы над Украиной за период с 1975 по 1995 гг. [3], показывает, что 50–60% их количества приходится на переходные периоды года (осень, весна) и еще 20–30 % на зиму. Следовательно, именно в эти сезоны наиболее часто встречаются те синоптические процессы и та структура ПСА, которые будут наиболее благоприятны для генезиса струй. Не трудно заметить, что около 60 % случаев СТНУ приходится на такие части барических образований как передняя часть циклона и ложбины, тыловая часть (южная и юго-западная периферии) антициклона и гребня. Еще 15–20 % от общего количества струй отмечается на оси гребня и ложбины, а также в теплом секторе циклона. В 60–70 % случаев струи связаны с фронтальными разделами, от 50 до 70 % фронтальных струй возникает в зоне теплых фронтов [4].

Большинство СТНУ наблюдается при синоптических ситуациях, которые потенциально обуславливают наличие адвекции тепла. Процесс адвекции тепла в ПСА характеризуется тем, что выраженный максимум в профиле ветра, особенно на высотах

500-800 м, хорошо совпадает со слоем наиболее интенсивных адвективных изменений температуры и точки росы. Они увеличиваются с высотой до уровня максимальной скорости переноса и являются небольшими на всех вышележащих уровнях, даже в тех случаях, когда, снова возрастая от уровня 900-1500 м, скорость воздушного потока значительно превышает таковую на уровне нижнего максимума. Косвенным доказательством этого процесса может служить тот факт, что максимум скорости ветра перед теплым фронтом расположен вблизи верхней границы инверсии. Кроме того, адвекция тепла создает условия либо для новообразования инверсии, либо для усиления уже существующей (например, ночной радиационной), что крайне важно для формирования струйного профиля ветра, так как именно инверсия является препятствием, ослабляющим турбулентный обмен с выше- и нижележащими слоями воздуха. В [5] отмечается, что в случаях адвекции тепла (в передней и южной частях циклонов и смежных с ними периферийных частях антициклонов) максимум скорости находится на более высоком уровне по сравнению с синоптическими ситуациями, когда адвекция тепла отсутствует. Максимумы ветра наиболее часто располагаются на высоте 600 м, их повторяемость на высоте 300 м меньше, а на высоте 800 м соответственно, больше, чем при всех других положениях. Эти цифры довольно хорошо совпадают с высотами, на которых преимущественно расположены оси СТНУ (рис.1).

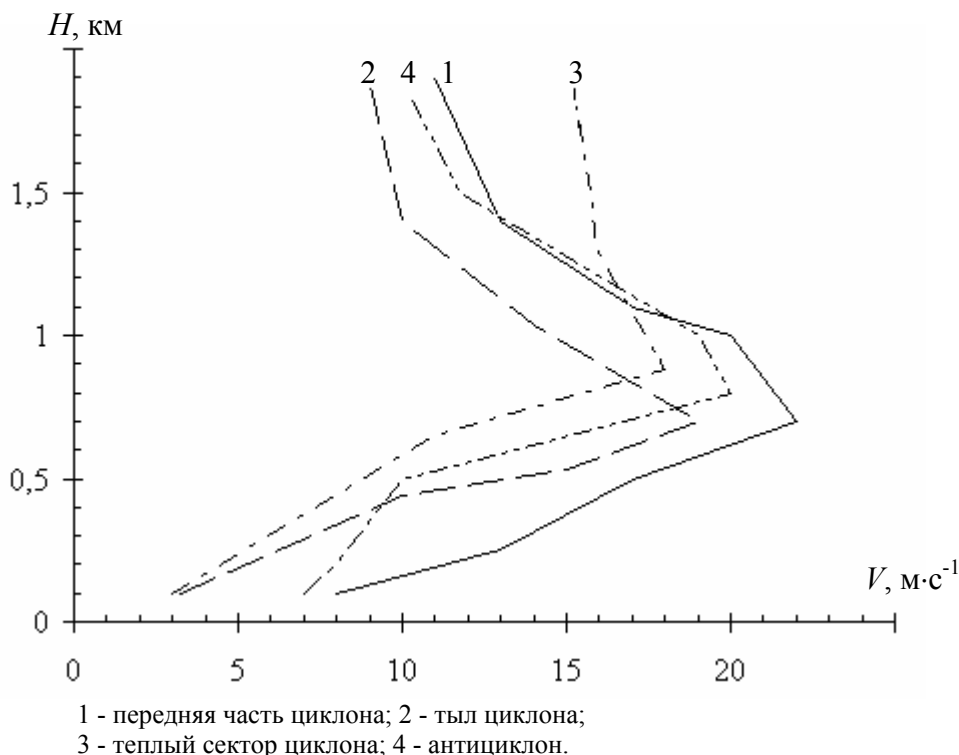


Рис. 1 - Средние профили ветра при СТНУ над Киевом.

Анализ структуры пограничного слоя показывает, что распределение адвективных изменений температуры, когда их максимальные значения приходятся на ось струй, обуславливает различную стратификацию распределения скорости ветра в нижележащем слое воздуха. Так, при адвекции холода будет увеличиваться неустойчивость под струей, особенно выше 200 м. Интенсивный рост скорости ветра чаще наблюдается до высот 200-400 м, а выше, в результате турбулентного обмена,

увеличение скорости ветра существенно замедляется. В случае адвекции тепла, наоборот, повысится устойчивость слоя, что приведет к уменьшению турбулентного обмена, а, следовательно, формированию слоистой структуры ПСА, которая и является наиболее благоприятной для образования струйного профиля ветра.

Исследование формирования низких струй над территорией Украины с апреля по сентябрь 2001-2005 гг. обнаруживает 222 случая струи, т.е. в 4,9 % радиозондирований. Повторяемость явления существенно не отличается от частоты их появления в 1975-1995 гг. и не превышает 5-6 % по станциям Украины в теплое полугодие.

Для изучения влияния адвективных процессов на возникновение низкотропосферных струй целесообразно привлекать случаи образования СТНУ над несколькими пунктами одновременно. В течение выбранного периода случай одновременного формирования низких струйных течений над тремя станциями Украины (Киев, Чернигов и Одесса) приходится на 8 апреля 2005 г. Как видно из построенного по данным радиозондирования вертикального разреза полей скорости ветра и температуры вдоль линии Линденберг-Брест-Шепетовка-Киев-Одесса (рис. 2), указанные СТНУ не отличаются значительной интенсивностью, которая составляет 16-17 м·с⁻¹, и располагаются на высотах 800-1000 м. Мощность слоя повышенных скоростей над Шепетовкой и Одессой равна 100-300 м, а над Киевом - 800 м. Над Брестом профиль скорости ветра принимает струеобразный вид с интенсивностью до 15 м·с⁻¹, а над Линденбергом примерно с высоты 1500 м скорость ветра превышает этот критерий. Над этим пунктом СТНУ переходит с высотой в арктическое струйное течение верхней тропосферы с интенсивностью 43 м·с⁻¹. Вертикальный разрез по температуре, а особенно в сочетании со скоростью ветра (рис. 2), наглядно показывает,

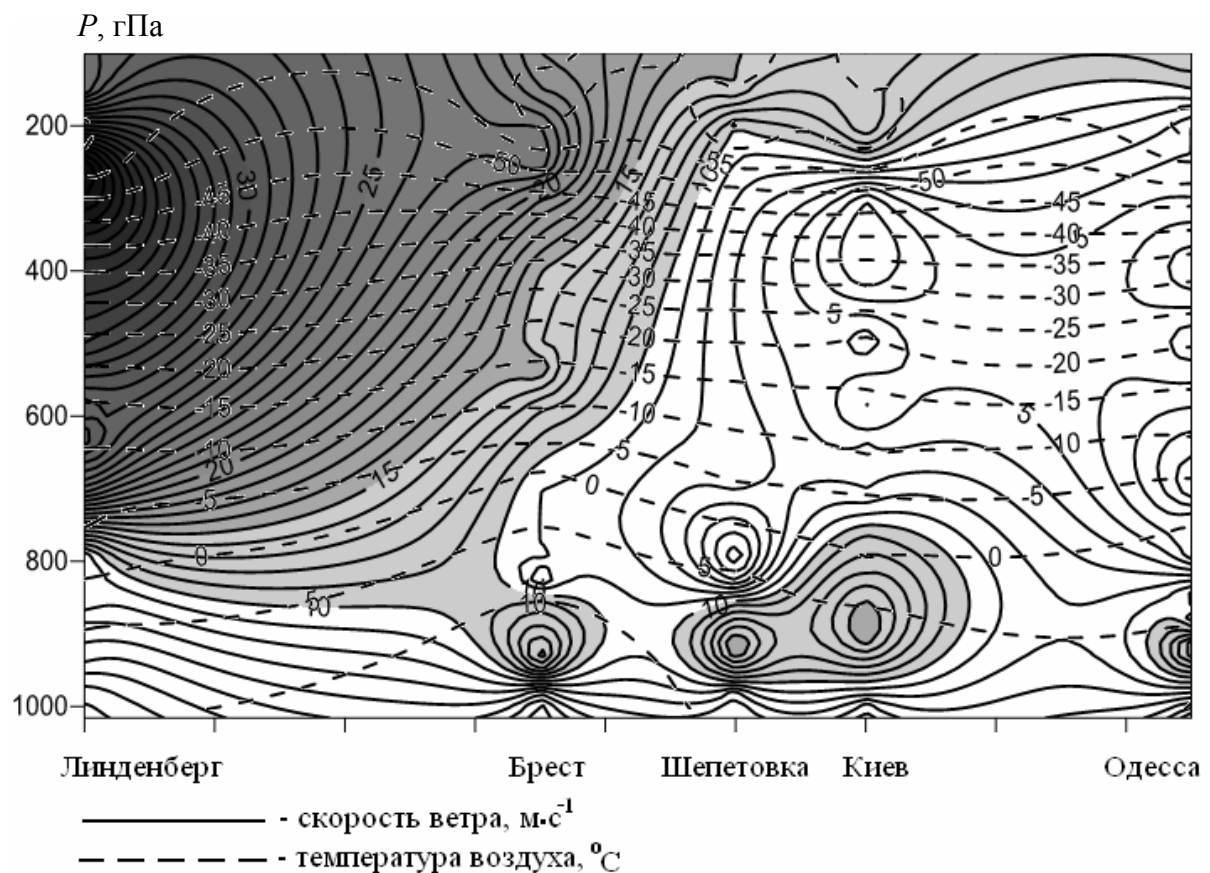


Рис. 2 - Вертикальный разрез скорости ветра и температуры 8 апреля 2005 г., 00 UTC.

что СТНУ над Одессой представляет собой поток относительно холодного воздуха, а над Киевом и Шепетовкой - теплого. Самой теплой струей можно считать течение над Брестом с интенсивностью $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, по-видимому, сказывается её расположение на оси гребня тепла.

Кратко представим синоптическую ситуацию, которая создала термодинамические условия, явившиеся благоприятными для формирования СТНУ над несколькими пунктами Восточной и Западной Европы. Погодные условия 8 апреля 2005 г. над территорией Европы определяет циклон (рис. 3), располагавшийся над западной и северо-западной частью Европы, и двухцентровый антициклон с центрами над северо-восточной частью Каспийского моря и Монголией. Один из его гребней формирует малооблачную погоду и слабый ветер у поверхности земли над юго-востоком Украины, в том числе и над Одессой. В результате чего над югом и востоком Украины отмечается заток холодного воздуха, а над северо-востоком Украины - высотный гребень тепла. Сложный характер адвекции тепла приводит к тому, что над Одессой низкая струя имеет западное направление (165°), а над Киевом и Шепетовкой наблюдается южный поток, что соответствует направлению основного потока на периферии циклона.

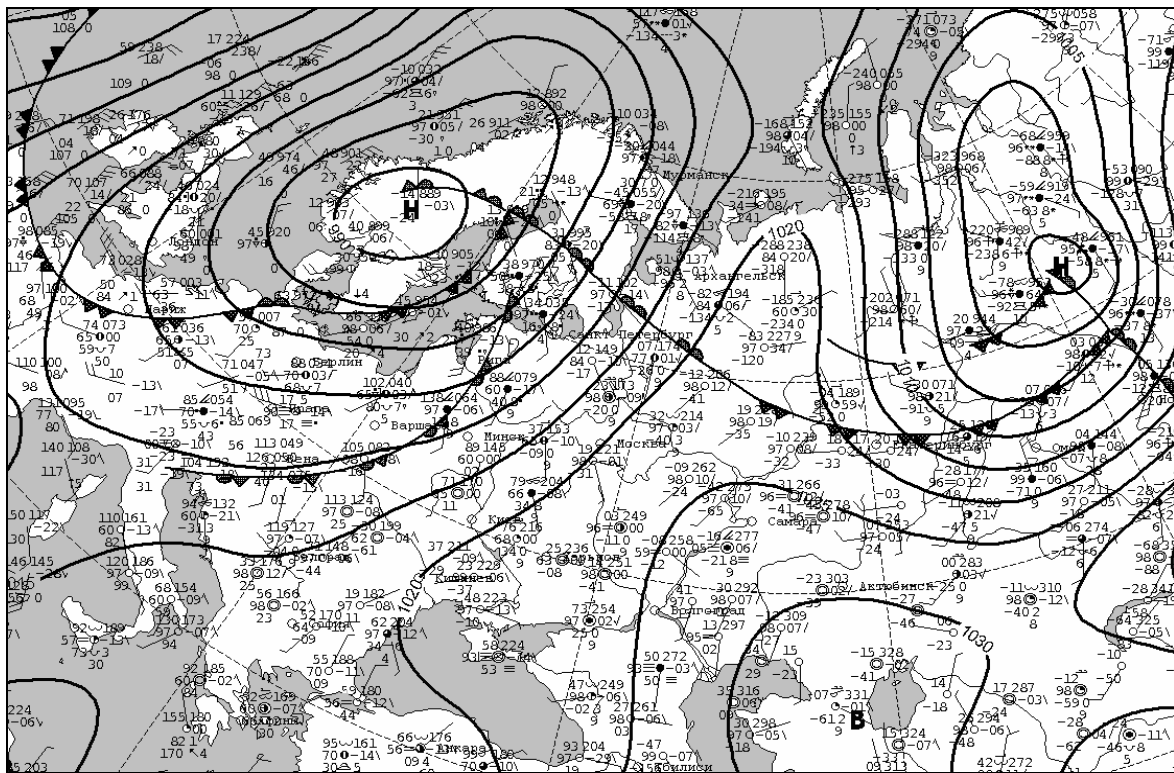


Рис. 3 - Приземный анализ за 8 апреля 2005 г.

Для того, чтобы сделать более уверенные выводы относительно влияния адвекции на образование СТНУ, необходимо исследовать воздействие характера адвекции на скорость ветра на осях низких струй с учетом вертикальной структуры воздушных потоков и количественных характеристик величин адвективных изменений температуры с высотой. В рамках данного исследования по результатам реанализа восстановлены поля геопотенциала и температуры (рис. 4) на уровнях 1000, 925 и 850 гПа с помощью архива NCEP/NCAR [8]. Анализ указанных полей показывает преобладание отрицательной адвекции, то есть адвекции холода над югом и центром Украины, которая севернее Киева сменяется адвекцией тепла. Характер адвекции

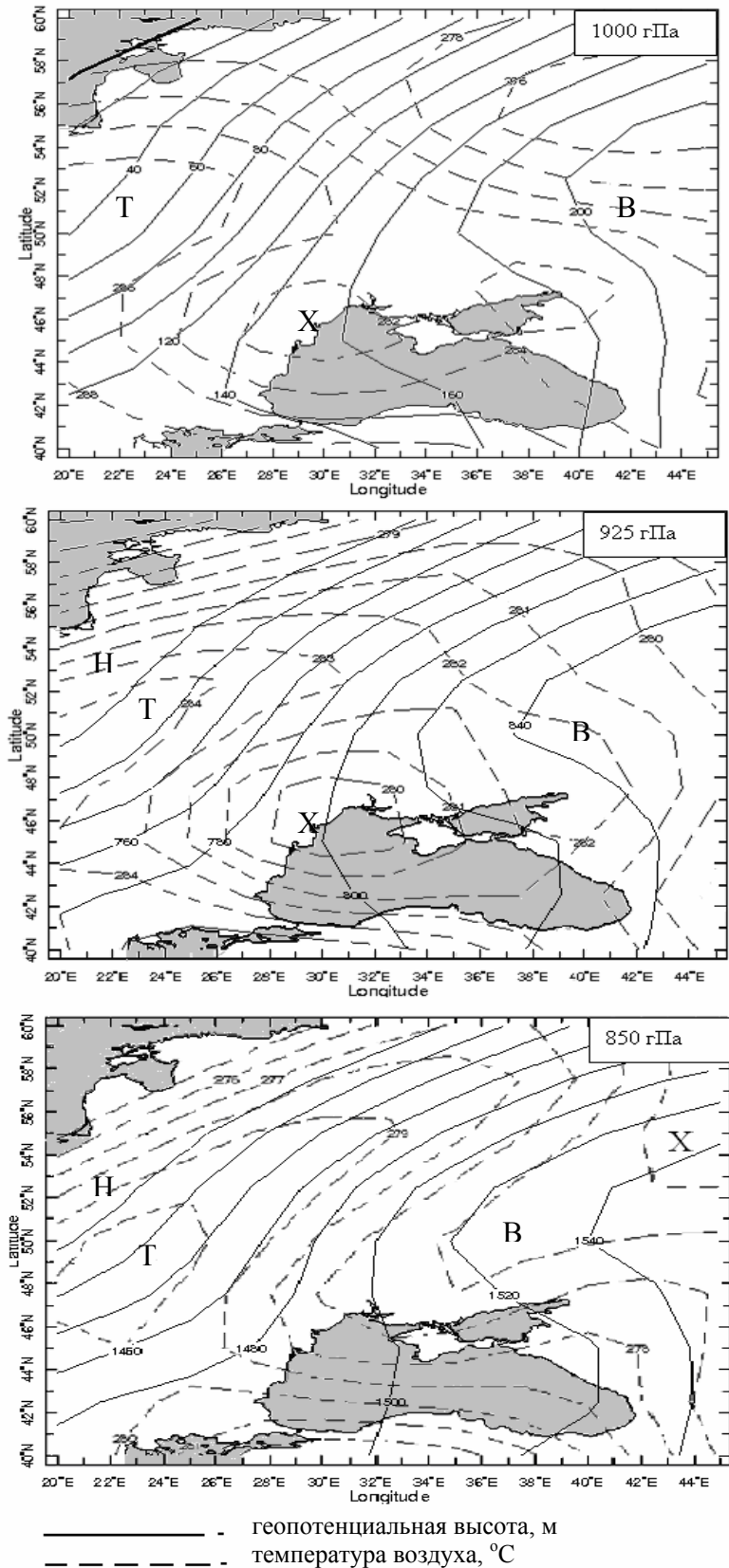


Рис. 4 – Термобарическое поле на уровнях 1000, 925 и 850 гПа 8 апреля 2005г., (00 UTC) построенное по результатам реанализа NCEP/NCAR.

сохраняется на всех трёх исследуемых уровнях, но её интенсивность ослабевает с высотой, достигая минимальных значений к уровню 850 гПа, где изогипсы и изотермы практически параллельны.

Таким образом, 8 апреля 2005 г. над Украиной сформировано две струи на высотах 800-1000 м разного происхождения. Низкотропосферное течение над Одессой возникает в гребне антициклона над приземной инверсией, а узкий поток теплого воздуха над Киевом и Шепетовкой обусловил струю в переходной зоне между гребнем и циклоном вблизи фронта окклюзии.

Выводы. Большинство СТНУ формируется при синоптических ситуациях, обуславливающих адвекцию тепла, которая создает благоприятные условия для образования или усиления инверсионного профиля температуры, вследствие увеличения адвективных изменений температуры воздуха с высотой. Рост адвективных изменений температуры воздуха с высотой оказывает влияние на стратификацию нижележащих слоев воздуха, увеличивая их устойчивость. Устойчивая стратификация воздуха способствует расслоению пограничного слоя атмосферы, что, в свою очередь, приводит к разнородности слоя по температурной и ветровой структуре и образованию струйного профиля ветра.

Список использованных источников

1. Івус Г.П., Белодонова Л.В. Подинверсионные течения и трансформация облачных систем // Метеорология, климатология и гидрология. – 1999. – Вып. 39. – С. 132-139.
2. Івус Г.П., Ефимов В.А. Физика антициклогенеза – К.: КНТ, 2005. – 208 с.
3. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Применение уравнений энергии к исследованию СТНУ // Метеорология, климатология и гидрология. – 1996. – Вып. 33. – С. 57-62
4. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б., Нажмудинова Е. Н. Фронтотенез и струйные течения нижних уровней над Украиной // Метеорология, климатология и гидрология. – 1999. – Вып. 39. – С. 101-104.
5. Клинов Ф.Я., Новикова С.М., Бондина А.Г. К вопросу о распределении температуры, скорости и направления ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы // Труды ЦВГМО. – 1975. – Вып. 3. – С. 3-16.
6. Хаджи-Страти Е.Д. Подинверсионные струи в зимних антициклонах // Метеорология, климатология и гидрология. – 2000. – Вып. 41. – С. 137-141.
7. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. – Л.: Гидрометиздат, 1985. – 264 с.
8. <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/NOAA/NCEP-NCAR/CDAS-1/DAILY/Intrinsic/>
9. Storm B., Dudhia., Basy S., Swift A., Giammanco I. Evaluation of the weather research and forecasting model on forecasting low-level jets: implications for wind energy // Wind Energy. – 2008. – www.interscience.wiley.com.
10. Wang Y., Klipp C. L., Garvey D. M., Ligon D. A., Williamson C. C., Chang S. S., Wewson R.K., Calhoun R. Nocturnal low-level jet dominated atmospheric boundary layer observed by a Doppler Lidar over Oklahoma city during IU 2003 // J. App. Met. – 2007. – Vol. 46 (12). – P. 2098 – 2109.
11. Werth D., Kurzeja R., Luis Dias N., Zhang G., Duarte H., Fischer M., Parker M., Leclerc M. The Simulation of the Southern Great Plains Nocturnal Boundary Layer and the Low-Level Jet with a High-Resolution Mesoscale . - Atmospheric Model // J. Appl. Meteor.Climatol. – 2011. – Vol. 50. – P. 1497–1513.

Вплив адвекції тепла на виникнення струминних течій нижніх рівнів.

Івус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б., Агайар Е. В., Дмитренко А.П.

Виконано стислий огляд теоретичних досліджень щодо ролі адвекції тепла в утворенні струменів нижнього рівня. На прикладі формування низькотропосферних струменів над Україною показано вплив температурної стратифікації на виникнення низького струменя.

Ключові слова: адвекція, струминна течія нижніх рівнів.

Influence of heat advection on the genesis of low level jets.

Ivus G., Semergei-Chumachenko A., Agayar E., Dmitrenko A.

A brief overview of theoretical research on the role of heat advection in the formation of low-level jets was carried out. On the example of the formation of low tropospheric jets over Ukraine, the influence of temperature stratification on the occurrence of low jet is shown.

Keywords: advection, low-level jet.

РЕГІОНАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ ПОСУХ В УКРАЇНІ

Досліджуються просторово-часові особливості розподілу посух на території України за період з 1943 по 2002 роки за допомогою індексу інтенсивності посухи Палмера. Аналізуються повторюваність місяців з посухою та саме посух, а також їх інтенсивність і тривалість. Показано, що на території України мали місце зміни у посушливості (або зволоженні) клімату, причому у різних областях ці зміни відбувалися неоднаково.

Ключові слова: *засуха, зміна клімату, індекс інтенсивності посухи Палмера.*

Вступ. Посухи належать до небезпечних природних явищ, а саме: вони призводять до сильної спеки, підвищення температури повітря й ґрунту, зневоднення, пригнічення й навіть загибелі сільгоспкультур на великих площах, до масового скорочення кількості худоби через вигорання травостоїв і брак корму, вітрової ерозії, зниження рівня ґрунтових вод, висихання озер, водойм і боліт, до порушення роботи гідроелектростанцій, систем водопостачання й промислових підприємств, до лісових пожеж, загорання торфовищ. В окремих випадках від спеки погіршується стан здоров'я населення, і навіть бувають смертельні випадки.

Історичні дані про вологість ґрунту містять вимірювання лише в декількох регіонах і часто дуже короткі [1], але 45-річні дані про вологість ґрунту в сільськогосподарських районах України показують значну тенденцію росту, яка була найбільшою на початку 1960-х та до 1980-х років [2].

При розрахунку індексу інтенсивності посухи Палмера (ШПП) Дай та ін. [3] виявив велику тенденцію посушливості з середини 1950-х років на більшій частині Євразії, Північній Африці, Канаді і на Алясці. Хоча довгострокові дані (1901-2004 рр.) свідчать про невелике збільшення опадів, основною причиною тенденції до посушливості є зменшення опадів в останні десятиріччя, чому сприяло й істотне потепління протягом останніх двох-трьох десятиріч. Дай та ін. [3] показав, що в глобальному масштабі кількість дуже посушливих регіонів (області зі значенням $-4 \leq \text{ШПП} < -3$) зросла більше ніж у два рази (від ≈ 12 до 30%) з 1970 року, а на початку 1980-х спостерігається зменшення опадів на землі і подальше збільшення в основному за рахунок приземного потепління. Однак, результати залежать від використаної моделі ШПП, тому що емпіричні константи, що використовуються в глобальній моделі ШПП, не можуть бути належним чином скореговані з урахуванням місцевих умов клімату.

Довгострокові європейські дані [4] не виявляють тенденції посушливості в районах, де спостерігалися екстремальні значення ШПП в 20-му сторіччі, але останнім часом Європа страждає від тривалих посух, у числі яких і випадок 2003 року, пов'язаний з хвилею тепла.

Таким чином, вивчення посухи є завжди актуальним, адже комплексний аналіз таких процесів сприяє розумінню їх природи і, як наслідок, можливих причин їх утворення, які, у свою чергу, можуть стати основою для створення нових методів прогнозу подібних неординарних явищ погоди. Метою дослідження є визначення просторово-часових особливостей розподілу посух на території України у 1943-2002 рр. за допомогою індексу інтенсивності посухи Палмера.

Методика дослідження та вихідні дані. За своєю природою посухи є регіональними явищами. Тому існує кілька індикаторів, які визначають інтенсивність посухи на регіональній основі. Можливо найвідомішим з них є індекс інтенсивності посухи Палмера [5]. Палмер визначив період посухи як «інтервал часу, звичайно порядку місяців або років, під час якого фактичне надходження вологи в даному місці набагато нижче кліматично ймовірного або кліматично відповідного надходження

вологи». Судячи із цього визначення, Палмер розробив ІППІ як спосіб виміру інтенсивності посухи. Хоча індекс має відношення до метеорологічної посухи, метод враховує опади, сумарне випаровування і умови вологості ґрунту, тобто визначники гідрологічної посухи. Більше того, ІППІ повинен бути пов'язаний з водопостачанням в річках, озерах і водоймищах, а отже й становити інтерес для гідрологів точно так само, як для метеорологів і кліматологів.

Основна формула для розрахунку ІППІ має вигляд:

$$X_{(i)} = 0,897X_{(i-1)} + \frac{1}{3}Z_{(i)},$$

де $X_{(i)}$ і $X_{(i-1)}$ – значення ІППІ для поточного та попереднього місяців, $Z_{(i)}$ – індекс аномалії вологи, методика розрахунку якого наведена у [5].

Залежно від величини ІППІ Палмер визначив відповідні категорії посухи (табл. 1).

Для розрахунку індексу Палмера за наведеною формулою потрібно мати вихідні дані про середньомісячну температуру повітря та місячну кількість опадів. Серед великої кількості існуючих архівів даних, ре-аналіз температури та опадів Університету Східної Англії виділяється тим, що у ньому зібрано мабуть найдовші часові ряди, а крок сітки становить лише 0,5 градусів за меридіаном та широтним кругом. Єдиним недоліком цього ре-аналізу є те, що він закінчується 2002 роком. Саме ці дані використовувалися для розрахунку індексу, архів середньомісячних даних якого також є у мережі Internet. З цього архіву для аналізу були відібрані дані за період з 1943 по 2002 рр. для території, обмеженої 43,75° і 53,25° північної широти і 20,75° і 40,75° східної довготи. Весь період потім був розділений на дві тридцятирічні частини, що дозволяє простежити можливий вплив змін клімату на режим посух над Україною. Перша частина 1943–1972 рр. характеризується невеликим глобальним похолоданням, а друга 1973–2002 р. – потеплінням. Строго кажучи, вважається, що потепління почалося з кінця 1970-х років, але у нашому випадку важливим є розділення на 30-річні періоди, тому що це є довжина кліматичного періоду за ВМО [6].

Результати та їх аналіз. На рис. 1а і 1б наведений просторовий розподіл кількості місяців з посухою на території України протягом двох періодів: 1943–1972 і 1973–2002 рр. Для першого періоду максимальна кількість місяців з посухою припадає на центральні, східні та, частково, західні регіони України, а саме: Хмельницьку обл. (210–240 місяців), Київську і Черкаську обл. (240–270 місяців), Харківську, Донецьку і Луганську обл. (210–240 місяців). Мінімальна кількість місяців з посухою має місце у Приазов'я та Вінницької області і становить приблизно 30–60 місяців. За другий період з 1973 р. по 2002 р. найбільша кількість місяців з посухою спостерігалася у Хмельницькій обл. і на півдні Одещини (240–270 місяців), а найменша – у Вінницькій, Луганській обл. і на півночі Сумської обл. (0–30 місяців).

На рис. 1в зображено поле, що відображає динаміку зміни кількості місяців з

Таблиця 1 – Критерії посухи за індексом інтенсивності посухи Палмера

Значення ІППІ	Категорія посухи
$-2 \leq \text{ІППІ} < -1$	Слабка посуха
$-3 \leq \text{ІППІ} < -2$	Помірна посуха
$-4 \leq \text{ІППІ} < -3$	Інтенсивна посуха
$\text{ІППІ} \leq -4$	Екстремальна посуха

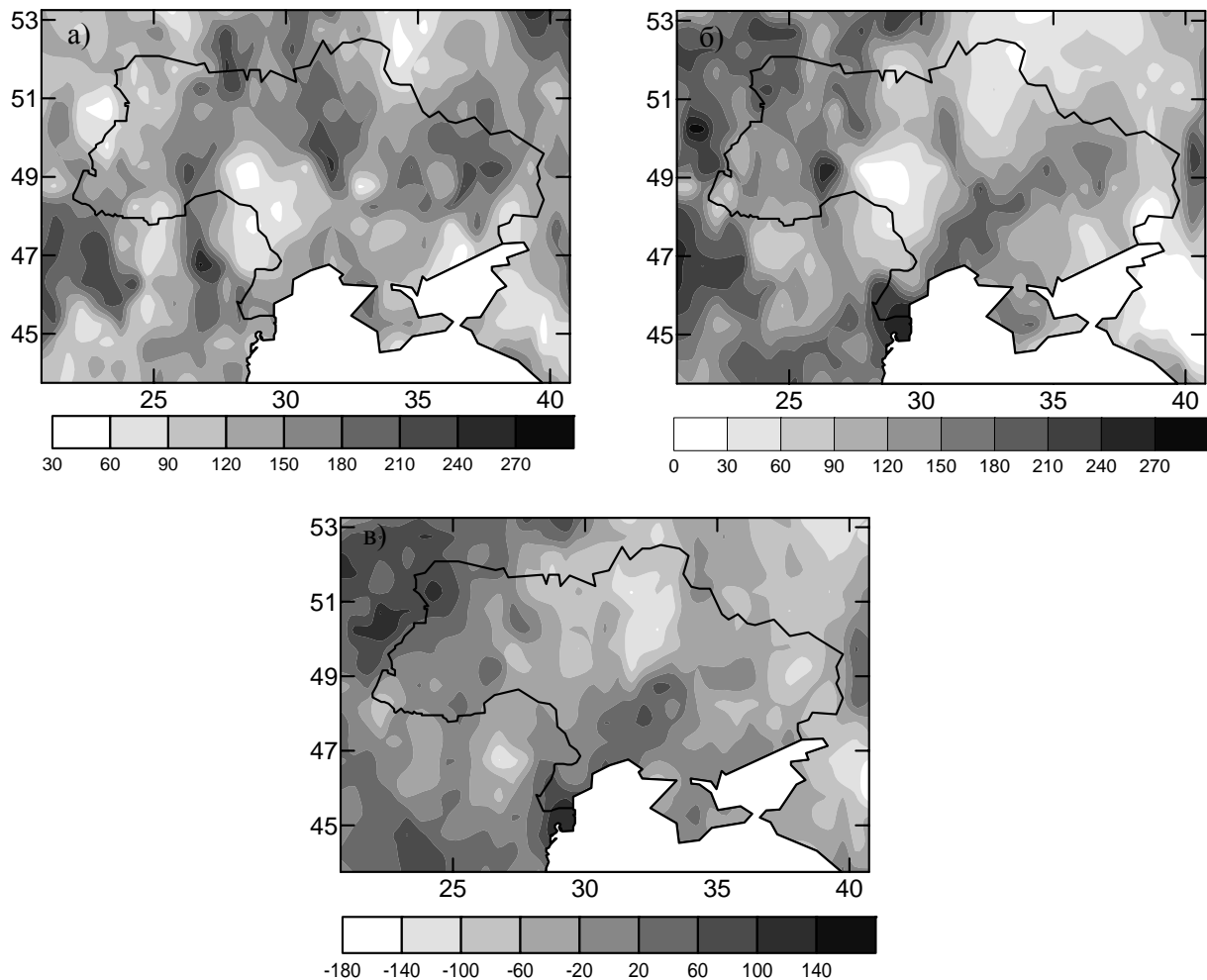


Рис. 1 – Кількість місяців з посухою ($ШП\text{П} \leq -1$) для періодів 1943–1972 рр. (а) і 1973–2002 рр. (б) та різниця між двома періодами (в).

посухою на території України за досліджуваний період. Як видно, в Одеській, Миколаївській та Волинській обл. кількість посушливих місяців зросла за останнє тридцятиріччя, відповідно, на 100–140 місяців, 60–100 місяців та 100–140 місяців. А в інших регіонах України, навпаки зменшилась, особливо у північних областях.

На рис. 2а і 2б зображено просторовий розподіл кількості посух на території України протягом двох періодів 1943–1972 і 1973–2002 рр. Розглянувши рис. 2а можна зробити висновок, що протягом періоду 1943–1972 рр. кількість посух мала максимум на півдні України, а саме в Херсонській та Запорізькій областях (25–30). Мінімальна кількість посух спостерігалася в Луганській обл. (0–5). За другий період з 1973 р. по 2002 р. (рис. 2б) найбільша кількість посух має місце в Хмельницькій, Херсонській та Дніпропетровській обл. (25–30), а найменша – у Вінницькій та Луганській обл. (0–5).

Цікаво, що найбільша кількість екстремальних посух протягом першого періоду (рис. 3а) мала місце у Тернопільській обл. (8–10), а в інших областях відзначалися тільки поодинокі екстремальні посухи. З рис. 3б можна зробити висновок, що протягом другого періоду на території України екстремальні посухи майже не спостерігалися, лише не велика кількість в Дніпропетровській (4–6) та в Львівській обл. (6–8).

На рис. 4а зображено найбільшу тривалість посух за період 1943–1972 рр., де можна побачити, що максимум тривалості посух реєструвався в Черкаській обл. (140–160 місяців), а мінімум – в центральних та північно-західних областях України (0–20 місяців). З рис. 4б видно, що за період 1973–2002 рр. максимальна тривалість

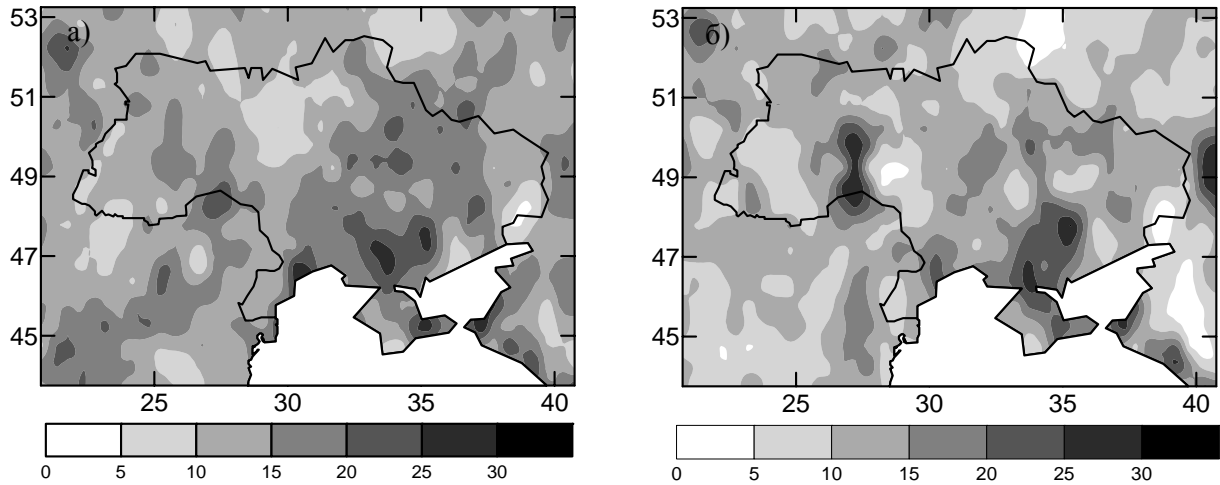


Рис. 2 – Кількість посух ($\text{IPII} \leq -1$) для періодів 1943–1972 рр. (а) і 1973–2002 рр. (б).

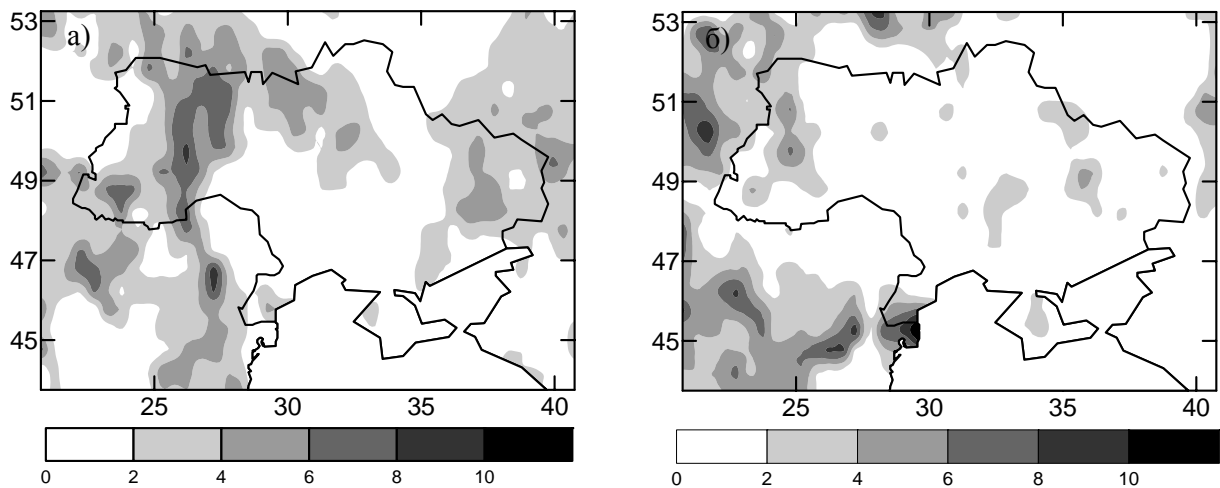


Рис. 3 – Кількість екстремальних посух ($\text{IPII} \leq -4$) для періодів 1943–1972 рр. (а) і 1973–2002 рр. (б).

посух спостерігається в Дніпропетровській обл. (120–140 місяців), а мінімум має місце в Приазов'ї та Луганській, Вінницькій, Житомирській та Чернігівській областях (0–20 місяців).

Екстремальні посухи за період 1943–1972 рр. (рис. 5а) були не тривалими, лише в Житомирській обл. вони реєструвалися більш-менш довгий інтервал часу (15–20 місяців). У другий період (рис. 5б) спостерігається також незначна тривалість екстремальних посух, а саме в Полтавській обл. (12–16 місяців), Кіровоградській обл. (8–12 місяців) та Львівській обл. (12–16 місяців).

Нарешті, найінтенсивніші посухи у перший період (рис. 6а) мали місце у західних та східних регіонах України, а саме у Донецькій та Тернопільській обл. ($-7 \leq \text{IPII} \leq -6$), а найменші значення IPII були в Миколаївській, Кіровоградській та Сумській обл. ($-3 \leq \text{IPII}$). У другий період (рис. 6б) найменші значення IPII реєструвалися у Львівській та Волинській обл. ($-7 \leq \text{IPII} \leq -6$), а найбільші – у Вінницькій та Луганській обл. ($-2 \leq \text{IPII} \leq -1$).

Особливістю одержаних результатів є зменшення кількості посух над сходом України та збільшення над заходом. На перший погляд цей висновок є не дуже обґрунтованим. Та як показано у доповіді Міжурядової групи експертів над Україною починаючи з 1979 р. відбувалося повсюдне підвищення температури, а кількість опадів

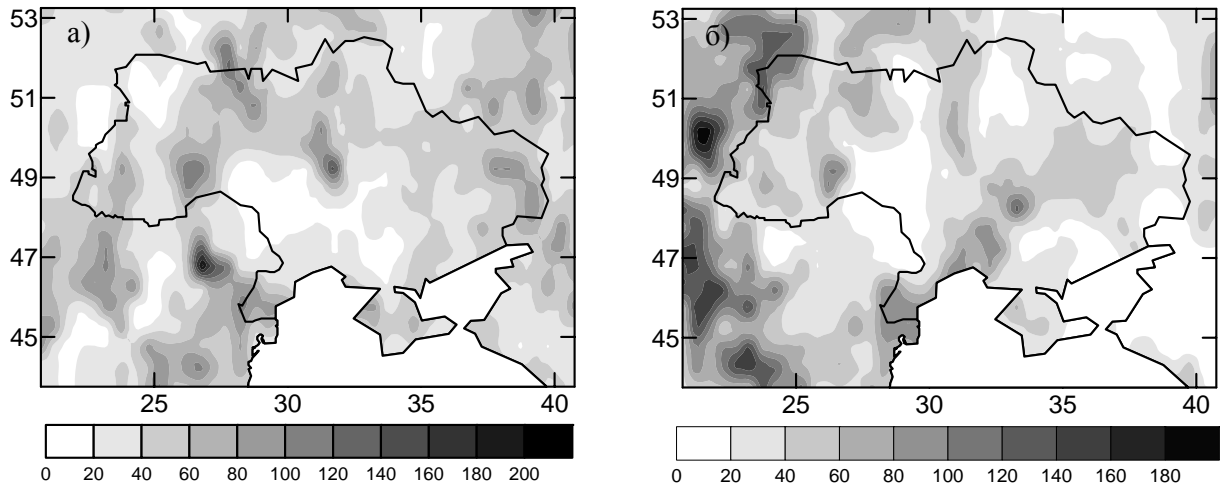


Рис. 4 – Максимальна тривалість посух ($SPPI \leq -1$) для періодів 1943–1972 рр. (а) і 1973–2002 рр. (б).

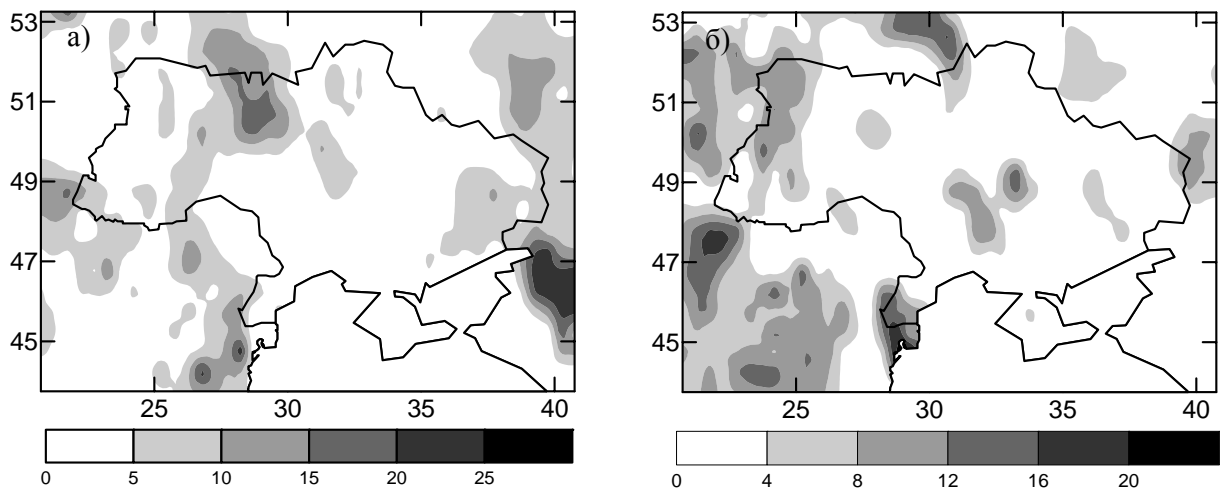


Рис. 5 – Максимальна тривалість екстремальних посух ($SPPI \leq -4$) для періодів 1943–1972 рр. (а) і 1973–2002 рр. (б).

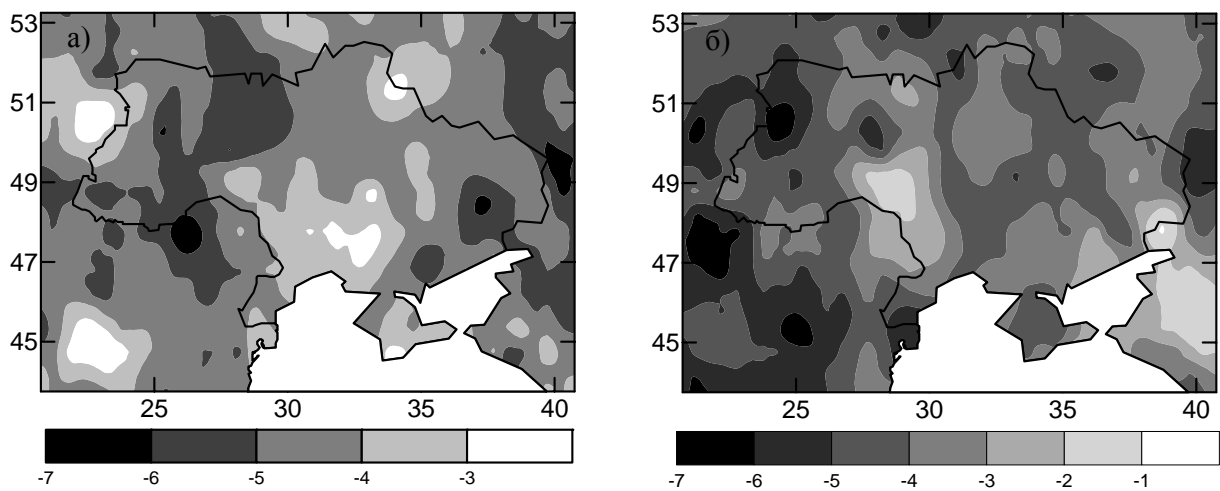


Рис. 6 – Найменші значення ШПІ для періодів 1943–1972 рр. (а) і 1973–2002 рр. (б).

збільшувалася на сході та залишалася сталою на заході. Внаслідок підвищеної випаровуваності над заходом України і спостерігається максимум посух. Внаслідок же збільшення опадів над сходом України має місце зменшення посух.

Висновки. У цій статті посухи досліджувалися за допомогою індексу Палмера. При цьому були проаналізовані повторюваність місяців з посухою та самих посух, а також їх інтенсивність і тривалість. Показано, що:

1. Кількість місяців з посухами за другий період порівняно з першим періодом зросла на півдні та заході України і зменшилася на сході та півночі. А кількість самих посух в перший період становила ~ 30 на півдні та від 0 до 5 на сході України. У другий період 25–30 посух мали місце на півдні та заході, а у східних регіонах від 0 до 10.
2. Протягом першого періоду посухи найбільшої тривалості спостерігалися на півночі України, а найменшої в центральних регіонах. За другий період найбільш тривалі посухи були присутні в центральних регіонах України, на півдні та заході.
3. За перший період посухи з найбільшою інтенсивністю реєструвалися у західних та східних регіонах України, а найменші значення ІППП були у Миколаївській, Кіровоградській та Сумській обл. За другий період найменші значення ІППП відзначалися у Львівській та Волинській, а найбільші – у Вінницькій та Луганській обл.

Одержані у цій статті результати відбивають тільки деякі статистичні характеристики розподілу посух на Україні, не висвітлюючи причин, чому відбулися ті чи інші зміни їх режиму. Тому у подальшому цікавим є дослідження у зв'язку з цим відповідних змін циркуляційного режиму над Східною Європою.

Список літератури

1. Robock A., Vinnikov K.Y., Srinivasan G., Entin J.K., Hollinger S.E., Speranskaya N.A., Liu S., Namkhai A. The global soil moisture data bank // Bulletin of the American Meteorological Society. – 2000. – Vol. 81. – P. 1281–1299.
2. Robock A., Mu M., Vinnikov K., Trofimova I.V., Adamenko T.I. Forty five years of observed soil moisture in Ukraine: No summer desiccation (yet) // Geophysical Research Letters. – 2005. – Vol. 32. – L03401.
3. Dai A., Trenberth K.E., Qian T. A global data set of Palmer Drought Severity Index for 1870–2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming // Journal of Hydrometeorology. – 2004. – Vol. 5. – P. 1117–1130.
4. van der Schrier G., Briffa K.R., Jones P.D., Osborn T.J. Summer moisture variability across Europe // Journal of Climate. – 2006. – Vol. 19 – P. 2818–2834.
5. Palmer W.C. Meteorologic drought // U.S. Weather Bureau. – 1965. – P. 45–58.
6. Technical Regulations. Vol. I. WMO – No. 49. – WMO: Geneva, 1984. – 88 pp.

Региональные особенности распределения засух на Украине. Хохлов В.Н., Боровская Г.А., Хоменко Г.В., Шараева Т.В.

Исследуются пространственно-временные особенности распределения засух на территории Украины за период с 1943 по 2002 годы с помощью индекса интенсивности засухи Палмера. Анализируется повторяемость месяцев с засухой, самих засух, а также их интенсивность и продолжительность. Показано, что на территории Украины имели место изменения в засушливости (или увлажнении) климата, причем в разных областях эти изменения происходили неодинаково.

Ключевые слова: засуха, изменение климата, индекс интенсивности засухи Палмера.

Regional features of droughts distribution in Ukraine. Khokhlov V.N., Borovska G.A., Khomenko G.V., Sharaieva T.V.

Spatiotemporal features of drought distribution in the Ukraine territory are investigated for the period from 1943 to 2002 with the Palmer Drought Severity Index. The repeatability of months with droughts and droughts themselves, as well as their intensity and duration are analyzed. It is shown that there have been changes in aridity (or humidification) climate in the territory of Ukraine, and these changes were not uniform in different regions.

Key words: drought, climatic change, Palmer Drought Severity Index.

ДЕЯКІ АСПЕКТИ ФОРМУВАННЯ ІНТЕНСИВНИХ ПОСУШЛИВИХ ЯВИЩ ВЛІТКУ 2010 Р. НАД СХІДНОЮ ЄВРОПОЮ

Досліджуються умови встановлення масштабної посухи та температурних аномалій на території України у липні-серпні 2010 р. на фоні сучасних змін глобального і регіонального клімату.

Ключові слова: посуха, блокуючий антициклон, аномалії температури, індекси блокування

Постановка проблеми. Кількість та інтенсивність стихійних явищ погоди залежить від термодинамічної індивідуальності баричних утворень, які їх визначають, а вона, в свою чергу від типу синоптичного процесу, району формування та траєкторії, по якій переміщується дане баричне утворення. Зміна цих факторів спричиняє аномальні прояви інтенсивності та локалізації явищ погоди, створює регіональні особливості їх розподілу.

Характерною особливістю першого десятиріччя ХХІ ст. є збільшення кількості тепла по всій території України та деформація ізотерм поля сум активних температур зонального напрямку у меридіональний, за винятком півдня країни. За останні 20 років по країні середня температура влітку зросла на 1,3...1,7 °С, а взимку — на 2,0...2,5 °С. При подальшому розвитку глобального потепління ХХІ ст. підвищення температури на Україні очікується у всі місяці і сезони року. Основна причина потепління вбачається у підсиленні природного парникового ефекту в атмосфері парниковими газами. Водночас відзначається зменшення опадів, як за величиною, так і за амплітудою коливань з року в рік. Проте, в межах місяця мінливість опадів залишилася значною при високій ймовірності випадання сильних дощів за окрему добу. Зростання півдобових сум опадів, особливо у західних і південних областях, істотно посилилось, констатується збільшення повторюваності стихійних конвективних явищ (зливи, шквали, град тощо) [1].

В умовах регіональних змін клімату на просторі країни простежується тенденція до підвищення повторюваності посушливих періодів, які, часом, сягають критерію стихійних посух, суховіїв і пожежної небезпеки. Широкий спектр досліджень посушливих явищ підкреслює актуальність вивчення цього питання для території України.

Посухи в Україні переважно формуються в результаті тривалої трансформації повітря в антициклонах; одним з основних процесів при цьому є блокування зонального потоку в атмосфері. Хоча встановлення блоків для європейської території явище досить поширене, проте, в окремі періоди інтенсивність та тривалість процесу набуває аномального характеру. Причини формування потужних блоків, та, як наслідок, ряду стихійних явищ, можливо виявити лише при детальному аналізі фізичних механізмів виникнення і розвитку цього явища, включаючи процеси перетворення енергії в самому блокуючому антициклоні і обмін енергією між атмосферними хвилями різних масштабів. У даному дослідженні зроблена спроба встановити особливості утворення ряду інтенсивних посушливих явищ влітку 2010 р. на території східної Європи.

Зв'язок проблеми з останніми науковими дослідженнями. Вивченню антициклонічного режиму циркуляції і пов'язаних з ним аномалій погоди присвячено

багато вітчизняних і зарубіжних досліджень [2 - 4]. Першочерговим питанням при цьому є вплив глобального потепління на динаміку кліматоекологічних умов України у XXI ст. Ці проблеми висвітлені у роботах О.Б. Полонського, В.Ф. Мартазінової, В.М. Бабіченко, В.М. Волощука, С.Г. Бойченко, М.Б. Барабаш, В.О. Балабух, Н.П. Гребенюк та інших. Зміни циркуляції атмосфери при посиленні меридіональності, зростання повторюваності процесів блокування призводять до тривалих аномалій у полях метеорологічних величин. Одним з таких проявів є збільшення частоти формування інтенсивних суховійно-посушливих явищ на території України. У цьому напрямі відзначаються праці Щербань І.М., Корж Т.В. та інш.

Мета дослідження. Виявити причини та відмінності синоптичних процесів при утворенні потужних посух в умовах новітніх змін клімату.

Матеріали і методи дослідження. Розглядається випадок встановлення посиленої спеки та ряду стихійних посушливих явищ влітку 2010 р. над східною Європою як приклад аномального прояву у режимі циркуляції атмосфери.

Вихідні дані для дослідження: оперативна синоптична інформація, карти розподілу вологості, максимальних температур, стихійних явищ, супутникові знімки хмарності, дані ре-аналізу США NCEP/NCAR - поля геопотенціалу на рівні 500 гПа.

В якості методів дослідження застосовано: синоптико-кліматичний аналіз, просторово-часове узагальнення даних, чисельний експеримент.

Результати дослідження та їх аналіз. Літо 2010 р. на території східної Європи стало найбільш жарким за всю історію метеоспостережень. Загальний фон середньодобових температур в період другої половини липня та першої половини серпня був значно вищим за норму, що й призвело до виникнення масштабної та інтенсивної посухи майже у всіх регіонах України, за винятком крайніх західних областей. У липні на заході країни переважала прохолодна і волога погода: середньодобова температура повітря становила 14 – 19 °С, що на 1,0 – 4,0 °С нижче норми, максимальна температура повітря не перевищувала 15 – 24 °С, крім того, спостерігалась значна кількість облогових та зливових опадів, що обумовило підвищення рівнів води на малих річках на 0,5 – 1,5 м, в горах виникла загроза утворення селів, вихід води на заплаву, значні стоки води.

Під впливом найбільш високих температур опинились північні та північно-східні регіони країни. Локалізація максимальних значень додатної аномалії температури повітря в зоні Лісостепу та Полісся (до 9 - 11 °С) є нетиповим явищем, оскільки максимальні температури повітря, а отже, і найвищі додатні аномалії, за середньокліматичними показниками, належать Степу.

На багатьох пунктах спостережень були перевищені абсолютні максимуми температури повітря (табл.1)

Таблиця 1 – Максимуми температури повітря влітку 2010 р.

Місто, метеостанція	Максимум температури, °С	Дата встановлення
Дніпропетровськ	40,9	08 серпня 2010
Донецьк	39,1	10 серпня 2010
Запоріжжя	40,2	11 серпня 2010
Київ	39,2	08 серпня 2010
Луганськ	42,0	12 серпня 2010
Сімферополь	39,5	08 серпня 2010
Харків	39,8	08 серпня 2010
Херсон	40,7	08 серпня 2010

Погодні умови липня–серпня 2010 р. були вкрай негативними, а в окремих регіонах катастрофічними для росту та дозрівання усіх видів сільськогосподарських культур. Поряд з потужною ґрунтовою і атмосферною посухою в багатьох областях фіксувались численні випадки суховійних явищ при максимальній температурі повітря 35 – 40 °С, швидкості вітру 5 – 13 м·с⁻¹ та відносній вологості повітря 11 - 24 %. Починаючи з 20 липня і до кінця першої декади серпня, в регіонах півдня, сходу та північного сходу країни реєструвався п'ятий – найвищий клас пожежної небезпеки.

Як відомо, посухи в Україні виникають при двох основних синоптичних ситуаціях: при зональній циркуляції та при утворенні блокуючих ситуацій. У ході аналізу циркуляційних умов постала задача виявлення особливостей синоптичних процесів або їх можливої аномальності у зв'язку з посиленою інтенсивністю комплексу посушливих явищ.

Переважаюча більшість науковців при дослідженні даного періоду стверджує, що причиною теплової хвилі над ЄТР та східною Європою стало утворення блокуючого контуру аномальної тривалості – до 50 діб. Високий антициклон у липні спочатку зумовив безпрецедентну спеку на півдні Росії і в східній Україні, а до початку серпня розповсюдився і на середні широти Росії, накачуючи розпечене повітря з пустель Туркменії – поширена область високого тиску перешкоджала нормальному руху прохолодних повітряних мас із заходу і сприяла теплому повітрю рухатися до півночі з тропіків. Багатьма вченими пов'язується таке встановлення аномальної спеки з глобальним потеплінням, висувається також ряд припущень стосовно додаткового впливу на процеси вулканічного виверження, збільшення концентрації парникових газів, зміни положення висотної струминної течії, зміни температури течій в Атлантиці і т.п. [5-7].

Температура повітря над ЄТР різко підвищилася внаслідок сполучення безхмарної погоди при значних низхідних вертикальних рухах у системі високого тиску, що спричинило нагрівання повітря при стисканні та додатковому кумулятивному ефекті посухи, тим самим викликавши ще більший нагрів підстильної поверхні через механізм температурного зворотного зв'язку (рис. 1).

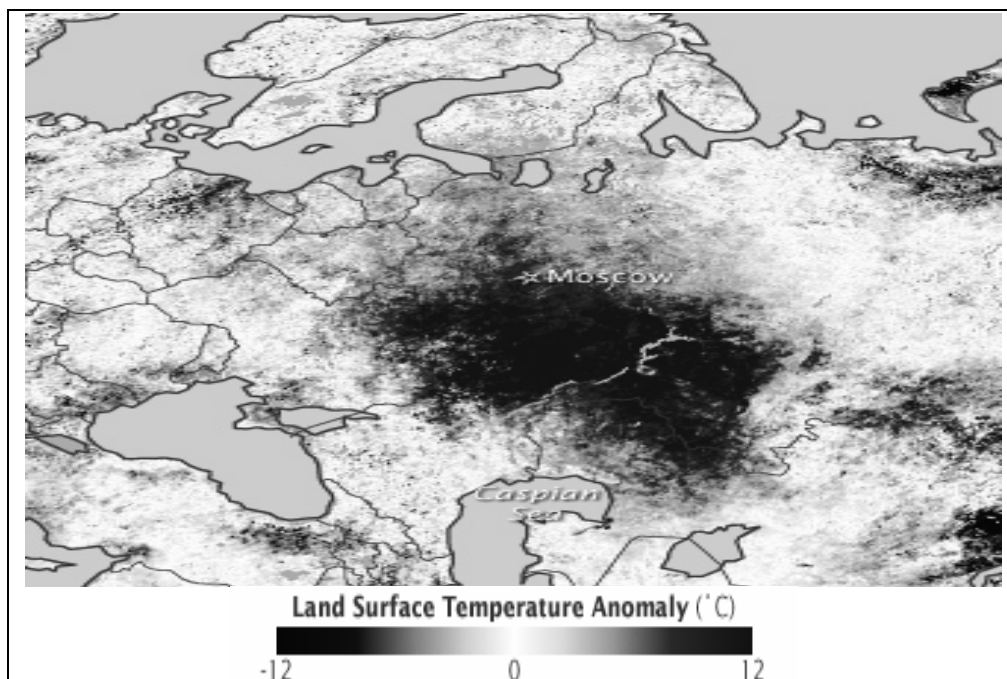


Рис. 1 - Карта аномалії температури влітку 2010 р. NASA Earth Observatory.

Детальний аналіз приземних та висотних полів зазначеного періоду дозволив виявити деяку несполучність процесів подібного типу, особливо для території України. Висотні термобаричні поля характеризувалися чітко вираженою меридіональністю потоків, вид і структура висотних полів узгодиться з типовими даними при встановленні посушливих періодів - переважала форма меридіональної циркуляції типу *Цт*. Висотний антициклон досяг максимального розвитку в першій декаді серпня: $H_{500} = 595$ дам. Всупереч цьому, будова приземного поля над Україною не відповідала визначеному типу і здебільшого представляла собою периферійні процеси, а саме малоградієнтні поля як підвищеного, так і зниженого тиску по південній та південно-західній периферії окремих ядер антициклонів, що генерувалися у цей час у відрозі азорського максимуму при входженні у цю систему полярних антициклонів (рис. 2).

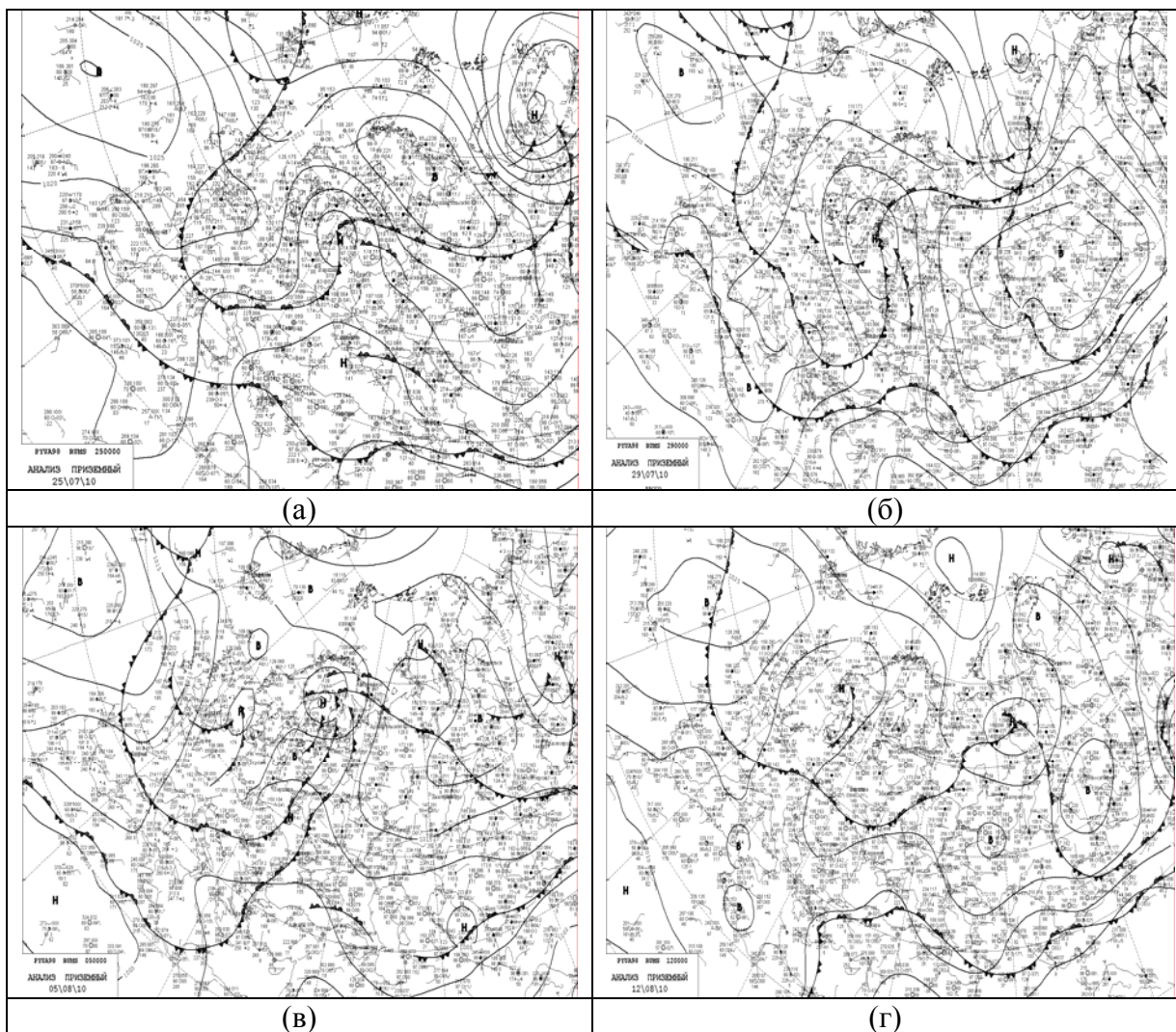


Рис. 2 - Приземні карти погоди: (а) - 25.07.10; (б) – 29.07.2010; (в) – 05.08.2010; (г) – 12.08.2010, 00 ВСЧ.

Суб'єктивний аналіз структури висотних полів дозволяє висунути гіпотезу про ймовірність встановлення блоків у даний час, що могло б пояснити причину інтенсивності і тривалості процесів. Виходячи з цього, наступним етапом дослідження

є визначення кількісних критеріїв блокування. Проте розрахунки індексів блокування за даними ре-аналізу Національного центру передбачення клімату США NCEP/NCAR поля геопотенціалу на рівні 500 гПа у межах сітки значень з просторовою розв'язкою: $0 - 60^\circ$ сх.д. і $35 - 90^\circ$ півн.ш. за методикою, введеною Лейенасом і Окландом, не показали задовільних результатів. Малі, але значущі (від'ємні) індекси блокування відмічалися стаціонарно над районом Чорного моря, Туреччини і Кавказу; лише у другій половині серпня потужний осередок з істотними відмітками індексів виділився у приполярній області, який, однак, простежувався не більше 5 діб, водночас максимальні температури по Україні на цей період значно знизились і посушливі умови нівелювалися (рис.3).

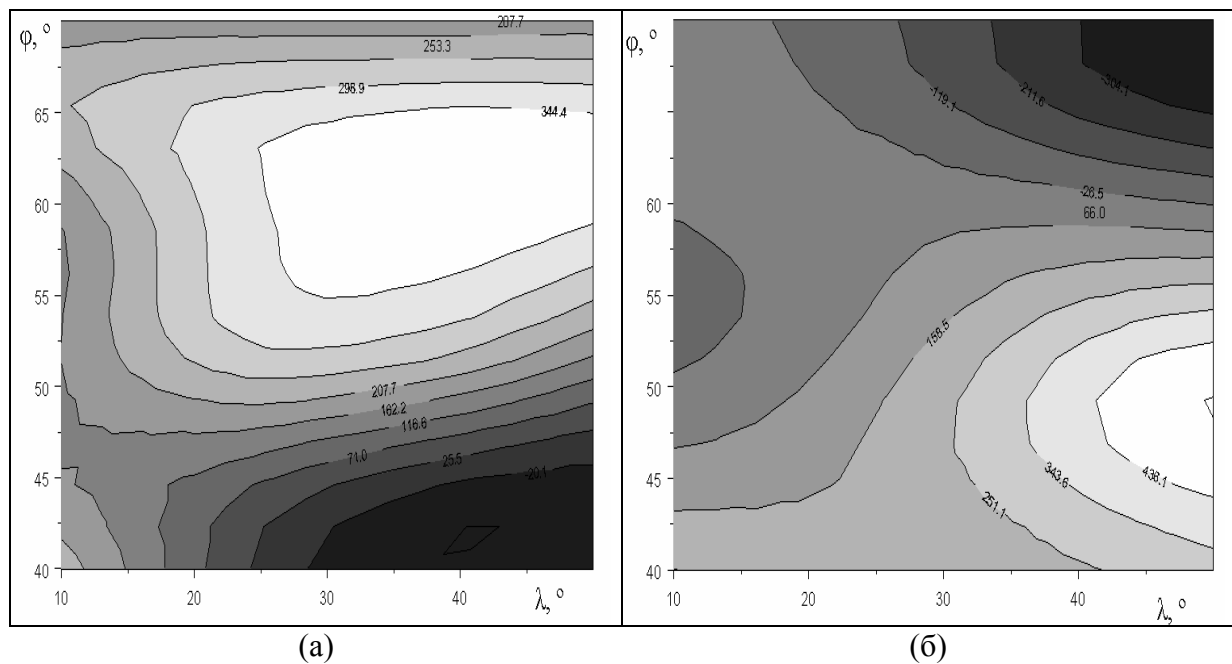


Рис. 3 - Схема розподілу індексу блокування: (а) – 15.07.2010; (б) - 18.08.2010 р.

