

Номер 3

2008

УКРАЇНСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

Головний редактор
С. М. Степаненко

Рекомендовано до друку Вченою радою Одеського державного екологічного університету
Протокол №7 від 02.07.2008р.

Головний редактор С.М. Степаненко

Редакційна колегія: С.М. Степаненко, д-р фіз.-мат. наук, проф., ОДЕКУ (головний редактор);
А.М. Польовий, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ (заст. голов. редактора); Є.П. Школьний, д-р техн. наук, проф.,
ОДЕКУ (заст. голов. редактора); В.С. Антоненко, д-р географ. наук, УкрНДІГМІ; В.М. Бойко, канд. географ. наук,
УкрГідрометцентр; Є.Д. Гопченко, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; О.Г. Іваненко, д-р географ. наук, проф.,
ОДЕКУ; М.І. Кульбіда, канд. географ. наук, УкрГідрометцентр; В.М. Ліпінський, Держгідрометслужба України;
Н.С. Лобода, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; І.Д. Лосва, д-р географ. наук, проф., УкрНЦЕМ; П.Д. Ломакін, д-р
географ. наук, Морський гідрофізичний інститут НАН України; З.А. Міщенко, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ;
В.І. Михайлов, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; В.І. Осадчий, канд. 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

Український гідрометеорологічний журнал: Науковий журнал / Голов. ред. С.М.Степаненко. –
Одеса: Вид. "Екологія", 2008. – №3 – 250 с.

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

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

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

Наклад: 150 екземплярів

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

ЗМІСТ

Розділ 1. ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ МОНІТОРИНГУ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА

- Степаненко С.Н., Волошин В.Г.* Аналіз функції щільності розподілення концентрації в гауссових моделях розсіяння приміси в атмосфері.....5
- Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Тупцов С.В.* Розв'язання рівняння турбулентної дифузії для стаціонарного точкового джерела.....13
- Кривобок А.А.* Нові можливості прийому цифрової супутникової інформації через систему EUMETCAST.....25
- Шевченко О.Г., Сніжко С.І.* Вплив напрямку та швидкості вітру на рівень забруднення атмосферного повітря міста Києва.....33
- Вельмискин Д.И., Сиротенко Т.В.* Методика розрахунку напружено-деформованого стану стержневого каркасного укриття МРЛ.....39

Розділ 2. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

- Хохлов В.М.* Зв'язок між індексами Південного коливання та аномаліями температури глобального масштабу: нелінійний метод.....49
- Скриник О.А., Сніжко С.І.* Задача визначення дати стійкого переходу приземної температури повітря через певне фіксоване значення (аналіз методів).....56
- Борисова С.В., Катеруша Г.П.* Рекреационный потенциал Северного Кавказа.....67

Розділ 3. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ

- Польовий А.М.* Динамічна модель проростання насіння та формування сходів зернових культур.....75
- Наумов М.М.* Індивідуальне розвиток рослин і процеси біологічного часу.....85
- Ляшенко Г.В.* Агрокліматичне районування України.....98
- Круківська А.В.* Агрокліматична оцінка умов вологозабезпечення основних зернових культур в Україні.....109
- Кирнасовская Н.В.* Сравнительная агрокліматическая оценка биокліматического потенциала территорий Киевской и Запорожской областей с учетом микроклимата.....117

Розділ 4. ГІДРОЛОГІЯ СУШІ ТА ГІДРОЕКОЛОГІЯ

- Тучковенко Ю.С., Гопченко Е.Д., Адобовский В.В., Большаков В.Н.* Регулирование гидроэкологического режима Дофиновского лимана.....124
- Лобода Н.С., Шаменкова О.И., Довженко Н.Д.* Оценка подземного стока рек Горного Крыма на основе гидрометрических данных.....148
- Гопченко Е.Д., Романчук М.Е., Бен Фараг.* Анализ структуры и параметров формул предельной интенсивности.....156
- Лобода Н.С.* Оценка влияния атмосферных процессов Северной Атлантики на формирование полей годового стока рек Украины.....167
- Ладжель Махмуд, Гопченко Е.Д., Овчарук В.А.* Расчет максимального стока паводков на уездах Алжира с использованием формулы предельной интенсивности.....178
- Обухов С.В., Окулович М.Р.* Витрати води на шлюзування як витратна складова водних балансів дніпровських водосховищ.....189
- Захарова М.В.* Оцінка точності розрахунків гідрографів паводкового стоку на основі метода водних балансів і моделі кінематичної хвилі.....197

Розділ 5. ОКЕАНОЛОГІЯ ТА МОРСЬКЕ ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ

- Тучковенко Ю.С., Сахненко О.И.* Комплексное моделирование динамики вод в прибрежной зоне моря при различных ветро-волновых условиях.....202
- Илюшин В.Я.* Статистическая оценка бюджета наносов участка Керченской бухты и заносимости подходного канала Керченского морского торгового порта (КМТП).....213
- Илюшин В.Я., Пушкарь А.В., Ставерская А.В.* Изменение структуры речной струи на взморье при изменении глубины и интенсивности присоединения к ней морской воды.....221
- Чугай А.В., Желтова О.И.* Оценка качества морских вод Крымского региона.....229

Розділ 6. НАУКОВО-МЕТОДИЧНІ ПИТАННЯ ПІДГОТОВКИ ФАХІВЦІВ У ГАЛУЗІ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЇ

- Герасимов О.І.* Возможности та проблеми рейтингової та кредитно-модульної систем оцінки знань студентів.....236
- Коваленко Л.Б., Владимірова О.Г., Кузніченко С.Д.* Розробка та перспективи впровадження інформаційної системи «ALMAMATER» для управління навчальним процесом в ОДЕКУ.....246

УДК 551.551

С.Н Степаненко, д.ф.-м.н., В.Г. Волошин, к.т.н.
Одесский государственный экологический университет

АНАЛИЗ ФУНКЦИИ ПЛОТНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ В ГАУССОВЫХ МОДЕЛЯХ РАССЕЙЯНИЯ ПРИМЕСЕЙ В АТМОСФЕРЕ

Анализируется поведение гауссовой функции плотности распределения концентрации, которая представляет вертикальное рассеяние примеси от непрерывно действующего точечного источника. Показано, что когда масштаб турбулентного вертикального рассеяния становится равным или большим эффективной высоты источника мода функции приближается к границе $z = 0$ и остается на ней при дальнейшем движении клуба примеси по направлению потока. Форма клуба изменяет свою конфигурацию и описывается эллипсоидом вращения с ориентацией осей в зависимости от соотношения между масштабами диффузии. Вертикальный профиль концентрации в приземном слое хорошо восстанавливается бигауссовой функцией плотности распределения концентрации, что подтверждается результатами опытов.

Ключевые слова: вертикальное рассеяние примеси, точечный источник, функция плотности распределения концентрации.

Введение. В задачах охраны атмосферного воздуха от загрязнения выбросами промышленных предприятий, широкое распространение получили различные модификации гауссовых моделей [1,4]. В настоящее время практически во всех странах модели такого типа доминируют в нормативных документах, определяющих правила расчета приземных полей концентраций.

В моделях гауссового типа предполагается, что рассеяние нейтрально-плавающей примеси в трехмерном пространстве происходит по нормальному закону распределения при условии сохранения термодинамических условий атмосферы и постоянства вектора скорости ветра. Учет ряда иных факторов, влияющих на перенос, рассеяние и осаждение примеси, выполняется введением различных поправок, которые позволяют учесть, например, отражение примеси от границ слоя рассеяния, взаимодействие примеси с поверхностью, сухое и влажное осаждение, химические превращения и пр. эффекты. Эти поправки достаточно полно описаны в работе [1]. Все это свидетельствует о высокой теоретической проработке и практической надежности гауссовых моделей.

Гауссова модель рассеяния примеси для учета ее отражения от поверхности использует, так называемый, “зеркальный” источник, что ведет к образованию бимодальной функции плотности распределения концентрации. Положение мод этой функции видоизменяются по мере увеличения времени диффузии примесей.

Цель статьи – исследование бимодальной функции плотности распределения концентрации примеси в зависимости от изменения соотношения вертикального масштаба диффузии и эффективной высоты источника примеси.

Объект исследования – гауссова модель атмосферной диффузии и ее особенности.

Методы исследования. Трехмерное поле концентрации образуется в результате переноса облака примеси от точечного источника загрязнения атмосферы как в направлении вектора скорости ветра U_r (вдоль оси X), так и в перпендикулярном вектору переноса горизонтальном (по оси Y) и вертикальном (по оси z) направлении.

Поле концентрации примеси в любой точке рассматриваемого пространства в различные моменты времени t может быть определено с помощью исходной функции, вытекающей из гауссовой статистической модели факела

$$q(x_r, t) = \frac{Q(x_s, t_s)}{U} \cdot \varphi_x(x_r, t_r), \quad (1)$$

где $q(x_r, t)$ – разовая концентрация примеси ($\Gamma \cdot \text{м}^{-3}$); x_r – координаты точки ($r=1, 2, 3$ или x, y, z), для которой определяется концентрация примеси; x_s – координаты расположения источника примеси; z_s – эффективная высота источника (м); t_s, t_r – момент выброса примеси из источника и момент измерения концентрации в точке рецептора x_r , соответственно; $\varphi_x(x_r, t_r)$ – функция плотности распределения (ФПР) концентрации в облаке примеси в окрестностях точки с координатами x_r (м^{-2}); $Q(x_s, t_s)$ – эмиссии непрерывного точечного источника Q ($\Gamma \cdot \text{с}^{-1}$); U – скорость ветра ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$).

Функция $\varphi_x(x_r, t_r)$ образована гладкими функциями ФПР в направлении соответствующих координатных осей. Для среды, движущейся вдоль оси OX со скоростью потока U , функции плотности распределения концентрации вдоль осей OY и OZ имеют вид:

$$\varphi_2(y) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma_y} \exp \left[-\frac{(y_r - y_s)^2}{2\sigma_y^2} \right], \quad (2)$$

$$\varphi_3(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma_z} \left\{ \exp \left[-\frac{(z_r - z_s)^2}{2\sigma_z^2} \right] + \beta \exp \left[-\frac{(z_r + z_s)^2}{2\sigma_z^2} \right] \right\}, \quad (3)$$

где $\sigma_y(t), \sigma_z(t)$ – масштабы рассеяния, являющиеся функциями времени и зависящие от метеорологических условий.

Функции (2) соответствует распределению концентрации по оси Y , а функция (3) распределению концентрации в вертикальной плоскости, по оси Z . В том случае, когда рассеяние примеси происходит в неограниченном пространстве $-\infty < z < \infty$ второе слагаемое, в фигурных скобках уравнения (3), отсутствует, т.е. коэффициент β , учитывающий отражение примеси от нижней границы принимается равным нулю $\beta=0$.

Если рассеяние осуществляется в полупространстве $0 \leq z < \infty$, то для учета отражения примеси от поверхности $z=0$ необходимо ввести виртуальный (зеркальный) источник с ординатой $-z_s$ и, тогда коэффициент отражения β принимает значение равное единице $\beta=1$. Горизонтальная плоскость XU представляет собой границу, которая разделяет реальный (direct), расположенный на высоте z_s и виртуальный (indirect) на высоте $-z_s$ источники. На границе $z=0$, функция плотности (3) должна обеспечить выполнение условия

$$\frac{d\varphi}{dz} = 0. \quad (4)$$

В области $0 \leq z < \infty$ функция (3) представляет усеченное нормальное

распределение на полупрямой и обладает свойством ФПР, поскольку $\varphi_3(x_r) > 0$

и существует условие нормировки $\int_0^{\infty} \varphi(z) dz = 1$.

Функцию $\varphi_3(z)$ можно представить как бигауссовскую функцию плотности нормально распределенных случайных величин с равными дисперсиями σ_z^2 . На рис.1 функции плотности нормально распределенных величин с модами в точках (z_s , реальный источник) и ($-z_s$, виртуальный источник) показаны сплошными линиями, а суммарное распределение пунктирной линией. Реально функции $\varphi_3(z)$ соответствует только половина пунктирной кривой в области $z \geq 0$.

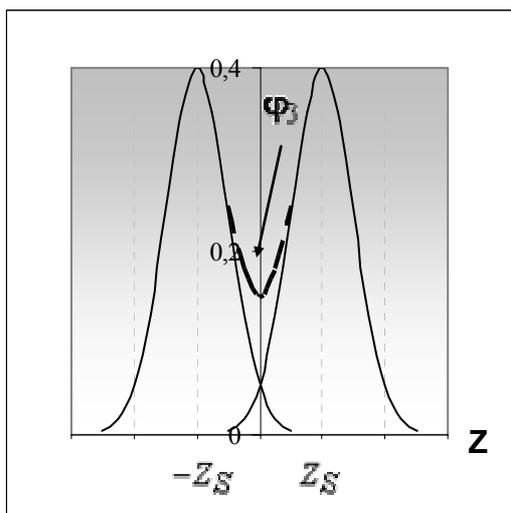


Рис. 1– Функция плотности распределения для реального ($z_s > 0$) и виртуального ($z_s < 0$) источника (сплошные линии) и функция $\varphi_3(z)$ (пунктирная линия) при $\beta = 1$.

Результаты исследования и их анализ. Рассмотрим изменение положения моды функции $\varphi_3(z)$ на полупрямой $z \geq 0$ за период диффузии примеси в полупространстве $z \geq 0$.

Преобразуем $\varphi_3(z)$, введя новые переменные [2, 4]

$$\frac{z}{z_s} = \delta, \quad \frac{\sigma_z}{z_s} = \varepsilon, \quad \sqrt{2\pi} \varphi_3(z) z_s = \tilde{\varphi}$$

и перепишем (3) в виде

$$\tilde{\varphi} = \frac{1}{\varepsilon} \left\{ \exp \left[-\frac{(\delta-1)^2}{2\varepsilon^2} \right] + \exp \left[-\frac{(\delta+1)^2}{2\varepsilon^2} \right] \right\}. \quad (5)$$

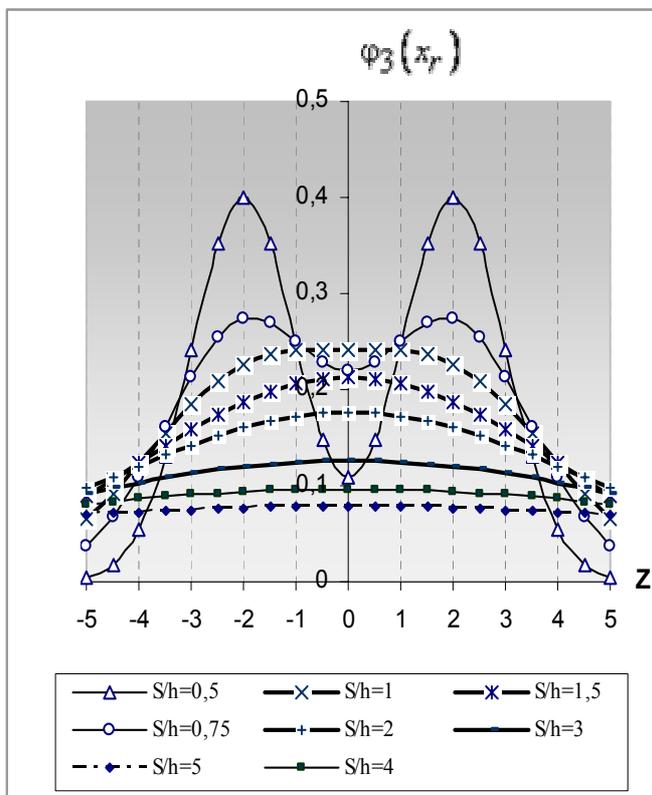
Продифференцируем функцию (5) по переменной δ и приравняем результат нулю ($d\tilde{\varphi}/d\delta = 0$), получим

$$(\delta-1) \exp \left[-\frac{(\delta-1)^2}{2\varepsilon^2} \right] + (\delta+1) \exp \left[-\frac{(\delta+1)^2}{2\varepsilon^2} \right] = 0, \quad (6)$$

где корнями уравнения (6) будут $\delta_1 = 0$ и δ_2 , как корень уравнения

$$\varepsilon^2 = \frac{2\delta}{\ln[(1+\delta)/(1-\delta)]}.$$

Анализ показывает, что если $\varepsilon^2 = 1$, то функция (5) имеет одну характерную критическую точку $\delta_2 = z_{кр}/z_s = 0$, в которой первая и вторая производная $d\tilde{\varphi}/d\delta = d^2\tilde{\varphi}/d\delta^2 = 0$. В этой точке наблюдается модальное значение функции $\varphi_3(x_r)$ в области $z \geq 0$. Если $\varepsilon^2 > 1$, функция (5) имеет точку максимума, для которой $d\tilde{\varphi}/d\delta = 0$, $d^2\tilde{\varphi}/d\delta^2 < 0$ (рис. 2).

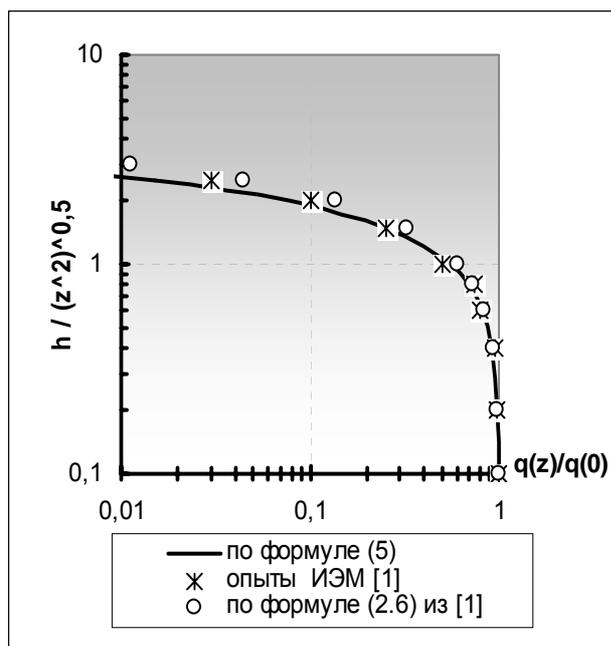


Таким образом, по мере роста параметра $\delta = S/h$ (где $S = \sigma_z$ и $h = z_s$) бимодальная гауссова функция преобразуется в одномодальную, мода которой совпадает с границей раздела ($z = 0$) источников, имеющих координаты z_s и $-z_s$.

В начальный момент времени, когда $S/h \ll 1$, модальные значения функции совпадают с осью дымового факела ($z = h$). Далее, когда $S/h \geq 1$, бигауссова функция преобразуется в одномодальную, а значение максимума функции $\varphi_3(z)$ изменяется, в зависимости от изменения параметра $\delta = S/h$.

Рис. 2– Видоизменение функции $\varphi_3(z)$ в зависимости от соотношения вертикального масштаба диффузии и эффективной высоты источника.

По мере увеличением времени диффузии ($t = x/U$), когда масштаб вертикального рассеяния становится равным или большим эффективной высоте источника, т.е. когда отношение $\sigma_z/h \geq 1$, мода функции $\varphi_3(z)$ “снижается” до границы $z_r = 0$ и остается на этой границе при распространении примеси вдоль направления потока. Из рис. 2 следует, что начиная с момента, когда $\sigma_z/h \geq 3$, функция плотности распределения в области $z > 0$ не обладает ярко выраженным максимумом и вертикальное распределение концентрации в приземном слое атмосферы может быть представлено формулой (5).



На рис. 3 показано изменение концентрации $q(z)$ с высотой, нормированная на свое приземное значение. Сплошная кривая построена по формуле (5), точки «×» соответствуют расчетам по формуле Паскуилла (проекта Прейри-Грассе” [1, стр.87])

$$\frac{q(z)}{q(0)} = \exp \left[-A \left(z / \sqrt{\bar{z}^2} \right)^s \right], \quad (7)$$

а точки «*» - результатам опытов Института экспериментальной метеорологии (г. Обнинск).

Рис.3 – Зависимость нормированной концентрации $q(z)/q(0)$ от нормированной высоты $\xi = z / (\bar{z}^2)^{-0.5}$.

Для всех расчетов использовались параметры $A=0,5, s=2, \sigma_z=1, h=0,5\text{м}$.

Результаты, на удивление, близки между собой, откуда следует, что вертикальный профиль концентрации в приземном слое хорошо представляет не только эмпирическая формула (7), подтвержденная опытными данными, но и теоретическая зависимость типа (5). Эти совпадения свидетельствуют о правомерности гауссовых функций для описания процесса диффузии в атмосфере.

Перепишем выражение для трехмерной функции плотности распределения концентрации $\varphi_x(x_r, t_r)$ от мгновенного точечного источника в виде гауссовой статистической модели

$$\varphi_x(x_r, t) = \frac{1}{(2\pi)^{3/2} \sigma_x \sigma_y \sigma_z} \exp \left\{ -\frac{[x - x_s - U(t - t_s)]^2}{2\sigma_x^2} - \frac{(y_r - y_s)^2}{2\sigma_y^2} \right\} \times \left\{ \exp \left[-\frac{(z_r - z_s)^2}{2\sigma_z^2} \right] + \beta \exp \left[-\frac{(z_r + z_s)^2}{2\sigma_z^2} \right] \right\}. \quad (8)$$

Как и в уравнениях (2) и (3), если $\beta = 0$, уравнение (8) описывает поле концентрации примеси в неограниченном пространстве $-\infty < z < \infty$. Если $\beta = 1$, наблюдается полное отражение примеси от поверхности $z = 0$ при условии, что подстилающая поверхность полностью непроницаема для примеси.

С помощью условия

$$\frac{\partial q}{\partial x_r} = 0 \quad (9)$$

можно определить геометрическое место точек максимума поля концентрации в момент времени t_i .

Для неограниченного пространства параметрическое уравнение геометрического места точек имеет вид

$$x_{\max}(t) = [x = (u \cdot t); y; z_s]. \quad (10)$$

Для полупространства ($\beta = 1$) положение этих точек определяется функцией

$$x_{\max}(t) = [x=ut; y; \tilde{z}(t)], \quad \text{где } \tilde{z}(t) = \arg \max_{z \geq 0} \tilde{\phi}[z(t)]. \quad (11)$$

Здесь

$$\tilde{\phi}[z(t)] = \left\{ \exp \left[-\frac{(z_r(t) - z_s)^2}{2\sigma_z^2(t)} \right] + \exp \left[-\frac{(z_r(t) + z_s)^2}{2\sigma_z^2(t)} \right] \right\}. \quad (12)$$

Координата $\tilde{z}(t)$ при $\sigma_z(t)/z_s < 1$ выражается неявной зависимостью вида

$$\left[\frac{\sigma_z}{z_s} \right]^2 = \frac{\tilde{z}(t)}{z_s} \operatorname{arctg} \left[\frac{\tilde{z}(t)}{z_s} \right].$$

Используя уравнения (11),(12) и (8), можно найти промежуток времени T , в течение которого в образовавшемся поле рассеянной примеси концентрация будет удовлетворять условию

$$q(x, y, z) \geq C_{\text{ПДК}}, \quad (13)$$

т.е. будет равна или больше предельно допустимых значений (ПДК). Естественно, при $t_{kp} > T$, концентрации в любой точке пространства будут меньше $C_{\text{ПДК}}$.

Для неограниченного пространства промежуток времени T , удовлетворяющий условию (12), находится из уравнения

$$C_{\text{ПДК}} (2\pi)^{3/2} \sigma_x(t) \sigma_y(t) \sigma_z(t) = Q, \quad (14)$$

которое решается численно в направлении равноправных координатных осей для нахождения геометрического места точек, представляющих поверхность $C(x, y, z) = C_{\text{ПДК}}$ в момент времени $t_{kp} \approx T$.

В полупространстве, при условии что $\sigma_z(t)/z_s \geq 1$, уравнение должно быть задано в следующем виде

$$C_{\text{ПДК}} (2\pi)^{3/2} \sigma_x(t) \sigma_y(t) \sigma_z(t) = 2Q \exp \left(-z_s^2 / 2\sigma_z^2 \right). \quad (15)$$

Известно, что в качестве модели дымового факела точечного стационарного источника можно принять суперпозицию дымовых клубов (облаков) примеси конечных размеров, которые сразу же, после выброса из источника, сносятся ветром, а на их месте образуются новые. Клуб (облако) есть множество точек пространства, в которых в фиксированный момент времени $t \in [0, T]$ соблюдается условие $q(x, y, z) \geq C_{\text{ПДК}}$.

Расчет по уравнению (8) показывает, что изоповерхность $C_{\text{ПДК}}$, соответствующая форме клуба примеси от точечного стационарного источника в полупространстве, в момент $t_{kp} \approx T$ может изменять свою конфигурацию, приобретая форму:

а) если $\sigma_z(t)/z_s \ll 0,75$, то это эллипсоид, соотношение осей которого будет зависеть от соотношения масштабов диффузии в направлении соответствующих координатных осей;

б) если $0,75 < \sigma_z(t)/z_s \leq 1$, то это эллипсоид, в нижней части которого, примыкающей к поверхности, образуется шаровой сегмент;

в) если $\sigma_z(t)/z_s \gg 1$, то это половина эллипсоида, центральная плоскость которого находится на подстилающей поверхности, а ориентация горизонтальных осей и высота вертикальной оси зависят от соотношения масштабов диффузии;

г) если источник находится на поверхности $z_s = 0$ и $U = 0$, то форма изоповерхности $C_{\text{ПДК}}$, представляет шаровой сегмент, основание которого находится на уровне $z \approx 0$.

В неограниченном пространстве, в случае изотропной турбулентности, изоповерхность $C_{\text{ПДК}}$, с геометрической точки зрения, представляет идеальную сферу, когда условия диффузии во всех направлениях равны ($\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z$), или эллипсоид вращения, ориентация осей которого зависит от масштабов диффузии в направлении соответствующих осей.

Заключение. Анализ бимодальной гауссовой функции плотности вертикального распределения концентрации показал, что модальное значение функции по мере увеличения времени диффузии, когда масштаб вертикального рассеяния становится равным или большим эффективной высоты источника, “снижается” до границы $z_f = 0$. При дальнейшем распространении примеси в направлении потока модальное значение функции остается на нижней границе. Форма клуба (облака) примеси по мере движения изменяет свою конфигурацию и описывается эллипсоидом вращения с ориентацией осей в зависимости от соотношения между масштабами диффузии.

Вертикальный профиль концентрации $q(z)$ в приземном слое, если $\sigma_z/h \geq 1$, хорошо восстанавливается теоретической зависимостью типа (5), т.е. бигауссовой функцией плотности распределения, что подтверждается результатами опытов Института экспериментальной метеорологии (г. Обнинск).

Список литературы

1. Бызова Н.Л., Гаргер Е.Г., Иванов В.Н. Экспериментальные исследования атмосферной диффузии и расчеты рассеяния примесей.- Л.: Гидрометеиздат, 1991, -273 с.
2. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике (определения, формулы, теоремы).- Наука, М., 1973. -450с
3. Математические методы в технике и технологиях. XV международная научная конференция, Сб. Тр. Т. 4. Секция 4, изд. ТГТУ, 2002. -34-48с
4. Степаненко С.Н. Динамика турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы. Одесса. 1998. -280 с.
5. Степаненко С.Н, Волошин В.Г. Применение вероятностного подхода к оценке экологической опасности высокого уровня загрязнений атмосферы // Украинский гидрометеорологический журнал. 2006.- №1, Одесса, ТЕС, - 14-23с.

Аналіз функцій щільності розподілу концентрацій в гауссових моделях розсіяння домішок в атмосфері. С. М. Степаненко, В. Г. Волошин

Аналізується поведінка функції щільності розподілу концентрації, яка представляє вертикальне розсіяння домішки від безперервно діючого точкового джерела. Показано, що коли масштаб турбулентного вертикального розсіяння є рівним або більшим ніж ефективна висота джерела, мода функції наближається до межі $z = 0$ і залишається на цій межі при подальшому русі домішки уздовж напрямку потоку. Форма клубу домішки від точкового джерела трансформує свою конфігурацію і описується еліпсоїдом обертання з орієнтацією осей залежно від співвідношення між масштабами дифузії. Вертикальний профіль концентрації в приземному шарі добре відновлюється бігауссовою функцією щільності розподілу, що підтверджується результатами дослідів.

Ключові слова. вертикальне розсіяння, точкове джерело забруднення, функція щільності розподілу концентрації.

Analysis of function of density of distributing of concentration in models Gaussian of dispersion of admixtures in atmosphere. With. M. Stepanenko, In. G. Voloshin

The conduct of function of density of distributing (p.d.f) of concentration which presents vertical dispersion of admixture from a continuously operating point source is analyses. It is shown, that when the scale of vertical dispersion is equal or the more of effective height of source fashion of function approaches a border $z = 0$ and remains on this border at further motion of volume of smoke puff of admixture along streamline. The form of puff as far as motion changes the configuration and is described by the ellipsoid of rotation with the orientation of axes depending on correlation between the scales of diffusion. The vertical structure of concentration in the ground layer is well restored by the bigaussien function of closeness of distributing, that is confirmed by the results of experiments.

Keywords. dispersion of pollution, point source, functions of density of distributing of concentration.

С.Н. Степаненко, д.ф.-м.н., В.Г. Волошин, к.г.н. С.В. Типцов, н.с.
Одесский государственный экологический университет

РЕШЕНИЕ УРАВНЕНИЯ ТУРБУЛЕНТНОЙ ДИФФУЗИИ ДЛЯ СТАЦИОНАРНОГО ТОЧЕЧНОГО ИСТОЧНИКА

Представлено новое решение полного уравнения турбулентной диффузии, которое, в отличие от предыдущих, учитывает взаимодействие составляющих коэффициента диффузии и скорости ветра в направлении осей ($i = x, y, z$) декартовой системы координат при условии, что составляющие принимают любые значения $k = \nu + k_i$ и $u_i \geq 0$ (где ν , k_i – молекулярный и турбулентный коэффициент диффузии соответственно, u_i – скорость ветра). Расчетные формулы позволяют получать поля концентраций при любых термодинамических состояниях атмосферы и скоростях ветра, в том числе и при штиле без аппроксимаций масштабов диффузии от расстояния.

Ключевые слова: уравнение турбулентной диффузии, рассеяние примеси в атмосфере, точечный источник, коэффициенты диффузии, распределение концентрации, отражение и поглощение примеси поверхностью.

Введение. Для оценки загрязнения атмосферы вредными выбросами промышленных предприятий применяются модели атмосферной диффузии различной степени сложности и типа. До расстояний 50 км от источника выброса во многих странах применяется гауссова модель факела, составной частью которой являются экспериментальные функции расстояния для дисперсий гауссовых распределений. Модели гауссового типа доминируют в большинстве нормативных документов, регламентируя порядок и правила расчета приземных концентраций и допустимые нормы выброса [10,11,12].

В гауссовых моделях предполагается, что при сохранении характера термодинамической устойчивости атмосферы, постоянстве направления и скорости ветра рассеяние нейтрально плавучей примеси в горизонтальном и вертикальном направлении происходит независимо друг от друга, а учет физических факторов, влияющих на перенос, рассеяние и осаждение примеси, выполняется введением ряда поправок. Однако, для расчета приземных концентраций при слабых ветрах или штиле применение гауссовых моделей невозможно, что резко снижает их применение в прикладных целях [10].