Висновки. Динаміка посух з 2000 року вказує, що збільшення повторюваності посух (у першу чергу, ґрунтових) відноситься до одного з найбільш несприятливих наслідків зміни регіонального клімату в Україні в XXI ст. (підвищення температури повітря, вплив Атлантики при зміщенні на схід центрів дії атмосфери, відхилення траєкторій переміщення баричних утворень від типових та ін.). За таких умов з'являється необхідність у якості виділення окремого типу ситуацій, які спричиняють появу потужних масштабних посух при меридіональності потоків і різновидах приземного баричного поля; однак для уточнення загальноприйнятої класифікації необхідна достатня вибірка даних аналогічної конфігурації полів.

Розбіжності в оцінках розподілу блокуючих процесів у просторі і часі вимагають застосування більш широкого спектра об'єктивних методів встановлення блокуючих контурів при виникненні аномальних режимів погоди.

Перспективи подальших розробок у даному напрямку. Планується використання додаткових кількісних показників блокування та проведення чисельних

експериментів для виявлення докорінних причин формування потужного блокінгу в розглянутий період.

Список літератури

1. Балабух В.О. Об'єктивна ідентифікація баричних систем синоптичного масштабу // Вісник Київського національного університету ім. Тараса Шевченка. Сер. Географія. – 2005. - № 51. – С.49 – 50.
2. Мартазінова В.Ф., Бабіченко В.М. Зміни (підвищення) температури повітря наприкінці останнього десятиріччя XX ст. та початку XXI ст. – прояв глобальної зміни клімату // Друга міжнародна науково-технічна конференція, присвячена 75-річчю ОДЕКУ. – Одеса, 2007. – С.167.
3. Продан А.В., Затула В.І. Огляд стану закордонних досліджень з вивчення посух та послаблення їх негативного впливу // Фізична географія та геоморфологія. – К.: ВГЛ «Обрії», 2009. – Вип. 57. – С.157 - 161.
4. Синоптико - климатическая характеристика процессов блокирования в атмосфере. Обзорная информация / Под ред. Н.А. Иванова, Л.В. Гришкина // Труды ВИИГМИ-МЦД. - 1989. – Вып.2. – 53 с.
5. <http://anomaly.pp.ua>.
6. <http://earthobservatory.nasa.gov>.
7. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/csi/moscow2010/index.html>.

Некоторые аспекты формирования интенсивных засушливых явлений летом 2010 г. над восточной Европой. Нажмудинова Е.Н., Ермоленко Н.С.

Исследуются условия возникновения масштабной засухи и температурных аномалий на территории Украины в июле-августе 2010 г. на фоне современных изменений глобального и регионального климата.

Ключевые слова: засуха, блокирующий антициклон, аномалии температуры, индексы блокирования

Some aspects of formation of intensive droughts conditions in summer of 2010 over the eastern Europe.

E. Nazhmudinova, N. Yermolenko

The conditions of large-scale drought have been investigated, and temperature anomalies in Ukraine in July-August 2010 against the backdrop of contemporary changes in global and regional climate.

Keywords: drought, blocking anticyclone, anomalies of temperatures, indexes of blocking

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ЗАЩИТЫ НАСЕЛЕНИЯ И ВОЙСК ОТ ПОСЛЕДСТВИЙ ТЕХНОГЕННЫХ АВАРИЙ, СВЯЗАННЫХ С ВЫБРОСОМ В АТМОСФЕРУ РАДИОАКТИВНЫХ И ХИМИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ

Рассмотрены тенденции роста потенциальной опасности возникновения химически и радиационно – опасных аварий, а также распространения оружия массового поражения и возникающая в связи с этим проблема защиты населения и окружающей среды. Представлены предложения по обеспечению безопасности населения и войск от радиоактивного и химического заражения.

Ключевые слова: техногенные аварии, радиоактивное и химическое заражение, сильнодействующие ядовитые вещества, оружие массового поражения, гражданская оборона.

Постановка проблемы. Одной из актуальных проблем современности является рост техногенных аварий с выбросом в атмосферу вредных для окружающей среды веществ, а также распространение ядерного и химического оружия. Минимизация экологических последствий, связанных с научно-технической революцией, становится одной из важнейших задач по снижению их негативного воздействия на окружающую природную среду и обеспечению защиты населения и войск во всех звеньях государственного и военного управления. Масштабы и последствия современных техногенных аварий и применения оружия массового поражения (ОМП) обуславливают необходимость их рассмотрения с двух позиций: как источника загрязнения окружающей среды на очень длительное время и как фактор подрыва национальной безопасности государства.

Анализ последних исследований и публикаций. Обзор результатов различных исследований, посвященных проблемам защиты населения и войск от последствий радиоактивного и химического заражения, указывает на то, что данному направлению уделяется недостаточное внимание. Большинство исследователей [3,4] сводятся в основном к поиску и изучению путей по ликвидации последствий аварий на атомных электростанциях и химических производствах и последствий от применения ОМП. Предупредительные меры не рассматриваются. Однако интересным представляется рассмотрение проблемы защиты населения с максимальным использованием метеорологического фактора.

Изложение основного материала исследования. Прогресс в развитии химии и атомной энергетики обусловил возникновение большого количества техногенных аварий на предприятиях производящих потребляющих или хранящих ядовитые сильнодействующие и радиоактивные вещества (СДЯВ и РАВ), а также на транспортных средствах, осуществляющих их перевозку.

Согласно статистике американской фирмы "Доу-Кэмикл" [3] за последнее время в США ежедневно имеет место 17-18 аварийных ситуаций со СДЯВ и РАВ. В странах СНГ, в том числе и в Украине, эти цифры безусловно выше вследствие низкого финансирования, технологических нарушений и физического износа техники. Эти аварии, как правило, сопровождаются сильными пожарами и выбросом в атмосферу большого количества зараженных частиц, которые приводят к массовыми поражениям людей и сельскохозяйственных животных, а также к заражению водоемов и обширных территорий. Так, авария на химическом заводе американской фирмы "Юнион Карбайд"

в 1984 году (г.Бхопал, Индия) привела к гибели 3150 человек, полной инвалидности 20 тысяч и частичной – более 200 тыс. человек [3].

Еще более опасными по масштабам последствий являются аварии на АЭС с выбросом в атмосферу радиоактивных веществ, в результате чего, кроме разрушения энергоблоков, имеет место радиоактивное длительное загрязнение местности и на огромных площадях. Радиоактивное загрязнение местности в случае аварии на АЭС эквивалентно заражению от ядерного оружия мощностью до 10 – 20 килотонн, однако существенно отличается по конфигурации следа, масштабам и поражающему действию [2,4,6].

Если уровни радиоактивного заражения от ядерного взрыва за семикратный промежуток времени уменьшаются в 10 раз, то от аварии на АЭС только в 2 раза. След радиоактивного облака при ядерном взрыве обычно вытянут по направлению среднего ветра в виде эллипса, а в случае аварии на АЭС конфигурация зоны радиоактивного заражения имеет круговой веерный и очаговый характер и целиком определяется метеоусловиями в течении всего времени выброса.

Аварии на АЭС в Чернобыле (1986 г) и Фукусима (Япония, март 2011 г) привели к большим людским потерям и сильному радиоактивному загрязнению сельскохозяйственных угодий, водных бассейнов, лесных массивов, а также к огромным экономическим потерям и затратам.

По оценкам западных экспертов тенденция роста потенциальной опасности возникновения химически и радиационно-опасных аварий в ближайшее десятилетие не только сохраняется, но и приобретает глобальные формы. Более того, сегодня ядерное и химическое оружие начинает распространяться по странам третьего мира, а это значит, что вероятность его применения вновь возрастает. Поэтому проблема защиты населения из локальной перерастает в проблему обеспечения национальной безопасности государства и обуславливает чрезвычайную актуальность поиска путей и способов обеспечения безопасности как гражданского населения, так и вооруженных сил от последствий применения оружия массового поражения, а также аварий на АЭС и химических производствах.

В настоящее время существует [4,5] три основных способа защиты населения:

- укрытие в стационарных защитных сооружениях (которых сейчас почти не осталось);
- эвакуация из районов заражения (очень длительный и болезненный для людей процесс);
- обеспечение всех граждан индивидуальными средствами защиты (во время последней эпидемии гриппа даже марлевые повязки были в дефиците).

Вопросами защиты населения от крупных техногенных аварий и ОМП занимается Гражданская оборона и Министерство по чрезвычайным ситуациям (ГО и МЧС). Но все практические действия этих органов в настоящее время сводятся, в основном, только к ликвидации последствий. Предупредительные меры при этом отсутствуют. Причинами этого являются, во первых, неспособность населения к эффективной защите вследствие необученности, неорганизованности и не оснащенности, на момент аварий, средствами защиты (как индивидуальными, так и коллективными) и, во вторых, неспособность штабов ГО и МЧС к оперативному и реальному оповещению населения об угрожаемой обстановке вследствие ее неточного прогнозирования и оценки. Если первая причина имеет объективный характер и присуща практически многим странам, то вторая является следствием неправильного подхода к роли и значению метеорологических специалистов и служб в решении задач обеспечения безопасности населения в чрезвычайных ситуациях. В настоящее время в составе штабов ГО имеются службы [2,7]: связи, медицинская, противопожарная,

инженерная, противорадиационной и противохимической защиты, коммунальная, техническая, автотранспортная, охраны и др., метеорологической (гидрометеорологической) службы нет, хотя все развитие обстановки после аварии или применения ОМП (это направление, форма и размеры зон заражения, стойкость и концентрация продуктов выброса, время и продолжительность заражений, возможность образования вторичных зон заражения и др.) определяется действующими метеорологическими факторами. Оценку и прогнозирование обстановки осуществляют, как правило, специалисты-химики, которые учитывают только средний ветер и температуру, причем далеко не соответствующие по параметрам для районов, где произошли техногенные аварии.

Например, оценку вертикальной устойчивости воздуха по данным прогноза погоды в штабах ГО и вооруженных сил осуществляют по единому нижеприведенному графику [4], дающему результаты очень далекие от реальных.

Скорость ветра, м/с	Ночь			День		
	ясно	полу ясно	пасмурно	ясно	полуясно	пасмурно
0,5 0,6...2 2...4	инверсия			конвекция		
более 4	изотермия			изотермия		

Для определения среднего ветра используют в основном данные о ветре, снятые с карт барической топографии либо с местного датчика параметров ветра.

Данные о температуре воздуха обычно берутся с термометра, находящегося за окном или с текущей метеосводки о погоде.

Следствием такого подхода является неправильный прогноз, не учет многих сторон и, в итоге, большие потери.

Важность и актуальность вопросов, связанных как с прогнозированием возможных последствий, так и с их оценкой требует срочного введения в штаты штабов ГО городов, областей и государства метеослужб и создания на их базе единой сети оповещения и метеорологического обеспечения по чрезвычайным ситуациям.

Для непосредственной защиты населения от последствий крупных аварий на химически и радиационно-опасных объектах целесообразно создать при МЧС мобильное специальное подразделение метеорологической защиты, оснащенные средствами для активного воздействия на атмосферу.

Такое подразделение должно включать батарею зенитных артиллерийских средств либо реактивных систем залпового огня и метеорологическое отделение с необходимыми техническими средствами для метеорологических измерений и связи с взаимодействующими метеостанциями и штабами ГО.

Данное подразделение будет выполнять принципиально новую задачу – метеорологическую защиту населения от химического и радиоактивного заражения путем искусственного рассеивания зараженного облака направленной ударной волной с целью его сброса (оседания) в специальные санитарные зоны. Это позволит не допустить прохода продуктов аварии к жизненно важным центрам и районам и их выпадения там. В отдельных случаях это мобильное подразделение может применяться для предотвращения естественных осадков с целью снижения уровня заражения отдельно взятой территории по следу зараженного облака.

Учитывая особую значимость вопросов защиты населения, а также опробованность некоторых методов и способов активного воздействия на атмосферу

с целью создания либо предотвращения осадков, вышеизложенные меры предлагается выполнить в первую очередь.

Во вторую очередь, в интересах обеспечения национальной безопасности государства, целесообразно создать систему метеорологической защиты Украины. Ее основу должны составить метеослужбы штабов ГО и образованные подразделения метеорологической защиты при крупных химически- и радиационно-опасных объектах. При этом все подразделения оснащаются специальными средствами для активного воздействия на атмосферу.

В перспективе, после соответствующей теоретической и практической проработки, возможно использование нового способа защиты, основанного на изменении направления движения зараженного облака. Для этого могут задействоваться специальные боеприпасы объемного взрыва (БОВ) и воздушные шары для их подъема на необходимую высоту.

Принцип действия БОВ [2] заключается в следующем: жидкое топливо, обладающее высокой теплотворной способностью (окисел этилена, диборан, пропилнитрат; перекись уксусной кислоты), помещенное в специальную оболочку авиационных бомб и кассет, а также специальных реактивных снарядов для систем залпового огня, либо в выливные авиационные приборы разбрызгивается, испаряется и перемешивается с кислородом воздуха, образуя сферическое облако топливо - воздушной смеси радиусом около 15-20 м и толщиной слоя 3-4 м. Образующаяся смесь подрывается в нескольких местах специальными детонаторами. В зоне детонации за несколько десятков микросекунд развивается температура 2500-3000⁰С. В момент взрыва внутри оболочки из топливовоздушной смеси образуется относительная пустота. Возникает нечто похожее на взрыв оболочки шара с откаченным воздухом. БОВ в печати иногда называют "вакуумными бомбами". Основной и единственный поражающий фактор БОВ – ударная волна. По силе ударной волны БОВ сравним с ядерными боеприпасами малой мощности

Избыточное давление во фронте ударной волны БОВ даже на 100 м от центра взрыва может достигать 100кПа (1 кгс/см²). Такое оружие применялось [1,2] США во Вьетнаме (1969-72 г) и Израилем в Ливане (1982) для поражения групповых целей, проделывания проходов в минновзрывных заграждениях и джунглях, для ликвидации продвижения пожаров на объекты и др. задач.

Боеприпасы объемного взрыва подразделяются на малый, средний и большого калибра, в зависимости от требуемого радиуса образования ударной волны, избыточного давления и скорости напора.

Выводы. Обеспечение безопасности населения и группировок войск от последствий крупных аварий, связанных с выбросом в атмосферу ядовитых и радиоактивных веществ может быть реализовано путем использования нового способа метеорологической защиты, основанного на физическом воздействии на зараженное облако.

Для обеспечения безопасности населения от радиоактивного и химического заражения необходимо образовать, в рамках государства, систему метеорологической защиты (СМЗ). Основу СМЗ должны составлять специальные подразделения метеорологической защиты, оснащенные как традиционными техническими метеорологическими средствами, так и средствами для активного воздействия на атмосферу. Такие подразделения должны быть в составе МЧС, штабов ГО городов и крупных химически и радиационно-опасных объектов.

Важность и актуальность вопросов метеорологического обеспечения штабов ГО и МЧС обуславливают потребность в специальной подготовке метео специалистов по проблемам оценки и прогнозирования химической и радиационной обстановки,

організації оповещения і метеорологічної захисту населення, а також власної протівохімічної і протіворадіаційної захисту в рамках дисципліни "Організація гідрометеорологічного забезпечення штабів громадянської оборони і МЧС".

Учитывая особую значимость метеорологічного забезпечення для національної безпеки держави, цілесобразно створити відповідальну дослідницьку групу, що зробить ОГЭКУ вільдчим вузом в рішенні даних проблем. Ввиду адекватності заходи по захисті населення від наслідків техногенних аварій і заходи по захисті військ і населення від озубья масового поразення, в якості замовця теми дослідження можуть бути МЧС, штаб ГО і Міністерство оборони України.

Тенденція росту потенціальної небезпечності поразення населення внаслідок техногенних аварій обуславлює почати побудову СМЗ негайно і поетапно.

Список літератури

1. Бабич В.К. Авіація в локальних війнах. – М.: Воєніздат, 1988. – 207с.
2. Боровський Ю.В., Жаворонков Г.Н., Сердюков Н.Д. Громадянська оборона / Учебник для студентів педагогічних інститутів. – М.: Просвещення, 1991. – 222с.
3. Владимиров В.А., Дружник А.А., Онойко В.Я. Сильнодействующие ядовитые вещества / Учебное пособие для войск и гражданской обороны. – М.: Воєніздат, 1984. – 269с.
4. Калитаев А.Н., Живетьев Г.А., Желудков Э.И. Защита от оружия массового поражения / Справочник. - М.: Воєніздат, 1984. – 269с.
5. Коновалов С.П., Сузанский А.И., Хишко В.П. Оружие массового поражения / Учебное пособие – М.: Воєніздат, 1976. – 205с.
6. Методика расчетов для оценки ядерной и химической обстановки / Под ред. Серегина В.В. – М.: Воєніздат, 1977. – 89с.
7. Учебно-методическое пособие по подготовке руководящего состава гражданской обороны / Под. ред. Крутских Д.А. – М.: Воєніздат, 1984, - 269с.

Метеорологічне забезпечення до захисту населення та військ від наслідків техногенних аварій, пов'язаних з викидом в атмосферу радіоактивних та хімічних речовин. Ковилін Г. Д.

Розглянуті тенденції зростання потенційної небезпечності виникнення хімічно і радіаційно-небезпечних аварій, а також поширення зброї масового ураження (ЗМУ) і проблема захисту населення і довкілля, що виникає у зв'язку з цим. Представлені пропозиції по забезпеченню безпеки населення і військ від радіоактивного і хімічного зараження.

Ключові слова: техногенні аварії, радіоактивне і хімічне зараження, отруйні сильнодіючі речовини, зброя масового ураження, цивільна оборона.

Supplying of meteorological protection of people and troops from effects of technological accidents, related to emissions into the atmosphere of radioactive and chemical substances. Kovylin G. D.

The tendencies of the growth of potential risk of chemical and radiation - dangerous accidents, as well as the proliferation of weapons of mass destruction and arises in connection with the problem of protecting the residents and the environment were considered. Proposals to ensure the people and troops safety from radioactive and chemical contamination were presented.

Keywords: man-made disaster, the radioactive and chemical contamination, potent toxins, weapons of mass destruction, civil protection.

УДК 551.534.7

А.М. Польовий, д. г. н., Л.Ю. Божко, к.г.н., О.О. Дронова, к.г.н.

Одеський державний екологічний університет

АНАЛІЗ ТЕНДЕНЦІЇ ЗМІНИ ТЕРМІЧНИХ ПОКАЗНИКІВ АГРОКЛІМАТИЧНИХ РЕСУРСІВ В УКРАЇНІ ЗА ПЕРІОД ДО 2030 – 2040 РР

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

Ключові слова: зміна клімату, потепління, температура повітря, суми температур.

Вступ. Наприкінці минулого і початку поточного століття науковцями відзначаються значні зміни кліматичних умов на всій Земній кулі через потепління. На думку наукової спільноти серед багатьох причин зміни клімату основною є антропогенний вплив, що характеризується підвищенням викидів в атмосферу парникових газів. Кліматичний режим кожного регіону формується як синтез особливостей температури, вологості, опадів, вітру, які базуються на закономірностях розподілу радіаційного, теплового та водного балансів і впливу атмосферної циркуляції. Різноманітність і величезна кількість кліматоутворювальних факторів зумовлює стан клімату з дуже ускладненим спектром коливань, в яких детермінований характер мають гармоніки річного та добового ходу.

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 велику роль в зміні клімату під час потепління відіграє зміна великомасштабної атмосферної циркуляції через те, що вона охоплює всі складові погодних умов [1 – 5].

Основними кліматичними характеристиками є середньомісячна температура повітря та сума опадів. Особливості зміни температури повітря та сум опадів є доброю характеристикою тих змін клімату, які спостерігаються.

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 зміни температурного режиму на території України за період з 1890 по 2040 рр.

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

Аналіз тенденції зміни клімату виконувався шляхом порівняння середніх багаторічних характеристик метеорологічних та агрометеорологічних показників за чотири періоди: перший - до 1960 року, другий - з 1961 по 1990 рік, третій – з 1991

по 2005 рік, четвертий – до 2030 – 2040 рр. За базові значення для порівняння метеорологічних показників були взяті середні багаторічні величини за період до 1960 року. Метеорологічні показники на період від 2005 р. до 2030 – 2040 рр. розраховані за кліматичним сценарієм GFDL 30%.

Основними характеристиками температурного режиму були :

- дати переходу температури повітря через 0, 5, 10, 15 °С навесні та восени;
- тривалість періоду з температурами повітря вище 0, 5, 10, 15 °С;
- суми позитивних температур повітря за період з температурами вище 0 °С; вище 5 °С ; вище 10 °С ; від 5 до 15 °С навесні; від 15 до 5 °С восени; за період з температурою вище 15 °С;
- тривалість періоду з температурами від 5 до 15 °С навесні; від 15 до 5 °С восени;
- середня температура повітря січня, липня;
- амплітуда температур.

Результати досліджень і їх аналіз. Розрахунки термічних показників, перелічених вище, наводяться в табл. 1. Як видно із табл.1 в датах переходу температури повітря через 0 °С по періодах в цілому суттєвої різниці не спостерігається. Тільки між періодами другим (1961 по 1990 рр.) та третім (1991 – 2005 рр.) в усіх регіонах України, окрім Полісся, відмінності у датах переходу є.

Досить помітна різниця в датах настання переходу температури повітря через 5 °С. Найменше відхилення спостерігатиметься між датами третього (з 1991 – по 2005 рр.) та четвертого (з 2006 по 2040 рр.) періодів і становитиме до 20 днів в східному Поліссі та східному Лісостепу. Значні відхилення в датах між цими періодами до 33 – 36 днів спостерігатимуться в західному Лісостепу, на правобережжі Північного Степу та лівобережжі Південного Степу, Прикарпатті. В Криму - до 56 днів , в Закарпатті – до 61 дня.

В датах переходу температури повітря через 10 °С відмінності між першим періодом (до 1960 року) і другим періодом - (1961 до 1991 року) відзначались дуже незначні і в деяких районах , а саме: східних районах Полісся, Лісостепу, донецькому районі Північного Степу в Південному Степу та в Криму вони були однаковими або наставали раніше на 2 – 3 дні. В інших районах України дати переходу через 10 °С відзначались пізніше в другому періоді на 1 – 2 дні. Між третім (1991 – 2005 рр.) та другим (1961 – 1991 рр.) періодом знак відхилень по районах змінився на протилежний. Відхилення між датами переходу температури повітря через 10 °С значно зростає між датами третього(1991-2005 рр.) та четвертого (2006 до 2040 рр.) періодів. В цілому по Україні вони відрізняються по регіонах не значно і становлять 22 – 27 днів. Значно відрізняється Крим, де відхилення становитиме 32 дні та Закарпаття, де відхилення становитиме всього 18 днів.

Найбільша відмінність в датах переходу через 15 °С буде спостерігатись між третім та четвертим періодами в західному Поліссі та в західному Лісостепу і становитиме 34-35 днів, в центральному Поліссі, центральному Лісостепу та правобережжі Північного Степу, в Прикарпатті ця різниця становитиме 30 – 32 дні. В інших регіонах України різниця в датах переходу не перевищуватиме 29 днів. Відмінності в датах переходу через 15 °С за інші періоди відзначались тільки на лівобережжі Південного Степу та в Криму, де вони становили 5 – 6 днів.

Кількість днів із середньою температурою вище 15 °С збільшиться починаючи з Полісся, де вона становитиме 163 дні ,до Південного Степу, де кількість днів збільшиться до 184. Тривалість періоду з температурами вище 15 °С збільшиться у порівнянні із сучасністю на 60 днів у Поліссі, Прикарпатті та Закарпатті, на 55-60 днів у Лісостеповій зоні, на 50 – 60 днів у Північному Степу і на 45 днів в Південному Степу, на 81 день у Криму.

Тривалість періоду із температурами вище 15 °С в середньому між періодами до 1960 року, 1961- 1990 рр. та 1991-2005рр.змінювалась мало. Лише в третьому періоді, тобто в період від 1991 по 2005 рр. тривалість була коротшою, ніж у попередній період, особливо в Північному Степу та центральному і східному районах Лісостепу - на 4 – 6 днів. Збільшення тривалості періоду відзначалось тільки в західному Поліссі на 10 днів та Прикарпатті – на 6 днів.

За сценарієм тривалість періоду збільшиться у порівнянні з попереднім періодом на 52 – 60 днів. Лише на правобережжі Південного Степу та в Прикарпатті збільшення тривалості періоду становитиме 45 – 50 днів.

Як уже вказувалось, при характеристиці кожного з періодів та порівнянні тривалості періодів з температурами вище 0, 5, 10, 15 °С на початку розділу, відмінність тривалості періодів найбільше позначилась на тривалості періоду з температурами вище 0 °С, вище 5 °С, вище 10 °С, вище 15 °С між третім (1991 – 2005рр.) та четвертим (2006 до 2040 рр.) періодами. Найсуттєвіші зміни відбудуться в тривалості періоду з температурами вище 0 °С. Тривалість періоду значно збільшиться в четвертому періоді в порівнянні з третім - до 102 – 105 днів в західному та центральному Лісостепу, на лівобережжі і в донецькому районі Північного Степу. На 90 – 93 дні збільшиться тривалість періоду в Прикарпатті та в центральному Поліссі. В інших районах збільшення тривалості періоду становитиме 83 – 88 дні. В Криму тривалість зміниться найменше, всього на 64 дні.

Тривалість періоду з температурами вище 5 та вище 10 °С за сценарієм в четвертому періоді збільшиться у порівнянні з третім і коливатиметься від 52 до 56 днів в Поліссі, східному Лісостепу до 63 – 70 днів в західному Лісостепу, правобережжі Північного Степу. В Південному Степу та східному Лісостепу тривалість періоду з температурами вище 5 °С збільшиться за сценарієм до 74-76 днів, в Криму – до 116 днів. Тривалість періоду з температурами вище 10 °С на 73 дні збільшиться в донецькому районі Північного Степу та на 79 днів в Криму.

Основним показником забезпечення рослин теплом є суми температур. По сумах температур вище 0 °С можна оцінювати характер весни, вище 5 °С – теплових ресурсів вегетаційного періоду, вище 10 °С – забезпеченість теплом періоду активної вегетації теплолюбних культур. Слід зауважити, що при аналізі сум температур необхідно пам'ятати, що опиратися тільки на суми температур для оцінки умов зростання і розвитку рослин не можна, через те, що сума температур може бути однаковою в двох районах, але буде різною її сільськогосподарська значущість, якщо температура найтеплішого місяця буде відрізнятись. Сума температур, яка перевищує порогові значення, прямо залежить від тривалості відповідного періоду.

Суми температур повітря з температурами вище 0°С за період від переходу температури через 0°С навесні до переходу через 0°С восени, вище 5°С за період від дати переходу через 5°С навесні до такої ж дати восени, вище 10°С за період між датами переходу через 10 °С, навесні та восени, вище 15 °С за період між датами переходу через цю межу навесні та восени наводиться в табл. 2 Як видно із табл. 2, найбільші відмінності в сумах температур будуть за період з температурами вище 0 °С між третім та четвертим періодом і коливатимуться в межах від 1350 – 1450 °С в Поліссі, до 1700 – 1858 °С - в Північному Степу. Різниця в сумах температури вище 0 °С в інші періоди не перевищувала 110 °С.

Сума температур за період між датами переходу через 5 °С навесні та восени зростатиме за період від 2006 по 2040 рр. в Північному та Південному Степу, в Криму - на 1250 – 1450 °С та 1600 – 1850 °С відповідно. В Поліссі та Лісостепу зростання сум температур вище 5 °С становитиме 1190 - 1250 °С. Зростання сум температур за

період із температурами вище 5 °С в період 1991 – 2005 рр. у порівнянні з другим найвідчутніше було на правобережжі Південного Степу до 110 °С.

За період з температурами вище 10 °С зростання сум температур в четвертому періоді за кліматичним сценарієм у порівнянні з третім спостерігатиметься з півночі на південь від 1190 °С в Поліссі до 1600 °С в Північному Степу. Найвідчутніше зросте сума температур на правобережжі Північного Степу (до 1655 °С) та в Криму (до 1874 °С). Порівняння сум температур вище 10 °С між третім та другим періодами спостережень показало, що в третьому періоді найвідчутніше ці суми зростали у західному та східному Поліссі (212 та 109 °С відповідно), на правобережжі Південного Степу зростання сум відзначалось на рівні 116 °С. В інших районах України це зростання не перевищуватиме 70–90 °С, в східному Лісостепу та на лівобережжі Південного Степу – 35 – 40 °С.

Аналіз показав, що характер карт, побудованих для сум температур, отриманих за кліматичним сценарієм, вище 5 °С та вище 10 °С досить подібний. Якщо порівняти суми температур вище 10 °С, які накопичуються в наш час (період з 1991 по 2005 рр.) (рис. 1) з сумами температур вище 10 °С, які очікуються за кліматичним сценарієм (рис.2), то видно, що суми температур за період активної вегетації за кліматичним сценарієм зростуть в усіх регіонах, але зростання буде різним. Так, в західному Поліссі, Закарпатті суми зростуть на 1350°С, в центральному та східному Поліссі і в центральному Лісостепу зростання відбудеться на 1200 - 1250 °С. На правобережжі Північного Степу суми збільшаться на 1360 °С, на лівобережжі – на 1650 °С, в донецькому районі – на 1420 °С. В Південному Степу суми температур зростуть на 1550 - 1600 °С. В Криму – на 1850 °С.

Порівняння сум температур за період з температурами вище 15 °С показало, що в періоді з 1961 по 1990 рр. у порівнянні періодом до 1960 р. відзначалось зменшення сум температур в західному і східному Поліссі, західному Лісостепу, на правобережжі і в донецькому районі Північного Степу, на правобережжі Південного Степу і в Криму на 35 – 45 °С, в Прикарпатті – на 108 °С. В той же час збільшення сум температур спостерігалось в центральному Поліссі, в центральному і східному Лісостепу, на лівобережжі Північного Степу від 10 до 60 °С.

В період від 1991 до 2005 року, тобто в третій період, у порівнянні з другим періодом зниження сум температур вище 15 °С уже спостерігалось тільки в східному Лісостепу, лівобережжі, донецькому районі Північного Степу та лівобережжі Південного Степу - на 20 – 50 °С. В інших районах відбувалось зростання сум температур вище 15 °С з різною інтенсивністю. Найбільше зростання відзначалось в західному Поліссі, західному Лісостепу та на правобережжі Південного Степу – на 100 – 160 °С.

Найбільше зростуть суми температур вище 15 °С за кліматичним сценарієм в період до 2030 – 2040 рр. у порівнянні з періодом 1991 – 2005 рр. В Поліссі зростання сум температур буде відбуватись на 1270 °С в центральному районі, на 1300 °С - в східному. В Лісостеповій зоні зростання буде на 1280 °С в західному і східному районах, на 1320 °С - в центральному. В Північному Степу суми температур зростуть до 1380 –1480 °С. В південному Степу від 1290 °С на правобережжі до 1415 °С – на лівобережжі. В Криму зростання сум температур досягне 1550 °С.

Середня температура січня за період 1991 – 2005рр. по території України коливалась від - 0,1 в Криму та Закарпатті, до – 4,0 °С - в східному Поліссі і східному Лісостепу. Порівняння температури січня за всі періоди показало, що зростання середньої температури за січень спостерігалось поступово від першого періоду до четвертого періоду.

Таблиця 1 - Температурний режим природно-кліматичних районів України за період 1890 – 2040 рр

Природно-кліматичний район	Дати стійкого переходу температури повітря через, °С								Тривалість періоду з температурами повітря вище, °С			
	в е с н а				о с і н ь							
	0	5	10	15	15	10	5	0	0	5	10	15
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>
Полісся:	1. Період до 1960 р.р.											
Західне	14.III	6.IV	26.IV	23.V	4.IX	2.X	29.X	29.XI	258	206	159	104
Центральне	19.III	9.IV	28.IV	25.V	3.IX	30.IX	25.X	23.XI	248	199	155	100
Східне	24.III	11.IV	26.IV	22.V	4.IX	29.IX	23.X	17.XI	237	195	155	105
Лісостеп: Західний	14.III	7.IV	26.IV	25.V	5.IX	2.X	27.X	26.XI	254	203	159	103
Центральний	17.III	6.IV	25.IV	20.V	9.IX	5.X	28.X	23.XI	250	205	163	112
Східний	22.III	9.IV	25.IV	17.V	8.IX	1.X	24.X	18.XI	240	198	159	114
Північний Степ:												
Правобережжя	12.III	2.IV	21.IV	12.V	18.IX	11.X	2.XI	27.XI	258	213	173	128
Лівобережжя	19.III	6.IV	22.IV	12.V	14.IX	6.X	27.X	20.XI	245	204	167	125
Донецький	19.III	5.IV	22.IV	10.V	15.IX	7.X	28.X	21.XI	246	205	168	128
Південний Степ:												
Правобережжя	3.III	28.III	18.IV	9.V	24.IX	19.X	12.XI	9.XII	280	228	184	138
Лівобережжя	8.III	30.III	19.IV	10.V	22.IX	16.X	8.XI	5.XII	271	221	180	135
Крим	27.II	27.III	20.IV	14.V	23.IX	21.X	16.XI	23.XII	298	233	184	132
Прикарпаття	9.III	3.IV	24.IV	23.V	6.IX	6.X	1.XI	27.XII	262	211	165	106
Закарпаття	24.II	19.III	14.IV	10.V	20.IX	18.X	14.XI	16.XII	294	240	187	133
Полісся:	2. Період від 1961 по 1990 р.р.											
Західне	14.III	30.III	26.IV	26.V	5.IX	4.X	30.X	30.XI	261	213	161	102
Центральне	16.III	1.IV	26.IV	21.V	5.IX	2.X	26.X	24.XI	254	208	159	107
Східне	19.III	3.IV	26.IV	20.V	4.IX	26.IX	23.X	20.XI	247	203	153	107
Лісостеп: Західний	16.III	1.IV	27.IV	29.V	5.IX	4.X	28.X	28.XI	257	210	160	99
Центральний	15.III	29.III	21.IV	15.V	9.IX	6.X	28.X	29.XI	260	212	168	117
Східний	17.III	29.III	22.IV	12.V	9.IX	1.X	24.X	24.XI	252	208	162	120
Північний Степ:												
Правобережжя	11.III	27.III	19.IV	10.V	16.IX	11.X	1.XI	4.XII	268	220	175	129
Лівобережжя	14.III	28.III	19.IV	9.V	14.IX	7.X	27.X	30.XI	260	212	171	128
Донецький	16.III	28.III	19.IV	9.V	15.IX	5.X	26.X	29.XI	259	212	169	129
Південний Степ:												
Правобережжя	2.III	22.III	17.IV	8.V	24.IX	18.X	13.XI	14.XII	287	238	184	139
Лівобережжя	6.III	25.III	17.IV	9.V	21.IX	15.X	8.XI	13.XII	282	229	181	135
Крим	28.II	23.III	16.IV	10.V	22.IX	17.X	24.XI	26.XII	301	247	184	135
Прикарпаття	11.III	27.III	25.IV	27.V	6.IX	7.X	2.XI	30.XI	264	219	165	102

Продовження табл.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Закарпаття	14.II	19.III	11.IV	9.V	18.IX	18.X	14.XI	8.XII	297	240	190	132
Полісся:	3. Період від 1991 по 2005 р.р.											
Західне	23.II	5.IV	22.IV	22.V	5.IX	6.X	2.XI	1.XII	280	216	167	106
Центральне	26.II	6.IV	22.IV	21.V	6.IX	1.X	29.X	26.XI	278	206	162	107
Східне	7.III	7.IV	23.IV	25.V	6.IX	30.IX	24.X	23.XI	261	200	160	103
Лісостеп: Західний	27.II	5.IV	23.IV	21.V	4.IX	5.X	1.XI	26.XI	272	210	165	106
Центральний	3.III	30.III	19.IV	17.V	9.IX	3.X	27.X	21.XI	265	212	168	115
Східний	6.III	4.IV	20.IV	21.V	8.IX	2.X	26.X	20.XI	259	205	165	110
Північний Степ:												
Правобережжя	25.II	28.III	16.IV	15.V	18.IX	12.X	6.XI	1.XII	278	224	179	126
Лівобережжя	6.III	1.IV	17.IV	15.V	15.IX	7.X	30.X	21.XI	260	213	173	123
Донецький	6.III	2.IV	16.IV	16.V	16.IX	8.X	30.X	22.XI	261	210	176	123
Південний Степ:												
Правобережжя	16.II	19.III	14.IV	10.V	25.IX	20.X	12.XI	6.XII	292	238	188	138
Лівобережжя	22.II	24.III	16.IV	14.V	25.IX	17.X	10.XI	30.XI	282	232	184	134
Крим	8.II	16.III	15.IV	16.V	27.IX	24.X	18.XI	6.XII	310	250	192	134
Прикарпаття	23.II	31.III	23.IV	23.V	7.IX	7.X	3.XI	27.XI	276	216	169	108
Закарпаття	9.II	16.III	15.IV	7.V	20.IX	18.X	14.XI	1.XII	295	244	186	136
Полісся:	1У. Період до 2030 – 2040 р. р. за кліматичним сценарієм											
Західне		2.III	19.III	25.IV	11.X	29.X	25.XI		365	268	224	169
Центральне		2.III	22.III	24.IV	8.X	23.X	20.XI		365	263	215	167
Східне	25.II	4.III	23.III	25.IV	5.X	26.X	13.XI		343	254	217	163
Лісостеп: Західний		26.II	18.III	5.V	9.X	28.X	3.XII		365	282	224	157
Центральний		1.III	21.III	23.IV	9.X	27.X	25.XI		365	270	220	170
Східний	23.II	3.III	24.III	25.IV	7.X	25.X	16.XI		346	257	215	164
Північний Степ:												
Правобережжя		10.II	9.III	23.IV	20.X	7.XI	8.XII		365	292	242	180
Лівобережжя		27.II	17.III	23.IV	14.X	29.X	25.XI		365	272	226	174
Донецький		26.II	16.III	23.IV	15.X	2.XI	27.XI		365	276	231	175
Південний Степ:												
Правобережжя		10.II	5.III	23.IV	24.X	10.XI	13.XII		365	308	250	184
Лівобережжя		15.II	9.III	24.IV	24.X	11.XI	15.XII		365	304	247	183
Крим			28.II	22.IV	28.X	25.XI			365	365	271	189
Прикарпаття		26.II	16.III	2.V	10.X	29.X	5.XII		365	283	228	160
Закарпаття		17.II	3.III	9.IV	19.X	5.XI	5.I		365	338	247	193

Таблиця 2 - Суми температур вище 0, 5, 10, 15 °С та середні температури січня і липня по зонах України

Природно-кліматичний район	Сума позитивних температур вище				Тривалість періоду, дні		Температура повітря, °С		
	0 °С	5 °С	10 °С	15 °С	від 5 до 15°С	від 15 до 5°С	Січень	липень	Амплітуда
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>
1	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Полісся:	1. За період до 1960 р.								
Західне	2947	2817	2305	1804	47	55	-4,9	18,6	23,5
Центральне	2911	2791	2465	1762	45	52	-5,9	18,7	24,6
Східне	2908	2802	2515	1880	41	49	-7,0	19,1	26,1
Лісостеп: Західний	2950	2825	2482	1760	48	52	-5,3	18,5	23,8
Центральний	3094	2982	2679	2032	44	49	-5,8	19,5	25,3
Східний	3050	2974	2666	2098	38	46	-7,0	19,9	26,9
Північний Степ:									
Правобережжя	3460	3351	3036	2479	40	45	-5,0	21,5	26,5
Лівобережжя	3330	3227	2948	2464	36	43	-6,6	21,3	27,9
Донецький	3391	3289	3005	2498	35	43	-6,6	21,9	28,5
Південний Степ:									
Справобережжя	3792	3669	3324	2746	42	49	-3,3	22,7	26,0
Лівобережжя	3723	3604	3278	2723	41	47	-3,8	23,0	26,8
Крим	3780	3693	3330	2672	48	53	-1,6	22,6	24,2
Прикарпаття	3095	2950	2620	1867	50	56	-5,1	18,8	23,9
Закарпаття	3680	3542	3148	2460	52	55	-2,9	20,6	23,5
Полісся:	2. За період з 1961 по 1990 р.р								
Західне	3039	2918	2476	1757	57	55	-5,0	17,9	22,9
Центральне	3017	2901	2506	1825	50	51	-6,0	18,1	24,1
Східне	2955	2842	2477	1862	47	49	-7,5	18,4	25,9
Лісостеп: Західний	2980	2857	2453	1689	58	53	-5,4	17,7	23,1
Центральний	3224	3094	2720	2082	47	49	-5,6	19,2	24,8
Східний	3162	3056	2707	2135	44	45	-6,9	19,5	26,4
Північний Степ:									
Правобережжя	3628	3386	3025	2424	44	46	-4,8	20,6	25,4
Лівобережжя	3400	3274	2950	2433	42	4	-6,1	20,8	26,9
Донецький	3440	3313	3001	2446	42	42	-6,1	21,2	27,3
Південний Степ:									
Правобережжя	3800	3659	3272	2666	47	50	-2,7	21,7	24,4
Продовження табл. 2									
Лівобережжя	3754	3624	3278	2723	45	48	-3,3	22,3	25,6

Продовження табл.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Крим	3894	3723	3282	2636	48	63	-1,3	22,0	23,3
Прикарпаття	3086	2974	2541	1759	61	57	-5,1	18,1	23,2
Закарпаття	3712	3574	3107	2456	51	57	-2,8	20,0	22,8
Полісся:	3. За період з 1991 по 2005 р.р..								
Західне	3140	2996	2688	1895	47	58	-2,3	19,1	21,4
Центральне	3077	2861	2582	1902	45	54	-3,0	19,4	22,4
Східне	3023	2893	2586	1875	49	48	-4,0	20,0	24,0
Лісостеп: Західний	3057	2935	2578	1853	47	58	-2,9	18,9	21,8
Центральний	3227	3136	2817	2113	49	49	-3,4	20,4	23,7
Східний	3170	3064	2744	2039	47	48	-4,1	20,8	24,9
Північний Степ:									
Правобережжя	3553	3456	3100	2445	49	48	-2,8	22,3	25,1
Лівобережжя	3409	3356	3010	2372	44	46	-4,0	22,1	26,1
Донецький	3424	3364	3055	2390	44	44	-4,0	22,6	26,6
Південний Степ:									
Правобережжя	3907	3771	3388	2769	52	48	-1,7	22,9	24,6
Лівобережжя	3819	3690	3322	2707	52	46	-1,9	23,7	25,6
Крим	3957	3803	3415	2706	61	52	-0,3	23,5	23,8
Прикарпаття	3181	3050	2680	1928	53	57	-2,8	19,4	22,2
Закарпаття	3846	3634	3227	2612	52	55	-1,2	21,2	22,4
Полісся:	1У. За період до 2030 – 2040 р.р. за кліматичним сценарієм								
Західне	4611	4238	3880	3190	54	45	3,7	19,2	15,5
Центральне	4453	4170	3766	3174	53	43	2,6	19,2	16,6
Східне	4384	4122	3836	3183	52	39	1,3	19,9	18,6
Лісостеп: Західний	4655	4379	3936	3102	66	57	3,9	19,2	15,3
Центральний	4772	4453	4073	3432	53	47	3,2	20,6	17,4
Східний	4612	4322	3968	3362	53	40	1,8	21,0	19,2
Північний Степ:									
Правобережжя	5449	5077	4755	3926	63	48	6,2	22,9	16,7
Лівобережжя	5116	4720	4372	3714	57	45	5,2	23,0	17,8
Донецький	5116	4831	4476	3784	57	44	5,2	23,2	18,0
Південний Степ:									
Правобережжя	5602	5304	4930	4069	72	51	7,2	23,3	16,1
Лівобережжя	5766	5619	4924	4113	68	52	7,0	24,1	17,1
Крим	6084	6084	5289	4238	53	123	10,0	24,1	14,1

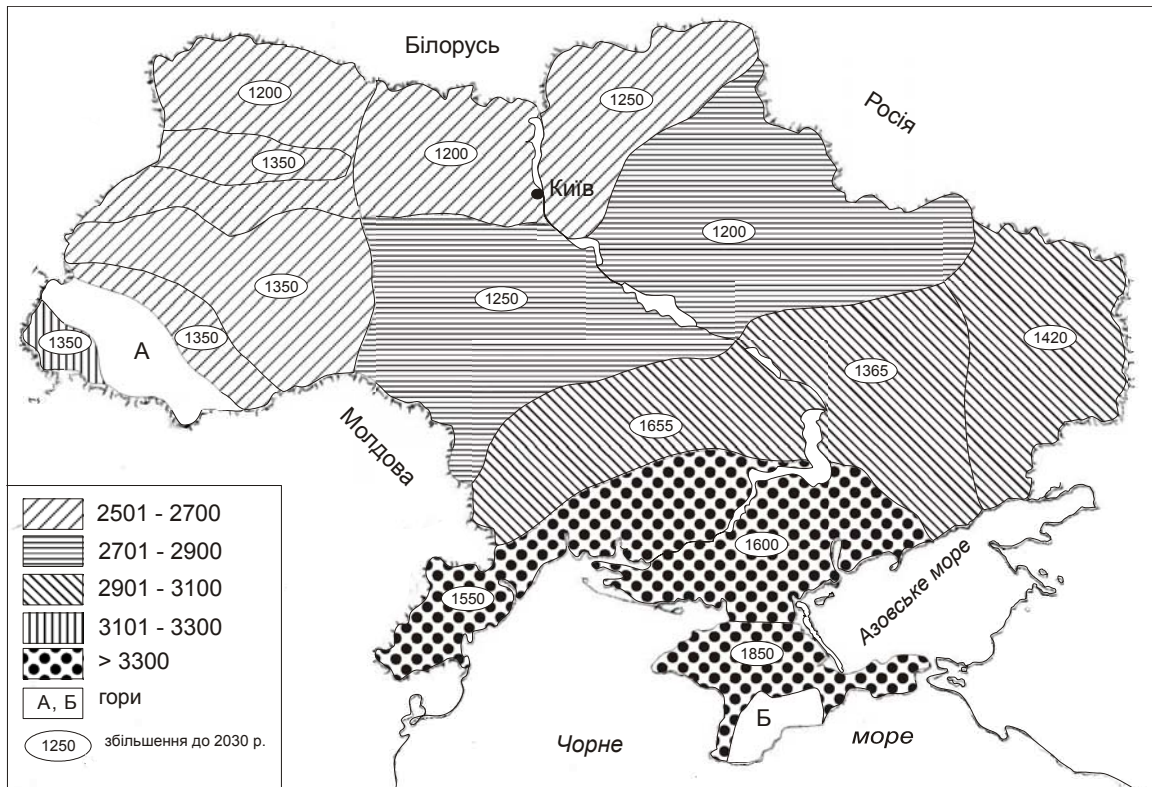


Рис. 1 – Сума температур повітря вище 10 °С за період 1991–2005 рр.

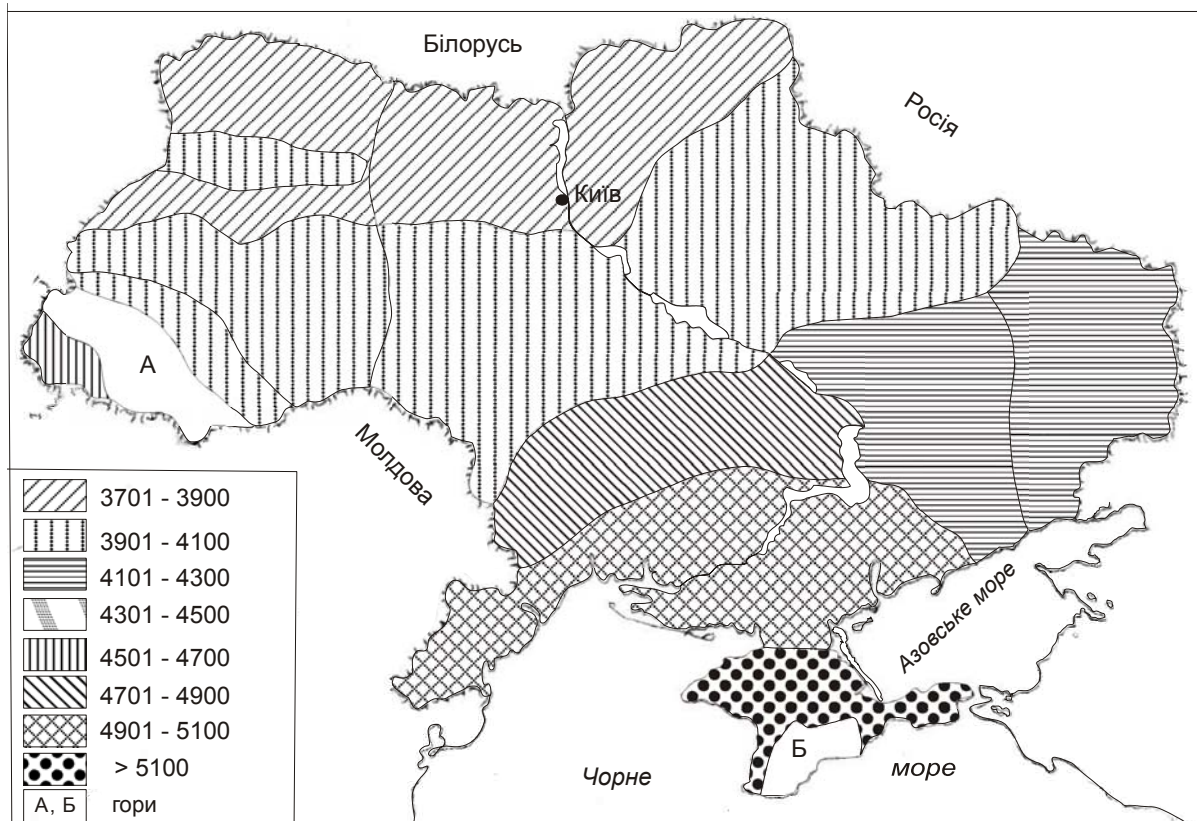


Рис.2 – Сума температур повітря вище 10 °С за кліматичним сценарієм 2030 – 2040 р.р.

Найбільш суттєва різниця в зростанні середньої температури січня спостерігається між третім та четвертим періодом і становить від 5,2 °С в

Поліссі до 8 – 10 °С в Південному Степу та в Криму.

За кліматичним сценарієм середня температура січня підвищиться по всій території України і набуде позитивних значень. Найменше підвищення температури відбудеться в центральному і східному Поліссі та східному Лісостепу до 5,6 – 5,9 до – 4,0 °С. В західних районах Полісся, центральному районі Лісостепу та в Закарпатті температура січня підвищиться на 6,0 – 6,8 °С. В Північному Степу підвищення температури буде на рівні 9,0 °С. В інших районах Північного Степу та в Південному Степу підвищення становитиме 8,2 – 8,9 °С. Найбільше підвищиться температура січня в Криму – на 10,3 °С.

Середня температура липня між періодом до 1960 р. та періодом з 1961 по 1991 рр. знизилась на всій території України від 0,3 до 0,9 °С. Між другим та третім періодом температура в липні зросла в усіх регіонах на 1,2 – 1,7 °С. Найвідчутніше зростання середньої температури липня за третій період відбулось в Північному Степу.

У порівнянні з періодом від 1991 по 2005 рр. температура повітря в липні за сценарієм зросте - на 0,3 – 0,6 °С у більшості районів України, а в центральному та східному Поліссі навіть зменшиться на 0,1 – 0,2 °С.

Порівняння амплітуди температур по періодах до 1960 р., від 1961 по 1991 рр. та від 1991 до 2005 рр. показало, що амплітуда температур по періодах майже не змінювалась, або незначно зменшувалась. В розрахунках за сценарієм зменшення буде відчутним в період до 2030 -2040 рр. у порівнянні з періодом від 1991 до 2005 рр. Сучасне потепління для всієї України характеризується зменшенням річної амплітуди, що значно пом'якшить континентальність клімату

Висновки. Зростання сум температур за кліматичним сценарієм змінить картину розподілу кліматичних поясів. Всі підпояси змістяться на один в сторону півночі і в Південному Степу умови будуть відповідати помірно – жаркому підпоясові субтропічного поясу. Таке зміщення поясів сприятиме значним змінам типів рослинності, у тому числі і в наборі сільськогосподарських культур. Але давати подібний прогноз тільки за сумами температур буде некоректно. Необхідно пам'ятати, теперішні агрокліматичні зони в Україні виділені з врахуванням умов, необхідних для вирощування сучасних сільськогосподарських культур, які адаптовані до певного рівня зволоження, типу ґрунтів та методів агротехніки. Тому необхідно розглянути зміну умов зволоження за зміни клімату в Україні.

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. *Гончарова Л.Д., Решетченко С.І.* Зміни середньомісячної температури повітря впродовж другої половини ХХ століття на території лівобережної України.// Вісник ОДЕКУ. – 2009. – Вип.8. –С.79-89.

Анализ тенденции изменений термических показателей агроклиматических ресурсов Украины на период до 2030 – 2040 г.г. Полевой А.Н., Божко Л.Е., Дронова Е.А.

На основании анализа материалов наблюдений 175 гидрометеорологических станций Украины путем сравнения средних многолетних характеристик метеорологических и агрометеорологических показателей - температурного режима были выявлены тенденции их изменения за период от 1890 до 2030 – 2040 г.г.

Ключевые слова: изменение климата, потепление, температура воздуха, суммы температур.

Trend analysis of thermal indicators of agroclimatic resources in Ukraine for the period up to 2030 – 2040ys. A.N.Polevoy, L E. Bozhko, E.A. Dronova.

Based on analysis of observational materials of 175 meteorological stations of Ukraine by comparing the average long-term characteristics of weather and agrometeorological indicators of temperature it were identified trends of changes for the period from 1890 to 2030 -2040 ys.

Keywords: climate change, warming, air temperature, sum temperature

Г.В.Ляшенко, д.г.н.

Национальный научный центр «Институт виноградарства и виноделия им.В.Е.Таирова» НААН Украины

АГРО - И МИКРОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ОПТИМИЗАЦИИ РАЗМЕЩЕНИЯ ВИНОГРАДА НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

Выполнено обоснование агро- и микроклиматических показателей для оценки условий произрастания винограда. Представлены результаты расчетов и мелкомасштабного агроклиматического районирования тепловых ресурсов и заморозкоопасности на территории Северного Причерноморья. Описан в виде блок-схемы алгоритм перерасчета указанных условий под влиянием неоднородностей подстилающей поверхности и дана детальная оценка их изменчивость на исследуемой территории с учетом мезо- и микроклимата. На основе сравнительного анализа тепловых ресурсов, заморозкоопасности и теплопотребности винограда оптимизировано размещение винограда на сортовом уровне для разных местоположений в рельефе.

Ключевые слова; *оптимизация размещения винограда, тепловые ресурсы, морозоопасность, заморозкоопасность, мезо- и микроклимат, теплопотребность.*

Введение. Рост, развитие, формирование урожая и качества винограда определяются соответствием метеорологических условий территории предъявляемым требованиям культуры. При этом, на процессы жизнедеятельности винограда как многолетней культуры оказывают влияние не только условия текущего года, но и предыдущего, а иногда и нескольких прошедших лет. Следует указать также на ощутимую разницу в требованиях к погодно-климатическим условиям различных сортов винограда. Из известных агробиологических группировок сортов винограда две проведены исходя из отношения культуры к метеорологическим условиям в период перезимовки и по требованиям сортов к суммарному теплу за вегетационный период, которое определяет темпы развития винограда и, как следствие, сроки созревания. Условия перезимовки, которые характеризуются средним из абсолютных минимумов температуры воздуха зимой, определяют принципиальную возможность произрастания винограда в конкретном месте. Температурный режим весеннего, летнего и осеннего периодов обуславливают интенсивность процессов фотосинтеза, дыхания, транспирации, газообмена и минерального питания, конечным результатом которых является формирование уровня урожая и качества (химического состава) винограда. Поэтому для оценки условий прохождения указанных процессов необходима детальная характеристика погодно-климатических условий.

Постановка проблемы. Погодно-климатические условия, которые оцениваются применительно к объектам сельскохозяйственного производства, в данном случае, виноградарству, называют агрометеорологическими и агроклиматическими. Агроклиматические условия, которые подразделяют на агроклиматические ресурсы и агроклиматические лимитирующие факторы, характеризуют многолетний температурно-влажностный режим вегетационного и продукционного периодов большинства культур. Под лимитирующими факторами понимают условия морозо- и заморозкоопасности, засушливости. Когда-то они оценивались только среднесезонными и экстремальными (максимальными, минимальными) величинами. В последние десятилетия оценка временной изменчивости показателей дополняется величинами среднего квадратического отклонения (сигма), коэффициентом вариации и суммарной вероятности. Детальный же учет

агроклиматических условий можно рассматривать как прием оптимизации размещения виноградных плантаций без дополнительных капиталовложений.

Методы исследований. По происхождению виноградное растение отличается значительной свето- и теплопотребностью, а по отношению к влаге – достаточной засухоустойчивостью [2-4, 8]. Принято, что оптимальная суточная продолжительность солнечного сияния (SS) находится в пределах 12-14 часов и не должна снижаться до 9 часов и меньше. Количество солнечного тепла принято выражать величиной сумм суммарной радиации (ΣQ). Часть суммарной радиации, которая используется в процессе фотосинтеза для формирования органического вещества, называется фотосинтетически активной радиацией (Q_f или ΦAP). Эти показатели характеризуют радиационно-световые ресурсы, а единицей измерения служит число часов солнечного сияния и $\text{мДж}\cdot\text{м}^2\cdot\text{с}^{-1}$ (по старой системе измерения – $\text{кал}\text{ см}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$).

Условия теплообеспеченности определяются соотношением тепловых ресурсов территории и теплопотребностью растений, рассчитываемых по величине сумм температур выше $10\text{ }^\circ\text{C}$ за период с этими температурами и за вегетационный период винограда. Кроме того, важен уровень минимальных температур в весенний и осенний периоды и уровень максимальных температур летом, характеризующий напряжение тепла. Для винограда, как теплолюбивой культуры, биологическим нулем или температурой начала развития является $8\text{-}10\text{ }^\circ\text{C}$ (T_c). Оптимальные температуры (T_{opt}) для прохождения процессов фотосинтеза составляют $10\text{-}30\text{ }^\circ\text{C}$, а в период репродуктивного развития – $20\text{-}30\text{ }^\circ\text{C}$. Температуры воздуха в этот период развития винограда выше $35\text{-}40$ и ниже $16\text{-}18\text{ }^\circ\text{C}$ относят к критическим. С увеличением абсолютной высоты местности, континентальности климата в умеренных широтах и засушливости в низких широтах, значение биологического нуля может снижаться на $1\text{-}3\text{ }^\circ\text{C}$. Количество необходимого для винограда тепла, выраженное суммой активных температур воздуха за вегетационный период (ΣT_θ) для разных, по срокам созревания, сортов винограда, колеблется в пределах от 2200 до $3800\text{ }^\circ\text{C}$ и выше. В последние годы оценка условий теплообеспеченности сельскохозяйственных культур выполняется не только по суммам среднесуточных (активных) температур воздуха за период с температурами выше $10\text{ }^\circ\text{C}$, а и по суммам дневных и ночных температур ($\Sigma T_{\text{дн}}$, $\Sigma T_{\text{н}}$). Именно эти показатели адекватно отражают суточную ритмику термического режима территорий и тесно связаны с явлениями фото- и термопериодизма, воздействию которых подчинено большинство физиологических процессов растений. Величины сумм дневных и ночных температур получают прямым путем по данным термографов или косвенно - по величинам максимальных и минимальных температур.

Составной и чрезвычайно важной для юга Украины частью агроклиматических ресурсов являются ресурсы влаги. И хотя виноград относится к группе мезофитов, он положительно отзывается на улучшение условий увлажнения. Традиционно оценка условий увлажнения выполняется по количеству осадков (X), относительной влажности воздуха (f), дефициту влажности воздуха (d), запасам продуктивной влаги в полуметровом, метровом, а иногда и полуметровом слое почвы (W_{0-50} , W_{0-100} , W_{0-150}) или по комплексным показателям – гидротермическому коэффициенту Селянинова ($ГТК$) и показателю увлажнения Д.И.Шашко ($Мд$). Эти показатели применяются в настоящее время также в разработанных методах оценки условий влагообеспеченности растений - по количеству осадков, по запасам продуктивной влаги в почве и по соотношению влагопотребления и влагопотребности, которые рассчитываются соответственно по упрощенному методу водного баланса и биофизическому методу, предложенному Алпатьевым А.М.

В начале и в конце вегетации угрозу для кустов винограда представляют заморозки, которые характеризуются снижением минимальных температур воздуха и

поверхности почвы до $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже на фоне положительных среднесуточных температур. Даже снижение минимальной температуры воздуха до $-1.0 \div -1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в период набухания и распускания почек приводит к их повреждению и гибели, что имело место на локальных участках насаждений винограда в апреле 2009 г. Осенью, в период созревания винограда, заморозки интенсивностью $-2.0 \div -2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ приводят к повреждению листьев, а $-3.0 \div -4.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ - к «стеканию ягод». Поэтому важна детальная оценка территорий по условиям заморозкоопасности, которая выполняется по показателю продолжительности беззаморозкового периода ($N_{\delta/n}$), дат последних весенних и первых осенних заморозков в воздухе и на поверхности почвы (D_{δ} , K , D_{δ}^{mn} , $D_{\delta}^{m\delta}$). К показателям заморозкоопасности относят также суммы температур выше $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ за беззаморозковый период ($\Sigma T_{\delta/n}$) и коэффициент заморозкоопасности (Kz), который представляет собой отношение продолжительности беззаморозкового периода к теплоту периода или отношение сумм температур за эти периоды.

Чрезвычайно важное значение для виноградарства Украины имеют условия перезимовки, так как здесь проходит северная граница неукрывной промышленной культуры. Например, после чрезвычайно суровых зим 1972, 1985 и 2006 годов площади виноградников значительно сократились, на некоторых продолжительное время они восстанавливались, что снижало валовой сбор ягод и рентабельность отрасли. Основными показателями морозоопасности, которые характеризуют условия перезимовки, являются средний из абсолютных минимумов температуры воздуха (\bar{T}_m) и средняя минимальная температура самой холодной пятидневки (T_x), а также продолжительность холодного периода (период с температурой ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$) ($N_{хп}$), сумма отрицательных температур ($\Sigma T < 0^{\circ}\text{C}$), высота снежного покрова (H) и глубина промерзания почвы (h).

Кроме указанных агроклиматических ресурсов и лимитирующих факторов для полной агроклиматической оценки территорий важна информация о ветровом режиме, ливнях, граде. Эти факторы наносят прямой убыток виноградарству, обуславливая механические повреждения растений. Характеристика ветрового режима выполняется по показателям скорости и направления ветра. В зимний период ветры северного и северо-восточного направления увеличивают эффект действия отрицательных температур и, тем самым, усиливают вредное действие мороза. Летом южные и юго-восточные ветры усиливают интенсивность засух и суховеев. В юго-восточных и восточных регионах они обуславливают проявление дефляции или ветровой эрозии и даже пыльных бурь. Поэтому неотъемлемой частью общей характеристики агроклиматических условий территории является роза ветров, составленная, как минимум, в разрезе сезонов года. Она указывает на преобладающее направление ветра, среднюю скорость ветра по разным направлениям (по восьми румбам) и число дней со штилем на конкретной территории.

Обсуждение результатов. Согласно агроклиматическому районированию Украины, выполненного З.А.Мищенко и С.В.Ляховой [9], Северное Причерноморье охватывает 5-7 макрорайоны, которые простираются почти в широтном направлении. Они названы по типу зимы и характеризуются с севера на юг от умеренно мягкой до очень мягкой. Умеренно мягкая зима отмечается в северных районах Одесской и Николаевской области, мягкая – в центральных районах Одесской, Николаевской области и в северных и центральных районах Херсонской области. Очень мягкая зима отмечается в прибрежных районах этих областей. Величина среднего из абсолютных минимумов температуры воздуха (50%) колеблется от $-20, -22\text{ }^{\circ}\text{C}$ в 5-м макрорайоне

до -16, -18 °С – в 7-м. В отдельные годы (один год из десяти) возможно снижение минимальных температур соответственно до -28, -26 и -24, -22 °С. Продолжительность холодного периода (с $\Sigma T_c < 0^\circ\text{C}$) изменяется от 95-80 до 65-55 суток, а сумма отрицательных температур за этот период – от -350, -265 °С до -175, -85 °С.

Согласно комплексного агроклиматического районирования территории Украины по радиационно-тепловым ресурсам, выполненного автором [5], Северное Причерноморье входит в 4-6-й макрорайоны, где продолжительность теплого периода (с температурами выше 10 °С) изменяется от 170 до 195 суток, сумма активных температур воздуха - от 3000 до 3600 °С, продолжительность солнечного сияния за этот период – от 1401 до 1700 часов. Сумма суммарной радиации (ΣQ) составляет по макрорайонам 3001-3600 МДж·м⁻², а сумма фотосинтетически активной радиации (ΣQ_f) – 1501-1800 МДж·м⁻². Тепловые ресурсы территории оценены как по традиционному показателю – сумме активных температур воздуха за период с температурами выше 10 °С, так и с учетом их суточной ритмики. Необходимость применения таких показателей тепловых ресурсов обусловлена тем, что процессы фотосинтеза, дыхания и газообмена, которые определяют рост, развитие, формирование урожая и качества продукции, подчиняются механизмам термо- и фотопериодизма. Продолжительность периодов с температурой дня выше 10 °С в 4 – 6 макрорайонах составляет 191-200 и 211-220 дней, а сумма дневных температур - соответственно 3401-3600 и 3801 - 4000 °С. Разность между суммами дневных и среднесуточных температур за теплый период достигает в этих макрорайонах 450-600 и 400-550 °С. Продолжительность периода с ночными температурами выше 10 °С снижается до 140-145 и 150-155 дней. За этот период может накапливаться сумма ночных температур 2000-2200 и 2400-2600 °С, а разность между суммами ночных и среднесуточных температур составляет соответственно -550÷-850 и -450÷-750 °С.

Согласно агроклиматического районирования территории Украины по условиям заморозкоопасности [6], исследуемая территория охватывает IV-VI-й макрорайоны. Продолжительность беззаморозкового периода, как основного показателя заморозкоопасности, в этих макрорайонах соответственно составляет 161-170, 171-180 и 181-190 суток. Даты последних весенних заморозков наблюдаются в воздухе 20-25, 15-29 и 10-15 апреля, а на поверхности почвы - 1-5 мая, 26-30 и 20-25 апреля. Даты осенних заморозков в воздухе наступают, в среднем многолетнем, 1-10, 10-20 и 20-30 октября, а на поверхности почвы - 20-30 сентября, 1-10 и 10-20 октября.

Оценка ресурсов влаги на исследуемой территории выполнена по трем показателям - ГТК Селянинова, количества осадков и показателем, характеризующим отношение средних за период запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы к наименьшей полевой влагоемкости. По территории Северного Причерноморья величина ГТК варьирует от 0.9-1.1 до 0.5-0.7 [7]. Количество осадков соответственно изменяется от 340 до 230 мм и меньше, а относительный показатель увлажнения - от 88 до 53%.

Под влиянием неоднородной подстилающей поверхности (элементов рельефа, пестроты почвенного покрова, близости к водоемам), отмечается значительная изменчивость агроклиматических ресурсов на небольших расстояниях. В [11] приведены величины широтных и высотных градиентов, а также параметров микроклиматической изменчивости основных показателей агроклиматических ресурсов. Наглядно видно, что эта изменчивость многих микроклиматических

параметров превышает широтные градиенты в 5-10 раз. Наибольшей микроклиматической изменчивостью характеризуются сумма суммарной и фотосинтетически активной радиации, средний из абсолютных минимумов температуры воздуха, сумма дневных и ночных температур воздуха, запасы продуктивной влаги в почве. На основе анализа физических механизмов формирования микроклимата был разработан алгоритм расчетов пространственного перераспределения тепловых ресурсов и заморозкоопасности под влиянием неоднородностей подстилающей поверхности, который представлен в виде блок-схемы (рис.1,а и б).

На основе детального анализа природной неоднородности подстилающей поверхности исследуемой территории [10] и генерализированной морфометрической карты глубины вертикального расчленения рельефа [1], оценена изменчивость различных показателей агроклиматических ресурсов и выполнено их картографирование с учетом мезо и микроклимата. На рис.1 и в табл. 1 и 2 представлены данные по пространственной изменчивости тепловых ресурсов и условий заморозкоопасности в различных местоположениях территории Северного Причерноморья. Суммы соответствуют 90%-ной обеспеченности, т.е. ниже представленных величин они могут быть только в один год из десяти. Так, например, в 4-м макрорайоне сумма дневных температур для контрастных местоположений вершина склона - дно долины составляет соответственно в 1-м мезорайоне 2750-2950 и 2850-3050 °С, во 2-м – 2700-2900 и 2900-3100 °С. В 6-м макрорайоне 1-м мезорайоне для тех же местоположений эти величины соответственно равны 3150-3350 и 3250-3450 °С, а во 2-м мезорайоне – 3100-3300 и 3300-3500 °С. Т.е. диапазон пространственной изменчивости сумм дневных температур в Северном Причерноморье составляет 800 °С – от 2700 до 3500 °С. Аналогичная изменчивость прослеживается и по суммам ночных температур воздуха. В 4-м макрорайоне 1-м мезорайоне сумма ночных температур воздуха для вершины склона и дна долин составляет 2100-2300 и 1900-2100 °С, а во 2-м мезорайоне – 2150-2350 и 1850-2050 °С. В 6-м макрорайоне эти величины соответственно составляют 2500-2600, 2300-2500, 2550-2750, 2150-2350 °С. Таким образом, диапазон пространственной изменчивости сумм ночной температуры по 4-му и 6-му макрорайонам достигает 450 °С и, как следствие, обуславливает отличие в темпах развития разных сортов винограда.

Переход от оценки тепловых ресурсов территории к теплообеспеченности сельскохозяйственных культур осуществляется путем сравнения конкретных величин теплопотребности культуры и тепловых ресурсов территорий. В целом, для ряда сортов винограда известна теплопотребность, представляющая сумму средних суточных температур за период вегетации и отдельные межфазные периоды. Для детальной оценки теплообеспеченности винограда были рассчитаны суммы биологических дневных и ночных температур для разных по срокам созревания групп сортов винограда (табл. 3).

Путем сопоставления ресурсов тепла с учетом их изменчивости под влиянием неоднородностей подстилающей поверхности, и теплопотребности сортов винограда оптимизировано сортовое размещение винограда на уровне макро-, мезо- и микрорайонов (табл.4).

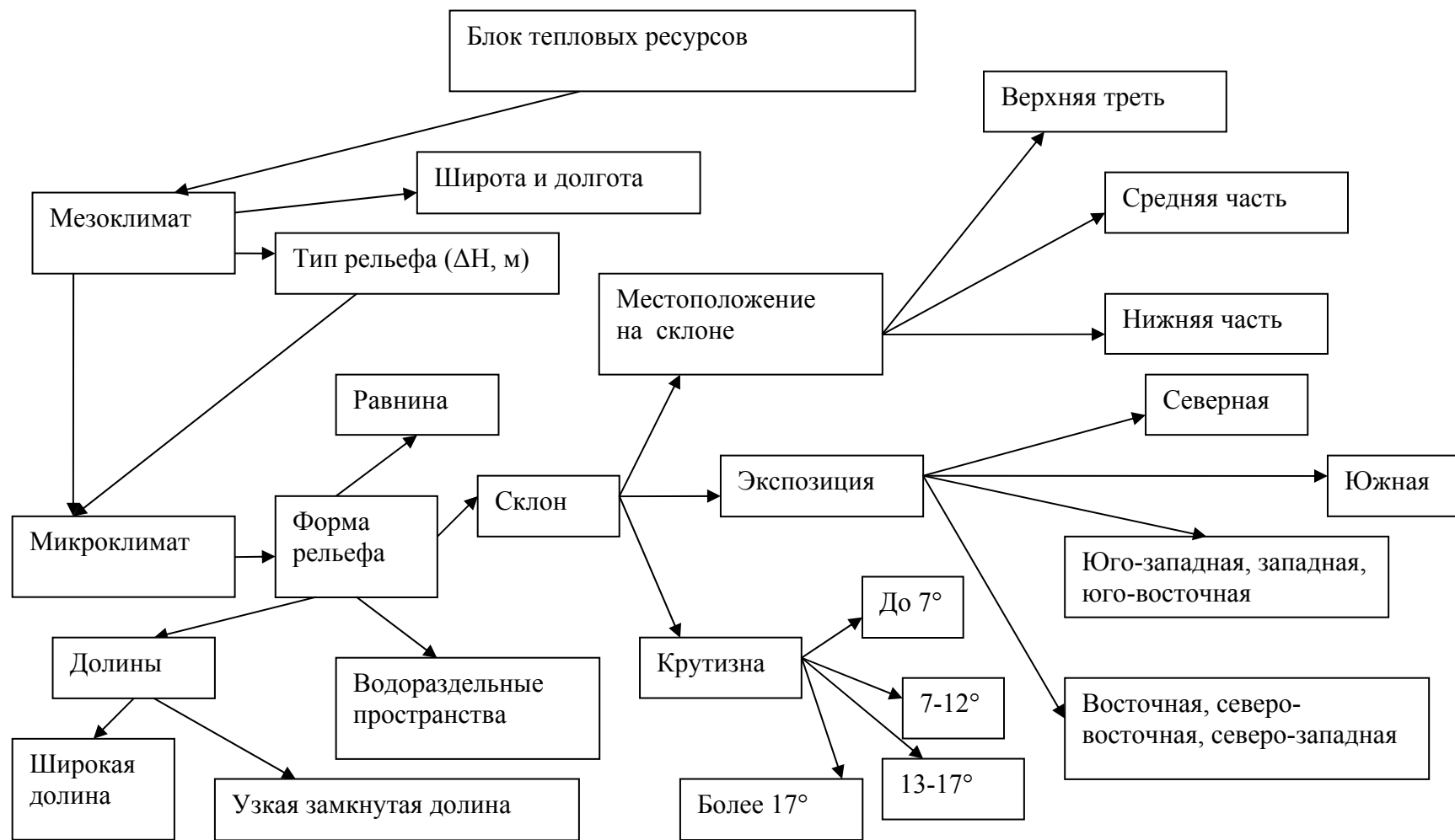


Рис.1,а. -Алгоритм расчета микроклиматической изменчивости тепловых ресурсов территорий.

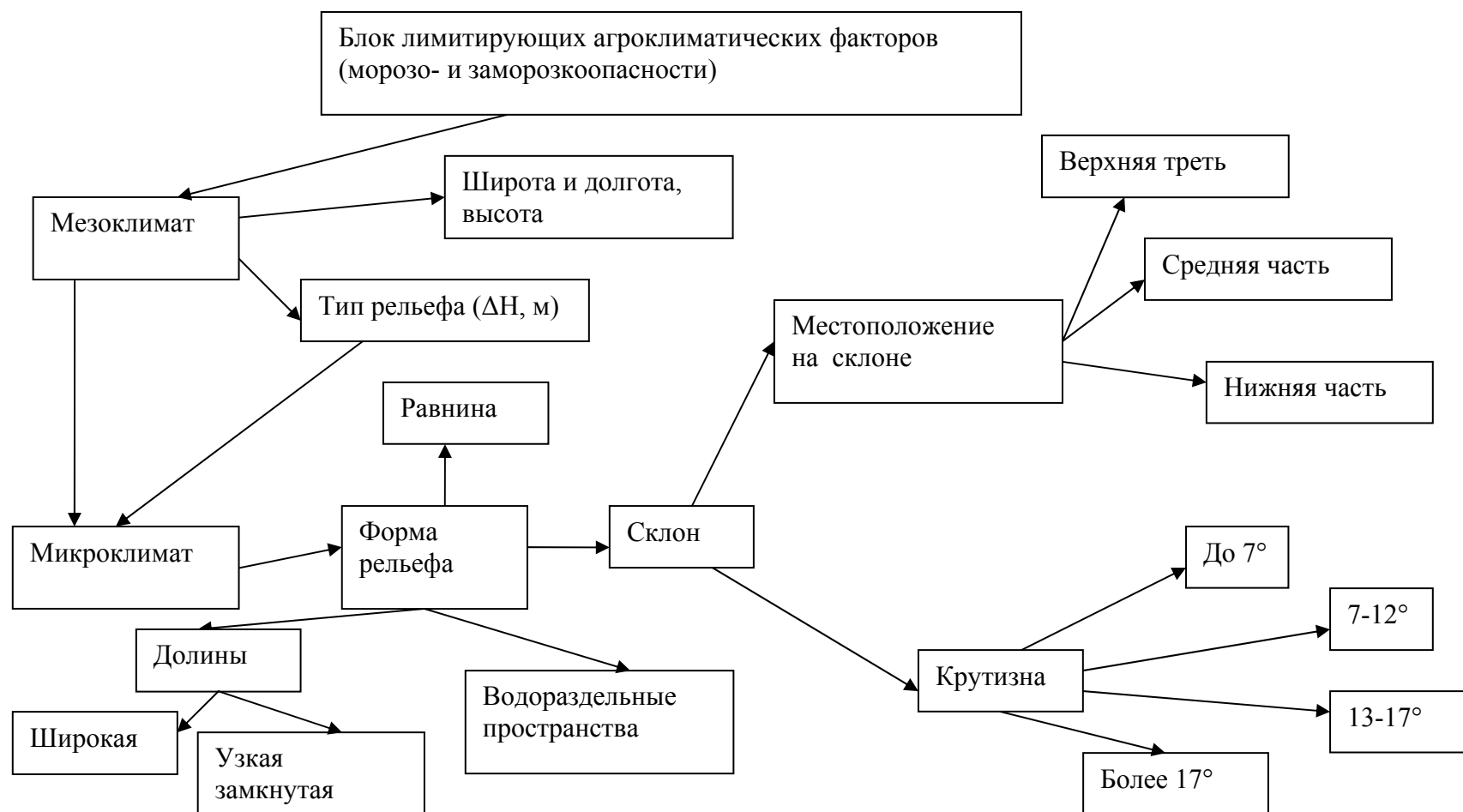


Рис.1,б - Алгоритм расчета микроклиматической изменчивости показателей морозо- и заморозкоопасности территорий.

Таблица 1 - Тепловые ресурсы дня и ночи (90% обеспеченности) Северного Причерноморья с учетом мезо- и микроклимата
а) сумма дневных температур, °С

Макрорайоны	Мезорайоны ΔН, м	Микрорайоны				
		ровное место	вершина склона	Середина склона	Низ склона	дно долины
4	< 50	2800-3000	2750-2950	2850-3050	2850-3050	2850-3050
	50-100		2700-2900	2850-3050	2900-3100	2900-3100
5	<50	3000-3200	2950-3150	3050-3250	3050-3250	3050-3250
	50-100		2900-3100	3050-3250	3100-3300	3100-3300
6	<50	3200-3400	3150-3350	3250-3400	3250-3450	3250-3450
	50-100		3100-3300	3250-3400	3300-3500	3300-3500

б) сумма ночных температур, °С

4	< 50	2000-2200	2100-2300	2050-2250	1900-2100	1900-2100
	50-100	2200	2150-2350	2100-2300	1850-2050	1850-2050
5	<50	2200-2400	2300-2500	2250-2450	2100-2300	2100-2300
	50-100	2400	2350-2550	2300-2500	2050-2250	2050-2250
6	<50	2400-2600	2500-2600	2450-2650	2300-2500	2300-2500
	50-100	2600	2600-2800	2500-2700	2250-2450	2200-2400

Таблица 2 - Характеристика условий заморозкоопасности (продолжительность безморозкового периода, дни)
в Северном Причерноморье с учетом мезо- и микроклимата

Макрорайоны	Мезорайоны ΔН, м	Микрорайоны				
		ровное место	вершина склона	Середина склона	Низ склона	дно долины
IV	< 50	161-170	165-175	161-170	156-160	151-155
	50-100		171-180	161-170	156-160	146-150
V	<50	171-180	176-186	171-180	166-170	161-166
	50-100		181-190	171-180	166-170	156-165
VI	<50	181-190	186-196	181-190	176-180	171-175
	50-100		191-200	181-190	176-180	166-175

Таблица 3 - Потребность разных сортов винограда в тепле

Группы сортов по срокам созревания	$\sum T_{cs}, ^\circ\text{C}$	N_d , дней	$\sum T_d, ^\circ\text{C}$	$\sum T_n, ^\circ\text{C}$
1. Очень ранние (оч.р.)	до 2500	125	2860	1915
2. Ранние (р.)	2501-2600	126-130	2861-2970	1916-2010
3. Среднеранние (ср)	2601-2700	131-135	2971-3080	2011-2105
4. Средние (с.)	2701-2800	136-140	3081-3185	2106-2200
5. Среднепоздние (с.п)	2801-2900	141-150	3186-3295	2201-2240
6. Поздние (п)	2901-3000	151-160	3296-3405	2241-2390
7. Очень поздние (оч.п.)	3001-3300	161-170	3406-3735	2391-2680

Таблица 4 - Оптимизация сортового размещения винограда в Северном Причерноморье по теплообеспеченности

Макро-районы	Мезо-районы	Микрорайоны				
		ровное место	по $\Sigma T_{днб}$		по $\Sigma T_{нб}$	
			вершина склона	середина склона	вершина склона	середина склона
4	< 50	о.р.	-	о.р, р.	о.р.	-
	50-100		-	о.р., р.	о.р., р.	о.р.
5	<50	о.р., р., с.р., с.	о.р., р., с.р.	о.р., р., с.р., с.	о.р., р.	о.р., р., с.р., с
	50-100		о.р., р., с.р.	о., р., с.р., с.	о.р., р.	о.р., р., с.р., с.
6	<50	о.р., р., с.р., с., с.п., п.	о.р., р., с.р., с., с.п.	о.р., р., с.р., с., с.п.	о.р., р., с.р.	о.р., р., с.р., с.
	50-100		о.р., р., с.р., с., с.п.	о.р., р., с.р., с., п.	о.р., р., с.р., с., с.п.	о.р., р., с.р., с., с.п.
7	<50	о.р., р., с.р., с., с.п., п.	о.р., р., с.р., с., с.п., п.	о.р., р., с.р., с., с.п., п.	о.р., р., с.р., с., с.п., п.	о.р., р., с.р., с., с.п.
	50-100		о.р., р., с.р., с., с.п., п.	о.р., р., с.р., с., с.п., п.	о.р., р., с.р., с., с.п., п.	о.р., р., с.р., с., с.п., п.
	100-150		о.р., р., с.р., с., с.п., п.	о.р., р., с.р., с., с.п., п.	о.р., р., с.р., с., с.п., п.	о.р., р., с.р., с., с.п.

Примечание. Обозначение групп сортов винограда по срокам спелости (о.р., р., с.р., с., с.п., п.) в табл.4.

Выводы. Результаты исследований показали, что в северных и центральных районах Одесской и Николаевской области, а также северной части Херсонской области по условиям теплообеспеченности при холмистом и слабохолмистом типах рельефа на верхних частях южных и юго-западных склонах можно размещать даже поздние сорта винограда. На таких же участках склонов восточной ориентации следует размещать только среднеранние и среднеспелые сорта. На равнинных участках и в средней части южных, юго-западных и западных склонов целесообразно размещение сортов среднеранних и ранних сроков созревания. В верхней части теплых склонов южных районов Одесской, Николаевской и Херсонской областей возможно размещение сортов винограда поздних сроков созревания. В южной части Одесской области и прибрежных участках Черного и Азовского морей, Николаевской и Херсонской областях возможно размещение винограда даже поздних сроков созревания.

Список литературы

1. Атлас природных условий и естественных ресурсов Украинской ССР. - М.:ГУГК,1978. – 173 с.
2. Виноградарство /М.О.Дудник, М.М.Коваль, І.М.Козар та ін. /За ред. М.О.Дудника.- К.: Урожай, 1999.- 288 с.
3. Давитая Ф.Ф. Климатические зоны винограда в СССР.- М.: Пищепромиздат. - 1948.-192 с.
4. Давитая Ф.Ф. Эколого-почвенные предпосылки роста и развития виноградной лозы. Питание виноградного растения /Физиология винограда и основы его возделывания. – София: Издательство Болгарской академии наук. 3 т. – 1981. - Т.1 – С. 27-51.
5. Ляшенко Г.В. Комплексное агроклиматическое районирование Украины по радиационно-тепловым ресурсам //Метеорологія, кліматологія і гідрологія. – 2004. - № 48. – С.219-225.
6. Ляшенко Г.В. Агрокліматичне районування України за умовами заморозконебезпечності з урахуванням мезо- і мікроклімату //Культура народів Причорномор'я. – 2005. - № 61. – С. 15-18.
7. Ляшенко Г.В. Агроклиматическое районирование Украины по условиям увлажнения //Метеорологія, кліматологія і гідрологія. – 2005. - № 49. – С. 274-284.
8. Мержаниан А.С. Виноградарство.- М.: Колос, 1967.-464 с.
9. Мищенко З.А., Ляхова С.В. Региональная оценка агроклиматических ресурсов на территории Украины и урожай винограда //Метеорологія, кліматологія і гідрологія. – 1999. - Вып.36. – С.100-118.
10. Природа Украинской ССР. Ландшафты и физико-географическое районирование / Под ред. Маринича А.М. – К.: Наукова думка, 1985. – 251 с.
11. Романова Е.Н., Мосолова Г.И., Береснева И.А. Микроклиматология и ее значение для сельского хозяйства. - Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 245 с.

Агро- і мікрокліматичні засади оптимізації розміщення винограда на прикладі Північного Причорномор'я. Г.В. Ляшенко

Виконано агро- і мікрокліматичне обґрунтування показників для оцінки умов вирощування винограда. Представлено результати розрахунків і мілкомасштабного районування теплових ресурсів і заморозконебезпечності на території Північного Причорномор'я. Описано у вигляді блок-схеми алгоритм перерахунку вказаних умов під впливом неоднорідностей підстильної поверхні і надана детальна оцінка їх мінливості на досліджуваній території під впливом мезо- і мікроклімату. На підставі порівняльної оцінки теплових ресурсів та заморозконебезпечності і тепловимогливість винограда оптимізовано розміщення винограда на сортовому рівні для різних місцеположень у рельєфі.

Ключові слова: оптимізація розміщення винограда, теплові ресурси, морозонебезпечність, заморозконебезпечність, мезо- і мікроклімат, тепловимогливість.

Agro – and microclimatic of vine placing optimization on example of the northern black sea area. G.V.Lyashenko

The basis of agro- and microclimatic indexes has been carried out for the estimation of vine growing conditions.

The results of calculations and fine-scale agroclimatic districting of thermal resources and danger of light frosts on the Northern Black Sea Area territory have been presented.. The algorithm of re-calculation of the pointed conditions under influence of differences of underlying surface has been described as a flow-chart and the detailed estimation of their changeability on the probed territory taking into account mezo- and microclimate has been presented. The vine placing considering the quality level for different locations in relief has been optimized on the reason of comparative estimates of thermal resources, light frost-danger and heat-necessity of vine.

Key words: optimization of vine placing, thermal resources, danger of frosts, danger of light frosts, mezo- and microclimate, necessity of heat.

А.М. Польовий, д.г.н., С.А. Букарєва*
Одеський державний екологічний університет
* Херсонський гідрометеорологічний технікум

ОЦІНКА АГРОКЛІМАТИЧНИХ РЕСУРСІВ ХЕРСОНСЬКОЇ ОБЛАСТІ ДЛЯ ФОРМУВАННЯ ОЗИМОЇ ПШЕНИЦІ

На основі характеристики агроекологічних категорій урожайності та кількісної оцінки агрокліматичних ресурсів була виконана загальна оцінка агрокліматичних ресурсів Херсонської області для формування озимої пшениці

Ключові слова: агроекологічна категорії урожайності, агрокліматичні ресурси, продуктивність, озима пшениця.

Серед найважливіших зернових культур озима пшениця за посівними площами займає в Україні перше місце і є головною продовольчою культурою. Урожайність озимої пшениці визначається у більшій мірі природно-кліматичними умовами території вирощування. Найбільш висока урожайність сільськогосподарських культур досягається при умові максимального використання рослинами кліматичних ресурсів.

Перед нами стояла задача оцінити агрокліматичні ресурси Херсонщини для формування озимої пшениці.

В якості теоретичної основи використана модель оцінки агрокліматичних ресурсів формування продуктивності сільськогосподарських культур А.М. Польового, основана на концепції Х.Г. Тоомінга про максимальну продуктивність посівів [1,2].

Збільшення потенційної урожайності загальної біомаси за декаду визначається в залежності від інтенсивності фотосинтетично активної радіації (ФАР) і біологічних особливостей культури з врахуванням зміни здатності рослин до фотосинтезу протягом вегетації

$$\frac{\Delta ПУ^j}{\Delta t} = \alpha_{\phi}^j \frac{\eta \cdot Q_{\text{фар}}^j \cdot k_{\text{eks}}^j \cdot d v^j}{q}, \quad (1)$$

де $\frac{\Delta ПУ}{\Delta t}$ – приріст потенційної урожайності загальної біомаси за декаду, г/м²; α_{ϕ} – онтогенетична крива фотосинтезу, відн. од.; η – КПД посівів, відн. од.; $Q_{\text{фар}}$ – середньодекадна за добу сума ФАР, кал/см² доба; k_{eks}^j – коефіцієнт для перерахування середньої за декаду сумарної сонячної радіації з горизонтальної поверхні для схилів різної експозиції і крутості, відн. од.; q – калорійність.

Приріст метеорологічно-можливої урожайності загальної біомаси являє собою приріст потенційної урожайності, який буде обмежений впливом волого-температурного режиму

$$\frac{\Delta ММУ^j}{\Delta t} = \frac{\Delta ПУ^j}{\Delta t} \cdot FTW_2, \quad (2)$$

де $\frac{\Delta ММУ}{\Delta t}$ – приріст метеорологічно-можливої урожайності загальної біомаси за декаду, г/м²; FTW_2 – узагальнена функція впливу волого-температурного режиму з корекцією на сполучення різних екстремальних умов, відн. од.

Функція впливу температури повітря на продукційний процес рослин визначається як:

$$\psi_{\phi} = \begin{cases} 13,7 \cdot \sin(0,077 \cdot x_1^j) & \text{при } (T^j - T_{\phi}) < T_{opt1}^j, \\ 1 & \text{при } T_{opt1}^j \leq (T^j - T_{\phi}) \leq T_{opt2}^j, \\ 1,13 \cdot \cos(1,570 \cdot x_2^j) & \text{при } (T^j - T_{\phi}) > T_{opt2}^j, \end{cases} \quad (3)$$

де ψ_{ϕ} – температурна крива фотосинтезу, відн. од.; T – середньодекадна температура повітря, °C; T_{ϕ} – середньодекадна температура повітря, при якій починається фотосинтез, °C; T_{opt1} – нижня межа температурного оптимуму для фотосинтезу, °C; T_{opt2} – верхня межа температурного оптимуму для фотосинтезу, °C;

$$x_1^j = (T_s^j \cdot k_{eks}^T - T_{\phi}) / (T_{opt1}^j - T_{\phi}), \quad (4)$$

$$x_2^j = (T_s^j \cdot k_{eks}^T - T_{opt2}^j) / (T_{max} - T_{opt2}^j), \quad (5)$$

де T_{max} – середньодекадна температура повітря, при якій припиняється фотосинтез, °C; T_s – температура повітря на горизонтальній поверхні, °C; k_{eks}^T – коефіцієнт для перерахування температури повітря на схилі.

Функція впливу вологості ґрунту на фотосинтез γ_{ϕ} знаходиться як:

$$\gamma_{\phi} = \begin{cases} -1,163 \cdot (x_3^j)^2 + 2,187 \cdot x_3^j & \text{при } W^j \cdot k_{eks}^W < W_{opt1}^j, \\ 1 & \text{при } W_{opt1}^j \leq W^j \cdot k_{eks}^W \leq W_{opt2}^j, \\ -0,654 + 3,824 \cdot x_4^j - 2,633 \cdot (x_4^j)^2 + 0,467 \cdot (x_4^j)^3 & \\ \text{при } W^j \cdot k_{eks}^W > W_{opt2}^j, \end{cases} \quad (6)$$

де W – запаси продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту, мм; W_{opt1} – нижня межа оптимальних запасів вологи, мм; W_{opt2} – верхня межа оптимальних запасів вологи, мм.

Формування дійсно можливої урожайності загальної біомаси обмежується рівнем природної родючості ґрунту

$$\frac{\Delta ДМУ^j}{\Delta t} = \frac{\Delta ММУ^j}{\Delta t} B_{nl} F_{Gum}, \quad (7)$$

де $\frac{\Delta ДМУ}{\Delta t}$ – приріст дійсно можливої урожайності загальної біомаси за декаду, г/м²; B_{nl} – бал ґрунтового бонітету, відн. од.

Одержання рівня господарської урожайності загальної біомаси обмежується реально існуючим рівнем культури землеробства й ефективністю внесених мінеральних і органічних добрив

$$\frac{\Delta УВ^j}{\Delta t} = \frac{\Delta ДМУ^j}{\Delta t} k_{земл} FWM_{ef}^j, \quad (8)$$

де $\frac{\Delta УВ}{\Delta t}$ – приріст урожайності загальної біомаси у виробництві, г/м²;

$k_{земл}$ – коефіцієнт, що характеризує рівень культури землеробства і господарської діяльності, відн. од.; FWM_{ef} – функція ефективності внесення органічних і мінеральних добрив в залежності від умов вологозабезпеченості декад вегетації, відн. од.

Аналіз різноманітних агроєкологічних категорій врожайності (ПУ, ММУ, ДМУ, УВ), а також їхніх співвідношень і відмінностей дозволяє судити про природні й антропогенні ресурси сільського господарства, а також про ефективність господарського використання цих ресурсів стосовно вирощування сільськогосподарських культур.

Ступінь сприятливості метеорологічних умов вирощування культури характеризує співвідношення метеорологічно-можливої врожайності і потенційної врожайності

$$K_m = MМУ_{зерна} / ПУ_{зерна}, \quad (9)$$

де K_m – коефіцієнт сприятливості метеорологічних умов, відн. од.

Співвідношення врожайності у виробництві і метеорологічно можливої врожайності встановлює ефективність використання агрокліматичних ресурсів

$$K_{акл} = УВ_{зерна} / ММУ_{зерна}, \quad (10)$$

де $K_{акл}$ – коефіцієнт ефективності використання агрокліматичних ресурсів, відн. од.

При реальних ґрунтових умовах співвідношення врожайності у виробництві і дійсно можливої врожайності можна розглядати як показник досконалої агро технології

$$K_{земл} = УВ_{зерна} / ДМУ_{зерна}, \quad (11)$$

де $K_{земл}$ – коефіцієнт ефективності використання існуючих агрометеорологічних і ґрунтових умов (характеризує рівень культури землеробства з погляду ефективності господарського використання існуючого комплексу агрометеорологічних і ґрунтових умов), відн. од.

Величина відношення врожайності у виробництві до потенційної врожайності характеризує рівень реалізації агроєкологічного потенціалу

$$K_{аек.пот} = УВ_{зерна} / ПУ_{зерна}, \quad (12)$$

де $K_{аек.пот}$ – коефіцієнт реалізації агроєкологічного потенціалу, відн. од.[1].

В якості прикладу розглянемо декадний хід волого-температурного режиму та динаміку агроєкологічних категорій врожайності озимої пшениці у Білозерському агрокліматичному районі Херсонської області.

Як видно на рис. 1 на фазу відновлення вегетації – вихід в трубку сума ФАР за декаду складає 5,8 - 6,7 кДж/см², а величина приростів ПУ складає 91 - 97 г/м² дек. Від фази вихід в трубку до колосіння сума ФАР за декаду постійно збільшується від 6,7 до 10,44 кДж/см² за декаду. Це привело до того, що прирости ПУ за цей міжфазний період постійно зростають від 97 до 219 г/м² дек. У фазу цвітіння прирости ПУ досягають свого максимуму. В подальшому по мірі настання фази молочна та воскова стиглість відбувалось старіння рослин, що обумовило зниження приростів ПУ на фоні досить високих сум ФАР за декаду (10,85 - 11,20 кДж/см²). У фазу молочної стиглості прирости зменшились до 190 - 202 г/м² дек. і до фази повної стиглості прирости ПУ зменшились до 101 г/м² дек.

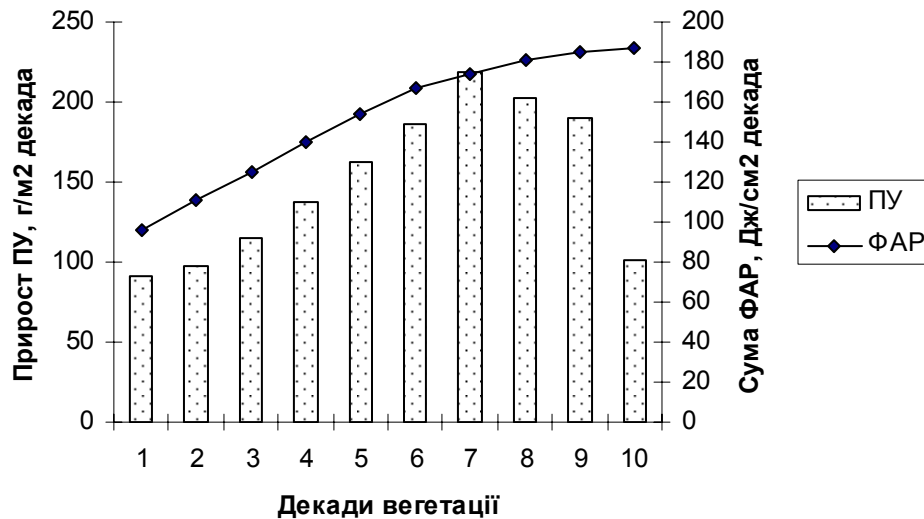


Рис. 1 – Динаміка декадних приростів ПУ озимої пшениці та сум ФАР в Білозерському районі.

Приріст ПУ обмежується впливом волого-температурного режиму посівів.

В перші декади вегетації (період відновлення вегетації – вихід в трубку) сумарне випаровування посівів озимої пшениці складає 8,5 - 9,4 мм, випаровуваність знаходиться в межах 15 - 18 мм. Найбільше значення випаровування було в період наростання рослинної маси в міжфазний період вихід в трубку – колосіння – цвітіння, коли воно збільшилось від 11 до 13,7 мм за декаду. Випаровуваність в цей період значно зростає від 22,4 до 44,5 мм. Період вихід в трубку – колосіння являється критичним по відношенню до вологи і для підтримання оптимальної вологозабезпеченості необхідно високі запаси вологи у ґрунті. Найбільш значні величини випаровуваності спостерігаються в період цвітіння – молочної стиглості - воскової стиглості, вони досягли 43,9 - 47,3 мм. До фази воскової стиглості сумарне випаровування озимої пшениці зменшилось до 8 мм., значення випаровуваності знизилось до 30,1 мм. Відносна вологозабезпеченість посівів на початкових фазах була достатньо висока, хоча і від декади до декади знижувалась. В період відновлення вегетації – вихід в трубку вона була найбільша і складала 0,52 - 0,51 відн. од. В період максимального наростання відносної маси від виходу в трубку – колосіння – цвітіння вона знижувалась від 0,49 - 0,31 відн. од. В наступний період відбувалось незначне погіршення вологозабезпеченості (до 0,26 - 0,27 відн. од.).

Температурний режим в період вегетації був близький до верхньої межі оптимальних температур для фотосинтезу. В період відновлення вегетації – вихід в трубку середня температура повітря складала 4,9 - 7,4 °С і знаходилась в між нижньою та верхньою межами оптимальних температур. В період вихід в трубку – колосіння температура не значно вийшла (на 0,5 - 0,8) за верхню межу оптимальних температур і змінилась від 10 до 16 °С. В період цвітіння і молочної стиглості температура повітря дорівнювала верхній межі оптимальних температур і складала 17,3 - 18,6 °С. В період після настання молочної стиглості до воскової і повної стиглості вона перевищила оптимальну на 0,7 - 1,3 °С.

Таких хід волого-температурного режиму визначив прирости МВУ озимої пшениці. В період відновлення вегетації – вихід в трубку прирости МВУ складають 45,5 - 59,8 г/м² за декаду. В наступний період вихід в трубку – колосіння прирости МВУ збільшились, максимальними вони були в середині періоду вихід в трубку –

колосіння. В IV-V декадах вони склали 71,3 - 76,2 г/м² за декаду. В період після цвітіння прирости МВУ знизилась. Від фази цвітіння до молочної стиглості - воскової стиглості прирости змінились від 68,8 до 56,9 г/м² за декаду. В фазу воскової і повної стиглості прирости МВУ були мінімальними.

Прирости ДВУ лімітуються балом родючості ґрунтів. За рахунок цього рівень приростів ДВУ загальної та сухої біомаси буде суттєво нижчим в порівнянні з МВУ. В період відновлення вегетації прирости ДВУ склали 22,2 г/м² за декаду. На фазу вихід в трубку цей приріст збільшився на 7 г/м² за декаду і в подальшому до IV декади (середина між фазного періоду вихід в трубку - колосіння) прирости ДВУ постійно зменшуються. В фазу колосіння – цвітіння вони склали 32,8 - 33,7 г/м² за декаду. В подальшому з настанням фази молочної стиглості та воскової стиглості прирости ДВУ знизилась до 27,9 г/м² за декаду і на фазу повної стиглості він склав 13,2 г/м² за декаду.

Урожай у виробництві визначається загальним рівнем культури землеробства, який прийнятий в даному регіоні і дозам ефективності внесення мінеральних і органічних добрив. При заданому рівні культури землеробства (0,8 відн. од.) і розрахованій ефективності внесення органічних і мінеральних добрив, яка дорівнює 0,89 відн. од. В період відновлення вегетації – вихід в трубку величина приростів УПР змінюється від 14,3 до 18,8 г/м² за декаду. Максимальне значення приростів УПР спостерігається в середині періоду вихід в трубку – колосіння. Значення приростів УПР в цей період досягає 21,4 г/м² за декаду. В період колосіння – цвітіння відбувається деяке зниження приростів УПР до 18,7 - 19,2 г/м² за декаду. В подальшому при настанні фази воскової і повної стиглості прирости УПР знизилась до 7,5 г/м² за декаду.

Встановлено, що в умовах Херсонської області ступінь сприятливості кліматичних умов (СКУ) для озимої пшениці по території області розподілена нерівномірно. З табл. 2 видно, що найбільші значення (0,629) спостерігаються у північно-західних районах (Великоолександрівський, Високопольський, Нововоронцовський, Бериславський). Ступінь сприятливості кліматичних умов знижується у центральних (Білозерський, Каховський), північно-східних районах (Верхньорогачицький, Великопетиський, Нижньосірогозький, Горномтаївський, Іванівський) і коливається в межах 0,511 – 0,474 відн. од. У деяких південних районах (Чаплинський, Каланчацький та деякі господарства Новотроїцького району) цей показник вищий і складає 0,534 відн. од. Найнижчі значення СКУ (0,443 – 0,445) характерні для решти південних районів області. Оцінку рівня використання агрокліматичних ресурсів (C₀) для озимої пшениці коливається від 0,520 до 0,483 відн. од. в центральних та південних (крім Чаплинського, Каланчацького) районах Херсонської області. У північних районів використання агрокліматичних ресурсів має найнижчий рівень, він коливається від 0,309 до 0,357 відн. од. Рівень реалізації агроекологічного потенціалу для озимої пшениці коливається від 0,322 – 0,370 відн. од. у центральних районах області. У деяких південних районах (Генічеський, Новотроїцький) цей показник дещо нижчий і складає 0,309 відн. од. На решті територіях рівень реалізації агроекологічного потенціалу коливається в межах 0,261 – 0,293 відн. од. Описуючи рівень господарського використання ресурсів для озимої пшениці, з табл. 2 видно, що у північно-західних районах цей показник найвищий (0,774 відн. од.). Високий рівень культури землеробства характерних, також, для деяких південних районів (Скадовський, частини Голопристанського, Цюрупинського та Каховського). Найнижчий рівень господарського використання ресурсів у північно-східних областях (0,573 відн. од.). На решті території області цей показник коливається в межах від 0,613 до 0,689 відн. од.

Зроблена узагальнююча характеристика ґрунтових та агрокліматичних ресурсів вирощування озимої пшениці на Херсонщині (табл. 1): тривалість вегетаційного періоду, сума ФАР, сума опадів, сумарне випаровування, потреба рослин у воді, дефіцит вологи та ГТК. З таблиці видно, що тривалість вегетаційного періоду озимої пшениці для усіх районів складає 98 діб.

Таблиця 1 - Узагальнені характеристики ґрунтових та агрокліматичних ресурсів вирощування озимої пшениці в Херсонській області

№ пп	Загальні показники за період вегетації	Райони						
		Білозерський	Нижньосірог зький	Великоолекса ндрівський	Каховський	Скадовський	Чаплинський	Генічеський
1	Бал родючості ґрунту, відн.од.	0,49	0,34	0,40	0,52	0,50	0,54	0,51
2	Внесення азотного добрива (N), кг(д.в.)/га	90	90	90	90	90	90	90
3	Внесення фосфатного добрива (P), кг(д.в.)/га	40	40	40	40	40	40	40
4	Внесення калійного добрива (K), кг(д.в.)/га	40	40	40	40	40	40	40
5	Внесення органічного добрива (навоз), т/га	30	30	30	30	30	30	30
6	Сума ефективних температур вище 5 °С	858	843	864	878	878	839	861
7	Сума ФАР, Дж/см ² за період	5032	5065	5032	5065	5065	5065	5098
8	Тривалість вегетаційного періоду, діб	98	98	98	98	98	98	98
9	Сума опадів, мм	101	142	151	137	107	121	118
10	Потреба рослин у воді, мм	380	383	380	383	383	383	387
11	Сумарне випаровування, мм	138	183	201	186	164	181	171
12	Дефіцит вологи, мм	206	140	163	156	176	160	162
13	ГТК, відн.од.	0,75	1,07	1,11	1,0	0,79	0,91	0,87

Сума ефективних температур за вегетаційний період по досліджуваним територіям Херсонщини коливається в межах від 843 °С у Нижньосірогоському районі до 878 °С у Каховському та Скадовському районах.

Важливим фактором для життєдіяльності рослин являється не лише тепло, а й волога. Зволоження характеризується кількістю опадів.

Кількість опадів на території Херсонської області за вегетаційний період коливається від 151 до 101 мм. Найменша сума опадів спостерігається у Білозерському районі і складає 101 мм, найбільша – складає 151 мм у Великоолександрівському районі.

Проте, зволоження території залежить не тільки від кількості опадів, а й від того, скільки їх витрачається на випаровування та стік, тобто від ГТК – гідротермічного коефіцієнту – показника, який враховує одночасно надходження вологи у вигляді

опадів та сумарні її витрати на випаровування. Гідротермічний коефіцієнт по агрокліматичним районам Херсонської області змінюється від 1,11 відн.од. у Великоолександрівському районі до 0,75 відн.од. у Білозерському.

Відносна потреба озимої пшениці у воді в період вегетації коливається від 380 до 387 мм.

Сумарне випаровування за період вегетації коливається від 138 до 201 мм. Найбільше сумарне випаровування спостерігається у Великоолександрівському районі – 201 мм. Ця величина найменша у Білозерському районі – 138 мм.

Зроблена оцінка впливу агрокліматичних характеристик на урожайність МВУ. Як видно з табл. 2, розподіл МВУ по території Херсонської області неоднорідний.

Таблиця 2 - Узагальнені характеристики агрокліматичних умов формування та продуктивності озимої пшениці в Херсонській області

№ пп	Загальні показники за період вегетації	Райони						
		Білозерський	Нижньосірог озький	Великоолекс андрівський	Каховський	Скадовський	Чаплинський	Генічеський
1	Кількість стебел на рівні ПУ, стебл./м ²	1637	1655	1634	1655	1654	1657	1648
2	Кількість стебел на рівні МВУ, стебл./м ²	1098	1175	1228	1146	1065	1181	1162
3	Кількість стебел на рівні ДВУ, стебл./м ²	677	641	706	719	660	750	719
4	Кількість стебел на рівні УП, стебл./м ²	505	439	553	543	496	544	527
5	ПУ зерна, ц/га	108	109	115	109	109	109	109
6	МВУ зерна, ц/га	51	54	72	55	48	58	49
7	ДВУ зерна, ц/га	36	33	29	42	34	34	37
8	УП зерна, ц/га	25	19	22	29	24	21	24
9	Оцінка ступеня сприятливості кліматичних умов, відн.од.	0,474	0,493	0,629	0,511	0,443	0,534	0,445
10	Оцінка рівня використання агрокліматичних ресурсів, відн.од.	0,483	0,357	0,309	0,520	0,500	0,364	0,498
11	Оцінка рівня реалізації агроекологічного потенціалу, відн.од.	0,322	0,293	0,261	0,370	0,293	0,290	0,306
12	Оцінка рівня господарського використання метеорологічних та грунтових ресурсів, відн.од.	0,680	0,573	0,774	0,689	0,704	0,613	0,651

Найбільше значення МВУ (75 – 71 ц/га) спостерігається у північно-західних районах області (Великоолександрівський агрокліматичний район). Дещо нижче

значення МВУ (56 – 60 ц/га) у центральних та деяких південних районах. У північно-східних районах (Верхньорогачицький, Великолопетиський, Горностаївський, Нижньсірогоський, Іванівський) та західному (Білозерському) районі значення МВУ коливається в межах 51 – 55 ц/га. Найнижчі значення МВУ (45 – 50 ц/га) озимої пшениці характерні для південних районів Херсонщини.

Таким чином, нами була зроблена оцінка ґрунтово-кліматичних ресурсів Херсонської області для формування озимої пшениці. Визначені рівні агроекологічних категорій урожайності, які характеризують ці ресурси. Отримані комплексні показники оцінки ступеня сприятливості агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці в умовах області.

Список літератури

1. А.М. Польший. Моделювання гідрометеорологічного режиму та продуктивності агроєкосистем: Навчальний посібник. – К.: КНТ, 2007. – 348 с.
2. Тооминг Х.Г. Экологические принципы максимальной продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 264 с.

Оценка агроклиматических ресурсов Херсонской области применительно к возделыванию озимой пшенице. Полевой А.Н., Букарева С.А.

На основании характеристики агроэкологических категорий урожайности и количественной оценки агроклиматических ресурсов была выполнена общая оценка агроклиматических ресурсов Херсонской области применительно к возделыванию озимой пшеницы.

Ключевые слова: агроэкологические категории урожайности, агроклиматические ресурсы, продуктивность, озимая пшеница.

Evaluation of agroclimatic resources of the Kherson region in reference to winter wheat cultivation. Polevoy A.N., Bukareva S.A.

The general evaluation of agroclimatic resources in Kherson region as to cultivation of winter wheat was made on the base of agro-ecological categories of productivity and quantitative evaluation of agroclimatic resources.

Keywords: agroecological categories of yields, agroclimatic resources, productivity, winter wheat.

УДК 556.166

Е.Д.Гопченко, д.г.н., **В.А.Овчарук**, к.г.н., **М.Е. Романчук**, к.г.н., **Ткаченко Т.Г.***, к.г.н.
 Одесский государственный экологический университет

* Харьковский гидрометеорологический техникум

НАУЧНО-МЕТОДИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ НОРМАТИВНОЙ БАЗЫ ПО РАСЧЕТАМ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА РЕК УКРАИНЫ

В статье проведен анализ современного состояния в области расчетов основных гидрологических характеристик паводков и половодий. Теоретически обоснована методика, которая может быть положена в основу нового нормативного документа по расчету максимального стока рек.

Ключевые слова: максимальный сток, весеннее половодье, паводки, нормативная база.

Постановка проблемы. Известные нормативные документы СН 435-72[14], СНиП 2.01.14-83[13], СП 33-101-2003[15] предусматривают различную расчетную структуру формул для определения вероятностных характеристик паводков и половодий.

В частности, для половодий используется формула вида

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + b)^{n_1}}, \quad (1)$$

где q_m - расчетный модуль максимального стока половодья; Y_m - расчетный слой стока за половодье; F - площадь водосбора; b - параметр, учитывающий замедление редукиции максимального модуля стока в области малых площадей водосборов; n_1 - показатель редукиции отношения q_m/Y_m .

Следует заметить, что СН 435-72 и СНиП 2.01.14-83[13,14], будучи союзного назначения, сопровождались соответствующими картами и таблицами, что унифицировало расчеты. Принятый в России и ряде стран СНГ новый нормативный документ СП 33-101-2003 [15] сохранил по существу только структуру (1), т.е. лишен приложений в виде набора различных карт расчетных величин. Естественно, за давностью эти карты устарели и требовали уточнения. По крайней мере это относится к СНиП 2.01.14-83[13], который разрабатывался на материалах наблюдений до 1976 года.

Что касается самой структуры (1), то она не безупречна в теоретическом и методическом отношении:

1. Неоправданным является включение в знаменатель (1) добавки « b », т.к. при $F \rightarrow 0$ отношение $q_m/k_0 Y_m$ будет меньше единицы, что противоречит физической природе рассматриваемого явления, поскольку $(q_m/k_0 Y_m)_{F \rightarrow 0} = 1.0$.

2. В правую часть (1) входят поправочные коэффициенты на залесенность и заболоченность, которые относятся только к параметру k_0 . Наш опыт показывает, что это не совсем корректный вариант учета влияния на максимальный сток местных факторов. Во многих районах эти факторы влияют и на k_0 , и на слой стока Y_m .

Эти недостатки столь принципиальные, что общая модель уравнения (1) не может использоваться ни в действующем пока что в Украине СНиП 2.01.14-83[13], ни в его как бы обновленной версии - СП 33-101-2003[15]. Поэтому перед Украиной стоит весьма актуальная и неотложная задача – не стремиться уточнять параметры методики

СНиП 2.01.14-83[13] новыми материалами, а попытаться создать более совершенную теоретическую базу для нормирования расчетных характеристик паводков и половодий. Крайне необходимо, чтобы она была унифицированной в теоретическом отношении, т.е. применима как для паводков, так и для половодий, причем в обоих случаях – во всем диапазоне водосборных площадей.

Что касается дождевых паводков, то здесь еще более существенными недостатками обладают послевоенные нормативные документы. С одной стороны, им присущи недостатки, содержащиеся в структуре, принятой для нормирования характеристик максимального стока половодья, а с другой и дополнительные, которые относятся к принятию различных формул для водосборов с площадями $F > 200 \text{ км}^2$ и $F < 200 \text{ км}^2$. Как известно, при $F > 200 \text{ км}^2$ принята усеченная структура редуционного вида

$$q_m = q_{200} \left(\frac{F}{200} \right)^{n_2}, \quad (2)$$

где q_{200} - эмпирически приведенный к площади $F = 200 \text{ км}^2$ расчетный модуль паводочного стока, который, по примеру Y_m в структуре (1), картирован.

При $F < 200 \text{ км}^2$ использован вариант формулы предельной интенсивности в виде:

$$q_m = AH_c \eta, \quad (3)$$

где $A = 16,67 \bar{\psi}(\tau)$ - ординаты редуционной кривой средней интенсивности дождевых осадков во времени; τ - расчетное время, причем

$$\tau = 1,2 t_p^{1.1} + t_{ск}; \quad (4)$$

H_c - суточный максимум осадков, картированный, по примеру Y_m в (1) и q_{200} - в (2); η - коэффициент паводочного стока.

По структурам (2) и (3) следует заметить что, непонятно из каких соображений исходили авторы нормативных документов, когда отображали изолиниями величины q_{200} и H_c в пределах такой огромной территории, как бывший Советский Союз. По нашему мнению, для паводков здесь скорее применим принцип районирования, q_{200} и H_c .

В формуле (3), как показано в опубликованных авторами работах[3,8], неправомерно используются кривые редукции осадков во времени $\bar{\psi}(\tau)$ вместо трансформационных функций распластывания под влиянием руслового добега t_p и эффектов русло - пойменного регулирования ε_F . В свою очередь функция трансформации под влиянием t_p определяется соотношением между этой величиной и продолжительностью склонового притока. В области малых водосборов, например:

1. При $t_p < T_0$

$$\bar{\psi}(\tau) = \bar{\varphi} \left(\frac{t_p}{T_0} \right) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \quad (5)$$

2. При $t_p \geq T_0$

$$\bar{\psi}(\tau) = \bar{\varphi} \left(\frac{t_p}{T_0} \right) = \frac{1}{t_p} \quad (6)$$

3. При $t_p = 0$ (верхнее предельное значение)

$$\bar{\psi}(\tau) = \bar{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \quad (7)$$

4. При $t_p \gg T_0$

$$\bar{\psi}(\tau) = \bar{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0 \quad (8)$$

Заметим, что в нормативных документах, в отличие от (7) и (8), граничные значения $\bar{\psi}(\tau)$ не отвечают природе описываемого явления. Так, при $t_p = 0$ вместо (7) мы имеем

$$\bar{\psi}(\tau) = \bar{\psi}(t_{ск}), \quad (9)$$

а в нижней части имеющиеся таблицы $\bar{\psi}(\tau)$ вообще не предусматривают ограничений.

Изложенное приводит к выводу, что:

1. Используемый в Украине нормативный документ СНиП 2.01.14-83 не только является устаревшим, исходя из периода его внедрения в расчетную практику и опирающегося на материалы наблюдений до 1980 года, но и по своей теоретической базе.

2. Обновленный в России и ряде стран СНГ вариант СНиП 2.01.14-83 в виде СП 33-101-2003, по существу, не улучшает научно-методической базы СНиП 1983 года.

3. В Украине, поэтому неотложной и актуальной задачей является создание принципиально нового документа в области нормирования характеристик максимального стока.

Анализ современных методик, предложенных украинскими учеными.

Авторами данной работы при создании государственных нормативных документов рекомендуется обратить внимание на нормирование характеристик дождевых паводков и весенних половодий на более современной теоретической основе. Тем более, что представителями Киевской и Одесской научных школ в этой области накоплен огромный опыт. Этот опыт опирается на модели геометрического плана, в основу которых положены гидрографы склонового и руслового стока (или только руслового) а также модели изохрон. Основоположниками этого направления являются: А.В. Огиевский[12], И.А. Железняк[10], П.Ф. Вишневский[2], В.И. Мокляк[11], А.Н. Бефани[1], Е.Д. Гопченко и др. [3-9]. Относительно формул, основанных на геометрических моделях, можно отметить, то они весьма перспективны, но имеют довольно ограниченное, т.е. региональное применение и мало пригодны для создания государственного стандарта, единого для всей территории Украины. Наиболее современной теоретической базой, на основе которой возможно построить расчетную схему в области максимального стока, по нашему мнению, может быть модель русловых изохрон. В настоящее время имеется несколько вариантов решения этой модели.

В частности, известная расчетная схема П.Ф. Вишневского и В.И. Мокляка реализуются в виде упрощенного уравнения

$$q_m = h_m \cdot \varphi, \quad (10)$$

где h_m - расчетная интенсивность притока склоновых вод за десятиминутный отрезок времени (у П.Ф. Вишневского, дождевые паводки) или часовой отрезок времени (у В.И. Мокляка, весеннее половодье).

Что касается параметра φ , то он определяется соотношением времени добегания и продолжительности водоотдачи. Следует заметить, что структурное выражение в редакции (10) весьма упрощенное, и в целом – не оптимальное. Интерес представляет структура, предложенная в свое время И.А. Железняком. Однако в ней один из

основных расчетных параметров $k_{м.г.м.}$ недостаточно теоретически обоснован и по существу есть сборный коэффициент распластывания паводков.

А.Н. Бефани модель русловых изохрон реализует в виде дифференциального уравнения

$$V_{\partial} \frac{\partial \omega}{\partial x} + (1 + k_n + k_a) \frac{\partial \omega}{\partial t} = \alpha q'_t B_t, \quad (11)$$

где V_{∂} - скорость руслового добега; k_n и k_a - коэффициенты русло – пойменной трансформации; α - коэффициент густоты гидрографической сети; q'_t - модуль склонового притока; B_t - функция развития речной системы в ширину.

Решение (11) можно представить в обобщенном виде:

$$q_m = \frac{Y_m \Phi}{t_p} k_r \varepsilon_F, \quad (12)$$

где Y_m - слой стока; Φ - коэффициент действующего слоя притока:

а) при $t_p < T_0$

$$\Phi = \frac{\int_0^{t_p} q'_t dt}{\int_0^{T_0} q'_t dt}; \quad (13)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\Phi = 1.0; \quad (14)$$

k_2 - гидрографический коэффициент:

а) при $t_p < T_0$

$$k_2 = \frac{\int_{t_p}^{t_{кр}} q'_t B_t dt}{B_{ср} \int_0^{t_{кр}} q'_t dt}; \quad (15)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$k_2 = \frac{\int_0^{T_0} q'_t B_t dt}{B_{ср} \int_0^{T_0} q'_t dt}; \quad (16)$$

в) при $t_p = 0$ (нижнее значение)

$$k_2 = 1.0; \quad (17)$$

г) при $t_p \gg T_0$

$$k_2 = \frac{m+1}{m}.$$

В Украине на основе (12) проведены весьма обширные обобщения максимального стока как паводков, так и весенних половодий. В рамках структуры (12)

разработаны численные решения относительно неизвестного и неизмеряемого одного из опорных параметров расчетной формулы – продолжительности склонового T_0 . Обоснованы научно – методические подходы, связанные с пространственным обобщением T_0 и учетом влияния на продолжительность притока местных факторов, в частности, залесенности, заболоченности, карста, высотного положения водосборов.

Несмотря на успешную реализацию научно – методической базы, предложенной А.Н. Бефани, ей присущи и некоторые недостатки принципиального характера, в том числе:

1.Принятие по длине водосбора постоянной величины густоты гидрографической сети α .

2.Осреднение при интегрировании дифференциального уравнения стока (11) коэффициентов, связанных с русло – пойменным регулированием волн паводков и половодья.

Цели и формулирование задачи. Ранее авторы сосредоточили свое внимание на анализе недостатков действующей в Украине нормативной базы в области расчета характеристик максимального стока рек. Это относится как к ее теоретической обоснованности, так и к параметрам, которые были установленных по временным рядам еще до 1979 года. Поэтому полагаем, что СНиП 2.01.14-83, как нормативный документ, исчерпал себя полностью. Использование модели русловых изохрон А.Н. Бефани ограничивается, главным образом, рядом допущений, которые положены в ее основу. Своей задачей авторы считают создание такой научно – методической базы, которая обладала бы достаточной теоретической обоснованностью и была бы универсальной с точки зрения ее применимости для нормирования характеристик максимального стока, как паводков, так и половодий, причем во всем диапазоне водосборных площадей.

Методика, предлагаемая авторами. Наиболее теоретически обоснованными, по мнению авторов, являются уравнения, опирающиеся на модель русловых изохрон, обоснованные в [3-9].

В общем виде:

1. При $t_p < T_0$

$$Q_m = V_{\partial} \int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt . \quad (18)$$

2. При $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V_{\partial} \int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt , \quad (19)$$

где ε_t - функция русло – пойменного регулирования.

Блок-схема, описывающая процесс трансформации паводков русловой сетью, показана на рис. 1.

Решение (18) и (19), с последующими обобщениями, позволяет обосновать расчетное уравнение относительно q_m вида

$$q_m = q'_m \Psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_{Fr} , \quad (20)$$

где q'_m - максимальный модуль склонового притока (физический максимум для отдельных водосборов)

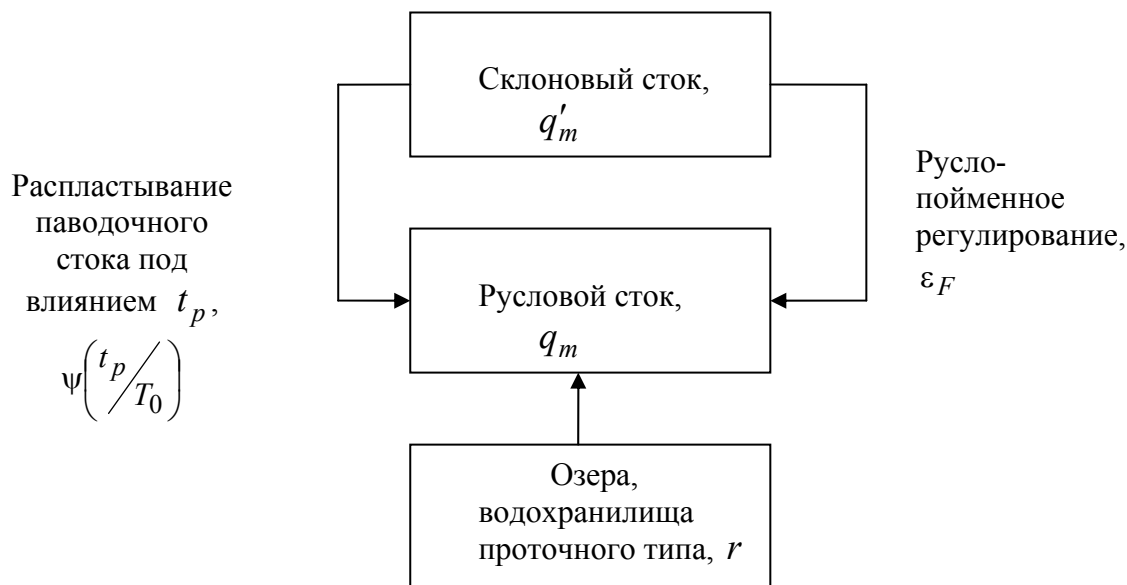


Рис.1 - Трансформация паводочного стока гидрографической сетью.

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

где q'_m - максимальный модуль стока; $\frac{n+1}{n}$ - коэффициент временной неравномерности склонового притока; T_0 - продолжительность склонового притока; Y_m - слой стока; $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ - функция распластывания паводков под влиянием времени руслового добегания:

а) при $t_p < T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n; \quad (22)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m \right]; \quad (23)$$

в) при $t_p=0$ (верхнее предельное значение)

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)=1.0; \quad (24)$$

г) при $t_p \gg T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)=0. \quad (25)$$

До практического применения структура (20) доведена на примере рек Причерноморской низменности, бассейнов рек Припяти и Северского Донца, рек Крыма, Карпат, Алжира [3-9]. Она вошла в проект нового нормативного документа республики Молдова. Её преимущества состоят в следующем:

1. Формула (20) является универсальной с точки зрения её применимости как для паводков, так и половодий.
2. Область её применения - от отдельных склонов до крупных разветвленных речных систем.
3. В равной мере формулу (20) можно применить как с использованием слоев стока Y_m (паводки и половодья), так и снегозапасов S_m (весеннее половодье) и дождевых осадков H_m (дождевые паводки). В этом случае (21) примет вид:

а) для весеннего половодья

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} S_m \eta_\epsilon; \quad (26)$$

б) для дождевых паводков

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} H_m \eta_\delta, \quad (27)$$

где S_m - максимальные снегозапасы к началу; H_m - расчетные дождевые осадки; η_ϵ и η_δ - коэффициенты стока весеннего половодья и дождевых паводков.

Выводы и предложения: Рекомендуется рассмотреть предложенный вариант (в установленном порядке) при решении вопросов, связанных с обновлением нового нормативного документа для Украины.

Список литературы

1. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока // Труды ОГМИ. Вып. XIV, Ч. II. - 1958. - 305 с.
2. Вишневский П.Ф. Зливи і зливовий стік на Україні. – Київ: “Наукова думка”, 1964. – 230 с.

3. Гопченко Е.Д. Научно-методические основы нормирования характеристик максимального стока рек // Вісник ОДЕКУ- 2006. – Вип.3. - С.140-150.
4. Гопченко Е.Д. О редуции максимальных модулей дождевого стока по площади // Метеорология и гидрология- 1975. - №2. – С.66-71.
5. Гопченко Е.Д. Анализ структуры объёмных формул // Метеорология, климатология и гидрология - 1976. – Вып.12. – С.84-90.
6. Гопченко Е. Д., Ладжель М., Овчарук В.А. Максимальный сток паводков на уездах северной части Алжира// Вісник Одеського державного екологічного університету.– 2007р.- Вип. 4 – С.287-296.
7. Гопченко Е. Д., Овчарук В. А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. Одесса: ТЭС, 2002.- 110с.
8. Гопченко Є.Д., Романчук М.Є. До побудовання нової нормативної бази в галузі максимального стоку на річках України // Гідрологія і гідрохімія. – Київ, 2001. – Т.2. – С.219-226.
9. Гопченко Е.Д., Романчук М.Є. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. – Киев: КНТ . – 2005. – 148с.
10. Железняк И.А. Определение максимального расхода половодья по типовым характеристикам гидрометеорологических условий водосбора// Тр.УкрНИГМИ, -1985.-Вып.201. – С.15-27.
11. Мокляк В.І. Максимальні витрати від талих вод на річках УРСР. – Київ: Вид-во АН УРСР,- 1957. – 163с.
12. Огиевский А.В. Гидрология суши. – М.:Сельхозиздат, 1971. – 163с.
13. Пособие по определению расчётных гидрологических характеристик Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 448 с.
14. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат. - 1973. – 111 с.
15. СП 33-101-2003. Определение основных расчетных гидрологических характеристик.. - М: Госстрой России, 2003.- 74 с.

Науково-методичне обґрунтування нормативної бази по розрахунках характеристик максимального стоку річок України. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Є., Ткаченко Т.Г.
У статті проведений аналіз сучасного стану в області розрахунків основних гідрологічних характеристик паводків і водопіль. Теоретично обґрунтована методика, яка може бути покладена в основу нового нормативного документа по розрахунках максимального стоку річок.
Ключові слова: максимальний стік, весняне водопілля, паводки, нормативна база.

Scientific methodical ground of normative base for calculations of descriptions of Ukraine rivers maximum runoff. Gopchenko Ye.D., Ovcharuk V.A., Romanchuk M.E., Tkachenko T.G
In the article the analysis of the modern state in the field of calculations of the basic hydrological descriptions of floods is given. The method which can be the basis of a new normative document for calculating of maximum runoff of the rivers is theoretically substantiated.
Key words: maximum flow, spring tide, floods, normative base.

ПОШУК ОПТИМАЛЬНИХ ГОСПОДАРСЬКИХ РІШЕНЬ НА ОСНОВІ НОРМАТИВНОЇ І ПРОГНОСТИЧНОЇ ГІДРОЛОГІЧНОЇ ІНФОРМАЦІЇ: МЕТОДИЧНІ ПІДХОДИ ТА ЕКОНОМІЧНА ОЦІНКА

Розглядаються питання економічного обґрунтування оптимальних господарських рішень на основі гідролого-економічних розрахунків з використанням нормативної та прогностичної гідрологічної інформації. Наведені приклади оптимізаційних розрахунків з використанням Байєсової стратегії.

Ключові слова: оптимальні господарські рішення, гідролого-економічні розрахунки, Байєсова стратегія

Вступ. Сучасний рівень природно-техногенної безпеки території України значною мірою зумовлений надмірними техногенними навантаженнями на природне середовище. Поєднання факторів техногенної та природної небезпеки значно збільшують ризики виникнення надзвичайних ситуацій в межах водних басейнів та посилюють їх негативні наслідки. Тому особливо гострого значення набувають питання моделювання економіко-екологічних ситуацій майбутнього розвитку водних басейнів, забезпечення оптимальними управлінськими рішеннями органів державної влади та суб'єктів господарювання.

При пошуку оптимальних господарських рішень на основі гідролого-економічних розрахунків виходять із порівняння очікуваних результатів на основі прогнозних альтернатив. Тут також слід враховувати вплив некерованих факторів на наслідки реалізації прийнятих рішень, а також ступінь можливих максимальних ризиків. Проблема оптимального вибору на стадії прийняття рішення потребує врахування корисності витрат ресурсів.

Способи вибору вигідного рішення в умовах невизначеності відносно майбутнього стану природного середовища, з яким пов'язана господарська діяльність, здійснюються на базі числового розділу математики – теорії ігор. Для оптимізації господарської діяльності на основі інформації про стан атмосфери і гідросфери найбільш доцільне використання одного із часткових методів теорії ігор – методу статистичних рішень (при врахуванні випадковості природних процесів). Відомо, що гідрологічні величини можна адекватно задавати деяким набором статистичних характеристик. При цьому емпіричні криві забезпеченості досить близько співпадають з параметрами теоретичних розподілів.

Звернення водокористувачів та водоспоживачів до теорії статистичних рішень під час вибору стратегії на основі гідрологічної інформації є необхідною умовою об'єктивної оцінки комплексу природних і економічних чинників, які визначають найбільш вигідний спосіб господарювання.

Мета та методи дослідження. На основі інформації про характеристику стану водного басейну Y приймається господарське рішення L , до того ж кожне k -те рішення l_k безумовно пов'язане з деяким цілком визначеним набором економічних дій. В результаті виконання зазначених дій споживач отримує деяку корисність θ , що виражається у вигляді конкретного прибутку (вироблення додаткової електроенергії, перевезених вантажів та інше), які мають визначений грошовий еквівалент.

Очевидно, якщо в процесі господарської діяльності приймається рішення l_k , яке збігається із здійсненим значенням визначеної гідрологічної величини y_h , тобто

$l_k = y_h$, то корисність такого рішення буде найвищою з $\theta(y_h)$. Якщо рівняння $l_k \neq y_h$ не виконуються, корисність такого рішення $\theta(y_h, l_k)$ завжди знижена через невідповідність узятих в розрахунок (прогноз) та реально здійснених, наприклад, гідрологічних явищ. В першому випадку прийняте рішення вважається ідеальним, в другому – довільним. Отже в результаті помилки рішення ($l_k - y_h$) виникає зниження корисності. Таке зниження корисності господарського рішення називається втратами і визначається за формулою [1]

$$R(y_h, l_k) = \theta(y_h) - \theta(y_h, l_k). \quad (1)$$

Частіше в реальних умовах розрахунок втрат утруднений відсутністю у водокористувача чіткого зв'язку рішень та дій. Споживач найчастіше намагається уникнути значних прорахунків у випадку помилкової оцінки майбутніх умов. Такий спосіб господарювання, який базується на досвіді та інтуїції, іноді приводить до задовільних результатів, але страждає суб'єктивізмом.

Ймовірність прийняття ідеального господарського рішення дуже мала і максимум корисності $\theta(y_j)$ в кожному окремому випадку практично недосяжний. При цьому пошук найбільш оптимального господарського рішення вимагає попередньої оцінки економічних втрат споживача при здійсненні комбінацій "рішення (l_k) – фактичне значення (y_j)". При цьому c – кількість розглянутих господарських рішень, d – число розривних діапазонів варіації величини Y , причому y_j – середньоінтервальне значення гідрологічної величини.

Реальні функції втрат $R(y, l)$ в аналітичній формі представити надзвичайно важко. Доволі часто можливі умови, коли при одній і тій же різниці $|y - l|$, втрати відрізняються в залежності від значень величини y . Тому в практиці гідролого-економічних розрахунків функції втрат представляються у матричній формі $R = ||R(y_j, l_k)||$.

Для прикладу розглянемо найпростішу із подібних матриць (табл. 1). Розіб'ємо діапазон варіації визначеної величини стану водного басейну Y на d інтервалів та візьмемо в розрахунок c господарських рішень. В цьому випадку необхідно виконати cd комбінацій економіко-екологічних розрахунків (в наведеному прикладі $d=5$, $c=4$).

В табл. 1 "діагональні" значення втрат R_{11} , R_{22} , R_{33} , R_{44} дорівнюють нулю, тому що відповідають комбінаціям, які характеризують співвідношення рішень та реалізованих значень Y (ідеальні рішення). Решта втрат $R(y_i, l_k) > 0$.

Матричний спосіб вираження функції втрат потребує виконання відносно невеликого обсягу гідролого-економічних розрахунків. Основний недолік матричного підходу полягає в тому, що безперервна функція втрат $R(y, l)$ виражається у дискретній формі. Отже результат оптимізаційного розрахунку та прийнятого оптимального рішення залежить від кількості розглянутих при складанні матриці комбінацій cd .