При моделировании процессов распространения примесей в трехмерной области предпочтение отдается аналитическому или численному решению полуэмпирического уравнения турбулентной диффузии в декартовых координатах [1,2,4,7]. В этом случае линеаризованная модель распространения примеси учитывает характерные основные особенности процесса, а именно: перенос примеси в направлении потока, молекулярную и турбулентную диффузию, конвекцию, пространственно-временную неоднородность параметров рассеяния, взаимодействие примеси с подстилающей поверхностью и верхней границей слоя перемешивания, сухое и влажное осаждение на подстилающую поверхность, трансформацию примеси и другие факторы.

В данной работе представлено новое решение полуэмпирического уравнения турбулентной диффузии, которое, в отличие от предыдущих решений, учитывает взаимодействие составляющих коэффициента диффузии и скорости ветра в направлении осей ($i = x, y, z$) декартовой системы координат при условии, что составляющие принимают значения $k = \nu + k_i$ и $u_i \geq 0$ (где ν , k_i – молекулярный и

турбулентный коэффициент диффузии соответственно, а u_i – скорость ветра), что позволяет получить пространственное поле концентраций при любых термодинамических состояниях атмосферы и скоростях ветра.

Объект исследования - полуэмпирическое уравнение турбулентной диффузии (УТД).

Цель работы - построение расчетных формул приемлемой точности для оценки разовых концентраций вредных примесей в любой точке пространства при любых метеорологических условиях, различных взаимодействиях примеси с поверхностью и пространственных изменениях параметров диффузии в пределах локальной области распространения примеси.

В статье мы сочли возможным не приводить подробные математическое решения УТД, а сосредоточиться на анализе новых расчетных формул и их сопоставлении с широко применяемыми в мировой практике моделями.

Метод исследования. Рассмотрим задачу нахождения функции концентрации $q(t, x, y, z)$, которая образуется при мгновенном выбросе в момент времени t_k из точечного источника, размещенного в точке пространства с координатами (x_s, y_s, z_s) . Интенсивность источника считается заданной величиной $Q(t_k)$.

Линеаризованная модель распространения примеси имеет математическое решение при однородности проекций вектора скорости по пространственным координатам и задается уравнением параболического типа

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u(t) \frac{\partial q}{\partial x} + v(t) \frac{\partial q}{\partial y} + w(t) \frac{\partial q}{\partial z} = K_x(t) \frac{\partial^2 q}{\partial x^2} + K_y(t) \frac{\partial^2 q}{\partial y^2} + K_z(t) \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} - \lambda(t) \cdot q(t) + Q(t) \cdot \delta(t - t_k) \cdot \delta(x - x_s) \cdot \delta(y - y_s) \cdot \delta(z - z_s), \quad (1)$$

где Q – масса примеси, выделившейся при $t = 0$ в начале координат (г); $Q(t) \cdot \delta(x) \cdot \delta(y) \cdot \delta(z - z_s)$ – δ - функция точечного источника; K_x, K_y, K_z – составляющие коэффициента диффузии K (м²/с) для соответствующих координатных осей; u, v, w – проекции скорости U (м/с) переноса примеси для соответствующих координатных осей; q – средняя концентрация примеси (г/м³); $\lambda(t)$ – скорость потери (стока) примеси (м/с).

Начальные условия выбираются по содержанию фундаментального решения $q(t_k, x, y, z) = 0$, во всех точках кроме начала координат и $q(t, x, y, z) = 0$, если $x, y, z \rightarrow (-\infty; \infty)$.

В общем виде решение уравнения (1) выражает закономерности распространения примеси в неограниченном пространстве, когда коэффициенты диффузии (турбулентности) $K_x(t), K_y(t), K_z(t)$ и скорость стока примеси $\lambda(t)$ считаются известными функциями времени, а скорость перемещения центра тяжести облака примеси в направлении соответствующих осей определяется составляющими вектора ветра $u(t), v(t), w(t)$.

Для уменьшения количества вычислений можно расщепить трехмерную задачу на последовательность одномерных задач таким образом, чтобы сохранялась и структура решения и основные его свойства [3]. В этом случае, за счет однородных граничных условий, фундаментальное решение пространственного уравнения можно представить произведением фундаментальных решений соответствующих задач

$$\frac{\partial f(t, x_i)}{\partial t} = K_{x_i}(t) \frac{\partial^2 f(t, x_i)}{\partial x_i^2} - u_i(t) \frac{\partial f(t, x_i)}{\partial x_i} + \delta(t - t_k) \delta(x_i - x_k), \quad f(t_k, x_i) = 0 \quad (2)$$

по каждой пространственной координате $i = 1, 2, 3$.

Слагаемое $\lambda(t) \cdot q(t)$ уравнения (1), характеризующее потерю примеси в процессе ее диффузии, можно исключить из решения заменой функции

$$q(t, x, y, z) = e^{-\int_{t_k}^t \lambda(t) dt} f(t, x).$$

Для решения уравнения (2) изменим систему координат:

$$\left\{ \begin{array}{l} \xi = \int_{t_k}^t K_x(t) dt = \eta(t) \\ \vartheta = x - \int_{t_k}^t u(t) dt \end{array} \right. ; \quad (3)$$

$$\frac{\partial f}{\partial t} = \frac{\partial f}{\partial \xi} \cdot K_x(t) - \frac{\partial f}{\partial \vartheta} u(t); \quad \frac{\partial f}{\partial x} = \frac{\partial f}{\partial \vartheta}; \quad \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 f}{\partial \vartheta^2}$$

и, выполнив подстановку с учетом замены функции, получим

$$\frac{\partial f'}{\partial \xi} = \frac{\partial^2 f'}{\partial \vartheta^2} + \frac{e^{-\int_{t_k}^t \lambda(t) dt}}{K_x(\eta^{-1}(\xi))} \delta(\eta^{-1}(\xi)) \delta\left(\vartheta - x_s + \int_{t_k}^{\eta^{-1}(\xi)} u(t) dt\right). \quad (4)$$

Выполнив преобразование Фурье по переменной ϑ , получим

$$\frac{d\hat{f}}{d\xi} = -p^2 \hat{f} + \frac{e^{-\int_{t_k}^{\eta^{-1}(\xi)} \lambda(t) dt}}{K_x(\eta^{-1}(\xi))} \delta(\eta^{-1}(\xi)) e^{ip\left(x_s - \int_{t_k}^{\eta^{-1}(\xi)} u(t) dt\right)} \quad (5)$$

и заметим, что по определению $\eta(\xi)$ есть производная $\left(\eta^{-1}(\xi)\right)' = \frac{1}{K_x(\eta^{-1}(\xi))}$,

следовательно

$$e^{p^2 \xi} \hat{f} = \int_0^{\xi} e^{p^2 \xi} e^{-\int_{t_k}^{\eta^{-1}(\xi)} \lambda(t) dt} \delta(\eta^{-1}(\xi)) e^{ip\left(x_s - \int_{t_k}^{\eta^{-1}(\xi)} u(t) dt\right)} d\eta^{-1}(\xi) = e^{p^2 \eta(t_k) + ipx_s} \quad (6)$$

Учитывая $\eta(t_k) = 0$, находим

$$\hat{f}(\xi, p) = e^{-p^2 \xi + ipx_s}.$$

Решение совпадает со стандартным фундаментальным решением уравнения теплопроводности с точностью до смещения

$$f'(\xi, \vartheta) = \frac{1}{2\sqrt{\pi\xi}} e^{-\frac{(\vartheta - x_s)^2}{4\xi}}. \quad (7)$$

Выполнив обратную замену для функции и координат, получим

$$f(t, x_i) = \frac{e^{-\int_{t_k}^t \lambda(t) dt}}{2\sqrt{\pi \int_{t_k}^t K_{x_i}(t) dt}} e^{-\frac{(\vartheta - x_{is} - r(t))^2}{4 \int_{t_k}^t K_{x_i}(t) dt}}, \quad (8)$$

где $r(t)$ выражает перемещение центра тяжести облака примеси за период диффузии

$$r(t) = \int_{t_k}^t u_i(t) dt.$$

Уравнение (8) выражает решение линейного оператора, заданного уравнением (2), при очевидных свойствах диффузионного процесса

$$\lim_{x_i \rightarrow \pm\infty} f(t, x) = 0,$$

которые отражают единственность фундаментального решения задачи Коши при заданных граничных условиях.

Отметим, что, приняв $\sigma_i^2(t) = \int_{t_k}^t K_{ix}(t) dt$, и пользуясь тем, что по содержанию задачи положение центра тяжести облака примеси определяется $x_c(t) = x_{is} + \int_{t_k}^t u_i(t) dt$, окончательно запишем

$$f(t, x) = \frac{e^{-\int_{t_k}^t \lambda(t) dt}}{2\sqrt{\pi\sigma_{ix}(t)}} e^{-\frac{(x_i - x_{ic}(t))^2}{4\sigma_{ix}^2(t)}}. \quad (9)$$

Аналогичные решения будут соответствовать задачи Коши и для других координат, при отсутствии множителя содержащего $\lambda(t)$, поскольку соответствующий ему член уравнения учитывается один раз и, как видно, не влияет на вид основного уравнения и на граничные условия.

Результаты исследования и их анализ. Решение уравнения (1) по вертикальной координате обладает особенностями, поскольку распространение примеси в этом направлении зависят от термодинамической структуры пограничного слоя атмосферы и взаимодействия примеси с его границами [1,2,4,7].

Поэтому, сохраняя структуру решения и его основные свойства, упростим задачу до решения однородного нестационарного трехмерного уравнения с заданными значениями составляющих скорости u, v, w и коэффициента диффузии K_x, K_y, K_z , которые могут быть получены, например, из решений системы уравнений атмосферного пограничного слоя. Такое решение будет отличаться от структуры фундаментального решения тем, что оно представляется не произведением функций, выраженных формулой (2), а суммой произведений функций выраженных решением однородного уравнения

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial z} = K_x \frac{\partial^2 q}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 q}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} - Q \cdot \delta(x) \delta(y) \delta(z-h), \quad (10)$$

при $x, y \in (-\infty; \infty)$, $z \in (z_0; \infty)$.

Поскольку диффузия примеси рассматривается в пограничном слое атмосферы, то взаимодействие примеси с нижней границей слоя зададим следующим образом:

$$K_z \frac{\partial q}{\partial z} + w \cdot q + \beta \cdot q = 0, \quad \text{при } z = z_0, \quad (11)$$

$$\lim_{x, y \rightarrow \pm\infty} q(t, x, y, z) = 0.$$

Положение нижней границы z_0 совпадает с высотой слоя шероховатости поверхности. По достижению нижней границы оседающая или невесомая примесь взаимодействует с ней и поток примеси либо отражается, $\beta=0$ (м/с), либо поглощается, $\beta \rightarrow \infty$. Эти взаимодействия учитываются при определении вертикального профиля концентрации примеси.

Положение верхней границы слоя рассеяния примеси соответствует, как правило, высоте слоя перемешивания. Взаимодействие оседающей или невесомой примеси с этой границей оказывает слабое влияние на распределение концентрации примеси у подстилающей поверхности [1,2,5], так как, в первом случае лишь малая часть оседающей примеси может достигнуть верхней границы, а во втором - велика вероятность рассеяния примеси в верхней части пограничного слоя.

Поэтому однородное смешанное граничное условие для верхней границы

$$K_z \frac{\partial q}{\partial z} + w \cdot q + \alpha \cdot q = 0, \quad \text{при } z = h, \quad (12)$$

логично заменить более естественным условием

$$\lim_{z \rightarrow \infty} q(t, x, y, z) = 0, \quad (13)$$

что так же упрощает решение задачи.

Вклад неучтенной части примеси, при отражении от верхней границы, можно компенсировать фоновой концентрацией постоянно присутствующей в атмосфере, а граничное условие (12) можно вводить при наличии “запирающего” слоя температурной инверсии.

Для точечного источника непродолжительного действия (мгновенного) начальные условия для которого записываются в виде $uq = Q\delta(x)\delta(y)\delta(z-h)$, уравнение (10) имеет фундаментальное решение в полупространстве $z_0 \leq z < \infty$ в виде

$$q(t, x, y, z) = \frac{e^{-\frac{(x-ut)^2}{4K_x t} - \frac{(y-vt)^2}{4K_y t}}}{8\pi\sqrt{\pi K_z K_y K_x t^3}} \left(e^{-\frac{(z-h-wt)^2}{4K_z t}} + e^{-\frac{w(h-z_0)}{K_z} - \frac{(z+h-2z_0-wt)^2}{4K_z t}} \right) + \frac{e^{-\frac{(x-ut)^2}{4K_x t} - \frac{(y-vt)^2}{4K_y t}}}{8\pi\sqrt{\pi K_z K_y K_x t^3}} \frac{w+2\beta}{K_z} \int_0^\infty e^{-\frac{w(h-z_0)}{K_z} - \frac{(z+h-2z_0-wt+\xi)^2}{4K_z t} + \frac{\alpha\xi}{K_z}} d\xi \quad (14)$$

где h высота источника находящегося в точке $(0, 0, h)$ с интенсивностью равной единице.

Формула (14), по своей структуре близка к формуле М.Е. Берлянда [1] для мгновенного источника при нестационарной диффузии.

Решение уравнения (10) ранее многими авторами автоматически переносилось на решение стационарного уравнения ($\frac{\partial q}{\partial t} \equiv 0$), которое имеет вид

$$u \frac{\partial q}{\partial x} + w \frac{\partial q}{\partial z} = K_y \frac{\partial^2 q}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} \quad (15)$$

При решении уравнения (15) предполагалось, что диффузия примеси существует только в поперечном и вертикальном направлении к вектору переноса, а рассеяние примеси по направлению движения отсутствует. Кроме этого “априори” предполагалось, что процессы горизонтальной (по оси y) и вертикальной (по оси z) диффузии независимы. Эти предположения упрощали задачу, но искажали саму суть процесса.

Поэтому полный анализ закономерностей распространения примеси для стационарного режима можно получить лишь из фундаментального решения нестационарного уравнения (10). Для непрерывно действующего точечного источника, необходимо выполнить свертку функции с фундаментальным решением по переменной времени, т.е.

$$\begin{aligned}
 q_1(t, x, y, z) = & \int_0^t e^{-\frac{(x-u(t-\tau))^2}{4K_x(t-\tau)} - \frac{(y-v(t-\tau))^2}{4K_y(t-\tau)}} \left(e^{-\frac{(z-h-w(t-\tau))^2}{4K_z(t-\tau)}} + e^{-\frac{w(h-z_0)}{K_z} - \frac{(z+h-2z_0-w(t-\tau))^2}{4K_z(t-\tau)}} \right) Q(\tau) d\tau + \\
 & + \frac{w+2\beta}{K_z} \int_0^t e^{-\frac{(x-u(t-\tau))^2}{4K_x(t-\tau)} - \frac{(y-v(t-\tau))^2}{4K_y(t-\tau)}} \int_0^\infty e^{-\frac{w(h-z_0)}{K_z} - \frac{(z+h-2z_0-w(t-\tau)+\xi)^2}{4K_z(t-\tau)} + \frac{\alpha\xi}{K_z}} d\xi Q(\tau) d\tau .
 \end{aligned} \tag{16}$$

Если существует предел функции $Q(t)$ при $t \rightarrow \infty$, то уравнение (16) будет описывать стационарное распределение примеси. Тогда для постоянно действующего источника $Q(t) \equiv Q(\text{const})$ нетрудно получить соответствующую стационарную функцию в виде

$$\begin{aligned}
 q_2(x, y, z) = \lim_{t \rightarrow \infty} q_1(t, x, y, z) = & \frac{Q e^{\frac{ux}{2K_x} + \frac{vy}{2K_y} + \frac{w(z-h)}{2K_z}}}{4\pi \sqrt{K_x K_y K_z}} \times \\
 & \times \left(\frac{e^{-\frac{1}{2} \sqrt{\frac{x^2}{K_x} + \frac{y^2}{K_y} + \frac{(z-h)^2}{K_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{K_x} + \frac{v^2}{K_y} + \frac{w^2}{K_z}}} + e^{-\frac{1}{2} \sqrt{\frac{x^2}{K_x} + \frac{y^2}{K_y} + \frac{(z+h-2z_0)^2}{K_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{K_x} + \frac{v^2}{K_y} + \frac{w^2}{K_z}}}}{\sqrt{\frac{x^2}{K_x} + \frac{y^2}{K_y} + \frac{(z-h)^2}{K_z}} + \sqrt{\frac{x^2}{K_x} + \frac{y^2}{K_y} + \frac{(z+h-2z_0)^2}{K_z}}} \right) + \\
 & + \frac{w+2\beta}{K_z} \cdot \frac{Q e^{\frac{ux}{2K_x} + \frac{vy}{2K_y} + \frac{w(z-h)}{2K_z}}}{4\pi \sqrt{K_x K_y K_z}} \int_0^\infty e^{-\frac{w+2\beta}{2K_z} \xi - \frac{1}{2} \sqrt{\frac{x^2}{K_x} + \frac{y^2}{K_y} + \frac{(z+h-2z_0-\xi)^2}{K_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{K_x} + \frac{v^2}{K_y} + \frac{w^2}{K_z}}}{\sqrt{\frac{x^2}{K_x} + \frac{y^2}{K_y} + \frac{(z+h-2z_0-\xi)^2}{K_z}}} d\xi .
 \end{aligned} \tag{17}$$

Полученная формула выражает фундаментальное решение стационарного уравнения турбулентной диффузии

$$u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial z} = K_x \frac{\partial^2 q}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 q}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} - Q \cdot \delta(x) \delta(y) \delta(z-h), \tag{18}$$

при граничных условиях (11).

Если теперь направить декартову систему координат, так чтобы ось абсцисс совпадала с направлением переноса примеси и пренебречь диффузией примеси в направлении переноса, получим уравнение (15), решение которого ведет к простой, но приближенной функции, которая соответствует нормальному гауссовскому

распределению концентрации. Можно заметить, что при малых скоростях переноса член уравнения (18), содержащий K_x , играет существенную роль.

Найденное фундаментальное решение УТД в виде формулы (17) является общим по сравнению с иными решениями, которые являются ее частными случаями, так (17) можно легко упростить до известной формулы гауссовой модели диффузии.

Например, для невесомой примеси и отсутствия вертикальных движений в пограничном слое атмосферы ($w = 0$) первые два слагаемых уравнения (17) имеют одинаковый порядок, а третье исключается в связи с полным отражением примеси от поверхности ($\beta = 0$).

На расстояниях $x \gg |y| + |z - h|$ параметры гауссовой модели имеют стабильный характер и формула (17) допускает соответствующие приближения. При очевидном равенстве горизонтальных составляющих коэффициента турбулентности $K_x = K_y = K_v$ воспользуемся разложением в ряд Тейлора биномиальной функции основного члена уравнения (первое слагаемое правой части)

$$q(x, y, z) = \frac{Q}{4\pi K \sqrt{K_z}} e^{\frac{ux}{2K} - \frac{1}{2} \sqrt{\frac{x^2}{K} + \frac{y^2}{K} + \frac{(z-h)^2}{K_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{K}}} , \quad \text{при } v = w = 0 . \quad (19)$$

Выполнив преобразования, получим

$$\begin{aligned} q(x, y, z) &= \frac{Q}{4\pi x \sqrt{K_z K}} e^{\frac{ux}{2K} - \frac{ux}{2K} \sqrt{1 + \frac{y^2}{x^2} + \frac{(z-h)^2 K}{x^2 K_z}}} \cong \\ &\cong \frac{Q}{4\pi x \sqrt{K_z K}} e^{\frac{ux}{2K} \left(-\frac{y^2}{2x^2} - \frac{(z-h)^2 K}{2x^2 K_z} \right)} \cong \frac{Q}{4\pi x \sqrt{K_z K}} e^{\frac{u}{2K} \left(-\frac{y^2}{2x} - \frac{(z-h)^2 K}{2x K_z} \right)} . \end{aligned} \quad (20)$$

Определив масштабные коэффициенты σ_y, σ_z по формулам [2,4,8]:

$$\begin{aligned} \sigma_y^2 &= \frac{2K \cdot x}{u} \Leftrightarrow K = \frac{u \sigma_y^2}{2x}; \\ \sigma_z^2 &= \frac{2K_z \cdot x}{u} \Leftrightarrow K_z = \frac{u \sigma_z^2}{2x} \end{aligned} \quad (21)$$

и, подставив их в приближение (20), получим функцию

$$q(x, y, z) \cong \frac{Q e^{-\frac{y^2}{2\sigma_y} - \frac{(z-h)^2}{2\sigma_z}}}{2\pi U \sigma_y \sigma_z},$$

которая и выражает гауссовую модель переноса и рассеяния примеси.

Таким же образом можно преобразовать и второе слагаемое

$$q(x, y, z) \cong \frac{Q \cdot e^{-\frac{y^2}{2\sigma_y} - \frac{(z+h-2z_0)^2}{2\sigma_z}}}{2\pi U \sigma_y \sigma_z}.$$

Объединив их, окончательно получим

$$q(x, y, z) \cong \frac{Q}{2\pi U \sigma_y \sigma_z} \left(e^{-\frac{y^2}{2\sigma_y} - \frac{(z-h)^2}{2\sigma_z}} + e^{-\frac{y^2}{2\sigma_y} - \frac{(z+h-2z_0)^2}{2\sigma_z}} \right). \quad (22)$$

Формула в виде (22) и является основной расчетной формулой, в так называемых моделях гауссового типа [10,11].

Видно, что при небольших расстояниях от источника и небольших скоростях ветра или штиле, формула (17) дает возможность найти точное решение без всяких ограничений на скорость и с учетом взаимодействия диффузии во всех направлениях, тогда как формула гауссовой модели (22) позволяет найти только приближенные их значения.

Третий член формулы (17) учитывает изменение приземной концентрации для оседающей тяжелой примеси и частичное ее поглощение поверхностью. Для исследования влияния поглощения необходимо найти асимптотические оценки для интегрального члена формулы (17).

Нетрудно получить:

$$\int_0^{\infty} e^{-\frac{w+2\beta}{2K_z} \xi - \frac{1}{2} \sqrt{\frac{x^2}{K} + \frac{(z+h-2z_0+\xi)^2}{K_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{K} + \frac{w^2}{K_z}}} d\xi > \frac{2K_z e^{-\frac{1}{2} \sqrt{\frac{x^2}{K} + \frac{(z+h-2z_0)^2}{K_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{K} + \frac{w^2}{K_z}}}}{(z+h-2z_0) \sqrt{\frac{u^2}{K} + \frac{w^2}{K_z}} - 2\beta \sqrt{\frac{x^2}{K} + \frac{(z+h-2z_0)^2}{K_z}}}; \quad (23)$$

$$\int_0^{\infty} e^{-\frac{w+2\beta}{2K_z} \xi - \frac{1}{2} \sqrt{\frac{x^2}{K} + \frac{(z+h-2z_0+\xi)^2}{K_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{K} + \frac{w^2}{K_z}}} d\xi < \frac{2K_z e^{-\frac{1}{2} \sqrt{\frac{x^2}{K} + \frac{(z+h-2z_0)^2}{K_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{K} + \frac{w^2}{K_z}}}}{\left(\sqrt{K_z} \sqrt{\frac{u^2}{K} + \frac{w^2}{K_z}} - 2\beta - w \right) \sqrt{\frac{x^2}{K} + \frac{(z+h-2z_0)^2}{K_z}}}.$$

При большом значении коэффициента поглощения β обе оценки близки, но когда $\beta \rightarrow 0$ они существенно различаются между собой. Более точной оценкой является первая, что позволяет в формуле (17) заменить соответствующий интегральный член и переписать формулу в виде

$$q_3(x, y, z) = \frac{Q e^{\frac{ux}{2K_x} + \frac{w(z-h)}{2K_z}}}{4\pi K \sqrt{K_z}} \times \left(e^{\frac{-\frac{1}{2} \sqrt{\frac{x^2}{K} + \frac{(z-h)^2}{K_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{K} + \frac{w^2}{K_z}}}{\sqrt{\frac{x^2}{K} + \frac{(z-h)^2}{K_z}}}} + e^{\frac{-\frac{1}{2} \sqrt{\frac{x^2}{K} + \frac{(z+h-2z_0)^2}{K_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{K} + \frac{w^2}{K_z}}}{\sqrt{\frac{x^2}{K} + \frac{(z+h-2z_0)^2}{K_z}}}} \right) + \frac{Q \cdot w \cdot e^{\frac{ux}{2K} + \frac{w(z-h)}{2K_z}}}{2\pi K \sqrt{K_z}} \times \left(\frac{e^{\frac{-\frac{1}{2} \sqrt{\frac{x^2}{K} + \frac{(z+h-2z_0)^2}{K_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{K} + \frac{w^2}{K_z}}}{(z+h-2z_0) \sqrt{\frac{u^2}{K} + \frac{w^2}{K_z}}}} \right), \quad (24)$$

при условии полного отражения $\beta=0$ и $y=0$.

В уравнении (24), так же как и в других уравнениях, вертикальная составляющая w представляется в виде суммы скоростей гравитационного оседания примеси w_g и движения среды в вертикальном направлении w_a , т.е. $W = w_g + w_a$. По сути, если $w_a = 0$, то все составляющие уравнения (24), содержащие вертикальную скорость w , учитывают влияние гравитационного оседания w_g на распределение концентрации $q_3(x, y, z)$.

Для тяжелой примеси, когда присутствует и поглощение поверхностью $\beta \neq 0$, бесконечные границы интеграла в (23) можно заменить конечными без загробления точности, поскольку подынтегральная экспонента быстро спадает к нулю. Пренебрегать поглощением не имеет смысла, поскольку при изменении коэффициента в допустимых пределах, концентрация может отличаться на порядок от основного члена на поверхности взаимодействия.

Отметим еще одну особенность формулы (17). Если все составляющие скорости ветра равны нулю (штиль) $u = v = w = 0$, то уравнение (17) принимает вид

$$q(x, y, z) \cong \frac{Q}{4\pi x K},$$

где K можно интерпретировать как сумму коэффициентов турбулентной и молекулярной диффузии $K = \nu + K_i$, а если $x = 0$, то приходим к одному из начальных условий для точечного источника, а именно $q \rightarrow \infty$ при $x \rightarrow 0$.

При исследовании максимума концентрации можно выделить зависимость точки максимума x_{\max} не только от скорости переноса u и коэффициента вертикальной турбулентности K_z , но и от коэффициента горизонтальной турбулентности K , даже для легкой примеси. Кроме этого за счет однородности коэффициентов диффузии в горизонтальных направлениях, вычисление концентрации можно проводить в произвольной системе координат, определяя лишь проекции скорости переноса на избранные оси.

Заключение. Формулы (17) и (24) учитывают взаимодействие составляющих диффузии во всех направлениях, и дают возможность получать точное решение УТД без ограничений на скорость переноса и расстояние от источника.

Применение предложенных расчетных формул возможно, если известны средние коэффициенты турбулентности и их зависимости от высоты z и термодинамического состояния атмосферы. Компоненты скорости также зависят от высоты, но поскольку в уравнении (1) они относятся к членам, которые содержат производные лишь первого порядка, можно с помощью обратного оператора внести необходимую поправку для произвольной их функциональной зависимости от высоты.

Распределение концентрации примеси по оси Ox , рассчитанное по формуле (17) или (24) полностью совпадают с расчетами по гауссовым моделям, если коэффициенты K_y, K_z определены по формулам (21), а $\sigma_y(x), \sigma_z(x)$ аппроксимированы известными зависимостями [10,11,12]. Аналогичное, но более точное распределение, можно получить если коэффициенты K_y, K_z зависят от времени диффузии t . Для небольших расстояний, когда $t \ll \tau_L$ (ближняя зона) коэффициенты почти линейно зависят от расстояния, но когда $t \gg \tau_L$ (дальняя зона) коэффициенты диффузии практически принимают постоянные значения (здесь τ_L - лагранжевый масштаб турбулентности).

Возможные погрешности при сравнении с другими моделями могут возникнуть в связи с большим разбросом значений средних коэффициентов турбулентности при различных термодинамических состояниях атмосферы. Поэтому для более точных расчетов, лучше использовать оценки средних коэффициентов турбулентности, рассчитываемые при численном прогнозе погоды, поскольку они получены при решении всей системы прогностических уравнений.

Список литературы

1. Берлянд М.Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы.- Л.: Гидрометеоздат, 1975,-439 с.
2. Бызова Н.Л., Гаргер Е.Г., Иванов В.Н. Экспериментальные исследования атмосферной диффузии и расчеты рассеяния примесей.- Л.: Гидрометеоздат, 1991,-273 с.
3. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике (определения, формулы, теоремы).- Наука, М., 1973. - 450с
4. С.Н. Степаненко. Динамика турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы. Одесса. 1998. -280 с.
5. С.Н. Степаненко, В.Г. Волошин. Анализ функции плотности распределения концентрации в гауссовых моделях рассеяния примесей в атмосфере //Український гідрометеорологічний журнал, 2008, № 3, -

6. С.Н.Степаненко, В.Г.Волошин Роль моделирования загрязнения атмосферы при организации мониторинга качества атмосферного воздуха в районах с высокой антропогенной нагрузкой // Сб. статей к 75-летию ОДЭКУ, 2008, с.14-23
7. Сеттон О.Г. Микрометеорология, Гидрометеоиздат, Л., 1958, стр. 320
8. Briggs G.A., 1993, "Plume dispersion in the convective boundary layer. PartII: Analyses of CONDORS field experiment data," J. Applied Meterol., 32:1388-1425.
9. Venkatram, A., 1992, "Vertical dispersion of ground-level releases in the surface boundary layer," Atmos. Environ., 26A:947-949.
10. AERMIC, 1995, Formulation of the AERMIC MODEL (AERMOD) (Draft), Regulatory Docket AQM-95-01, AMS/EPA Regulatory Model Improvement Committee (AERMIC).
11. Berkowicz, R., J. R. Olesen, and U. Torp, 1986, "The Danish Gaussian air pollution model (OLM): Description, test and sensitivity analysis, in view of regulatory applications," Air Pollution Modeling and Its Application, V. C. De Wispelaire, F. A. Schiermeier, and N. V. Gillani, Eds. Plenum, New York, 453-481pp.
12. U.S. EPA, 1995b: User's guide for the industrial source complex (ISC3) dispersion models, Volume II – description of model algorithms. U.S. EPA, Research Triangle Park, N.C.

Рішення рівняння турбулентної дифузії для стаціонарного точкового джерела.

Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Тіпцов С.В.

Представлено нове фундаментальне рішення повного рівняння турбулентної дифузії яке, на відміну від попередніх, враховує взаємодію складових коефіцієнта дифузії і швидкості вітру у напрямі осей ($i = x, y, z$) декартової системи координат за умови, що складові приймають будь-які значення $k = \nu + k_i$ і $u_i \geq 0$ (де ν, k_i – молекулярний і турбулентний коефіцієнт дифузії відповідно, u_i – швидкість вітру). Розрахункові формули дозволяють побудувати просторові поля концентрацій забруднень повітря при будь-яких термодинамічних станах атмосфери і швидкостях вітру, у тому числі і при штилі, без складних апроксимацій масштабів дифузії в атмосфері.

Ключові слова: *рівняння турбулентної дифузії, розсіяння домішки в атмосфері, точкове джерело, коефіцієнти дифузії, функція розподілу концентрації, отражение і поглинання домішки.*

The decision of the equation of turbulent diffusion for the stationary point source.

S.Stepanenko, V.Voloshin, S.Tiptsov

The new decision of complete equalization of turbulent diffusion, which, is presented, unlike previous, cooperation of components of factor of diffusion and speed of wind takes into account in the direction of axes ($i = x, y, z$) Cartesian system of coordinates on condition that components take on any values $k = \nu + k_i$ and $u_i \geq 0$ (where ν, k_i - molecular and turbulent coefficient of diffusion, u_i - speed of wind). Allows to get calculations formulas the fields of concentrations at any thermodynamic conditions of the atmosphere and speeds of wind, including at calm without approximations of scales of diffusion from distance.

Keywords: *the equation of turbulent diffusion, dispersion of pollution an atmosphere, point source, factors of diffusion, distribution of concentration pollutant, reflection and absorption of pollution by a surface.*

НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПРИЕМА ЦИФРОВОЙ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ ЧЕРЕЗ СИСТЕМУ EUMETCAST

Рассмотрены новые возможности в получении цифровой информации через систему EUMETCast, которая позволяет в квазиоперативном режиме получать данные с геостационарных и полярно-орбитальных метеорологических спутников. Показано, каким образом решена задача приема подобных данных в основных прогностических центрах Гидрометслужбы Украины.

Ключевые слова: геостационарные и полярно-орбитальные метеорологические спутники, система EUMETCast.

1 Введение

Одной из наиболее сложных задач для различных гидрометеорологических служб мира, как в организационном, так и техническом плане, является оперативный прием и обработка цифровой спутниковой информации.

Организационная проблема заключается в получении доступа (лицензии) на право принимать ту или иную спутниковую информацию. Только несколько стран имеют свои собственные метеорологические спутники и доступ к данным, особенно первичным, для гидрометслужб других стран весьма ограничен. Исключение составляет американская полярно-орбитальная спутниковая система NOAA, к цифровым данным которой не требуется лицензий или право доступа.

Техническая проблема заключается в создании или приобретении средств (станций) приема. Сама разработка станции приема – это довольно сложная задача, решение которой, к тому же, затягивается на несколько лет, что делает саму разработку не актуальной и не эффективной в связи с заменой оборудования на спутнике, изменения частоты передачи данных или кодировки и т.п. Непосредственное приобретение станций приема у компаний специализирующихся на производстве подобного оборудования является, достаточно, дорогостоящим. Стоимость станции приема цифровых данных с метеорологических спутников варьирует от 25000\$ до 150000\$, в зависимости от возможностей приема данных (геостационарный или полярно-орбитальный спутник), а также от сложности программного обеспечения по первичной обработке данных. Такая, достаточно высокая, стоимость оборудования для приема цифровой спутниковой информации предполагает его установку в крупных прогностических центрах с дальнейшей передачей данных по выделенным каналам связи. Для передачи цифровых спутниковых данных (объемом в несколько десятков Мб) в оперативном режиме должны использоваться каналы, пропускная способность которых должна быть очень высокой. Однако, например, в Гидрометеослужбе Украины для передачи данных используются каналы связи с пропускной способностью на выше 56К, что делает невозможным передачу значительных по объемам цифровых массивов.

Таким образом, все вышеуказанное, по мнению автора, являлось значительным сдерживающим фактором, как в получении, так и в эффективном использовании цифровой спутниковой информации в гидрометеорологических службах. В конце 2003 года Европейская организация по эксплуатации метеорологических спутников (EUMETSAT) разработала технологию квазиоперативного распространения цифровой метеорологической информации, включая и спутниковую, через систему

телекоммуникационных спутников – EUMETCast, которая является альтернативой традиционным способам получения данных [1]. Данная технология основана на передаче цифрового видеосигнала (Digital Video Broadcast (DVB)), для приема которого используется стандартное недорогое оборудование. Таким образом, удалось решить, в первую очередь, задачу доступности спутниковых данных и, как следствие, их эффективного использования. Необходимо отметить, что только в странах Европы в настоящий момент зарегистрировалось около 600 пользователей системы EUMETCast, это связано, по мнению автора, с небольшими затратами и простотой установки оборудования для приема.

В этой статье мы будем рассматривать только возможности получения спутниковых данных, хотя, помимо них, с помощью данной технологии распространяется целый ряд другой метеорологической информации.

2 Описание системы EUMETCast

2.1 Принципы построения системы

Система EUMETCast основана на распространении квазиоперативной цифровой спутниковой информации через систему телекоммуникационных спутников. Для этого в главный телекоммуникационный центр, расположенный в г.Узинген (Германия), передаются данные по широкополосным каналам связи со станций приема первичной информации, как с геостационарных, так и полярно-орбитальных спутников (рис.1). Данные с европейского геостационарного спутника MSG (Meteosat Second Generation) поступают со станции приема первичных данных расположенной в г. Дармштад. Данные с полярно-орбитальных спутников NOAA (США), METOP (Европейское космическое агентство) поступают с нескольких станций, расположенных в разных частях Европы, которые передают данные над различными районами Европы и прилегающих территорий. В главном телекоммуникационном центре эти данные направляются на спутник Hotbird-6, расположенный на 13° в.д. на геостационарной орбите, который затем ретранслирует их пользователям, находящимся в Европе и на севере Африки (рис.2).

Весь процесс от приема первичных данных до получения их потребителями через систему EUMETCast занимает чуть более 5 минут для информации с геостационарных и около 10 минут с полярно-орбитальных спутников. Таким образом, можно говорить о получении квазиоперативной цифровой спутниковой информации.

2.2 Описание оборудования для получения данных

В состав оборудования для приема данных входит параболическая или офсетная антенна размером до 120 см с конвертором и компьютер со специально встроенной картой для приема DVB сигнала. Особых требований к конфигурации компьютера не предъявляется, единственно, что необходим объемный жесткий диск для записи данных.

2.3 Описание программного обеспечения и лицензии на получение данных

Для получения информации в полном объеме необходимо заключение лицензионного соглашения с EUMETSAT. Стоимость его составляет 12000 евро в год, однако, для государственных гидрометеорологических служб она предоставляется бесплатно. Оплате подлежит только специальное программное обеспечение и USB ключ стоимостью 100 евро.

Минимальный набор программного обеспечения состоит из программных средств по контролю приходящего сигнала с телекоммуникационного спутника, записи

приходящей информации на жесткий диск компьютера и визуализации спутниковых данных. Общий объем суточных данных передаваемых через систему EUMETCast составляет в настоящий момент около 40 Гб, поэтому в настройках программного обеспечения предусмотрена возможность выбора того или иного вида данных для записи на диск.

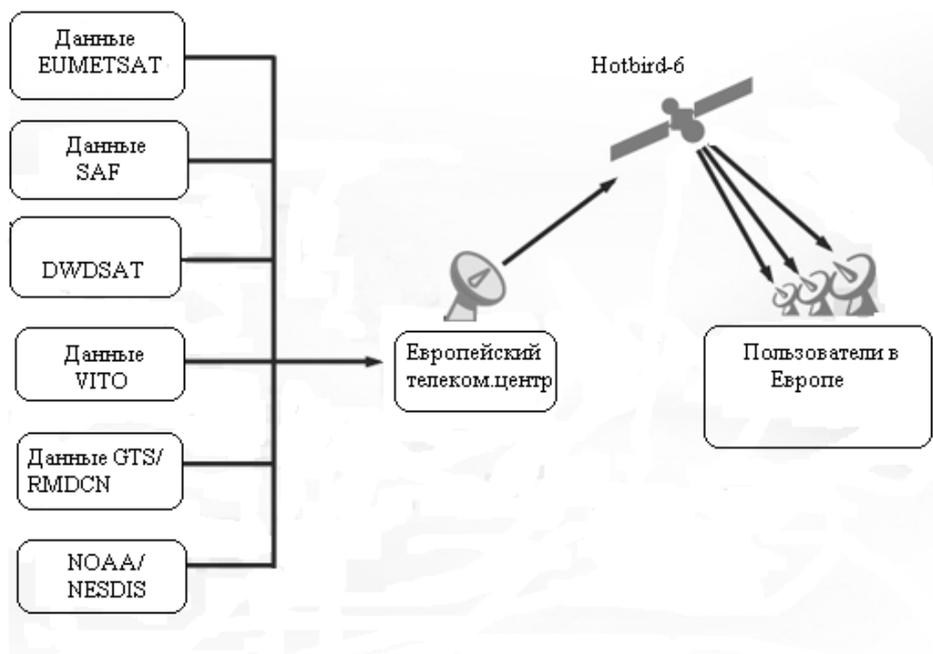


Рис.1. Схема сбора и передачи данных системы EUMETCast.

2.4 Описание спутниковых данных, передаваемых по системе EUMETCast

а) данные с геостационарного спутника MSG.

Данные с геостационарного спутника MSG передаются каждые 15 минут в 12 спектральных каналах, расположенных в видимом и инфракрасном диапазонах спектра (рис.3). Пространственное разрешение в подспутниковой точке составляет 3 км, а в канале высокого разрешения (HRV, 0.4-0.9 мкм) – 1 км. Соответственно, пространственное разрешение над территорией Украины составляет 8 – 11 км и 2-3 км [2].

б) данные с полярно-орбитальных спутников NOAA и METOP.

Данные с полярно-орбитальных оперативных метеорологических спутников поступают с нескольких центров по приему данных – Ланнион (Франция), Афины (Греция), Лас-Пальмас (Испания), Свабальд (Норвегия), что позволяет получать информацию над различными территориями. Особенность приема данных с полярно-орбитальных спутников заключается в том, что один центр приема имеет ограниченную зону радиовидимости, т.е. получает данные только, когда орбита спутника проходит не дальше определенного расстояния от него (рис.4). Таким образом, например, данные над

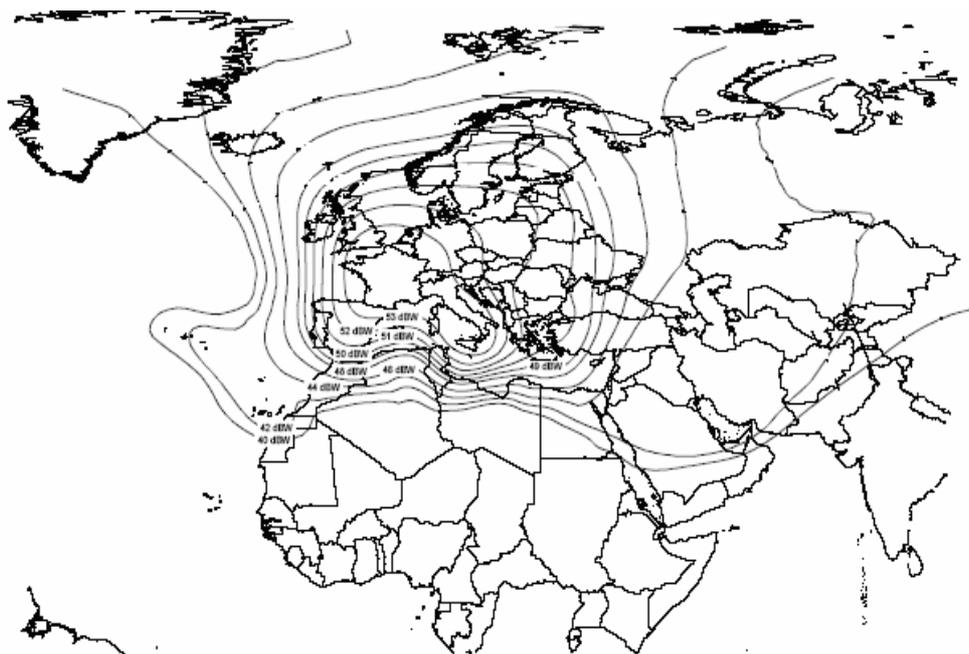


Рис.2. Зоны приема данных EUMETSAT через спутник Hotbird-6. Линиями отмечена разная мощность поступающего сигнала.

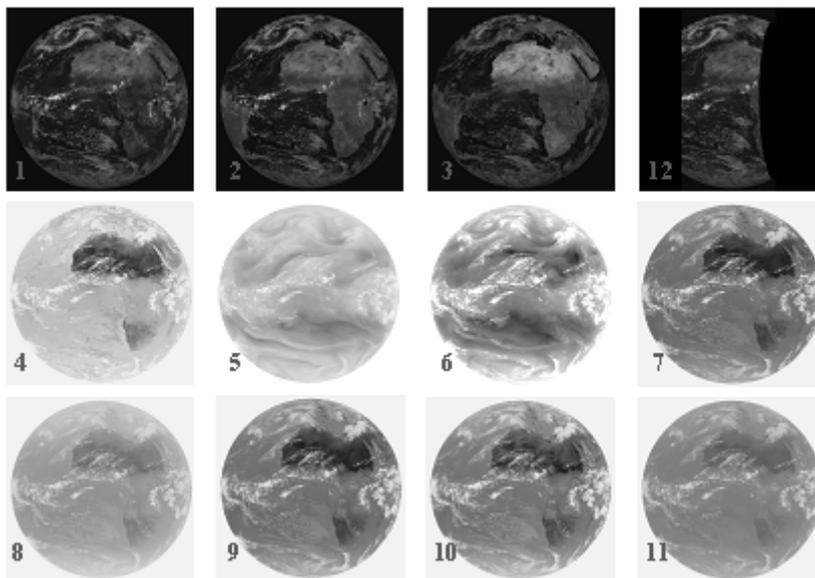
территорией Украины с двух спутников NOAA – 17, 18, а также со спутника METOP, можно получить до 8 раз в сутки.

На борту спутников NOAA и METOP находится почти один и тот же состав аппаратуры, который включает радиометр AVHRR, набор вертикальных зондировщиков HIRS, AMSU-A, AMSU-B, гиперспектральный радиометр IASI, скаттерометр ASCAT, микроволновый зондировщик влажности MHS, аппаратура для измерения общего содержания озона GOME.

Радиометр AVHRR имеет 6 спектральных каналов, расположенных в видимом и инфракрасном диапазоне. Как правило, эти данные используются для получения информации о состоянии облачности и подстилающей поверхности. Данные IASI, HIRS, AMSU-A, AMSU-B используются для восстановления вертикальных профилей температуры.

3 Системы приема данных EUMETSAT в Гидрометеорологической службе Украины

На основании лицензии, полученной Гидрометеорологической службой Украины от EUMETSAT в настоящий момент установлены станции по приему данных EUMETSAT в Гидрометцентре Украины (УкрГМЦ, г. Киев), Львовском областном Гидрометцентре (ЛГМЦ, г. Львов), Гидрометцентре Чорного и Азовского морей (ГМЦ ЧАМ, г. Одесса), Гидрометцентре Автономной республике Крым и Украинском научно-исследовательском гидрометеорологическом институте (УкрНИГМИ, г. Киев) (рис.5). Инициатором этой



- 1 – изображение в канале 0.6 мкм; 2 - изображение в канале 0.8 мкм;
3 - изображение в канале 1.6 мкм; 4 - изображение в канале 3.9 мкм;
5 - изображение в канале 6.2 мкм; 6 - изображение в канале 7.2 мкм;
7 - изображение в канале 8.7 мкм; 8 - изображение в канале 9.7 мкм;
9 - изображение в канале 10.8 мкм; 10 - изображение в канале 12.0 мкм;
11 - изображение в канале 13.4 мкм; 12 - изображение в канале 0.4-0.9 мкм.

Рис.3. Изображения земной поверхности в 12 спектральных каналах спутника MSG.

работы выступил УкрНИГМИ, который силами своих сотрудников произвел монтаж оборудования и установил минимальный набор программного обеспечения для получения и обработки данных в четырех вышеуказанных оперативных центрах. Решение об установке станций в четырех центрах основывалось на том, что каналы связи, используемые в Гидрометслужбе, не приспособлены для передачи больших объемов цифровых данных, поэтому значительно дешевле установить станцию приема, непосредственно, в оперативном подразделении, чем арендовать скоростные каналы связи и передавать данные из одного центра приема.

Так как каждый центр имеет возможность принимать одни и те же данные (суточный объем около 40 Гб) было решено оставить функцию архивации всего поступающего объема данных за УкрНИГМИ, который предоставляет их пользователям. В остальных центрах, как правило, планируется хранить месячный объем данных.

В настоящее время в УкрНИГМИ создана полноценная система приема и обработки спутниковых данных получаемых по сети EUMETCast. Эта система состоит из антенны для приема данных с телекоммуникационного спутника, которая находится на крыше

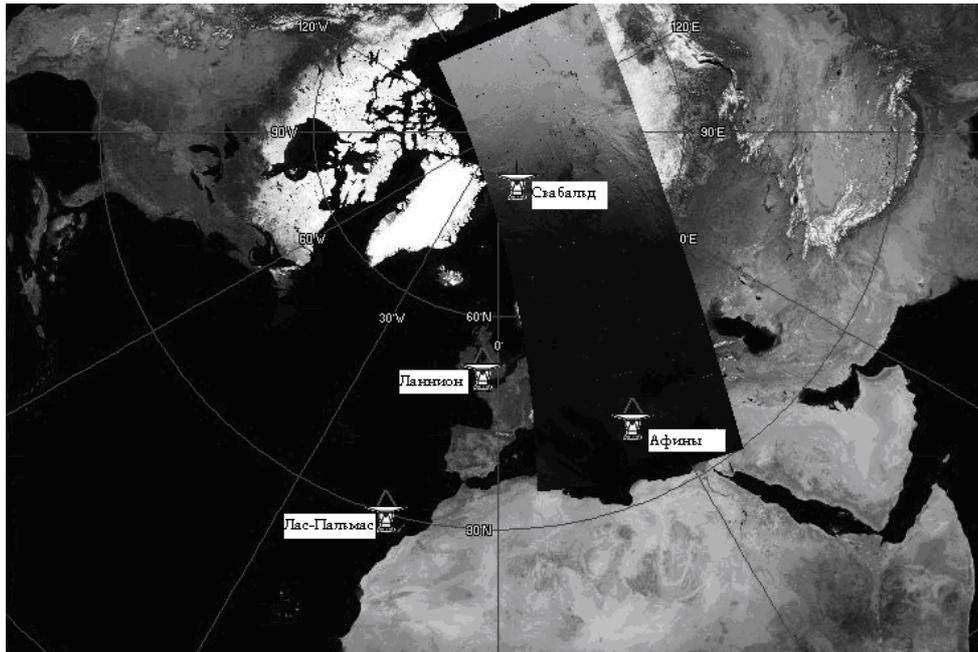


Рис.4. Расположение станций приема информации с полярно-орбитальных метеорологических спутников в Европе. Показана полоса зондирования за один пролет спутника.



Рис.5. Расположение станций по приему данных EUMETCast и год их установки в сети Гидрометеослужбы Украины.

здания института и нескольких компьютеров для приема данных, записи их на жесткий диск, обработки и архивации. С помощью этой системы принимаются цифровые данные с геостационарного спутника с периодичностью до 15 минут. Данные, которые поступают с полярно-орбитальных спутников (NOAA и METOP) обновляются над территорией Украины раз в 3-4 часа. Пакет поступающей информации включает, в том числе, метеорологические, аэрологические наблюдения и данные численных моделей прогнозирования погоды. Эти данные передаются в стандартных форматах ВМО – GTS, GRIB и BUFR. Внешний вид системы по приему и обработки цифровых данных, поступающих по сети EUMETCast, которая установлена в УкрНИГМИ, представлена на рис. 6.

Ежедневный объем данных, как указывалось выше, составляет около 40 Гб. Для эффективного использования этих данных в УкрННИГМИ была создана технология, с использованием стандартных программно-аппаратных средств, для оперативной обработки данных, их архивации и предоставления доступа заинтересованным пользователям в локальной сети института. Основу технологии составляет идеология “клиент-сервер”. В качестве серверов выступают несколько компьютеров, которые осуществляют прием данных через систему EUMETCast (сервер MSG), обработку спутниковых данных (сервер NOAA) и данных метеорологических, аэрологических наблюдений и численных моделей прогнозирования (сервер GTS). Сервер MSG также производит обработку первичных данных с геостационарного спутника MSG в форматах XRIT, MPEF, генерирует композиционные изображения и обеспечивает их архивацию. Сервер NOAA выполняет обработку данных с полярно-орбитальных спутников NOAA в формате HRPT и их архивацию, а сервер GTS выполняет обработку данных метеорологических, аэрологических наблюдений и численных моделей прогнозирования в стандартных форматах BMO. Блок-схема описанной технологии представлена на рис.7.



Рис.6. Внешний вид системы по приему и обработке данных сети EUMETCast, установленной в УкрНИГМИ.

Выводы

Описанная система EUMETCast позволила решить проблему обеспечения цифровой спутниковой информацией оперативные подразделения Гидрометслужбы Украины. В ситуации, когда в метеорологической сети Украины практически отсутствуют современные средства мониторинга за состоянием атмосферы и развитием особо опасных явлений погоды, данная система позволит в значительной степени решить проблему локализации и предупреждения подобных явлений на региональном уровне.

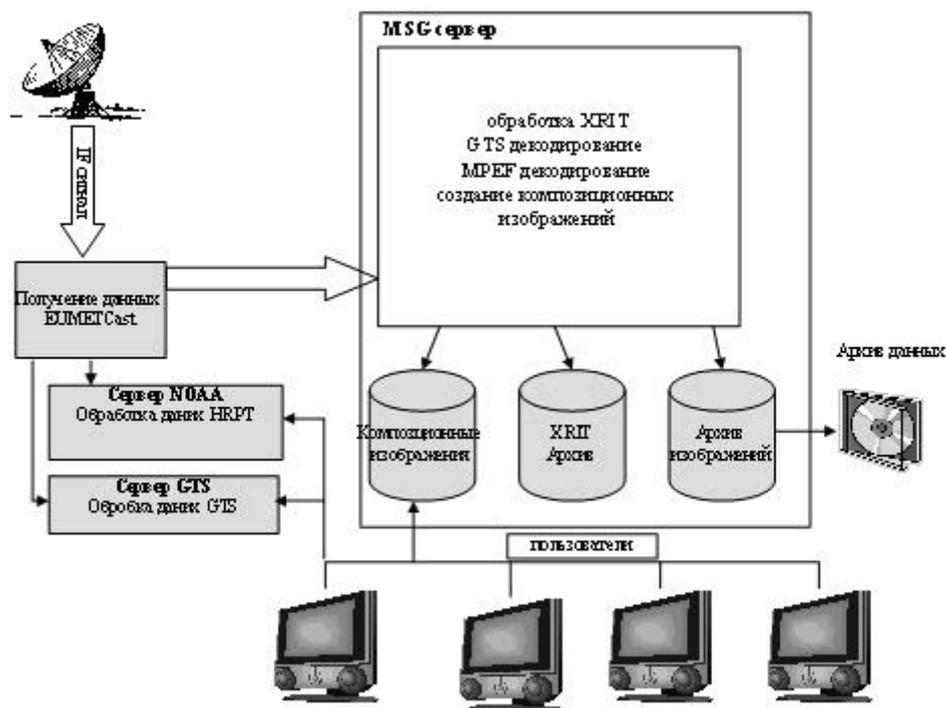


Рис.7. Блок-схема приема и обработки данных, полученных через систему EUMETCast, реализованной в УкрНИГМИ.

Список литературы

1. EUMETCast. EUMETSAT's Broadcast System for Environmental Data. Technical Description/EUM TD 15. Issue 5. September 2004., 34 pp.
2. Meteosat Second Generation. Level 1.5 Image. Data Format Description/EUM/MSG/ICD. Issue 2. November 2001, 203 pp.

Нові можливості отримання цифрової супутникової інформації через систему EUMETCast.

Кривобок О.А.

Розглядаються нові можливості отримання цифрової супутникової інформації через мережу EUMETCast, яка дозволяє отримати дані з геостаціонарних та полярно-орбітальних метеорологічних супутників. Показано, яким чином вирішена задача отримання подібних даних в головних прогностичних центрах Гідрометслужби України.

Ключові слова: геостаціонарні та полярно-орбітальні метеорологічні супутники, система EUMETCast.

New possibilities in reception of digital satellite information using EUMETCast system. Kryvobok A.

New possibilities in reception of digital satellite information from geostationary and polar meteorological satellites using EUMETCast system are discussed. It is shown how the reception of such data was realized in Hydrometeorological Service of Ukraine.

Key words: geostationary and polar satellites, EUMETCast system.

ВПЛИВ НАПРЯМКУ ТА ШВИДКОСТІ ВІТРУ НА РІВЕНЬ ЗАБРУДНЕННЯ АТМОСФЕРНОГО ПОВІТРЯ МІСТА КИЄВА

В статті досліджується вплив напрямку та швидкості вітру на концентрації основних забруднюючих домішок в атмосферному повітрі міста Києва

Ключові слова: *атмосферне повітря, повторюваність забруднення, швидкість вітру, напрямок вітру*

Вступ. Рівень забруднення атмосферного повітря великих міст формується під впливом цілої низки чинників. Серед яких найважливішими є обсяги викидів забруднюючих речовин в атмосферне повітря, характеристики джерел надходження домішок, ландшафтні особливості території та метеорологічні умови. З впливом останніх пов'язано розсіювання, вимивання та перетворення шкідливих речовин в атмосферному повітрі, а також значна мінливість їх концентрацій у просторі та часі. Характеристики вітрового режиму (напрямок та швидкість) належать до метеорологічних чинників, що найбільше впливають на концентрації забруднюючих домішок в приземному шарі атмосфери.

Матеріали і методи дослідження. Для вирішення поставлених нами завдань були використані дані Центральної геофізичної обсерваторії Державної гідрометеорологічної служби про вміст в атмосферному повітрі основних забруднюючих домішок та характеристики вітру на п'яти постах спостереження за забрудненням (ПСЗ) за 2005 рік. Нами були обрані пости, що розташовані в різних частинах міста і характеризуються різним ступенем забруднення повітря: ПСЗ № 1 (вул.Стражеска на перетині з бульваром Івана Лепсе, Борщагівка); ПСЗ № 2 (вул.Довженка, поблизу ст.м. Шулявська); ПСЗ № 3 (вул.Попудренка, неподалік від ст.м. Чернігівська); ПСЗ № 5 (проспект Науки, 37), ПСЗ № 20 (Московська площа).

На основі аналізу цілого ряду робіт нами було виділено основні механізми впливу вітру на формування рівнів забруднення атмосферного повітря великих міст. Подальші дослідження ґрунтувалися на розрахунку повторюваності підвищеного рівня забруднення повітря при різних швидкостях вітру (для виявлення небезпечної швидкості вітру для м.Києва) та при різних його напрямках (з метою встановлення напрямку, що спричинює підвищення концентрацій забруднюючих домішок в повітрі міста). В якості показника рівня забруднення атмосферного повітря міста, нами був використаний параметр Q . Його розрахунки проводилися згідно Методичних вказівок по прогнозуванню забруднення повітря в містах з урахуванням метеорологічних умов [3] шляхом нормування строкових спостережень на середню концентрацію домішки за сезон (по кожному посту спостережень). У випадку, коли отримане значення параметра Q було більшим одиниці, то це свідчило про підвищений рівень забруднення повітря в місті, коли $Q < 1$ – рівень забруднення знижений.

Результати дослідження та їх аналіз. Вплив напрямку вітру на вміст домішок в повітрі великих міст найкраще простежується, коли джерела викидів шкідливих речовин сконцентровані в межах однієї або кількох промислових зон, розташованих за містом. В Києві значна частина забруднюючих речовин надходить у повітря від пересувних джерел, які розосереджені по всьому місту, підприємства також не утворюють єдиного промислового району, тому, очевидно, виявлення небезпечних напрямків вітру для міста буде непростим завданням. Вплив напрямку вітру на забруднення міського повітря визначається не лише розташуванням джерел викидів, а

також рельєфом і місцевою циркуляцією. Варто відзначити, що міські вулиці зі щільною висотною забудовою являють собою певного роду каньйон, потрапляючи в який повітря змінює напрямок і починає рухатися вздовж нього. Наявність вулиць-каньйонів, водойм та складного рельєфу спричинює зміни швидкості і напрямку вітру, а також стає причиною утворення місцевих циркуляцій.

Результати розрахунків повторюваності випадків підвищеного рівня забруднення для восьми основних напрямків вітру представлені в табл. 1.

Таблиця 1 - Повторюваність випадків $Q>1$ для різних напрямків вітру

	Пн	Пн-Сх	Сх	Пд-Сх	Пд	Пд-Зх	Зх	Пн-Зх
ПСЗ №1								
ПИЛ	75.0%	81.0%	90.4%	82.0%	100.0%	80.0%	87.9%	82.9%
SO ₂	55.2%	47.6%	52.4%	61.1%	44.4%	64.0%	64.1%	61.3%
CO	65.5%	23.8%	36.5%	38.9%	33.3%	40.0%	25.6%	29.3%
NO ₂	55.2%	57.1%	55.6%	53.7%	38.9%	60.0%	53.9%	55.7%
ПСЗ №2								
ПИЛ	88.9%	92.3%	93.0%	94.1%	93.2%	91.5%	89.4%	83.0%
SO ₂	68.2%	46.7%	50.0%	58.8%	61.1%	54.6%	46.4%	52.9%
CO	45.5%	46.7%	51.4%	51.8%	49.5%	53.8%	50.0%	45.7%
NO ₂	72.7%	53.3%	61.4%	48.2%	48.4%	55.5%	46.4%	52.9%
ПСЗ №3								
ПИЛ	66.2%	78.8%	75.6%	71.4%	82.5%	77.4%	86.7%	77.4%
CO	44.6%	37.8%	52.1%	34.3%	38.0%	46.0%	41.9%	38.3%
NO ₂	45.8%	37.8%	47.9%	50.8%	54.0%	43.9%	32.3%	48.2%
ПСЗ №5								
ПИЛ	86.1%	82.5%	71.4%	91.1%	78.3%	78.6%	79.5%	81.5%
SO ₂	56.5%	46.6%	48.0%	41.3%	55.7%	47.3%	39.6%	33.1%
CO	71.2%	78.5%	69.6%	56.5%	75.4%	70.2%	60.2%	72.2%
NO ₂	33.0%	30.5%	36.0%	43.8%	41.4%	38.7%	35.2%	35.8%
ПСЗ №20								
ПИЛ	20.0%	27.1%	26.8%	24.6%	18.6%	14.0%	19.8%	20.5%
SO ₂	46.2%	46.4%	50.7%	58.7%	48.7%	50.9%	61.5%	61.0%
CO	38.5%	41.1%	36.2%	42.9%	39.2%	39.1%	35.4%	38.0%
NO ₂	61.5%	42.9%	52.2%	44.4%	39.2%	52.7%	47.9%	55.0%

Проаналізувавши рози вітрів (рис.1), що відображають повторюваність випадків $Q>1$ для різних напрямків вітру, ми дійшли до висновку, що для міста Києва не простежується залежність підвищених рівнів забруднення від якогось одного чи двох напрямків. Л.Р.Сонькін [6] також зазначає, що у великих містах, де численні джерела викидів порівняно рівномірно розташовані по території, зв'язки між концентраціями домішок на окремих ПСЗ і напрямком вітру зазвичай виражені слабо. Добре розвинута місцева циркуляція також сприяє порушенню зв'язку між напрямком вітру та забрудненням повітря. М.Є.Берлянд [2] зазначає, що джерела, розміщені по всій території міста при будь-яких напрямках перенесення повітряних мас сприяють створенню загального забруднення повітря над всією їх територією. Це очевидно, пов'язано з тим, що тривала дія великої кількості джерел в різних частинах міста

призводить до створення фонові концентрації домішки, що мало змінюється по всьому місту [5].