Використання платіжної матриці втрат - таблиці економічних втрат, які виникають в результаті невідповідності між узятими в розрахунок і фактичними характеристиками стану водного басейну, дозволяє знайти оптимальне рішення тільки при сумісному розгляді її з матрицями ймовірностей подання величини Y в кожне із інтервалів, на які розбитий діапазон варіації цієї величини (табл. 1). Якщо мова йде про оптимізаційні розрахунки на основі прогностичної інформації, то ймовірність подання в кожне із інтервалів носить умовний характер тому, що дозволяє оцінити характеристики стану водного басейну лише в межах конкретного випуску прогнозу.

Таблиця 1 - Загальний аналітичний вигляд матриці втрат $R = \| R(y_j, l_k) \|$
(при $d=5, c=4$)

l_k	y_j				
	y_1	y_2	y_3	y_4	y_5
l_1	R_{11}	R_{21}	R_{31}	R_{41}	R_{51}
l_2	R_{12}	R_{22}	R_{32}	R_{42}	R_{52}
l_3	R_{13}	R_{23}	R_{33}	R_{43}	R_{53}
l_4	R_{14}	R_{24}	R_{34}	R_{44}	R_{54}

В даному випадку пошук оптимального господарського рішення на основі моделювання економічної ситуації неможливий без застосування матриці умовних ймовірностей, тобто врахування ймовірностей реалізації деякого природного (гідрологічного, метеорологічного тощо) явища або процесу за різноманітних початкових умов.

Позначимо матрицю умовних ймовірностей як

$$p = \| p((y_j \pm \Delta y) | y'_i) \|, \quad (2)$$

де Δy – половина інтервалу.

Для наближеної оцінки явищ або процесів у деяких випадках достатньо розбити на три інтервали увесь діапазон змінювання прогностичної величини Y , яку можна визначити за допомогою цього методу прогнозування (більше за норму, близько до неї або менше за норму). При розділенні діапазону величини Y на п'ять інтервалів ($d=5$) та подання прогностичної інформації в діапазоні трьох інтервалів, матриця умовних ймовірностей матиме вигляд, наведений в табл. 2.

Таблиця 2 - Матриця умовних ймовірностей $p = \| p((y_j \pm \Delta y) | y'_i) \|$

y'_i	y_i				
	y_1	y_2	y_3	y_4	y_5
y'_1	p_{11}	p_{12}	p_{13}		
y'_2		p_{22}	p_{23}	p_{24}	
y'_3			p_{33}	p_{34}	p_{35}

Наприклад, при випуску прогнозу гідрологічної величини або явища y'_1 , тобто в умовах попереднього обчислення підвищення водності, ймовірності реалізації значень y_4 і y_5 незначні і в практичних розрахунках можуть дорівнювати нулю, тоді і $p_{14} \approx 0$, $p_{15} \approx 0$. Незначними також будуть ймовірності здійснення значень гідрологічних величин y_1 і y_5 під час прогнозу середньої водності y'_2 та значень y_1 і y_2 під час прогнозу зниженої водності – y'_3 .

Розрахунок умовних ймовірностей можна виконати графічно з використанням умовної кривої забезпеченості. Однак в більшості випадків приймають одну функцію (закон розподілу) як апроксимацію розподілу похибок прогнозів. Якщо похибки

прогнозування описуються нормальним законом розподілу, умовна ймовірність попадання визначеної величини Y в j -й інтервал буде дорівнювати [2]

$$p((y_j \pm \Delta y) | y'_i) = \frac{\Phi\left(\frac{y_j + \Delta y - y'_i}{S_{y_i}}\right) - \Phi\left(\frac{y_j - \Delta y - y'_i}{S_{y_i}}\right)}{\Phi\left(\frac{y_{max} - y'_i}{S_{y_i}}\right) - \Phi\left(\frac{y_{min} - y'_i}{S_{y_i}}\right)}, \quad (3)$$

де $\Phi(\dots)$ – позначення інтеграла Гауса;

S_{y_i} – середньоквадратична похибка прогнозування в умовах випуску i -го прогнозу;

y_{max} і y_{min} – максимальне і мінімальне значення характеристик, взятих для практичних розрахунків як крайові межі варіації величини Y .

Знаменник виразу (3) є ймовірність попадання в інтервал від y_{min} до y_{max} при умовній нормі y'_i .

Перерахунок ймовірностей $P = \Phi\left(\frac{y_j + \Delta y - y'_i}{S_{y_i}}\right) - \Phi\left(\frac{y_j - \Delta y - y'_i}{S_{y_i}}\right)$ необхідний у

зв'язку з тим, що матричний варіант виконання оптимізаційних розрахунків передбачає, як правило, заміну повного розподілу ймовірностей зрізаним.

В сучасній практиці прийняття оптимального економічного рішення особливого значення набуває вибір критерію (рішення) або стратегії оптимізації господарського рішення, який закладається в основу моделі економіко-екологічних розрахунків.

Стратегія, на відміну від рішення, – не одноразовий захід, а принцип (алгоритм дії), який споживач використовує при прийнятті господарських рішень протягом достатньо тривалого процесу господарювання [3,7]. Стратегія називається чистою, якщо будь-якій заданій ситуації відповідає тільки одна із дій. Змішані або рандомізовані стратегії передбачають прийняття рішень у вигляді стохастичної процедури, яка є випадковим вибором дій з деякої їх сукупності відповідно до заданого розподілу ймовірностей [5,6]. Часто змішана стратегія зводиться до одночасного здійснення декількох дій у пропорціях, рівних відповідним ймовірностям.

На сьогодні найбільшого розповсюдження в практиці економіко-екологічних розрахунків стану характеристик водного об'єкту набула Байєсова стратегія, яка зводиться до мінімізації середніх статистичних втрат, тобто [4]

$$\bar{R}(l_0) = \min_{\langle l \rangle} \bar{R}(l), \quad (4)$$

де $\min_{\langle l \rangle} \bar{R}(l)$ – мінімальне значення середньостатистичних втрат, обчислених за

умови прийняття усіх можливих господарських рішень;

l_0 – оптимальне господарське рішення.

Застосування стратегії (4) передбачає визначення середніх (ймовірних) втрат при всіх рішеннях l_k . Розрахунок таких втрат аналогічний розрахунку норми гідрологічної величини

$$\bar{y} = \int_{y_{min}}^{y_{max}} y f(y) dy, \quad (5)$$

де $f(y)$ – функція розподілу ймовірностей реалізації різноманітних значень гідрологічної величини Y .

У випадку, коли розподіл характеристик стану водного басейну Y належить до нормального закону, функція $f(y)$ має вигляд

$$f(y) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_y} e^{-\frac{(y-\bar{y})^2}{2\sigma_y^2}}. \quad (6)$$

Середні статистичні втрати $\bar{R}(l_k)$ визначаються за схемою, аналогічною (5), із заміною значень y конкретними реалізаціями втрат при рішенні l_k та здійсненні різноманітних змін значень y від y_{min} до y_{max} у вигляді

$$\bar{R}(l_k) = \int_{y_{min}}^{y_{max}} R(y, l_k) f(y) dy. \quad (7)$$

Величини середніх (ймовірних) втрат $R(l)$ в свою чергу є функціями та змінюються із зміною рішення L . Найменшого значення середня втрата $R(l_k)$ набуває при оптимальному рішенні $l_k = l_0$. Рішення називається оптимальним, якщо в умовах більшості можливих результатів воно приводить до найменших (ймовірних) економічних втрат споживача.

При оптимальному рішенні похідна функції $\bar{R}(l)$ дорівнює нулю

$$\left. \frac{d\bar{R}}{dl} \right|_{l=l_0} = 0. \quad (8)$$

Байєсова стратегія, а саме цьому критерію відповідають вирази (7) та (8), широко використовується при виконанні гідролого-економічних розрахунків при оптимізації господарських рішень. Так, графічний спосіб виявлення гідрологічних залежностей, заснований на мінімізації суми відхилень від середньостатистичної лінії зв'язку, в цілому відповідає умовам Байєсової стратегії. Кожне таке відхилення є своєрідною втратою, а саме полягає в похибках результатів прогнозів відносно встановленої закономірності.

Результати дослідження та їх аналіз. На прикладі виробничої задачі наведено схему пошуку оптимального господарського рішення при використанні нормативної і прогностичної гідрологічної інформації. Так, за необхідне при вирішенні питання про створення насосної станції для забезпечення водопостачання у меженний період знайти за Байєсовою стратегією оптимальне господарське рішення l_{k_0} для кожної прогностичної величини Y'_i і оцінити середні економічні втрати споживача за період використання прогностичної інформації $\bar{R}(l_0)$. Вихідні дані при вирішенні питання про створення насосної станції на основі даних про рівні води у меженний період – платіжна матриця втрат $R = \|R(y_j, l_k)\|$ та матриця умовних ймовірностей $p = \|p((y_j \pm \Delta y) | y'_i)\|$, де гідрологічна величина $Y = H$ – рівні води (см над «0» графіка поста).

Загальна схема оптимізаційного розрахунку на основі прогностичної інформації відповідає, в залежності від прийнятого критерію, схемі обчислення (7)-(8). При цьому функція розподілу $f(y)$ замінюється умовним розподілом ймовірностей $\phi(y|y'_i)$. В межах Байєсової стратегії середньостатистичні втрати при рішенні l_k та прогнозі y'_i , складають [1,2]

$$\bar{R}(y'_i, l_k) = \int_{y_{min}}^{y_{max}} R(y, l_k) \phi(y|y'_i) dy. \quad (9)$$

В матричній формі розрахунок середньостатистичних втрат аналогічний за (9) і виконується за схемою

$$\bar{R}(y'_i, l_k) = \sum_{j=1}^{j=d} p((y_j \pm \Delta y)|y'_i) R(y_j, l_k). \quad (10)$$

Оптимальним є рішення $l_k = l_{k_0}$, при якому втрати, обчислені за формулою (10), є найменшими

$$\bar{R}(y'_i, l_{k_0}) = \min_{\langle k \rangle} \bar{R}(y'_i, l_k). \quad (11)$$

Для побудови загальної стратегії господарювання, на основі прогнозів гідрологічної величини Y і виявленої функції втрат $\bar{R}(y'_i, l_k)$, в доповнення до табл. 1 і 2 моделюється матриця стратегій [2,5,7].

Припустимо, оптимізаційні розрахунки показали, що $l_{k_0} = y'_i - 2\Delta y$ (за умови, що діапазони варіації величин Y , Y' , L розбиті на однакові інтервали, тобто $\Delta y = \Delta y' = \Delta l$). Споживачу, діяльність якого описана функцією втрат $\bar{R}(y'_i, l_k)$, вигідно призначити режим роботи об'єкту виходячи із значення l_{k_0} , меншого ніж передбачено прогнозом Y'_i . Якщо $y'_1 = l_1$, $y'_2 = l_2$, $y'_3 = l_3$, то матриця стратегій, яка отримана на вихідних даних наведеного практичного прикладу, має вигляд, представлений в табл. 3.

Значення середніх втрат \bar{R}_{10} , \bar{R}_{20} і \bar{R}_{30} – найменші в кожному рядку таблиці стратегій, що визначають оптимальне господарське рішення l_{k_0} при прогнозі y'_i . Ці втрати, за умови використання конкретного методу прогнозування і збереження техніко-економічних показників споживача, слід визнати неминучими у середньостатистичному розумінні.

Таблиця 3 – Матриця стратегій (середніх втрат) $\bar{R}(y'_i, l_k)$

Y'_i	l_k			
	l_1	l_2	l_3	l_4
y'_1	$\bar{R}_{11}=9,2$	$\bar{R}_{10} = \mathbf{5,6}$	$\bar{R}_{13}=13,2$	$\bar{R}_{14}=20,7$
y'_2	$\bar{R}_{21}=51,2$	$\bar{R}_{22}=11,3$	$\bar{R}_{20} = \mathbf{4,1}$	$\bar{R}_{24}=13,3$
y'_3	$\bar{R}_{31}=97,5$	$\bar{R}_{32}=65,3$	$\bar{R}_{33} = 9,4$	$\bar{R}_{30} = \mathbf{5,0}$

Розрахунок середніх (ймовірних) втрат за період оптимального використання прогностичної інформації $\bar{R}(l_0)$ виконується за формулою [4]

$$\bar{R}(l_0) = \sum_i p(y'_i \pm \Delta y) \bar{R}(y'_i, l_{k_0}), \quad (12)$$

$p(y'_i \pm \Delta y)$ - елементи матриці ймовірностей випуску прогнозу (табл.4);
 l_0 - оптимальне рішення при використанні прогностичної інформації.

Таблиця 4 – Матриця ймовірностей випуску прогнозу $p = p(y'_i \pm \Delta y)$

Y'_i	y'_1	y'_2	y'_3
$p(y'_i \pm \Delta y)$	$p_1=0,27$	$p_2=0,45$	$p_3=0,27$

Відповідно наведеної виробничої задачі (при вирішенні питання про створення насосної станції для забезпечення водопостачання у меженний період), ймовірні середні втрати за період оптимального використання прогностичної інформації визначаються за формулою (12) і даними табл.3 і 4 таким чином

$$\bar{R}(l_0) = p_1 \bar{R}_{10} + p_2 \bar{R}_{20} + p_3 \bar{R}_{30} = 4,74 \text{ тис. грн.}$$

Оптимізація господарського рішення на основі режимних узагальнень або нормативної гідрологічної інформації виконується аналогічно.

Платіжна матриця втрат у цьому випадку має той же вигляд, що й наведений в табл.1. Відмінність полягає в тому, що в залежності від поставленої задачі, рішення l_k не включає весь діапазон варіацій гідрологічних величин Y , обмежуючи споживача певними межами, наприклад, витратами (рівнями) води рідкісної ймовірності перевищення у багаторічному розрізі.

Основним гідрологічним матеріалом оптимізаційного розрахунку за даними режимного характеру є матриця безумовних (багаторічних) ймовірностей $p' = \|p(y_j \pm \Delta y)\|$ (табл.5).

Розрахунок середніх (ймовірних) втрат на основі інформації про функції втрат (табл.1) та багаторічні ймовірності господарювання, при попаданні гідрологічної величини Y в той чи інший інтервал (табл. 5), ведеться за формулою вигляду

$$\bar{R}(l_k) = \sum_{j=1}^d p(y_j \pm \Delta y) R(y_j, l_k). \quad (13)$$

Таблиця 5 – Матриця безумовних ймовірностей $p' = \|p(y_j \pm \Delta y)\|$ при розбитті діапазону варіації величини Y на $d=5$ інтервалів

y_j	y_1	y_2	y_3	y_4	y_5
$p(y_j \pm \Delta y)$	$p'_1=0,08$	$p'_2=0,25$	$p'_3=0,45$	$p'_4=0,25$	$p'_5=0,08$

Наприклад, якщо $y_2 = \bar{y}$, і рішення $l_3 = \bar{y}$, то середньостатистичні втрати $\bar{R}(l_3)$ дорівнюють

$$\bar{R}(l_3) = \sum_{j=1}^5 p(y_j \pm \Delta y) R(y_j, l_3) = p'_1 R_{13} + p'_2 R_{23} + p'_3 R_{33} + p'_4 R_{43} + p'_5 R_{53}. \quad (14)$$

Аналогічно до (14) обчислюються втрати $\bar{R}(l_1)$, $\bar{R}(l_2)$, $\bar{R}(l_4)$.

Тільки в конкретному випадку, при симетричності функції $R(y, l)$, з чотирьох розрахованих значень $\bar{R}(l_k)$ мінімальними будуть втрати $\bar{R}(l_3) = \bar{R}(l^*)$. В наведеному прикладі $\bar{R}(l_3) = \bar{R}(l^*) = 11,55$ тис. грн.

Втрати $\bar{R}(l^*)$ характеризують середній багаторічний рівень збитків в результаті помилок рішення L . Оцінка таких втрат дуже важлива тому, що є показником найбільш сприятливої за економічним ефектом стратегії споживача без врахування прогностичної інформації. Використання гідрологічних прогнозів припускає значне зниження середньостатистичних втрат споживача порівняно із $\bar{R}(l^*)$.

Розрахунок зниження середньостатистичних економічних втрат за рахунок оптимального використання прогностичної інформації виконується за формулою

$$\Delta \bar{R}(l_0) = [\bar{R}(l^*) - \bar{R}(l_0)]. \quad (15)$$

За результатами попередніх розрахунків при використанні прогностичної інформації про рівні води (H , см) та за формулою (15) отримується величина зниження середніх втрат при

$$\Delta \bar{R}(l_0) = 11,55 - 4,74 = 6,8 \text{ тис. грн.}$$

Таким чином, використання гідрологічних прогнозів припускає значне зниження середньостатистичних втрат споживача порівняно з $\bar{R}(l^*)$.

Відповідно стратегії Байєса, оптимальним буде рішення $l_0 = l_k$, при якому виконується рівність

$$\bar{R}(l_0) = \min_{\langle k \rangle} \bar{R}(l_k). \quad (16)$$

Тобто при вирішенні питання про створення насосної станції для забезпечення водопостачання у меженний період економічно вигіднішим є використання прогностичної гідрологічної інформації про рівні води. Зниження середніх втрат за рахунок оптимального використання прогностичної інформації $\Delta \bar{R}(l_0)$ складає 6,8 тис. грн.

Висновки. Визначені в роботі етапи економічних розрахунків представляють розробку параметрів багатоваріативної гідролого-економічної моделі пошуку оптимальних господарських рішень розвитку водного басейну, як об'єкта природокористування. Виконання останнього здійснюється на основі використання споживачем нормативної і прогностичної гідрологічної інформації з врахуванням складових діючого водогосподарського комплексу, а найбільш вигідне (оптимальне)

рішення приймається при мінімізації економічних втрат за обраним критерієм оптимізації господарських рішень.

Список літератури

1. Сербов М.Г., Шакирзанова Ж.Р. Економіка гідрометеорологічного забезпечення народного господарства України (гідрологічні аспекти). – Одеса: Евротойз, 2008. – 123 с.
2. Угренинов Г.Н. Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства. – Л.: Издательство ЛПИ, 1986.- 83 с.
3. Хандожко Л.А. Практикум по экономике гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства. – С.Пб.: Гидрометеоиздат, 1993. – 311 с.
4. Хандожко Л.А. Экономическая метеорология. Учебник. – С.Пб.: Гидрометеоиздат, 2005. – 479с.
5. Экологический менеджмент / Н.В. Пахомова, А. Эндрес, К. Рихтер. – С.Пб.: Питер, 2003. – 544с
6. Эндрес А., Квернер И. Экономика природных ресурсов. – 2-е изд. – Рынки, технологии и инновации. Аспекты развития. – С.Пб: Питер. – 2004. – 256 с.
7. Эффективность гидрометеорологического обслуживания народного хозяйства. – Л.: Гидрометеоиздат, 1993. – С. 69-77, 103-127.

Поиск оптимальных хозяйственных решений на основе нормативной и прогностической гидрологической информации: методические подходы и экономическая оценка.

Сербов Н.Г., Шакирзанова Ж.Р.

Рассмотрены вопросы экономического обоснования оптимального хозяйственного решения на основе гидролого-экономических расчетов с использованием нормативной и прогностической гидрологической информации. Представлены примеры оптимизационных расчетов с использованием Байесовой стратегии.

Ключевые слова: оптимальное хозяйственное решение, гидролого-экономические расчеты, Байесова стратегия

A search for optimum economic solutions on the basis of normative and predictive hydrological information: methodical approaches and economic evaluation. Serbov N. G., Shakirzanova J. R.

The issues of economic substantiation for optimum economic solutions are under study on the basis of hydrologic and economic calculations with the use of normative and predictive hydrological information. The examples for optimization calculations are presented with the use of Bayes Strategy.

Key words: optimum economic solution, hydrologic and economic calculations, Bayes Strategy

ВОДОСПОЖИВАННЯ ТА ВОДОВІДВЕДЕННЯ – ВАЖЛИВІ СКЛАДОВІ РАЦІОНАЛЬНОГО ВИКОРИСТАННЯ ВОДНИХ РЕСУРСІВ УКРАЇНИ

Наведена динаміка об'ємів споживання свіжої води та скидів зворотних вод у водні об'єкти, а також аналіз концентрацій деяких забруднювальних речовин в стічних водах на основі українських стандартів. **Ключові слова:** водоспоживання, водовідведення, стічні води, концентрація, забруднювальні речовини, динаміка, басейн, річка, водні ресурси, використання.

Вступ. Запаси прісної води у Світі становлять 34980 тис. км³, а щорічні відновлювальні (сумарний річний стік річок) – 46800 км³ / рік [1,2]. Сумарні водні ресурси України (стік річок та прісні підземні води) оцінюються вченими в 94,1 км³ / рік, водозабезпеченість території в дуже маловодний рік становить 98,4 тис. м³ / км², а місцевий річковий стік – 49,2 тис. м³ / км² на рік. Водозабезпеченість місцевим річковим стоком на одну особу в Україні – близько 1000 м³ в середній за водністю рік [3]. Частка України у світових запасах відновлювальних водних ресурсів становить всього 0,2%. Якщо відзначити нерівномірність розподілу річкового стоку по території держави та упродовж року і з року в рік, його значну фізичну, біологічну та хімічну забрудненість, то водозабезпечення населення якісною водою є дуже актуальною проблемою.

Водовідведення в системі використання водних ресурсів дуже важлива складова: скид забруднених або зворотних вод призводить до забруднення всього джерела водозабезпечення.

В. Тирнов [4] пише: «Убийца номер 1 на планете – грязная вода. Масштаб проблемы ужасающий – около 30 тис. человек умирает ежедневно из-за нехватки чистой воды, это в 40 раз больше чем количество жертв всех войн, ведущихся в мире. Грязная вода является виновником 80% всех болезней человечества. А дети умирают по одному каждые восемь секунд!»

Результатом грубих порушень принципів раціонального природокористування в Україні за останні десятиліття є повна деградація екосистем Дніпра і Сіверського Дінця, наближається до такого стану і екосистема Дністра, а в басейнах Дніпра і Дністра проживає близько 80% населення України. Практично всі поверхневі, ґрунтові і частково підземні води забруднені побутовими стоками і не відповідають за якістю навіть заниженим санітарним нормам. Щорічно з басейну в Дніпро та водосховища з різними стоками попадає 40 тис. т фосфорних, 20 тис. т калійних, 500 тис. т азотних сполук, 1 тис. т заліза, 40 т нікелю, 2 т цинку, 1 т міді, 0,5 т хрому [3,5]. В 1992 р. тільки в р. Либідь (притока Дніпра) скидали неочищені стоки, в яких нітратів в 900 разів більше ГДК, міді в 50, цинку в 4, свинцю 3,5 кг на тонну води. Донні відклади Київського водосховища перенасичені радіонуклідами.

В річки С. Донець та Дністер щорічно скидають близько 200 млн м³ забруднених стоків.

В 1991 р. Верховна Рада України оголосила всю територію держави зоною екологічної біди. В Україні демографічна криза – з 1991 р. від'ємний приріст населення (кількість померлих на 1000 мешканців в 1960 р. – 6,9, а 1989 р. – 12), смертність дітей до року у нас найвища у Світі. Серед випускників київських шкіл тільки 5–6% є здоровими [5]. В Одесі після обстеження 27 тисяч учнів молодших класів 115 шкіл у 90% виявлені відхилення в загальному стані здоров'я [6]. Тобто через 20 років у нас буде тотально хвора нація. Серед різних причин такого стану не останнє місце займає якість навколишнього середовища і особливо питної води.

Метою даної роботи є аналіз динаміки об'ємів споживання свіжої води за минулі 50 років (1960–2009 рр.) та динаміки скидів зворотних вод у водні об'єкти за минулі 25 років (1985–2009 рр.) по галузях господарства та по басейнах основних річок України, а також порівняльний аналіз концентрацій забруднювальних речовин в стічних водах за стандартами України.

Основними матеріалами досліджень є систематизовані нами за різними літературними джерелами [3, 7–10] об'єми споживання свіжої води по галузях господарства та по басейнах основних річок за останні 50 років, об'єми скидів зворотних вод у водні об'єкти основними галузями економіки України за двадцять п'ять років, об'єми скидів стічних вод та різних забруднювальних речовин в них в басейні основних річок України в 1994–2006 рр., площі водозбору основних річок України, граничні допустимі концентрації у воді 17 забруднювальних речовин, екологічні платежі за скиди забруднювальних речовин безпосередньо у водні об'єкти в 2006–2009 рр.

Результати досліджень та їх аналіз. Якщо порівняти загальні об'єми забраної усіма галузями господарства води з максимальними в 1984 р. – 36377 млн м³ (100 %), то в 1999 р. забір становив – 19748 млн м³ (54 %), а у 2009 р. – 14478 млн м³ (40 %). У 1984 р. частка промисловості у загальному водозборі становила 46 %, сільського господарства – 43 %, комунального господарства – 10 %, інших споживачів – близько 1 %.

Аналізуючи динаміку об'ємів споживання свіжої води (рис. 1), відзначимо зростання загального споживання свіжої води з 1960 р. – 15900 млн м³ (55 %) до 1990 р. – 29083 млн м³ (100 %), а потім знову поступове зменшення споживання до 9513 млн м³ (33 %) в 2009 р. Частка споживання свіжої води від загальних об'ємів у промисловості зменшилась із 74 % у 1960 р. до 48 % у 1990 р. та 50 % у 2009 р. Частка сільського господарства відповідно 19 % (1960 р.), 37 % (1990 р.), 27 % (2009 р.), а частка комунального господарства змінювалась так: 6 % (1960 р.), 13 % (1990 р.), 26 % (2000 р.), 21 % (2009 р.). Таким чином, зменшення водозбору промисловістю на чверть компенсувалось поступовим збільшенням споживання свіжої води у комунальному та сільському господарствах – також близько чверті на кожну галузь.

Зміна показників забраної води по басейнах річок України аналогічна зміні по галузях: у 1984 р. забір із Дніпра – 23077 млн м³ (63 % від загального об'єму), Дністра – 1548 млн м³ (4 %), Сіверського Дінця – 4216 млн м³ (12 %), Південного Бугу – 1961 млн м³ (5 %), Дунаю – 1486 млн м³ (4 %), Західного Бугу – 225 млн м³ (близько 1 %); у 2009 р. – із Дніпра – 8410 млн м³ (58 %), Дністра – 611 млн м³ (4 %), Сіверського Дінця – 1431 млн м³ (10 %), Південного Бугу – 346 млн м³ (2 %), Дунаю – 1457 млн м³ (10 %), тобто по басейнах Дніпра, Сіверського Дінця, Південного Бугу – частка загального водозбору за весь період зменшилась, за басейном Дністра – зберіглась, а по басейну Дунаю – збільшилась. Використано свіжої води у 1984 р. із Дніпра – 20274 млн м³ (88 % від забраної), Дністра – 1475 млн м³ (95 %), Сіверського Дінця – 3770 млн м³ (89 %), Південного Бугу – 1888 млн м³ (96 %), Дунаю – 964 млн м³ (65 %), а у 2009 р. – із Дніпра – 6424 млн м³ (76 %), Дністра – 458 млн м³ (75 %), Сіверського Дінця – 803 млн м³ (56 %), Південного Бугу – 279 млн м³ (81 %), Дунаю – 207 млн м³ (14 %). Ці показники відображують загальну кризу у виробництві та ефективність використання свіжої води.

Тепер проаналізуємо динаміку скидів зворотних вод у водні об'єкти. Якщо за максимальний взяти об'єм скидів у 1980 р. – 19800 млн м³ (100%), то у 1985 р. – 19760 млн м³ (99,8 %), у 1990 р. – 19328 млн м³ (97,6 %), у 2000 р. – 10518 млн м³

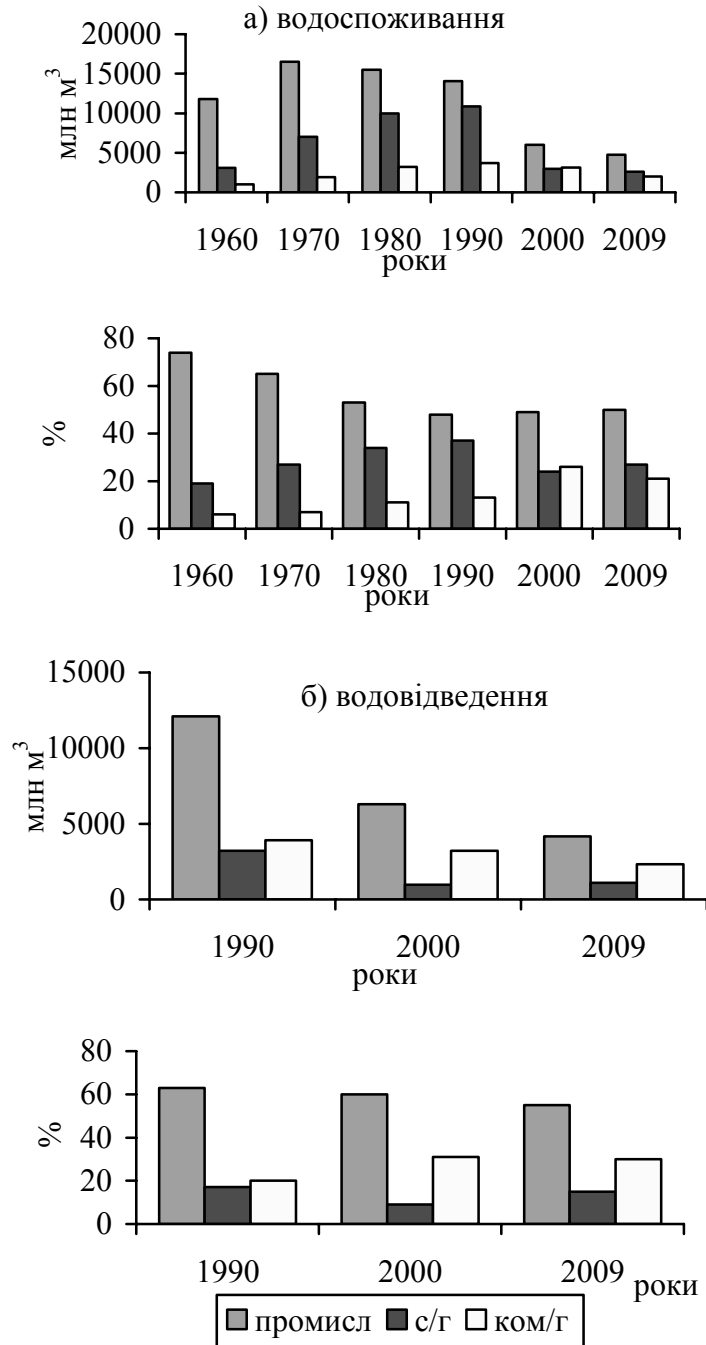


Рис. 1 – Динаміка водоспоживання та водовідведення в Україні.

(53 %), у 2009 р. - 7692 млн м³ (38,8 %). За період з 1990 до 2009 року частка скидів промисловості від сумарних об'ємів поступово зменшувалась з 12106 млн м³ (63 %) у 1990 р. до 4174 млн м³ (55 %) у 2009 р., частка сільського господарства також зменшувалась від 3974 млн м³ (20 %) у 1985 р. до 1110 млн м³ (14,4 %) у 2009 р., частка комунального господарства збільшилась з 3916 млн м³ (20 %) у 1990 р. до 2324 млн м³ (30 %) у 2009 р., але загалом об'єми скидів зменшились на 41 % або на 1592 млн м³.

Скиди стічних вод у водні об'єкти з 1985 р. – 19760 млн м³ зменшились у 2009 р. до 7692 млн м³, тобто на 12068 млн м³ або на 61 %. По басейнах річок зменшення має такі показники [9,10]: у 1985 р. у Дніпро – 10788 млн м³ (55 %

від сумарних скидів), Дністер – 548 млн м³ (3 %), Сіверський Донець - 2449 млн м³ (12 %), Південний Буг - 1114 млн м³ (6 %), Дунай – 371 млн м³ (2 %), Західний Буг 219 млн м³ (1 %); у 2009 р. у Дніпро – 4279 млн м³ (55 %), Дністер - 248 млн м³ (3 %), Сіверський Донець – 649 млн м³ (8 %), Південний Буг – 190 млн м³ (2,5 %), Дунай - 172 млн м³ (2 % від загального об'єму скидів), а зменшення об'ємів скидів за період 1985 – 2009 рр. таке: у Дніпро на 6509 млн м³ (60 %), Дністер - на 300 млн м³ (55 %), Сіверський Донець - на 1800 млн м³ (73%), Південний Буг - на 924 млн м³ (83 %), Дунай - на 199 млн м³ (54 %).

Дуже важливі показники скидів у водні об'єкти забруднених стічних вод [9,10]: у 1985 р. у Дніпро – 770 млн м³ (100 %), Дністер - 41 млн м³ (100 %), Сіверський Донець - 150 млн м³ (100 %), Південний Буг - 28 млн м³ (100 %), Дунай - 11 млн м³ (100 %), Західний Буг - 22 млн м³ (100 %); у 2009 р. у Дніпро - 793 млн м³ (103 %), Дністер - 50 млн м³ (122 %), Сіверський Донець - 176 млн м³ (117 %), Південний Буг - 29 млн м³ (104 %), Дунай - 46 млн м³ (418 %). Порівняння показників за 1985 – 2009 рр. показало, що загальне зменшення об'ємів скидів стічних вод у водні об'єкти за даний період характеризується збільшенням частки забруднених стічних вод на 3-4% (Дніпро, П. Буг), 17-22 % (С. Донець, Дністер) та 318 % (Дунай).

В табл.1 наведені середні питомі показники забруднення басейну водотоку по відношенню до площі водозбору (чисельник – вся площа басейну річки, знаменник - площа в межах України) за період 1994 – 2006 рр. За величинами максимальних показників для 17 забруднювальних речовин [3] виявилось, що загальна першість щодо забрудненості належить р. Сіверський Донець (перших місць- 14/15, других 2/1, третіх –1/1), на другому місці р. Південний Буг (перших-2/1, других – 1/0, третіх-5/4, четвертих – 9/12), на третьому місці р. Дніпро (перших – 1/1, других 12/14, третіх –1/2 , четвертих – 3/0) і на четвертому – р. Дністер (других –2/2, третіх – 10/11, четвертих - 5/4). Якщо ввести бальну систему (за перше місце по кожній забруднювальній речовині нараховувати 4 бали, за друге – 3 бали, за третє – 2 бали і за четверте – 1 бал), то сумарні бали і відповідне місце щодо забрудненості водотоку будуть такі: перше місце – р. Сіверський Донець (64/65), друге - р.Дніпро (45/50), третє - р. Дністер (31/32), четверте – р. Південний Буг (30/24).

Аналіз середньобагаторічної концентрації 17 забруднювальних речовин [3] в об'ємах стічних вод по кожному басейну річки показав, що концентрація *БСК повного* у басейні Дністра становить 2,64 ГДК (максимальна – 3,04 ГДК у 1995 р.), у басейні П. Бугу - 1,98 ГДК (максимальна – 2,9 ГДК у 1994 р.), у басейні Дніпра - 1,79 ГДК (максимальна – 2,36 ГДК у 1994 р), у басейні Сіверського Дінця – 1,71 ГДК (максимальна – 1,91 ГДК у 1995 р.), тобто перевищення ГДК по всіх басейнах майже в 2 рази; середньобагаторічна концентрація *азоту амонійного* найбільша у басейні Південного Бугу – 1,64 ГДК (максимальна – 2,52 ГДК у 1994 р.), у басейні Дністра – 1,33 ГДК (максимальна – 2,12 ГДК у 1994 р.), у басейні Дніпра – 1,14 ГДК (максимальна – 1,61 ГДК у 1994 р.), у басейні Сіверського Дінця – 1,05 ГДК (максимальна – 1,84 ГДК у 1994 р.). Відзначимо, що максимальні середньорічні концентрації по наведених забруднювальних речовинах по кожному із чотирьох річкових басейнів характерні, в основному, для 1994 р.

Перевищення допустимих за українськими стандартами концентрацій мають також середньобагаторічні концентрації *сухого залишку* – 1,26 ГДК (р. Сіверський Донець), *фенолів* – 5 ГДК (р. С. Донець), *заліза* – 1,36 ГДК (р. Дніпро). Значно більші перевищення допустимих концентрацій наведених в табл. 1 забруднювальних речовин за українськими стандартами, в інтересах рибного господарства: по *хрому* (Сіверський Донець, Дніпро), *цинку* (Дніпро), *міді* (Дніпро,

Таблиця 1 - Середні питомі показники забруднення по відношенню до площі водозбору (1994-2006 рр.)

Забруднювальні речовини (ЗР)	Дністер	Сіверський Донець	Дніпро	Південний Буг
	(ЗР)/ F	(ЗР)/ F	(ЗР)/ F	(ЗР)/ F
БСК повний, мг/м ²	52,3/70,5	96,5/178,2	34,6/59,2	58,0
Нафтопродукти, мг/м ²	0,28/0,38	2,50/4,62	0,65/1,11	0,20
Завислі речовини, мг/м ²	53,1/71,6	132,9/245,5	60,8/104,1	32,5
Сухий залишок, мг/м ²	1753/2363	11160/20615	2019/3455	1211
Сульфати, мг/м ²	272/367	2975/5495	469/803	293
Хлориди, мг/м ²	469/632	2525/4664	540/924	276
Фосфор, мг/м ²	666/898	4850/8959	0,0041/0,0070	0,062
Азот амонійний, мг/м ²	11,4/15,4	24,1/44,5	9,5/16,3	10,3
Феноли, мг/м ²	0,0015/0,0020	0,0410/0,0757	0,0020/0,0034	0,0
Нітрати, мг/м ²	24,0/32,3	148,2/273,8	41,3/70,7	22,3
СПАР, мг/м ²	0,339/0,457	0,883/1,631	0,193/0,330	0,261
Жири, олія, мг/м ²	0,009/0,012	0,034/0,063	0,071/0,121	0,537
Мідь, мг/м ²	0,003/0,004	0,098/0,181	0,022/0,038	0,012
Залізо, мг/м ²	0,430/0,580	2,077/3,837	1,316/2,252	0,386
Цинк, мг/м ²	0,0018/0,0024	0,0237/0,0438	0,0290/0,0500	0,0130
Нікель, мг/м ²	0,0032/0,0043	0,0167/0,0308	0,0147/0,0252	0,0190
Хром, мг/м ²	0,0004/0,0005	0,0303/0,0560	0,0098/0,0168	0,0005

96,5 - максимальна концентрація забруднювальних речовин;

34,6 - мінімальна концентрація забруднювальних речовин;
в знаменнику - для площі водозбору в межах України.

С. Донець, Дністер, Південний Буг), фенолах (С.Донець), азоту амонійному (Дністер, П.Буг, Дніпро, Сіверський Донець). Деяко менші перевищення концентрацій будуть за стандартами ВОЗ.

До річч, скиди забруднювальних речовин зі стічними водами тільки за минулий період 1960 – 1989 рр. зросли у 5 разів, а фактичні збитки від забруднення водоймищ збільшилися у 2,5 разу та досягли у 1989 р. 123,7 млн руб [11].

Слід відзначити, що щорічні екологічні платежі за скиди забруднювальних речовин безпосередньо у водні об'єкти за 2006 -2009 рр. [9] становили 70-90 млн грн, штрафи за адміністративні порушення в сфері охорони природи - 2,8-2,1 млн грн, позови про відшкодування збитків і втрат в результаті порушення законодавства про охорону природи - 5,1 – 8,8 млн грн, тобто платежі, штрафи та позови дуже занижені і не стимулюють спорудження очисних споруд та впровадження новітніх технологій.

Висновки:

1. Рациональне використання, охорона та відтворення водних ресурсів в Україні, а звідси соціальне благополуччя і здоров'я нації, не на папері, а в житті, повинні стати національною ідеєю суспільства.
2. Необхідно зруйнувати стереотип, коли у верхів'ї річки спочатку скидають стічні води, а нижче за течією ця вода з великими затратами доводиться до питної якості.
3. Необхідно переглянути застарілі державні стандарти якості води і значно підвищити штрафні санкції за її забруднення.

4. Впровадження нових технологій на існуючих очисних спорудах і спорудження нових при достатньому фінансуванні дозволить значно підвищити ефективність водовідведення.

5. Господарству України потрібна перебудова не тільки виробництва, а й свідомості та мислення людей.

Список літератури

1. Шикломанов И.А. Исследование водных ресурсов суши: итоги, проблемы, перспективы.- Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 239 с.
2. Семенов В.А. Ресурсы пресной воды и актуальные задачи гидрологии [Электронный ресурс]: Соросовский образовательный журнал.-1996.-№10.- Режим доступа: <http://www.pereplet.ru/cgi/soros/readdb.cgi?f=st163>.
3. Водні ресурси: використання, охорона, відтворення, управління: Підручник / А.В. Яцик, Ю.М. Грищенко, Л.А. Волкова, І.А. Пашенюк.- К.: Генеза, 2007.- 360 с.
4. В. Тырнов. С водой и без воды [Электронный ресурс]: Блог физика и журналиста-11.01.2011.- Режим доступа: http://www.google.com.ua/vtyrnov.blogspot.com/2011/01/blog-post_11.html.
5. Кириленко И. Полоса А.И. Экология Украины. Проблемы. География. Пути решения / Курсовая работа.- Одесса: ОНУ им. Мечникова, 2003.-37с. [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://kref.ru/infoekologicheskopravo/120247/19.html>.
6. Жакова Т. Быть здоровым все еще модно / Вечерняя Одесса, 2011.- № 81 - 82 (9409-9410), 4.06.2011.
7. 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.
8. Яцык А.В. Экологические основы рационального водопользования. – К.: Изд-во «Генеза», 1997.- 640 с.
9. Остапчук Ю.М. Довкілля України у 2009 році // Аналітична доповідь - [Электронный ресурс]: Держкомстат України. Статистична інформація. – Режим доступа: <http://www.ukrstat.gov.ua/7html>.
10. Справочник по водным ресурсам / Под ред. Б.И. Стрельца .- К.: Урожай, 1987. – 304 с.
11. Лурье А.И. Что загрязняет воду и как ее очищают [Электронный ресурс]: Водная энциклопедия. Вода. - 22.08.2009.- Режим доступа: <http://watersite.ru/2009/08>.

Водопотребление и водоотведение – важнейшие составляющие рационального использования водных ресурсов Украины. Обухов Е.В.

Приведена динамика объемов потребления свежей воды и сбросов сточных вод у водные объекты, а также анализ концентраций некоторых загрязняющих веществ в сточных водах на основе украинских стандартов.

Ключевые слова: водопотребление, водоотведение, сточные воды, концентрация, загрязняющие вещества, динамика, бассейн, река, водные ресурсы, использование.

Water consumption and abduction - important components of water resource management of Ukraine.

E.V. Obukhov.

The dynamics of consumption of fresh water and waste discharges into water bodies is shown, and also analysis of concentrations of certain pollutants in wastewater on the reason of Ukrainian standards.

Keywords: water consumption, abduction, wastewater, concentration, pollutants, dynamics, pool, river, water resources, consumption.

МЕТОД ТЕРИТОРІАЛЬНИХ ДОВГОСТРОКОВИХ ПРОГНОЗІВ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ ТА ЙОГО РЕАЛІЗАЦІЯ В МЕЖАХ РІВНИННОЇ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Запропоновано метод та науково-методичні рекомендації, які дозволяють здійснювати довгострокове прогнозування шарів стоку та максимальних витрат води, строків проходження весняного водопілля на рівнинних річках України.

Ключові слова: прогноз, весняне водопілля, шари стоку, максимальні витрати води, оцінка повторюваності

Вступ. Катастрофічні повені на річках та їх наслідки (у вигляді затоплення територій та руйнування господарських об'єктів) – одна з найбільш актуальних проблем, з якими стикаються владні структури України та багатьох інших держав. Для своєчасного здійснення протипаводкових заходів і завчасного попередження таких явищ необхідні просторові методи прогнозування, що охоплюють прогностичною інформацією значні території, у тому числі й річки з обмеженістю гідрологічних спостережень на них.

Існуючі просторові довгострокові методи і моделі гідрологічних прогнозів характеристик весняного водопілля річок відносяться, головним чином, до шарів стоку, які можна узагальнити як у вигляді комплексних воднобалансових зв'язків, так і в цілому по території у картографічному вигляді. Стосовно максимальних витрат води весняного водопілля, то у зв'язку з залежністю як самих витрат води, так і модулів стоку від розмірів водозборів, безпосереднє їх узагальнення для великих територій неможливе.

Методи прогнозів строків проходження весняних водопіль – дат початку та настання їх максимальних витрат води, практично не висвітлені в науковій літературі. Відомі методи прогнозування дат водопілля в основному базуються на побудові для окремих річкових водозборів залежностей цих дат від строків переходу температури повітря через 0 °С весною. Відомі також методи фонових довгострокових прогнозів їх на основі вивчення загальних атмосферних процесів. Але широкого впровадження в оперативну практику синоптико-статистичних методів прогнозу строків гідрологічних явищ немає. Відсутні також рекомендації й стосовно оцінки ймовірності повторюваності прогнозних величин у багаторічному розрізі.

Основна мета і задачі дослідження полягають у розробці територіальної методики довгострокового прогнозування шарів стоку та максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля на річках, строків його початку та проходження максимумів, встановлення ймовірності настання прогнозних характеристик у багаторічному розрізі та реалізації методики в межах рівнинної території України, у тому числі при врахуванні кліматичних умов останніх десятиріч.

Об'єкти та вихідні матеріали дослідження. До числа об'єктів дослідження віднесені басейни річок рівнинної території України – правобережжя Прип'яті, Десни, середніх та нижніх приток Дніпра, Сіверського Дінця, Південного Бугу, річок Північно-Західного Причорномор'я.

Гідрометеорологічна вивченість рівнинної території України досить добра, за винятком Причорноморської низовини. Для аналізу та обробки були використані дані по 217 водозборах рівнинних річок країни (з тривалими регулярними спостереженнями за стоком води), включаючи й гідрологічну інформацію по частинах басейнів Десни,

Сейму і Сіверського Дінця, що знаходяться на території Російської Федерації, а також річок Молдови. Діапазон водозбірних площ змінюється від 6.2 км² (лог Райчик – с.Польова-Лукашівка) до 88500 км² (р. Десна – м. Літки). В основному (на більш ніж 45% водпостів) часові гідрологічні ряди достатньо тривалі і складають понад 30-50 років.

Тривалість розрахункового періоду зумовлена наявністю спільних спостережень за стоком води, метеорологічними і агрометеорологічними факторами водопілля і взята за період з 1966 р. по 1986-2000 рр. Для незалежної перевірки методики прогнозів характеристик весняного водопілля гідрометеорологічні ряди спостережень подовжені до 2010 року.

Методи дослідження. В основу дослідження покладена методологія, яка базується на моделі руслових ізохрон і дозволяє побудувати прогнозну схему з урахуванням процесів, що відбуваються на схилах річкових басейнів і в русловій мережі [1].

Науково-методична база для територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля основана на встановленні регіональних залежностей вигляду

$$k_m = f(k_X), \quad (1)$$

де k_m - модульний коефіцієнт: для шарів стоку $k_m = Y_m / Y_0$ – відношення величин шарів стоку Y_m до їх середньобігаторічних значень Y_0 , мм; для максимальних витрат води весняного водопілля $k_m = q_m / q_0$ - відношення величин максимальних модулів водопілля q_m до їх середньобігаторічних значень q_0 , м³/(с·км²).

Сумарне надходження води на водозбір у період весняного водопілля також виражене у модульних коефіцієнтах k_X

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

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

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

X_2 і X_{2_0} - опади періоду спаду весняного водопілля та їх середньобігаторічна величина (враховуються при прогнозі шарів весняного стоку), мм.

Такого вигляду залежності були побудовані за даними бігаторічних спостережень по опорних водозборах річок, загальна кількість яких складала близько 70 басейнів, рівномірно розташованих в межах розглядуваної території. Їх перелік узгоджується з тими водними об'єктами, по яких ведеться прогнозування характеристик весняного водопілля в оперативній діяльності Українського гідрометцентру. Залежності мають розкид точок, пов'язаний з багатофакторністю процесу формування весняного стоку у кожному році.

Для об'єктивної дискримінації угруповань, які виділяються на графіках (1), або діагнозу водності майбутньої весни використовувалася лінійна дискримінантна функція DF . Умови формування весняного стоку розрізняються для лівобережної (відносно р.Дніпро) та правобережної частин розглядуваної рівнинної території України, що зумовило дещо різний набір метеорологічних факторів водопілля при

дискримінантному аналізі. Сполучення таких факторів в кожному році призводять до утворення різних за висотою та об'ємом водопіль.

Для розрахунку дискримінантної функції до вектор-предиктора DF були віднесені такі чинники весняного водопілля (виражені у модульних коефіцієнтах), як:

а) середньобагаторічні значення максимальних запасів води в сніговому покриві, які накопичилися на басейні до початку весняного сніготанення, і весняні опади k_x , визначені за (2);

б) індекс зволоження ґрунтів – середньомісячна (декадна) витрата води перед початком водопілля $k_{Q_{ne}} = Q_{ne} / (Q_{ne})_0$ (для річок правобережжя розглядуваної території) або середній модуль стоку з вересня попереднього по січень поточного року $k_{q_{09-01}} = q_{09-01} / (q_{(09-01)_0})$ - для річок лівобережжя;

в) максимальна глибина промерзання ґрунтів $k_L = L / L_0$;

г) середня місячна температура повітря у лютому, Θ_{02} , °С.

Після багаторазових випробувань при різних наборах та сполученнях гідрометеорологічних факторів весняного водопілля були одержані рівняння дискримінантних функцій DF у вигляді:

- для правобережної частини території

$$DF = a_0 + a_1 k_x + a_2 k_{Q_{ne}} + a_3 k_L ; \quad (3)$$

- для лівобережної частини території

$$DF = a_0 + a_1 k_x + a_2 k_{q_{09-01}} + a_3 k_L + a_4 \Theta_{02} ; \quad (4)$$

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

Знак дискримінантних рівнянь DF_2 і DF_1 дозволяє надати якісний (альтернативний) прогноз майбутнього водопілля відповідно до трьох категорій водності – вище, близьке або нижче за середньобагаторічне за об'ємом чи максимальною витратою води водопілля.

Встановлення кількісних значень очікуваних модульних коефіцієнтів відбувається по регіональних залежностях, що описуються рівнянням поліному 3-го (або вищого) степеня

$$k_m = b_0 + b_1 k_x + b_2 (k_x)^2 + b_3 (k_x)^3 , \quad (5)$$

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

Для районів з однотипними фізико-географічними умовами формування весняних водопіль прогнозні залежності однотипні, дискримінантні рівняння мають однаковий набір предикторів і однакові коефіцієнти, що дає можливість їх використання для усіх річок однорідного району. На розглядуваній рівнинній території України виділено одинадцять районів (з підрайонами) – рис. 1.

Представлення прогнозних величин у вигляді їх модульних коефіцієнтів здійснюється у картографічній формі. Зняті з картосхем (для геометричних центрів водозборів) прогнозні значення модульних коефіцієнтів характеристик весняного водопілля перераховуються в самі їх величини шляхом множення k_m на

середньобагаторічні величини шарів стоку Y_0 або максимальних витрат води водопілля Q_0 чи їх модулів q_0 . Визначення максимальних рівнів води в період весняного водопілля виконується за кривими витрат води $Q = f(H)$.

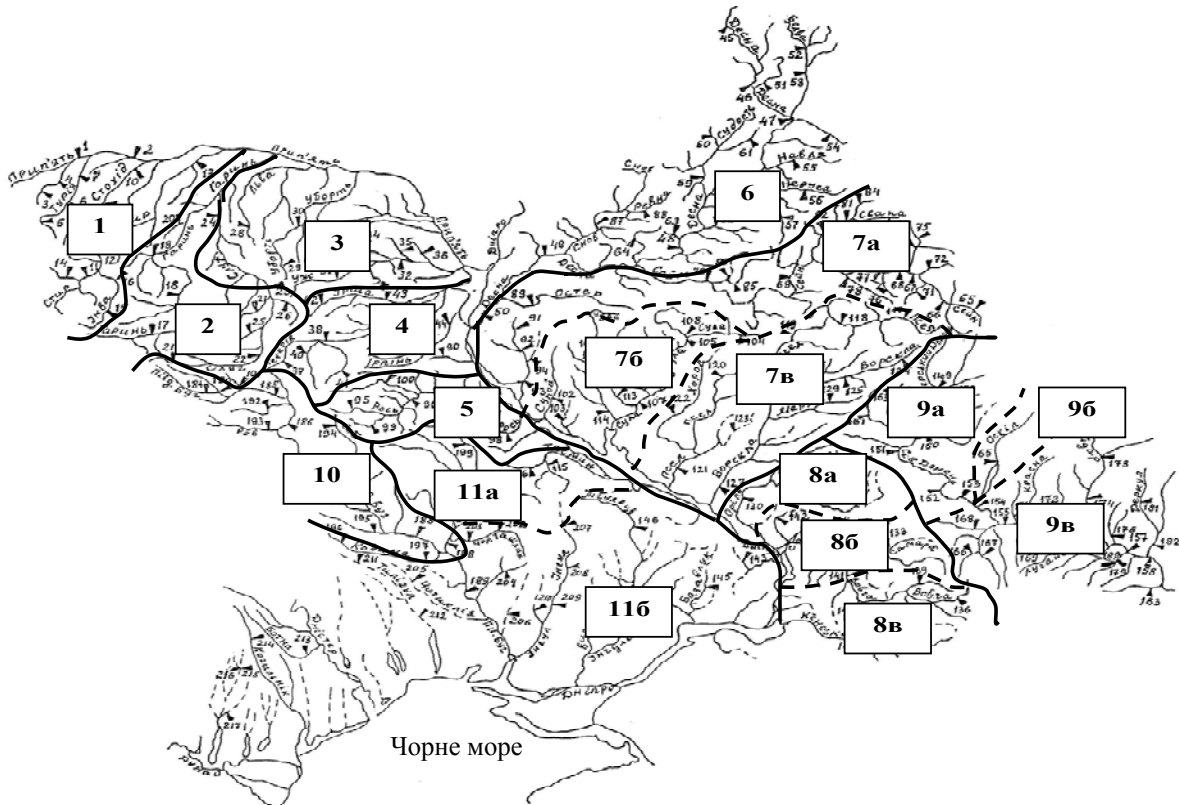


Рис.1 – Районування рівнинної території України за виглядом дискримінантних рівнянь при встановленні типу водності весни та виглядом прогностичних залежностей для характеристик весняного водопілля рівнинних річок України.

Середньобагаторічні значення шарів стоку весняного водопілля Y_0 та максимальних витрат води Q_0 (модулів q_0) визначаються для річок як середні значення за часовими рядами гідрологічних спостережень на них.

У випадку відсутності стокових вимірів на річках: величину Y_0 можна зняти з відповідної картосхеми [1] при врахуванні впливу залісеності (f_L) і заболоченості (f_B) водозборів

$$Y_0 = (Y_0)_{\text{карт}} \cdot k_L k_B, \quad (6)$$

де $(Y_0)_{\text{карт}}$ - значення середньобагаторічних шарів весняного стоку, зняті з картосхеми для геометричних центрів водозборів.

Значення коефіцієнтів впливу залісеності (k_L) і заболоченості (k_B) на середньобагаторічні величини шарів стоку визначаються за рівняннями

$$k_L = 1 + 0.078 \cdot \lg(f_L + 1); \quad (7)$$

$$k_B = 1 - 0.11 \cdot \lg(f_B + 1). \quad (8)$$

Слід зауважити, що картосхема середньобаторічних величин шарів стоку весняного водопілля побудована для їх значень, одержаних по часових рядах стокових спостережень станом на 2000 р.

При визначенні середньобаторічних максимальних модулів весняного водопілля q_0 для невивчених у гідрологічному відношенні річок проблема полягає в неможливості просторового узагальнення у зв'язку з їх залежністю від площ водозборів. Запропонований метод територіального прогнозу максимумів водопілля дозволяє розраховувати величину q_0 в рамках моделі типового редуційного гідрографа, запропонованої Є.Д.Гопченком [2]

$$q_0 = q'_0 \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \cdot r, \quad (9)$$

де q_0 – середній багаторічний модуль максимального стоку, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

q'_0 – середній багаторічний модуль максимальної витрати води схилового припливу, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

$\psi(t_p / T_0)$ – трансформаційна функція розпластування повеневих хвиль під впливом руслового добігання;

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

r – коефіцієнт трансформації водопіль під впливом озер і водосховищ руслового типу.

Значення середнього багаторічного модуля максимальних витрат води схилового припливу визначаються за рівнянням

$$q'_0 = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_0, \quad (10)$$

де $(n+1)/n$ – коефіцієнт нерівномірності схилового припливу у часі;

T_0 – тривалість схилового припливу води, год;

Y_0 – середньобаторічний шар стоку весняного водопілля, мм.

Встановлення тривалості схилового припливу води T_0 здійснюється за побудованою картосхемою [1] при урахуванні впливу залісеності і заболоченості водозборів

$$T_0 = (T_0)_{\text{карт}} \cdot k'_n k'_o, \quad (11)$$

де $(T_0)_{\text{карт}}$ – значення тривалості схилового припливу води, зняті з картосхеми для геометричних центрів водозборів.

Значення коефіцієнтів впливу залісеності k'_n і заболоченості k'_o на середньобаторічні величини тривалості схилового припливу визначаються за рівняннями:

$$k'_n = 1 + 0.37 \cdot \lg(f_n + 1); \quad (12)$$

$$k'_o = 1 + 1.23 \cdot \lg(f_o + 1). \quad (13)$$

Рекомендації щодо визначення інших параметрів розрахункової схеми (9) – (10) надані у працях [1, 3].

Проблемним питанням є оцінка можливого застосування методики прогнозу характеристик водопіль для річок Північно-Західного Причорномор'я, де гідрологічні спостереження на річках взагалі не ведуться. Така задача вирішена шляхом просторового відновлення полів як гідрометеорологічних спостережень, так і прогнозних стокових характеристик водопіль при картографічному їх узагальненні [4].

В прогнозній методиці обґрунтовано методичні підходи для визначення ймовірності або частоти водності весняних водопіль у багаторічному розрізі ($P\%$), що здійснюється за прогнозними величинами модульних коефіцієнтів шарів стоку або максимальних витрат води водопілля та їх статистичними характеристиками при використанні трипараметричного гама-розподілу С.Н.Крицького і М.Ф.Менкеля (при встановленому для даної території співвідношенні $C_s/C_v=2.5$) [3]. Забезпеченості прогнозних характеристик весняного стоку, як і прогнозні значення їх модульних коефіцієнтів, представляються у картографічному вигляді.

Результати дослідження та їх аналіз. Розглядаючи достовірність розробленого наукового методу просторових довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля, здійснена перевірка методики довгострокових прогнозів шарів стоку і максимальних витрат води водопіль на рівнинних річках України на незалежному сучасному періоді – 2001-2010 рр. (складено понад тисячу прогнозів шарів стоку і дві тисячі – максимальних витрат води весняних водопіль на різні дати їх випуску за даними 30-40 створів).

У кожному році прогнозування велося при встановленні невідомих (на дати випуску прогнозів) метеорологічних факторів, використовуючи надані в прогнозній схемі рекомендації щодо їх визначення і вважаючи метеорологічні умови зимово-весняного сезону близькими до кліматичної норми.

Результати довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля на рівнинних річках України за період 2001-2010 рр. у вигляді графіків збіжності спостережених і спрогнозованих (у дати прогнозу 10,20,28 лютого і максимального накопичення снігу перед початком весни) їх величин показали, що в середньому спрогнозовані величини шарів стоку завищені по відношенню до їх спостережених значень на 7-10%. Ще більші розбіжності мають місце при прогнозуванні максимальних витрат води весняних водопіль (20-25%).

Хронологічні графіки багаторічного ходу гідрологічних характеристик весняного водопілля показують наявність спадного тренда, ступінь якого різна для різних за фізико-географічним положенням водозборів. Це свідчить про те, що в несталих кліматичних умовах, які пов'язані з підвищенням температури повітря (особливо у зимові місяці) і, як наслідок, зменшенні снігонакопичення та промерзання ґрунтів, спостерігається багаторічна тенденція зниження водності річок (шарів стоку та максимальних витрат води) у період весняного водопілля (рис.2 і 3) і відповідно зменшення середньобагаторічних значень цих величин [5].

Використання рівнянь регресії стокових часових рядів спостережень, коефіцієнти яких добре узагальнюються по території в залежності від географічної широти і розмірів водозборів, показало, що прогнозні характеристики недостатньо узгоджуються з їх спостереженими значеннями (Y'_m вже занижені на 20-40%, а Q'_m стають меншими за їх спостережені величини - на 17-45%). Крім того на деяких річках території (переважно у степовій зоні) значення максимальних витрат води, визначені за рівнянням регресії, набувають мінусових значень, що не відповідає природі явища.

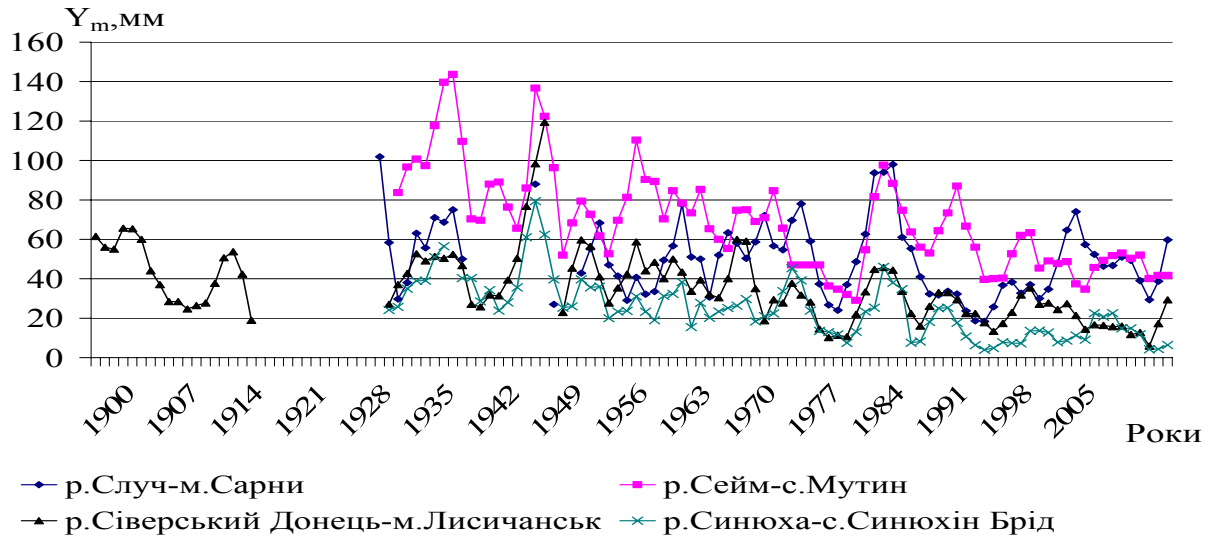


Рис. 2 – Хронологічний хід (трирічні ковзні) шарів стоку весняного водопілля деяких рівнинних річок України.

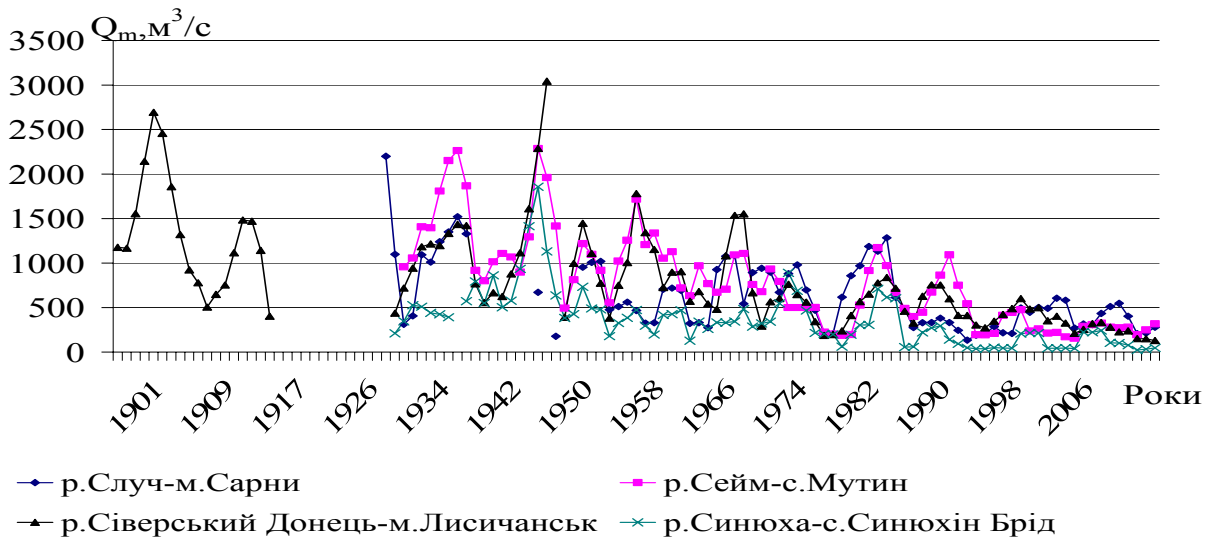


Рис.3 – Хронологічний хід (трирічні ковзні) максимальних витрат води весняного водопілля деяких рівнинних річок України.

У зв'язку з цим в територіальному методі прогнозу характеристик весняного водопілля річок, у тому числі й невивчених у гідрологічному відношенні, запропоновано варіант урахування сучасних тенденцій змін у водному режимі весняного водопілля шляхом подовження часових рядів стокових спостережень на рівнинних річках України до 2010р. За обмеженості гідрологічних даних в період 2001-2010 рр. рекомендовано до значень середньобаторічних величин характеристик стоку, отриманих за період до 2000 р., вводити коефіцієнти, що враховують зміни величин стоку за останнє десятиріччя (2001-2010 рр.). При прогнозуванні шарів стоку і максимальних витрат води водопілля (наприклад, у 2010 і наступних роках) можна використати коефіцієнти:

$$K_{Y_{2010}} = (Y_0)_{2010} / Y_0; \quad (14)$$

$$K_{Q_{2010}} = (Q_0)_{2010} / Q_0, \quad (15)$$

де Y_0 і Q_0 – середньобагаторічні шар стоку і максимальна витрата води весняного водопілля, визначені за період з початку спостережень на річках до 2000 р.;

$(Y_0)_{2010}$ і $(Q_0)_{2010}$ – середньобагаторічні шар стоку і максимальна витрата води весняного водопілля, визначені за період з початку спостережень на річках до 2010 р.

Такі коефіцієнти узагальнені в межах всієї рівнинної території України в залежності від географічної широти водозборів (φ в частках град.) у вигляді рівнянь:

$$K_{Y_{2010}} = 0.97 - 0.017(\varphi - 50); \quad (16)$$

$$K_{Q_{2010}} = 0.92 - 0.022(\varphi - 50). \quad (17)$$

В такому разі прогнозні значення шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля на рівнинних річках України за методикою територіальних довгострокових прогнозів визначаються як

$$Y'_m = k_Y \cdot Y_0 \cdot K_{Q_{2010}}; \quad (18)$$

$$Q'_m = k_q \cdot q_0 \cdot K_{Q_{2010}} \cdot F, \quad (19)$$

де F - площа водозборів річок, км².

Перевірні прогнози характеристик водопілля при введенні коефіцієнтів типу (14) і (15) показали (за період 2001-2010 рр.) збіжність спостережених і спрогнозованих (в різні дати складання прогнозів) величин:

- шарів стоку на рівні одиниці, при коефіцієнті кореляції зв'язків $Y_m = f(Y'_m)$ 0.59-0.63 і забезпеченості допустимої похибки за відношенням $\delta / \delta_{дон}$ в межах 68-86%;

- максимальних витрат води – в межах 10% точності, при коефіцієнті кореляції зв'язків $Q_m = f(Q'_m)$ на рівні 0.74-0.78. Забезпеченість допустимої похибки прогнозів для Q_m складала 72-86%.

На довготермінову перспективу уточнення середньобагаторічних значень шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля пропонується здійснювати кожне десятиріччя, оскільки періоди маловодь, також як і багатовідь, можуть складати на річках до 50-70 років, і у наступні роки тенденція може змінити свій напрямок.

Методика комплексного фонових прогнозів дат початку весняного водопілля і настання максимальних витрат (рівнів) води заснована на встановленні прогностичних залежностей цих дат від середньодекадних температур повітря при географічному і площинному узагальненні параметрів прогнозної схеми [6].

Визначення дат початку весняного водопілля на річках здійснюється за схемою

$$D_e = D_{Sm} + t_e, \quad (20)$$

де D_e – дата початку весняного водопілля;

D_{Sm} – дата утворення максимальних запасів води в сніговому покриві, яка встановлюється за даними снігомірних зйомок на водозборах;

t_e – тривалість періоду від дати D_{Sm} до дати початку водопілля D_e , яка визначається тривалістю водоутримуючої спроможності снігу, д.

У прогнозованому варіанті величина t_g встановлюється за регіональним рівнянням (при температурі повітря θ_1 до 3.5-5.5 °С)

$$t_g = [0.43(\varphi - 50) + 7.72] - [0.16(\varphi - 50) + 1.64] \cdot \theta_1, \quad (21)$$

де θ_1 - середньодекадна температура повітря за першу декаду після D_{Sm} , °С.

Дати проходження максимальних витрат води весняного водопілля визначаються за схемою

$$D_{Q_m} = D_g + t_n, \quad (22)$$

де D_{Q_m} - дата максимальної витрати води водопілля;

D_g - дата початку весняного водопілля;

t_n - тривалість підйому весняного водопілля, яка визначається як періодом сніготанення, так і часом стікання води по схилах і руслах річок, д.

У прогнозованому варіанті величина t_n встановлюється за отриманим регіональним рівнянням (при температурі повітря θ_2 до 7.0-10.0 °С)

$$t_n = \{3.45 \cdot \exp[0.42 \cdot \lg(F + 1)]\} - [-0.12(\varphi - 50) + 1.75] \cdot \theta_2, \quad (23)$$

де θ_2 - середньодекадна температура повітря за першу після дати початку водопілля D_g декаду, °С.

Краща якість прогнозів має місце при прогнозі дат початку весняних водопілля. При прогнозуванні дат настання максимальних витрат води необхідний ретельний аналіз з можливим уточненням прогнозів при зміні погодних умов в наступний після дати початку водопілля період.

Методика прогнозу передбачає й визначення частоти повторюваності строків проходження водопілля на річках, що встановлюються за кривими забезпеченостей цих дат. Спрогнозовані дати початку весняних водопілля представляються у картографічному вигляді. У вигляді картосхем надаються і ймовірнісні оцінки дат проходження водопілля.

Висновки. Автором обґрунтований та практично реалізований метод просторових довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля рівнинних річок України, заснований на передчасному визначенні типу розвитку майбутніх весняних процесів за комплексом взаємодіючих факторів водопілля (за допомогою дискримінантного аналізу); передбачається встановлення ймовірності настання водності водопілля у багаторічному розрізі. При використанні синоптичного довгострокового прогнозу температур повітря запропоновано методику фонових прогнозів строків початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля. Коефіцієнти і параметри прогновної схеми узагальнюються в залежності від географічної широти і розмірів водозборів, що дає можливість встановлення при оперативному прогнозуванні дат проходження водопілля на річках, незалежно від їх гідрологічної вивченості.

Список літератури

1. Гопченко Є.Д., Шакірзанова Ж.Р. Метод просторового довгострокового прогнозування максимального стоку весняного водопілля та строків його проходження // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - 2008. – Вип. 50, ч.ІІ – С. 158-168.
2. Гопченко Є.Д., Гушля О.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій: Навч.посібник. – К.: ІСЛО, 1994. – 296 с.
3. *Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик.* – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 448 с.
4. Гопченко Є.Д., Шакірзанова Ж.Р. Можливості застосування просторових моделей для прогнозування максимального стоку весняного водопілля при обмеженості гідрологічних спостережень // „Причорноморський екологічний бюлетень”. – Одеса: Вид. ТОВ ”ІНВАЦ”, 2007. – №2(24) – С.63-66.
5. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірзанова 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.
6. Шакірзанова Ж.Р. Метод просторових прогнозів строків початку та проходження максимумів весняних водопіль на рівнинних річках України // Український гідрометеорологічний журнал. – 2011. – №8. – С.204-213.

Метод територіальних довгострочних прогнозів характеристик весняного половоддя і його реалізація в межах рівнинної території України. Шакірзанова Ж.Р.

Предложен метод и научно-методические рекомендации, которые позволяют выполнять долгосрочное прогнозирование слоев стока и максимальных расходов воды, сроков прохождения весеннего половодья для равнинных рек Украины.

Ключевые слова: прогноз, весеннее половодье, слои стока, максимальные расходы воды, оценка повторяемости

The method of the territorial of long-term forecasts of characteristics of spring flood and its realization within the flat territory of Ukraine. Shakirzanova J.R.

The method and the scientific and methodical recommendations, which allows to make of long-term forecasting of layer flow and maximum charges of water, dates of passing of spring flood for the flat rivers of Ukraine is offered.

Keywords: forecast, spring flood, layer flow, maximum charges of water, establishment of frequency

Є.І. Колодєєв, к.г.н., доц., М.В. Захарова, к.г.н.
Одеський державний екологічний університет

ОЦІНКА ЯКОСТІ ВОДИ ВЕРХНЬОЇ ЧАСТИНИ БАСЕЙНУ р. ПІВДЕННИЙ БУГ ЗА ГІДРОХІМІЧНИМИ ПОКАЗНИКАМИ

В статті для характеристики гідроекологічного стану річкових вод верхньої частини басейну Південного Бугу використовується гідрохімічний індекс забруднення, для аналізу впливу водності на якість річкових вод – метод інтегральних різницевих кривих.

Ключові слова: гідроекологічний стан, водність, гідрохімічний індекс забруднення, забруднювальні речовини.

Вступ. Найважливішим завданням гідроекології є вивчення просторово-часових закономірностей гідрохімічного режиму та здійснення оцінки якісного стану водних об'єктів в умовах антропогенної дії. Господарський вплив на водні об'єкти неможливо вивчати без дослідження природного гідрохімічного режиму, а гідрохімічний режим – без гідрологічного. Такі обставини ускладнюються поєднаним впливом багатьох чинників природного та штучного походження. Серед чинників антропогенного характеру найважливішими є зарегульованість стоку річок та вплив промислових і господарсько-побутових стічних вод, а серед чинників природного характеру, як пріоритетні, виділяють площу водозбору, озерність, заболоченість, закарстованість, водність року [1].

Метою статті є дослідження динаміки гідроекологічного стану річкових вод верхньої частини басейну Південного Бугу за гідрохімічними показниками, а також виявлення впливу водності досліджуваних річок на їх гідрохімічний режим за розрахованими величинами гідрохімічного індексу забруднення ІЗВ [2].

Об'єкти та вихідні матеріали досліджень. Для виконання поставленої задачі було використано матеріали спостережень за гідрологічними характеристиками та хімічним складом вод р. Південний Буг у верхній її частині в системі Державної гідрометеорологічної служби України на 6 постах (табл. 1).

Таблиця 1 – Пости гідролого-гідрохімічного моніторингу в верхній частині р. Південний Буг

№	Річка – пункт	Місце-розташування	Період спостережень	
			гідрологічних характеристик	гідрохімічних характеристик
1	р. Південний Буг – м. Хмельник	3,5 км вище	-	1976-2006
2	р. Південний Буг – с. Лелітка	в межах села	1963-2006	1961-1989
3	р. Південний Буг – с. Сабаров	вище села	1930-1991	1976-1981
4	р. Бужок – с. Меджибіж	в межах села	1961-1987	1978-2006
5	р. Іква – с. Стара Синява	1,0 км вище	1961-2004	1976-1985
6	р. Ров – с. Демидівка	в межах села	1964-2006	1978-2006

Методи дослідження. Для дослідження гідроекологічного стану річкових вод верхів'їв басейну Південного Бугу в роботі використовувався гідрохімічний індекс забруднення ІЗВ, розроблений Держкомгідрометом СРСР [2], який належить до категорії показників, що найчастіше використовуються для оцінки якості води водних об'єктів. Слід відзначити й те, що це одна з найпростіших методик комплексної оцінки

якості води.

Розрахунок ІЗВ виконується за обмеженим числом інгредієнтів. Визначається середнє арифметичне значення результатів хімічних аналізів по кожному з таких показників: азот амонійний (NH_4^+), азот нітритний (NO_2^-), нафтопродукти, феноли, розчинений кисень (O_2), біохімічне споживання кисню (БСК_5). Визначене середнє арифметичне значення кожного з показників порівнюється з їх гранично допустимими концентраціями.

Цей індекс є типовим адитивним коефіцієнтом і водночас є середньою часткою перевищення ГДК за лімітованим числом індивідуальних інгредієнтів

$$\text{ІЗВ} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n \frac{C_i}{\text{ГДК}_i}, \quad (1)$$

де C_i – концентрація компонента, мг/дм³;

n – кількість показників, що використовуються для розрахунку індексу;

ГДК_i – величина нормативу для відповідного типу водокористування, мг/дм³.

За величинами розрахованих ІЗВ виконується оцінка якості води. При цьому виділяються такі класи якості води:

I – дуже чиста ($\text{ІЗВ} \leq 0,3$);

II – чиста ($0,3 < \text{ІЗВ} < 1,0$);

III – помірно забруднена ($1,0 < \text{ІЗВ} < 2,5$);

IV – забруднена ($2,5 < \text{ІЗВ} < 4,0$);

V – брудна ($4,0 < \text{ІЗВ} < 6,0$);

VI – дуже брудна ($6,0 < \text{ІЗВ} < 10,0$);

VII – надзвичайно брудна ($\text{ІЗВ} > 10,0$).

До першого класу належать води, на які найменше впливають антропогенні чинники. Величини їх гідрохімічних та гідробіологічних показників близькі до природних значень для певного регіону.

Для вод другого класу характерні певні зміни порівняно з природними, однак ці зміни не порушують екологічної рівноваги.

До третього класу належать води, які перебувають під значним антропогенним впливом, рівень якого близький до межі стійкості екологічних систем.

Води IV-VII класів – це води з порушеними екологічними параметрами, їх екологічний стан оцінюється як екологічний регрес.

Для оцінки водності річок верхів'їв Південного Бугу в роботі використовувався поширений у гідрології метод, заснований на побудові різницевого інтегрального кривих модульних коефіцієнтів річного стоку [3].

Результати дослідження та їх аналіз. Перш ніж розпочати безпосереднє представлення результатів дослідження слід окремо зауважити, що за весь період спостережень за хімічним складом річкових вод на перелічених постах (табл. 1) найбільш повно інформація представлена тільки по головних іонах. Починаючи з 1976 року, кількість інгредієнтів при оцінці якості води значно зросла, з'явилися дані по біогенних речовинах, важких металах і показниках забруднення води (жорсткість, СПАР, нафтопродукти, феноли та ін.), але відбори проб води все одно не були стабільні і впродовж досліджуваних періодів часто припинялися.

Одержані дані (ІЗВ) по кожному посту для комплексного аналізу зведені в табл. 2. Аналіз цієї таблиці показав, що з 6 досліджуваних постів найбільш сприятливі умови щодо якості води встановлені по водопосту р. Південний Буг – м. Хмельник (3,5 км вище) і р. Ров – с. Демидівка, де відповідно класи «дуже чистої» і «чистої» води

становили 52% і 17%. На інших постах ці класи не перевищували 11% – на водпосту р. Бужок – с. Меджибіж, а на водпосту р. Іква – с. Синява ці класи зовсім не зустрічалися.

Аналізуючи підвищені значення ІЗВ, які характеризують значний ступінь забруднення річкових вод, слід відзначити, що максимальний рівень забруднення (клас води «забруднена», «брудна», «дуже брудна», «надзвичайно брудна») характерний для водпоста р. Південний Буг – с. Лелітка з повторюваністю 88%, дещо нижчий показник відзначався на водпосту р. Ров – с. Демидівка і становив 78% відповідно.

Таблиця 2 – Повторюваність класів забруднення ІЗВ (у %) по постах

№	Річка – пункт	Клас якості						
		I	II	III	IV	V	VI	VII
1	р. Південний Буг – м. Хмельник	5	47	30	9	5	3	1
2	р. Південний Буг – с. Лелітка	4	4	4	4	24	24	36
3	р. Південний Буг – с. Сабаров	0	8	19	19	19	19	15
4	р. Бужок – с. Меджибіж	1	10	1	18	24	18	28
5	р. Іква – с. Стара Синява	0	0	38	20	1	40	1
6	р. Ров – с. Демидівка	0	17	5	33	25	20	0

Слід зауважити, що дані табл. 2 характеризуються деякою неоднозначністю, оскільки розраховані ряди ІЗВ мають різну довжину. По водпостах м. Хмельник, с. Демидівка і с. Меджибіж ряди спостережень за хімічним складом води мають період спостережень з 1976-1978 по 2006 рр., а по постах с. Стара Синява, с. Лелітка, с. Сабаров цей період завершується у 1985, 1989 та 1981 р. В зв'язку з цим для оцінки надійності наведених в табл. 2 даних було виконано співставлення результатів обчислення повторюваності класів якості води, одержаних за різні періоди спостережень по водпосту с. Хмельник (періоди 1976-2006 рр. і 1976-1985 рр.). В результаті було з'ясовано, що найбільш значні розходження мають II клас якості (6% і 47%), IV клас (38% і 9%), V клас (16% і 5%). Це означає, що при накопиченні даних за хімічним складом річкових вод ці показники можуть змінити свої значення.

Оцінка внеску забруднювальних речовин виконувалася по екстремальних значеннях, концентрації яких перевищували ГДК:

- р. Південний Буг – м. Хмельник – БСК₅, кисень (O₂), нафтопродукти;
- р. Південний Буг – с. Лелітка – іони нітритів (NO₂⁻);
- р. Південний Буг – с. Сабаров – нафтопродукти, феноли;
- р. Бужок – с. Меджибіж – нафтопродукти, феноли;
- р. Іква – с. Стара Синява – іони амонію (NH₄⁺);
- р. Ров – с. Демидівка – іони нітритів (NO₂⁻).

Класи забруднення води р. Південний Буг поблизу м. Хмельник за багаторічний період змінюються від I («дуже чиста») до VII («надзвичайно брудна»). Чітка динаміка в часі простежується, якщо побудувати відповідний хронологічний графік (рис. 1). Видно, що рівень забруднення переважно «чистий» та «помірно брудний». На графіку простежуються чіткі пікові значення ІЗВ (найбільше спостерігалось 03.07.1978 р. і становило 27,63, найменше – 17.10.1986 р. і становило 0,86). Протягом 1978 року якісний стан води погіршувався, йому привласнювався найвищий клас, який характеризується порушенням екологічних параметрів, а гідроекологічний стан таких вод оцінюється як екологічний регрес. Пікові значення погіршення води спостерігалися також 22.04.1980 р. і становили 6,50; 01.07.1980 р. – 7,80; 10.09.1999 р. – 8,28, коли стан якості води був віднесений до «дуже брудної» (VI класу забруднення). 3 жовтня

1999 року по грудень 2006 року якість води характеризувалася деякою стабільністю і тому її можна віднести до «чистої» (II класу якості води). Це води з певними змінами щодо природного стану, однак зміни поки що не порушили екологічної рівноваги.

Підрахунок повторюваності різних класів забруднення показав, що у 5% випадків вода була «дуже чиста», у 47% – «чиста», у 30 % – «помірно забруднена», у 9% – «забруднена», у 5% – «брудна», у 3% – «дуже брудна» і у 1% випадків була «надзвичайно брудна» (табл. 2).

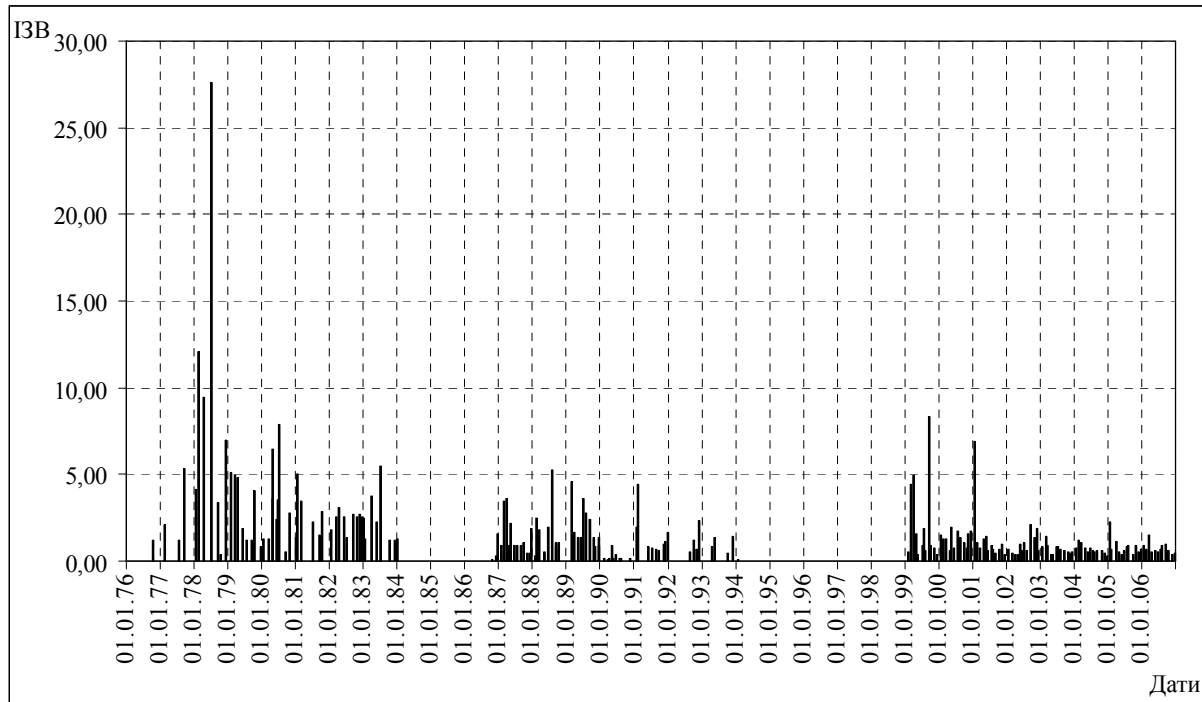


Рис. 1 – Графік динаміки індексу забруднення води (ІЗВ) на водопосту р. Південний Буг – м. Хмельник.

Класи забруднення води р. Південний Буг біля с. Лелітка змінюються від V («брудна») до VII («надзвичайно брудна»). Чіткої динаміки індексів забруднення води у часі в створі цього пункту спостережень не виявлено. Однак помітно, що рівень забруднення переважно «брудний» та «помірно забруднений». Найбільше пікове значення ІЗВ спостерігалось 03.12.1969 р. і становило 42, найменше – 29.05.1986 р. і становило 0,33 відповідно.

Підрахунок повторюваності різних класів забруднення показав, що у 4% випадків вода була «дуже чиста», у 4% – «чиста», у 4% – «помірно забруднена», у 4% – «забруднена», у 24% – «брудна», у 24% – «дуже брудна» і у 36% випадків була «надзвичайно брудна» (табл. 2).

Класи забруднення води р. Південний Буг біля с. Сабарова змінюються від II («чиста») до VII («надзвичайно брудна»). Чітка динаміка індексів забруднення води у часі також відсутня. Переважний рівень забруднення розподілився від «помірно забрудненого» до «надзвичайно брудного». Максимальна величина ІЗВ становила 25 та спостерігалась 30.01.1981 р., мінімальна – 0,99 в 11.03.1981 р.

Підрахунок повторюваності різних класів забруднення показав, що «дуже чистою» вода в створі досліджуваного поста не була жодного разу, у 8% від загального числа відібраних проб вона була «чистою», у 19% – «помірно брудною», у 19% – «забрудненою», у 19% – «брудною», 19% – «дуже брудною» і у 15% випадків була

«надзвичайно брудною» (табл. 2).

Класи забруднення вод р. Бужок біля с. Меджибіж змінюються від II («чисті») до VII («надзвичайно брудні»). Односпрямована тенденція до зміни якісного стану вод досліджуваної притоки не виявляється. Переважні класи якості варіюють від «брудного» до «надзвичайно брудного». Серед розрахованих значень ІЗВ найбільшим значенням відрізнялася величина ІЗВ 09.12.1982 р. та дорівнювала 39, найменшим значенням характеризувалася величина ІЗВ 08.09.1998 р. і становила 0,07.

Підрахунок повторюваності різних класів забруднення показав, що у 1% випадків вода характеризувалася як «дуже чиста», у 10% – «чиста», у 1% – «помірно забруднена», у 18% – «забруднена», у 24% – «брудна», у 18% – «дуже брудна» і у 28% випадків «надзвичайно брудна» (табл. 2).

Класи забруднення вод р. Іква в створі с. Синява змінюються від III класу якості («помірно забруднені») до VI («дуже брудні»). Чітка тенденція до зміни величин ІЗВ в часі не виділяється. Рівень забруднення переважно «помірно забруднений» та «дуже брудний». Максимальне значення ІЗВ спостерігалось 12.03.1983 р. і становило 13, мінімальне – 07.04.1985 р. і становило 0,28.

Підрахунок повторюваності різних класів забруднення показав, що «дуже чистий» та «чистий» класи води впродовж досліджуваного періоду не простежуються, 38% випадків характеризуються «помірно забрудненим» класом якості, 20% – «забрудненим», 1% – «брудним», 40% – «дуже брудним», 1% – «надзвичайно брудним» (табл. 2).

Класи забруднення води р. Ров біля с. Демидівка змінюються від II («чиста») до VI класу («дуже брудна»). Чіткої динаміки в часі в створі цього пункту спостережень не відзначається. Видно, що рівень забруднення змінюється від «чистого» до «дуже брудного». Найбільше пікове значення ІЗВ дорівнювало 23,5 та відзначалося 20.02.1978 р., найменше значення спостерігалось 20.04.1985 р. і становило 0,28.

Підрахунок повторюваності різних класів забруднення показав, що у 17% вода характеризується як «чиста», у 5% – «помірно забруднена», у 33% – «забруднена», у 25% – «брудна», у 20% – «дуже брудна» (табл. 2).

Відомо, що на гідрологічний режим досліджуваної річки суттєво впливає водогосподарська діяльність розвинена в її басейні. Саме тому цікавим є виявлення впливу водності років на гідроекологічний режим верхів'їв річки Південний Буг, для чого було побудовано сумісні графіки інтегральних різницевих кривих стоку води та середніх багаторічних значень ІЗВ.

Водпост р. Південний Буг – с. Лелітка, розташований на північній околиці села, в 0,1 км нижче впадіння р. Лілія. Долина річки використовується під сільськогосподарські угіддя. Вище басейну вода забирається на господарські потреби. В басейні річки є 325 ставків та 20 водосховищ. На режим рівнів впливає робота Ново-Костянтинівської ГЕС, яка розташована в 35 км вище поста. Можна відзначити, що з 1963 по 1967 рр. спостерігалася маловодна фаза водності річки. Протягом 13 років – з 1968 по 1982 рр. відбувався різкий підйом водності, який переривався періодом незначного спаду в 3 роки. Період з 1983 по 1995 рр. характеризувався значним зменшенням загальної водності річки. Після чого відбувався наступний цикл її підвищення.

Якщо аналізувати зміни величин ІЗВ, то максимальне значення спостерігалось в 1969 р. і становило 27,63, мінімальне в – 1986 р. і становило 0,57. Комплексний аналіз, показав, що в період з 1982 по 1989 рр. спостерігався відносно стійкий якісний стан, який збігався з маловодною фазою водності, та характеризувався покращенням стану річкових вод. Загальну тенденцію в змінах значень ІЗВ простежити неможливо через їх значне коливання впродовж досліджуваного періоду.

Водпост р. Південний Буг – с. Сабаров, розташований на південній околиці м. Вінниця (район Сабаров), в 0,6 км нижче греблі ГЕС. Вище створу поста в басейні річки розташовується 1022 ставка, які використовуються для господарських потреб та риборозведення, а також 40 водосховищ. На рівневий та льодово-термічний режими значно впливає робота вище розташованої Сабаровської ГЕС та скиди каналізаційних вод в 45 м вище поста.

В ході водності на цьому посту можна виділити два яскраво виражених періоди – зменшення фази водності у період з 1930 по 1964 рр., та збільшення – 1964-1991 рр. Стосовно зміни якісного стану річкових вод через дуже короткий ряд розрахованих величин гідрохімічного індексу забруднення (ІЗВ) не можна встановити більш-менш значущих відповідностей та зв'язків.

На водпосту р. Бужок – с. Меджибіж чітко простежується маловодна фаза водності у період з 1961 по 1965 рр., а з 1965 по 1971 рр., навпаки, – багатоводна. З 1972 по 1978 рр. змін водності не відбувалося. А вже з 1978 по 1982 рр. спостерігалось різке підвищення водності, з 1983 по 1987 рр. – її значне зменшення (рис. 2).

За результатами розрахунків було встановлено, що найменше значення ІЗВ спостерігалось у 1985 р. і становило 0,47. Максимальне значення дорівнювало 23,95 в 1981 р. Слід відзначити, що на описуваному посту можна простежити такий вид залежності між величинами ІЗВ та витратами води, при якому їх значення є синхронними відносно одне одного, тобто багатоводним періодам водності відповідають періоди погіршення якісного стану річкових вод та навпаки. Однак через відсутність даних спостережень за витратами води у сучасний період більш детально проаналізувати вплив водності на гідроекологічний режим річки в цьому створі неможливо.

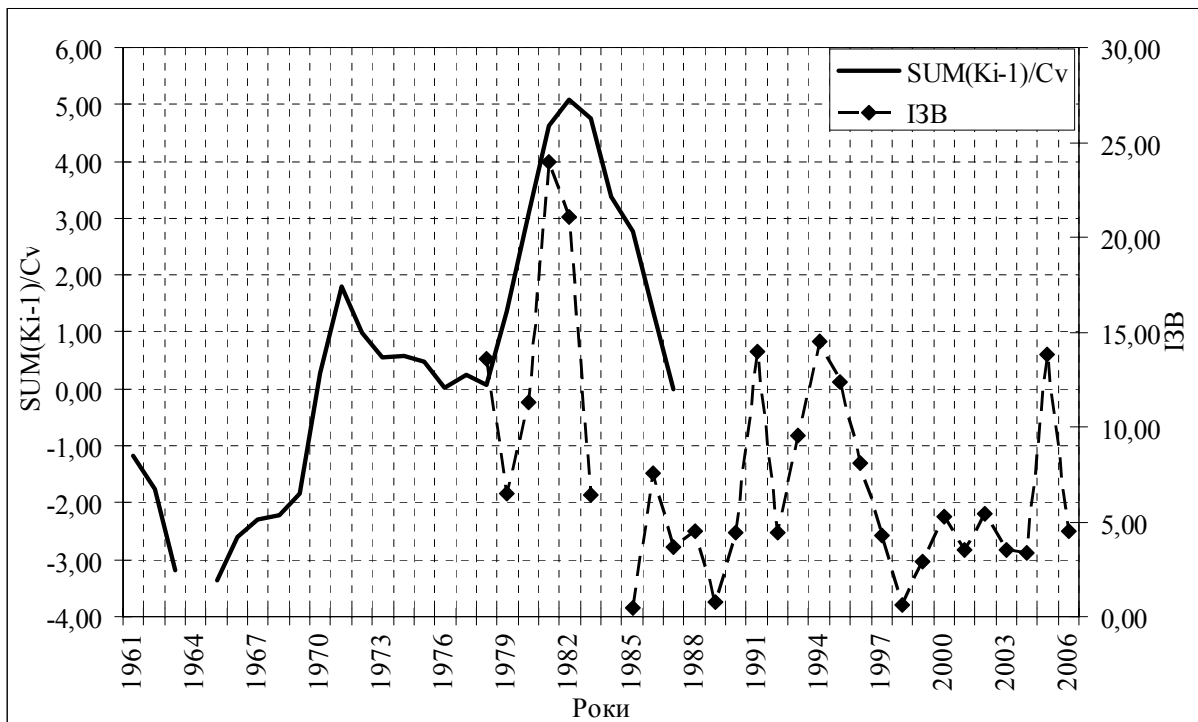


Рис. 2 – Сумісні графіки різницевої інтегральної кривої модульних коефіцієнтів та величин гідрохімічного індексу забруднення ІЗВ на водпосту р. Бужок – с. Меджибіж

Пост, розташований в с. Стара Синява на р. Іква, знаходиться на південно-східній околиці села поблизу відстійників цукрового заводу, в 3,4 км нижче моста по шосе Стара Синява – Заставці. В басейні річки вище поста здійснюється забір води для господарських потреб. На рівневий та льодово-термічний режим впливають водозатримні греблі, розташовані в 3,5 та 1,0 км вище поста, 2,5 км нижче поста, та скид промислових вод в 0,8 км вище поста.

У ході водності р. Іква на водпосту, розташованому в с. Стара Синява, можна виділити невеликий за довжиною період її зменшення з 1962 по 1967 рр., а вже починаючи з 1967 по 1985 рр. – поступове її підвищення впродовж 18 років. З 1985 р. по 1999 р. відбувалося настання чергового циклу, що характеризувався маловодною фазою, який у тій або іншій мірі виявлявся на всіх досліджуваних постах верхів'їв басейну р. Південний Буг.

Характеризуючи зміну величин гідрохімічного індексу забруднення, можна відзначити, що максимальне значення ІЗВ спостерігалось у 1981 р., становило 9,77 та збігалось з черговою фазою підвищення водності річки до максимальних значень. Слід відзначити тенденцію до збільшення рівнів забруднення річки зі збільшенням водності, хоча недостатньо довгий період спостережень за гідролого-гідрохімічними характеристиками не дає змогу підтвердити це з великою ймовірністю.

Висновки. 1) Аналіз значень ІЗВ верхів'їв р. Південний Буг підтвердив, що рівень забруднення річки з часом поступово знижується, що можна пов'язати зі зменшенням кількості стічних вод, які потрапляють до неї недостатньо очищеними. Основні причини цього – зростання можливостей очисних споруд та зменшення кількості активно працюючих підприємств через складну економічну ситуацію в Україні. 2) Переважання II та III класів якості вод свідчить про те, що вже у верхньому створі р. Південний Буг рівень антропогенного навантаження на екосистему близький до межі її стійкості і в подальшому ситуація може погіршитись, якщо не вжити запобіжних заходів. 3) Аналіз сумісних графіків коливання циклів водності та динаміки ІЗВ показав, що тенденцію до збільшення рівнів забруднення річки зі збільшенням водності, хоча недостатньо довгий період спостережень за гідролого-гідрохімічними показниками не дає змогу підтвердити це з великою ймовірністю.

Список літератури

1. *Фадеев В.В., Тарасов М.Н., Павелко В.Л.* Зависимость минерализации и ионного состава воды рек от их водного режима. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 173 с.
2. *Сніжко С.І.* Оцінка та прогнозування якості природних вод. – К.: НІКА – Центр, 2001. – 264 с.
3. *Лучшева А.А.* Практическая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 440 с.

Оценка качества воды верхней части бассейна р. Южный Буг по гидрохимическим показателям. Колодеев Е.И., Захарова М.В.

В статье для характеристики гидроэкологического состояния речных вод верхней части бассейна Южного Буга используется гидрохимический индекс загрязнения, для анализа влияния водности на качество речных вод – метод интегральных разностных кривых.

Ключевые слова: гидроэкологическое состояние, водность, гидрохимический индекс загрязнения, загрязняющие вещества.

Evaluation of water quality of the upper part basin of The Southern Bug river by hydrochemical indicators. Kolodeev E., Zakharova M.

Hydrochemical index of pollution for the characterization of hydroecological status of The Southern Bug river is used in this article to analyze the influence of water content on the quality of river water – a method of integrated difference curves.

Keywords: hydroecological status, water content, hydrochemical index of pollution, pollutants.

**ВИКОРИСТАННЯ ФОРМУЛ ОБ'ЄМНОГО ТИПУ ДО НОРМУВАННЯ
РОЗРАХУНКОВИХ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ РІЧОК**

Розглядаються науково-методичні підходи щодо використання структури об'ємних формул для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля і дощових паводків.

Ключові слова: весняне водопілля, дощові паводки, геометричні моделі формування стоку.

Вступ. Як відомо, в Україні до цього часу при визначенні розрахункових характеристик дощових паводків і весняних водопіль різної ймовірності перевищення використовується нормативна база, розроблена ще у 1983 році Держбудом СРСР. У чисельних публікаціях науковців в області гідрології неодноразово зверталась увага на те, що теоретична база, застосована при розробці діючого поки що в Україні нормативного документу СНіП 2.01.14-83 [1], є неоптимальною, а тому вдосконалення розрахунків максимальних витрат води на річках потребує, перш за все, саме обґрунтування теоретичної бази, на основі якої буде складатись новий державний норматив. Метою роботи є розробка варіанту нормативної бази в галузі розрахунку характеристик максимального стоку

Сучасний стан проблеми

За класифікацією [2], науково-методичну базу з розрахунків характеристик максимального стоку річок можна поділити умовно на такі групи:

1. Формули, засновані на геометричних моделях паводків і водопіль схилового і руслового стоку (або тільки руслового).
2. Формули, що спираються на теорію руслових ізохрон.

У геометричних моделях зручно скористатись не звичайними гідрографами стоку, а їх редуційними модифікаціями. У такому випадку вони будуть описуватись рівняннями:

а) схиловий гідрограф

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

б) русловий гідрограф

$$q_t = q_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_n} \right)^m \right], \quad (2)$$

де q'_m і q_m максимальні модулі схилового і руслового гідрографів паводків і водопіль; T_0 - тривалість схилового припливу; T_n - тривалість паводків чи водопіль;

Проінтегруємо (1) і (2) відповідно по T_0 і T_n , тоді:

а) для схилового стоку

$$Y'_m = \int_0^{T_0} q'_t dt = \frac{n}{n+1} T_0 q'_m; \quad (3)$$

б) для руслового стоку

$$Y_m = \int_0^T q_t dt = \frac{m}{m+1} T_n q_m \quad (4)$$

Беручи до уваги, що втрати припливу води зі схилів у руслову мережу незначні, то $Y'_m = Y_m$, а

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{q'_m T_0}{\frac{n+1}{n} T_n} \quad (5)$$

де $\frac{m+1}{m}$ - коефіцієнт часової нерівномірності руслового стоку; $\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівномірності схилового стоку.

З урахуванням (3) і (4)

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m \quad (6)$$

Підставимо (6) у (5), тоді

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_n} \quad (7)$$

Вираз (7) слід віднести до класичних рівнянь формул об'ємного типу. До цієї ж структури можна дійти, якщо розглядати геометрію редуційного гідрографа тільки руслового стоку. Дійсно, з (4) випливає рівняння, яке точно співпадає з (7). Значного поширення в інженерній гідрології набула дещо інша вихідна модель при обґрунтуванні розрахункової формули відносно q_m . В ній гідрограф руслового стоку представляється у вигляді нелінійного одноmodalного трикутника, утвореного перетином біля вершини гілок підйому і спаду стоку [3]. За такої схематизації

$$q_m = \frac{Y_m}{T_n} (1 + \gamma) f \quad (8)$$

де $\gamma = \frac{t_{cn}}{t_n}$ - відношення тривалостей спаду (t_{cn}) і підйому (t_n); f - коефіцієнт,

який залежить від форми кривих підйому і спаду, а також співвідношення $\gamma = \frac{t_{cn}}{t_n}$,

оскільки

$$f = \frac{(m'+1)(n'+1)}{(n'+1) + \gamma(m'+1)} \quad (9)$$

m' і n' - показники степеня у рівняннях підйому і спаду гідрографів стоку.

Порівняння структур (7) і (8) свідчить про їх відповідність, бо $(1 + \gamma)f$ у формулі Д.Л. Соколовського [3] співпадає з $\frac{m+1}{m}$ - у структурі (7).

Формули, засновані на геометричних моделях у спрощеному варіанті, на практиці зазвичай зводяться до редуційних структур і дуже рідко використовуються об'ємні розрахункові схеми. Найбільш відомими і поширеними в інженерній гідрології серед методик, заснованих на теорії руслових ізохрон, є моделі, свого часу запропоновані А.М. Бефані, А.В. Огієвським, Й.А. Железняком, П.Ф. Вишневським, В.І. Мокляком й ін. Не зупиняючись на авторських розробках, зауважимо лише, що у розрахункових побудованнях зроблені деякі припущення, які не можна вважати оптимальними.

Запропонована методика. Реалізувати (7) і (8) досить складно, особливо

останнє рівняння. Труднощі в обох варіантах базових структур пов'язані, перш за все, з необхідністю визначення і подальшого нормування тривалості T_n . Крім того, у (8) невідомим є також t_{cn} і t_n , з одного боку, та показники степеня n' і m' кривих спаду (t_{cn}) і підйому (t_n), з іншого. Необхідно зауважити, що T_n фактично є комплексним параметром ступеня трансформації паводків і водопіль як на схилах, так і в русловій мережі. Зокрема, теоретично

$$T_n = T_0 + t_p + \Delta t = T_0 \left(1 + \frac{t_p}{T_0} + \frac{\Delta t}{T_0} \right), \quad (10)$$

де t_p - тривалість руслового добігання паводкових і повеневих хвиль; Δt - час спорожнення русло – заплавних ємностей.

Таким чином, у (10) відношення $\frac{t_p}{T_0}$ характеризує розпластування паводків і водопіль під впливом руслового добігання t_p , а $\frac{\Delta t}{T_0}$ - їх трансформацію завдяки русло – заплавному регулюванню. Серед складових рівняння (10) відсутні зовсім експериментальні матеріали по Δt , а тому обґрунтувати об'єм регулювання у межах окремих водозборів Δt практично неможливо. Правда, є позитивний досвід використання структури (7) для нормування розрахункових характеристик весняних водопіль на території Західного Сибіру [4].

З метою реалізації (7) чисельник і знаменник в ньому домножуються на $(T_0 + t_p)$, тоді

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_0 + t_p} k_n, \quad (11)$$

$$\text{де } k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n} = \frac{1}{1 + \frac{(t_p + \Delta t)}{(T_0 + t_p)}} \leq 1.0 - \text{ комплексний параметр русло – заплавної}$$

трансформації паводків або водопіль.

Вирішується (11) в декілька етапів. На першому з них k_n береться на рівні одиниці, що фізично відповідає умовам відсутності русло – заплавного регулювання і розпластування під впливом добігання паводкових чи повеневих хвиль. Обмеження щодо k_n дають змогу з структури (11) виразити T_0 , причому

$$T_0 = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{q_m} - t_p. \quad (12)$$

Зрозуміло, що всі значення T_0 , розраховані за такою схемою, враховуючи, що $k_n \leq 1.0$, будуть завищеними, окрім випадку, коли площа водозбору $F \rightarrow 0$. Побудова залежності T_0 (першого наближення) від розподілу водозборів надає змогу визначення регіонального середнього значення тривалості схилового припливу T'_0 (як відрізок на осі ординат залежності $T_0 = f[g(F+1)]$ при $F=0$). Використовуючи T'_0 , досить просто з (11) виразити k_n

$$k_n = \frac{m}{m+1} \frac{q_m}{Y_m} (T'_0 + t_p). \quad (13)$$

Тепер є можливість побудувати залежність збірний коефіцієнт русло – заплавного регулювання і розпластування k_n від розміру водозборів.

Як правило, при дослідженнях максимального стоку виникають проблеми просторового узагальнення деяких розрахункових параметрів, головним чином, через відсутність спостережень на великих водозборах. Запропонована методика стосовно коефіцієнта k_n позбавлена цього недоліку, оскільки теоретично при $F \rightarrow 0$ він дорівнює одиниці, виходячи з фізичних умов його існування. Іншими словами, емпіричні залежності $k_n = f[lg(F + 1)]$ повинні не лише відповідати спостереженим значенням, але й обов'язково у верхній частині проходити через точку $k_n = 1.0$ при $F = 0$.

Спираючись за обґрунтовану залежність $k_n = f[lg(F + 1)]$ та рівняння (11), визначаються розрахункові величини T_0 у другому наближенні, тобто

$$T_0 = \frac{m + 1}{m} \frac{Y_m}{q_m} k_n - t_p. \quad (14)$$

Визначені таким чином фінальні значення тривалості схилового припливу T_0 підлягають дослідженню на їх зумовленість місцевими чинниками (залісеністю та заболоченістю водозборів, карстом). Як правило, перелічені фактори стоку є природними чинниками зарегулювання дощових паводків і весняних водопіль на схилах.

Наведена робоча схема розрахунку T_0 була реалізована авторами на прикладі максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять. В статті розглядається дещо інший варіант визначення тривалості схилового припливу T_0 . Він полягає в наступному. Використовуючи, як і у попередньому варіанті вихідну структуру (7), чисельник і знаменник у ній домножуються на T_0 . Тоді

$$q_m = \frac{m + 1}{m} \frac{Y_m}{T_0} k'_n, \quad (15)$$

де $k'_n = \frac{T_0}{T_n} = \frac{1}{1 + \frac{t_p}{T_0} + \frac{\Delta t}{T_0}} \leq 1.0$ - комплексний параметр розпластування паводкових і

повеневих хвиль під впливом руслового добігання $\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ і русло – заплавного регулювання $\left(\frac{\Delta t}{T_0}\right)$.

Рівняння (15) і (11), які у подальшому використовуються для визначення T_0 і коефіцієнтів русло – заплавного регулювання і розпластування, відрізняються тим, що у формулу (11) входить тривалість руслового добігання t_p , а у виразі (15) – вона відсутня. Тобто структура (15) є більш спрощеним варіантом при вирішенні задачі визначення T_0 . Щодо k_n і k'_n , то вони знаходяться у такому співвідношенні

$$k_n = k'_n \left(1 + \frac{t_p}{T_0}\right), \quad (16)$$

а

$$k'_n = \frac{k_n}{\left(1 + \frac{t_p}{T_0}\right)}$$

Взагалі ж $k_n/k'_n = \left(1 + \frac{t_p}{T_0}\right) \geq 1.0$. (17)

З іншого боку очевидно, що в структурі (15) не використовуються морфометричні характеристики окремих водозборів, які є складовими при розрахунку тривалості руслового добігання в (11). Але, як свідчать дані по басейну р. Прип'ять, ця обставина не буде суттєво впливати на кінцевий результат. На рис. 1 наведено емпіричну залежність між t_p (год) і F . Описується вона рівнянням

$$t_p = (F + 1)^{0.475} - 1, \quad (18)$$

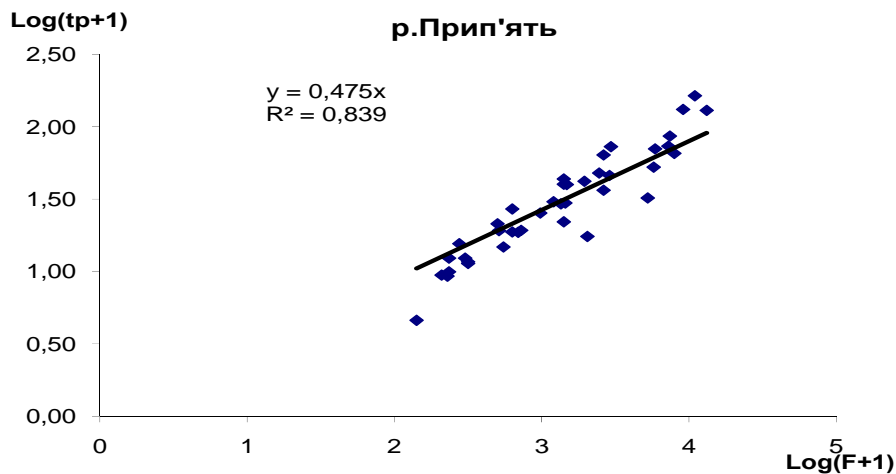


Рис.1 - Залежність тривалості схилового припливу від розміру водозборів (басейн р. Прип'ять).

при коефіцієнті кореляції $r = 0.92$.

Визначення невідомих параметрів T_0 і k'_n відбувається за тією ж схемою, що й у попередньому випадку. На першому етапі (при $k'_n = 1.0$ відповідно до (15))

$$T_0 = \frac{m+1}{m} \frac{Y}{q_m}. \quad (19)$$

Після побудови залежності для розрахованих T_0 від розміру водозборів встановлюється регіональне значення T_0' . На його основі та із залученням (15) обчислюються коефіцієнти русло – заплавного регулювання і розпластування k'_n

$$k'_n = \frac{m}{m+1} T_0' \frac{q_m}{Y_m}. \quad (20)$$

Узагальнення k'_n здійснюється в залежності від розміру водозборів, оскільки його складові визначаються відношеннями t_p/T_0 і $\Delta t/T_0$, зумовленими F . Як і у випадку k_n , коефіцієнт k'_n у верхній частині залежності $k'_n = f(F)$ виводиться на одиницю при $F = 0$.

Після цього на основі (15) встановлюються розрахункові величини T_0

$$T_0 = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{q_m} k'_n \quad (21)$$

Після визначення невідомих, а точніше – невимірюваних параметрів розрахункових формул (11) і (15), виникає питання щодо структури самої формули. У науково – методичному відношенні вона повинна описувати безпосередньо природний процес «схилувий приплив – русловий стік».

Для приведення (11) і (15) до операторного вигляду повернемося до рівняння (6), з урахуванням якого:

а) в редакції (11)

$$q_m = q'_m k \left(\frac{t_p}{T_0} \right) k_m k'_n \quad (22)$$

б) в редакції (15)

$$q_m = q'_m k_m k'_n \quad (23)$$

де $k \left(\frac{t_p}{T_0} \right) = \frac{1}{1 + \frac{t_p}{T_0}}$ - коефіцієнт розпластування паводкових і повеневих хвиль під

впливом тривалості руслового добігання; $k_m = \frac{m+1}{m} \frac{n}{n+1}$ - коефіцієнт трансформації

форми гідрографів стоку.

Співставляючи (22) і (23), можна прийти до об'єднаної структури розрахункової формули максимального стоку дощових паводків і весняних водопіль об'ємного типу, а саме

$$q_m = q'_m k_m k'_n \quad (24)$$

Висновок. Авторами розглянуті два варіанти формул максимального стоку, заснованих на геометричній моделі редуційних гідрографів стоку паводків і водопіль. В структурі формул об'ємного типу запропоновані науково – методичні підходи щодо обґрунтування таких невимірюваних параметрів як тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі і коефіцієнти русло – заплавного регулювання паводків і водопіль.

Структура рівняння (24) рекомендується як один із варіантів при підготовці в Україні нового нормативного документу з розрахунків характеристик максимального стоку дощових паводків і весняних водопіль, замість застарілого, але поки що діючого СНІП 2.01.14-83.

Список літератури

1. *Пособие по определению расчетных характеристик.* - Л.: Гидрометеиздат, 1984.- 448 с.
2. *Гопченко Є.Д., Гушля О.В.* Гідрологія суші з основами водних меліорацій. - К.: ІСЛО, 1994. - 296 с.
3. *Соколовский Д.Л.* Речной сток. - Л.: Гидрометеиздат, 1968. - 538 с.
4. *Гопченко Є.Д., Сербов Н.Г.* Метод расчета максимального стока весеннего половодья рек Западно – Сибирской равнины // *Методология и гидрология.* - 1990. - № 5. - С. 79-85.

Использование формул объемного типа к нормированию расчетных характеристик максимального стока. Гопченко Е.Д., Погорелова М.П., Романчук М.Е., Бурлуцкая М.Э.

Рассматриваются научно – методические подходы по использованию структуры объемных формул для нормирования расчетных характеристик максимального стока дождевых паводков и весенних половодий.

Ключевые слова: *весеннее половодье, дождевые паводки, геометрические модели формирования стока.*

Using of formulas of volume type to rationing of calculated characteristics of the maximum runoff.

Gopchenko E.D., Pogorelova M.P., Romanchuk M. E, Burlutskaya M. E.

Scientific and methodical approaches on using of volume formulas structure for rationing of calculated characteristics of the maximum runoff of rain high waters and spring high waters are considered.

Keywords: *spring high water, rain high waters, geometrical models of formation of runoff.*

Н.Г. Сербов, к.г.н., Д.Е. Сухарев, к.ф.-м.н., А.К.Балан, ст. преп.
Одесский государственный экологический университет

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПАВОДКОВ И ВРЕМЕННЫХ ФЛУКТУАЦИЙ КОНЦЕНТРАЦИЙ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ В РЕЧНОЙ ВОДЕ НА ОСНОВЕ МНОГОФАКТОРНОГО СИСТЕМНОГО ПОДХОДА

На основе нового метода описания экстремальных гидрологических явлений (паводков), базирующегося на многофакторном системном подходе и мультифрактальном формализме, проведено численное моделирование характеристик ряда уникальных паводков для бассейна р. Rybaric (плоскогорье Strazov, Словакия) и флуктуационных временных трендов изменения концентраций нитратов для ряда водосборов в пяти регионах Малых Карпат.

Ключевые слова: *метод многофакторного системного моделирования, паводки, временные тренды изменения концентраций нитратов*

Введение. Развитие количественно приемлемых и достаточно эффективных математических моделей для описания паводковых явлений в гидрологии и одновременно адекватно отражающих сложнейшую физику гидрологического цикла, а также динамику изменения концентраций загрязняющих веществ по-прежнему относится к числу наиболее фундаментальных и крайне актуальных ключевых задач современной гидрологии [1-13]. Разумеется, к настоящему времени разработаны различные классы, в частности, динамических и вероятностно-стохастических моделей расчета и прогноза характеристик речного стока, динамики загрязнения речных систем. Как правило, искомые динамические модели базируются на использовании уравнений типа Сен-Венана, либо Навье-Стокса, обладая при этом весьма важными достоинствами (ясная физическая суть моделей, вполне допустимые аппроксимации и т.д.). Тем не менее, их корректная реализация по-прежнему далека от удовлетворительного уровня. В последнее десятилетие активно стали развиваться более простые с физической и вычислительной точки зрения, однако, более эффективные с точки зрения количественного решения указанных выше проблем модели, обычно называемые системными (или кибернетическими). В то же время, успех применения этих моделей во многом определяется корректностью их калибровки, а также максимально точным учетом так называемых внутренних симметрий. В серии работ [13-20] был развит новый подход к описанию экстремальных гидрологических явлений, в частности, экстремально высоких паводков, базирующийся на многофакторном системном подходе и мультифрактальном формализме. Как частный случай искомого подхода [17-20]), рассматривались системные модели с «множеством входов» (в простейшем случае одним) и «одним выходом». В отличие от известного класса моделей типа «black-box» моделей [2-4] в таких моделях более адекватно отражены физические особенности гидрологического цикла. Тестовые расчеты и сравнение теоретических данных с данными наблюдений по расходам, соответствующим экстремальным паводкам 1996, 1997 г. на примере р. Дунай, продемонстрировали достаточную эффективность подхода и удовлетворительное согласие теории с данными наблюдений [16-20]. В данной работе многофакторный системный подход («black-box» модель) применен для численного моделирования характеристик ряда уникальных паводков для бассейна р. Rybaric (плоскогорье Strazov, Словакия) и флуктуационных временных трендов изменения концентраций нитратов для ряда водосборов в пяти регионах Малых

Карпат с целью дальнейшей апробации и исследования возможностей системного подхода.

Метод расчета. Остановимся кратко на ключевых моментах метода расчета. Полное изложение метода дано в работах [13,17-20]. Фундаментальной характеристикой модели является, согласно [13], характеристическая функция выхода нелинейной системы, которая определяется суммой нелинейной компоненты, определяемой мгновенным и запаздывающим откликом 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 мини водосборов (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 мини-водосборной площади; $U_{i,k}$ – обозначает дискретные серии ординат нелинейной части функции отклика, которые суммируются далее, скажем, в коэффициент стока, U_i – то же для линейной части.

Модель калибруется по числу серий отдельных данных по дождевым осадкам (альтернативные параметры входа – начальные данные о загрязняющих веществах) или другим внешним воздействиям и соответствующему стоку. Уравнение (1) с учетом p ($p=1, NN$) числа серии данных записывается в следующем виде

$$Q_t^p = \sum_{j=1}^J \sum_{i=1}^{n(j)} \sum_{k=1}^{n(j)} U_{i,k}^{(j)} P_{t-i+1}^{(j),p} P_{t-k+1}^{(j),p} + \sum_{j=1}^J \sum_{i=1}^{l(j)} U_{i+n}^{(j)} P_{t-(i+n)+1}^{(j),p}. \quad (2)$$

Решение уравнения (2) для калибровочной серии N значений расходов Q_1, Q_2, \dots, Q_N естественно представимо в вектор-матричной форме

$$Q = P^{(1)}U^{(1)} + P^{(2)}U^{(2)} + \dots + P^{(j)}U^{(j)}. \quad (3)$$

Уравнение (1) может быть также записано 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 [7,10,11]. Более детально численные аспекты определения спектра изложены, например, в [4-6].

Результаты расчета и выводы А. В [18] в качестве приложения метода были выполнены оценки паводковых расходов и проведено сравнение их с наблюдаемыми

для бассейна р. Rybaric (плоскогорье Strazov, Словакия) (см. детальное описание см. в работе [12,18]). Все необходимые для реализации модели данные взяты из отчетов [11,12] (и ссылок, приведенных там). Модель калибровалась по данным 1991-1993 гг. В [16] приведены результаты тестовых расчетов (реализовывался 3-входовой вариант модели [16]) вместе с эмпирическими данными, а также результатами расчетов в рамках модели NONLIN для р. Дунай [12]. Тестовые расчеты для р. Дунай продемонстрировали достаточно приемлемое согласие теории с данными эмпирических наблюдений.

В табл. 1 представлены данные по наблюдаемым [11] и рассчитанным расходам (в л/с), соответствующим паводкам в период 17-21 марта 1996г р. Rybaric. Детальный анализ полученных данных и их сравнение с наблюдаемыми данными показывает, что наша модель (реализовывался 3-входовой вариант модели) обеспечивает достаточно хорошее согласие искомых данных и позволяет отследить количественно адекватно аппроксимировать расходы, очевидно, даже и даже в случае экстремальных событий. Естественно, модель допускает дальнейшее улучшение за счет более адекватного учета нелинейности системы, прямого включения в схему функций отклика и т.д.

Таблица 1 - Наблюдаемые и рассчитанные расходы (18.03.1996г., р. Rybaric)

Продолжит. (часы)	Наблюдаемые значения расхода	Рассчитанные значения расхода
1	0.5	0.5
2	1.0	1.0
4	9.7	10.3
6	32.2	33.9
8	43.7	45.8
10	32.1	35.4
12	17.5	19.0
14	8.8	9.5
16	6.9	7.5
20	4.2	4.4
24	1.7	1.9

Далее приведем результаты изучения временных флуктуационных трендов химического загрязнения (на примере нитратов и аналогичных соединений) для ряда речных водосборов в пяти регионах Карпат (с использованием данных экспериментальных гидрологических исследований, выполненных сотр. Института гидрологии Академии наук Словакии) [12]. На рис. 1 приведены эмпирические данные (ежедневных замеров) $n_{\text{эмп}}$ в семи водосборах в течение гидрологического года 1988/1989 (из работ [12,18]). В [12] также приведены детальные количественные данные (ежедневных замеров) по значениям концентраций хлоридов в искомых водосборах за указанный выше период. Для изучения временных трендов флуктуационных изменения концентраций хлоридов и аналогичных соединений, как и в случае выполненных ранее исследований динамики флуктуационных изменений концентраций нитратов, фосфатов и др. (см. [16-20]) представляется целесообразным применение многофакторного системного подхода, в частности, использование “black-box” модели типа (1)-(5), а также мультифрактального формализма [13-16,21]. В табл. 2 представлены эмпирические данные по максимальному, минимальному, среднему (месячные) значениям стока R и входному на ед. площади водосбора потоку нитратов L . Также в

этой таблице приведены эмпирические ($n_{эмп}$) [12], интерполяционные ($n_{инт}$) [12] и расчетные ($n_{расч}$) в рамках “black-box” модели (1)-(5) значения концентраций нитратов в водосборах Lesny и Rybarik, причем вариант а соответствует простейшей 1-входовой версии модели [18], б – трех-входовой версии (данная работа). Как и следовало ожидать, последняя версия обеспечивает количественно более точное описание концентраций (за исключением среднего значения концентрации в случае водосбора Lesny). Разумеется, химическое загрязнение речной воды является результатом взаимодействия многих факторов, включая гидрологический, геологический, антропогенный факторы.

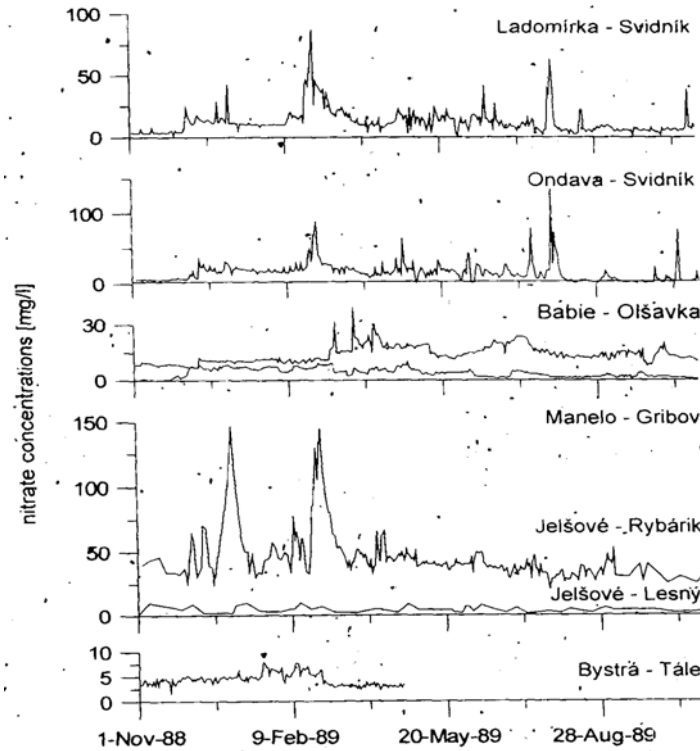


Рис. 1 - Эмпирические данные (ежедневных замеров) $n_{эмп}$ в семи водосборах в течение гидрологического года 1988/1989 (из работ [16]).

Таблица 2 – Максимальное, минимальное и среднее (месячные) значения стока R (мм), концентрации нитратов n ($мг \cdot л^{-1}$; $n_{эмп}$ - эмпирические данные [12]; $n_{инт}$ – интерполяционные значения [12]; $n_{расч}$ – наша оценка в рамках “black-box” модели (а: 1-входовой вариант [18]; б: 3-входовой вариант) и входного на ед. площади водосбора потока нитратов L ($кг \cdot месяц^{-1}$) в водосборах Lesny и Rybarik.

Водо-Сборы	Rybarik			Lesny		
	Макс.	Мин.	Среднее	Макс.	Мин.	Среднее
R	96,1	1,8	14,9	58,5	0,50	9,35
L	39,4	0,29	4,46	2,9	0,01	0,36
$n_{эмп}$	77,9	15,0	35,4	7,50	1,01	3,60
$n_{инт}$	56,3	25,8	36,1	6,31	1,50	3,30
$n_{расч-a}$	68,4	18,2	35,8	7,20	1,22	3,51
$n_{расч-b}$	72,5	16,4	35,6	7,38	1,13	3,44

Отсюда, очевидно, что простые системные (по существу, кибернетические) модели типа изложенной дают некое усредненное описание процессов с неявным учетом многочисленных физико-химических и географических факторов (см. также [9,21]). Действительно, уровень содержания и особенности распределения загрязняющих веществ в водной среде определяются совокупностью факторов, в частности, и близостью источников загрязнения, и физико-химическими свойствами веществ, и гидродинамическими, биогеохимическими, термодинамическими и др. условиями. Естественно, их следует рассматривать отдельно и явно, вводя соответствующие блоки. Тем не менее, даже простые системные подходы позволяют надежно установить корреляцию между величиной стока и значениями концентрации загрязняющих веществ, в частности, нитратов для всех экспериментально исследованных речных водосборов в пяти регионах Карпат.

Список литературы

1. *Кучмент Л.С., Демидов В.Н., Мотовилов Ю.Г.* Формирование речного стока.- М.: Наука, 1993.
2. *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.
3. *Maftuoglu R.F.* New models for non-linear catchment analysis// *Journal of Hydrology (Elsevier)*.-1984.-Vol.73.-P.335-357.
4. *Maftuoglu R.F.* Monthly runoff generation by non-linear models// *Journal of Hydrology (Elsevier)*.-1991.-Vol.125.-P.277-291.
5. *Kothyari 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.
6. *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.
7. *Гопченко Е.Д., Романчук М.Е.* Математическая модель для расчета характеристик экстремально высоких паводков и половодий на территории Придунайских озер// *Метеорология, климатология и гидрология*.-2001.-№42.-С.39-50.
8. *Найнал С., Иваненко А.Г.* Стохастическая модель гидрографа рек Суринама // *Метеорология, климатология и гидрология*.-1993.-№29.-С.32-47.
9. *Глушков А.В., Сафранов Т.А., Баланюк Е.П.* Флуктуации концентрации хлорированных углеводородов в экосистеме северо-западной части черного моря: анализ и моделирование на основе аппарата функций отклика и данных натурных наблюдений// *Метеорология, климатология, гидрология*.-2005.-№49.-С.527-535.
10. *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; The Netherlands)*.-1999.-Vol.223.-P.85-106.
11. *Miklanek P., Kostka Z., Holko L.* Mountainous basins- The necessity of intercomposition of hydrological processes inside the basins.- *Nat. Rep.1200 Methods of hydrological basin comparison*.-Wallingford (UK).-2004.-P.46-56.
12. *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.
13. *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.

14. 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.
15. 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). – 2006. – Vol. 322. – No. 1-4. – P. 14-24
16. Глушков А.В., Хохлов В.Н., Сербов Н.Г., Балан А.К., Бунякова Ю.Я., Баланюк Е.П. Низкоразмерный хаос во временных рядах концентраций загрязняющих веществ в атмосфере и гидросфере// Вісник ОДЕКУ.-2007.-№4.-С.337-348.
17. 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.
18. 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 ОДЕКУ.- 2008.-№6.-С.7-13.
19. Сербов Н.Г. Многофакторный системный и мультифрактальный подходы в моделировании среднемесячных расходов на примере р. Дунай// Український гідрометеорологічний журнал.-2010.-№5.-С.179-183.
20. Сербов Н.Г., Сухарев Д.Е., Балан А.К. Многофакторный системный и мультифрактальный подход к моделированию экстремально высоких паводков на примере р. Дунай // Український гідрометеорологічний журнал.-2010.-№7.-С.167-171.
21. 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.

Моделювання паводків та часових флуктуаций концентраций забруднюючих сполук у річній воді на основі багатофакторного системного підходу.

Сербов М.Г., Сухарев Д.Е., Балан А.К.

На підставі нового методу опису екстремальних гідрологічних явищ, який базується на багатофакторному системному підході і мультифрактальному формалізмі, проведено чисельне дослідження характеристик ряду унікальних паводків для водозбору Rybaric (плато Strazov, Словачія) та флуктуацийних часових трендів зміння концентраций нітратів для ряду водозборів у 5 регіонах Малих Карпат.

Ключові слова: метод багатофакторного системного моделювання, паводки, часові тренди зміни концентраций нітратів

Modelling the runoffs and temporal fluctuations of the pollution substances concentrations in a river water on the basis of a multi-factor systems approach.

Serbov N.G., Suharev D.E., Balan A.K.

It was carried out numerical modelling characteristics for a number of unique hydrological events for basin (highlands Strazov, Slovakia) and fluctuation temporal trends of changing nitrates concentrations in some catchments in 5 regions of the Small Carpathians on the basis of the new approach combining the multi-factor systems approach and multi-fractal formalism.

Kew words: multi-factor systems modeling approach, runoffs, temporal trends of nitrates concentration changes

А.А. Свинарченко, к.ф.-м.н., Д.Е. Сухарев, к.ф.-м.н.
Одесский государственный экологический университет

МНОГОФАКТОРНЫЙ МУЛЬТИФРАКТАЛЬНЫЙ ПОДХОД К МОДЕЛИРОВАНИЮ ХАРАКТЕРИСТИК РЕЧНОГО СТОКА

На основе мультифрактального формализма с использованием алгоритма Грассбергера-Прокаччиа проведено моделирование характеристик речного стока на примере р. Дунай и оценены величины фрактальных размерностей.

Ключевые слова: *метод мультифрактального моделирования, речной сток, фрактальная размерность.*

Введение. В последнее десятилетие в различных областях геофизики, в том числе, и в гидрологии, активно применяются методы моделирования характеристик речного стока, базирующиеся на фрактальных и мультифрактальных моделях (см., напр., [1-16]). Искомые модели в отличие от классических гидродинамических или вероятностно-стохастических методов в приложении к гидрологическим задачам обладают целым рядом достоинств, в том числе, достаточно высокой степенью корректности и прогнозируемости. Хотя, разумеется, вопросы точности и корректности использования мультифрактальных моделей по-прежнему остаются в центре многочисленных исследований во многом из-за сложности проблематики прогноза эволюции динамических систем с внутренними взаимодействиями стохастического типа.

Разумеется, понятие динамической системы в математическом смысле слова является основной задачей моделирования, а значит, и предсказания эволюции состояния во времени. Задача предсказания будущего по известному настоящему является основной задачей науки вообще и нелинейной динамики в частности. Одним из замечательных свойств нелинейных систем является смена режимов их функционирования при изменении управляющих параметров. Уместно напомнить, что динамические системы могут демонстрировать бифуркации и катастрофы. Один режим теряет устойчивость, гибнет, ему на смену приходит другой и т.д. На языке математики описание этих свойств динамических систем дается теорией устойчивости и бифуркаций. В нелинейных динамических системах, как было установлено сравнительно недавно, возможны режимы колебаний, близкие по характеристикам к случайным процессам, включая явление детерминированного хаоса. Далее, естественно водится понятие аттрактора нелинейной диссипативной динамической системы как математического образа установившегося режима ее функционирования. Если периодическим автоколебаниям в классической теории отвечает математический образ в виде предельного цикла Пуанкаре, то общее понятие аттрактора служит образом любого режима установившихся колебаний. Если динамическая система является нелинейной, применение стандартного преобразования Фурье не даст, скорее всего, какого-либо удовлетворительного результата, как в случае линейной системы. Связано это с тем, что процессы (примеры гидрологических процессов относятся к весьма ярким примерам), приводящие к хаотическому режиму, являются фундаментально многомерными. Поэтому необходимо восстанавливать фазовое пространство системы, как можно лучше используя информацию, содержащуюся в характеристике системы, описываемой величиной, скажем, $s(n)$. Этот процесс реконструкции приведет некоему набору d -мерных векторов $y(n)$, которые заменят наблюдаемые скалярные данные, и

заключается в сочетании динамических концепций о нелинейных системах, как о генераторах информации, и геометрических представлений о том, как обнаружить аттрактор при помощи координат, определенных на основе их информационно-теоретического содержания.

Цель настоящей работы – долгосрочное моделирование характеристик речного стока на примере р. Дунай на основе мультифрактального формализма [13-16] и оценка величин фрактальных размерностей для годового, максимального и минимального расходов (данные для р. Дунай (станция Девин-Братислава) в период с 1 по 2001гг.).

Мультифрактальный подход. Поскольку искомый подход детально излагался в ряде известных публикаций (см., напр.[1-6]), здесь мы ограничимся лишь изложением основных блоков нашего метода моделирования, основывающегося на работах [4,13-16] (пакет “Geomath”).

Для выявления фрактальных особенностей во временных рядах флуктуаций речного стока ранее обычно используется классическая версия мультифрактального формализма [1]. Фундаментальной характеристикой является мультифрактальный спектр. Для однородных фракталов скейлинг описывается одной фрактальной размерностью. Неоднородные объекты обычно характеризуются спектром $D(q)$ фрактальных размерностей (фрактальная размерность равна $D(0)$, а функция $D(q)$, собственно говоря, и трактуется как мультифрактальный спектр). С математической точки зрения, ключевая задача мультифрактального формализма (вычисления мультифрактального спектра) сводится к нахождению сингулярного спектра $f(\alpha)$ меры μ . Последний ассоциирует хаусдорфову размерность с сингулярным показателем α , что позволяет вычислить степень сингулярности $N_\alpha(\varepsilon) = \varepsilon^{-f(\alpha)}$, где $N_\alpha(\varepsilon)$ есть число гиперкубов, необходимых для того, чтобы охватить меру и ε -размер каждого гиперкуба. Функция распределения Z извлекается из этого спектра

$$Z(q, \varepsilon) = \sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} \mu_i^q(\varepsilon) \approx \varepsilon^{\tau(q)} \quad \text{for } \varepsilon \rightarrow 0. \quad (1)$$

Здесь $\tau(q)$ есть спектр, который может быть получен путем преобразованием Лежандра сингулярного спектра $f(\alpha)$.

Далее элементарно из спектра $\tau(q)$ может быть получен спектр обобщенных фрактальных размерностей

$$D_q = \frac{\tau(q)}{(q-1)}. \quad (2)$$

Более детально численные аспекты определения спектра на основе классического фрактального формализма изложены, например, в [1-4].