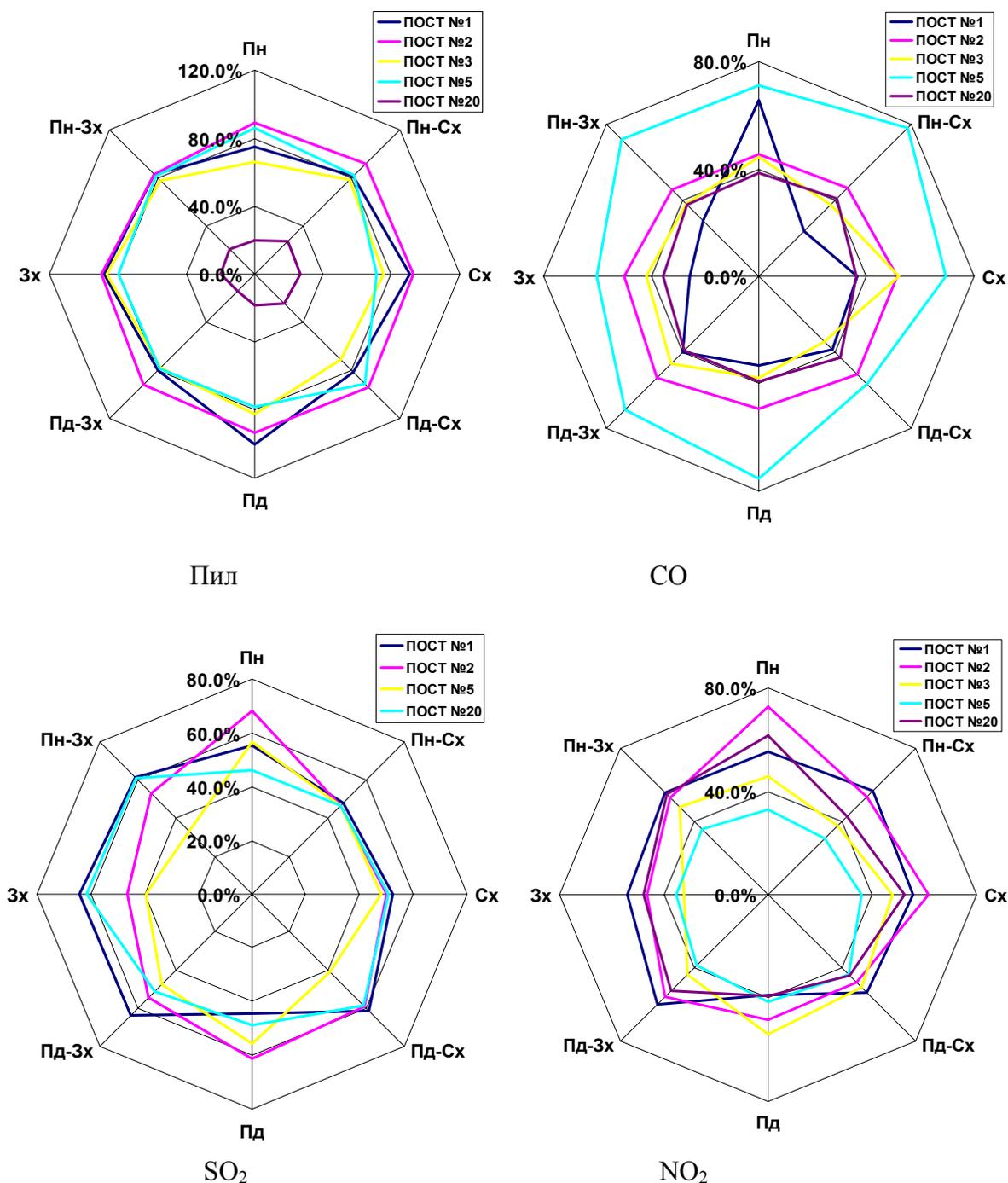


Рис. 1 – Рози вітрів, що відображають повторюваність випадків $Q > 1$ за різних напрямків вітру для основних забруднюючих домішок.

Характер зв'язку між забрудненням атмосфери в місті і швидкістю вітру в значній мірі відповідає закономірностям, що встановлені для джерел різного типу. Вплив даного фактору на концентрацію домішок в міському повітрі проявляється неоднозначно. З одного боку, посилення вітру сприяє розсіянню домішок в атмосфері

(посилення вітру, як біля землі, так і на більш високих рівнях визначає винесення всієї маси забруднення повітря за межі міста і очищення повітряного басейну). Поряд з цим, посилення вітру сприяє перемішуванню шарів повітря, в результаті якого забруднюючі домішки, що надійшли від високих джерел опускаються в нижні шари повітря і відбувається зростання їх концентрацій біля земної поверхні.

Слабкий вітер чи штиль сприяють збільшенню підйому перегрітих викидів, що призводять до зниження концентрацій шкідливих домішок в приземному шарі повітря. Це явище добре простежується на прикладі окремих підприємств, проте, не завжди спостерігається в місті, де одночасно здійснюють викиди велика кількість джерел забруднення. Частіше відмічається негативний вплив штилю та низької швидкості вітру на якість атмосферного повітря великого міста. Про це в своїх роботах згадують Л.Р.Сонькін [5], Е.Ю.Безуглая [1], И.Н. Пономаренко та ін. [4]. Встановлено, що при малих швидкостях вітру 0–1 м/с, спостерігаються підвищені концентрації домішок в атмосферному повітрі, якщо домішки надходять від низьких холодних джерел (найчастіше у великих містах – це автомобільний транспорт).

Для виявлення небезпечних швидкостей вітру для міста Києва нами була проаналізована повторюваність випадків $Q>1$ основними забруднюючими домішками для різних швидкостей вітру (штиль, 1 м/с, 2–3 м/с, 4–5 м/с, більше 6 м/с) на п'яти ПСЗ міста (табл.2). Варто відразу зазначити, що на ПСЗ № 2 (вул.Довженка, поблизу ст.м.Шулявська) та ПСЗ № 3 (вул.Попудренка, неподалік від ст.м.Чернігівська) протягом досліджуваного періоду (2005 р.) не були зафіксовані швидкості вітру 6 м/с і більше.

Таблиця 2 - Повторюваність випадків $Q>1$ (у %) для різних швидкостей вітру для основних забруднюючих домішок

Шв. вітру м/с	0	1	2-3	4-5	Більше 6
ПІЛ					
ПСЗ 1	85.7%	85.1%	85.0%	65.5%	60.0%
ПСЗ 2	100.0%	90.1%	92.1%	100.0%	
ПСЗ 3	62.2%	71.4%	79.9%	76.9%	
ПСЗ 5	81.0%	83.5%	81.3%	77.5%	85.7%
ПСЗ 20	16.7%	21.5%	19.3%	23.3%	30.0%
SO₂					
ПСЗ 1	46.9%	53.2%	62.6%	62.5%	50.0%
ПСЗ 2	16.7%	51.4%	60.2%	58.3%	
ПСЗ 5	36.4%	46.3%	49.4%	44.9%	77.8%
ПСЗ 20	40.9%	52.4%	55.2%	53.6%	75.0%
CO					
ПСЗ 1	44.9%	34.7%	34.2%	40.0%	16.7%
ПСЗ 2	54.2%	53.9%	47.4%	41.7%	
ПСЗ 3	55.7%	42.8%	41.6%	42.1%	
ПСЗ 5	81.1%	70.6%	70.6%	60.5%	88.9%
ПСЗ 20	59.1%	42.9%	33.7%	39.3%	58.3%
NO₂					
ПСЗ 1	55.7%	52.6%	60.4%	45.0%	50.0%
ПСЗ 2	54.2%	54.2%	52.6%	33.3%	
ПСЗ 3	40.0%	42.0%	49.8%	36.8%	
ПСЗ 5	39.8%	37.0%	32.1%	41.3%	27.8%
ПСЗ 20	31.8%	45.5%	50.2%	50.0%	75.0%

Результати наших досліджень не дали змоги виявити чітку залежність між швидкістю вітру та концентраціями пилу в атмосферному повітрі міста. Для ПСЗ № 1 найбільша запиленість повітря спостерігається при штилевій та швидкостях 1 м/с та 2–3 м/с. Для ПСЗ № 2 висока повторюваність підвищеного вмісту пилу в повітрі при вітрі зі швидкістю 4–5 м/с та штилевій. Небезпечна швидкість для пилу на посту № 3 становить 2–3 м/с, а для постів № 5 та № 20 – більше 6 м/с. Відсутність чіткого зв'язку між концентраціями пилу в повітрі міста та швидкістю вітру, очевидно пов'язана з різноманітністю джерел надходження даної домішки в атмосферне повітря (автотранспорт, будівельні майданчики міста, різноманітні галузі промисловості).

Зростання концентрацій двоокису сірки в атмосферному повітрі міста найчастіше відбувається при підвищених швидкостях вітру. На ПСЗ № 5 та № 20 найбільша повторюваність випадків $Q > 1$ характерна для швидкостей вітру понад 6 м/с. На ПСЗ № 5, наприклад, при такій швидкості вітру майже у 78 % випадків концентрації даної домішки вищі від середньосезонних, в той час, як при штилевій лише 36,4 %. На ПСЗ № 1 та № 2 підвищені концентрації двоокису сірки спостерігаються при швидкості вітру 2–3 м/с (повторюваність випадків $Q > 1$ становить 62,6 % та 60,2 % – відповідно). Підвищення концентрацій двоокису сірки при посиленні вітру пояснюється переважним надходженням цієї забруднюючої домішки від високих джерел забруднення – промислових підприємств міста (78 % двоокису сірки надійшло в повітря міста від спалювання різних видів палива стаціонарними джерелами забруднення [7]).

Підвищені концентрації оксиду вуглецю формуються в місті в періоди штилю та низьких швидкостей вітру. На ПСЗ № 1, № 2, № 3 та № 20 найбільша повторюваність підвищених концентрацій даної домішки в повітрі спостерігалася при штилевій і становила 44,9 %, 54,2 %, 55,7 % та 59,1 % – відповідно. З усіх досліджуваних постів, лише на ПСЗ № 5, 88,9 % випадків з концентраціями оксиду вуглецю вище середньосезонного спостерігалися при швидкостях вітру більше 6 м/с. В 2006 р. 96,8 % від усієї емісії оксиду вуглецю в повітря міста припадало на автотранспорт (низькі холодні джерела), тому закономірно, що при штилевій забруднюючі домішки не виносилися з приземного шару повітря і відбувалося формування підвищених рівнів забруднення даною домішкою. Висока повторюваність випадків $Q > 1$ на ПСЗ № 5 при швидкості вітру понад 6 м/с, може бути пов'язана з тим, що даний пост розташований у зеленій зоні, на певній відстані від дороги, тому для нього можуть бути не властиві закономірності, що проявляються для інших частин міста.

На ПСЗ № 1 та № 3 найбільша повторюваність випадків підвищених концентрацій двоокису азоту була зафіксована при швидкостях вітру 2–3 м/с, на ПСЗ № 2 – при штилевій та швидкості 1 м/с, на ПСЗ № 5 – при 4–5 м/с, на ПСЗ № 20 – при швидкостях вище 6 м/с. Таким чином, для двоокису азоту нам не вдалося виявити швидкість вітру, що спряла б підвищеним рівням забруднення атмосферного повітря міста даною домішкою. Надходження даної домішки в атмосферу міста, пов'язано як з автомобільним транспортом (57 %), так і з роботою промислових підприємств (43 %) [7]. Велика різноманітність джерел надходження двоокису азоту, очевидно, і є причиною неможливості встановлення чітких зв'язків між повторюваністю випадків підвищених концентрацій даної домішки та певними швидкостями вітру.

Висновки. Таким чином, нами було встановлено, що чіткий зв'язок між напрямком вітру та концентраціями основних домішок в атмосфері Києва не простежується. Відсутність такої залежності є наслідком великої кількості джерел забруднення, розташованих по всій території міста. Небезпечні швидкості вітру для основних домішок в значній мірі залежать від джерел їх надходження в атмосферне повітря. Саме тому єдиною небезпечною швидкістю вітру, що спричинювала б високі

рівні забруднення усіма основними домішками для міста не існує. Концентрації двоокису сірки в атмосферному повітрі підвищуються зі зростанням швидкості вітру. Вміст оксиду вуглецю в повітрі зростає при штилевій та швидкості 1 м/с. Для пилу та двоокису азоту чіткий зв'язок між швидкістю вітру та концентраціями даної домішки в повітрі не простежується.

Список літератури

1. *Безуглая Э.Ю.* Метеорологический потенциал и климатические особенности загрязнения воздуха городов. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 184 с.
2. *Берлянд М.Е.* Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 448 с.
3. Методические указания по прогнозированию загрязнения воздуха в городах с учетом метеорологических условий. РД 52.04.78-86, М. 1986. – 60 с.
4. *Пономаренко И.Н., Огановская Д.К., Глуценко З.И., Гавриленко Л.И., Сидоренко Л.И.* О метеорологической обусловленности загрязнения воздуха // Труды УкрНИГМИ. 1979. – Вып.176. – С.83-95.
5. *Л.Р.Сонькин.* Некоторые результаты синоптико-климатологического анализа загрязнения воздуха в городах // Труды ГГО. 1968. – Вып.207. – С.56–64.
6. *Сонькин Л.Р.* Синоптико-статистический анализ и краткосрочный прогноз загрязнения атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат., 1991. – 428 с.
7. Статистичний щорічник міста Києва за 2006 рік. – К.: Консультант, 2007 – 344 с.

Влияние направления и скорости ветра на уровень загрязнения атмосферного воздуха города Киева. Шевченко О.Г., Снежко С.И.

В статье рассматривается влияние направления и скорости ветра на концентрации основных загрязняющих веществ в атмосферном воздухе города Киева.

Ключевые слова: атмосферный воздух, повторяемость загрязнений, атмосферное повітря, скорость ветра, направление ветра.

The influence of wind direction and wind speed on the atmosphere pollution level in Kiev city.

Olga Shevchenko, Snizhko Sergiy

There are analyzed the influence of wind direction and wind speed on concentrations main pollutant in atmosphere Kiev city.

Keywords: atmospheric air, contamination, speed and direction of wind.

Д. И. Вельмискин, к.т.н., Т.В. Сиротенко
Одесский государственный экологический университет

МЕТОДИКА РАСЧЕТА НАПРЯЖЕНО – ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ СТЕРЖНЕВОГО КАРКАСНОГО УКРЫТИЯ МРЛ

*Предлагается методика расчета усилия и напряжения в стержнях каркасного обтекателя.
Ключевые слова:* укрытие, антенна, стержни каркаса.

Вступление. В настоящее время в радиолокационных станциях (РЛС) используются жесткие многослойные и однослойные диэлектрические обтекатели. Эти обтекатели обладают недостатком – они узкополосные [1]. Поэтому, все большее распространение получают каркасные обтекатели, которые более широкополосные [2]. Они представляют радиопрозрачные оболочки, смонтированные на несущем каркасе из металлических или диэлектрических стержней, поэтому задача конструктивного расчета таких обтекателей становится актуальной.

Многие авторы [3 - 5] в своих работах рассматривают методики расчета радиотехнических характеристик каркасных обтекателей. Методика расчета конструктивных параметров каркасных обтекателей не рассмотрена.

Материалы и методы исследований. В статье рассматривается методика расчета напряженно – деформированного состояния стержней каркасного укрытия.

Объектом исследования является система, состоящая из антенны, которая укрыта каркасным обтекателем.

Научная новизна статьи состоит в том, что в ней рассматривается методика расчета напряженно– деформированного состояния стержней каркаса обтекателя.

Целью данной статьи является разработка методики расчета прочности и устойчивости стержней каркаса.

Для решения научной задачи и достижения поставленной цели решаются две частные задачи:

- расчет усилий на стержне каркаса;
- расчет напряжений стержней каркаса.

При определении усилий в ребрах жесткости удобно заменить их совокупность эквивалентной оболочки с толщиной

$$t_{ек} = \sqrt{\frac{12 I_s}{A s}}, \quad (1)$$

где $I_s, A s$ – момент нормальных усилий в эквивалентной оболочке от ветровой нагрузки N'_θ, N'_φ (система координат показана на рис. 1) может быть вычислено стандартными методами для тонких оболочек.

Допущение о тонкости эквивалентной оболочки вполне оправдано, так как для обеспечения достаточной радиопрозрачности обтекателя размеры ячеек должны быть достаточно большими. С учетом собственного веса обтекателя (который нужно учитывать при больших габаритах последнего) нормальные усилия, в случае его сферической формы, определяются выражениями:

$$N_\varphi = N'_\varphi - P R_{ек} \frac{1 - \cos \theta}{\sin^2 \theta} \quad (0 < \theta < \pi); \quad (2)$$

$$N_{\varphi} = N'_{\varphi} - PR \left(\cos \theta - \frac{1 - \cos \theta}{\sin^2 \theta} \right),$$

где P – вес обтекателя, приходящийся на единицу поверхности эквивалентной оболочки;

$R_{ек}$ – радиус эквивалентной оболочки.

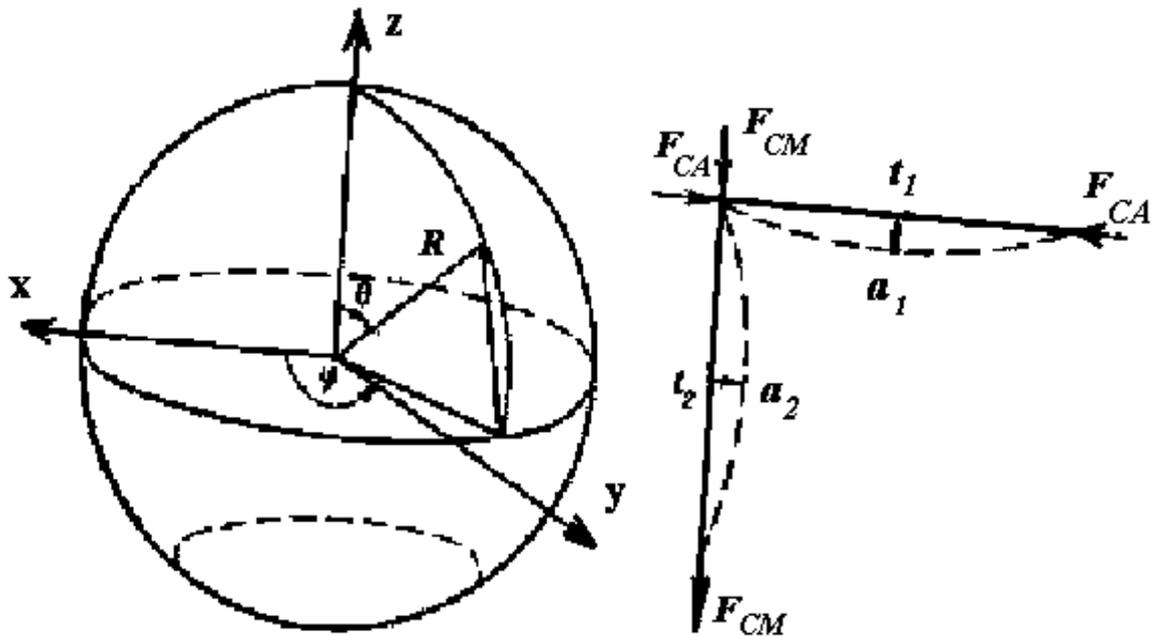


Рис. 1 – Схема расчета усилий в стержнях каркаса.

Наиболее нагруженными стержнями, очевидно, являются стержни, расположенные в меридиональном и азимутальном направлениях. В наиболее неблагоприятном случае на меридиональный стержень действует продольная сила

$$F_{CM} = N_{\theta} l_1, \quad (3)$$

на азимутальный стержень -

$$F_{CA} = N_{\varphi} l_2, \quad (4)$$

где l_1 – максимальная длина стержня в азимутальном;

l_2 – в меридиональном направлении.

Эти силы создают в стержнях напряжения:

$$\sigma_{CM} = \frac{N_{\theta} l_1}{A_S}; \quad (5)$$

$$\sigma_{CA} = \frac{N_{\varphi} l_2}{A_S}.$$

За счет изгибающихся моментов M_{CM} и M_{CA} :

$$M_{CM} = \frac{N_{\theta} l_2^2}{12} + \frac{F_{CA} a_1}{1 - (F_{CA} / F'_{KP})^2}; \quad (6)$$

$$M_{CA} = \frac{N_{\theta} l_1^2}{12} + \frac{F_{CM} a_2}{1 - (F_{CM} / F''_{KP})^2}, \quad (7)$$

полные напряжения в стержнях определяются выражениями:

$$\sigma_{CM} = \frac{N_{\theta} l_1}{A_S} + \frac{M_{CM}}{W}; \quad (8)$$

$$\sigma_{CA} = \frac{N_{\varphi} l_2}{A_S} + \frac{M_{CA}}{W},$$

где $a_1 = N_{\varphi} l_2^2 / 120 E_S l_S$, $a_2 = N_{\theta} l_1^2 / 120 E_S l_S$ – прогибы стержней от усилий N_{φ} и N_{θ} , определяемые при помощи интеграла Мора;

F'_{KP} , F''_{KP} – критические силы потери устойчивости меридиональным и азимутальным стержнями соответственно;

W – момент сопротивления сечения стержня.

Значения критической силы определяются из выражений:

$$F'_{KP} = \frac{\pi^2 E_S I_S}{(\mu l_2)^2}; \quad (9)$$

$$F''_{KP} = \frac{\pi^2 E_S I_S}{(\mu l_1)^2},$$

где μ – параметр для конкретной конструкции узла стержневой части радиопрозрачного укрытия (РПУ) может быть определен из таблиц приведенных в [6]. Выражениями (9) можно пользоваться, если гибкость стержня λ удовлетворяет неравенствам:

$$\lambda_1 = \mu l_1 \sqrt{A_S / I_S} \leq \pi \sqrt{E_S / \sigma_{PP}}; \quad (10)$$

$$\lambda_2 = \mu l_2 \sqrt{A_S / I_S} \leq \pi \sqrt{E_S / \sigma_{PP}},$$

где σ_{PP} – предел прочности материала стержня.

В противном случае для критической силы следует использовать выражения:

$$F'_{KP} = \frac{\pi^2 T I_S}{(\mu l_2)^2}; \quad (11)$$

$$F''_{KP} = \frac{\pi^2 T I_S}{(\mu l_1)^2},$$

где T – модуль Кармана для стержня.

Коэффициенты запаса прочности стержней могут быть определены по формулам:

$$n_M = \frac{\sigma_{B_{\text{выг}}}}{\sigma_{CM}};$$

(12)

$$n_A = \frac{\sigma_{B_{\text{виг}}}}{\sigma_{CA}},$$

где $\sigma_{B_{\text{виг}}}$ - предел прочности материала стержней на изгиб.

Коэффициенты запаса устойчивости стержней рассчитываются по формулам:

$$n_{YM} = \frac{F''_{KP}}{F_{CM}};$$

$$n_{YA} = \frac{F'_{KP}}{F_{CA}}.$$

К напряжениям в расчетах могут быть добавлены и температурные напряжения, которые играют существенную роль при проектировании РПУ для районов с резкими колебаниями температуры. Крепление стержней в узлах рассчитывается на усилия N_θ и N_φ в зависимости от конструктивных особенностей узла (болтовое или шарнирное соединение, сварка и др.). Полученные соотношения легко могут быть обобщены на случай, когда ребра жесткости произвольно ориентированы относительно и меридиональной плоскостей сечения обтекателя.

Перейдем теперь к расчету каркаса, представляющего собой стержневую структуру, элементы которой образуют замкнутые треугольные ячейки. Такая конструкция каркаса по прочностным соображениям наиболее распространена.

Пусть требуется найти усилия в стержнях каркаса, находящегося под действием равномерного нормального давления на всей покрывающей его поверхности. Очевидно, что в силу симметрии задачи вершина каждого стержневого треугольника будет перемещаться только по прямой, соединяющей ее с центром обтекателя. Следовательно, рассматриваемая задача эквивалентна задаче о напряженном состоянии покрытого мембраной стержневого треугольника, помещенного в гладкую абсолютно жесткую коническую оболочку так, чтобы его плоскость была перпендикулярна оси конуса, а вершина конуса была удалена от вершины треугольника на расстояние, равное радиусу обтекателя R . При этом из физических условий расчетной схемы следует, что стержневой треугольник прижимается к вершине конуса силами нормального давления q , равномерно распределенного по площади треугольника (рис. 2).

Из условия равновесия равностороннего треугольника CDE получаем:

$$N = \frac{qS}{3 \sin \varphi}; X = -\frac{qS \operatorname{ctg} \varphi}{6 \cos \varphi}, \quad (14)$$

где N – сила реакции в вершинах треугольника, перпендикулярная образующей конуса OC ;
 X – сжимающие усилия в стержнях;
 $\alpha = \frac{1}{2} \angle DCE = 30^\circ$;

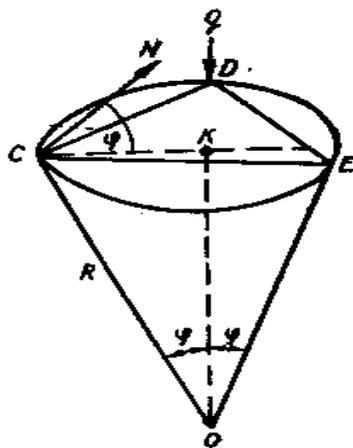


Рис. 2 - Схема расчета напряжений в стержневом треугольнике.

φ – угол между реакцией N и биссектрисой CK угла C ;
 S – площадь треугольника CDE , $OC = OE = OD$.

Обозначим через l сторону треугольника CDE , а через r – радиус описанной около него окружности. Тогда, учитывая что

$$S = \frac{3\sqrt{3}}{4} r^2; \quad r = l/\sqrt{3}; \quad r = R \sin \varphi, \quad (15)$$

находим
$$X = -\frac{1}{8} q R^2 \sin 2\varphi.$$

Так как по отрезкам CD , DE , CE направлены также стержни соседних треугольников, правые части формул (14) следует удвоить. Следовательно,

$$X = -\frac{1}{4} q R^2 \sin 2\varphi. \quad (16)$$

Знак минус обозначает сжимающее усилие в стержне. Очевидно, что формулу (16) можно записать еще в виде

$$X = -\frac{1}{2} q r \sqrt{R^2 - r^2}. \quad (17)$$

По этой формуле, задавшись параметрами q , r , R , получим осевое усилие в стержнях каркаса, после чего находим площади их поперечных сечений

$$T_i' F = P / [\sigma], \quad (18)$$

где теперь P – абсолютное значение силы X ;
 $[\sigma]$ – допускаемое напряжение на сжатие.

С другой стороны, воспользовавшись известной формулой Эйлера,

$$P_{KP} = \frac{\pi^2 EI}{(\mu l)^2}, \quad (19)$$

где P_{KP} – критическая сила;

E – модуль Юнга;

I – минимальный момент инерции поперечного сечения;

μ – коэффициент, зависящий от способа закрепления концов стержня (для шарнирного закрепления обоих концов $\mu = 1$).

Пологая $P_{KP} = P$, мы можем также найти значение площади поперечного сечения стержня F , задавшись заранее его формой. При этом необходимо, чтобы одновременно выполнялись неравенства:

$$\frac{P}{F} \leq [\sigma]; \quad P \leq \frac{\pi^2 EI}{(\mu l)^2}. \quad (20)$$

В нашем случае допускаемые напряжения на устойчивость $[\sigma_y]$ меньше допускаемых напряжений на сжатие $[\sigma]$. Поэтому в расчетах на прочность сжатия стержней принимается $[\sigma_y] = \varphi[\sigma]$, где φ – коэффициент уменьшения допускаемого напряжения для сжатых стержней при продольном изгибе.

Значения коэффициента φ , зависящего от гибкости стержня $\lambda = \mu l / I$, даны в таблицах в [6]. Следовательно, расчет на прочность и устойчивость стержня при заданной длине его и заданной величине сжимающей силы сводится к определению параметров поперечного сечения стержня, при котором будет удовлетворено условие устойчивости

$$[\sigma_y] = P/F \leq \varphi[\sigma] \quad (21)$$

и условие прочности на сжатие

$$\sigma = P/F \leq [\sigma]. \quad (22)$$

Основой расчета служит формула (21). Поскольку она содержит две неизвестные величины, то задача выбора подходящего значения площади F решается методом последовательных приближений с использованием таблицы для коэффициентов $\varphi[\sigma]$.

Допустим, что каркас составлен из неравносторонних стержневых треугольников, обтянутых мембранами. Рассмотрим какой-либо из стержневых треугольников каркаса, находящийся в равновесии под действием давления q , равномерно распределенного по всей занимаемой площади. Пусть этот треугольник составлен из стержней AB, BC, CA , соединенных в вершинах A, B, C . Представим себе, что он своими вершинами опирается на поверхность абсолютно жесткой конической оболочки с вершиной в центре обтекателя. Реакции этой поверхности представим в виде составляющих T'_1, T'_2, T'_3 , направленных вдоль образующей конуса; составляющих T''_1, T''_2, T''_3 , направленных по касательным в точках A, B, C к окружности в сечении конуса плоскостью треугольника ABC и нормальных к образующим конуса реакции N_1, N_2, N_3 в точках A, B и соответственно C . Поскольку действие на площадь треугольника давления q , как нетрудно показать, одинаково передается на опоры в точках A, B , и C в виде сил, равных $P/3$, где $P = qS$, S – площадь треугольника, то, пренебрегая значениями реакций T'_1, T'_2, T'_3 , из условия равновесия стержневого треугольника получаем

$$N_1 = N_2 = N_3 = N = \frac{1}{3} \frac{P}{\sin \varphi}. \quad (23)$$

Обозначим через X_1, X_2, X_3 усилия в стержнях AB, BC и AC соответственно, а через α, β, γ – углы между сторонами треугольника и радиусами описанной окружности (рис.3).

Тогда из условия равновесия узла A (полагая, что в узле A , как в других узлах треугольника, приложена внешняя активная сила, равная $P/3$) получим уравнения:

$$X_1 \cos \alpha + X_3 \cos \gamma = -N \cos \varphi; \quad (24)$$

$$X_1 \sin \alpha - X_3 \sin \gamma = T_1.$$

Следовательно,

$$X_1 = -\frac{N \cos \varphi \sin \gamma + T_1 \cos \gamma}{\sin(\alpha + \gamma)}; \quad (25)$$

$$X_3 = -\frac{N \cos \varphi \sin \alpha + T_1 \cos \alpha}{\sin(\alpha + \gamma)}.$$

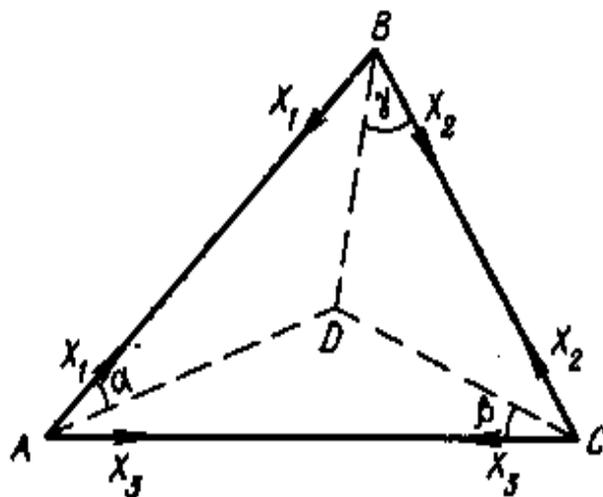


Рис. 3 - Схема расчета усилий X_i .

С учетом $\alpha + \beta + \gamma = \pi/2$ формулы (25) принимают вид:

$$X_1 = \frac{1}{\cos \beta} [-N \cos \varphi \sin \gamma + T_1 \cos \gamma]; \quad (26)$$

$$X_3 = -\frac{1}{\cos \beta} [N \cos \varphi \sin \alpha + T_1 \cos \alpha].$$

Заменяя в этих формулах α на β , γ на α , X_1 на X_2 , X_3 на X_1 , T_1 на T_2 , имеем:

$$X_2 = \frac{1}{\cos \gamma} [-N \cos \varphi \sin \alpha + T_2 \cos \alpha]; \quad (27)$$

$$X_1 = -\frac{1}{\cos \gamma} [N \cos \varphi \sin \beta + T_2 \cos \beta].$$

Аналогичным образом получим:

$$X_3 = \frac{1}{\cos \alpha} [-N \cos \varphi \sin \beta + T_3 \cos \beta];$$

$$X_2 = -\frac{1}{\cos \alpha} [N \cos \varphi \sin \gamma + T_3 \cos \gamma].$$
(28)

Приравняв в формулах (26) – (28) выражения для соответствующих усилий, получим систему уравнений для определения сил T_1, T_2, T_3 :

$$T_1 \cos^2 \gamma + T_2 \cos^2 \beta = \frac{1}{2} N \cos \varphi [\sin 2\gamma - \sin 2\beta];$$

$$T_2 \cos^2 \alpha + T_3 \cos^2 \gamma = \frac{1}{2} N \cos \varphi [\sin 2\alpha - \sin 2\gamma];$$

$$T_3 \cos^2 \beta + T_1 \cos^2 \alpha = \frac{1}{2} N \cos \varphi [\sin 2\beta - \sin 2\alpha].$$
(29)

Определитель этой системы $\Delta = 2 \cos^2 \alpha \cos^2 \beta \cos^2 \gamma \neq 0$. Обозначая правые части уравнений (29) соответственно через a, b, c , найдем:

$$T_1 = \frac{1}{2} \left(\frac{a}{\cos^2 \gamma} + \frac{c}{\cos^2 \alpha} - \frac{b \cos^2 \beta}{\cos^2 \alpha \cos^2 \gamma} \right);$$

$$T_2 = \frac{1}{2} \left(\frac{b}{\cos^2 \alpha} + \frac{a}{\cos^2 \beta} - \frac{c \cos^2 \gamma}{\cos^2 \alpha \cos^2 \beta} \right);$$

$$T_3 = \frac{1}{2} \left(\frac{c}{\cos^2 \beta} + \frac{b}{\cos^2 \gamma} - \frac{a \cos^2 \alpha}{\cos^2 \beta \cos^2 \gamma} \right).$$
(30)

Результаты исследований и их анализ. Таким образом, принимая во внимание формулы (30) для определения осевых усилий в стержнях, получим выражения:

$$X_1 = \frac{1}{\cos \beta} (-N \cos \varphi \sin \gamma + T_1 \cos \beta);$$

$$X_2 = \frac{1}{\cos \gamma} (-N \cos \varphi \sin \gamma + T_2 \cos \alpha);$$

$$X_3 = \frac{1}{\cos \alpha} (-N \cos \varphi \sin \gamma + T_3 \cos \beta).$$
(31)

Зная площадь в стержнях, по формуле $\sigma_i = X_i/S_i$, где S_i – площадь поперечного сечения стержней, найдем напряжения в сечениях, которые перпендикулярны осям стержней. Если же считать, что силы $T_i = 0$, а $T'_i \neq 0 (i = 1, 2, 3)$, то, поступая

аналогичным образом, для определения осевых усилий в стержнях X_i получим формулы:

$$\begin{aligned} X_1 &= \frac{1}{\cos \beta} (-N_1 \cos \varphi + T'_1 \sin \varphi) \sin \gamma; \\ X_2 &= \frac{1}{\cos \beta} (-N_2 \cos \varphi + T'_2 \sin \varphi) \sin \alpha; \\ X_3 &= \frac{1}{\cos \beta} (-N_3 \cos \varphi + T'_3 \sin \varphi) \sin \beta. \end{aligned} \quad (32)$$

При этом значения сил T' определяются из уравнений:

$$\begin{aligned} T'_1 \sin 2\gamma - T'_2 \sin 2\beta &= \frac{P}{3} (\sin 2\gamma - \sin 2\beta) \cos \varphi; \\ T'_2 \sin 2\alpha - T'_3 \sin 2\gamma &= \frac{P}{3} (\sin 2\alpha - \sin 2\gamma) \cos \varphi; \\ T'_3 \sin 2\beta - T'_1 \sin 2\alpha &= \frac{P}{3} (\sin 2\beta - \sin 2\alpha) \cos \varphi. \end{aligned} \quad (33)$$

Для определения сил N_i получаем равенства:

$$\begin{aligned} N_1 \sin \varphi + T'_1 \cos \varphi &= \frac{P}{3}; \\ N_2 \sin \varphi + T'_2 \cos \varphi &= \frac{P}{3}; \\ N_3 \sin \varphi + T'_3 \cos \varphi &= \frac{P}{3}. \end{aligned} \quad (34)$$

Нетрудно убедиться, что любое из уравнений (33) может быть представлено в виде линейной комбинации двух других. Поэтому система (34) фактически является системой только двух независимых уравнений. Следовательно, в этом случае одна из неизвестных сил T оказывается неопределенной. Чтобы найти ее, надо воспользоваться дополнительным условием, например условием минимума потенциальной энергии деформации. В более общем случае, считая силы T'_i и $T_i (i=1,2,3)$ отличными от нуля, на основании уравнений статики получаем значения для усилий X_i , N_i , T_i , зависящих от трех произвольных сил $T_i (i=1,2,3)$. Для их определения необходимо использовать дополнительные условия, заключающиеся в равенстве перемещений вершин треугольников одного и того же узла. На этом основании, оставляя условия совместности деформаций, получим полную систему линейных алгебраических уравнений относительно T'_i всей совокупности треугольников каркаса.

Выводы. Таким образом, результатом проведенных исследований являются следующие:

полученные аналитические выражения для усилий и напряжений напряженно – деформированного состояния стержней каркаса;

разработана методика расчета напряженно – деформированного состояния стержней каркаса.

Список литературы

1. Каплун В.А. Обтекатели антенн СВЧ. – М.: Сов. радио, 1974. – С.240.
2. Обтекатели антенн. Пер. с англ. под ред. Шпунтова А.И. – М.: Сов. радио, 1950. – С.185.
3. Ключников А.С., Лавренко В.К., Терехович А.Б. и др. О радиотехнических параметрах пространственного каркаса антенного обтекателя больших размеров. - Вестн. Белорус. ун-та. Сер.1, 1970, №2, С.31-34.
4. Ключников А.С., Терехович А.Б. Статистические характеристики ближнего поля антенны с диэлектрическим каркасом обтекателя. – Вестн. Белорус. ун-та. Сер.1, 1970, №2, С.54 - 56.
5. Ключников А.С., Игнатенко И.И. Исследование радиопараметров несущих каркасов из диэлектрика и металла для антенных обтекателей. – Докл. АН БССР, 1978, т. 22, №7, С.612 – 614.
6. Прочность, устойчивость, колебания. – М. Т. 1 – 3, 1968. С.670.

**Методика розрахунку напружено - деформованого стану стрижневого каркасного укриття.
Вельміскін Д.І., Сиротенко Т.В.**

Пропонується методика розрахунку зусилля та напруги в стрижнях каркасного укриття.

Ключові слова: укриття, антена, стрижні каркасу.

Method of calculation tensely – the deformed state of bar framework shelter.

D. Velmiskin , T. Sirotenko

The method of calculation of effort and tension in the bars of framework shelter is offered.

Keywords: shelter, aerial, bars to framework.

УДК 551.513.7

В.М. Хохлов, д.геогр.н.

Одеський державний екологічний університет

ЗВ'ЯЗОК МІЖ ІНДЕКСОМ ПІВДЕННОГО КОЛИВАННЯ ТА АНОМАЛІЯМИ ТЕМПЕРАТУРИ ГЛОБАЛЬНОГО МАСШТАБУ: НЕЛІНІЙНИЙ МЕТОД

Досліджується нелінійний зв'язок між індексами Південного коливання та аномаліями температури (глобальної та окремо в південній і північній півкулях). Методологія ґрунтується на спільному аналізі взаємної інформації та причинності Грангера для часових рядів зазначених величин, розкладених за допомогою стаціонарного вейвлет-перетворення. Показано, що має місце як вплив Південного коливання на аномалії температури, так й обернений процес, а також обернені зв'язки.

Ключові слова: зміна клімату, Південне коливання, причинність Грангера.

Вступ.

Глобальна кліматична система є дуже складною і в ній існує велика кількість різноманітних обернених зв'язків, які потрібно брати до уваги для пояснення існуючих коливань температури. Аналіз часових рядів спостережень показує, що глобальна приземна температура повітря збільшилася з 1861 року на 0,6°C, причому у двадцятому сторіччі швидкість збільшення була дещо більшою. Зокрема, в останні 25 років середній тренд глобальної приземної температури становив 0,171°C за десятиріччя. Таке збільшення температури супроводжувалось зі збільшенням опадів над суходолом, зменшенням снігового і льодового покриву, підняттям рівня моря та змінами режимів циркуляції атмосфери і океану. Моделювання глобального клімату показало, що потепління наприкінці двадцятого сторіччя може бути пояснене, тільки якщо урахується антропогенний чинник, а для пояснення змін температури на початку минулого сторіччя до моделі мають бути залучені природні чинники [1].

В сучасних чисельних моделях використовуються, головним чином, два підходи, що дозволяють фізично пояснити зміни клімату: вплив парникового ефекту на кліматичну систему та її відгук на аномалії температури поверхні моря в тропічній частині Тихого океану. В останньому випадку моделюється відгук глобальної системи «атмосфера-океан» на Ель Ніньо-Південне коливання (ENSO), яке є однією з найяскравіших структур телеконнекції. Ця особливість ENSO дозволяє використовувати часові ряди його індексів як інтегральний індикатор змін клімату над великими територіями земної кулі [2–4]. У випадку такої складної системи адекватне нелінійне моделювання може бути зроблене тільки за умови, що тільки декілька чинників є переважними, а динаміка системи спрощується відповідно до зменшення кількості ступенів свободи. Отже, поняття теорії хаосу, а саме те, що складний на вигляд процес може бути результатом простого детермінізму, на який впливають тільки декілька нелінійних взаємозалежних змінних, та відповідні методи нелінійної динаміки можуть покращити розуміння змін клімату, викликаних Ель Ніньо-Південне коливанням.

Незважаючи на те, що вплив ENSO на клімат є добре вивченим, з нашої точки зору є цікавими відповіді на такі три запитання. По-перше, чи є цей вплив головним чином лінійним або нелінійним? По-друге, чи існує взаємозв'язок між змінами температури та подіями Ель Ніньо на різних часових масштабах? По-третє, чи можливо, що події Ель Ніньо зумовлюють коливання температури і навпаки? Пошук відповідей на ці запитання за допомогою сукупності різноманітних нелінійних методів

й є метою цієї статті.

Об'єкти та вихідні матеріали дослідження.

Грунтуючись на часових рядах за останні 150 років (рис. 1), комплексний підхід, який базується на спільному застосуванні взаємної інформації, причинності Грангера та вейвлет-розкладенні, використовується для виявлення нелінійної взаємодії між індексами Північного коливання (SOI) та аномаліями температури. Тут SOI визначається як різниця тиску між Таїті та Дарвіном і використовується метод Ропелевські та Джонса [5]. Найяскравішою особливістю SOI є добре відоме чергування подій Ель Ніньо (теплих) та Ла Нінья (холодних), протягом яких мають місце додатні чи від'ємні тренди аномалій температури. Незважаючи на те, що в деякі роки відгук атмосфери на подію Ель Ніньо виглядає яскраво вираженим (наприклад, потепління атмосфери протягом січня-березня 1998 року; див. рис. 1), когерентність між змінами незгладжених, нефільтрованих часових рядів є безсумнівно малою. Тому, щоб виявити (можливий) нелінійний зв'язок між SOI та аномаліями температури, у цій роботі спочатку застосовується стаціонарне вейвлет-розкладання часових рядів, а потім для одержаних деталізованих компонентів розраховується взаємна інформація [6] та причинність Грангера [7].

Методи дослідження.

Припущення про можливо нелінійний зв'язок між ENSO та змінами клімату накладає обмеження на застосування лінійних методів, таких як кореляційний аналіз. Використання функціоналів теорії інформації, наприклад, взаємної інформації, має принаймні три важливі переваги у порівнянні з іншими нелінійними статистиками. По-перше, для дослідження окремих типів залежностей між (або серед) змінними (або їх

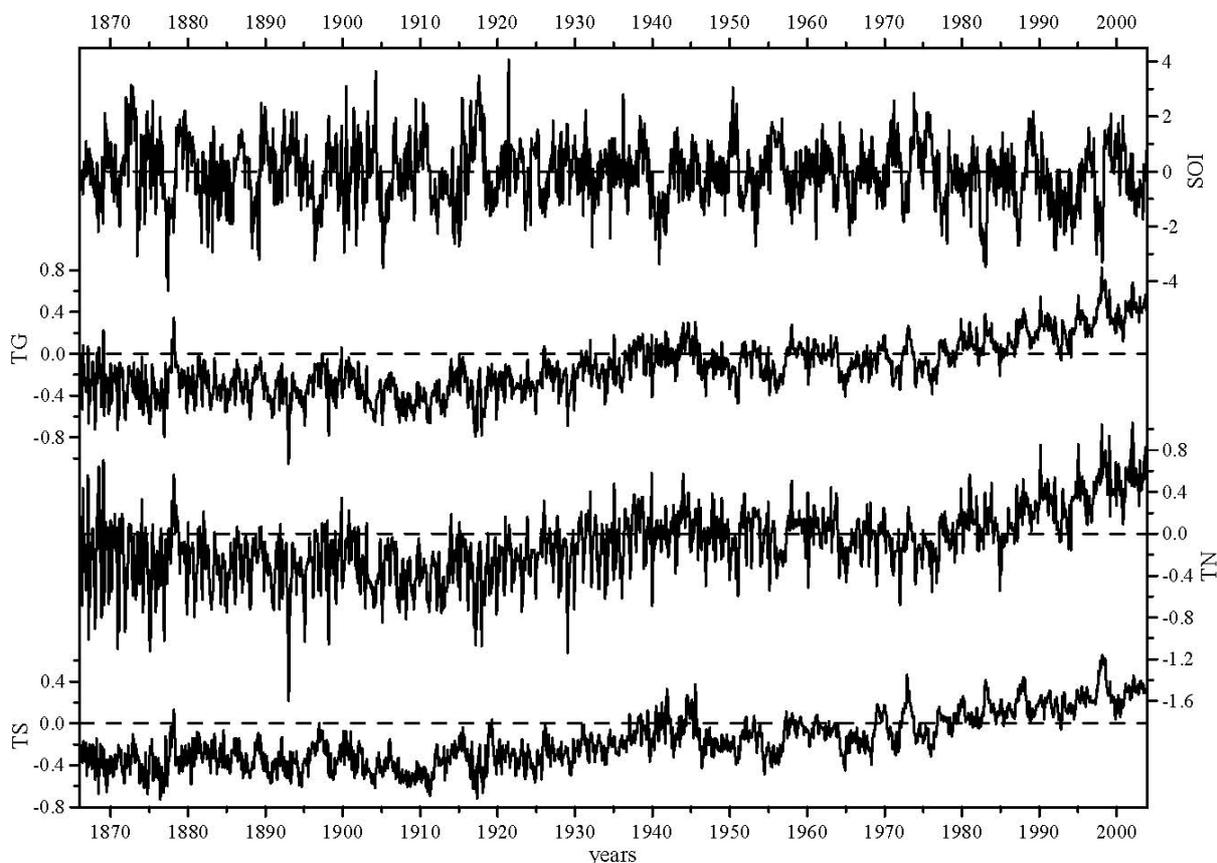


Рис. 1 – Часові ряди середньомісячних індексів Південного коливання (SOI) та відхилень температури (в °С) від базового періоду 1961–90 рр. для усієї земної кулі (TG), північної (TN) та південної (TS) півкуль протягом 1866–2003 рр.

групами) можуть бути побудовані різноманітні види цих функціоналів. По-друге, інформаційні функціонали можуть бути оцінені як функції часової затримки, що й є взаємною інформацією, внаслідок чого структура досліджуваної залежності не є статичною, а стосується динаміки досліджуваної системи. По-третє, існує лінійна форма будь-якого функціонала, яка реагує тільки на лінійну залежність. Але, взаємна інформація не визначає причинний зв'язок, який, проте, можна одержати за допомогою причинності Грангера.

Отже методологія є наступною. Спочатку, для кожного часового ряду $f(t)$ здійснюється стаціонарне вейвлет-розкладання часових рядів за формулами:

$$f(t) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} c_{0k} \varphi_{0,k}(t) + \sum_{j=1}^J \sum_{k=-\infty}^{\infty} d_{jk} \psi_{j,k}(t), \quad (1)$$

$$S_0(t) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} c_{0k} \varphi_{0,k}(t) \quad \text{і} \quad D_j(t) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} d_{jk} \psi_{j,k}(t), \quad (2)$$

де $\psi(t)$ – материнський вейвлет (тут використано вейвлет Добеші db15);

$\varphi(t)$ – скейлінгова функція;

c_{0k} – коефіцієнти, які представляють компоненти за найменшою частотою;

d_{jk} – коефіцієнти, які надають інформацію про поведінку $f(t)$ поблизу масштабу 2^{-j} та часу $k \times 2^{-j}$;

S_0 – згладжений компонент розкладання;

d_{jk} – деталізовані компоненти розкладання.

Далі, для «необроблених» часових рядів та деталізованих компонентів розраховується взаємна інформація

$$I_q(X, Y; \varepsilon) = \log C_q(X, Y; \varepsilon) - \log C_q(X; \varepsilon) - \log C_q(Y; \varepsilon), \quad (3)$$

де X і Y – два часових ряди;

$C_q(\varepsilon)$ – узагальнений кореляційний інтеграл;

ε – масштабний коефіцієнт,

а також причинність Грангера. Наприкінці, здійснюється аналіз значущості одержаних результатів. Докладніше ця методологія викладена в роботі Хохлова та інш. [8].

Результати дослідження та їх аналіз.

На рис. 2 наведені взаємна інформація та причинність Грангера для часових рядів SOI та аномалій температури. До того, як зробити аналіз, зробимо деякі зауваження щодо інтерпретації результатів, поданих на графіках. По-перше, тільки додатні величини взаємної інформації свідчать про наявність взаємозв'язку між рядами. По-друге, величини ймовірності причинності Грангера позначені трикутниками; якщо ті величини розташовані в зоні додатних часових затримок, то, наприклад, для рис. 2а, SOI є грангеровською причиною TG та навпаки. Відзначимо, що в цій статті причинність Грангера визначалася при рівні значущості 95%. По-третє, точкова лінія вказує 97,5% квантілі, одержані за допомогою 5000 бутстрап-копій за умови, що не існує взаємозв'язку між часовими рядами, що розглядаються.

Як відомо [9], великі величини взаємної інформації можна одержати для випадку, коли часові ряди характеризуються істотною когерентністю. В незгладжених, нефільтрованих часових рядах SOI та аномалій температури багато властивостей є прихованими внаслідок наявності високочастотних компонентів, які впливають як білий шум. З іншого боку, через те, що вейвлет-розкладання діє як широкосмуговий фільтр, є можливим визначити низькочастотні компоненти, для яких така когерентність може мати місце. Тому, в цій статті низькочастотні компоненти розглядаються разом з вихідними часовими рядами. Перший такий компонент (D_5) має період приблизно 5–9

років, тобто майже співпадає з головною модою мінливості ENSO, а другий компонент (D_4) характеризується періодом приблизно 14 років. Можна відзначити, що аналогічні періодичності були виявлені й іншими дослідниками (див., наприклад, [10]).

Рисунок 2 повністю підтверджує вище зазначену тезу. Дійсно, взаємна інформація для деталізованих компонентів принаймні вдвічі більша, ніж для вихідних часових рядів. Проте можна побачити, що в останньому випадку аномалії температури є грантеровськими причинами SOI з дворічної затримкою як для усієї земної кулі, так й для окремих півкуль (рис. 32–с). З іншого боку, самі індекси Південного колювання визначають глобальну температуру з затримкою 3–5 місяців, а температуру північної півкулі – 13–20 місяців. Також, має місце великий нелінійний зв'язок між SOI та аномаліями температури майже без будь-якої затримки, а також близько 30 місяців.

Що стосується лінеаризованої взаємної інформації (пунктирні лінії на рис. 2), то, на відміну від нелінійної міри, багато максимумів є меншими або, взагалі, відсутніми, що підтверджує факт про превалюючий нелінійний взаємозв'язок між розглянутими величинами. Також, лінеаризована взаємна інформація є значущою тільки у двох випадках: SOI-TG і SOI-TS для вихідних часових рядів. Відповідно, такий результат може розглядатися як підтвердження використання нелінійних мір, а не їх лінеаризованих версій.

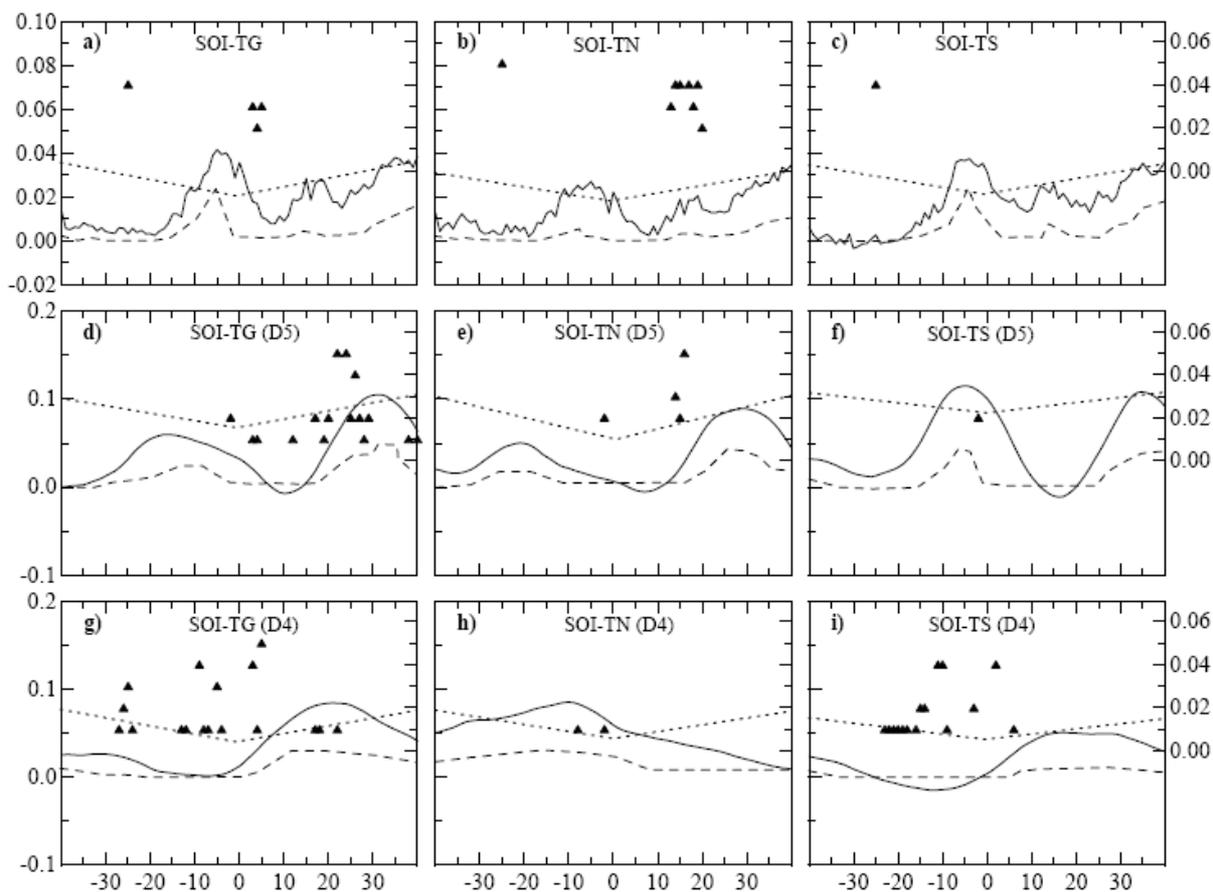


Рис. 2 – Взаємна інформація (суцільні лінії, ліва вісь y), лінеаризована взаємна інформація (пунктир, ліва вісь y) та ймовірність причинності Грангера (трикутники, права вісь y) для вихідних часових рядів (а-с) та деталізованих компонентів вейвлет-розкладання D_5 (d-f) і D_4 (g-i). Точкова лінія вказує квантілі 97,5% для взаємної інформації за відсутності залежності. Взаємозв'язок між SOI і TG, SOI і TN та SOI і TS подано у лівій, центральній та правій частині рисунку, відповідно.

У випадку деталізованого компонента D_5 , аномалії температури викликають зміни SOI з затримкою у два місяці, а також має місце обернений зв'язок між SOI і TG з цією затримкою. Хоч й у всіх випадках відзначаються максимуми на затримках більше 30 місяців (рис. 2d–f), тільки взаємозв'язок SOI-TS є дуже схожим на той, що був одержаний для незгладжених вихідних рядів (порівняйте рис. 2c і 2f), тоді як для SOI-TG і SOI-TN другий максимум зсунувся до більш від'ємних затримок (приблизно 20 місяців).

Певною мірою, є несподіваним те, що аномалії температури в південній півкулі не спричиняються Південним коливанням, тоді як відгук у північній півкулі на головну моду ENSO має місце з затримками приблизно один рік (рис. 2e). Але, більш явно індекси Південного коливання впливають на аномалії глобальної температури; найбільша ймовірність причинності Грангера реєструється на затримках близько 2 років.

Якщо взаємна інформація для SOI та аномалій температури у випадках незгладжених часових рядів і деталізованого компонента D_5 у загальних рисах є дуже схожими, то випадок компонента D_4 дуже відрізняється від них. Максимуми нелінійного зв'язку для SOI-TG, SOI-TN і SOI-TS мають місце з затримкою 20, –10 та 24 місяця відповідно (див. рис. 2g–i). Значимі величини ймовірності причинності Грангера у випадку SOI-TG спостерігаються у широкому діапазоні часових затримок (від –27 до 22 місяців), і обернений зв'язок має місце з затримкою 5 місяців. Інша відмінність для цієї періодичності полягає у тому, що температурні аномалії в південній півкулі є грангеровськими причинами SOI з затримкою приблизно 1–2 роки, що не спостерігалось для вихідних часових рядів та компонента D_5 (порівняйте рис. 2i з рис. 2c і 2h), а обернений зв'язок має місце з затримкою 3 та 22 місяці.

Отже, комплексний підхід, застосований у цьому дослідженні, дозволив виявити деякі цікаві закономірності нелінійного взаємозв'язку між індексами Південного коливання та аномаліями температури в цілому для земної кулі і окремих півкуль. Можна відзначити, що використання деталізованих компонентів вейвлет-розкладання, у нашому випадку, виявилось дуже наочним засобом для виявлення закономірностей. До того ж, періоди деталізованих компонентів співпадають з головними модами мінливості Ель Ніньо-Південного коливання.

Висновки.

Спочатку, зупинимось на вихідних даних, використаних у цьому дослідженні. Добре відомо, що протягом двадцятого сторіччя реєструвалися періоди з додатним та від'ємним трендами температури. Але, більш-менш істотні тренди подій Ель Ніньо, пов'язані зі змінами температури не спостерігалися; рис. 1 може бути підтвердженням цього факту. Більше того, численні відтворення за допомогою різних моделей глобальної циркуляції атмосфери та океану показують, що найбільш вірогідним сценарієм є відсутність трендів як до умов Ель Ніньо, так і до Ла Нінья, хоч й є невелика ймовірність до змін у напрямку умов Ель Ніньо [11]. З цієї точки зору, немає потреби в аналізі окремих періодів похолодання або потепління.

В багатьох попередніх дослідженнях було показано, що зміни температури (глобальні й регіональні) перебувають під впливом внутрішньо та зовнішньо згенерованих змін в атмосферній циркуляції, пов'язаній з ENSO та іншими модами мінливості. Наприклад, Крукс і Грей [12] показали, що відгуки на ENSO спостерігаються, головним чином, в тропіках та субтропіках, хоч значущий відгук спостерігається також поблизу 70 °півд.ш. (принаймні в лінійній моделі, але треба відзначити, що лінійні моделі звичайно недооцінюють відгук на ENSO у позатропічних широтах [13]). З цієї точки зору, взаємна інформація, наведена на рис. 2a–c, може

розглядатися як прояв таких відгуків, особливо внаслідок того, що SOI є грангеровською причиною змін температури. З іншого боку, існують ознаки того, що зміни температури також є грангеровською причиною SOI з затримкою у два роки. Це означає, що зміни температури, імовірно, є механізмом, який ініціює відхилення Ель Ніньо від сталого стану [14]. Більше того, температура, принаймні поблизу екватора, може розглядатися як прекурсор початку Ель Ніньо або Ла Нінья [15].