Более эффективным, на наш взгляд, прежде всего, в вычислительном отношении оказывается метод Грассбергера-Прокаччия [6], называемый также методом корреляционной размерности. В последние годы в ряде работ этот подход с успехом был использован при решении целого ряда задач гидрометеорологии, геофизики, квантовой геометрии и т.д. [1-8,15-20]. Заметим, что этот подход оказывается крайне удобным при решении задачи прогнозирования эволюции динамической системы, на одном из этапов решения которой возникает задача восстановления фазового пространства. Задача определения размерности вложения предполагает восстановление настолько большого Евклидова пространства R^d , чтобы весь ряд точек размерности d_A мог быть развернут без какой-либо неопределенности. Согласно положениям теоремы вложения важно иметь такую размерность d_E , чтобы она была больше d_A , тогда как

выбор $d_E < d_A$ неприемлем в любом случае. Другими словами, не нужно искать размерность d_A , а можно взять какую-то заведомо большую размерность d_E . Например, в случае низкоразмерного хаоса можно априори задать размерность вложения 10 или даже 15, что с точки зрения математики будет вполне приемлемо. Однако при этом возникают две проблемы. Во-первых, большинство данных требуют перебора вариантов при компьютерных расчетах в пространстве R^d , и машинное время экспоненциально возрастает в зависимости от размерности вложения. Во-вторых, в присутствии шума или других высокочастотных компонентов во временных рядах, в «дополнительные» размерности, не обусловленные динамикой системы, попадают исключительно высокочастотные составляющие сигнала. Поэтому нужно отыскивать именно размерность d_A . Хотя методик, позволяющих восстановить размерность аттрактора достаточно много (см., например, [2-4]), одной из наиболее широко используемых при исследовании наличия хаоса во временных рядах является именно метод Грассбергера-Прокаччия [6]. Этот метод использует корреляционный интеграл функции $C(r)$ для того, чтобы найти различия между хаотическими и стохастическими системами, и определяемый как

$$C(r) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{2}{N(n-1)} \sum_{\substack{i,j \\ (1 \leq i < j \leq N)}} H(r - \|y_i - y_j\|), \quad (3)$$

где H – ступенчатая функция Хевисайда, $H(u) = 1$ для $u > 0$ и $H(u) = 0$ для $u \leq 0$;
 r – радиус сферы с центром в y_i или y_j ;
 N – длина временного ряда.

Если временной ряд характеризуется аттрактором, то корреляционный интеграл $C(r)$ соотносится с радиусом r посредством

$$d_2 = \lim_{\substack{r \rightarrow 0 \\ N \rightarrow \infty}} \frac{\log C(r)}{\log r}, \quad (4)$$

где d_2 – корреляционная размерность, которую можно определить как наклон линии в координатах $\log C(r)$ и $\log r$ посредством среднеквадратического подбора прямой линии в некотором диапазоне r , называемом диапазоном масштабирования.

Если корреляционная размерность достигает насыщения на некотором значении размерности вложения, то динамика системы в целом рассматривается как хаотическая. Значение корреляционной размерности, при котором она достигает насыщения, определяется как корреляционная размерность аттрактора (d_A). Ближайшее целое число большее, чем d_2 , дает оптимальную (необходимую) размерность вложения d_E для реконструкции фазового пространства или количество переменных, необходимых для моделирования динамики системы. С другой стороны, если корреляционная размерность неограниченно увеличивается с ростом размерности вложения, динамика системы рассматривается как стохастическая. Фактически, искомый алгоритм позволяет непосредственно получить данные о фрактальных свойствах системы, а также крайне важную информацию о поведении динамических переменных системы. В настоящее время имеется целый ряд численных кодов для мультифрактального моделирования на РС (см., напр., [1-4]).

Результаты расчета и выводы. Нами выполнен мультифрактальный анализ данных по среднегодовому, максимальному и минимальному расходам (данные для р. Дунай (станция Девин-Братислава) в период с 1 по 2001гг.). Детальное описание

искомого участка дано в работе [11]. Использован числовой ряд значений расходов, полученных на основе модели $ARIMA(p,d,q) \times (P,D,Q)_L$ Института гидрологии Академии наук Словакии [12]. Соответствующие модельные данные по среднегодовому, максимальному и минимальному расходам для р. Дунай (станция Девин-Братислава) в период с 1 по 2001гг.) представлены на рис.1.

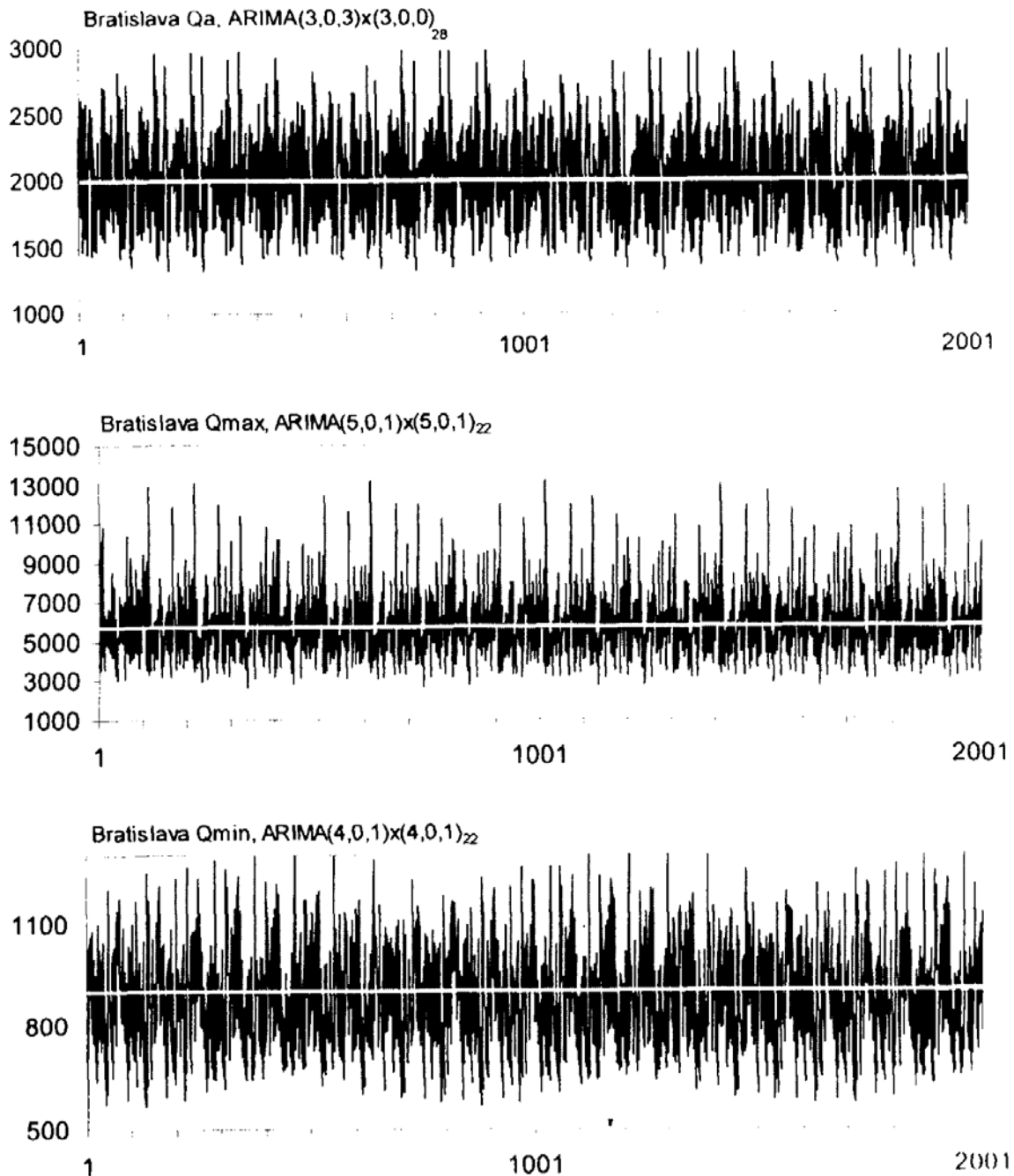


Рис. 1 – Модельные данные по среднегодовому, максимальному и минимальному расходам для р. Дунай (станция Девин-Братислава) в период с 1 по 2001гг.)

Наши компьютерные оценки показали, что поведение временного ряда значений среднегодовых расходов для р. Дунай удовлетворяет основным критериям феномена

детерминистического хаоса. Соответствующие фрактальные размерности лежат в интервале [1.3-1.6]. Здесь уместно обратить внимание на, вероятно, универсальное явления генезиса фрактальных размерностей в родственных (диссипативных, фрустрированных) динамических системах, на которое было указано в работах [12,-14,19-22]. В частности, аналогичный факт был надежно установлен для такой достаточно сложной и экзотической системы как система “космическая плазма – галактические космические лучи- турбулентные пульсации в планетарной атмосферной системе” [19,20]. В любом случае, полученный в данной работе результат может быть использован как исходный для решения последующей задачи восстановления и прогнозирования расходов, речного стока в любом интересующем временном интервале. Естественно, далее потребуются более детальное восстановление спектра размерностей Ляпунова и на его основе также размерность Калана-Йорка и энтропии Колмогорова, которая обратно пропорциональна пределу предсказуемости. Наконец, следующий шаг - построение непосредственно прогностической модели.

Список литературы

1. *Мандельброт Б.* Фрактальная геометрия природы: Пер. с англ. – М.: Институт компьютерных исследований, 2002. .
2. *Кузнецов С.П.* Динамический хаос. – М.: Физматлит, 2001.
3. *Анищенко В.С., Астахов В.В., Вадивасова В.Е.* Нелинейная динамика хаотических и стохастических систем.-М.:Наука, 2003.
4. *Глушков А.В., Бунякова Ю.Я.* Анализ и прогноз влияния антропогенных факторов на воздушный бассейн промышленного города.-Одесса: Экология, 2010.
5. *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.
6. *Grassberger P, Procaccia I.* Measuring the strangeness of strange attractors // *Physica D.*-1983.-Vol.9,№1-2.-P.189-208.
7. *Лобода Н.С.* Формализм функций памяти и мультифрактальный подход в задачах моделирования годового стока рек и его изменений под влиянием факторов антропогенной деятельности// *Метеорология, климатология и гидрология.*-2002.-№45.-С.140-146.
8. *Maftuoglu R.F.* New models for non-linear catchment’s analysis// *Journal of Hydrology* (Elsevier; The Netherlands).-1984.-Vol.73.-P.335-357.
9. *Maftuoglu R.F.* Monthly runoff generation by non-linear models// *Journal of Hydrology* (Elsevier; The Netherlands).-1991.-Vol.125.-P.277-291.
10. *Kothyari U., Arvanmuthan V., Singh V.* Monthly runoff generation using the linear perturbation model// *Journal of Hydrology* (Elsevier; The Netherlands).-1993.-Vol.144.-P.371-379.
11. *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; The Netherlands).-1999.-Vol.223.-P.85-106.

12. Svoboda A., Pekarova P., Miklanek P. Flood hydrology of Danube between Devin and Nagymaros in Slovakia.- Nat. Rep.2000 of the UNESCO.-Project 4.1.-Intern.Water Systems.-2000.-96P.
13. Loboda N.S., Glushkov A.V., Khokhlov V.N. Using meteorological data for reconstruction of the annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal functions approach to Moldova-Southwest Ukraine region//Atmospheric Research (Elsevier; The Netherlands). -2005.-Vol.77.-P.100-113.
14. 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.-N7.-P.186-191.
15. 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// Вестник ОГЭКУ.-2008.-N5.-С.225-235.
16. Сербов Н.Г., Сухарев Д.Е., Балан А.К., Дудинов А.А. Моделирование экстремально высоких паводков и временных флуктуаций концентраций загрязняющих веществ в речной воде// Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту.-2011.-N11.-С.172-177.
17. 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,N6.-P.777-788.
18. 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.
19. Glushkov A.V., Rusov V.N., Loboda N.S., Khetselius O.Yu., Khokhlov V.N., Svinarenko A.A., Prepelitsa G.P. On possible genesis of fractal dimensions in the turbulent pulsations of cosmic plasma – galactic-origin rays – turbulent pulsation in planetary atmosphere system// Advances in Space Research (Elsevier).-2008.-Vol.42,N9.-P.1614-1617
20. Rusov V.D., Glushkov A.V., Vaschenko V.N., Myhalus O.T., Bondartchuk Yu.A., Smolyar V.P., Linnik E.P., Mavrodiev S.C., Vachev B.I. Galactic cosmic rays – clouds effect and bifurcation model of the earth global climate. Part 1. Theory// Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics (Elsevier).-2010.-Vol.72,N.-P.498-508.

Багатофакторний мультифрактальний підхід до моделювання характеристик річкового стоку.

Свиначенко А.А., Сухарев Д.Є.

На підставі мультифрактального формалізму з використанням алгоритма Грассбергера-Прокаччіа проведено моделювання характеристик річкового стоку на прикладі р. Дунай й визначені значення фрактальних розмірностей.

***Ключові слова:** метод мультифрактального моделювання, річковий стік, фрактальна розмірність*

A multi-factor multi-fractal approach to modelling of the river runoff characteristics.

Svinarenko A.A., Sukharev D.E.

It is carried out modelling river runoff characteristics for r. Danube within a multi-fractal formalism with using the Grassberger-Procaccia algorithm. It is calculated a spectrum of fractal dimensions.

***Kew words:** multifractal modeling method, river runoff, fractal dimension*

ЗАГРЯЗНЕНИЕ ВОД И ДОННЫХ ОСАДКОВ ДЕЛЬТЫ И ВЗМОРЬЯ ДУНАЯ НЕФТЕПРОДУКТАМИ И ТЯЖЕЛЫМИ МЕТАЛЛАМИ

В статье анализируется уровень загрязнения вод и донных осадков килийской части дельты и взморья Дуная нефтепродуктами и тяжелыми металлами в период 2004-2010 гг. Показаны сезонные и межгодовые изменения содержания нефтепродуктов и тяжелых металлов в водах и донных осадках, произошедшие в этот период - период строительства, введения в эксплуатацию и действия судоходного канала.

Ключевые слова: дельта и взморье Дуная, загрязнение вод и донных осадков, нефтепродукты, тяжелые металлы.

Вступление. Килийская часть дельты Дуная ниже г. Вилково является природоохранной зоной. Здесь расположен Дунайский биосферный заповедник. В 2004 г. на территории заповедника, в рукаве Быстрый и на прилегающем к нему взморье началось сооружение глубоководного судоходного канала Дунай-Черное море. С 2007 г. по каналу началось движение судов, а в 2010 г. на взморье было завершено строительство ограждающей дамбы, препятствующей движению вдольбереговых наносов и постоянному заилению судоходного канала. В канале постоянно проводятся дноуглубительные работы. Дампинг вычерпанных грунтов производится на морской свалке, расположенной на взморье в 8 км от берега. При изъятии и при сбросе грунтов нарушаются процессы естественного переноса и осаждения взвеси из толщи вод в донные осадки, увеличивается мутность и происходит вторичное загрязнение морской среды. Интенсивное судоходство по каналу повышает вероятность рисков дополнительного поступления в экосистему дельты и взморья Дуная различных загрязняющих веществ. Помимо этого, эксплуатация судоходного канала происходит на фоне изменений природных факторов - развития самой дельты, многолетних колебаний климата и соответствующих им колебаний региональных гидрометеорологических характеристик (объема стока Дуная, уровня Черного моря и др.) [1]. Все это требует постоянного и тщательного комплексного мониторинга экосистемы килийской части дельты и взморья Дуная.

Два последних десятилетия Одесским филиалом Института биологии южных морей (ИнБЮМ) НАН Украины в рамках комплексного экологического мониторинга проводятся исследования уровня загрязнения нефтепродуктами (НП) и тяжелыми металлами (ТМ) вод и донных осадков дельты и взморья Дуная. Результаты исследований, проведенных в 90-е гг. прошлого столетия, до строительства судоходного канала, опубликованы в работах [2, 3].

Цель настоящей статьи - показать уровень загрязнения вод и донных осадков дельты и взморья Дуная НП и ТМ в период строительства и эксплуатации судоходного канала (2004-2010 гг.), сравнить его с уровнем загрязнения до строительства судоходного канала (период 90-х гг.) и показать тенденции межгодовой изменчивости, что поможет оценить современное состояние экосистемы данного региона.

Район и методы исследований. Расположение судоходного канала и схема постоянных станций в дельте и на взморье Дуная, где отбирались пробы воды и донных осадков для определения в них содержания загрязняющих веществ, показаны на рис. 1. В период 2004–2010 гг. отобрано и проанализировано 427 проб воды и 197 проб донных осадков.

Определение содержания НП в воде и донных осадках проводилось с использованием экстракционных методов инфракрасной и ультрафиолетовой спектрофотометрии [4, 5].

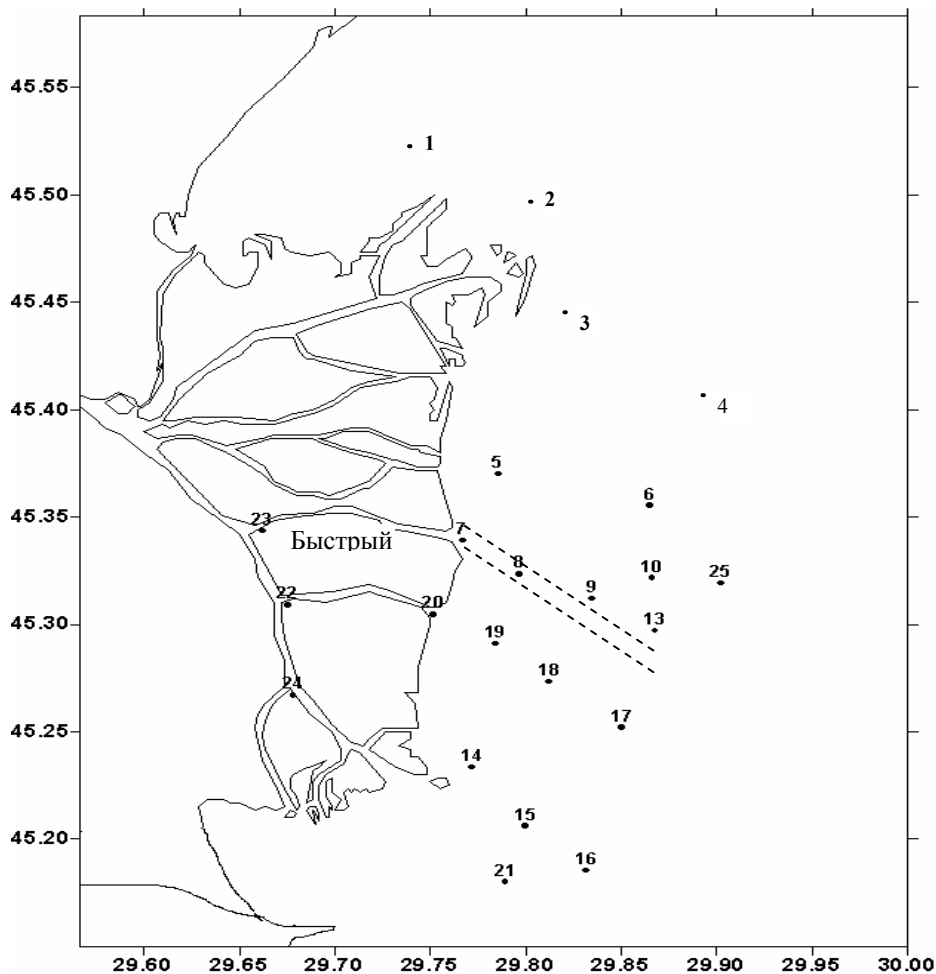


Рис. 1 - Схема станций в дельте и на взморье Дуная.

Содержание ТМ (меди (Cu), цинка (Zn), никеля (Ni) и кадмия (Cd)) определялось в воде (в растворенной и взвешенной форме) и донных осадках. Для разделения растворенной и взвешенной форм ТМ применялся метод фильтрации проб воды через ядерные фильтры с диаметром пор 0,45 мкм. Определение содержания меди, цинка, никеля и кадмия проводилось на атомно-абсорбционном спектрофотометре ААС-3 (методом атомной абсорбции в пламени). В качестве горючего газа использовался ацетилен, а газа-носителя - воздух [5, 6].

Оценка уровня загрязнения НП и ТМ вод проводилась в сравнении с величинами используемых в рыбном хозяйстве предельно-допустимых концентраций (ПДК) этих загрязняющих веществ в водоемах. Эти ПДК представлены в табл. 1.

Санитарно-экологические нормативы содержания НП и ТМ в донных осадках отсутствуют [7].

Результаты и обсуждение. Токсичность НП и ТМ и их негативное влияние на водные экосистемы хорошо известны [8, 9, 10]. НП относятся к неконсервативным загрязняющим веществам, и при благоприятных абиотических и биотических условиях среды они подвергаются активной трансформации. Содержание ТМ определяется переносом их различных миграционных форм (растворенной и взвешенной) как

водными массами, так и по трофическим путям. Наиболее токсичной и биологически активной является растворенная ионная форма металлов.

Таблица 1 -Рыбохозяйственные ПДК загрязняющих веществ (НП и ТМ)

Загрязняющее вещество	ПДК
НП, мг/л	0,05
Cu, мкг/л	5
Zn, мкг/л	50
Ni, мкг/л	10
Cd, мкг/л	10

Процессы деструкции НП происходят в приустьевых зонах (в дельте реки и на взморье) интенсивно, благодаря активной гидродинамике, повышенному содержанию в водах взвешенного вещества и высокой бактериальной активности [2]. В устьях рек весной и летом, как правило, наблюдается повышенное содержание взвешенных веществ. В водах дельты Дуная НП и ТМ находятся, преимущественно, во взвешенной форме (70 %), 30 % НП представлены эмульгированной и растворенной формами. На взморье резко уменьшается скорость стока, и в зоне смешения пресных речных вод с солеными морскими (на геохимических барьерных зонах река-море) происходит лавинообразное осаждение выносимого водами Дуная взвешенного вещества. Остатки загрязняющих веществ в виде растворенных форм выносятся в открытое море [3]. Границы зон пресных, смешанных и морских вод на устьевом взморье подвижны и зависят, в основном, от объема стока, направления и силы ветров и гидродинамики.

Сезонные колебания содержания НП обусловлены, в основном, внутригодовым распределением стока, а также сезонной изменчивостью гидрометеорологических и биологических процессов в дельте и на взморье.

В 90-е гг. прошлого века средняя по площади величина содержания НП в водах килийской части дельты Дуная составляла 1,5–2 ПДК, а в 2000 г. снизилась до ПДК. Уровень загрязнения вод взморья в это же время был в 2 раза меньше. Максимальное содержание НП в водах взморья обычно наблюдалось во время весеннего паводка, минимальное - летом [2, 3].

С началом дноуглубительных работ, дампинга и прохождения судов по судоходному каналу (2004–2010 гг.) сезонная динамика загрязнения вод взморья изменилась (табл. 2). Следует отметить, что 2005 г., 2006 г. и 2010 г. были годами многоводными, что определило преимущественную роль речного стока в поступлении загрязняющих веществ на взморье. Во время гидротехнических работ весной, а также в июле-сентябре 2005 г. наблюдались значительные дождевые паводки. В это время в рукаве Быстрый содержание НП в поверхностном слое достигало 22 ПДК. А весной 2007 г. у входа в судовой канал (ст. 13) максимальное содержание НП в придонном слое достигало 3 ПДК (при этом фиксировались «свежие» нефтяные углеводороды). В 2010 г. в районе дампинга (ст. 10) зафиксированы максимальные значения содержания НП в поверхностном слое - 2,5 ПДК. Осенью 2010 г. средняя по площади величина загрязнения НП поверхностных вод взморья не превышала ПДК. Такие величины содержания НП характерны для антропогенно нагруженных районов северо-западной части Черного моря (в частности, Одесского района).

В весенний период средний уровень нефтяного загрязнения поверхностного слоя вод взморья стал выше, чем в дельте, что, возможно, и объясняется техногенным влиянием канала (табл. 3). Летом содержание НП в поверхностном слое вод взморья

снижается до уровня ПДК, а осенью становится еще ниже. И в дельте, и на взморье весной и летом содержание НП в поверхностном и придонном слое одинаково, а осенью содержание НП в придонном слое возрастает.

Таблица 2 - Содержание НП и ТМ в водах дельты Дуная в 2004–2010 гг.

Слой	Значение	НП, мг/л	Растворенная форма, мкг/л				Взвешенная форма, мкг/л			
			Cu	Zn	Ni	Cd	Cu	Zn	Ni	Cd
весна										
поверхностный	мин.	0,02	0,83	0,11	0,42	0	0,38	3,34	0,6	0
	макс.	0,20	6,65	17,76	2,85	0,15	64,81	178,62	28,41	1,42
	среднее	0,06	2,23	2,84	1,24	0,03	6,54	33,31	5,85	0,44
придонный	мин.	0,03	1,90	0,04	0,21	0	1,10	9,49	0,72	0
	макс.	0,09	11,55	34,72	5,85	0,02	117,19	455,75	88,92	3,30
	среднее	0,06	4,44	5,17	1,91	0,00	25,34	104,41	13,77	0,65
лето										
поверхностный	мин.	0,04	1,89	0,11	0,57	0	1,02	7,60	0,62	0
	макс.	0,07	6,33	10,60	2,93	0,41	13,25	69,81	8,50	0,75
	среднее	0,05	3,78	2,35	1,51	0,07	5,71	31,26	4,94	0,29
придонный	мин.	0,02	2,04	0,62	0,86	0	1,17	29,77	0,86	0
	макс.	0,09	16,93	22,32	34,85	0,43	67,75	188,87	68,25	1,21
	среднее	0,05	9,44	5,76	6,73	0,06	29,14	69,01	15,39	0,42
осень										
поверхностный	мин.	0,02	1,37	0	0,13	0	0,95	2,85	1,05	0
	макс.	0,31	13,91	20,94	3,50	0,22	29,10	47,94	12,18	0,49
	среднее	0,06	4,49	7,04	1,49	0,13	6,45	18,24	3,70	0,20
придонный	мин.	0,01	0,2	0,88	0,23	0	1,81	9,99	2,03	0
	макс.	16,70	11,25	15,49	2,48	0,23	41,87	43,04	10,00	0,55
	среднее	0,39	3,98	7,35	1,54	0,14	9,32	20,41	4,31	0,26

В период 2005–2010 гг. в межгодовой изменчивости среднего по площади содержания НП в поверхностном и придонном слое вод дельты и взморья, после максимума, связанного со строительством глубоководного судоходного канала в 2005 г., выявилась тенденция снижения (рис. 2–5).

Исследования, проведенные в 90-е гг. показали, что воды килийской части дельты Дуная загрязнены медью и цинком [3]. Содержание этих веществ достигало величины ПДК. При этом отмечалось доминирование взвешенных форм ТМ над растворенными. При выносе речных вод на взморье, за счет интенсивной седиментации во фронтальной зоне, содержание взвешенных форм ТМ снижалось вдвое и более раз и становилось соизмеримым, а иногда и меньшим, чем растворенных. По ретроспективным данным до 2000 г. межгодовая динамика содержания ТМ в водах и донных отложениях взморья не имела выраженной тенденции [3].

Таблица 3 - Содержание НП и ТМ в водах взморья Дуная в 2004–2010 гг.

Слой	Значение	НП, мг/л	Растворенная форма, мкг/л				Взвешенная форма, мкг/л			
			Cu	Zn	Ni	Cd	Cu	Zn	Ni	Cd
весна										
поверхностный	мин.	0,01	0,59	0	0	0	0,15	1,16	0	0
	макс.	1,10	14,57	40,94	5,03	0,36	12,58	151,29	8,02	0,72
	среднее	0,07	2,74	4,86	0,98	0,10	1,72	20,16	1,47	0,25
придонный	мин.	0,01	0,60	0	0	0	0,22	2,47	0	0
	макс.	0,25	16,71	146,00	4,69	0,31	13,00	55,10	14,21	0,82
	среднее	0,05	3,27	10,78	1,22	0,10	2,65	14,06	1,81	0,22
лето										
поверхностный	мин.	0	0,41	0	0	0	0	1,00	0	0
	макс.	0,66	8,03	49,75	3,82	0,19	10,19	321,00	12,09	0,80
	среднее	0,05	2,75	5,75	0,96	0,04	1,78	39,12	1,77	0,05
придонный	мин.	0,01	0,69	0,07	0,50	0	0,39	1,19	0	0
	макс.	0,13	26,65	42,11	32,20	0,39	36,81	116,17	21,37	1,26
	среднее	0,04	4,45	5,95	5,76	0,06	4,64	27,95	3,04	0,10
осень										
поверхностный	мин.	0,01	0,15	0	0	0	0,18	1,88	0,12	0
	макс.	0,15	47,39	89,01	2,48	51,00	9,49	49,45	12,17	0,77
	среднее	0,04	2,99	8,22	1,03	1,8	1,84	9,21	1,78	0,11
придонный	мин.	0	0,67	0	0	0	0,24	0,28	0	0
	макс.	0,76	13,95	465,50	10,68	0,37	30,07	60,78	13,24	0,84
	среднее	0,06	3,23	21,30	1,79	0,15	3,66	14,10	2,39	0,12

Пространственное распределение и временная изменчивость содержания ТМ зависят от природных и антропогенных факторов, среди них основной - сток Дуная. Отмечается связь внутригодового изменения мутности (взвешенного вещества) с режимом стока реки. Например, в мае 2005 г. в реке содержание взвешенного вещества достигало 0,26025 г/л, а на взморье - 0,1890 г/л., а в мае 2010 г. содержание взвешенного вещества в воде изменялось от 0,006 до 0,05 г/л. Чем больше взвешенного вещества, тем больше ТМ во взвешенной форме поступает на взморье. Содержание взвешенного вещества уменьшается от весны к осени. Наблюдения 2004–2010 гг. показали, что сезонная динамика распределения различных форм тяжелых металлов в водах дельты в этот период не изменилась по сравнению с периодом до 2000 г. Средние величины содержания растворенных форм ТМ в водах взморья не превышают ПДК и значения их ниже, чем в дельте. Весной на взморье, как и в дельте, медь содержится, преимущественно, в растворенной форме, а цинк, никель и кадмий, наоборот, во

взвешенной форме. Для летнего периода характерны экологически незначимые величины содержания растворенной и взвешенной форм меди в поверхностном слое, но отмечается увеличение содержания растворенных форм меди, никеля и кадмия в придонном слое (меди почти до уровня ПДК) (см. табл. 2).

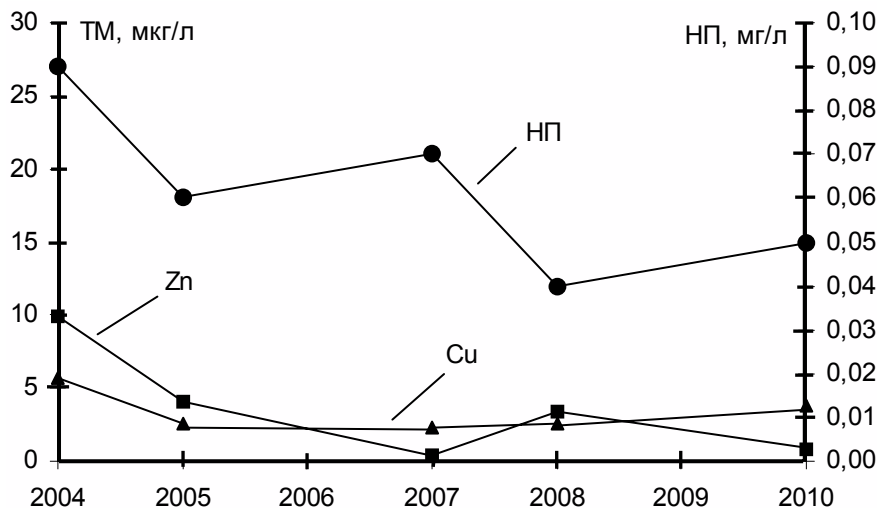


Рис. 2 - Межгодовая изменчивость среднего содержания НП и растворенных меди и цинка в поверхностном слое дельты Дуная в 2004–2010 гг.

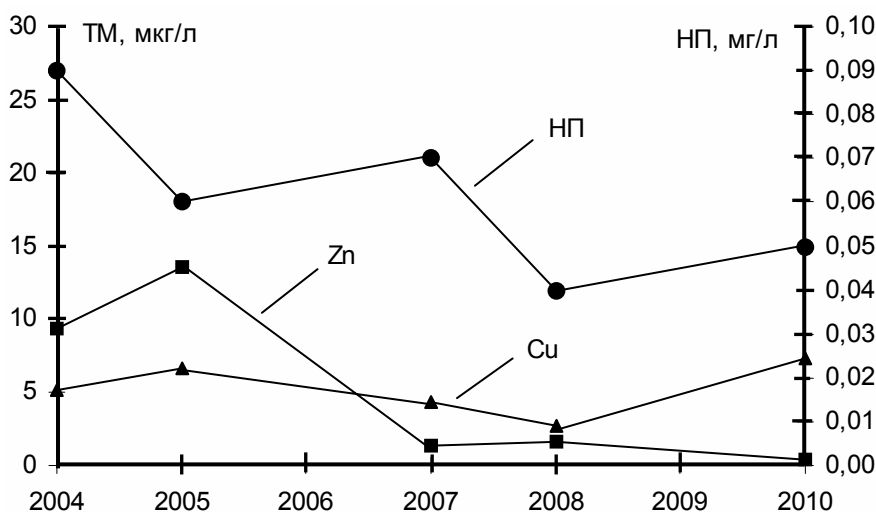


Рис. 3 - Межгодовая изменчивость среднего содержания НП и растворенных меди и цинка в придонном слое дельты Дуная в 2004–2010 гг.

Осенью на взморье для всех исследуемых металлов доминирующей является растворенная форма, при этом в придонном слое среднее содержание растворенных форм металлов (особенно цинка) выше, чем в поверхностном (см. табл. 3).

Определенного влияния гидротехнических работ на общий уровень загрязнения ТМ взморья Дуная в районе судоходного канала не отмечено. В мае 2005 г. на начальном этапе строительства отмечалось локальное превышение содержания меди в

придонном слое дельты в районе строительства. В мае 2007 г., августе 2010 г. и октябре 2010 г. в районе дампинга (ст. 10) отмечалось превышение содержания растворенной формы меди ПДК. В это же время на этой же станции отмечалось повышенное содержание НП, что связано, очевидно, со сбросом грунта при дампинге и переходом взвешенных форм меди и НП в растворенные. В октябре 2004 г. и ноябре 2010 г. на станциях, расположенных в судоходном канале (ст. 4, 9, 13, 16) в поверхностном слое и на ст. 5, 6, 8, 9, 10 в придонном слое, также отмечалось превышение содержания меди ПДК. В ноябре 2004 г. на ст. 12 и 13 зафиксировано превышение содержания никеля ПДК (4,4–5,5 ПДК). В июне 2008 г. на взморье, у входа в судоходный канал (ст. 13) отмечалось значительное превышение содержания цинка в поверхностном слое (71 ПДК), а в ноябре 2010 г. в районе дампинга (ст. 10) в поверхностном слое также фиксировалось превышение содержания растворенной формы цинка ПДК (почти в 2 раза), а на ст. 5 в придонном слое содержание растворенной формы цинка превысило 9 ПДК. Содержание никеля и кадмия за весь период исследований редко превышало ПДК. Наиболее высокое содержание никеля отмечалось в придонном слое станций, расположенных на взморье (2–3 ПДК), в октябре 2008 г. на взморье (ст. 11) загрязнение придонного слоя никелем достигало ПДК.

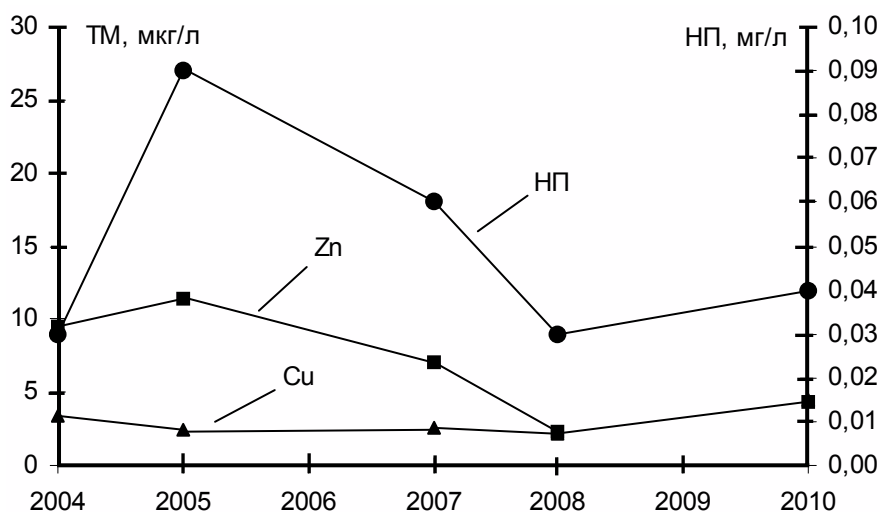


Рис. 4 - Межгодовая изменчивость среднего содержания НП и растворенных меди и цинка в поверхностном слое взморья Дуная в 2004–2010 гг.

Таким образом, в отличие от НП, максимальные уровни загрязнения ТМ были зафиксированы в придонном слое вод взморья в осенний период.

В 2004–2008 гг. в поверхностном слое вод дельты отмечалось уменьшение среднегодового содержания растворенных форм ТМ, а с ростом объема стока Дуная в 2010 г. начался их незначительный рост (см. рис. 2). В 2005 г. в придонном слое дельты и поверхностном слое взморья произошло довольно резкое увеличение содержания НП и растворенной формы цинка. Причем, изменения содержания НП и ТМ в поверхностном слое взморья происходили синхронно. В последующие годы происходило уменьшение их содержания (см. рис. 3, 4). В наиболее засушливом 2008 г. содержание НП и растворенной формы цинка в водах взморья было минимальным, а в полноводном и дождливом 2010 г. несколько выросло (см. рис. 4, 5). Содержание растворенной формы меди в этот период менялось незначительно (см. рис. 2–5).

Донные осадки - конечный этап процессов миграции и трансформации загрязняющих веществ. Большая часть дна дельты и взморья покрыта песчаными донными осадками, остальная илом. Вынос и оседание взвешенных веществ водами Дуная формирует состав и пространственное распределение осадков в дельте и на взморье и способствует сорбции до 80 % загрязняющих веществ. Гидрологические процессы определяют гидродинамический разнос и механическую дифференциацию седиментационного материала. Там, где скорость водного потока велика, осаждаются частицы более крупные и тяжелые, а там где она снижается, отлагаются более мелкие и тонкие компоненты взвешенного вещества. Таким образом, из-за активных гидрологических и гидрохимических процессов пространственное распределение и временная изменчивость содержания НП в донных осадках взморья крайне неравномерны.

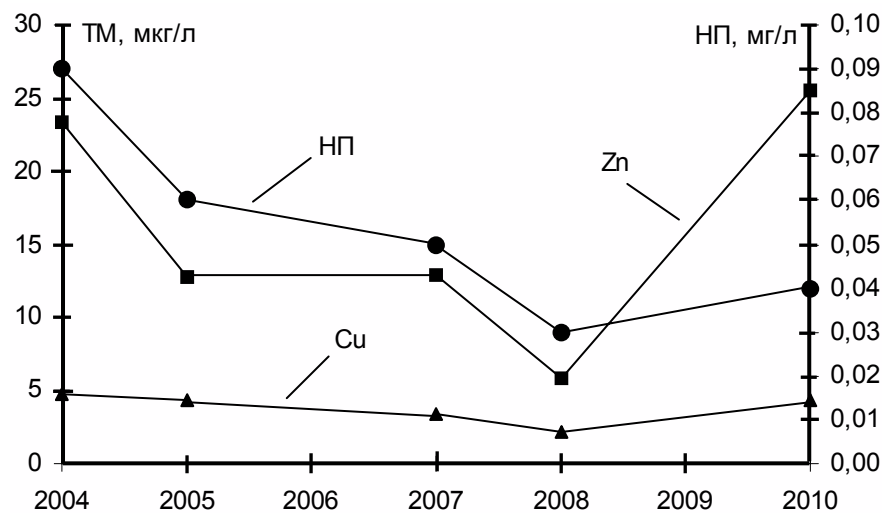


Рис. 5 - Межгодовая изменчивость среднего содержания НП и растворенных меди и цинка в придонном слое взморья Дуная в 2004–2010 гг.

В 90-е гг. среднее содержание НП в донных осадках дельты составляло 0,06 мг/г сухого грунта [2], а в 2006–2010 гг. среднее по площади содержание НП в донных осадках дельты незначительно выросло до 1,0 мг/г сухого грунта.

Среднее по площади содержание НП в донных осадках взморья до начала гидротехнических работ составляло 0,45 мг/г сухого грунта. В период гидротехнических работ в мае 2005 г. в судоходном канале в рукаве Быстрый была отмечена самая высокая за весь период исследований величина содержания НП в донных осадках - 12,7 мг/г сухого грунта. Средний уровень загрязнения донных осадков в районе судоходного канала увеличился в 2,5 раза. В районе дампинга была зафиксирована максимальная за весь период исследований величина содержания НП - 4,27 мг/г сухого грунта.

Наблюдения 2005–2010 гг. показали постепенное снижение уровня нефтяного загрязнения донных осадков взморья в районе судоходного канала. Если в 2005–2008 гг. среднее по площади содержание НП здесь составило 1,62 мг/г сухого грунта, то по результатам наблюдений 2010 г. уровень нефтяного загрязнения донных осадков в судоходном канале снизился в 3 раза. В период 2004–2010 гг. на станциях взморья, удаленных к югу от судоходного канала, содержание НП в донных осадках не превышало 1 мг/г сухого грунта.

Интересны сезонные изменения загрязняющих веществ в донных осадках на станциях взморья. Нефтяное загрязнение донных осадков растет от весны к осени (на 30 %). Этот факт говорит о неразмывании (стабильности) наносов, образованных в результате седиментации весной. Максимальное содержание тяжелых металлов в донных осадках наблюдается в местах активного осаждения взвеси на взморье. Содержание меди и цинка в донных осадках увеличивается от весны к лету. Осенью содержание меди и цинка незначительно снижается, причем снижение содержания цинка более существенно (табл. 4).

Таблица 4 – Содержание НП и ТМ в донных осадках взморья Дуная в 2004–2010 гг. (средние по площади величины)

Значение	НП, мг/г сухого грунта	ТМ, мкг/г сухого грунта			
		Cu	Zn	Ni	Cd
весна					
мин.	0,05	2,4	11,2	4,4	0
макс.	2,31	57,8	147,6	58,6	3,3
среднее	0,74	31,7		37,5	1,1
лето					
мин.	0,01	5,3	16,9	7,4	0
макс.	7,27	109,5	154,4	110,4	2,7
среднее	0,94	38,7	87,4	47,1	0,9
осень					
мин.	0,05	5,5	19,6		
макс.	6,37	131,8	121,6		
среднее	1,12	38,1	80,6		

Пространственное распределение и сезонная изменчивость содержания ТМ в донных осадках дельты и взморья аналогичны распределению и изменчивости содержания взвешенной формы металлов в придонном слое вод.

Таким образом, дельта и взморье Дуная выполняют аккумулятивную функцию по отношению к руслу реки. Здесь накапливаются НП и ТМ в различных природных средах - речной воде, коллоидальной и простой взвесах, донных осадках.

Выводы. Уровень содержания НП в водах и донных осадках килийской части дельты и взморья Дуная, после резкого увеличения в 2005 г., в последующие годы несколько снизился и в настоящее время находится на уровне 90-х гг. прошлого века. Содержание ТМ в последнее десятилетие не увеличилось по сравнению с 90-ми гг. прошлого века. Однако, дноуглубительные работы и интенсивное судоходство на территории Дунайского биосферного заповедника, несомненно, остаются факторами риска, могут привести к загрязнению дельты и взморья Дуная и прилегающего района северо-западной части Черного моря, т.е. представляют постоянную потенциальную угрозу экологическому равновесию и биоразнообразию экосистемы данного региона. Поэтому, по-прежнему, остается актуальным проведение здесь постоянного комплексного экологического мониторинга.

Список литературы

1. Михайлов В.Н., Rogov M.M., Чистяков А.А. Речные дельты. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 280 с.
2. Килийская часть дельты Дуная весной 2000 г.: Состояние экосистемы и последствия техногенных катастроф в бассейне. – Одесса: 2001. – 128 с.
3. Экосистема взморья украинской дельты Дуная // Одесса: «Астропринт», 1998. – 329 с.
4. Методические указания по определению загрязняющих веществ в морских донных отложениях. – М.: Гидрометеиздат, 1979. – №43. – 38 с.
5. Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 280 с.
6. Методические указания по определению токсичных загрязняющих веществ в морской воде на фоновом уровне // М.: Гидрометеиздат, 1982. – 28 с.
7. Миронов О.Г., Миловидова Н.Ю., Кирюхина Л.Н. О предельно допустимых концентрациях НП в донных осадках прибрежной зоны Черного моря // Гидробиологический журнал. – XXII, 6. – 1986. – С. 76–79.
8. Биологические аспекты нефтяного загрязнения морской среды. – К.: Наукова думка, 1988. – 82 с.
9. Влияние нефти и нефтепродуктов на морские организмы и их сообщества. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 136 с.
10. Эколого-токсикологические аспекты загрязнения морской среды / Под ред. С.А.Патина. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 116 с.

Забруднення вод і донних опадів Дельти і узмор'я Дунаю нафтопродуктами і важкими металами.

Доценко С.А., Подпльотна Н.Ф., Павлова О.А., Секундяк Л.Ю.

У статті аналізується рівень забруднення вод і донних відкладів Кілійської частині дельти і узмор'я Дунаю нафтопродуктами і важкими металами в період 2004-2010 рр. Показані сезонні і міжрічні зміни вмісту нафтопродуктів і важких металів у водах і донних опадах, що відбулися в цей період - період будівництва, введення в експлуатацію та дії суднового каналу.

Ключові слова: дельта і узмор'я Дунаю, забруднення вод і донних опадів, нафтопродукти, важкі метали.

Pollution of water and bottom sediments of the delta and sea-side of Danube by oil products and heavy metals. Dotsenko S.A., Podplyotna N.F., Pavlova E.A., Sekundyak L.Y.

The paper analyzes the level of pollution of wates and bottom sediments of the Khilia delta and Danube sea-side by oil products and heavy metals in 2004-2010. Seasonal and interannual changes in the content of oil products and heavy metals in water and bottom sediments that have occurred during this period - the period of construction, commissioning and action the Ship Canal are shown.

Key words: delta and sea-side of the Danube, water and bottom sediments pollution, oil products, heavy metals.

**ЕКСТРЕМАЛЬНО ВИСОКІ МОДУЛІ СХИЛОВОГО ПРИПЛИВУ У
ЗАКАРПАТТІ**

У статті наводяться характеристики схилового припливу на території Закарпаття під час високих паводків і вплив на них місцевих факторів

Ключові слова: максимальні модулі схилового припливу, тривалість схилового припливу, шар паводкового стоку, максимальний стік дощових паводків.

Вступ. Закарпаття є одним із зливонебезпечних регіонів України. На протязі теплого і перехідного періодів тут може спостерігатись по декілька дощових паводків. Через гірський рельєф, велику густоту річок, значну кількість опадів ці паводки часто набувають катастрофічного характеру, як, наприклад, у недавні 1998 (3-5 листопада), 2001 (4-9 березня), 2008 (22-27 липня) роки. Було підтоплено тисячі будинків, сільськогосподарські угіддя, пошкоджені водозахисні греблі, автомобільні дороги, мости, залізниця та саме головне - паводки стали причиною загибелі людей.

Гідрографічна мережа представлена переважно невеликими і середніми за розмірами водозборами (табл.1). На відміну від багатьох регіонів країни, тут існує і водно-балансова станція, на якій здійснюються спостереження за процесами формування стоку. Річкові водозбори знаходяться у висотному поясі, головним чином, від 300 до 1200 м, залісеність території досить висока – від 17 і до 89%.

Таблиця 1 – Розподіл водозборів за їх площами

Площа	<500 км ²	500-1000 км ²	>1000 км ²
Кількість гідрологічних постів	27	6	10

Для того щоб уберегти населення, забезпечити надійне та безпечне функціонування гідротехнічних споруд на річках Закарпаття, будувати та реконструювати захисні дамби, потрібно перш за все удосконалювати науково-методичну базу для розрахунку характеристик максимального стоку.

Сучасна нормативна база. Сучасна розрахунково-нормативна база характеристик максимального стоку дощових паводків в основному обмежується напівемпіричними формулами – редуційними і граничної інтенсивності, які не досить пристосовані до гірських умов. Оскільки Україна зараз знаходиться на порозі розробки нового нормативного документу в галузі максимального стоку, замість застарілого СНіП 2.01.14-83, то необхідно, перш за все, зосередитись на деяких принципових питаннях, що стосуються таких важливих розрахункових характеристик, як шари стоку і тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі, які у свою чергу дають змогу визначити екстремальні модулі схилового припливу.

Стосовно розрахунку максимального стоку дощових паводків у нормативному документі СНіП 2.01.14-83 пропонується два варіанта формул в залежності від розміру водозбірних площ річок [1]:

а) граничної інтенсивності (при $F < 200 \text{ км}^2$)

$$q_m = A_{1\%} H_{1\%} \eta \lambda_p \delta, \quad (1)$$

де q_m - максимальний модуль стоку розрахункової забезпеченості P , %;

$H_{1\%}$ - добовий максимум опадів 1%-ї ймовірності перевищення;

λ_p - коефіцієнт забезпеченості;
 δ - коефіцієнт регулюючого впливу ставок і водосховищ на максимальний стік річок;
 $A_{1\%} = 16,67\Psi(\tau)$ - ординати редуційних кривих середньої інтенсивності дощових опадів за розрахунковий проміжок часу τ

$$\tau = 1,2t_p^{1,1} + t_{cx}, \quad (2)$$

t_p - час руслового добігання;
 t_{cx} - час схилового добігання;
 η - коефіцієнт паводкового стоку;

б) редуційна структура (при $F > 200 \text{ км}^2$)

$$q_m = q_{200} \left(\frac{200}{F} \right)^{n_1} \lambda_p \delta \delta_1 \delta_2, \quad (3)$$

де q_{200} - максимальний модуль стоку, приведений до площі $F=200 \text{ км}^2$;

δ_1 і δ_2 - коефіцієнти для врахування впливу залісеності і заболоченості водозборів на максимальний стік річок.

Відносно структури формули (1) слід зазначити, що вона є не зовсім зрозумілою стосовно процесів, що відбуваються у гідрографічній мережі, та не зовсім відповідає природному ланцюжковому формуванню стоку «опад-схиловий приплив-русовий стік»

У формулі (3) штучно використовується модуль стоку q_{200} , тоді як базова структура редуційного типу повинна мати вигляд [2]

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_1}}, \quad (4)$$

де q'_m - максимальний модуль схилового припливу, який описується рівнянням

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \quad (5)$$

$\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу до руслової мережі;

T_0 - тривалість схилового припливу;

Y_m - шар стоку за паводок.

Параметр $\frac{n+1}{n}$ на регіональному рівні стосовно високих паводків більш-менш стійкий, тоді як T_0 та Y_m можуть змінюватись в досить широких межах, причому кожний з них має свої особливості розподілу. Тому складові схилового модуля q'_m (Y_m і T_0) підлягають окремому дослідженню.

Запропонована методика для нормування характеристик силових гідрографів стоку річок Закарпаття. Дослідження питань, пов'язаних з використанням Y_m і T_0 , дозволяють підвищити якість розрахункових схем.

Найбільш перспективною з них є формула операторного типу:

$$q_m = q'_m \Psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F, \quad (6)$$

де q_m - максимальний модуль стоку;

ε_F - коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

$\Psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ - трансформаційна функція розпластування паводкових хвиль під впливом руслового добігання.

Потенційно-високі модулі схилового припливу q'_m рекомендується визначати за рівнянням (5).

Об'єкти та матеріали дослідження. При реалізації (5) використані дані по максимальному стоку річок Закарпаття з періодами спостережень до 2000 р. (включно) і площами водозборів від 25,4 км² (р.Студений – с. Нижній Студений) до 9140 км² (р.Тиса – пгт Вилोक). В межах досліджуваної території пункти спостережень розподілені більш-менш рівномірно, діапазон висот від 300 м (р.Тересва – с.Нересниця) до 1200 м (р.Тур'я - с. Тур'я Поляна), залісеність водозборів від 17% (р.Боржава-с. Довге) до 89% (р.Репінка-с. Репіне).

Здійснена авторами статистична обробка шарів паводкового стоку показала, що $Y_{1\%}$ коливаються від 88 (р.Уж-м.Ужгород) до 384 мм (р.Косовська-с.Косовська Поляна).

Пристаюючи до узагальнення $Y_{1\%}$ по території, необхідно було, перш за все, проаналізувати вплив місцевих факторів дощових паводків. На шар стоку в гірських районах головним чином впливає висотне положення водозборів. Зокрема у Закарпатті шар стоку 1% забезпеченості дощових паводків в цілому підпорядковується висотній закономірності, причому зі збільшенням висоти водозборів $Y_{1\%}$ теж збільшується.

Отримана залежність дозволяє привести усі дані до однієї умовної висоти, наприклад, $H=1000$ м, тобто:

$$(Y_{1\%})_{H=1000} = Y_{1\%} - a(H_{cp} - 1000), \quad (7)$$

де $(Y_{1\%})_{H=1000}$ – приведені до висоти $H=1000$ м значення шарів стоку 1%-ої забезпеченості, $a=0,17$

Після приведення усіх значень $Y_{1\%}$ до умовної висоти $H_{cp}=1000$ м було досліджено вплив на шари стоку залісеності водозборів та їх широтного положення. Значущого впливу залісеності не встановлено – коефіцієнт кореляції між $(Y_{1\%})_{H=1000}$ і залісеністю становить лише 0,03. Більш суттєво, ніж залісеність, на розрахункові шари стоку $Y_{1\%}$ впливає географічне положення водозборів. Коефіцієнт кореляції не досить високий, але він відноситься до значущих.

Тому у розрахунковому варіанті шари стоку $(Y_{1\%})_{H=1000}$ картовані (рис. 1).

Аналізуючи карту величин $(Y_{1\%})_{H=1000}$, можна відмітити, що в районі водозбору р. Косовська спостерігаються замкнуті ізолінії 300 та 350 мм, які віднесені до висот хребта Свядовець. Загально ж значення $Y_{1\%}$ змінюються в межах від 150 мм (верхів'я річки Чорна Тиса) до 350 мм (межиріччя р.Косовська та р. Чорна Тиса). Не зважаючи на те, що шари стоку приведені до однієї висоти 1000 м, можна зробити висновок, що їх просторовий розподіл має доволі складний характер. На нашу думку,

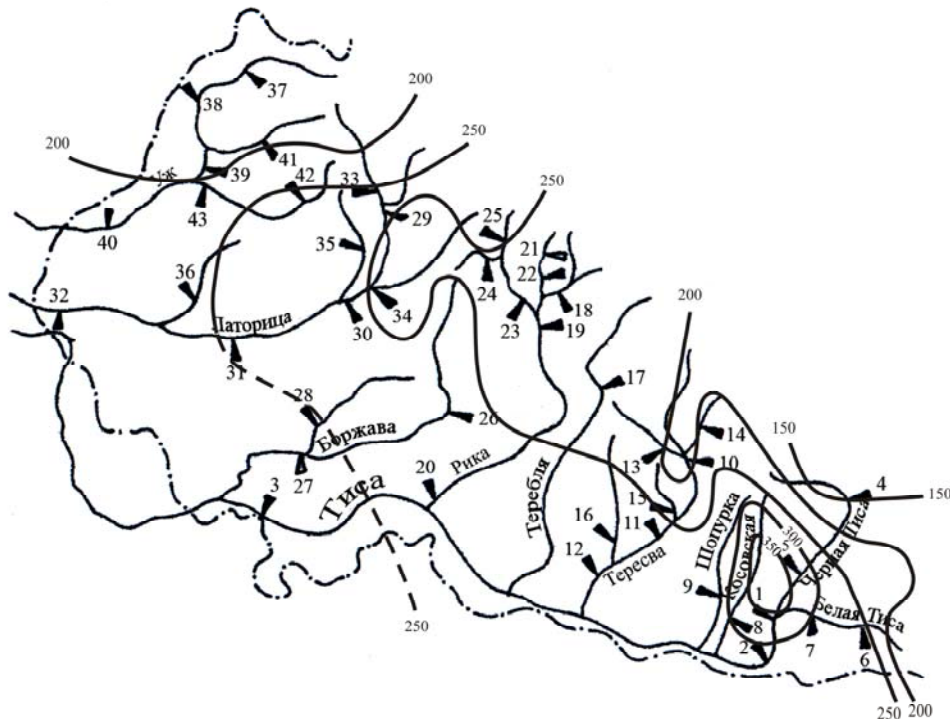


Рис. 1 – Розподіл за територією приведених до висоти $H=1000$ м шарів паводкового стоку $(Y_{1\%})_{H=1000}$, мм.

це залежить від різного напрямку схилів відносно вологонесучих повітряних мас.

Для оцінки 1%-их шарів стоку за період дощових паводків $Y_{1\%}$ рівняння (7) запишеться у вигляді

$$Y_{1\%} = (Y_{1\%})_{H_{cp}=1000} + 0,17(H_{cp} - 1000), \quad (8)$$

де $(Y_{1\%})_{H=1000}$ - приведений до висоти $H_{cp}=1000$ м шар стоку, який знімається з карти (рис. 2) по геометричних центрах того чи іншого водозбору.

Коефіцієнти нерівномірності схилового припливу були визначені на підставі аналізу відповідних величин $\frac{m+1}{m}$ руслового стоку.

Причому верхнє граничне значення $\frac{m+1}{m}$ при $F \Rightarrow 0$ і є фактично шуканий параметр

нерівномірності схилового припливу у часі $\frac{n+1}{n}$ (він дорівнює 8,7, чому відповідає $n=0,13$).

Тривалість схилового припливу визначалась за допомогою чисельних розрахунків у структурі операторної моделі «схиловий приплив-русловий стік» (6) з використанням прикладного пакету, розробленого на кафедрі гідрології суші ОДЕКУ.

Змінюються T_0 у широких межах – від 51,8 (р.Голятинка- с. Голятин, $H=800$ м) до 266 год (р. Шопурка-с. Кобилецька Поляна, $H=1000$ м).

Узагальнення за територією виконувалась з урахуванням залісеності, висотного та географічного положення водозборів. Враховуючи, що коефіцієнт кореляції між T_0 і залісеністю водозборів f_L значно більший, ніж між T_0 і H_{cp} , спочатку була обґрунтована залежність тривалості припливу саме від залісеності. Вона описується рівнянням

$$T_0 = 19,9 + 108 \lg \frac{f_L}{10}. \quad (9)$$

Коефіцієнт впливу залісеності на тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі можна визначити, виходячи з (9), причому

$$k_3 = 1 + 5,43 \frac{f_l}{10}. \quad (10)$$

Приведені до $f_3=10\%$, значення $T_{0,f_3=10}$ були досліджені у подальшому на їх залежність від географічного положення водозборів, яке визначається широтою геометричних центрів водозборів.

Відповідне рівняння має вигляд

$$T_0/k_3 = 23,9 + 8,96(\varphi^\circ - 48), \quad (11)$$

при коефіцієнті кореляції $r=0,42$. Наявність значущого коефіцієнта кореляції є підставою для картування $T_{0,f_3=10}$ (рис.2).



Рис. 2 – Розподіл за територією приведеної тривалості припливу води зі схилів до руслової мережі $T_{0, k_3=10}$ (год).

При просторовому узагальненні $T_{0, k_3=10}$ крок у часі становив 10 год. Як і розрахункові шари стоку $(Y_{1\%})_{H=1000}$, тривалість схилового припливу має складний розподіл у просторі, хоча й коливається у не досить значному діапазоні – від 20 до 50 год.

Отримані розрахункові характеристики схилового припливу дають змогу реалізувати структуру (5), використовуючи карти $(Y_{1\%})_{H=1000}$ (рис. 1) і $T_{0, k_3=10}$ (рис.2) з внесенням відповідних поправок до них.

На території Закарпаття максимальні модулі схилового припливу q'_m змінюються від 2,38 (р.Тур'я - с.Тур'я Поляна) до 9,09 $\text{м}^3/\text{скм}^2$ (р.Латориця-м. Мукачево).

Не зважаючи на те, що з висотою шар стоку $Y_{1\%}$ дещо збільшується, все ж максимальні модулі схилового припливу $q'_{1\%}$ від висотного положення водозборів в цілому зменшуються, завдяки протилежному впливу на $q'_{1\%}$ тривалості T_0 . Але ще більший ефект на $q'_{1\%}$, причому регулюючий, має залісеність водозборів, про що свідчить рівняння (12) і рис. 3

$$q_{1\% \cdot H=1000} = 10,3 - 6,09 \lg\left(\frac{f_{л}}{10}\right). \quad (12)$$

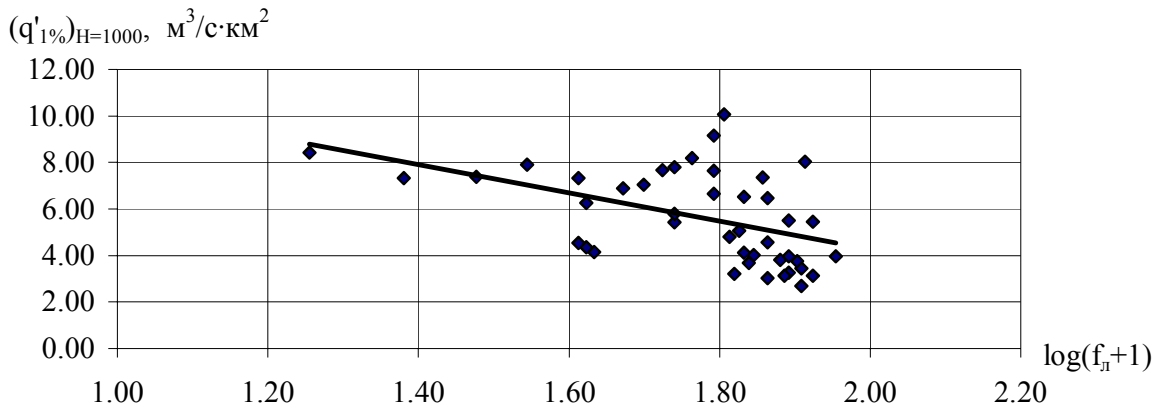


Рис. 3 – Залежність приведенного до $H=1000$ м максимального модуля схилового стоку від залісеності водозборів річок Закарпаття

Висновки. Авторами у структурі операторної формули максимального стоку визначено базовий параметр – розрахунковий модуль стоку схилового припливу $q'_{1\%}$, і його складові (шари стоку, тривалість і коефіцієнти часової нерівномірності схилового припливу), які узагальненні по території з урахуванням впливу основних чинників формування стоку у Закарпатті.

Але найбільш важливим є результат, який свідчить про велику зарегульованість дощових паводків у Закарпатті на залісених водозборах. Фізично регулювання паводків на залісених водозборах відбувається за рахунок переводу значної частини поверхневого стоку у підповерхневий. Таким чином, вирубка Закарпатських лісів слід вважати фактором, який підвищує паводкову безпеку у регіоні.

Список використаної літератури:

1. *Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик.* – Л.: Гидрометеиздат, - 1984. – 448 с.
2. *Гопченко Є.Д., Гушля О.В.* Гідрологія з основами водних меліорацій. – Київ: «Віпол»; 1993. – 295 с.

Экстремально высокие модули склонового притока в Закарпатье. *Є.Д.Гопченко, А.С. Харитоновна*
В статье рассматриваются характеристики склонового притока на территории Закарпатье во время высоких паводков и влияние на них местных факторов.

Ключевые слова: *максимальные модули склонового притока, продолжительность склонового притока, слой паводочного стока, максимальный сток дождевых паводков.*

Extremely high modules of the slope inflow on the territory of Zakarpathia. *E.D.Gopchenko, A.S.Kharitonova*

The characteristics of the slope inflow on the territory of Zakarpathia during the temple flood and the influence of the local factors on them are considered in the article.

Keywords: *maximum slope inflow modules, duration of the slope inflow, layer flow, maximum runoff rain flood.*

УДК 551.46:504.42

Ю.С. Тучковенко*, д.геогр.н., В.В. Адобовский**, О.А. Тучковенко*,

О.Н. Гриб*, к.геогр.н.

*Одеський державний екологічний університет

**Одеський філіал Інститута біології южних морей НАН України

СОВРЕМЕННЫЙ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ДИНАМИКА ВОД ТИЛИГУЛЬСКОГО ЛИМАНА

На основе анализа данных натурных наблюдений и результатов численного математического моделирования описан современный гидрологический режим и динамика вод Тилигульского лимана. Выполнена верификация трехмерной численной гидротермодинамической модели, которая позволяет рассчитывать водообмен лимана с морем через соединительный канал и его влияние на формирование гидроэкологического режима лимана.

Ключевые слова: Северо-Западное Причерноморье, Тилигульский лиман, гидрологический режим, динамика вод, моделирование.

Введение. Тилигульский лиман – это самый протяжённый лиман Северо-Западного Причерноморья, длина которого достигает 68 км, средняя ширина – 2,5 км, площадь водной поверхности – около 150 км², площадь водосбора 5420 км². Северная и центральная части лимана относительно мелководны, поэтому средняя глубина составляет 3 м, однако в южной и центральной частях лимана расположены котловины, максимальные глубины которых достигают и, по данным некоторых исследователей [1, 2], даже могут превышать 15 м.

Лиман отделен от моря пересыпью шириной около 4 км и длиной до 7 км. В пересыпи прорыт искусственный канал шириной 26-40 м и глубиной 0,5-1,5 м, соединяющий лиман с морем. Эксплуатация канала в рыбохозяйственных целях предполагает открытие его весной для запуска молоди рыбы в лиман на нагул. Однако канал функционирует эпизодически, поскольку интенсивно замывается песком со стороны моря. К каналу примыкают мелководные соленые озера, связанные с ним (рис. 1).

В северную часть лимана впадает река Тилигул. Длина реки – 173 км, ширина русла 10-20 м, площадь бассейна 3550 км², среднегодовой расход воды вблизи устья по данным за период 1953-1988 гг. составлял 0,95 м³/сек, однако в период 1989-2008 гг. он уменьшился до 0,6 м³/сек.

Тилигульский лиман и прилегающая территория располагают значительными рекреационными ресурсами. Среди них выделяется крупнейшее месторождение минеральных лечебных магниевых-натриевых грязей, запасы которых достигают 15,8 тыс. тонн. Велики возможности использования лимана и прилегающей прибрежной зоны моря по климатическим, гидрологическим, экологическим показателям для лечебной, оздоровительной рекреационной деятельности, а также для регламентированного рыболовства и охоты, экологического туризма. Нижняя часть лимана и прилегающая прибрежная зона моря характеризуются высоким баллом пляжной привлекательности. Экологическому («зеленому») туризму и ограниченным направлениям любительского рыболовства и охоты способствует богатство флоры и фауны акватории Тилигула и прилегающих территорий. В водах лимана обитает 25-30 видов рыб, около 208 видов водорослей.

На берегах лимана расположен Тилигульский региональный ландшафтный парк. Части территории парка представляют собой чрезвычайно интересные природные объекты со значительным спектром редких и исчезающих видов флоры и фауны.

Тилигульский лиман входит в международный список Рамсарской конвенции о защите водно-болотных угодий. Рамсарское угодье "Тилигульский лиман" охватывает площадь 26 000 км² в пределах Николаевской и Одесской областей Украины. Это один из немногих ветландов, которые сохранили сегодня естественные приморские ландшафты; его экологическая система имеет уникальные условия для жизни животного и растительного мира, акватория лимана представляет большую ценность для поддержания биологического равновесия региона.

В настоящее время в результате антропогенной деятельности в бассейне лимана и климатических изменений, отсутствия научно обоснованных планов водного и экологического менеджмента, природные ресурсы Тилигульского лимана находятся под угрозой утраты. Например, в течение аномально жаркого, с большим количеством ливневых атмосферных осадков, лета 2010 г. были отмечены неоднократные случаи массовой гибели рыбы из-за «цветения» водорослей, выделяющих токсические вещества в составе метаболитов, и развития дефицита кислорода в воде, что обусловлено высоким уровнем эвтрофикации водоема. В разных районах лимана локальные заморы рыб наблюдались также летом 1999, 2000, 2001, 2006, 2007 гг.