Рисунок 2 також підтверджує переваги нелінійного підходу, використаного в цьому дослідженні, у порівнянні з лінійними моделями. У випадку вихідних часових рядів, коефіцієнт кореляції між TG і TN становить 0,93, а між TG і TS – 0,88. Верхні графіки на рис. 2 є дуже схожими, але у випадку деталізованого компонента D_5 і, особливо, D_4 , як взаємна інформація, так й причинність Грангера, відрізняються істотно. Незважаючи на те, що десятирічна мінливість ENSO є звичайним довгостроковим осередненням міжрічної її мінливості на часових масштабах десять років та більше [16], ці істотні відмінності вказують на неоднозначний вплив, який спричиняє ENSO на обидві півкулі. Треба також відзначити, що амплітуда змін взаємної інформації для детальних компонентів D_5 і D_4 є різною. Найвірогідніше, це викликано тим, що у випадку, коли амплітуда циклу ENSO збільшується внаслідок потужного нелінійного режиму, її період стає коротшим [17], тоді як для температури це не повинно виконуватися.

Отже, головний висновок цього дослідження полягає у виявленні нелінійного взаємозв'язку між SOI та змінами температури для середньомісячних часових рядів та їх низькочастотних компонентів. Цей взаємозв'язок було виявлено за допомогою комплексного підходу, який ґрунтується на стаціонарному вейвлет-розкладанні та оцінюванні взаємної інформації та причинності Грангера для часових рядів.

Список літератури

1. Meehl G.A., Washington W.M., Ammann C.M., Arblaster J.M., Wigley T.M.L., Tebaldi C. Combinations of natural and anthropogenic forcings in twentieth-century climate // *J. Climate* 2004. – V. 17. – P. 3721–3727.
2. Dai A., Wigley T.M.L. Global patterns of ENSO-induced precipitation // *Geophys. Res. Lett.* 2002. – V. 27. – P. 1283–1286.
3. Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Tsenenko I.A. Atmospheric teleconnection patterns and eddy kinetic energy content: wavelet analysis // *Nonlin. Processes Geophys.* 2004. – V. 11. – P. 295–301.
4. Brönnimann S. Impact of El Niño-Southern Oscillation on European climate // *Rev. Geophys.* 2007. – V. 45. – RG3003, doi: 10.1029/2006RG000199.
5. Ropelewski C.F., Jones P.D. An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index // *Mon. Wea. Rev.* 1987. – V. 115. – P. 2161–2165.
6. Prichard D., Theiler J. Generalized redundancies for time-series analysis // *Physica D* 1995. – V. 84. – P. 476–493.
7. Granger C.W.J. Investigating causal relations by econometric models and cross-spectral methods // *Econometrica* 1969. – V. 37. – P. 424–438.
8. Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S. On the nonlinear interaction between global teleconnection patterns // *Q. J. Royal Meteorol. Soc.* 2006. – V. 132. – P. 447–465.
9. Diks C., Mudelsee M. Redundancies in the Earth's climatological time series // *Phys. Lett. A* 2000. – V. 275. – P. 407–414.
10. Jevrejeva S., Moore J.C., Grinsted A. Influence of the Arctic Oscillation and El Niño-Southern Oscillation (ENSO) on ice conditions in the Baltic Sea: The wavelet approach // *J. Geophys. Res.* 2003. – V. 108. – 4677, doi:10.1029/2003JD003417.
11. Collins M. El Niño- or La Niña-like climate change? // *Clim. Dyn.* 2005. – V. 24. –

P. 89–104.

12. Crooks S.A., Gray L.J. Characterization of the 11-year solar signal using a multiple regression analysis of the ERA-40 dataset // J. Climate 2005. – V. 18. – P. 996–1015.

13. Blender R., Luksch U., Fraedrich K., Raible C.C. Predictability study of the observed and simulated European climate using linear regression // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2003. – V. 129. – P. 2299–2313.

14. Kessler W.S. Is ENSO a cycle or a series of events? // Geophys. Res. Lett. 2002. – V. 29. – P. 2125, doi:10.1029/2002GL015924.

15. Kug J.-S., An S.-I., Jin F.-F., Kang I.-S. Preconditions for El Niño and La Niña onsets and their relation to the Indian Ocean // Geophys. Res. Lett. 2005. – V. 32. – L05706, doi:10.1029/2004GL021674.

16. Vimont D.J. The contribution of the interannual ENSO cycle to the spatial pattern of decadal ENSO-like variability // J. Climate 2005. – V. 18. – P. 2080–2092.

17. Eccles F., Tziperman E. Nonlinear effects of ENSO's period // J. Atmos. Sci. 2004. – V. 61. – P. 474–482.

Связь между индексом Южного колебания и аномалиями температуры глобального масштаба: нелінійний метод. Хохлов В.Н.

Исследуется нелинейная взаимосвязь между индексами Южного колебания и аномалиями температуры (глобальной и отдельно в северном и южном полушарии). Методология основывается на совместном анализе взаимной информации и причинности Гранжера для временных рядов указанных величин, разложенных с помощью стационарного вейвлет-преобразования. Показано, что имеет место как влияние Южного колебания на аномалии температуры, так и обратный процесс, а также обратные связи.

Ключевые слова: изменение климата, Южное колебание, причинность Гранжера.

Relationship between Southern Oscillation Index and global temperature anomalies: nonlinear approach. Khokhlov V.N.

The non-linear relationship between Southern Oscillation Index and temperature anomalies (global as well as both northern and southern) is studied. The methodology is based on the joint analysis of cross-redundancies and Granger causality, which are applied to time series decomposed by the non-decimated wavelet transform. It is shown that there are both the effects of Southern oscillation on the temperature anomalies and vice versa, as well as the feedbacks.

Keywords: climate changes, Southern Oscillation, Granger causality.

ЗАДАЧА ВИЗНАЧЕННЯ ДАТИ СТІЙКОГО ПЕРЕХОДУ ПРИЗЕМНОЇ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ ЧЕРЕЗ ПЕВНЕ ФІКСОВАНЕ ЗНАЧЕННЯ (АНАЛІЗ МЕТОДІВ)

Здійснено критичний аналіз основних методів, що використовуються для визначення дат стійких переходів температури повітря через фіксовані (порогові) значення. Запропоновано певні удосконалення для методу Д.А. Педея, які дозволяють ліквідувати його недоліки.

Ключові слова: стійкий перехід температури, метод Педея, метод гістограм.

Вступ. В кліматології і агрометеорології особливе місце посідають дослідження стійких переходів приземної температури повітря через певні порогові значення і тривалості відповідних періодів (з температурою вищою чи нижчою таких значень). В кліматології зазначені показники є характеристиками термічного режиму досліджуваного регіону, в агрометеорології вони свідчать про можливість вирощування тих чи інших сільськогосподарських культур.

В якості додаткового аргументу, що підтверджує **важливість** вказаних досліджень, назвемо лише декілька прикладних задач, які ними вирішуються. Це – вивчення особливостей тривалості опалювального періоду (з температурою нижче 8°C) [1], вегетаційного періоду (з температурою вище 5°C), періоду активної вегетації (з температурою вище 10°C) [2]. Очевидно, що названі задачі мають велике практичне народногосподарське значення.

Актуальність проведення зазначених досліджень (як і будь-яких інших кліматологічних досліджень) продиктована сучасною глобальною проблемою – потеплінням клімату і його регіональних проявів. Усвідомлення того факту, що в динаміці клімату можливі «швидкі» зміни, ставить перед кліматологами завдання деякого переосмислення накопиченої кліматологічної інформації з метою виявлення і прогнозування таких змін, їх екологічних, соціальних і економічних наслідків.

Найбільш важливим і критичним етапом проведення досліджень часових меж і тривалості періодів з певною температурою є визначення дат стійких переходів температури повітря через порогові значення. Зауважимо, що запропоновано багато різних методів визначення стійких переходів, які нерідко дають різні результати. Тому при проведенні вказаних досліджень виникає проблема вибору «найкращого» методу.

Таким чином, **предметом даної публікації** – є проведення критичного порівняльного аналізу основних існуючих методів з метою виявлення їх переваг і недоліків.

Загальна постановка задачі. У найбільш загальному вигляді постановка задачі може бути сформульована наступним чином: *визначити момент часу (як правило, дату), коли настає стійкий перехід температури повітря через досліджуване порогове значення.* Очевидно, що мова йде про визначення стійких весняних і осінніх переходів в річному циклі температури повітря, тому таке визначення повинно здійснюватись на основі аналізу графіків її річного ходу. В той же час відомо, що температура повітря є дуже мінливою у часі. Це означає, що коли зафіксувати деяке значення (порогове значення), то коливання температури відносно нього будуть можливими на різних часових масштабах і в різні моменти часу. Причиною такої поведінки температури є те, що її часовий хід є окремою реалізацією нестационарного випадкового процесу, яка володіє певними фрактальними – самоподібними на різних масштабах – властивостями. Це добре видно на графіках ходу температури при різній часовій роздільній здатності

(рис. 1а, 1б). Тому, вже тут, по-суті, на підготовчому етапі вирішення задачі, виникає

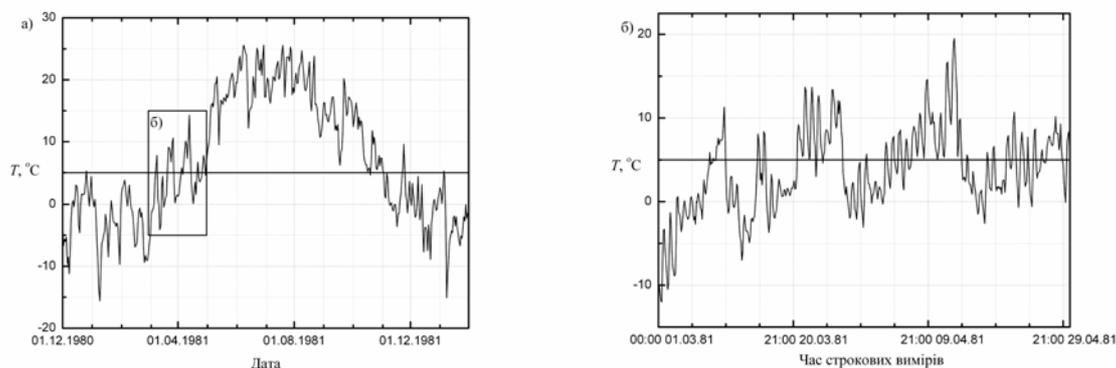


Рис. 1 - Типовий приклад часового ходу приземної температури повітря з різною роздільною здатністю (Київ, 1981 р.): (а) річний хід середньої добової температури; (б) строкові виміри (осереднені значення протягом декількох хвилин).

Зауваження. Приклад часового ходу температури із ще більшою часовою роздільною здатністю (порядку секунд) можна знайти, наприклад в [9, стор. 6]

перша проблема: яка мінімальна часова роздільна здатність повинна бути у графіків річного ходу, на основі яких і буде визначатися стійкий перехід? Тобто, перш ніж перейти до визначення власне самого стійкого переходу, спочатку необхідно виявити, яка емпірична інформація повинна використовуватись для аналізу (на яких часових масштабах коливання температури відносно порогового значення є важливими і суттєвими, а на яких ні).

Очевидно, що коливання на масштабах значно менших доби (порядку декількох годин і менше) не є суттєвими як для кліматології, так і для агрометеорології. Якщо для кліматології не є суттєвими і добові коливання, то для агрометеорології, на наш погляд, це питання потребує подальших досліджень [3]. Таким чином, після того як внаслідок тих чи інших міркувань здійснюється вибір, які ряди будуть опрацьовуватись (тобто, після вирішення першої проблеми), виникає **друга проблема:** оскільки переходів через порогове значення може існувати декілька, то не зовсім зрозуміло який із них слід вважати стійким, а який ні. Суть проблеми можна добре зрозуміти з аналізу графіка (рис. 1а), на якому представлено приклад реального річного ходу середньої добової температури на деякій метеорологічній станції.

На нашу думку складність розв'язання цієї проблеми полягає в двох важливих взаємопов'язаних аспектах: 1) немає строгого (формального), можна сказати математичного, означення стійкого переходу окремої реалізації нестационарного випадкового процесу через порогове значення; 2) не зовсім ясно, що треба розуміти під «стійкістю» переходу. Тобто, про **стійкість відносно чого** йде мова. Адже коли ми, наприклад, в механіці говоримо про стійкість положення рівноваги деякого матеріального тіла, то стійкість розуміємо відносно деяких малих відхилень від цього положення. Взагалі поняття стійкості припускає наявність якоїсь дії і реакції на неї [4]. Наприклад, у *чисельному аналізі* [5] говорять про стійкість алгоритму розв'язування задачі відносно похибок в обчисленнях: задаючи малі похибки на вході алгоритму, маємо отримати малі похибки на виході (в результаті); в *метеорології* – стійкість стратифікації [6]: малі вертикальні зміщення елементарних об'ємів повітря не приводять до розвитку конвекції (з часом затухають); в *теорії автоматичного*

управління [4]: стійкість характеризується реакцією динамічної системи на зовнішню дію та ін. Враховуючи вище сказане, не зовсім зрозуміло (це не було роз'яснено в **жодному** із відомих методів), яка дія стосовно температури чи її часового ходу, і яка реакція на цю дію має відбуватися, щоб дату переходу можна було вважати стійкою.

На наш погляд, саме тому, що не було отримано відповіді на вище приведені зауваження, запропоновано багато різних методів. Ще раз зазначимо, що вказані аспекти є взаємопов'язаними. З точки зору кліматології більш важливішим (основним, фундаментальним) є другий аспект, оскільки отримання відповіді на нього, по-суті, дасть відповідь і на перший.

Отже, загальну постановку задачі стосовно знаходження стійкого переходу приземної температури повітря через фіксоване порогове значення можна розділити на дві підзадачі: перша – вирішення на основі яких рядів буде визначатись стійкий перехід, друга – власне саме визначення, який із наявних переходів буде «стійким».

Основні методи визначення стійкого переходу температури через порогове значення. Розглянемо, як поставлені задачі вирішуються у основних відомих методах.

Метод Д.А. Педя. Судячи із цитувань в спеціалізованій науковій літературі, він є найбільш розповсюдженим (але не єдиним) методом при виконанні наукових досліджень, тому йому буде приділено найбільше уваги.

В методі використовується середня добова температура. Це означає, що вирішення першої підзадачі не завжди розв'язує основну. Метод був запропонований в 50-х роках минулого століття. В оригінальній роботі [7] приведено алгоритм визначення стійкого переходу з деяким його обґрунтуванням. Вказаний алгоритм не перераховує всі можливі випадки поведінки річного ходу середньої добової температури, хоча «по-аналогії» його можна поширити до загальної ситуації. Пізніше автором було виправлено вказану неточність і в роботі [8] було приведені загальне означення стійкого весняного переходу середньої добової температури через порогове значення. Приведемо його: «Під стійким переходом температури повітря через певну градацію весною приймається той день, після якого зворотного переходу зовсім не спостерігалось, або якщо він був, то сума його додатних відхилень перевищувала суму від'ємних відхилень».

В кінці 80-х рр. було запропоновано метод визначення дати стійкого переходу [9], в основі якого лежить дослідження властивостей накопиченої суми відхилень температури від порогового значення (метод мінімуму (максимуму) накопиченої суми відхилень). Як виявилось пізніше [10], запропонований метод, лише дублює і, до речі, повністю автоматизує метод Педя. Тому їх розглядатимемо одночасно.

На рис. 2а і 2б представлено ілюстрацію до прикладів обчислення дати стійкого весняного переходу через 5°C обома методами. Пояснимо більш детально алгоритми розрахунків як за методом Педя, так і за методом мінімуму (максимуму) накопиченої суми відхилень.

Отже, як впливає з вище приведеного означення, в основі методу Педя лежить порівняння значень площ градусо-днів у додатних і від'ємних відхиленнях приземної температури повітря від розглядуваного порогового значення (рис. 2а). Очевидно, якщо здійснюється простий перехід температури повітря (тобто, після першого переходу не спостерігається зниження температури нижче цього значення), то тоді дата D стійкого переходу температури повітря визначається просто: це перший день із середньою добовою температурою вищою або рівною розглядуваного порогового значення. Слід зауважити, що такі ситуації (простий перехід температури) в Україні трапляються дуже рідко.

При складному переході в [7] розглянуті наступні три випадки:

1. Дата стійкого переходу співпадає з датою першого переходу середньої добової температури повітря через задане значення. В цьому випадку після переходу

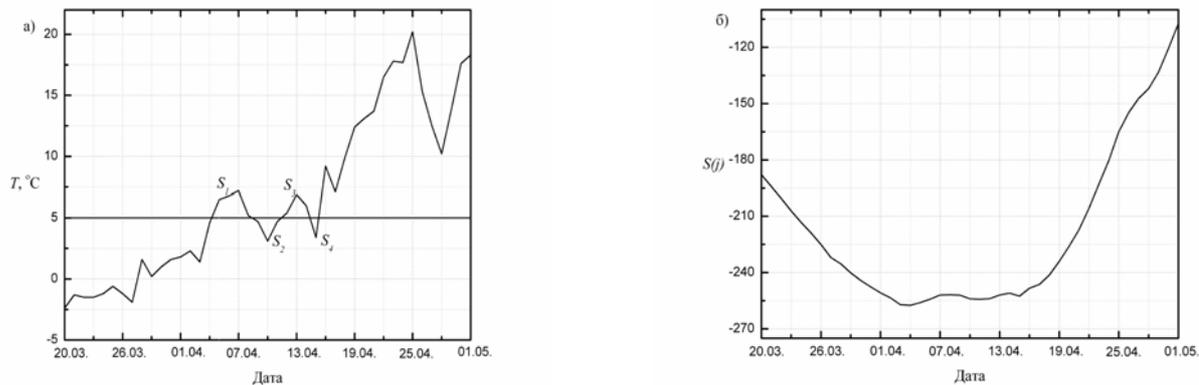


Рис.2 - Ілюстрація до пояснення алгоритмів визначення дати стійкого переходу температури (Київ, весна, 1996 р.) з допомогою: (а) методу Педея; (б) методу мінімуму (максимуму) накопиченої суми відхилення середньої добової температури від порогового значення.

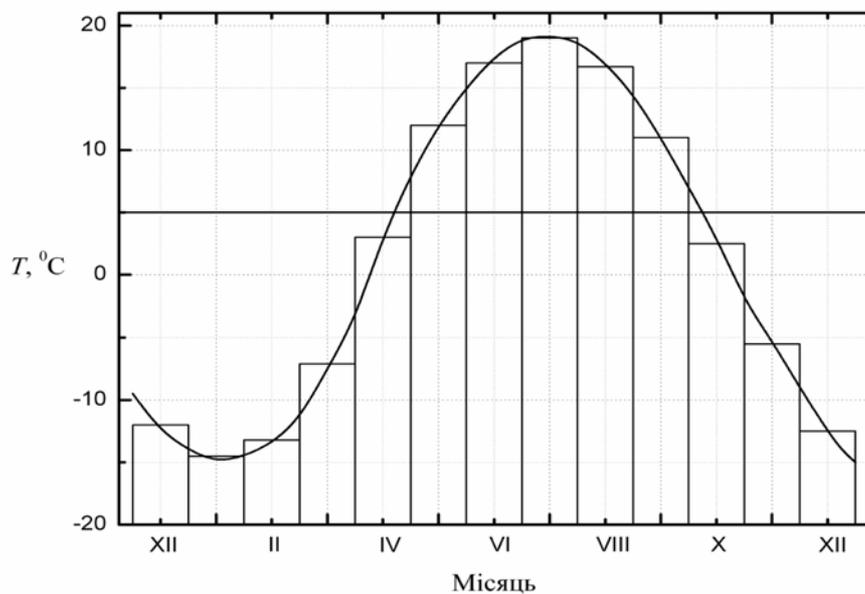


Рис. 3 - Визначення дати стійкого переходу температури повітря методом гістограм.

температури повітря через задане значення перша «додатна» площа градусо-днів (S_1) більша або рівна наступній за нею «від'ємній» площі (S_2). Крім того, їх різниця, додана до наступної «додатної» площі (S_3), завжди більша або рівна другій «від'ємній» площі (S_4), тобто виконуються нерівності: $S_1 \geq S_2$, $S_1 + S_3 \geq S_2 + S_4$.

2. Дата стійкого переходу співпадає з датою другого переходу температури повітря через задане значення. В цьому випадку до дати стійкого переходу перша «додатна» площа градусо-днів (S_1) менша наступної першої «від'ємної» площі (S_2), а друга «додатна» площа (S_3) більша або рівна другій «від'ємній» площі (S_4). Тобто, виконуються нерівності: $S_1 < S_2$, $S_3 \geq S_4$.

3. Дата стійкого переходу співпадає з датою остаточного переходу температури повітря. Для цього випадку повинні виконуватися наступні дві умови: а) $S_1 < S_2$ і $S_3 < S_4$, або б) $S_3 < S_4$ але при $S_1 + S_3 < S_2 + S_4$.

Ще раз зауважимо, що розглянуті три випадки не враховують всі можливі ситуації. Як правило, кількість переходів є значно більшою від трьох. Все ж суть методу є зрозумілою і по-аналогії його можна поширити до загального випадку.

Суть алгоритму визначення дати стійкого переходу у методі мінімуму (максимуму) накопиченої суми відхилень – в аналізі накопичених алгебраїчних сум відхилень температури від порогового значення. Тобто аналізується часовий хід

функції $S(j) = \sum_{i=i_*}^j (T_i - A)$, де T_i – середня добова температура i – ї доби, а A – задане

порогове значення температури в межах зростаючої або спадаючої гілок річного циклу, i_* – доба, з якої починається сумування (рис. 2б). Можна показати, що функція $S(j)$ досягає мінімального значення напередодні дати стійкого переходу через A , причому початок сумування (i_*) може бути довільним, але повинна виконуватися одна умова: він повинен випереджати дату першого переходу. Справедливість цього покажемо на прикладі складного переходу (третій випадок) весною. Оскільки до першого переходу

для всіх i відхилення ($T_i - A$) від'ємні, то їх сума $S(j) = \sum_{i=i_*}^j (T_i - A)$ неухильно спадає

(рис. 2б). Далі із умови $S_1 + S_3 < S_2 + S_4$ випливає, що за період від першого переходу

до стійкого переходу величина $S(j) = \sum_{i=i_*}^j (T_i - A)$ також набуває від'ємних значень.

Тому загальна сума досягає мінімуму напередодні стійкого переходу. Аналогічно можна показати, що на гілці спаду температури стійкому переходу буде передувати максимум накопиченої суми відхилень.

Враховуючи вище приведені обґрунтування ідентичності результатів, які дають розглядувані методи, в подальшому не будемо їх розрізняти і говоритимемо про них як про один і той же метод (коротко – метод Педя).

Вже згадувалось, що метод Педя найбільш часто використовується в наукових дослідженнях. Іноді його взагалі вважають еталонним методом [11] при виконанні досліджень особливостей переходів температури, притаманних кожному окремому року. Напевне це не повинно викликати особливих заперечень, оскільки для методу Педя можна запропонувати деяке обґрунтування того, чому отримувана дата переходу повинна вважатися стійкою. Безпосередньо в оригінальній роботі, в якій вперше його було запропоновано, таке обґрунтування не приведене. Навіть з означення стійкого весняного переходу, яке запропоноване дещо пізніше, це не зовсім зрозуміло. На наш

погляд, лише використовуючи властивості функції $S(j)$ і деяку аналогію з механічною рівновагою, можна його здійснити. Так, згідно рис.2б, дату стійкого переходу температури (точку найбільшого по модулю мінімуму функції $S(j)$) можна розглядати як «потенціальну яму», в якій положення механічної рівноваги є найбільш стійким. Для інших локальних мінімумів існуватимуть скінчені значення відхилень від цих положень (порогові значення), які виводитимуть «матеріальну точку» з рівноваги.

Проте залишається не зрозумілим, як трактувати тепер стійкість осіннього переходу, оскільки в цьому випадку функція $S(j)$ досягає максимального, а не мінімального значення напередодні стійкого переходу (можливо, слід розглядати функцію $S'(j) = \sum_{i=i_*}^j (A - T_i)$). Крім того, не зовсім зрозуміло, як обґрунтувати аналогію

між температурним ходом і механічним рухом.

Таким чином, у методі Педя не дається зрозумілої і чіткої відповіді на питання: в чому полягає стійкість отриманого переходу. Враховуючи вище зазначене, на нашу думку, стійкість обчислюваних методом Педя переходів, можна пояснити лише на інтуїтивному рівні (крім приведеного вище обґрунтування, можна, наприклад, ще звернути увагу на інерційність природних процесів, пов'язаних із температурою).

Інші недоліки методу Педя розглянемо пізніше.

Метод Федорова А.В. (агрометеорологічний метод) [12]. Метод, який використовує в своїй роботі Гідрометцентр України. Агрометеорологічний метод дуже схожий на метод Педя. В якості вхідного емпіричного матеріалу теж розглядається річний хід середньої добової температури. Тому, знову ж таки, вирішення першої підзадачі не завжди розв'язує основну. Як і в методі Педя, визначення стійкого переходу здійснюється на основі аналізу величин відхилень (площ градусо-днів) від порогового значення. Відмінність полягає в тому, що в агрометеорологічному методі дата стійкого переходу – це початок того періоду з додатними відхиленнями (з площею градусо-днів S_i), після якого кожне із від'ємних відхилень не перевищує величину S_i (див. рис. 2а).

Обидва методи дають дуже схожі результати. Згідно проведених досліджень різні результати є десь у близько 10 % від загальної кількості випадків (обчислення проводились для декількох станцій в Україні для дат переходу через 0, 5, 10, і 15°C). Слід зауважити, що незважаючи на майже ідентичні результати, все ж трапляються випадки, коли отримвані дати переходу є різними (причому різниця може бути дуже значна, більше 15 днів).

Недоліки методу – такі ж як і у методі Педя. Все ж слід зауважити, що на наш погляд метод Педя більш органічний, більш правильно відображає інтуїтивне розуміння стійкого переходу.

Метод Шепелевського А.А. (метод гістограм). Суто кліматологічний метод, який використовується дослідниками для отримання кліматологічних норм значень дат переходу температури повітря через порогові значення. Вхідна інформація, яка використовується для подальшого аналізу, це багаторічні значення середніх місячних температур. На основі цих даних відновлюється середній багаторічний річний хід температури з допомогою методу гістограм [13] (рис. 3). Оскільки отриманий таким способом річний хід є гладким і строго монотонним на висхідній і низхідній гілках річного циклу, то це означає, що проблема визначення стійкого переходу автоматично знімається: на кожній із гілок перехід буде тільки один (рис. 3), тому його і приймають за стійкий. Отже, зазначений підхід до вирішення першої підзадачі, автоматично розв'язує основну. Вказану особливість методу можна напевно вважати його найбільш

важливим позитивним моментом, адже зникає проблема вибору, і, таким чином, зникає питання про обґрунтування поняття стійкості переходу. Все ж зауважимо, що у розглядуваному методі стійкість дат переходу теж інтуїтивно зрозуміла, хоча з дещо інших причин ніж у методі Педя.

Стосовно методу гістограм слід звернути увагу на такі його проблемні місця. Як справедливо відмічено в [13], метод гістограм не завжди дає реальне відтворення осередненого річного ходу температури, тобто, осереднений річний хід не завжди є таким «гарним і правильним». В реальному осередненому річному ході можливі відхилення від монотонності на висхідній чи низхідній гілках, тому і дати переходів можуть значно відрізнятись.

Метод гістограм інколи називають також графічним методом, оскільки раніше побудову кривої річного ходу здійснювали ручним способом. Це означає, що основна вимога методу гістограм – рівність площ, що відсікаються і що приєднуються до прямокутників (рис. 3), дотримувалась тільки приблизно. Тобто, точність побудови кривої залежала від вміння та досвіду дослідника. Крім того, не зовсім зрозуміло, як будувати криву в точках максимуму і мінімуму. Зауважимо, що в сучасну епоху комп'ютерних технологій розробляються чисельні алгоритми графічного відновлення річного ходу температури методом гістограм, які дають непогані результати [14] і автоматизують процес побудови кривої річного ходу.

На нашу думку також є деяка логічна неузгодженість в методі гістограм. Тобто, не зовсім зрозуміло, чому *дату* переходу *середньої добової* температури треба визначати по середнім *місячним* значенням температури. Незрозуміло також чому така назва, адже до гістограм метод ніякого відношення немає (крім зовнішнього вигляду рисунку).

Зауважимо, що в методі Шепелевського в якості вхідної інформації можна використовувати і середні місячні (не багаторічні) значення температур. В такому випадку ним можна розраховувати дати переходу, що характеризують кожен окремих рік. Всі зауваження стосовно методу залишаються в силі.

Ми розглянули тільки основні методи, які отримали найширше використання чи в наукових цілях, чи в практичній роботі гідрометслужби. Існують і інші методи. Наприклад, *метод Гольцберг*, *метод Поповської* [11], *метод Наумової* [15] та ін. Всі вони є певними модифікаціями основних методів, тому докладно аналізувати їх немає необхідності.

Узагальнений метод Педя. Вважаємо, що серед існуючих методів метод Педя і метод Шепелевського є найбільш прийнятними інструментами для дослідження часових меж і тривалості періодів з певною температурою. Кожен із них має свої переваги і свої недоліки. Тому, на нашу думку, є необхідність в конструюванні такого методу (нового або удосконалення згаданих), який би увібрав в себе їх кращі властивості і в той же час не володів недоліками. Вважаємо, що основою для проведення такого удосконалення може стати метод Педя.

Спочатку дамо власне трактування поняття «стійкості» в контексті вирішення задачі про перехід приземної температури повітря через порогове значення. На нашу думку, *стійкість дати переходу температури* повинна розглядатись *відносно її малих випадкових флуктуацій*. Тобто, якщо в часовому ході температури в силу тих чи інших причин появлятимуться малі флуктуації (*дія*), то це не повинно вплинути *суттєво* на обчислювану дату переходу (*реакція на дію*). Звідки чи по якій причині в річному ході середньої добової температури можуть появлятися випадкові флуктуації? *По-перше*, часовий хід температури – реалізація випадкового процесу. Якщо ми розглядаємо часовий хід середньої добової температури, то ми фільтруємо високочастотну складову, але низькочастотна (з періодами більше ніж одна доба)

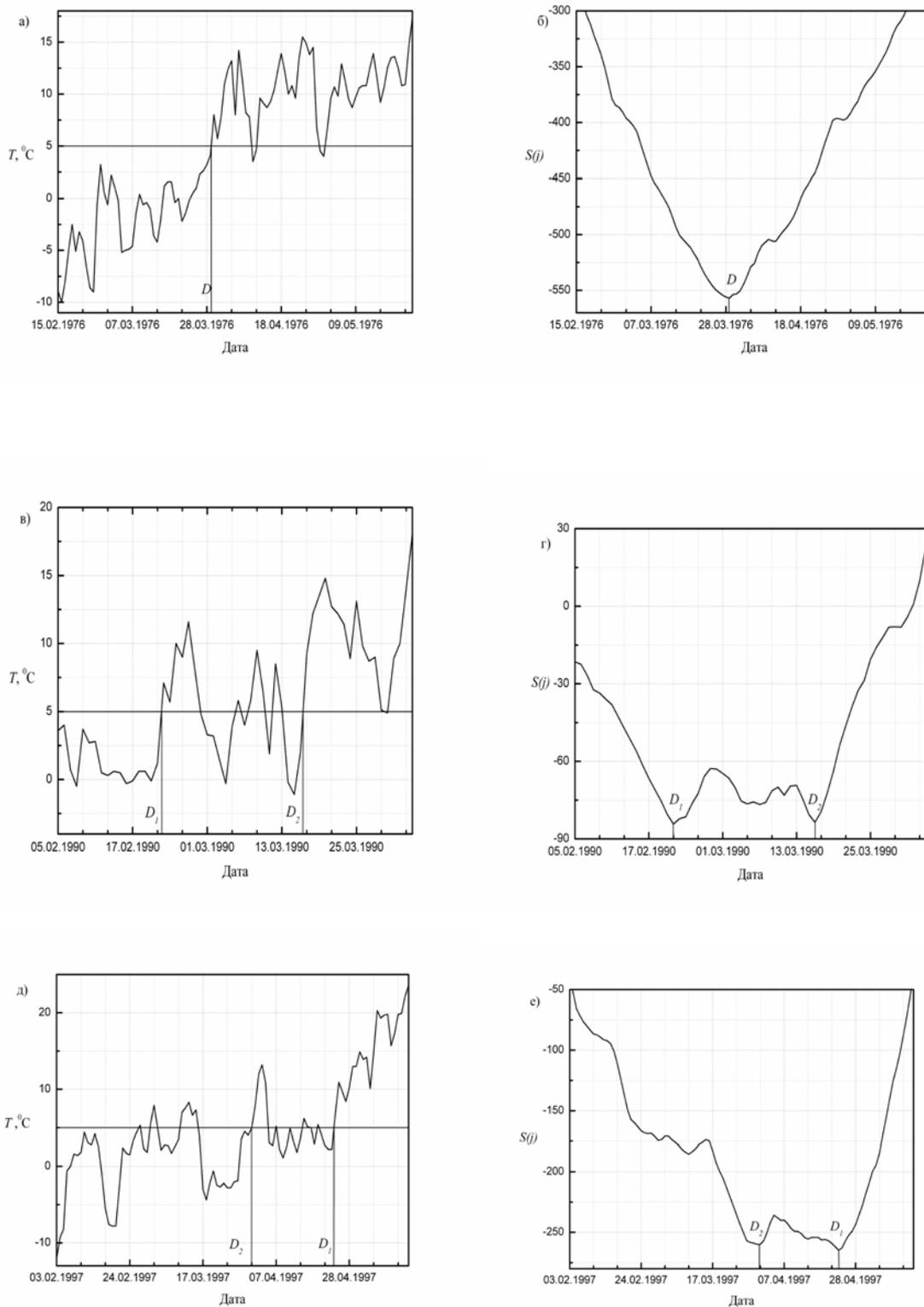
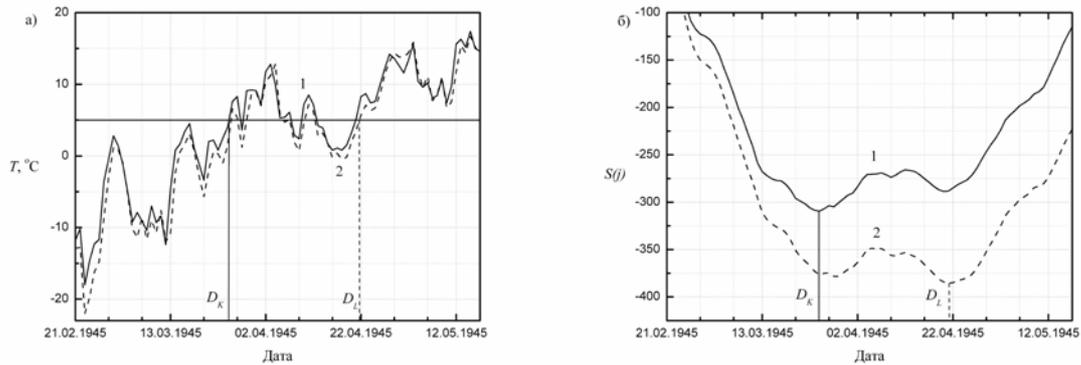


Рис. 4 - Типові ситуації складного весняного переходу температури повітря через 5°C (метеорологічна станція Київ).



1 – Київ, 2 – Лубни

Рис.5 – Просторова нестійкість дати переходу у методі Педя.

Будемо розглядати тільки весняні переходи температури, зауваживши, що для осінніх переходів ситуація є аналогічною. Для проведення аналізу, розглянемо три найхарактерніші випадки можливої поведінки температури на висхідній гілці річного ходу.

1) До дати D обчислюваного стійкого переходу немає потужних додатних відхилень (великих значень площ градусо-днів) і після дати немає потужних від'ємних відхилень (рис. 4а). Функція $S(j)$ (рис. 4б) має один чітко виражений мінімум, якому і відповідатиме дата стійкого переходу. Така ситуація є досить типовою (згідно проведених досліджень, вона зустрічається у $\approx 60\%$ від загальної кількості випадків) і в той же час найбільш зрозумілою і простою. В цьому випадку малі відхилення (флуктуації) температури до і після дати обчислюваного стійкого переходу не будуть кардинально впливати на неї.

2) Після дати D_1 обчислюваного стійкого переходу є потужні додатні відхилення температури від порогового значення і дещо менші, але все ж таки достатньо потужні від'ємні відхилення (рис. 4в).

3) До дати D_1 обчислюваного стійкого переходу є потужні додатні відхилення температури від порогового значення і дещо більш потужні від'ємні відхилення (рис. 4д).

Останніх два випадки за своєю суттю не відрізняються. І в одному, і в іншому випадку існують відхилення приблизно однакової потужності але різних знаків. І в одному, і в іншому випадку функція $S(j)$ має два (чи більше) чітко виражених локальних мінімуми (рис. 4г, 4е). Якщо припустити, що в результаті деяких причин виникнуть малі флуктуації температури, які у випадку (2) підсилять від'ємні відхилення або (і) послаблять додатні; у випадку (3) – навпаки, то будуть можливими **різкі стрибки** дати стійкого переходу від D_1 до D_2 (буде відбуватися різкий перехід від випадку 2) до випадку 3) чи навпаки). Очевидно, що в цій ситуації ні про яку стійкість (у вище запропонованому розумінні) не може йти мова. Тобто, у близько 40% від загальної кількості випадків, обчислювана методом Педя дата переходу не є стійкою.

Цей же механізм (залежність від випадкових флуктуацій) може бути причиною появи **різких просторових** стрибків дат переходу. Тобто, на близьких станціях дати переходу можуть відрізнятися дуже суттєво незважаючи на подібність часового ходу середньої добової температури (рис. 5). Наприклад, така ситуація спостерігається у \approx

15% від загальної кількості років, що розглядалися для станцій Київ і Лубни. Можливість різких просторових стрибків дат переходу в свою чергу означає, що описаний механізм, напевне, є причиною і різкої просторової неоднорідності коефіцієнтів лінійних трендів отримуваних рядів.

На наш погляд є очевидним шлях до розв'язання виявленого проблемного місця: **необхідно зменшити до мінімуму можливість появи випадкових флуктуацій.** Вважаємо, що на сучасній стадії розвитку вітчизняної гідрометслужби це можна зробити тільки на останньому етапі отримання кінцевого результату, а саме, в алгоритмі обчислення дати стійкого переходу, точніше – у вхідних даних.

Зменшення випадковості в даних що опрацьовуються, можна досягнути здійснивши їх деяке попереднє осереднення: наприклад, провівши плинне осереднення з періодом 30 днів.

Очевидно, що згладжений річний хід середньої добової температури дуже слабо залежить від можливих температурних флуктуацій. Тому і дата переходу, що обчислюється на основі згладженого річного ходу, не буде від них залежати. Це означає, що її можна вважати стійкою (у вище запропонованому трактуванні).

Зазначимо, що мова йде про уточнення методу Педя. Тобто, до осередненого річного ходу середньої добової температури в подальшому необхідно використовувати класичний метод Педя, оскільки плинне осереднення з періодом 30 днів не гарантує монотонності температурного ходу на висхідній і низхідній гілках річного циклу.

Очевидно, що у випадку представленому на рис. 4а запропоноване узагальнення методу буде давати практично такі самі результати як і класичний метод Педя. Відмінності будуть стосуватися тільки ситуацій зображених на рис. 4в і 4д. В обох випадках узагальнений метод буде давати дату стійкого переходу, що знаходиться десь посередині між D_1 і D_2 .

Таким чином, крім можливості обґрунтування стійкості отримуваної дати, до переваг узагальненого методу Педя можна віднести і те, що він більш повно враховує «передісторію» і «післяісторію» дати настання стійкого переходу.

Можна ще зазначити, що здійснене узагальнення методу Педя робить його дуже схожим на метод гістограм. Узагальнений метод Педя володіє практично всіма сильними сторонами як класичного методу Педя, так і методу гістограм. Крім того, враховуючи вище викладене тепер можна детальніше роз'яснити і інтуїтивне розуміння стійкості в методі гістограм.

Висновки. Проведений критичний аналіз основних методів визначення стійких переходів приземної температури повітря дозволив виявити їх переваги і недоліки. Іншим важливим результатом проведеного аналізу вважаємо встановлення того факту, що в жодному із існуючих методів чітко не роз'яснено в чому полягає стійкість обчислюваної дати переходу. Зауважимо, що поняття стійкості є основним (фундаментальним) поняттям задачі визначення часових границь і тривалості періодів з певною температурою. Тому його роз'яснення є основною проблемою в розглядуваній задачі. Зауважимо також, що відсутність чіткого розуміння стійкості призвела до появи великої кількості методів, які не рідко дають дуже різні результати (якщо дата справді стійка, то напевно логічно припустити, що різні методи повинні давати приблизно однаковий результат!?).

Власне трактування стійкості дати переходу, яке було запропоноване в представленій роботі, на наш погляд вирішує вказану основну проблему задачі. В свою чергу, запропоноване трактування дозволяє здійснити певні уточнення (узагальнення) методу Педя, які зводять до мінімуму вплив мілко масштабних флуктуацій температури (протягом кожного окремого року) на дату стійкого переходу температури через певне фіксоване значення і на тривалість відповідних періодів.

Список літератури

1. Бабіченко В.М., Ніколаєва Н.В., Рудішина С.Ф. Кліматична характеристика опалювального періоду на території України // Український географічний журнал. – 2007. – №1. – С. 20-27.
2. Дмитренко В.П., Вилькенс А.А. О методике расчета сроков начала посева ранних яровых зерновых культур на Украине // Труды УкрНИГМИ. – 1982. – Вып.130. – С. 15 – 25.
3. Мирвис В.М., Гусева И.П. Оценки изменения продолжительности безморозного периода вегетации на территории России и сопредельных государств в XX веке // Метеорология и гидрология. – 2006 – №1. – С. 106-113.
4. <http://ru.wikipedia.org/wiki>
5. Прусов В.А., Сніжко С.І. Математичне моделювання атмосферних процесів. Київ, Ніка-центр, 2005. 497 с.
6. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Теория турбулентности. Т. 1. - Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1992. - 696 с.
7. Педь Д. А. Об определении дат устойчивого перехода температуры воздуха через определенные значения // Метеорология и гидрология. – 1951. – №10. – С. 38-39.
8. Козельцева В.Ф., Педь Д.А. Данные о весенних датах перехода температуры воздуха через 0, $\pm 5^{\circ}\text{C}$ по станциям западной части территории СССР. – Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 1987, 58 с.
9. Sladek I. Urcovani nastupu a ukonceni svorenych teplot vzduchu metodou souctovych rad odchylek // Meteorologichne zpravy, 1989, Vol. 42
10. Мирвис В.М., Гусева И.П., Меццарская А.В. Тенденция изменения временных границ теплого и вегетационных сезонов на территории бывшего СССР за длительный период // Метеорология и гидрология. – 1996. – №9. – С. 106-116.
11. Поповская О.М. К методике определения дат устойчивого перехода температуры воздуха и почвы через определенные пределы // Труды ЦИП. – 1956 – Вып. 47 (74). – С. 93 – 96.
12. Кельчевская Л.С. Методы обработки наблюдений в агроклиматологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 216 с.
13. Кобышева Н.В., Наровлянский Г.Я. Климатологическая обработка метеорологической информации. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 296 с.
14. Клімат України / За ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. – К.: В-во Раєвського, 2003. – 335 с.
15. Наумова Л. П. О датах устойчивого перехода метеорологических величин через разные уровни // Труды ГГО. – 1986., вып. 501. – С.49-53.

Задача определения даты устойчивого перехода приземной температуры воздуха через некоторое фиксированное значение (анализ методов). Скряник О.А., Сніжко С.І.

Проведен критический анализ основных методов, используемых для определения дат устойчивых переходов температуры воздуха через фиксированные (пороговые) значения. Предложены некоторые усовершенствования метода Педя, которые позволяют решить его недостатки.

Ключевые слова: устойчивый переход температуры воздуха, метод Педя, метод гистограмм.

Determination of a stable transition date of air temperature over a fixed value (analysis of methods). Skrynyk O.A., Snizhko S.I.

A critical analysis of methods, which are used for determination of stable transition dates of air temperature over fixed values, is carried out. Some improvements of Ped's method are offered.

Keywords: stable transition of air temperature, Ped's method, method of histograms

РЕКРЕАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Представлен анализ содержания кислорода в атмосферном воздухе в регионах, расположенных в разных условиях рельефа на разных высотах, и его изменения во времени, а также выполнен анализ погодно-климатического комплекса и оценены условия рекреации.

Ключевые слова: метеочувствительность человека, рекреационный тип погоды, комфортные погоды, парциальная плотность кислорода

Введение. Метеочувствительность человека к изменениям погодных условий общеизвестна и по основным параметрам уже изучена. Как показали исследования, в оценках влияния на организм человека условий погоды главная роль принадлежит его теплообмену с окружающей средой, так как в конечном счёте функциональное состояние организма человека во многом зависит от теплоощущения. Для оценки комфортности погоды применяются различные комплексные биоклиматические показатели. Для рекреационных целей представляет интерес классификация погоды по сезонам и оценка возможной продолжительности активных видов отдыха и туризма, т.е. по числу дней, физиологически пригодных для рекреационной деятельности в соответствующих регионах. Это может быть важным не только для лечебных целей, но и для организации различных видов отдыха. Время, благоприятное для отдыха и туризма, в первую очередь обуславливается природно-климатическими условиями данного сезона. При изучении климатических условий для целей рекреации нельзя ограничиваться исследованием только теплового состояния организма человека, необходимо учитывать и те характеристики состояния атмосферы, которые влияют на условия комфортности погоды, но не входят в комплексные биоклиматические показатели.

Объекты и исходные материалы исследования. Тот факт, что организм человека подвержен существенным радиационно-тепловым воздействиям комплекса метеорологических величин и изменениям отдельных метеорологических величин не вызывает сомнения. Однако, влияние атмосферных факторов на человека более сложно и многогранно. Газовый состав воздуха также оказывает влияние на организм человека. Важная роль при этом принадлежит кислороду, который обеспечивает энергетику организма. Изменения его содержания в воздухе не безразлично для состояния и самочувствия человека. Особенно эти изменения сказываются на организме больного человека при определённых заболеваниях. Многочисленные медико-биологические данные свидетельствуют и о прямой зависимости кислородной обеспеченности организма от синоптико-метеорологических условий. В.Ф.Овчарова на основе многолетних климатофизиологических исследований предложила оценивать количество кислорода, содержащегося в воздухе, параметром, который она назвала парциальная плотность кислорода [3]. Автор выявила, что эта величина изменяется в воздухе на одной и той же высоте как в течение суток, так и в течение года в различных географических условиях. Эти изменения вызваны суточной или сезонной динамикой атмосферы и колебаниями основных метеорологических величин (температуры, парциального давления водяного пара и атмосферного давления), обусловленных изменением геофизических процессов. Перераспределение во времени и пространстве парциальной плотности кислорода в воздухе проявляется в суточной или сезонной периодичности, что приводит к возникновению гипоксии или гипероксии.

Целью настоящей работы является, во-первых, анализ природно-климатических условий благоприятных и неблагоприятных периодов для проведения активного отдыха и туризма в некоторых районах Северного Кавказа, что даст возможность оценить курортные и рекреационные ресурсы этой территории, а во-вторых, – выявление особенностей годового хода парциальной плотности кислорода и её зависимости от различных факторов.

Для реализации этой цели использованы данные ежедневных метеорологических наблюдений по температуре и влажности воздуха, об атмосферном давлении, скорости ветра, общем количестве облаков, атмосферных явлениях за срок 15 часов за период от 1 до 3 лет по станциям Кавказа: Армавир, Элиста, Пятигорск, Грозный, Махачкала, Сочи, Ереван, Ленинакан. Исходные данные выбирались из Метеорологических ежемесячников СССР, часть 1. Высоты станций указаны в табл. 1.

Методы исследования. Оценка воздействия погодных и климатических условий на организм человека для активной рекреации выполнена по методике Н.А.Даниловой [1] для пяти станций Северного Кавказа (Армавир, Элиста, Пятигорск, Грозный, Махачкала). Эта методика рассчитана на организм взрослого практически здорового человека. В её основе лежит разработанная И.С. Кандрором с соавторами физическая типизация погод, которая базируется на учёте повторяемости определённых типов погоды, вызывающих то или иное тепловое состояние организма человека и обуславливающих определённую степень напряжения его терморегуляционных механизмов.

Рекреационный тип погоды определялся по специальной оценочной шкале, учитывающей комплексное воздействие на физиологическое состояние человека ряда метеорологических факторов. Поэтому к дискомфортным погодам (т.е. неприемлемым для отдыха и туризма) отнесены, кроме погод очень жарких и очень холодных, также и погоды, ограничивающие рекреацию по действию отдельных метеорологических явлений, а именно скорость ветра больше 6 м/с, туман, гроза.

Парциальная плотность кислорода ρ_{O_2} (г/м³) рассчитывалась по методу В.Ф.Овчаровой [3]. Расчётная формула представлена ниже

$$\rho_{O_2} = 0,232 \frac{P - e}{RT},$$

где P – атмосферное давление, гПа;

e – парциальное давление водяного пара, гПа;

R – удельная газовая постоянная сухого воздуха, Дж/(кг·К);

T – температура воздуха, К.

Результаты исследования и их анализ. Нами были классифицированы типы погоды для всех месяцев года и определена величина потоотделения для этих типов погоды.

Повторяемость выделенных благоприятных рекреационных типов погоды (число дней) для трёх лет представлена в табл. 1. В целом за три года на всех станциях комфортные условия могут наблюдаться с марта по октябрь (в Элисте – с апреля). Наиболее комфортным для активной рекреации в Армавире является период с апреля по октябрь (за исключением июля и августа). Повторяемость при этом колеблется от 31 до 48%. В Элисте самые комфортные – апрель, май, июнь (20 – 26%) и сентябрь (32%). В Пятигорске – период с апреля по октябрь (повторяемость 21 – 46%, максимум её – в июне – 46%). В Грозном – такие же периоды как в Армавире, только их повторяемость меньше и максимум отмечается в сентябре (43%). В Махачкале – в мае, июне, сентябре и октябре максимальная повторяемость в осенний сезон (более 40%). Известно, что комфортные погоды характеризуются минимальной терморегуляторной

нагрузкой, когда средняя взвешенная температура кожи составляет 32,0 – 31,0 °С. Потоотделение при этом – 150 – 100 г/ч. Эти погоды не вносят никаких ограничений в разные виды рекреационных занятий, поскольку им соответствует физиологический оптимум.

Общее количество субкомфортных дней складывается из жарких и прохладных дней этого типа. Организм человека при этом ощущает слабую терморегуляторную нагрузку. В условиях прохладного субкомфорта средняя взвешенная температура кожи составляет 30,9 – 29,0 °С, жаркого – 34,0 – 33,0 °С, потоотделение – меньше 100 г/ч и 250 – 150 г/ч соответственно. При субкомфортных погодах, как прохладных, так и жарких, виды занятий летнего отдыха и туризма ограничены. Комфортные и субкомфортные типы погоды в сумме дают общий очень важный показатель климатических ресурсов территории для рекреации – распределение в её годовом ходе благоприятных для отдыха дней.

Таблица 1 – Повторяемость (%) благоприятных дней за период 1988 – 1990 гг.

Станции	Высо-та, м	Месяцы											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Армавир	158	2	4	28	74	76	82	76	55	81	70	15	2
Элиста	150	0	1	4	61	41	59	26	45	59	30	2	0
Пятигорск	531	0	2	19	55	63	89	85	82	70	53	12	2
Грозный	123	0	3	22	48	59	58	66	47	78	61	8	0
Махачкала	-14	0	2	16	61	69	85	66	82	84	64	10	0

Из трёх проанализированных лет наибольшее количество благоприятных дней в течение года наблюдалось в 1989 г. Их повторяемость составила в Армавире – 50%, в Элисте – 30%, Пятигорске – 46%, Грозном – 39%, Махачкале – 43%. Наиболее благоприятный период для проведения рекреационной деятельности в районе Северного Кавказа с апреля по октябрь. За этот период приблизительно одинаковое количество таких благоприятных дней отмечалось в Махачкале, Пятигорске и Армавире (немного больше 70%).

Дискомфортные погоды образуют неблагоприятный период, который неприемлем для проведения летних видов занятий, отдыха и туризма. К ним относятся все погоды, при которых температура воздуха ниже или выше пределов субкомфортных погод, т.е. это типы погоды холодного дискомфорта, жаркого и очень жаркого дискомфорта. К дискомфортным относятся также погоды, которые характеризуются скоростью ветра больше 6 м/с, т.к. погода с таким ветром считается физиологически вредной для здоровья человека. Кроме того, ухудшает состояние погоды продолжительный туман в светлую часть суток поскольку большая влажность воздуха и затруднительно передвижение, а также интенсивная грозовая деятельность в светлую часть суток, когда многие виды отдыха и туризма на свежем воздухе могут стать опасными.

В исследуемом нами районе повторяемость дискомфортных погод в годовом ходе имеет два максимума: главный – в зимние месяцы и ноябре (холодный дискомфорт, их повторяемость 85 – 100%), вторичный – в летние месяцы (жаркий и очень жаркий дискомфорт, их повторяемость колеблется в широком диапазоне – от 11 до 75%).

Однако, следует отметить, что ещё в 1984 году Главная геофизическая обсерватория в соответствии с рекомендациями ВМО предложила в программе по описанию климата курортной зоны, в разделе «Биоклиматическая характеристика курортов», в обязательном порядке рассчитывать парциальную плотность кислорода и её междусуточную изменчивость. К сожалению, эта программа и до сих пор не реализована. Данные о парциальной плотности кислорода и его изменчивости могут хорошо дополнять медицинскую оценку погоды, уточняя её характер с целью определения благоприятного и неблагоприятного климатолечения, а также могут быть использованы при разработке комплексных программ укрепления здоровья и уменьшения метеочувствительности организма человека.

Расчёты парциальной плотности кислорода были проведены нами для станций, расположенных на разных высотах и в разных географических районах.

В табл. 2 представлен годовой ход парциальной плотности кислорода для восьми станций за 1989 год (срок 15 ч). Из полученных результатов следует, что годовой ход этого показателя отчётливо выражен во всех случаях и является достаточно простым, т.е. имеет один максимум в январе и один минимум в августе, реже в июле. В течение всего года наибольшие значения парциальной плотности кислорода отмечались на ст. Махачкала, которая расположена ниже уровня моря на 14 м, а наименьшие – на ст. Ленинанкан (высота над уровнем моря 1529 м), что является естественным для распределения кислорода и других атмосферных газов с высотой.

Изменение парциальной плотности кислорода в воздухе на одной и той же высоте, как уже говорилось, обусловлено динамикой атмосферных процессов. Погодная гипоксия наблюдается при установлении области пониженного атмосферного давления (циклона, ложбины) и при прохождении тёплого атмосферного фронта. Погодная гипероксия характерна для области повышенного атмосферного давления (антициклона, гребня) и при прохождении холодного атмосферного фронта. В зависимости от ведущей в данных условиях метеорологической величины (температуры или давления) могут формироваться гипотермическая или гипербарическая гипероксия и гипертермическая или гипобарическая гипоксия.

В.Ф. Овчарова рассчитала, что изменения парциальной плотности кислорода в воздухе на одной и той же высоте на $0,030 - 0,033 \text{ кг/м}^3$ соответствует изменению высоты приблизительно на 1000 м, что согласуется и с нашими результатами (рис.1).

В табл. 2 представлены полученные нами значения парциальной плотности кислорода и её экстремальные значения в каждом месяце 1989 года. Содержание кислорода в воздухе от $0,280$ до $0,300 \text{ кг/м}^3$ считается комфортным, при таком содержании кислорода в воздухе человек чувствует себя очень хорошо. Уменьшение парциальной плотности до $0,200 - 0,230 \text{ кг/м}^3$ считается критическим, в таких условиях человек ощущает кислородное голодание. При её значениях меньше критического наступают необратимые структурные изменения, потому что для нормального хода биологических процессов большое значение имеет обеспечение организма кислородом.

При значительной погодной гипоксии в условиях равнинного рельефа происходят серьёзные нарушения многих функций организма, например, корковой нейродинамики, водно-электролитного обмена, уменьшение коэффициента использования кислорода и др. [3].

Таблица 2 – Средние месячные значения парциальной плотности кислорода ($\text{г}/\text{м}^3$) на станциях Кавказа в 1989 г. за 15 ч и его экстремальные значения

Станции	Высота, м	Месяцы												min	max
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
Армавир	158	296	297	278	272	273	265	263	260	269	277	286	291	253 авг.	315 янв.
Грозный	123	297	294	283	274	271	264	261	260	268	276	285	291	253 июль	309 янв.
Махачкала	-14	299	297	291	286	278	270	264	264	271	280	288	293	258 июль	314 янв.
Пятигорск	531	282	281	272	264	262	255	254	252	259	267	275	278	246 авг.	298 янв.
Элиста	150	298	295	285	276	274	264	262	261	270	279	289	294	253 июль	317 янв.
Сочи	0	295	292	286	279	275	271	267	264	271	278	284	289	260 июль	312 янв.
Ереван	907	272	268	254	247	244	239	232	235	-	-	258	263	230 авг.	287 янв.
Ленинакан	1529	252	252	241	234	232	227	223	223	230	237	243	248	221 авг.	269 янв.
$(P_{\text{O}_2})_{\text{max}} - (P_{\text{O}_2})_{\text{min}}$		47	45	50	52	46	43	41	41	41	43	45	45	-	-

Тот же автор отмечает, что в условиях горной гипоксии происходит оптимизация функций ряда систем: высшей нервной деятельности, дыхания, газообменной, вегетативной нервной системы, улучшается водно-электролитный обмен, кислотно-основное состояние и т.д.

Минимальные за каждый месяц значения парциальной плотности кислорода показывают, что практически на всех исследуемых станциях критические значения её не наблюдались. Наиболее близкие к критическим летние значения парциальной плотности кислорода в Ленинакане, что вполне естественно, учитывая его высоту.

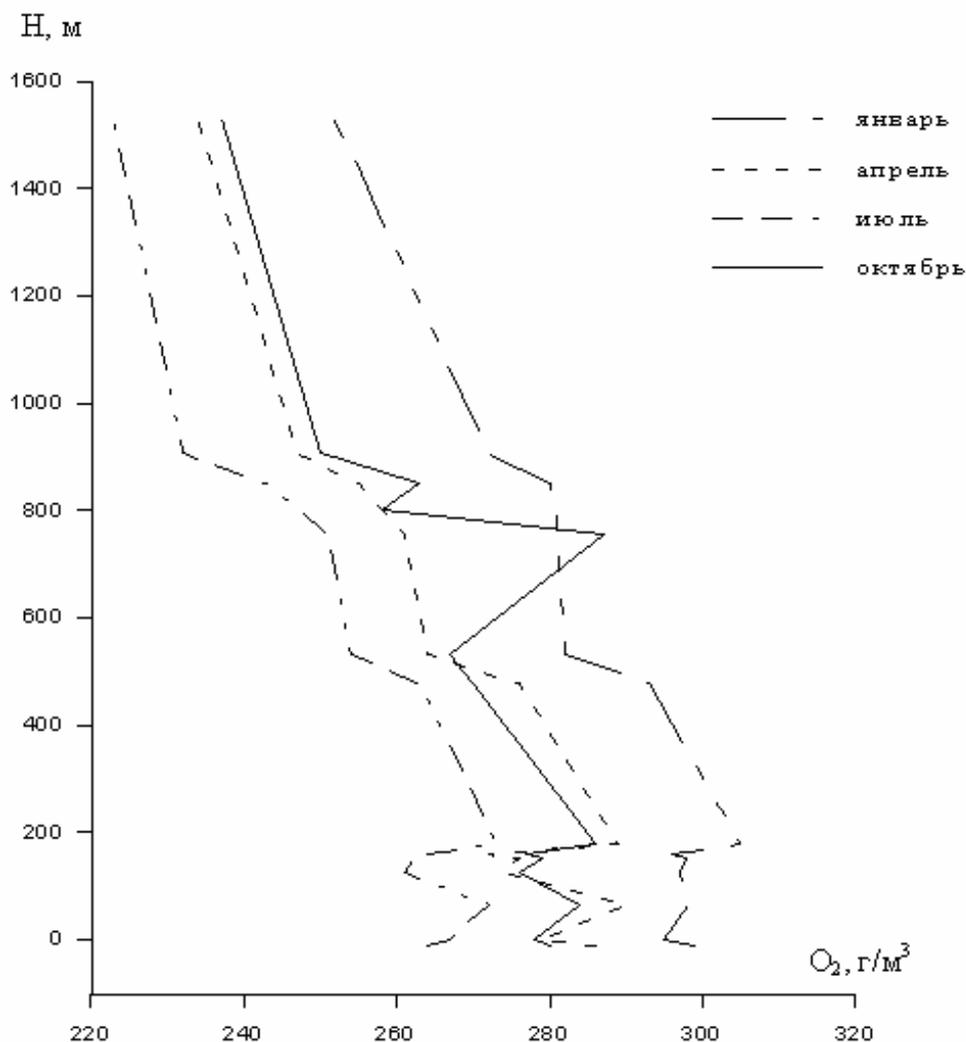


Рис.1 – Вертикальное распределение парциальной плотности кислорода

Как следует из результатов наших расчётов (табл. 2) годовая амплитуда парциальной плотности кислорода в атмосфере практически во всём пограничном слое составляет 30 – 35 г/м³. Межвысотные средние месячные различия содержания кислорода в воздухе в течение года колеблются от 52 г/м³ весной до 41 г/м³ летом при разности высот станций, приведенных в этой же таблице (порядка полутора км).