В результате значительного уменьшения поверхностного стока с водосборного бассейна и нерационального использования соединительного канала увеличилась соленость воды в лимане, которая способствовала смене доминирующего солоноватого комплекса рыб на морской, со значительно меньшим видовым разнообразием.

Для разработки планов водного и эколого-экономического менеджмента Тилигульского лимана необходимо знание особенностей его современного гидрологического режима и динамики вод, а также определяющих их факторов. Цель предлагаемой статьи заключается в освещении указанной проблемы на основе данных натурных наблюдений, выполненных в последние годы, и гидротермодинамического моделирования.

Вопросам формирования гидрологического режима Тилигульского лимана и динамики его вод посвящено очень малое количество работ. В работе [3], на основе имеющихся до 1970 г. данных наблюдений, описана многолетняя и годовая изменчивость уровня и солености воды в лимане, особенности пространственного распределения последней, а также формирующие их факторы. В более поздней работе [2] оценены составляющие водного баланса лимана, включая водообмен с морем через соединительный канал, приведены результаты расчетов интегральной по глубине ветровой циркуляции вод по модели Фельзенбаума, описан термический режим лимана. Результаты ежемесячных полевых наблюдений за водообменом лимана с морем в 2003 г. приведены в работе [1]. Следует отметить, что как показали результаты батиметрической съемки лимана и канала в 2010 г. [4], за прошедшие годы глубины, как в лимане, так и в канале изменились в сторону уменьшения.

Методы и материалы, условия модельных расчетов. В работе использовались данные эпизодических полевых наблюдений за гидрологическими характеристиками вод Тилигульского лимана (температура, соленость, уровень воды), водообменом через соединительный канал, выполненные в Одесском филиале Института биологии южных морей НАН Украины, данные многолетних наблюдений за уровнем воды в лимане на водомерном посту лим. Тилигульский – пгт Коблево в период с 1936 по 1987 гг.

Для изучения особенностей динамики вод, пространственно-временной изменчивости температуры, солености воды, проникновения морских вод в лиман при функционировании соединительного канала, использовалась численная,

нестационарная гидротермодинамическая модель [5-7]. При расчетах акватория лимана покрывалась горизонтальной расчетной сеткой 44×99 узлов с шагом 400 м. Использовались 10 расчетных уровней по вертикали в σ -системе координат. Глубины в лимане задавались на основе данных батиметрической съемки, выполненной в октябре 2010 г. при отметке уровня воды в лимане минус 0,4 м БС (рис. 1).

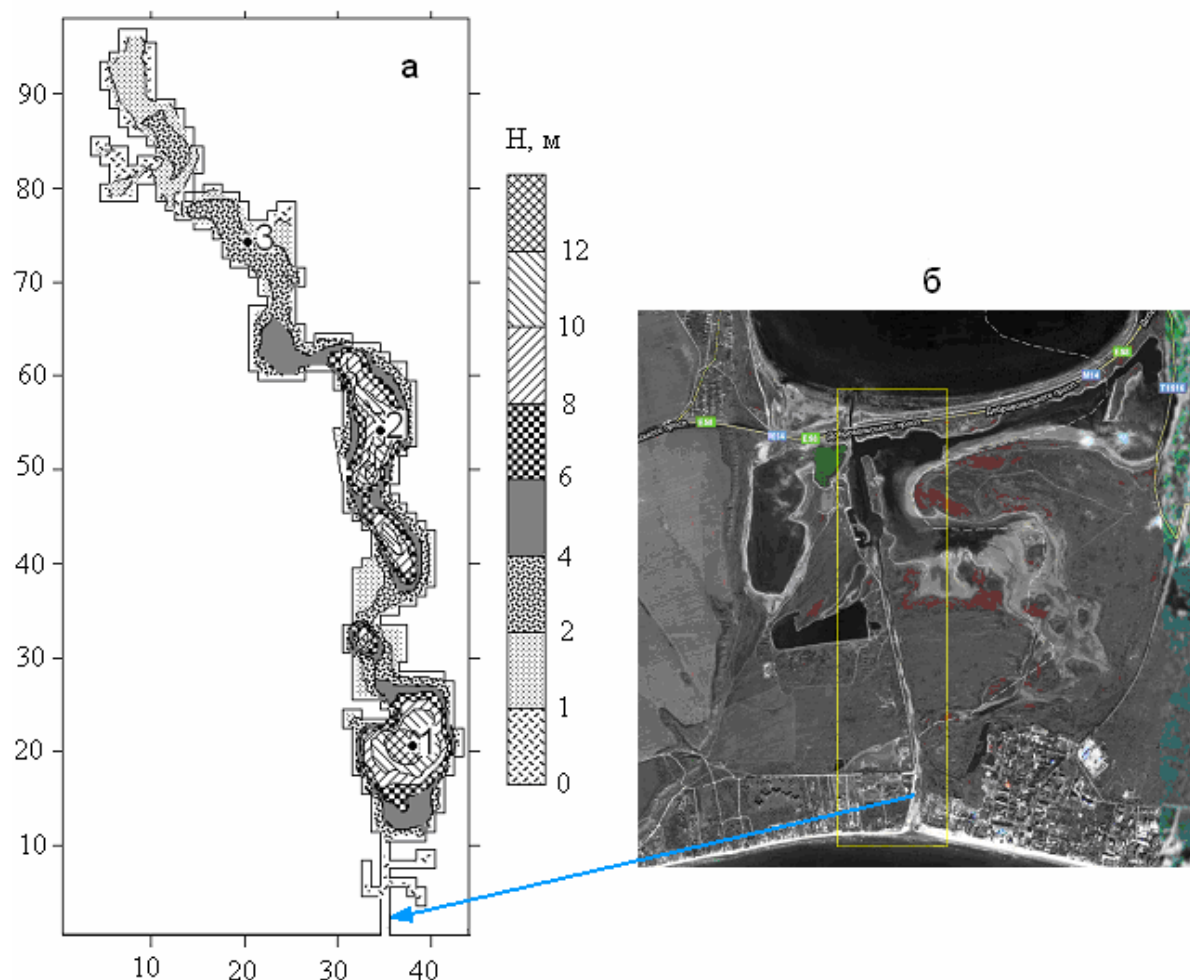


Рис. 1 – Горизонтальная расчетная сетка акватории Тилигульского лимана с глубинами, соответствующими уровню моря минус 0,4 м БС (а)*. Космический снимок участка побережья между южной частью Тилигульского лимана и прилегающей акваторией Черного моря (б), на котором расположен соединительный канал (выделен рамкой) с системой соленых озер связанных с ним.

* На осях координат указаны номера узлов расчетной сетки с горизонтальным шагом 400 м. Цифры 1, 2, 3 – номера реперных точек на акватории лимана при анализе результатов расчетов.

Модельные расчеты выполнялись в три этапа. Первая серия численных экспериментов с моделью проводилась для исследования особенностей ветровой циркуляции вод в лимане при отсутствии водообмена с морем. Расчеты установившихся ветровых течений выполнялись при стационарных ветрах восьми основных румбов силой 5 м/с.

Во второй серии численных экспериментов моделировалась пространственно-временная изменчивость уровня воды в лимане, термохалинной структуры вод в период с начала мая по конец августа при учете стока р.Тилигул, разницы месячных сумм атмосферных осадков и испарения (табл. 1), но при отсутствии водообмена с

морем. Сток реки Тилигул полагался равным $0,3 \text{ м}^3/\text{с}$ в мае, $0,95 \text{ м}^3/\text{с}$ – в июле и $0,05 \text{ м}^3/\text{с}$ – в июне и августе, что соответствует особенностям формирования стока в соответствующий период 2010 г. Временная изменчивость направления и скорости ветра, температуры воздуха (с дискретностью 6 часов), месячных сумм атмосферных осадков задавалась на основе данных наблюдений, выполненных на ГМС «Порт Южный» в 2010 г. Испарение с водной поверхности лимана задавалось на основе осредненных за период 1960-2007 гг. среднемесячных данных наблюдений метеостанции г.Болград, расположенной у пресноводного озера Ялпуг. Эти величины приводились к солёности морской воды 19 ‰ (табл. 1) с использованием пересчетного множителя 0,94 [4]. В табл.1 для сравнения приведены также средние многолетние месячные суммы атмосферных осадков, рассчитанные по данным м/ст. Одесса-ГМО за период с 1894 по 2008 гг. Видно, что по средним многолетним данным в период с мая по сентябрь испарение в три раза превышает количество выпавших атмосферных осадков.

Таблица 1 – Средние многолетние месячные величины испарения, атмосферных осадков и измеренные на ГМС «Порт-Южный» в 2010 г. месячные величины атмосферных осадков, использованные в модельных расчетах

Месяцы	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Атм.осадки,мм, 1894-2008 гг.	28,1	34,9	47,4	40,2	34,9	35,0
Атм.осадки,мм, 2010 г.	45,2	86,2	47,3	113,4	26,7	69,6
Испарение, мм, 1960-2007 гг.	62	99	124	142	131	91

В третьей серии численных экспериментов с моделью учитывался водообмен лимана с морем через соединительный канал, глубина и ширина которого при отметке уровня моря минус 0,4 м БС полагались равными 0,5 и 30 м, соответственно. Как и в предыдущей серии экспериментов, моделировался наиболее критический для экосистемы лимана отрезок времени года – с начала мая по конец августа, при гидрометеорологических условиях 2010 года. Временная изменчивость солёности и температуры морской воды (среднедекадные значения) на морской открытой границе соединительного канала задавалась на основе данных наблюдений, выполненных на ГМС «Порт Южный».

Начальная отметка уровня моря принималась равной минус 0.15 м БС, а уровня воды в лимане минус 0,4 м БС. Учитывалось падение отметки уровня воды в лимане за счет разницы месячных сумм атмосферных осадков и испарения. Вертикальное распределение температуры и солёности воды в лимане в начальный момент времени задавалось на основе данных наблюдений и полагалось однородным в горизонтальной плоскости.

В качестве индикатора проникновения морских вод в лиман рассматривалась примесь нейтральной плавучести, концентрация которой в морской воде принималась равной 100 условным единицам, а в лимане в начальный момент времени – нулю.

Современный гидрологический режим лимана по данным наблюдений. Водный режим Тилигульского лимана определяется объемами притока вод с водосборного бассейна лимана (включая сток р.Тилигул), соотношением количества атмосферных осадков, которые выпадают на водное зеркало лимана, и объемами испарения с него, наличием водообмена лимана с морем через искусственный соединительный канал.

Внутригодовой ход среднемесячных значений уровня воды в лимане (рис. 2) по данным водомерного поста лим. Тилигульский – пгт. Коблево, осредненным помесечно за период его функционирования с 1936 по 1987 гг., характеризуется повышением уровня с января по апрель на 0,3 м, стабильным периодом в мае–июле и снижением, начиная с августа, до минимального значения в ноябре. Приведенные значения отметок уровня воды в лимане в большей степени характерны его изолированному от моря состоянию.

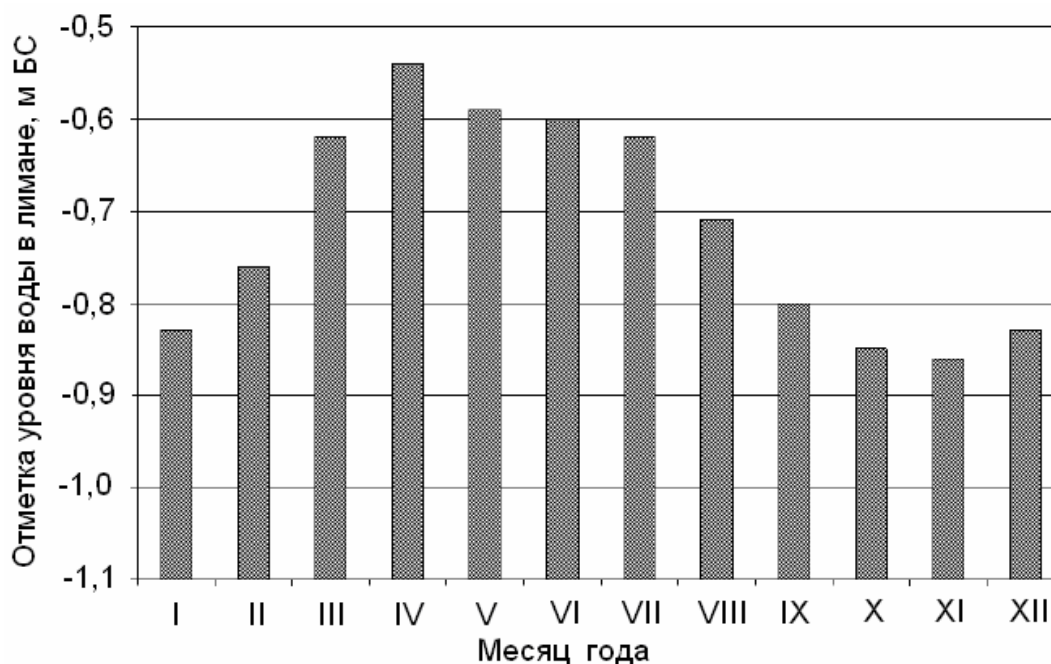


Рис. 2 – Сезонная изменчивость среднемесячных отметок уровня воды в Тилигульском лимане, осредненных за период с 1936 по 1987 гг.

На рис. 3 приведена установленная по данным эпизодических наблюдений изменчивость отметок уровня воды в лимане в современный период, начиная с 2003 г. Наиболее высокие уровни были отмечены весной 2003 г., когда в результате интенсивного паводка в лиман поступило большое количество воды с поверхностным стоком. Уровень воды в лимане на несколько десятков сантиметров превысил уровень моря и в марте-апреле наблюдался интенсивный сток воды из лимана в море через соединительный канал. В середине июня канал был закрыт и началось падение уровня лимана вследствие интенсивного испарения. К концу 2003 г. он понизился до минус 0,43 м БС.

До середины 2006 г. сохранялась определенная стабильность уровня режима, диапазон колебаний составлял около 40 см. В весенние месяцы уровень лимана несколько повышался за счет поверхностного стока с бассейна лимана и притока морской воды через соединительный канал, а во второй половине года происходило его снижение в результате интенсивного испарения.

В 2007 г. начался период значительного понижения уровня лимана (до минус 0,95 м БС), который продолжался до конца 2009 г. Отметки уровня воды в лимане не превышали минус 0,40 м БС. В этот период количество выпавших атмосферных осадков было ниже годовых норм на 10-40 мм, а время функционирования соединительного канала очень непродолжительным.

Зимой 2009-2010 гг. выпало 275 мм осадков при норме 97 мм. В лиман поступило большое количество воды с поверхностным стоком с его водосборного бассейна. Кроме того, в середине марта 2010 г. был открыт соединительный канал с морем, который функционировал до середины сентября. В результате, уровень воды в лимане в июне поднялся до минус 0,05 м БС.

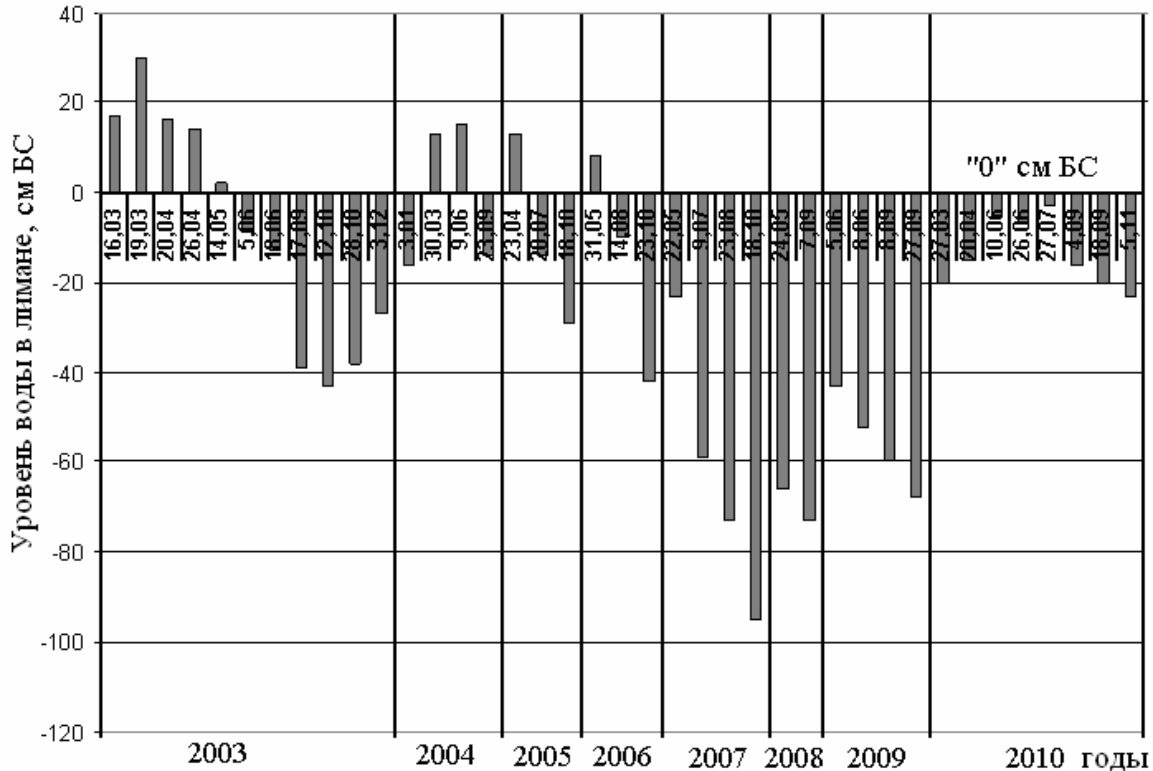


Рис. 3 – Изменчивость отметок уровня воды в Тилигульском лимане по данным эпизодических наблюдений в 2003-2010 гг.

В течение года температура воды в лимане может изменяться в широком диапазоне: от минус 0,1-0,2 °С зимой до 32-35 °С на мелководье летом. В холодные зимы лиман покрывается льдом на период 1-2 месяца. Толщина ледового покрова может достигать 0,5 м.

На рис. 4 приведены результаты эпизодических наблюдений за температурой и соленостью воды в прибрежной зоне центральной части лимана – на правом берегу между Чиловой и Ранжевой косами, в точке отстоящей от пересыпи на 12 км. В летние месяцы 2007-2009 гг. в этом районе в 100 м от берега наблюдались значения температуры воды около 25 °С и выше. Температура воды более 20 °С наблюдалась с мая по сентябрь. В аномально жаркий август 2010 г. была зафиксирована температура воды 32.1 °С. Даже в первой половине сентября 2010 г. температура воды была 24.5-24.6 °С.

Для вертикального распределения температуры воды в летний период года характерно формирование в котловинах южной и центральной частей лимана на глубинах более 10 м мощного сезонного термоклина. При температуре воды поверхностного слоя 25-30 °С, на глубине 14-15 м она не превышала 8-9 °С (рис. 5).

Соленость воды в лимане может колебаться от 6 ‰ в период весеннего половодья до 23 ‰ осенью (рис. 6). В прошлом, когда объемы стока реки Тилигул составляли значительную часть водного баланса лимана и поддерживался водообмен с

морем, существовало четкое разделение лимана на соленую (около 15 ‰) – южную и опресненную (8,5 ‰) – северную части [8]. В современных условиях к концу лета – началу осени соленость вод как в южной (при отсутствии водообмена с морем), так и в северной частях лимана (при отсутствии стока р.Тилигул) может возрастать до 19-22 ‰. Заметим, что в период полной изоляции лимана в IX веке соленость его вод достигала 40 ‰.

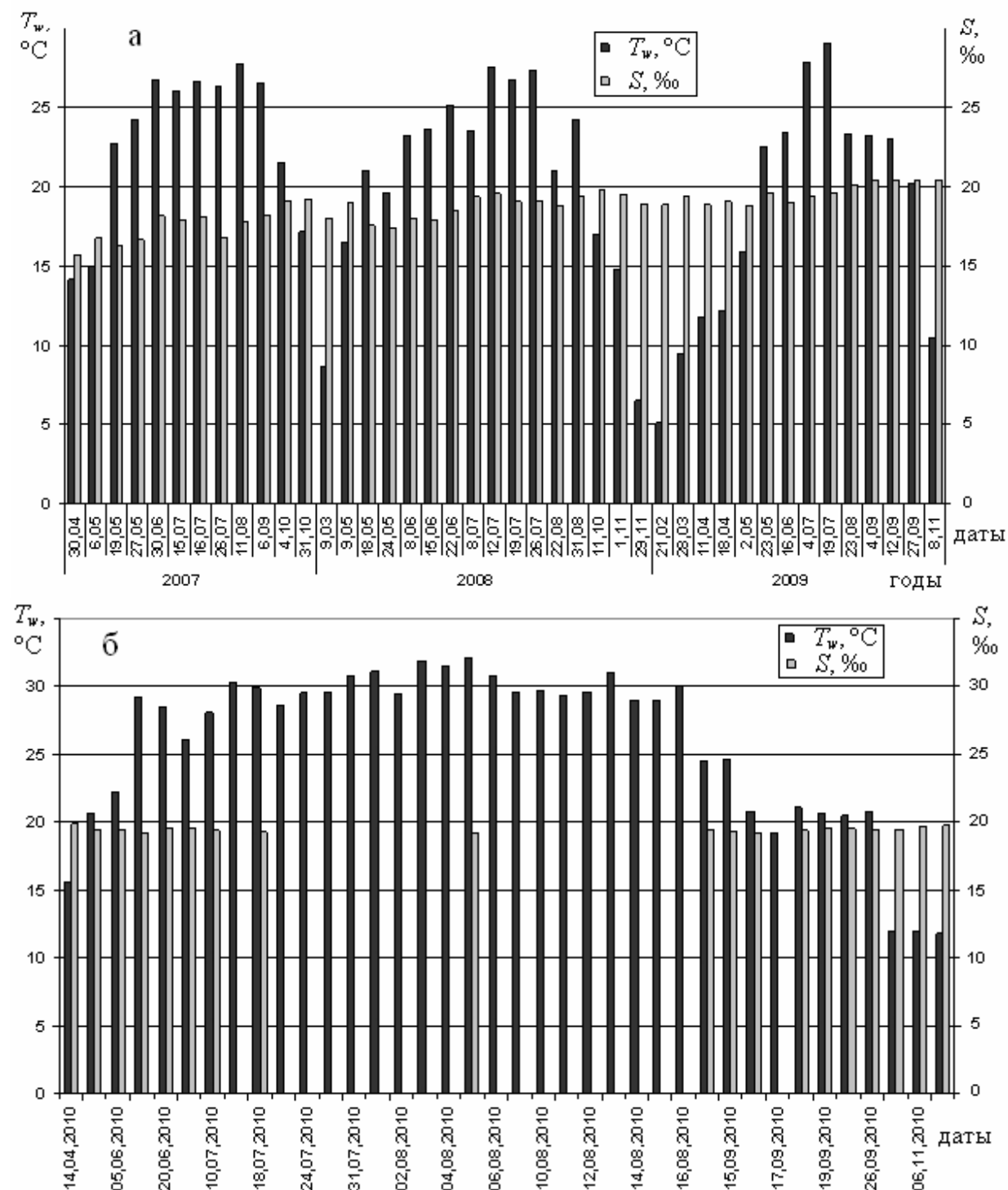


Рис. 4 – Изменчивость значений температуры ($T_w, ^\circ\text{C}$) и солености ($S, \text{‰}$) воды в поверхностном слое центральной части Тилигульского лимана: а – 2007-2009 гг.; б – 2010 г.

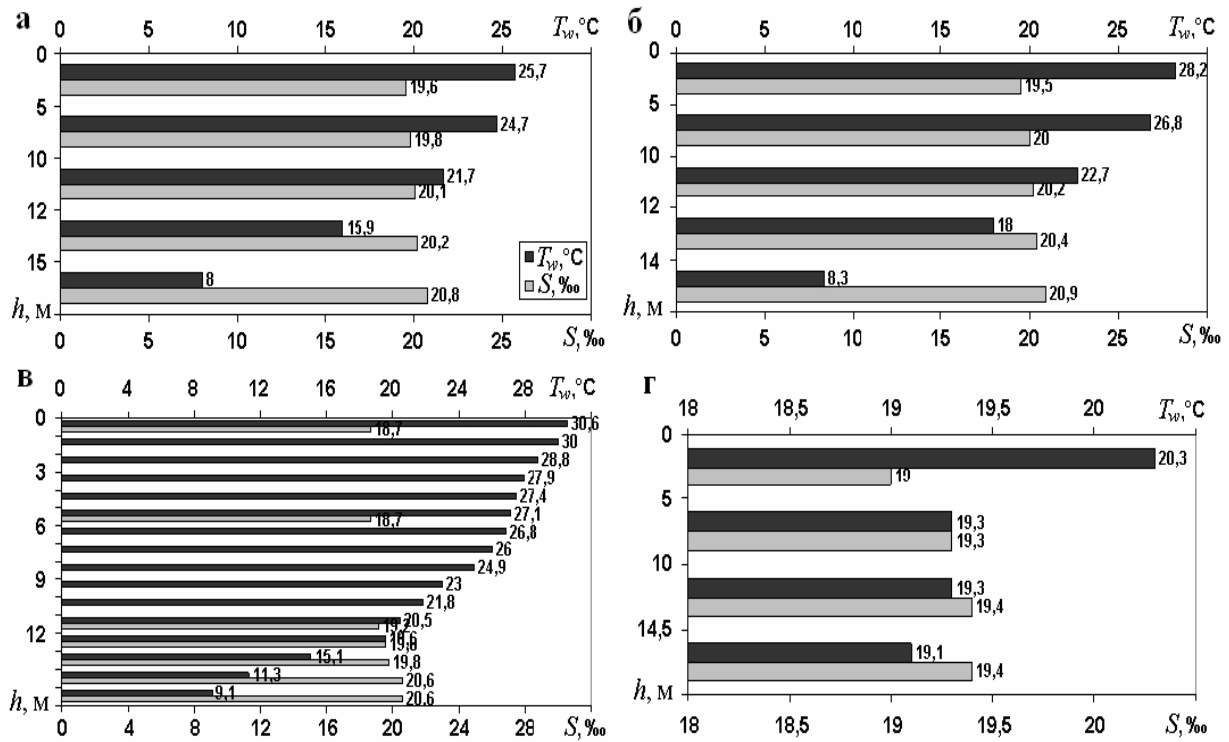


Рис. 5 – Изменчивость вертикального распределения температуры ($T_w, ^\circ\text{C}$) и солёности ($S, \text{‰}$) воды в котловине центральной части Тилигульского лимана в 2010 г.: а – 04.07.2010; б – 18.07.2010; в – 05.08.2010; г – 16.09.2010.

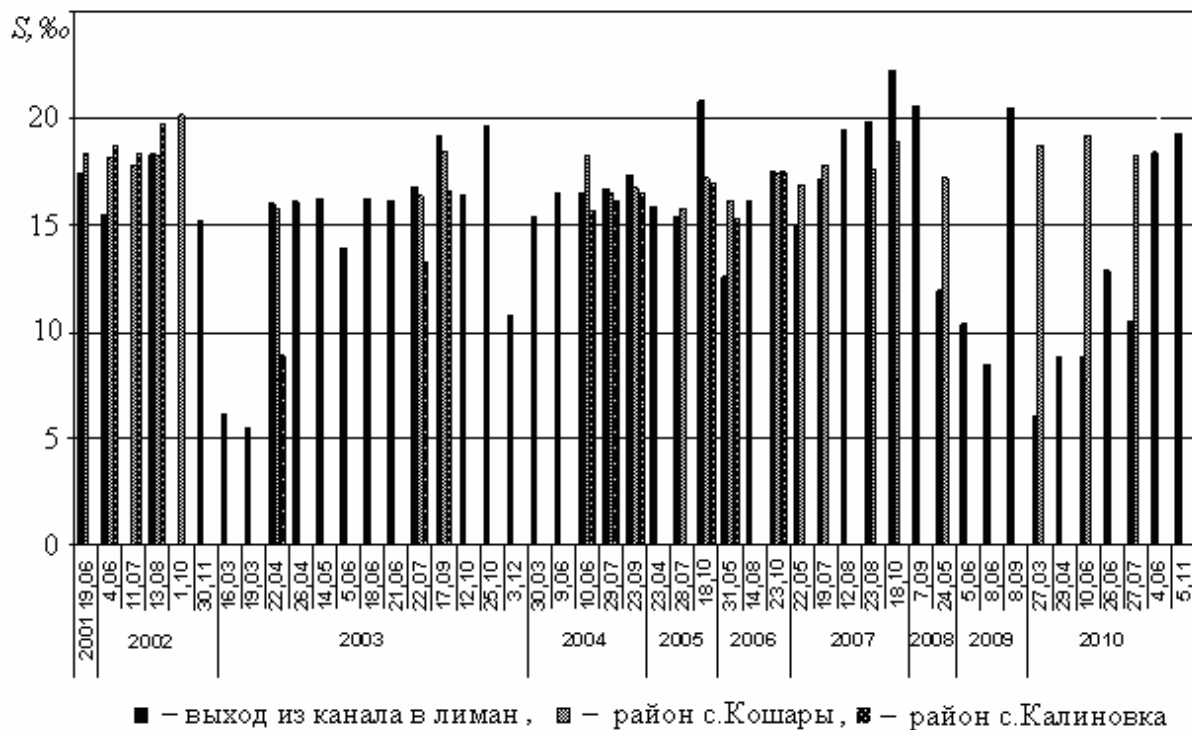


Рис. 6 – Изменчивость значений солёности воды ($S, \text{‰}$) в различных частях Тилигульского лимана по данным эпизодических береговых наблюдений в 2001-2010 гг.

В центральной части лимана на протяжении 2007-2009 гг. (рис. 4) соленость воды колебалась в пределах 16-20 ‰, а в 2010 г. не опускалась ниже 18,5 ‰. Вертикальное распределение солености летом в районе глубоких котловин центральной части лимана характеризуется относительной однородностью (рис. 5). Максимальная разница между соленостью вод поверхностного и придонного слоев не превышает 2 ‰.

Результаты моделирования пространственно-временной изменчивости гидрологических характеристик. Результаты расчетов установившихся ветровых течений при стационарных ветрах различных направлений скоростью 5 м/с и отсутствии водообмена с морем свидетельствуют (рис. 7, 9.I), что пространственная структура осредненных по глубине течений имеет ярко выраженный ячеистый характер и состоит из множества вихревых образований (циркуляционных ячеек), расположенных вдоль продольной оси лимана. Такой характер циркуляции вод обусловлен особенностями геоморфологического строения лимана – конфигурацией берегов, распределением глубин вдоль лимана. Береговая линия лимана очень извилиста, а ложе южной и центральной его частей представляет собой набор глубоких котловин, разьединенных мелководными участками (рис. 1). В результате, в лимане отсутствуют протяженные и мощные вдольбереговые течения, которые способствуют массообмену между различными его частями. Вихревые структуры препятствуют распространению водных масс и примеси вдоль акватории лимана.

На рис. 8, 9.II представлены поверхностные течения в лимане при различно ориентированных по отношению к продольной оси канала ветрах. Видно, что интенсификация поверхностных течений наблюдается на мелководных участках акватории лимана, ориентированных в направлении ветра. В придонном слое пространственная структура течений определяется характером баротропной циркуляции. На относительно глубоких участках южной и центральной частей лимана вертикальная структура течений может быть двухслойной: на поверхности формируются дрейфовые течения, направленные по ветру, а в придонном слое – противоположно направленные градиентные течения. При этом поверхностные дрейфовые течения ослабляются придонным градиентным потоком (рис. 9.II.a).

На рис. 10.a показана изменчивость уровня воды в граничных точках соединительного канала со стороны лимана и моря при его функционировании. Видно, что после фазы начального наполнения лимана, продолжительностью около 20-30 суток, амплитуда колебаний уровня воды в лимане намного меньше, чем в море. Отмечается также временная задержка в несколько суток при смене тенденций изменения уровня воды в лимане, по отношению к морю.

На интенсивность баротропной циркуляции вод в лимане, помимо колебаний уровня моря, влияют также и формируемые ветром градиенты уровня между северной и южной оконечностями лимана (рис. 10.b). В результате воздействия ветра перекося уровня между южной и северной оконечностями лимана может достигать 0,2 м.

Результаты моделирования свидетельствуют, что при отсутствии водообмена с морем уровень воды в лимане с мая по август при гидрометеорологических условиях 2010 г. уменьшился бы на 0,2 м (рис. 10.a) за счет превышения испарения над поступлением воды в лиман с атмосферными осадками и стоком р.Тилигул.

Изменчивость осредненной по глубине скорости течений, а также расходов воды в канале при современных его морфометрических характеристиках показана на рис. 11. Баротропные течения и расходы воды в канале характеризуются очень сильной короткопериодной изменчивостью, как по величине, так и по направлению, что обусловлено совместным действием ветра, колебаний уровня воды в лимане и море.

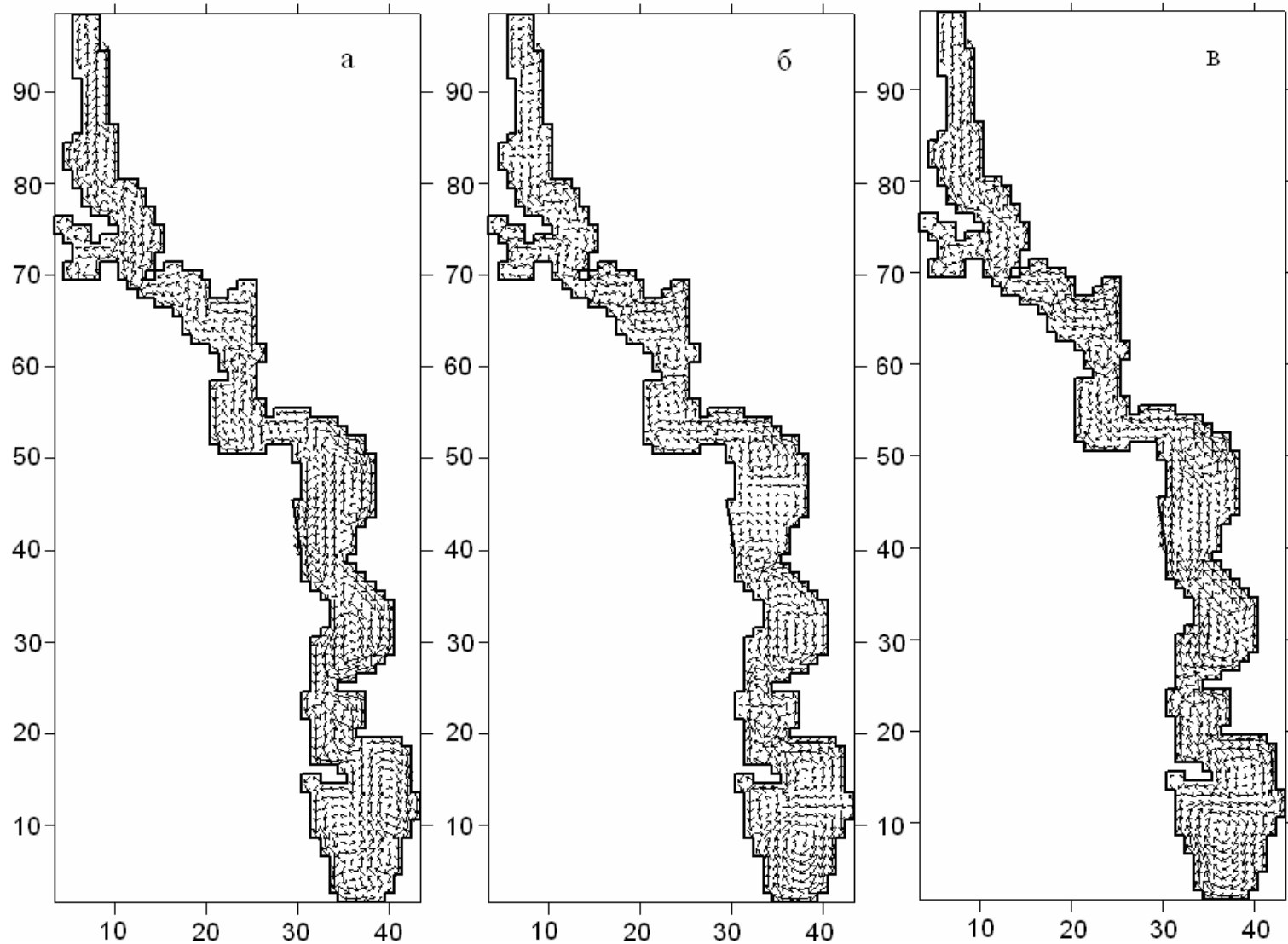


Рис. 7 – Поле векторов средних по глубине (баротропных) течений в лимане при стационарных ветрах со скоростью 5 м/с различных направлений: а – северном; б – восточном; в – юго-восточном.

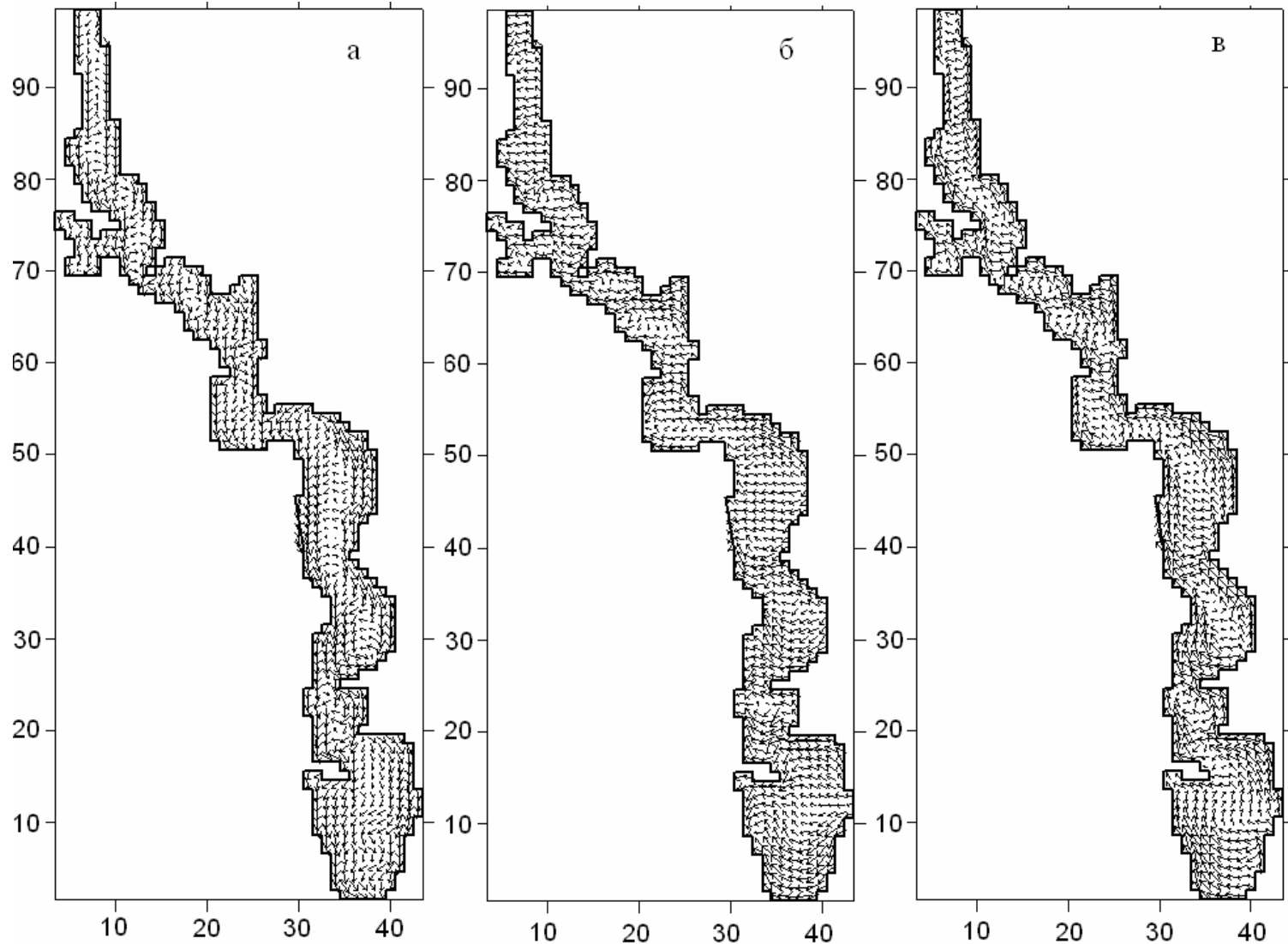


Рис. 8 – Поле векторов поверхностных ветровых течений в лимане при стационарных ветрах со скоростью 5 м/с различных направлений: а – северный; б – восточный; в – юго-восточный.

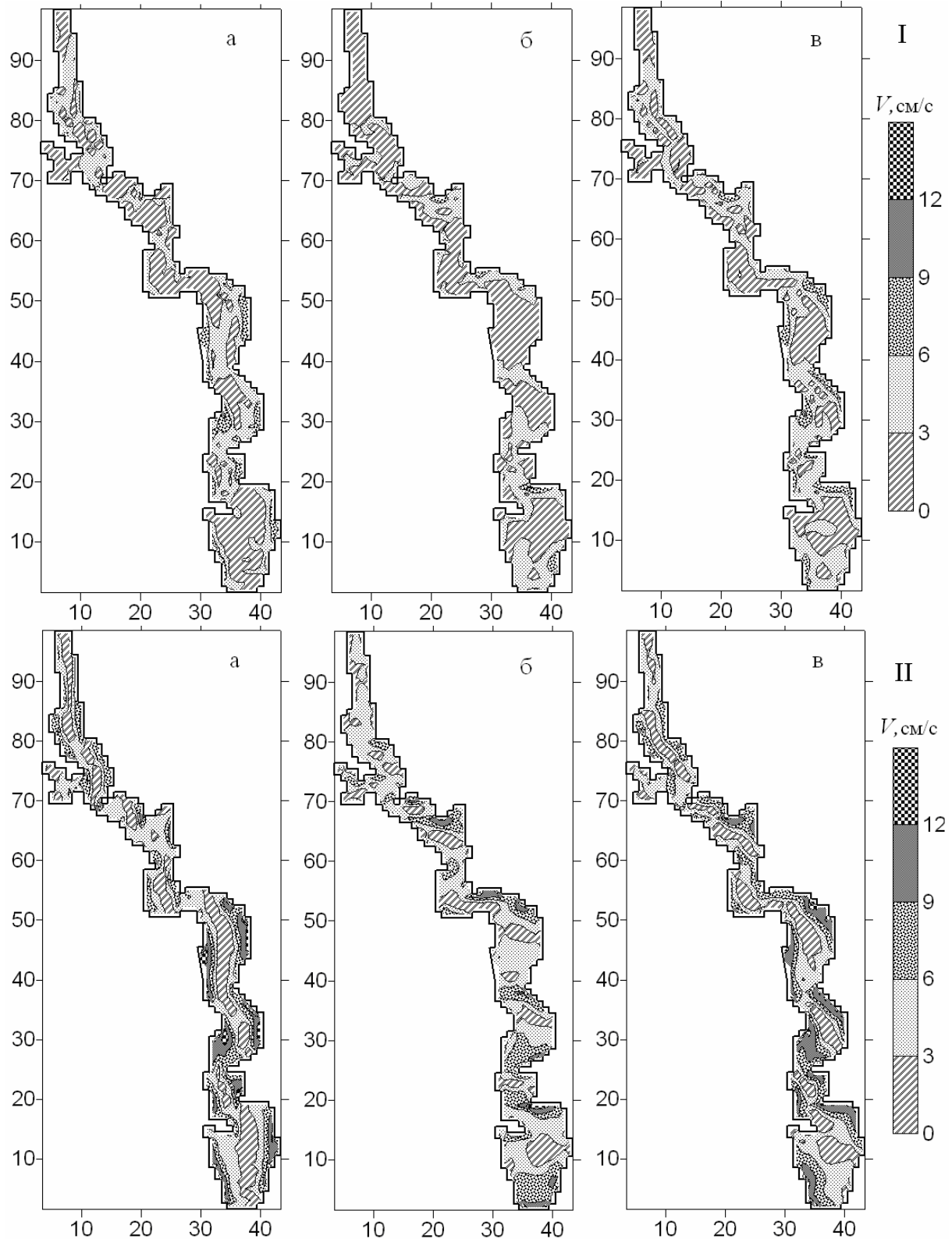


Рис. 9 – Поля изотак средних по глубине (баротропных) течений (I) и поверхностных ветровых течений (II) в лимане, см/с, при стационарных ветрах со скоростью 5 м/с различных направлений: а – северный; б – восточный; в – юго-восточный.

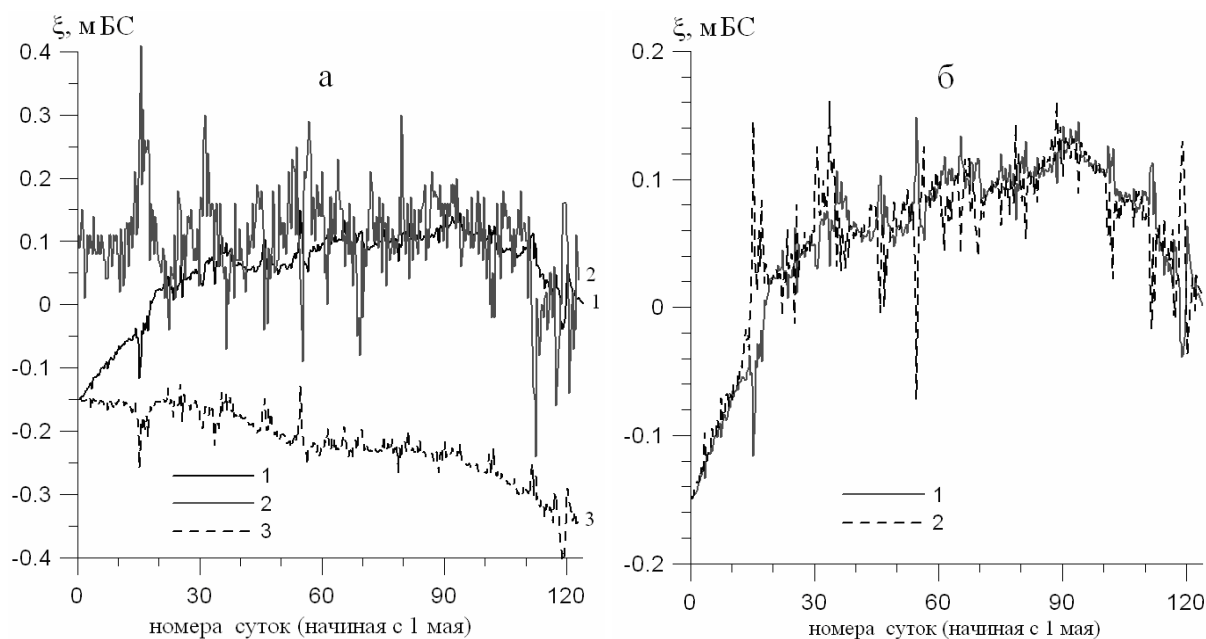


Рис. 10 – Временная изменчивость отметки уровня воды (м БС): а – на границах соединительного канала со стороны лимана (1) и моря (2) при открытом канале, у южной границы лимана при закрытом канале (3); б – на южной (1) и северной (2) оконечностях лимана при открытом канале.

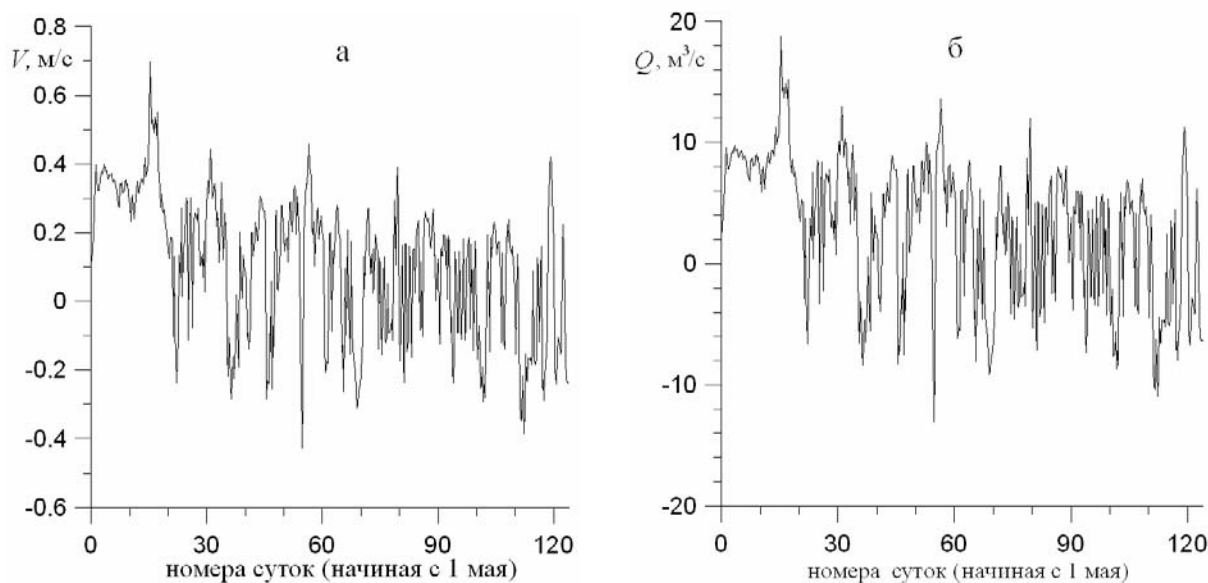


Рис. 11 – Временная изменчивость скорости баротропных течений, м/с, (а) и расходов воды, м³/с, (б) в соединительном канале (вблизи выхода в лиман) при современных его морфометрических характеристиках. Положительные значения соответствуют втоку воды в лиман, отрицательные – вытоку.

Полученные в результате моделирования значения скоростей течений в канале хорошо согласуются с данными немногочисленных эпизодических натуральных наблюдений [4], выполненных на протяжении последних лет. В частности, в 2010 г. были зафиксированы скорости течений в канале, у его выхода в лиман, в диапазоне от 0,10 до 0,34 м/с.

На рис. 12 приведена полученная в модели и по данным наблюдений изменчивость температуры и солености вод поверхностного слоя центральной части Тилигульского лимана в районе с. Пшеняново. Следует отметить, что используемые данные наблюдений были получены в прибрежной мелководной зоне лимана. Из сравнения данных наблюдений за температурой вод поверхностного слоя, выполненных на прибрежном мелководье и в глубокой части акватории лимана в районе с. Пшеняново в одни и те же дни лета 2010 г., следует, что на мелководье воды лимана прогреты в среднем на 1,5 °С больше, чем в глубокой части. Поэтому расположение наблюденных значений температуры на рис. 12.а в диапазоне между кривыми модельных значений температуры, полученных для мелководной северной части (реперная точка 3) и над котловиной центральной части (реперная точка 2) лимана представляется обоснованным.

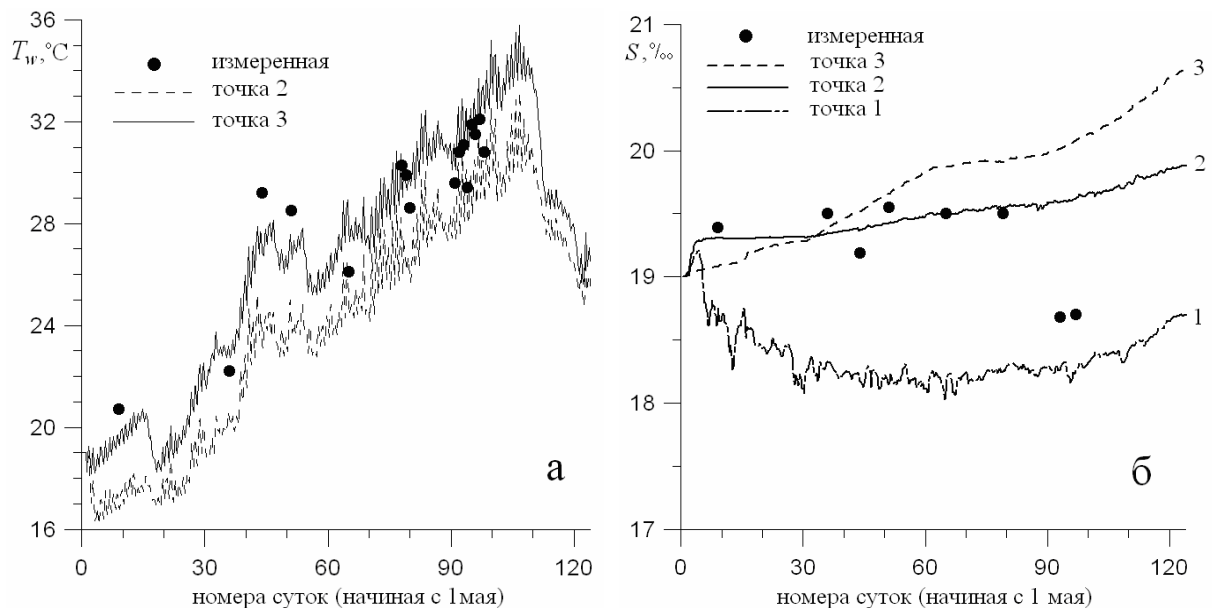


Рис. 12 – Временная изменчивость температуры, °С, (а) и солености, ‰, (б) вод поверхностного слоя в реперных точках на акватории лимана (рис. 1), полученная при моделировании и по данным эпизодических наблюдений на участке акватории, прилегающем к с.Пшеняново (центральная часть лимана).

При наличии водообмена с морем соленость в южной части лимана понижается до 18,0-18,5 ‰. В мелководной северной части лимана, даже при наличии стока р.Тилигул в летний период года, соленость вод наибольшая и превышает 20 ‰. Во временной изменчивости наблюденных значений солености вод поверхностного слоя в центральной части лимана (рис. 12.б) обращает на себя внимание понижение ее значений в начале августа 2010 г. до 18,7 ‰, которое не отражается в результатах модельных расчетов. Это означает, что зафиксированное понижение солености не связано с учитываемыми при модельных расчетах факторами: проникновением трансформированных морских вод из южной части лимана и стоком р.Тилигул, а обусловлено, вероятно, поступлением пресных вод с боковым стоком с берегов лимана.

Расчитанное с помощью модели пространственное распределение температуры и солености морской воды, соответствующее середине июля, приведено на рис. 13. Модельные поля отражают основные особенности пространственной изменчивости указанных характеристик. Минимумы температуры воды поверхностного слоя

отмечаются в районах расположения глубоких котловин и образуются за счет вертикального турбулентного перемешивания с относительно холодными водами придонного слоя. Максимальному прогреву подвергается мелководная северная часть лимана, где температура воды превышает 31°C.

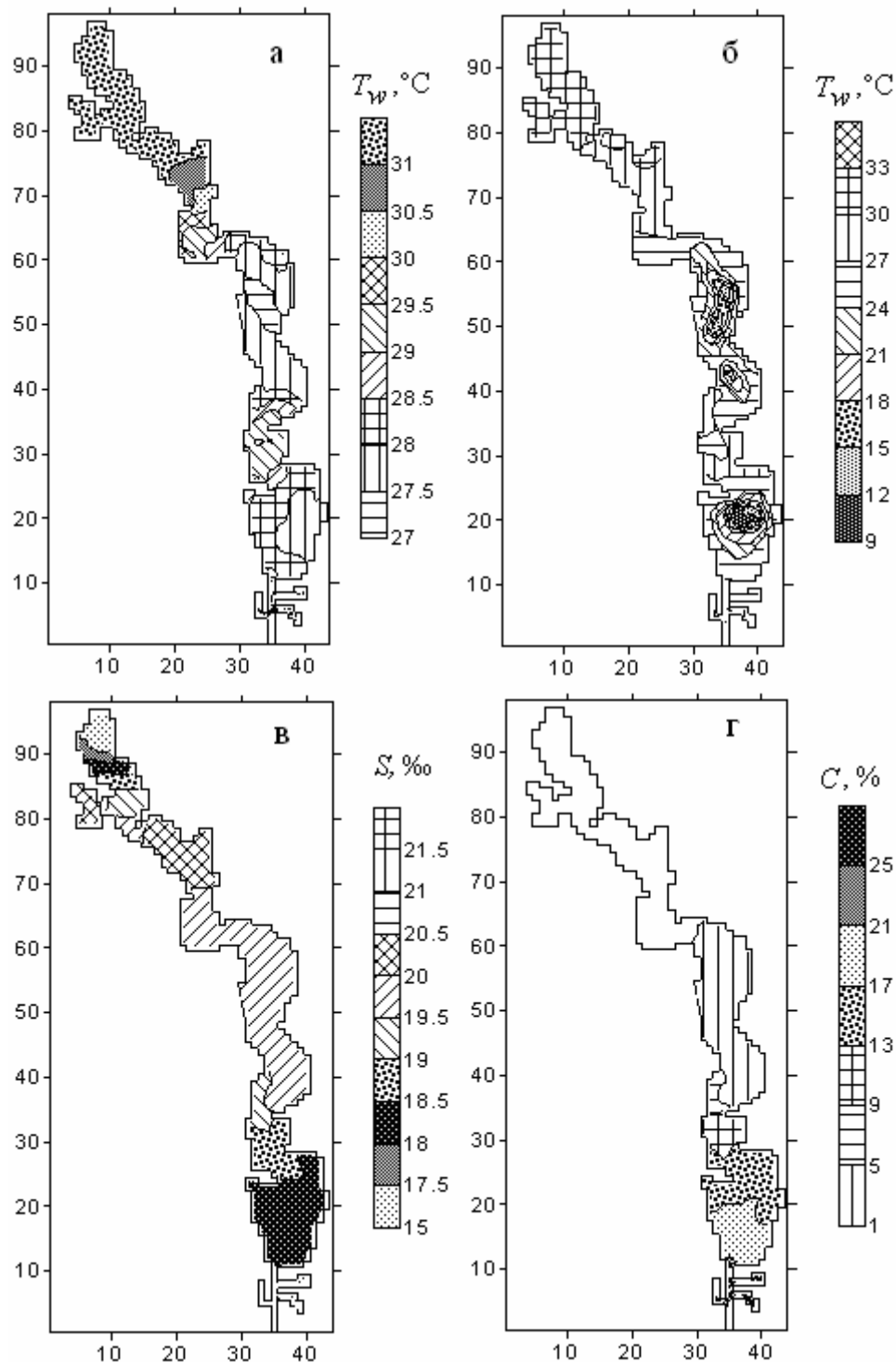


Рис. 13 – Пространственное распределение температуры воды, °С, в поверхностном (а) и придонном (б) слоях лимана; солёности, ‰, вод поверхностного слоя (в); концентрации в поверхностном слое консервативной примеси нейтральной плавучести, усл. ед., поступающей в лиман с морскими водами (г).

Как следует из рис. 14, модель с достаточной для гидроэкологических расчетов точностью отражает особенности вертикального распределения температуры воды в глубоких частях лимана.

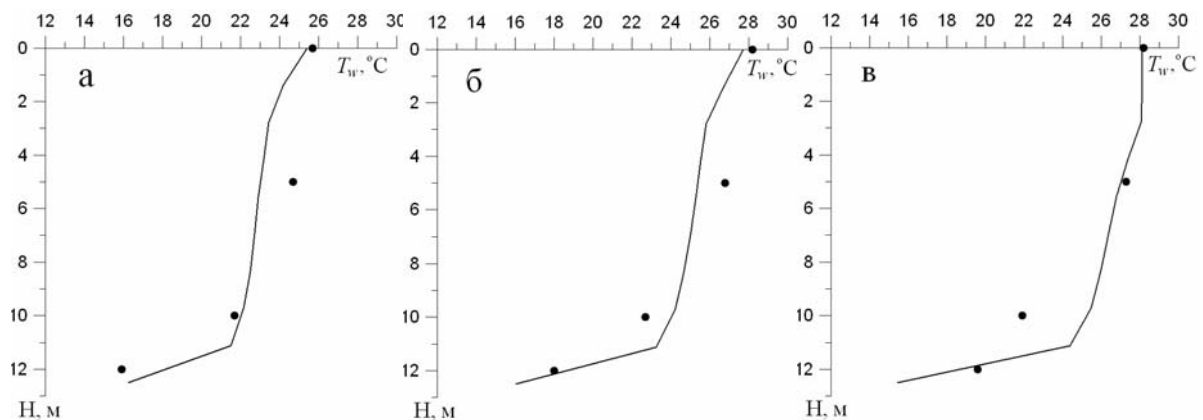


Рис. 14 – Вертикальное распределение температуры воды, °С, полученное в модели (кривые) и по данным натуральных наблюдений (точки) в котловине центральной части Тилигульского лимана в 2010 г.: а – 04.07.2010; б – 18.07.2010; в – 01.08.2010.

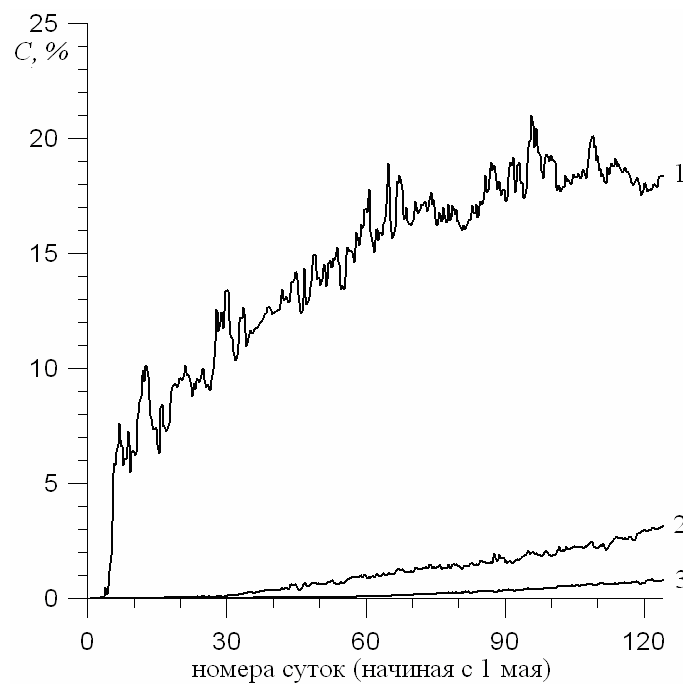


Рис. 15 – Изменчивость концентрации консервативной примеси нейтральной плавучести (усл. ед.), поступающей в лиман с морскими водами (100 усл. ед. на морской границе канала), в реперных точках акватории лимана (см. рис. 1): 1 – южная часть лимана (реперная точка 1), 2 – центральная часть лимана (реперная точка 2), 3 – северная часть лимана (реперная точка 3).

Результаты расчетов изменчивости концентрации пассивной, консервативной примеси нейтральной плавучести, приведенные на рис. 13.г, 15, иллюстрируют характер и степень трансформации морских вод, проникающих в лиман через соединительный канал. Концентрацию примеси можно рассматривать как показатель

процентного содержания морских вод в различных частях лимана (на морской границе соединительного канала – 100 %). Видно, что водообмен с морем практически не влияет на формирование гидроэкологических условий в центральной и северной частях лимана.

Выводы. На основе анализа данных эпизодических гидрологических наблюдений и результатов модельных расчетов установлено, что в наиболее критический для экосистемы лимана летний период года, в котловинах южной и центральной частей Тилигульского лимана на глубинах более 10 м формируется мощный сезонный термоклин. При температуре воды поверхностного слоя 25-30 °С, на глубине 14-15 м она не превышает 8-9 °С. На мелководных участках акватории лимана воды поверхностного слоя могут прогреваться до 32-34 °С. Над котловинами температура воды поверхностного слоя в среднем на 1,5 °С меньше, чем на мелководье.

Соленость воды в лимане может колебаться от 5 ‰ в период весеннего половодья до 22 ‰ осенью. При отсутствии водообмена с морем, к концу лета соленость как в северной, так и в южной частях лимана может превышать 20 ‰. При наличии водообмена с морем соленость вод в южной части лимана понижается до 18,0 – 18,5 ‰. В мелководной северной части лимана, даже при наличии стока р.Тилигул в летний период года, соленость наибольшая и превышает 20 ‰. Вертикальное распределение солености летом, в районе глубоких котловин, характеризуется относительной однородностью. Максимальная разница между соленостью вод поверхностного и придонного слоев не превышает 2 ‰.

За период с 2003 по 2010 гг. уровень воды в лимане, в зависимости от гидрометеорологических условий года, наличия и продолжительности водообмена с морем через соединительный канал, изменялся в пределах от 0,3 до минус 0,95 мБС. По данным многолетних наблюдений падение уровня воды в лимане в период с апреля по ноябрь составляет около 0,3 м. При отсутствии водообмена с морем, в зависимости от гидрометеорологических условий года, возможно понижение уровня воды в лимане к концу летнего периода на 0,2-0,5 м, в результате преобладания убыли воды при испарении над ее поступлением с атмосферными осадками и поверхностным стоком с водосбора лимана. При наличии водообмена с морем в течение 20-30 суток происходит наполнение лимана морскими водами. В дальнейшем, среднемесячные отметки уровня воды в лимане и моря близки между собой.

Интегральная по глубине циркуляция вод в лимане имеет ярко выраженный ячеистый характер и состоит из множества вихревых образований (циркуляционных ячеек), расположенных вдоль продольной оси лимана. В лимане отсутствуют протяженные и мощные вдольбереговые течения, которые способствуют массообмену между различными его частями. Вихревые структуры препятствуют распространению водных масс и примеси вдоль акватории лимана. Вертикальная структура течений характеризуется однонаправленностью на мелководных участках и двухслойностью на глубоких участках южной и центральной частей лимана (на поверхности формируются дрейфовые течения, направленные по ветру, а в придонном слое – противоположно направленные градиентные течения). Имеет место интенсификация поверхностных течений на мелководных участках акватории лимана, ориентированных в направлении ветра. На глубоких участках акватории с двухслойной вертикальной структурой течений поверхностные дрейфовые течения ослабляются придонным градиентным потоком.

При современных морфометрических характеристиках соединительного канала водообмен с морем практически не влияет на формирование гидроэкологических условий в центральной и северной частях лимана.

Результаты модельных расчетов удовлетворительно согласуются с данными натурных наблюдений за изменчивостью гидрологических характеристик лиманных вод. Численная гидротермодинамическая модель [5, 6] может использоваться для изучения влияния морфометрических характеристик канала на интенсивность водообмена Тилигульского лимана с морем и формирование гидроэкологического режима лимана.

Список литературы

1. Адобовский В.В., Большаков В.Н. Влияние аномальных условий зимы 2002-2003 гг. на гидрологический режим закрытых лиманов северо-западного Причерноморья // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Вып. 9. – 2003. – С. 54–58.
2. Тимченко В.М. Эколого-гидрологические исследования водоемов северо-западного Причерноморья. – К.: Наукова думка, 1990. – 238 с.
3. Розенгурт М.Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. – К.: Наукова думка, 1974. – 224 с.
4. Оцінка та розрахунок гідравліко-морфометричних характеристик водообміну в системі «Тілігульський лиман ↔ Чорне море» для розробки рекомендацій по збереженню природних ресурсів лиману: Звіт з НДР/ Одеський держ. еколог. ун-т; № ДР 0110U008224. – Одеса, 2010. – 178 с.
5. Hess K.W. MECCA Programs documentation: Technical Report / NOAA. – NESDIS 46. – Washington, D.C., 1989. – 97 p.
6. Тучковенко Ю.С. Математическая модель формирования термохалинной структуры и циркуляции вод в лиманах, приустьевых и шельфовых областях северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Вып. 9. – 2003. – С. 138-153.
7. Иванов В.А., Тучковенко Ю.С. Прикладное математическое моделирование качества вод шельфовых морских экосистем. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. – 368 с.
8. Лиманно-устьевые комплексы Причерноморья. – Л.: Наука, 1988. – 304 с.

Сучасний гідрологічний режим і динаміка вод Тілігульського лиману.

Ю.С. Тучковенко, В.В. Адобовський, О.А. Тучковенко, О.М. Гріб

На основі аналізу даних натурних спостережень і результатів чисельного математичного моделювання описано сучасний гідрологічний режим і динаміку вод Тілігульського лиману. Виконана верифікація тривимірної чисельної термогідродинамічної моделі, яка дозволяє розраховувати водообмін лиману з морем через сполучний канал і його вплив на формування гідроecологічного режиму лиману.

Ключові слова: Північно-Західне Причорномор'я, Тілігульській лиман, гідрологічний режим, динаміка вод, моделювання.

Current hydrological regime and water dynamics in the Tyligulskyi lagoon.

Y.S. Tuchkovenko, V.V. Adobovskyi, O.A. Tuchkovenko, O.N. Greeb

The current hydrological regime and water dynamics in the Tyligulskyi lagoon, based on the analysis of location observation data and numerical mathematical simulation results, are described. A three-dimensional numerical thermodynamic model, which makes it possible to calculate water exchange of the lagoon with the sea through a connecting canal and its influence on the hydroecological regime of the lagoon, is verified.

Keywords: North-Western Black Sea region, Tyligulskyi lagoon, hydrological regime, water dynamics, simulation.

УДК 551.465 + 591.524.12(268.45)

С.И. Бардан, к.б.н., **Н.Г. Сербов***, к.г.н.

Мурманский морской биологический институт, КНЦ РАН

**Одесский государственный экологический университет*

ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗОНЫ СМЕШЕНИЯ МОРСКИХ И ПРЕСНЫХ ВОД В ЮЖНОМ КОЛЕНЕ КОЛЬСКОГО ЗАЛИВА (БАРЕНЦЕВО МОРЕ) В ЛЕТНИЙ СЕЗОН

Изучено распределение гидрофизических параметров, структуры светового поля для зоны смешения морских и пресных вод. Показано разделение зоны смешения по гидрооптическим показателям.

Ключевые слова: зона смешения, оптические показатели, гидрофизические параметры

Анализ вертикального распределения гидрооптических параметров и характеристики светового поля в толще воды, являются важными критериями при выявлении тонкой структуры деятельного слоя моря. Гидрооптические свойства водной среды определяют условия распространения и трансформацию фотосинтетически активной радиации (ФАР), формирующей теплораспределение фотической зоны, определяя их значимость как объективных физических параметров. По данным гидрооптических измерений с использованием фотометров (квантометров), оперативно выделяются слои повышенного содержания бактерио- и фитопланктона, скопления взвеси различного генезиса, характеристики нефелоидных прослоек в толще вод и на придонных горизонтах. Учитывая развитие дистанционных методов измерений (выделившихся в отдельное научное направление), прямые наблюдения за параметрами распространения ФАР в толще воды, а также оптические исследования граничных поверхностей, включая зоны смешения вод и снего-ледовый покров, приобретают особую значимость [1].

Выполненные в Южном колене Кольского залива (Баренцево море) комплексные исследования трансформации вещественного состава вод разного генезиса и тонкой структуры области «река-море» гидрооптическими методами, дают возможность охарактеризовать эту часть прибрежной зоны. Ранее, специализированных исследований структуры светового поля в зоне смешения морских и пресных вод Кольского залива не проводили. В специальной литературе опубликованных данных по характеристикам распространения ФАР на исследуемой акватории не выявлено. Некоторое исключение составляют измерения относительной прозрачности по стандартному диску Секи [2, 3, 4], позволяющие оценить этот показатель в периоды вегетации микропродуцентов, средней глубиной ~4.5 м, при диапазоне изменчивости 2.5-12 м. Учитывая нарастающую интенсивность освоения морских ресурсов Русской Арктики, полученные результаты являются актуальными при развитии береговой инфраструктуры в Кольском заливе.

Использованные материалы наблюдений и метод исследования. При анализе процессов в зоне смешения морских и материковых вод Южного колена Кольского залива, используются материалы на разрезе «мост» (рис. 1а) за 29 июня 2011 г., расположенного на удалении $L = 2.8$ км от места слияния рек Тулома и Кола. Глубины на станциях №№ 1-5 изменялись в диапазоне 3-5 м, время съемки соответствовало 3-й четверти приливной волны.

Основной массив физико-химических параметров получен вертикальным профилированием измерительным комплексом приборов, оформленных как полуавтономный зонд ИМП-Квант. В состав зонда включены: стандартный STD-комплекс, измеритель дисперсного состава взвеси (ИМП-2А++), измерительные

модули определения подводной облученности ФАР Квант-АМ++ и гидрохимических параметров (производство НПП «Аквастандарт-Юг», г. Севастополь, Украина). Квантометр «Квант-АМ++» представляет собой погружной измеритель прямой и обратной ФАР $\downarrow\uparrow$ (380-720 нм), для диапазона подводной облученности 0.002-2000 $\mu\text{E}/(\text{м}^2\text{с}^{-1})$. Он применяется при исследованиях распределения и вертикальной стратификации прямой ФАР \downarrow и отраженной ФАР \uparrow фотической зоны водных объектов [квант $\text{м}^2\text{с}^{-1}$]. Разрешение осредненных отсчетов ~ 0.25 сек, относительная погрешность квантовой чувствительности $\pm 2.5\%$.

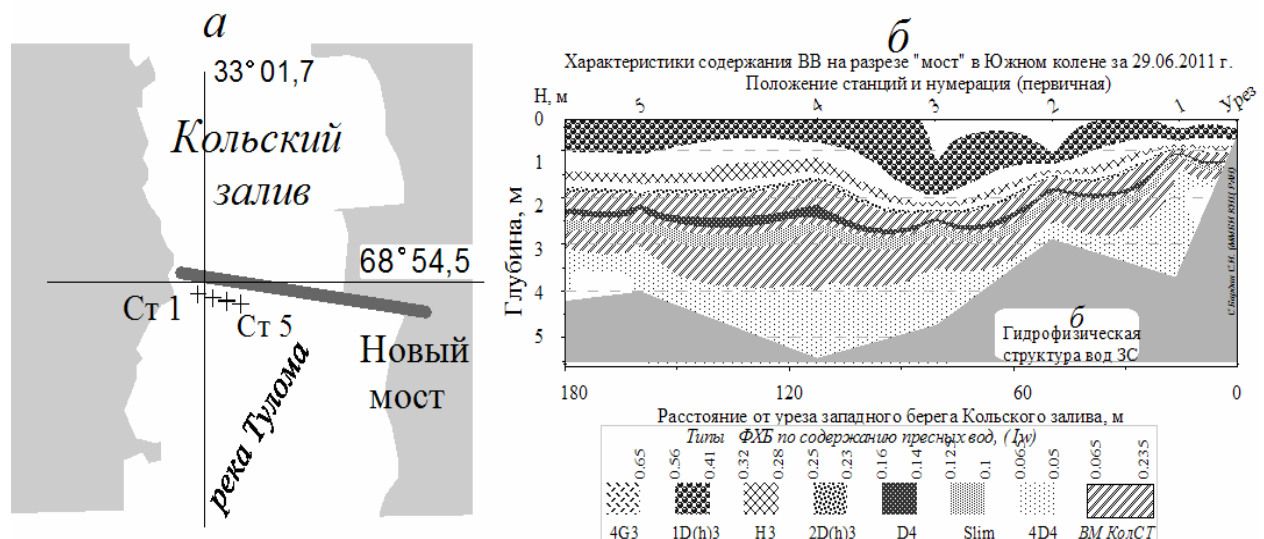


Рис. 1 – Положения станций в Южном колене Кольского залива за 29.6.2011 (расстояние от места слияния рек Кола и Тулома $L \approx 2.8$ км) и гидрофизические структуры зоны смешения: а – положение станций № 1-5 и разреза «мост» в заливе; б – гидрофизическая структура промежуточных вод в ЗС, штриховкой и аббревиатурами выделены подсистемы материковой ветви перемешивания и каскад ФХБ [5]. Ось ординат – шкала глубин (H , м), абсцисс – расстояние от уреза западного берега, в легенде приводятся диапазоны смесей по шкале I_w (см. текст).

Интегральное влияние водной среды на световой поток описывается безразмерным коэффициентом пропускания – (μ_1), характеризующего подводную освещенность, рассчитанного по отношению нисходящего потока ФАР \downarrow ($E_{\downarrow}(z)$) на горизонте z_i , к потоку пропущенному под поверхность воды (E_0), при условии $z = 0$. Коэффициент пропускания μ интегрирует свойства ФАР \downarrow от поверхности до z_i и зависит от толщины слоя вод (как и относительная прозрачность по белому диску). Производный от него показатель пропускания (μ_2 , в %) характеризует интегральное ослабление света с глубиной, показывая долю потока пропущенного через поверхность раздела «вода—воздух» и достигшую данной z_i : $\mu_1 = E_z/E_{0\downarrow}$. Здесь E_z — подводная освещенность на глубине z_i , $E_{0\downarrow}$ — подводная освещенность «сверху», под поверхностью воды, условно при $z = 0$ (практически на глубинах 0.02—0.05 м). Величины $E_{z\downarrow}$ соответствуют измерениям подводным фотометром, а $E_{0\downarrow}$ получали фиксируя датчик прибора под поверхностью воды (положение поток ФАР «сверху»).

Параметром, описывающим ослабление нисходящего потока и одновременно учитывающего изменение оптических свойств водной среды для слоя z_i , является показатель ослабления α_{\downarrow} - коэффициент гашения ФАР. Формально, показатель α_{\downarrow} определяется как производная по z от натурального логарифма $E_{0\downarrow}$, вида: $\alpha_{\downarrow}(z) = -(d/dz) \ln E_{\downarrow}(z)$.

При этом расчет $\alpha_{\downarrow}(z)$ ведут по формуле разности с десятичным основанием

$$\alpha_{\downarrow}(z_1, z_2) = [1/(z_2 - z_1)] \lg[E_{\downarrow}(z_1)/E_{\downarrow}(z_2)] \cdot \quad (1)$$

Полученный по формуле (1) коэффициент α_{\downarrow} соответствует десятичному основанию и характеризует скорость убывания интенсивности потока ФАР \downarrow на единицу глубины [м⁻¹]. Для достаточно большой оптической толщины слоя воды и в однородной среде, величина α_{\downarrow} постоянная: $\alpha_{\downarrow} = \alpha_{\uparrow} = \alpha_{\infty} = const$, определяемая свойствами воды [6].

Объемную долю содержания пресной воды (I_w) в промежуточных смесях зоны смешения для любых степеней разбавления морских вод определяли по соотношению ионов солей-полиэлектролитов вступивших во взаимодействие вод. Использовали уравнение по [7]

$$I_w = (S_o - S_i)/(S_o - S'_o), \quad (2)$$

где: I_w – относительный объем пресных вод (в % либо долях) в данной смеси;
 S_i – текущая концентрация солей-полиэлектролитов (соленость) в данной смеси;
 S_o – концентрация солей в морской воде поступающих в область начального контакта вод разного генезиса; S'_o – то же, для материковых вод (пресный сток).

На рис. 1б приведены результаты выделения основных гидрофизических структур по I_w на разрезе «мост» в Южном колене, включающие такие элементы: ступенчатую структуру (ламелла зоны смешения), показанную на как смежные области lmA , lmB и lmC , воды Кольского стокового течения (*КолСТ*), а также поверхностные баренцевоморские воды прибрежной зоны двух разновидностей: мало трансформированные (*БарВМпов*) и трансформированные (*БарВМпов_{mp}*) пресным стоком.

Полученные результаты. Характерными чертами зоны смешения, для исследуемого сезона являются, с одной стороны, наличие развитой ступенчатой структуры - ламеллы зоны смешения вод [5], в которой присутствуют ее характерные области (*A*, *B* и *C*). С другой стороны, наблюдается сосуществование ламеллы с блокированной в толще вод морской ветвью ЗС - *КолСТ*. Это указывает на независимость их развития в этой части Кольского залива, при общем сопряжении границ всех подсистем зоны смешения Южного колена приливными циклами [5]. Соотношение объема поступления материковых вод в Кольский залив и размера его водной призмы, а также сочетание других условий (морфометрия котловины, распределение глубин, ориентация и др.) определяют отсутствие разрыва подсистем ЗС вдоль пути их распространения для этой части акватории [5]. Переход промежуточных смесей в геохимический класс морских вод, наблюдается на сравнительно коротком участке, охватывающем акватории Южного и Среднего колен [5, 7, 8].

На рис. 2а приведены результаты измерений подводной облученности квантометром прямой ФАР \downarrow ($\mu E/(m^2 c^1)$) в сечении зоны смешения (ст. № 1-5, рис. 1а), при среднем разрешении по глубине ~ 0.05 м. На рис. 2б приводится послойное ($z_i - z_{i+1}$) распределение для коэффициента α_{\downarrow} (м⁻¹), характеризующего оптические свойства.

Результаты осреднения гидрофизических и оптических характеристик для разных структур зоны смешения, выделенных по промежуточным растворам в сечении Южного колена по данным зондирования, сведены в табл. 1.

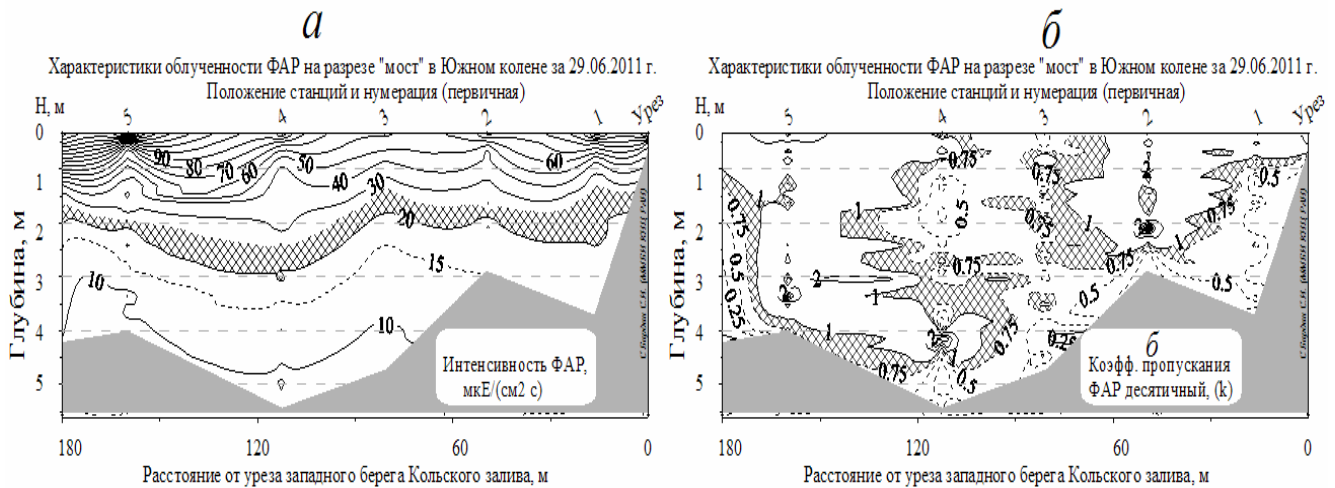


Рис. 2 – Распределение подводной облученности прямой ФАР↓ ($\mu\text{E m}^{-2}\text{s}^{-1}$), по сечению разреза «мост» (ст. №1-5, за 29.06.2011), оси ординат – шкалы глубин (H , м), абсцисс – расстояние (м) от уреза западного берега залива: а – абсолютные значения ФАР↓, основные изолинии проведены через $10 \mu\text{E m}^{-2}\text{s}^{-1}$, вспомогательные – $5 \mu\text{E m}^{-2}\text{s}^{-1}$, штриховкой выделен диапазон средневзвешенных ФАР↓ в слое 0-дно $20\text{-}25 \mu\text{E m}^{-2}\text{s}^{-1}$; б - коэффициент гашения (α_1 , m^{-1} , по десятичному основанию) входного потока ФАР↓ в слое ($z_1\text{-}z_2$), основные изолинии проведены через 1.0m^{-1} , вспомогательные – 0.25m^{-1} , штриховкой выделен диапазон средневзвешенных $\alpha_1 = 0.75\text{-}1.00 \text{m}^{-1}$.

Таблица 1 - Гидрооптические характеристики осредненные по основным разновидностям вод сечения ЗС Южного колена (ст. № 1-5, разрез «мост» от 29.6.2011), обозначения и единицы измерения приводятся в примечаниях*

Тип вод**	Ряд	$H_{\text{сл}}$ м	V_i б/р	$z_{\text{ср}}$ м	S ‰	ФАР↓		
	n					μ_1 μE	μ_2 μE	α_1
Ламелла ЗС	100	2.45	0.49	1.2	18.642	43.8	40.7	0.48
Слой $lm A$	6	0.20	0.04	0.13	13.334	77.7	78.8	1.92
Слой $lm B$	56	1.20	0.24	0.59	16.116	50.8	49.7	0.43
Слой $lm C$	38	1.05	0.21	1.19	23.428	31.4	25.2	0.27
ФХБ{НЗ}	18	0.20	0.04	1.27	23.922	29.4	25.4	0.03
Слой $max BB$	37	0.18	0.036	0.98	20.782	30.8	31.4	0.26
КолСТ	99	1.5	0.30	2.34	30.379	18.7	18.9	0.41
БарВМпов _{тр}	74	0.95	0.19	3.44	32.204	13.4	13	0.14
БарВМпов	16	0.1	0.02	3.78	32.396	10.7	6.5	0.05
$X_{\text{ср}} = \sum(x_i V_i)$					26.16	31.4	29.6	0.33
Средние по массиву ст. 1-5 за 29 июня 2011								
Среднее (x_i)					26.86	26.2	24.9	0.28
Min					11.90	2.2	1.4	0.00
Max					32.42	222.4	100	18
Ст. откл. (σ)					6.59	22.8	19.7	2.25
$(C_v)\%$					24.5	87	79.1	800.0
					26.86	26.2	24.9	0.28

Прим.: * n – длина ряда; $H_{\text{сл}}$ – средняя толщина слоя воды, м; V_i – относительная доля объема вод данного типа в сечении зоны смешения (ЗС), б/р; $z_{\text{ср}}$ – среднее заглубление данного слоя, м; S – соленость, ‰; ФАР↓ - величина потока солнечной энергии, $\mu\text{E m}^{-2}\text{s}^{-1}$; μ_2 - относительная доля входного потока на уровне $z_{\text{ср}}$ данного слоя от потока на горизонте $z = 0$ м, %; α_1 – прозрачность среды в форме коэффициента гашения ФАР↓ ($\lg k = \alpha_1$, m^{-1}).

**В столбце 1, аббревиатурами выделены разновидности вод ЗС: для ламеллы ЗС в целом, а также ее характерных областей $lm A$, $lm B$ и $lm C$, БарВМпов_{тр}, БарВМпов, КолСт и смеси вод относящиеся к внутренним границам физико-химического барьера (ФХБ) типа НЗ, $max BB$ – слой с максимальными концентрациями взвеси (характеристика перечисленных структур ЗС приведена в таблице и по тексту).

Обсуждение результатов. Для абсолютных величин $\Phi AP \downarrow$, приведенных на рис. 2а и в табл. 1, характерно стратифицированное распределение по вертикали, закономерно меняющееся «сверху-вниз» при переходе к разным структурам ЗС. Величины входного потока $\Phi AP \downarrow$ на горизонте $z = 0$ м, в период съемки менялись в пределах $55-320 \mu E \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$. Выявленный в зоне смешения слой аномального обогащения взвесью $ВВ_{\max}$, а также смеси вод на физико-химическом барьере (ФХБ) типа *НЗ*, образующихся в областях ламеллы *lmB* и *lmA*, характеризуются близкими уровнями облученности $\Phi AP \downarrow \sim 29.4-30.8 \mu E \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ (см. табл. 1). Распределение μ_2 , в общих чертах воспроизводит изменчивость абсолютных значений $\Phi AP \downarrow$ по z_1 . Причем, в отличие от абсолютных значений $\Phi AP \downarrow$, доля пропущенного на глубину z_1 потока меняется с большей амплитудой, а их изолинии не соответствуют рельефу дна (см. далее). Согласно распределению величин μ_2 нормированных по входному $\Phi AP \downarrow$, уровня дна достигает от 4 до 25% (в зависимости от z_1 станций), откуда прозрачность для «линзы» опресненных вод составляющих ламеллу ЗС, близка к 10% от входного потока $\Phi AP \downarrow$. Следовательно, глубина компенсационной точки первичной продукции (1% $\Phi AP \downarrow$) намного превышает максимальные глубины как на разрезе «мост», так и для Южного колена (средняя $z = 13.7$ м). Поэтому, лимитирования развития микропродуцентов солнечной энергией в области смешения морских и материковых вод, для этой части залива не происходит.

Анализ вертикального распределения величин $\Phi AP \downarrow$ в толще вод показал, что характерной чертой для всех станций являлось разделение на две области: подповерхностную и глубинную. При этом положение внутренней поверхности раздела по оптическим и гидрофизическим показателям совпадает (см. рис. 1б и 2а). Первая область относится к опресненным смесям (ламелла+*КолСТ*), вторая - к морским водам (*БарВМпов* + *БарВМпов_{тр}*). Средние значения облученности в диапазоне $\Phi AP \downarrow$ для приповерхностного слоя толщи 0-2.5 м составляют $\sim 45 \mu E \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$, для глубинной области $\sim 14 \mu E \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$. Другой особенностью является резкое изменение коэффициента гашения α_d и прозрачности для слоя вод разделяющих поверхностную и глубинную зоны. Причем, значения интенсивности $\Phi AP \downarrow$ для опресненных смесей в верхней части ламеллы (*lmA*), характеризуются высокой динамичностью по входному $\Phi AP \downarrow$, что определяется изменчивостью поверхностной облученности определяемой метеорологическими факторами (облачность). Вместе с этим, уже для верхней части глубинной зоны, занятой трансформированными *БарВМпов_{тр}* (см. рис. 1б), при тех же условиях наблюдается высокая устойчивость потока $\Phi AP \downarrow$, достигающего поверхности раздела опресненных и морских вод. В сочетании с гидродинамическими факторами, это приводит к тому, что изолинии абсолютных $\Phi AP \downarrow$ в собственно морских водах, фактически воспроизводят рельеф дна (см., например, изолинии 10 и 20 $\mu E \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ на рис. 2а). По нашему мнению, абсолютные значения потока $\Phi AP \downarrow$ на поверхности раздела подповерхностной и глубинной зон, следует рассматривать как стабилизированные оптическими свойствами опресненного слоя вод ЗС. Такая квазистабильзация потока $\Phi AP \downarrow$ наблюдается на уровне $\sim 20-25 \mu E \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$, со средней по разрезу толщиной слоя опреснения ~ 2.2 м (диапазон 1.9-3.0 м).

Можно предполагать, что характер процессов протекающих в аномальном нефелоидном слое, образующемся за счет коагуляции РОВ материкового генезиса, как и изменения структуры водной среды, наблюдаемые при таком уровне опреснения морских вод [5, 7], могут приводить к подобному эффекту. Например, за счет изменений размерного состава взвеси, при формировании равновесного распределения ее дисперсного состава, наблюдаемого при седиментации за пределы области массового развития флокуляции и коагуляции под действием морских солей-полиэлектролитов [7, 9]. Возникающие при этом процессы отражения и переизлучения

в разных частях спектра, как и эффекты самофокусировки излучений множественными поверхностями раздела, могут приводить к такому несколько парадоксальному явлению, известному в океанологии как область с глубинным режимом [1, 10]. Механизм формирования этого эффекта в областях взаимодействия «река-море», вне всякого сомнения, подлежит более детальным исследованиям.

Отметим, что эффект квазистаблизации потоков ФАР наблюдается и при наличии снего-ледового покрова (в зимний период), также представляющего светорассеивающую среду с множеством внутренних поверхностей раздела [11]. Сходное явление выявлено и в период открытой воды, для глубинных вод субарктического оз. Имандра (Кольский полуостров). Круглогодичные наблюдения показывают [10, 11], что интенсивность облученности в глубинной части озера слабо зависит от интенсивности входного потока ФАР↓ к поверхности воды, величина которого менялась на 4 порядка. Следовательно, в самых разных условиях, включая исследуемую ЗС в области «река-море», при наличии множественных поверхностей раздела обладающих определенными светорассеивающими свойствами, уровень ФАР↓ в толще вод оказывается слабо зависящим от величины входных потоков на $z = 0$ м.

Распределение коэффициента гашения α_{\downarrow} приведенного на рис. 2б и характеризующего абсолютную прозрачность среды (м^{-1}), резко отличается от распределения облученности, как в относительных, так и в абсолютных величинах. Общий диапазон изменений оптической прозрачности вод для ЗС составил около 2-х порядков, охватывая диапазон от сильно «мутных» вод $\alpha_{\downarrow} = 1.92 \text{ м}^{-1}$ в верхней части ламеллы, до оптически прозрачных морских вод придонного слоя, при $\alpha_{\downarrow} = 0.05 \text{ м}^{-1}$ (см. табл. 1). При этом уже в пределах ламеллы зоны смешения, оптическая прозрачность скачкообразно нарастает от мутных смесей в lmA , до уровня 0.23 м^{-1} в области lmC , составляя порядок величин для слоя опреснения (см. табл. 1). В нижней части зоны смешения, смеси вод относящиеся к $КолСТ$, также могут быть охарактеризованы как оптически «мутные», с $\alpha_{\downarrow} = 0.41 \text{ м}^{-1}$ (табл. 1). Подстилающие их морские воды, поступающие из прибрежной зоны Баренцева моря, характеризуются как «оптически чистые», с диапазоном $\alpha_{\downarrow} = 0.05-0.14 \text{ м}^{-1}$. При этом в растворах вод, формирующих физико-химический (ФХБ) барьер $НЗ$, значения α_{\downarrow} достигают абсолютного минимума, при $\alpha_{\downarrow} = 0.03 \text{ м}^{-1}$. Подобные оптические характеристики регистрируются в особо прозрачных морских водах халистаз [1]. Таким образом, максимальная прозрачность в смешивающихся водах приходится на тонкий слой толщиной ~ 0.18 м, расположенный в нижней части ламелл (область lmC). Он формируется промежуточными растворами ЗС, в которых происходит изменение молекулярной структуры водной среды при уровнях солености 24-25‰ [7, 12, 13].

Коэффициент α_{\downarrow} закономерно распределен в толще вод зоны смешения исследуемого сечения, исключая аномальный по оптическим показателям слой области ФХБ типа $НЗ$ (см. табл. 1). При этом для выделенного слоя с аномально высокими концентрациями взвеси ($ВВ_{\text{max}}$), образующихся при флокуляции РОВ и развитии процессов коагуляции первичных частиц под действием морских солей-полиэлектролитов, значения α_{\downarrow} имеют промежуточное значение, в среднем $\sim 0.24 \text{ м}^{-1}$. Следовательно, в слое аномального обогащения диспергированной взвесью, существенных отклонений для коэффициента гашения α_{\downarrow} от общего характера его изменений, не происходит (см. табл. 1). По данным табл. 2, количественная зависимость вертикального распределения α_{\downarrow} описывается степенным уравнением общего вида $\alpha_{\downarrow} = f(z_i)$, показанного на рис. 3.

Количественно, эта зависимость имеет вид

$$\alpha_{\downarrow} = 0.327 Z_i^{-0.84}, \text{ м}^{-1}, \text{ при } R^2 = 0.80 \text{ и } r_{xy} = 0.90. \quad (3)$$

Само существование зависимости $\alpha_{\downarrow} = f(z_i)$ показывает, что геометрические размеры отдельных гидрофизических структур в ЗС, в значительной мере определяют структуру светового поля области смешения морских и материковых вод. Подобная зависимость установлена и для вод субарктического озера Имандра в зимний период. Предполагается, что размеры подсистем зоны смешения входят в систему естественных единиц, определяющих внутренний масштаб процессов формирующих гидрооптические свойства водной среды, по сходным принципам и вне зависимости от типа водного объекта [10]. Отметим, что реализация таких свойств, возможна при изменениях спектрального состава ФАР с формированием определенного типа распределений, описываемых показателями общего ослабления потока α_{\downarrow} и изменением интенсивности облученности в разных частях спектра, т.е. величинами $\alpha_{\lambda\downarrow}$.

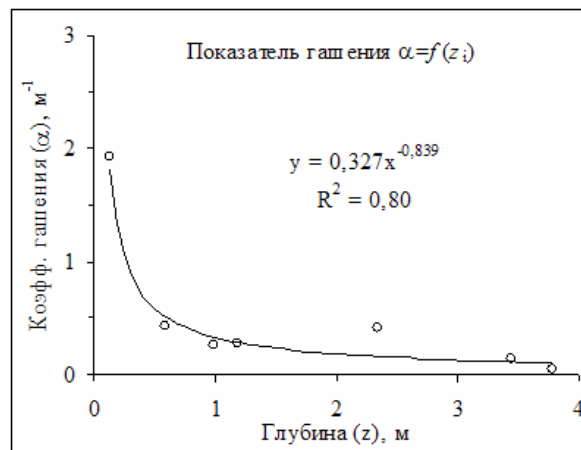


Рис. 3 – Связь вертикального распределения коэффициента α_{\downarrow} с глубиной слоя (z_i) в сечении зоны смешения Южного колена на разрезе «мост» за 29.6.2011 г.

Совместный анализ распределения гидрофизических параметров и характеристик оптического поля (см. рис. 1 и 2) показывает, что характер изменений изолиний α_{\downarrow} , наиболее вероятно, в общих чертах воспроизводит конфигурацию локальных циркуляционных ячеек – вихрей с продольной (винтовой) осью вращения. Предполагается, что такие циркуляционные ячейки формируются в исследуемом сечении за счет гидродинамических факторов: сочетания влияния реверсивных течений и действия инерционных сил на отдельные слои в ступенчатой структуре ламеллы зоны смешения. Например, вертикально ориентированные области оконтурены в толще вод изолиниями повышенных $\alpha_{\downarrow} > 0,75-1,00 \text{ м}^{-1}$, которые на рис. 2б, соответствуют осям их вращения. Мы считаем, что выделение и возможность идентификации циркуляционных ячеек по значениям α_{\downarrow} (фактически, по оптическим свойствам отдельных прослоек ламеллы), определяется как различиями гидрооптических свойств среды между смесями вод с разной степенью опреснения [12, 13], так и в связи с образованием слоя повышенных концентраций взвеси в центральной части этих структур. Предположительно, прослойки таких смесей оконтуривают устойчивые ячейки (локальные вихри) проходящие через сечение зоны смешения в период наблюдений, что и дает возможность их инструментальной регистрации. В определенной степени, вышесказанное подтверждается и распределением концентраций разных фракций взвеси.

Заключение. Проведенный выше анализ распределения абсолютной прозрачности среды по α_{\downarrow} , в общих чертах показывает их соответствие классическим представлениям о характере изменения структуры светового поля в области взаимодействия вод разного генезиса. С другой стороны, выявляется ряд особенностей связанных с образованием аномальных по оптическим свойствам прослоек и «мутных» смесей для интенсивно смешивающихся вод ламеллы: области формирования ФХБ или «оконтуривание» локальных циркуляционных ячеек оптически различающимися смесями.

1. Экспериментальное исследование формирования гидрооптических показателей и анализ вертикального распределения уровней ФАР \downarrow в толще вод зоны смешения Южного колена Кольского залива по распределению показателя α_{\downarrow} , характеру углового распределения яркости, значениям облученности и совокупности других показателей, позволяет провести для светового поля выделение двух характерных областей: подповерхностной и глубинной. Первая относится к опресненным смесям вод (ламелла+КолСТ), вторая - к морским мало трансформированным водам (БарВМпов).

2. Средние значения облученности в опресненном слое толщи вод 0-2.5 м составили $\sim 45 \mu\text{E м}^2\text{с}^{-1}$, в глубинной области занятой морскими водами ФАР $\downarrow \sim 14 \mu\text{E м}^2\text{с}^{-1}$. Согласно распределению относительных величин ФАР \downarrow нормированных по входному потоку (%), дна достигает $\sim 10\%$. Соответственно, средние значения компенсационной точки при фотосинтезе превышают максимальные глубины на разрезе, а лимитирования развития микропродуцентов уровнем солнечной энергии, в области смешения вод не происходит.

3. Диапазон изменений абсолютных значений оптической прозрачности по α_{\downarrow} оценивается в 2 порядка величин, охватывая диапазон от сильно «мутных» вод с $\alpha_{\downarrow} = 1.92 \text{ м}^{-1}$ (верхняя область ламеллы), до оптически прозрачных морских вод придонного слоя, при $\alpha_{\downarrow} = 0.05 \text{ м}^{-1}$. Смеси растворов относящиеся к КолСТ могут быть охарактеризованы как «мутные», при $\alpha_{\downarrow} = 0.41 \text{ м}^{-1}$, тогда как подстилающие их морские воды, характеризуются как «оптически чистые», с диапазоном $\alpha_{\downarrow} = 0.05-0.14 \text{ м}^{-1}$, что подтверждает отсутствие их интенсивного перемешивания в данном сечении.

4. Коэффициент гашения α_{\downarrow} закономерно распределен в толще зоны смешения, исключая аномальный по оптическим показателям слой из области ФХБ типа НЗ. Количественно, зависимость имеет вид: $\alpha_{\downarrow} = 0.327 Z_i^{-0.839}$, м^{-1} .

5. Геометрические размеры гидрофизических структур зоны смешения, вполне вероятно, являются одной из естественных единиц, определяющих внутренние масштабы процессов формирующих световые поля водных систем, вне зависимости от их типа. Реализация таких свойств возможна через формирование определенного типа спектрального распределения и интенсивности светового потока в разных частях спектра $\alpha_{\lambda\downarrow}$ соответствующих диапазону ФАР.

6. Аномально высокая прозрачность по α_{\downarrow} наблюдается в тонком слое промежуточных растворов зоны смешения, образующих внутреннюю поверхность раздела в нижней части ламеллы – области *lmC*. Его характерной чертой является изменение молекулярной структуры водной среды. Для растворов содержащих барьер НЗ, величина прозрачности достигает абсолютного максимума, при $\alpha_{\downarrow} = 0.03 \text{ м}^{-1}$. При этом для слоя с аномально высокими концентрациями взвеси (ВВ_{max}), выделенного независимым методом, и образующегося при развитии процессов флокуляции и коагуляции первичных частиц под действием морских солей-полиэлектролитов, значения коэффициента α_{\downarrow} имеют промежуточное значение, в среднем составляя $\alpha_{\downarrow} = 0.24 \text{ м}^{-1}$. Это может указывать на независимость формирования этих явлений, имеющих разную физико-химическую природу. Для процессов образования взвеси это явное преобладание химических процессов с их реализацией на макроуровне первичных

частиц или агрегатов взвеси (размер 0.1-10 мкм). В свою очередь, аномалии гидрооптических характеристик имеют физическую природу с масштабом их реализации на молекулярном уровне - структура H_2O .

7. Абсолютные значения потока ФАР↓ на глубинах разделения на глубинную и поверхностную зоны смешения, в определенной степени, следует рассматривать как стабилизированные, за счет оптических свойств выше лежащего слоя опресненных вод. Такую стабилизацию в летний период наблюдали для уровня ФАР↓ $\sim 15-25 \mu E \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$, при средней глубине опресненного слоя ~ 2.2 м, с диапазоном изменчивости 1.9-2.5 м, соответственно. Стабилизированный поток наблюдался при изменениях величин входного потока ФАР↓ $55-320 \mu E \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$. Образование такого явления связывается нами с изменениями структуры светового потока, проходящего через слои вод с разными свойствами соответствующих им подсистем зоны смешения и уровне опреснения морских вод. Вероятным является и влияние процессов связанных с образованием аномального нефелоидного слоя (при коагуляции РОВ материкового генезиса). Возникающие при этом явления отражения и переизлучения в разных участках спектра ФАР↓, совместно с эффектами самофокусирования, приводят к наблюдаемому явлению.

8. Установлена возможность идентификации локальных ячеек циркуляции вод зоны смешения, связанных с гидродинамическими процессами, по величине α_1 . Это связано с различиями гидрооптических свойств среды образующихся смесей с разными степенями опреснения, а также в связи с образованием в центральной части зоны смешения нефелоидного слоя, оконтуривающего устойчивые вихревые образования, проходящие через сечение зоны смешения морских и пресных вод.

Список литературы

1. *Оптика океана*. Т.2. Прикладная оптика океана. - М.: Наука, 1983. – 326 с.
2. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР*. – Т.1, Баренцево море. Вып.2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности / Под ред. Ф.С.Терзиева, Б.М.Затучной и др. – Л.: Гидрометеоиздат, 1992. – 182 с.
3. *Кольский залив: океанография, биология, экосистемы, поллютанты*/Отв. ред. Г.Г. Матишов. - Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1997. - 265с.
4. *Кольский залив: освоение и рациональное природопользование*/ Отв. редактор Г.Г. Матишов. - М.: Наука, 2009. - 381 с.
5. Бардан С.И. Количественный анализ и динамика области смешения морских и материковых вод Южного колена Кольского залива (Баренцево море)//Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата: Материалы международной научной конференции (6–10 июня 2011 г., Ростов–на–Дону). - Ростов–на–Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2011. С. 20—24
6. Ерлов Н.Г. Оптика моря. - Л.: Гидрометеоиздат, 1980. - 247 с.
7. 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: Изд-во КНЦ РАН, 2010. - С. 24—27.

8. Бардан С.И. Ишкулова Т.Г. Суточная изменчивость гидрохимических параметров в начальный период органотрофной фазы функционирования экосистемы Кольского залива (Баренцево море)//Изв. РАН сер. географ. - 2010. - №4. - С. 90-100.

9. Долгоносов Б.М. Нелинейная динамика экологических и гидрологических процессов. - М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2008. — 440 с.

10. Бардан С.И. Формирование структуры светового поля для субарктического озера в зимний период функционирования и его характеристика на примере озера Имандра//Проблемы морской палеоэкологии и биогеографии в эпоху глобальных изменений: Материалы VIII Всероссийской школы по морской биологии и IX международной конференции «Комплексные исследования природы архипелага Шпицберген» (Мурманск, 12-14 ноября 2009 г.). - М.: ГЕОС, 2009. - С. 10-23.

11. Бардан С.И. Сезонная динамика входного потока ФАРа в экосистему субарктических озер в зимний период функционирования на примере озера Имандра (Кольский полуостров) и оценка его влияния на функциональную активность планктона//Проблемы морской палеоэкологии и биогеографии в эпоху глобальных изменений: Материалы VIII Всероссийской школы по морской биологии и IX международной конференции «Комплексные исследования природы архипелага Шпицберген» (Мурманск, 12-14 ноября 2009 г.). - М.: ГЕОС, 2009. - С. 24-32.

12. Злобин А., Нянишкене В., Путинцев Н. Экосистемы водорослей в изменяющихся условиях среды обитания (Теория, эксперимент, предположения). Вильнюс: Моклас, 1987. - 296 с.

13. Зубов Н.Н. Морские воды и льды. - М.: Гидрометеиздат, 1938. - 453 с.

Оптичні характеристики зони змішення морських і прісних вод в Південному колені Кольського заливу (Баренцового моря) у літній сезон. Бардан С.І., Сербов М.Г.

Досліджено розподіл гідрофізичних параметрів, структури світлового поля для зони змішення морських і прісних вод для Кольського заливу Баренцева моря. Показано розподіл зони змішення по гідро оптичним показникам.

Ключові слова: зона змішення, оптичні показники, гідрофізичні параметри

Optical properties of the salt and fresh water mixing area in the Southern bend of Kola bay (the Barents Sea) in the summer season. Bardan S. I., Serbov N. G.

Distribution of hydrophysical parameters and structure of the light field for the salt and fresh water mixing area for The Kola Bay (The Barents Sea) is studied here. Separation of the mixing area by hydrooptical indices is presented.

Keywords: mixing area, optical indices, hydrophysical parameters

В.Н. Большаков, к.г.н.

Одесский филиал института биологии южных морей

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ У ПОБЕРЕЖЬЯ ОДЕССЫ В МАСШТАБАХ ОТ ГОДА ДО ПОЛУЧАСА

На основании 16-месячных измерений температуры воды с получасовой дискретностью в одной из точек у побережья Одессы получены статистически обеспеченные параметры сезонных изменений, параметры изменчивости синоптического масштаба, параметры суточного хода, а также статистика возможных изменений температуры за половину часа.

Ключевые слова: температура воды, получасовая дискретность, сезонная изменчивость, синоптическая изменчивость, сгонно-нагонные явления, суточный ход.

Вступление. Сезонные изменения температуры воды поверхностного слоя в Черном море, в его северо-западной части и, в частности, у берегов Одессы можно считать хорошо изученными [1]. Значительно меньше известно о синоптической изменчивости, особенно ярко проявляющейся у одесского побережья в курортный сезон многоградусными и продолжительными понижениями температуры воды [2-4]. Еще меньше известно о суточном ходе температуры и совсем ничего о возможных изменениях температуры в течение таких небольших отрезков времени как половина часа. Стремление ответить на два последних вопроса и уточнить ответы на два первых послужили стимулом для написания настоящей статьи.

Материалы. Ожидания новых результатов в рамках поставленных выше вопросов связаны с использованием производимого в США термографа НОВО Water Temp Pro [5]. Этот прибор пока мало известен в Украине, но широко применяется, например, в Мексике [6]. Согласно паспортным данным, точность измерения температуры в диапазон от 0 до 50 °С составляет 0,2 °С, а разрешающая способность при 25 °С 0,02 °С. Прибор был установлен на дне на глубине 2,15 м в яхт-клубе Отрада. Расстояние от берега 40 м, до выхода из гавани 60 м. Термограф проработал более 16 месяцев, с 27.02.08 по 3.07.09, что дало при получасовой дискретности 23605 измерений.

Методы исследования и результаты. Для решения вопроса о возможных изменениях температуры воды за половину часа из исходного массива измерений был сформирован ряд первых разностей (последующее значение минус предыдущее) и для него получен набор стандартных статистических характеристик (табл.1).

Таблица 1 – Некоторые статистические параметры ряда изменений температуры за половину часа

Число членов	Среднее, °С	Стандартное отклонение, °С	Минимум, °С	Максимум, °С
23605	0,000884	0,1676	-4,028	1,403
Медиана	Мода	Асимметрия	Экссесс	Нулевых значений
0	0	-5,6	98,8	5481

Средняя величина первых разностей практически нулевая, что свидетельствует о балансе подъемов и опусканий температуры на большом отрезке времени. Стандартное отклонение довольно велико, что говорит о значительной доле больших по абсолютной величине отклонений от среднего.

Об этом же говорят и неожиданно большие по абсолютной величине экстремальные значения первых разностей: оказалось, что повышение температуры за пол часа, может превосходить стандартное отклонение более чем в 8 раз, а понижение – более чем в 24 раза.

Интересно, что при этом медианное и модальное значения, равны нулю. Это объясняется большой долей нулевых изменений температуры за половину часа, 5481, что превышает 23 %.

Коэффициент эксцесса, во много раз превышающий соответствующее нормальному распределению значение 3, указывает на большую концентрацию малых значений разностей температуры около практически нулевого среднего значения (92 % меньше $\pm 0,2$ °C).

Из случаев более значительных по абсолютной величине разностей 53% приходится на область отрицательных значений, к тому же эта область значительно шире области положительных значений (табл.2). На эту черту статистического распределения указывает также отрицательный коэффициент асимметрии.

Таблица 2 – Количество изменений температуры воды за половину часа, превышающих по абсолютной величине 1 °C

Величина изменения	Изменение больше чем на:				
	+1 °C	-1 °C	-2 °C	-3 °C	-4 °C
Число случаев	19	81	15	9	1

Синоптические и суточные колебания температуры которым предполагается уделить основное внимание мало заметны на фоне мощных сезонных, а потому последние надо исключить. Для выделения годового хода целесообразно использовать ряд среднесуточных значений, который на 16-месячном отрезке времени имеет, за исключением экстремумов, те же статистические свойства, что и исходный, но в 48 раз меньший объем. Поскольку сезонные изменения температуры с высокой степенью точности можно считать периодическими, то аппроксимацию годового хода следует искалась в виде гармонической функции. Наилучшая, в смысле минимизации отклонений, аппроксимация имеет вид: $y = 9,81 \cdot \cos(0,0172 \cdot (x-158,4)) + 12,45$. Из формулы видно, что средняя температура воды за период наблюдений около 12,5 °C, размах годовых колебаний почти 20 °C, а перелом от подъема температуры к спаду пришелся в 2008 г. на 159-е сутки от начала наблюдений, то есть на 4 июля. Исключение обобщенного годового хода в указанной форме уменьшает дисперсию ряда среднесуточных температур на 91 %. После удаления годового хода проявилась еще одна закономерная составляющая ряда – линейный тренд, указывающий на повышение температуры за 500 дней наблюдений на 1,6 °C. Его исключение уменьшило дисперсию ряда среднесуточных температур еще на 0,5 %. После исключения из исходного ряда обеих закономерных составляющих остаточный ряд, имеющий по 48 значений в сутки и нулевое среднее, используется далее для исследования синоптической и суточной изменчивости. Этот ряд, поскольку он составлен из отклонений от нормального годового хода можно также назвать рядом температурных аномалий.

Синоптическая изменчивость у побережья Одессы наиболее ярко проявляется в резких понижениях температуры воды, связанных со сгонно-нагонными явлениями, которые особенно хорошо заметны на высоком летнем температурном фоне. Это можно видеть, если обратиться к графическому представлению ряда первых разностей (рис.1).

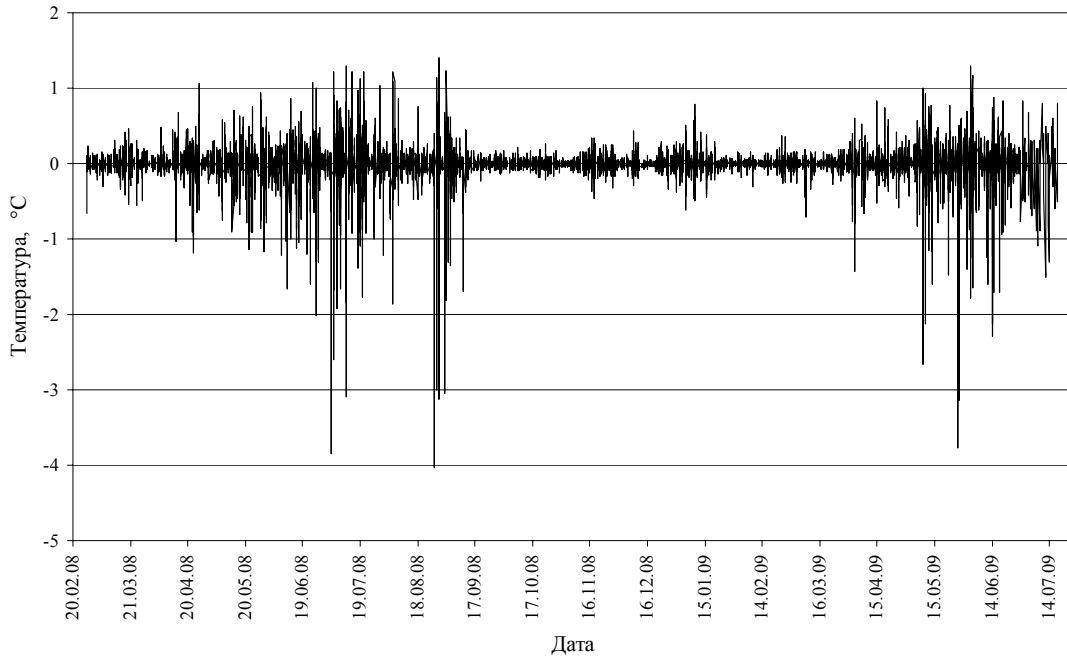


Рис.1 – Изменения температуры воды за половину часа.

В качестве гидрологического лета выбран отрезок времени продолжительностью 91 день по критерию максимальной для отрезков такой длины сумме среднесуточных температур. Он пришелся на 21 июня – 19 сентября 2008 г. Именно для этого отрезка были отобраны 4368 значений остаточного ряда. К ним добавлены также 595 значений за последние 12 суток наблюдений с 21 июня следующего, 2009 г.

Просмотр ряда температурных аномалий выявил их большое разнообразие. К проявлениям синоптической изменчивости были отнесены участки кривой, начинавшиеся с быстрого, не менее чем на три градуса за три часа, понижения температуры воды. На рис. 2–4 даны примеры таких случаев, которые ассоциируются с циклом сгонно-нагонного явления. Всего за 103 суток ряда отобрано 20 таких эпизодов.

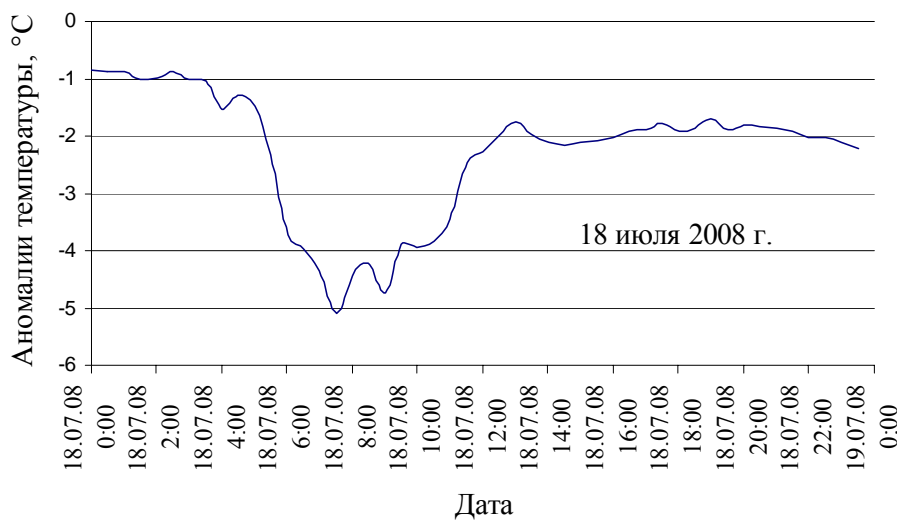


Рис.2 – Относительные изменения температуры при типичном небольшом сгоне (перепад температуры 4,05 С).

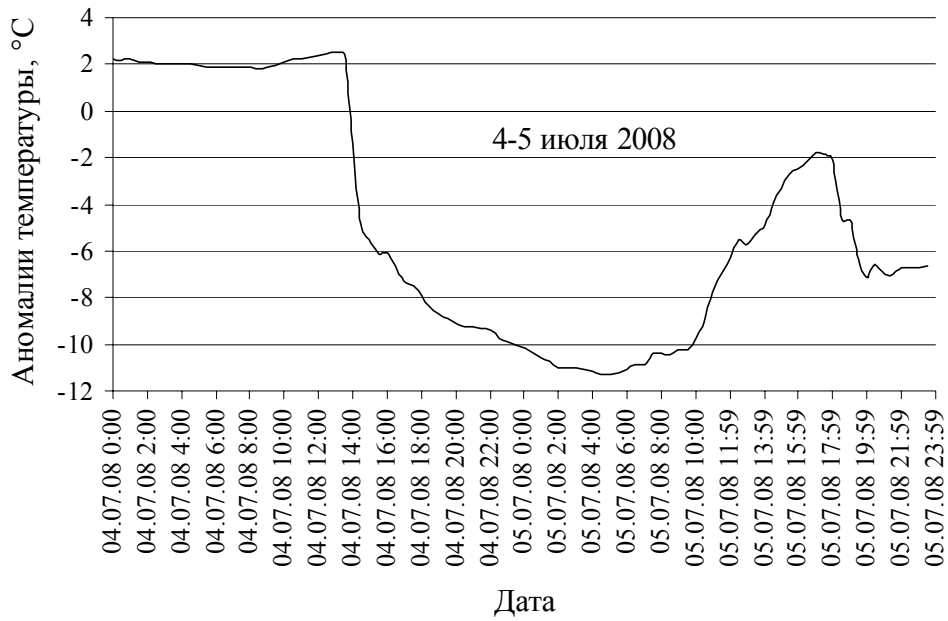


Рис.3 – Относительные изменения температуры при самом большом сгоне (перепад температуры 13,73 С).

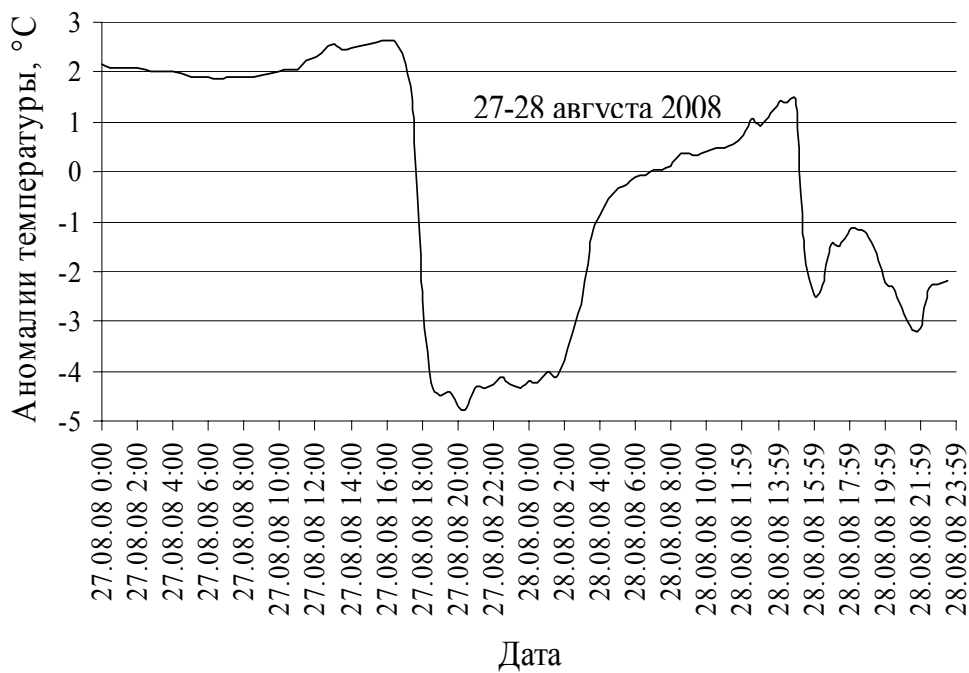


Рис.4 – Относительные изменения температуры при сгоне с самым большим перепадом температуры за половину часа $-4,028^{\circ}\text{C}$ между 17,5 и 18 часами 27 августа 2008 г.

Для получения обобщенной картины сгонно-нагонных изменений температуры воды у одесского побережья использован метод опорных точек [7], согласно которому сначала выделяются характерные элементы структуры исследуемого объекта, далее по

каждому из них накапливается информация натуральных измерений, которая затем усредняется, давая их наиболее вероятные значения.

Схема сгонно-нагонных изменений температуры, в наиболее общем виде, представлена пунктиром на рис.5.

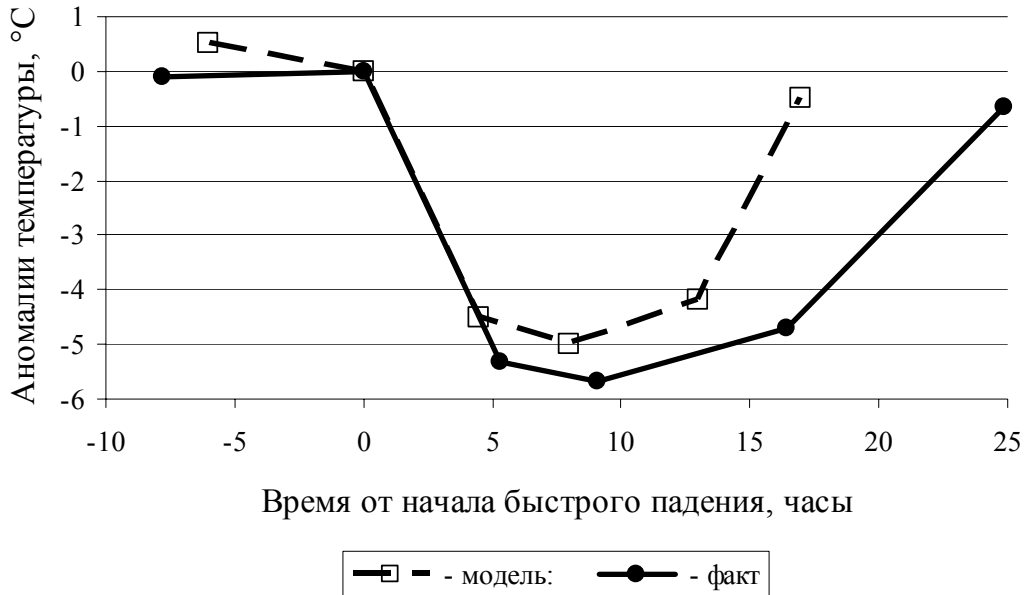


Рис.5 – Схема опорных точек, характеризующих цикл сгонно-нагонных изменений температуры воды (модель) и их фактическое среднее положение по 20 эпизодам сгонно-нагонных явлений.

На схеме точки 1 – начало быстрого падения, 2 – конец быстрого падения и 5 – конец быстрого подъема температуры для каждого эпизода сгонно-нагонного явления обязательны, в то время как остальные точки могут отсутствовать. Точнее говоря, точка 3 – минимум на стадии полностью развитого сгона и точка 4 – начало быстрого подъема могут сливаться между собой, а также и с точкой 2, когда быстрое падение температуры сразу сменяется быстрым подъемом. Точка 0 – начало предшествующего сгону участка равномерного и медленного изменения температуры – также может отсутствовать в случае, когда конец одного эпизода сгонно-нагонного явления служит началом следующего.

Сплошная ломаная на рис. 5 дает представление о характерных температурных и временных масштабах фактически отмеченных синоптических изменений температуры воды за цикл сгонно-нагонного явления.

Если синоптические изменения температуры воды довольно хорошо изучены, то о суточных колебаниях температуры в морях, вообще, и у берегов Одессы, в частности, известно мало. В [8] сообщается, что суточные колебания сильно зависят от облачности и состояния поверхности моря, что их размах невелик, в среднем, 0,2—0,4 °C; что максимум достигается в 14,5—15 часов, а минимум в 2,5 – 3 часа ночи и что на мелководье размах колебаний может достигать почти до 2 °C. Здесь же говорится, что отсутствие большого интереса к суточным колебаниям объясняется тем, что они практически не влияют на физические, химические и биологические процессы. По-видимому, к этому утверждению следует относиться с осторожностью, по крайней мере в области взаимодействия моря и атмосферы, поскольку интенсивность обмена

субстанциями между ними очень чувствительна к температурной стратификации приводного слоя.

Суточные колебания выделялись по тому же ряду аномалий температуры, что и синоптические, но по другим критериям, а именно: наличие квазисуточной периодичности и локального максимума температуры после полудня (рис.6).

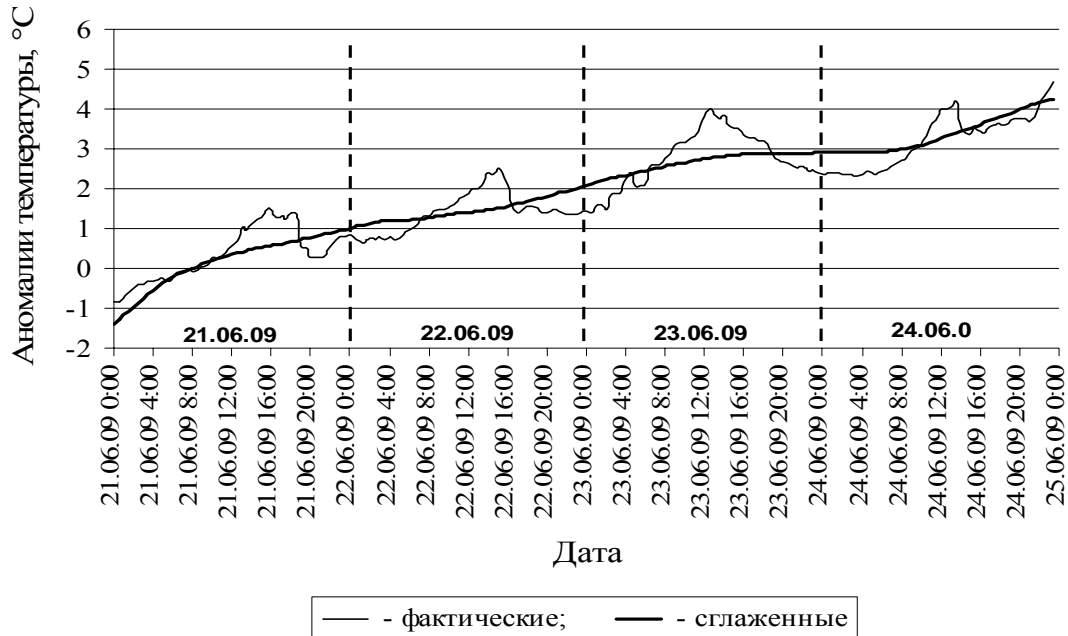


Рис.6 – Фактические изменения температуры воды после исключения годового хода и остаточного линейного тренда и их суточные скользящие средние.

Суточный ход оказался совершенно неразличим на участках сгонно-нагонных изменений температуры и более или менее хорошо различим между ними. Чаще всего серии характерных для суточного хода изменений температуры формировались на фоне заметных температурных трендов, как, например, на рис. 6. Численное моделирование такой ситуации показало, что традиционное выделение суточного хода путем вычитания из каждого измерения в течение суток среднего за эти же сутки значения приводит к уменьшению амплитуды заданной гармонической составляющей и появлению фиктивных экстремумов. Во избежание таких искажений, на каждом участке в качестве тренда рассчитывались скользящие суточные средние (рис.6), которые затем вычитались из ряда аномалий температуры (рис.7).

Очевидно, что после такой процедуры суточный ход температуры выражен более отчетливо. Всего было выделено 59 суточных отрезков, на которых изменения температуры можно интерпретировать как суточный ход. Обобщение этих случаев дано в табл. 3.

Таблица 3 – Некоторые средние характеристики суточного хода температуры воды

Число случаев	Амплитуда, °C		Среднее время (часы : минуты)		
	средняя	максимальная	максимума	минимума после максимума	минимума перед максимумом
59	0,49	0,99	16:29	3:31	5:08

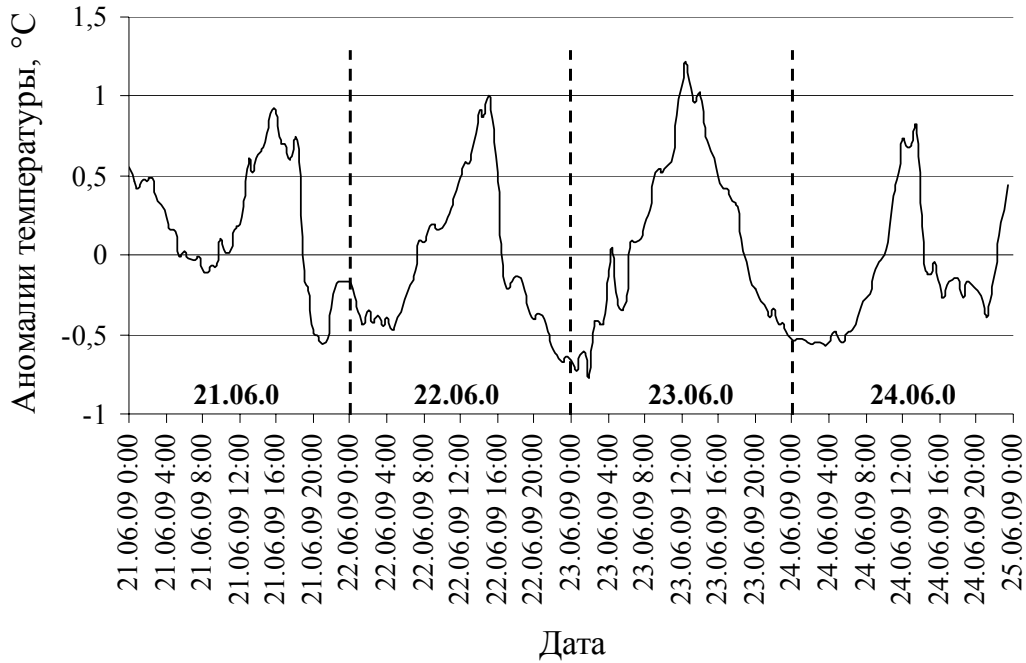


Рис.7 – Тот же участок ряда аномалий, что на рис. 6, но без тренда среднесуточных значений.

Данные таблицы показывают, что по сравнению с данными [8], средний размах колебаний в 2,5 – 5 раз больше, и это притом что измерения температуры производились не в приповерхностном слое, а на глубине более двух метров. Глубиной наблюдений можно объяснить и запаздывание времени наступления максимума на 1,5 – 2 часа. Максимальная амплитуда – она отмечена 23 июня 2009 г. и представлена на рисунке 7 – в точности совпадает со сведениями из литературы. Выяснилось также, что в ночное время температура, как правило, меняется сложным образом, не позволяющим определить единое время минимума. Пришлось в каждом эпизоде суточного хода из нескольких локальных минимумов выделить один – ночной, первый после прекращения падения температуры, другой – утренний, последний перед началом дневного прогресса.

Выводы. Значительные понижения температуры синоптического масштаба – обычное явление для прибрежных вод Одессы, а поскольку они особенно ярко выражены в курортный сезон и уменьшают ее рекреационный ресурс, то важно знать их характерные масштабы. По нашим данным цикл сгонно-нагонных изменений температуры продолжается в среднем сутки или немного больше. Температура воды при этом, в среднем, понижается на 5 – 6, но может и более чем на 13 °С. Средняя скорость падения температуры на начальной стадии сгона составляет 1 °С·час⁻¹, а средняя скорость роста после его окончания – в два раза меньше. Однако отмечены случаи, когда за половину часа рост температуры превысил 1,4 °С, а падение 4 °С.

В случаях, когда кажется, что сгон продолжается несколько суток, он, как правило, состоит из нескольких циклов, в каждом из которых температура, прежде чем достигнет нормального для лета температурного фона, вновь быстро падает при возобновлении или усилении благоприятных для сгона ветров.

Суточный ход температуры воды между эпизодами сгонно-нагонных явлений часто хорошо выражен. На глубине 2 м средний размах суточных колебаний 1 °С, а

максимальный 2 °С. Среднее время наступления максимума 16,5 часов. В ночное время температура меняется не монотонно, а сложным образом, что заставило выделить два минимума – ночной, в среднем, в 3,5 часа и утренний в 5 часов.

Список литературы

1. Проект «Моря СССР». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том IV, Черное море. Вып.1: Гидрометеорологические условия/ Под ред. А.И.Симонова и Э.Н.Альтмана.– С.Пб.: Гидрометеоиздат, 1991. – 430 с.
2. Доценко С.А., Рубан И.Г., Тучковенко Ю.С. Прибрежный ветровой апвеллинг в Одесском районе северо-западной части Черного моря и его влияние на гидрохимический режим прибрежных вод// Тез. докл. Международной конф. (Крым, Донузлав 13–16 сентября 2005 г.).– Севастополь: НПЦ “ЭКОСИ – Гидрофизика”, 2005.– С.25.
3. Боровская Р.В., Панов Б.Н., Спиридонова Е.О., Лексикова Л.А., Кириллова М.Л. Прибрежный черноморский апвеллинг и межгодовая изменчивость его интенсивности// Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа.– Севастополь: НПЦ “ЭКОСИ – Гидрофизика”, 2005.–Вып.12.– С.42-48.
4. Голубович В.В. Апвеллинг в северо-западной части Черного моря (на примере станции Одесса-порт), как фактор воздействия на прибрежную рекреационную зону// Причерноморський екологічний бюлетень.– 2010.- №4 (38).– С.89-90.
5. <http://www.onetemp.com.au/Data-Loggers/NOVO-U22-001-Water-Temp-Pro-v2,-Water-Temperature-Data-Logger-Underwater.aspx?cl=2&id=43&c=28>
6. Filonov A., Tereshchenko I., Vargas A.C. Resultados del estudio del régimen termodinámico del lago volcánico Santa Maria del Oro, Nayarit// Geos.– 2005.– №25.– P.139-140.
7. Филин В.А., Голованова Л.А., Данилова Л.В. Методика районирования гидрофизических полей методом "опорные точки" и ее реализация на ЕС ЭВМ// Труды ВНИИГМИ-МЦД.– 1984.– Вып. 102.– С.80-97.
8. Иванов А. Введение в океанографию /Пер. с фр. – М.: “Мир”, 1978 – 574 с.

Мінливість температури води біля берегів Одеси в масштабах від року до півгодини.

Большаков В.М.

На підставі 16-місячних вимірів температури води з півгодинною дискретністю в одній з точок біля берегів Одеси отримані статистично забезпечені параметри сезонних змін, параметри мінливості синоптичного масштабу, параметри добового ходу, а також статистика можливих змін температури за половину години.

Ключові слова: температура води, півгодинна дискретність, сезонна мінливість, синоптична мінливість, змінно-нагінні явища, добовий хід.

The variation of water temperature in Odessa coastal waters in the one year to half hour scale.

Bolshakov V.N.

On the basis of measurements of temperature carried out in one point in Odessa coastal waters during 16 months with a half hour discretion, statistically provided parameters were received of seasonal, synoptic, diurnal variation, and also statistics of possible temperature changes for half an hour.

Key words: water temperature, half hour discretion, seasonal variation, synoptic variation, wind downsurge-upsurge, diurnal variation.