Вертикальный градиент парциальной плотности кислорода для гористой местности лежит в пределах 2,7 – 3,5 г/м³ на 100 м. (По данным В.Ф. Овчаровой в атмосфере над равнинной поверхностью он составляет 3,3 г/м³ на 100 м). Отсюда следует, что и для гористых и для равнинных районов средние значения градиента

уменьшения кислорода с высотой практически одинаковы. Однако, могут наблюдаться нарушения, когда парциальная плотность кислорода увеличивается с высотой.

На рисунке представлены вертикальные профили содержания O_2 в $г/м^3$ для четырёх месяцев года. Для сравнения значений плотности кислорода в выбранном нами районе на графике отмечены данные станций, указанных в табл. 2, и нескольких станций из других регионов (Одесса 65 м, Москва 178 м, Ташкент 477 м, Фрунзе 756 м, Душанбе 803 м, Алма-Ата 850 м).

В нижнем слое распределение кислорода с высотой довольно сложное, тем не менее во все месяцы в целом прослеживается рост его плотности. Устойчивое падение начинается с высоты примерно 200 м, хотя и в выше лежащих слоях может наблюдаться инверсионное распределение парциальной плотности O_2 . Причиной таких аномалий могут быть особенности рельефа, близость леса, водной или ледниковой поверхности, фронтальный раздел, местные ветры и т.д.

Суточный ход (табл. 3) парциальной плотности кислорода имеет один чётко выраженный минимум в дневной срок (15 ч) и максимум ночью (03 ч). В таблице приведены средние месячные значения этих величин за июнь 1990 года. Суточная амплитуда O_2 $г/м^3$ невелика и по данным трёх приведенных станций составляет 5 – 8 $г/м^3$ (например, в Грозном, и Ленинакане – 8 $г/м^3$), при том что высоты пунктов наблюдений весьма различны. Уменьшение содержания кислорода в светлую часть суток, по нашему мнению, может быть связано с активизацией окислительных процессов в тёплое время дня.

Таблица 3 – Суточный ход парциальной плотности кислорода ($г/м^3$).
Июнь

Станции	Высота, м	Время, часы			
		03	09	15	21
Грозный	123	272	268	264	269
Сочи	0	276	273	271	274
Ленинакан	1529	237	232	229	234

Примерно такие же значения суточных изменений O_2 $г/м^3$ приводятся в работе «Клімат України» под редакцией В.М.Липинского и др. [2] для равнинных станций Украины.

Выводы. Таким образом, оценивая климатические условия рекреационных районов, следует учитывать не только многофакторное влияние сложного погодно-климатического комплекса, но и зависимость организма от кислородной обеспеченности, связанной как с синоптической ситуацией, так и высотой места над уровнем моря. Учёт наибольшего числа биоклиматических факторов позволит создать комплексную программу уменьшения метеочувствительности человека к погодно-климатическим условиям и последствий их неблагоприятного влияния на самочувствие человека.

Полученные результаты представляют практический интерес и могут быть использованы для более гибкого и рационального регулирования потока организованных отдыхающих и туристов, при создании зон отдыха, строительстве спортивных сооружений, а также планировании новых рекреационных зон с целью более полного их использования в период межсезонья.

Список литературы

1. Данилова Н.А. Климат и отдых в нашей стране. – М.: Мысль, 1980. – С. 156.
2. Клімат України. За редакцією Ліпінського В.М., Дячука В.А., Бабіченко В.М. – К.: Видавництво Раєвського, 2003. – С. 343.
3. Овчарова В.Ф. Гомеокінез в погодную гіпоксію и гіпероксію. Тр. Междунар. Симпозиума ВМО/ВОЗ/ЮНЕП «Клімат и здоровье человека». – Л.: Гидрометеоздат, 1988. – С. 142 – 149.

Рекреаційний потенціал Північного Кавказу. Борисова С.В., Катеруша Г.П.

Подано аналіз вмісту кисню у атмосферному повітрі в регіонах, розташованих у різних умовах рельєфу на різних висотах та його змінювання з часом, а також виконано аналіз погодно-кліматичного комплексу і оцінено умови рекреації.

Ключові слова: метеочутливість людини, рекреаційний тип погоди, комфортні погоди, парціальна густина кисню.

Recreational potential of Northern Caucasus. Borisova S.V., Katerusha G.P.

We presented the analysis of content of oxygen in the atmospheric air in regions, located in different relief conditions on different heights and its changes within time, and gave the analysis of the weather climatic complex estimated recreational conditions.

Keywords: human meteosensibility, recreational weather type, comfort weather, partial density of oxygen.

УДК 633.1:581.142

А.М. Польовий, д.г.н., проф.

Одеський державний екологічний університет

ДИНАМІЧНА МОДЕЛЬ ПРОРОСТАННЯ НАСІННЯ ТА ФОРМУВАННЯ СХОДІВ ЗЕРНОВИХ КУЛЬТУР

Розроблено динамічну модель, яка описує фізіологічні й біохімічні процеси, що протікають в рослині в період від посіву до появи сходів. Структура моделі представлена системою диференціальних рівнянь.

Ключові слова: насіння, ендосперм, зародок, ріст, дихання, гідроліз, білок, крохмаль, вуглеводи, суха маса, сходи.

Процес проростання представляє собою сукупність процесів, які викликають перехід насіння із стану вимушеного покою в стан активного росту. Необхідною передумовою початку росту, здатного до проростання насіння, є поглинання вологи. Метаболічна активність насіння починається при набубнявінні і збільшується при наступному проростанні, яке регулюється усім комплексом факторів навколишнього середовища.

У проблемі кількісного опису впливу навколишнього середовища на процес проростання, ріст паростка і формування сходів виділяються два основних аспекти.

В зв'язку з тим, що початок появи метаболічної активності пов'язано з надходженням вологи в насіння, цілком природно, що при поясненні процесу проростання основна увага приділяється механізму поглинання вологи насінням [9]. На цій основі розглядається критичний рівень вмісту вологи в насінні, за якої воно може проростати, і всі процеси, що при цьому протікають. У моделі продуктивності бавовни описується поглинання вологи насінням, поява кореня і подовження гіпокотилія [11]. В роботі [7] процес проростання при моделюванні ростових процесів у період проростання насіння представлено у вигляді двох взаємозалежних процесів: поглинання води зернівкою і росту зародкового корінця і паростка. Розглядаються витрати на дихання підтримки, динаміка біомаси зернівки, кореня, біомаси і довжини паростка.

У моделі витрат запасів ендосперму насіння зернових культур у процесі проростання [10] ріст паростка до сходів розглядається як результат протікання таких фізіологічних і біохімічних процесів, як поглинання води насінням, дихання насіння та паростка, гідроліз запасного білка й крохмалю ендосперму, розподіл продуктів гідролізу між органами паростка і мобілізація їх для росту зародка та паростка.

При моделюванні процесів росту розглядаються окремо екологічна частина, що включає вплив факторів навколишнього середовища на ріст, і власне біологічна, яка має інформацію про внутрішню організацію функціонування рослинного організму. У моделі росту і метаболізму рослин на ранніх етапах органогенезу [4] описуються три основні складові процесу проростання: гідроліз запасних речовин та утворення фондів, транспорт фондів речовин до паростка і синтез з них нової структурної фітомаси при постійних умовах навколишнього середовища.

Субмоделі (або блоки динамічних моделей), що описують нагромадження сухої маси паростками в період посів – сходи, як результат протікання фізіолого-біохімічних процесів у насінні й паростку за різних умов навколишнього середовища, не розроблялися. Необхідність подібних розробок обґрунтовується наступними причинами:

– фаза проростання насіння і появи сходів – важливий етап у формуванні урожаю сільськогосподарських культур, тому субмодель росту рослин в цей період надає динамічній моделі продукційного процесу рослин цілком закінчений етап;

– модель росту в період посів – сходи може бути цілком самостійною динамічною моделлю, яка дозволяє оцінити в залежності від умов навколишнього середовища термін появи сходів і повноту використання запасів ендосперму насіння в цей період.

Мета нашого дослідження полягає в моделюванні впливу факторів навколишнього середовища на витрати запасів ендосперму насіння в період від посіву до сходів та формування сходів зернових культур. Розробка такої моделі дозволяє оцінити стан посіву в період сходів, а якщо розглядати її як субмодель динамічної моделі формування урожаю – визначити ряд параметрів (суха маса паростка, вміст азоту і вуглеводів у паростку, час появи сходів та ін.) які можуть служити вхідними в субмодель росту рослин у період від сходів до виходу в трубку.

Процес витрати запасів ендосперму насіння зернових культур у період від посіву до появи сходів складається із взаємозалежних між собою фізіологічних і біохімічних процесів, таких, як гідроліз запасів ендосперму, дихання, розподіл продуктів гідролізу між органами паростка і мобілізація їх для росту зародка, а потім паростка. Ці процеси визначають швидкість росту паростків і повноту сходів. Початок процесів гідролізу й дихання регулюється вологістю насіння, тому в моделі враховано також поглинання води насінням.

Концепція, яка використана при моделюванні поглинання води, ґрунтується на припущенні про існування двох фаз у набування насіння [1]. Перша фаза – гідратація колоїдів, при якій основну роль відіграє проста дифузія. Друга фаза – осмос, обумовлений дією градієнта осмотичного потенціалу дифундуючої речовини – у даному випадку води.

У математичних моделях, які описують поглинання води насінням при набування, процес поглинання розглядається як проста дифузія. Першу фазу поглинання води ми відносимо до простої дифузії, а другу, осмотичну фазу представляємо таким рівнянням

$$\frac{dm}{dt} = \begin{cases} c(m_s - m) & \text{при } m_0 \leq m \leq m_{crit}^1 \\ k_w A(\psi^{out} - \psi^{in}) & \text{при } m_{crit}^1 \leq m \leq m_{crit}^2 \end{cases}, \quad (1)$$

де $\frac{dm}{dt}$ – швидкість поглинання води, г/г сухої маси насіння / год.; m_s – максимальна

кількість води, яка може бути поглинена шляхом дифузії, г/г сухої маси насіння;

m – кількість води, поглинена в момент t , г/г сухої маси насіння; m_0 – вологість насіння при посіві, г-води/г-сухої маси насіння; m_{crit}^1, m_{crit}^2 – критичні значення вологості, які

відповідно визначають початок гідролізу і час проростання насіння, г води/г сухої маси насіння; c – коефіцієнт швидкості набування, год⁻¹; k_w – коефіцієнт проникності, см/сек; A – коефіцієнт, який характеризує розмір насіння, см²/(0,1 Дж/см³);

ψ^{out} – водний потенціал середовища набування, Дж/см³; ψ^{in} – водний потенціал насіння, Дж/см³.

Вплив зовнішніх умов (температура ґрунту T_n і вологість ґрунту W_n) враховується при оцінці c , ψ^{out} , ψ^{in} .

Коефіцієнт швидкості набування оцінюється за співвідношенням

$$c = k_D \cdot D, \quad (2)$$

де k_D – коефіцієнт, який відображає вплив розмірів насіння, м⁻²·10⁻⁴;

D – дифузійність, $\text{м}^2 \cdot 10^{-4} / \text{год}$.

Дифузійність як функція температури описується рівнянням Арреніуса

$$D = D_0 \exp\left(-\frac{E}{RT}\right), \quad (3)$$

де D_0 – дифузійність при нескінченно високій температурі, $\text{м}^2 \cdot 10^{-4} / \text{год}$;

E – енергія активації дифузії, Дж/моль; R – газова постійна, Дж/моль/град;

T – абсолютна температура, °К.

Хімічний склад насіння, який визначає опір гідравлічному потоку всередині насіння, відіграє істотну роль у поглинанні води. У різному насінні міститься різна кількість речовин, які розчиняються (сахари, органічні кислоти, амінокислоти та ін.), бубнявляють (білки, крохмаль, клітковина та ін.) і не бубнявляють у воді (жири, каротиноїди та ін.). Наприклад, у насінні пшениці речовини, які здатні до бубнявіння у воді, складають 80–85 %, у жита — 72–75 %.

Крохмаль, який набубнявіє, може поглинати до 35 % води, білки – до 250 % і слиз – до 800 %. Тому насіння, ендосперм або сім'ядолі якого складаються головним чином із крохмалю, поглинає води значно менше, ніж насіння, у якого переважають білки.

Розмір насіння також впливає на надходження води: дрібне насіння поглинає більше води (в % від маси), ніж велике. Так, насіння кукурудзи масою 251–270 мг поглинає через 36 год. 47 % води, а масою 331–350 мг – 40 % [6].

Водний потенціал середовища бубнявіння визначається як функція вологості ґрунту. В основу рівняння для оцінки водного потенціалу насіння використано рівняння

$$\psi^{in} = \frac{RT \ln\left(\frac{m}{m+M \cdot n_s}\right)}{M}, \quad (4)$$

де R – газова постійна, Дж/моль/град; n_s – кількість осмотично активних компонентів, моль; M – парціальний мольний об'єм води, $\text{см}^3 / \text{моль}$.

Пускові процеси гідролізу запасних речовин насіння і проростання насіння відбуваються в період досягнення насінням відповідно двох критичних рівнів оводненості.

При досягненні першого критичного рівня оводненості насіння m_{crit}^1 відбувається «запуск» процесів гідролізу запасних речовин насіння та синтезу вуглеводів і білків у зародку.

Надходження води в насіння – необхідна умова для початку процесів метаболізму в насінні, яке перебуває в стані спокою. Але для «запуску» як ферментів, що гідролізують запасні речовини, так і ферментів, що синтезують нові необхідні сполуки, потрібна така температура на глибині загорання насіння T_{crit} , за якої ці ферменти могли б проявити свою активність. Цим і пояснюється та обставина, що проростання різного насіння відбувається при різних температурах. «Запуск» процесів гідролізу та синтезу й проростання насіння відбуваються при температурі вище нуля. Однак мінімальна температура для початку цих процесів коливається у великих межах. Насіння жита, пшениці, ячменю, вівса, вики, сочевиці, гороху, чини, ріпи, моркви, брукви, ріжю, коноплі, гірчиці проростають при 1–2 °С; насіння кукурудзи, проса, сої – при 8–10 °С; квасолі, рицини, сорго – при 10–12 °С, а насіння бавовнику, рису, огірків, гарбуза, кавуна – при 12–14 °С [2].

Таким чином, на етапі досягнення першого критичного рівня оводненості насіння m_{crit}^1 і критичної температури ґрунту на глибині загорання насіння T_{crit} нами розглядається регульований факторами середовища гідроліз вуглеводів і білків насіння, в процесі якого утворюється фонд вільних вуглеводів та фонд азоту, який витрачається на дихання й ріст зародка.

У процесі гідролізу запасів ендосперму утворюються фонди лабільних вуглеводів C_{end}^F і амінокислот N_{end}^F ендосперму. Швидкість утворення вуглеводного фонду дорівнює швидкості гідролізу запасного крохмалю, а фонду амінокислот – швидкості гідролізу запасного білка.

При описі процесів гідролізу запасів крохмалю і білка взято за основу рівняння кінетики ферментативного каталізу. При високій концентрації гідролізуємого субстрату реакція гідролізу має псевдонульовий порядок з субстрату, а при низькій концентрації вона наближається до реакції псевдопершого порядку:

$$\frac{dN_{end}^{RES}}{dt} = \begin{cases} -k_N^1, & \text{при } N_{crit}^{RES} < N_{end}^{RES} \leq N_0^{RES} \\ -k_N^2 N_{end}^{RES}, & \text{при } N_{end}^{RES} \leq N_{crit}^{RES} \end{cases}; \quad (5)$$

$$\frac{dC_{end}^{RES}}{dt} = \begin{cases} -k_C^1, & \text{при } C_{crit}^{RES} < C_{end}^{RES} \leq C_0^{RES} \\ -k_C^2 \cdot C_{end}^{RES}, & \text{при } C_{end}^{RES} \leq C_{crit}^{RES} \end{cases}, \quad (6)$$

де $\frac{dN_{end}^{RES}}{dt}$ – швидкість гідролізу запасного білка ендосперму, мг·N/г сухої маси/доба;

$\frac{dC_{end}^{RES}}{dt}$ – швидкість гідролізу запасного крохмалю ендосперму, мг/г сухої маси/доба;

$N_{end}^{RES} (C_{end}^{RES})$ – кількість білка (або крохмалю), що залишилася в ендоспермі до моменту t , мгN(C)/г сухої маси;

$N_0^{RES} (C_0^{RES})$ – початкові кількості запасного білка (крохмалю) в ендоспермі, мгN(C)/г сухої маси;

$N_{crit}^{RES} (C_{crit}^{RES})$ – критичні кількості запасного білка (крохмалю) в ендоспермі, які визначають початок реакції гідролізу, як реакції псевдопершого порядку, мгN(C)/г сухої маси;

$k_N^1 (k_C^1)$ – позитивні величини, що означають постійну в часі швидкість гідролізу білка (крохмалю) ендосперму, мгN(C)/г сухої маси/доба;

$k_N^2 (k_C^2)$ – коефіцієнти швидкості гідролізу, доба⁻¹.

Рівняння (5) і (6) дійсні при вологості насіння 30 %.

Величини $k_N^1 (k_C^1)$ і $k_N^2 (k_C^2)$ є функціями температури $f(T)$ і вологості ґрунту $f(W)$. Частина фондів вуглеводів, які утворюються при гідролізі, використовується на дихання ендосперму, інша частина складає фонди субстратів для росту зародка і паростка $C_{e(sl)}^F$, що витрачаються на дихання і нагромадження сухої маси $C_{e(sl)}^W$.

Фонди амінокислот ендосперму цілком витрачаються на збільшення сухої маси зародка і паростка $N_{end}^F = N_{e(sl)}^W$.

Продукти гідролізу, що витрачаються на дихання насінини, підрозділяються в цей період на дихання зародка і дихання ендосперму, а також йдуть на синтез білків і вуглеводів у зростаючому зародку. В період від початку гідролізу, обумовленого досягненням першого критичного рівня оводненості насіння m_{crit}^1 , до проростання, обумовленого досягненням другого критичного рівня оводненості насіння m_{crit}^2 , ми розглядаємо зародок як однорідну меристематичну тканину, не виділяючи при цьому його окремі осьові органи.

Дихання цілої насінини складається з дихання запасуючих частин і зростаючих осьових органів. Основний внесок у дихання насінини вносять запасні речовини, оскільки їхня маса набагато більше, незважаючи на те, що в перерахуванні на одиницю сирової маси в них дихання слабкіше, ніж в осьових органах. Установлена [5] триступінчаста залежність дихання від оводненості тканин насіння. Дихання проростаючого насіння не регулюється часом, який пройшов від початку набубнявіння насіння, але залежить від вологості насіння.

На першому етапі поступове посилення дихання обумовлене рівнем вологості, досягнутим насінням, а не утрудненим доступом кисню або недостатчею дихальних субстратів. На другому етапі дихання різко посилюється, воно регулюється рівнем дихального субстрату і не залежить від подальшого підвищення оводненості. Третій етап відображає інтенсивність дихання зростаючих осьових органів, яким притаманні більш високі рівні вологості, оскільки клітини їх вакуолізуються і розтягуються.

Дихання зародка і паростка моделюється як дихання росту і дихання підтримки структур. До початку гідролізу в насінині дихає тільки зародок, в період від початку гідролізу до проростання – зародок і ендосперм, після проростання – ендосперм. Дихання ендосперму уповільнене через низьку активність синтетичних процесів у ньому, воно складає 10 % дихання зародка [3]. Процес дихання описується такими рівняннями:

$$\frac{dR_e}{dt} = G_r^e \frac{dC_e^F}{dt} + R_m k_T W_e, \quad \text{нпу} \quad m \geq m_1; \quad (7)$$

$$\frac{dR_{end}}{dt} = 0,1 \frac{dR_e}{dt}, \quad \text{нпу} \quad m \geq m_2; \quad (8)$$

$$\frac{dR_{sl}}{dt} = G_r^{sl} \frac{dC_{sl}^F}{dt} + R_m k_T W_{sl}, \quad \text{нпу} \quad m \geq m_3; \quad (9)$$

$$\frac{dC_{e(sl)}^F}{dt} = \frac{dC_{end}^{RES}}{dt} - \frac{dN_{end}}{dt}, \quad (10)$$

де $\frac{dR_e}{dt} \left(\frac{dR_{sl}}{dt}, \frac{dR_{end}}{dt} \right)$ – швидкість дихання зародка (паростка, ендосперму),

мгС/доба; $G_r^e (G_r^{sl})$ – швидкість дихання зародка (паростка), мгС/мгС;

R_m – швидкість дихання підтримки структур, мгС/г сухої маси/доба;

$W_{e(sl)}$ – суха маса зародка (паростка), мг; k_T – коефіцієнт, що враховує вплив температури на дихання підтримки структур;

$\frac{dC_e^F}{dt} \left(\frac{dC_{sl}^F}{dt} \right)$ – швидкість нагромадження фондів вуглеводів зародка (паростка),

мгС/доба; m_1 – вологість насіння, за якої активізується дихання зародка, %; m_2 – вологість насіння на початку гідролізу, %; m_3 – вологість насіння при проростанні, %.

Швидкість зміни вільних вуглеводів і азоту в зародку визначається співвідношенням швидкостей притоку вільних вуглеводів і азоту ендосперму, витрат на синтез нових структур і дихання, пов'язаний як із процесами синтезу, так і підтримкою. При гідролізі білків поповнюються фонд азоту і фонд вуглеводів.

Сукупність фізичних і біохімічних змін, що відбуваються в насінині в процесі їхнього переходу зі стану спокою до активної життєдіяльності, при досягненні другого критичного рівня оводненості насіння m_{crit}^2 закінчується утворенням паростка. Вологість цілої насінини практично визначається вологістю, досягнутою ендоспермом, оскільки осьові органи зародка досить малі в порівнянні з запасуючими частинами насінини. Потреба насіння у волозі для початку їхнього проростання неоднакова для різних видів насіння. Насінню злаків для початку проростання необхідна більш низька оводненість; багате білком насіння бобових поглинає більше води, ніж крохмалисте насіння злаків. Дуже багато води поглинає при набубнявінні насіння льону і цукрового буряка, оболонки яких містять слизуваті гідрофільні полісахариди [2]. Критичний рівень оводненості насіння, коли починається проростання, варіює в широких межах.

З моменту досягнення другого критичного рівня оводненості насіння m_{crit}^2 зародок насінини стає паростком, який складається з колеоптиля і зародкових коренів. Всередині колеоптиля укладені зародкові фітомери. Кількість зародкових фітомерів є стійкою ознакою екотипу. Кількість зародкових коренів залежить від сорту і розміру насіння.

Моделюючи розподіл фондів вуглецю й азоту між органами зародка й паростка, приймаємо, що зародок і паросток складаються з двох компартментів: паростка (колеоптиля з укладеними усередині нього листками) і кореня. Зародок розглядається як однорідна меристематична тканина. Колеоптиль паростка в період від проростання до сходів проходить фазу ділення і розтягнення клітин, причому до моменту сходів колеоптиль вважаємо листком, який закінчив ріст. У корені знаходяться клітини, які діляться і розтягуються. Розподіл вуглеводів і азоту здійснюється по співвідношенню C/N , яке в процесі росту міняється (у меристематичних клітинах воно мінімальне, при розтягненні зростає). Допускаємо, що продукти гідролізу білка переміщуються в зародок (паросток) повністю і на даній фазі розвитку конкуренція за азот між органами відсутня [8], можна представити розподіл азоту і вуглецю наступною системою рівнянь:

$$\frac{dN_i}{dt} = \alpha_i \frac{dN_{end}^{RES}}{dt}, \quad npu \quad \frac{dN_{e(sl)}^W}{dt} = \frac{dN_{end}^F}{dt}; \quad (11)$$

$$\frac{dC_i}{dt} = \gamma_i k_m \frac{dN_i}{dt}, \quad (12)$$

$i \in r, sh$

де $\frac{dN_i}{dt} \left(\frac{dC_i}{dt} \right)$ – швидкість розподілу азоту (вуглецю) у i -й орган, мгN(C)/орган/доба;

α_i – постійний коефіцієнт швидкості розподілу азоту в i -й орган;

γ_i – коефіцієнт швидкості розподілу вуглецю в i -й орган;

k_m – коефіцієнт, що враховує вплив вологості ґрунту.

Рівняння (12) дійсно за умови

$$\frac{dC_r}{dt} + \frac{dC_{sh}}{dt} = \left(\frac{dC_{end}^{RES}}{dt} - \frac{dR_{e(sl)}}{dt} \right) + \frac{dN_{end}^{RES}}{dt} k_{PR}, \quad (13)$$

$i \in r, sh,$

де k_{PR} – коефіцієнт для розрахунку кількості вуглецю у гідролізованому білку.

Дотримання цієї умови означає, що процеси гідролізу запасів і їх мобілізація для росту цілком збалансовані.

Нагромадження сухої маси i -м органом описується рівнянням

$$\frac{dW_i}{dt} = k_c \frac{dC_i}{dt} + \frac{dN_i}{dt}, \quad (14)$$

де $\frac{dW_i}{dt}$ – швидкість накопичення сухої маси, мг/орган/доба;

k_c – коефіцієнт для перерахування вуглецю на органічну речовину.

Швидкість подовження паростка визначається як функція швидкості нагромадження сухої маси паростком з урахуванням опору ґрунту. Механічний опір ґрунту впливає на швидкість лінійного росту паростків в період до сходів.

Рівняння для опису швидкості подовження паростка має вигляд

$$\frac{dH_{sh}}{dt} = \frac{dW_{sh}/dt}{k_V} \cdot \frac{k_H}{\pi \cdot r_{sh}^2}, \quad (15)$$

де $\frac{dH_{sh}}{dt}$ – швидкість подовження паростка, см/доба;

$\frac{dW_{sh}}{dt}$ – швидкість нагромадження сухої маси паростками, г/доба;

k_V – коефіцієнт для перерахування на одиницю об'єму, г/см³; r_{sh} – радіус паростків, см;
 k_H – коефіцієнт для врахування опору ґрунту.

Описані в моделі процеси і зв'язки між ними представлені за допомогою символіки Форрестера на рис. 1. Суцільні лінії на діаграмі означають потоки речовини, пунктирні – потоки інформації, прямокутники – рівні (кількість) речовини, вентиля в каналах потоків – рівняння темпів потоків (тут же наводиться номер рівняння, яке описує швидкість потоку), кола – внутрішні параметри моделі, відрізки – допоміжні параметри і константи.

В чисельних експериментах імітувався біологічний експеримент із «модельною» рослиною ярової пшениці. Обрано наступні початкові значення параметрів з розрахунку на 100 насінин: маса – 3 г, вологість в період посіву – 12 %, вміст запасного крохмалю в ендоспермі в перерахуванні на вуглець – 655 мг, вміст запасного білка в перерахуванні на азот – 76 мг, початкова швидкість гідролізу крохмалю при оптимальних для гідролізу умовах – 170 мг/доба (у перерахуванні на вуглець), гідролізу білка 25 мг/доба (у перерахуванні на азот).

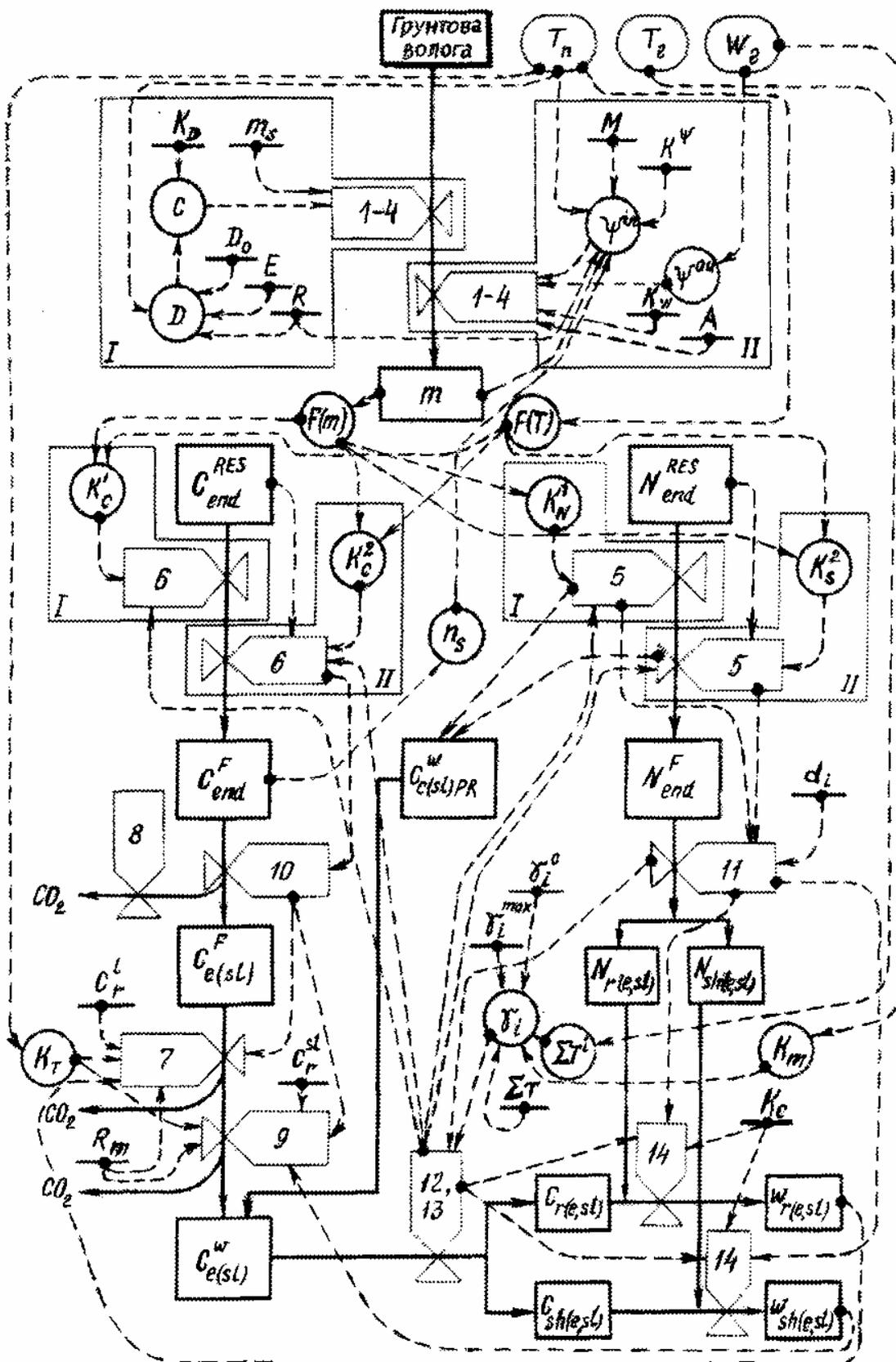


Рис. 1 – Діаграма потоків речовини й інформації в системі «грунт – насіння – паросток» (символіка Форрестера). Умовні позначки в тексті.

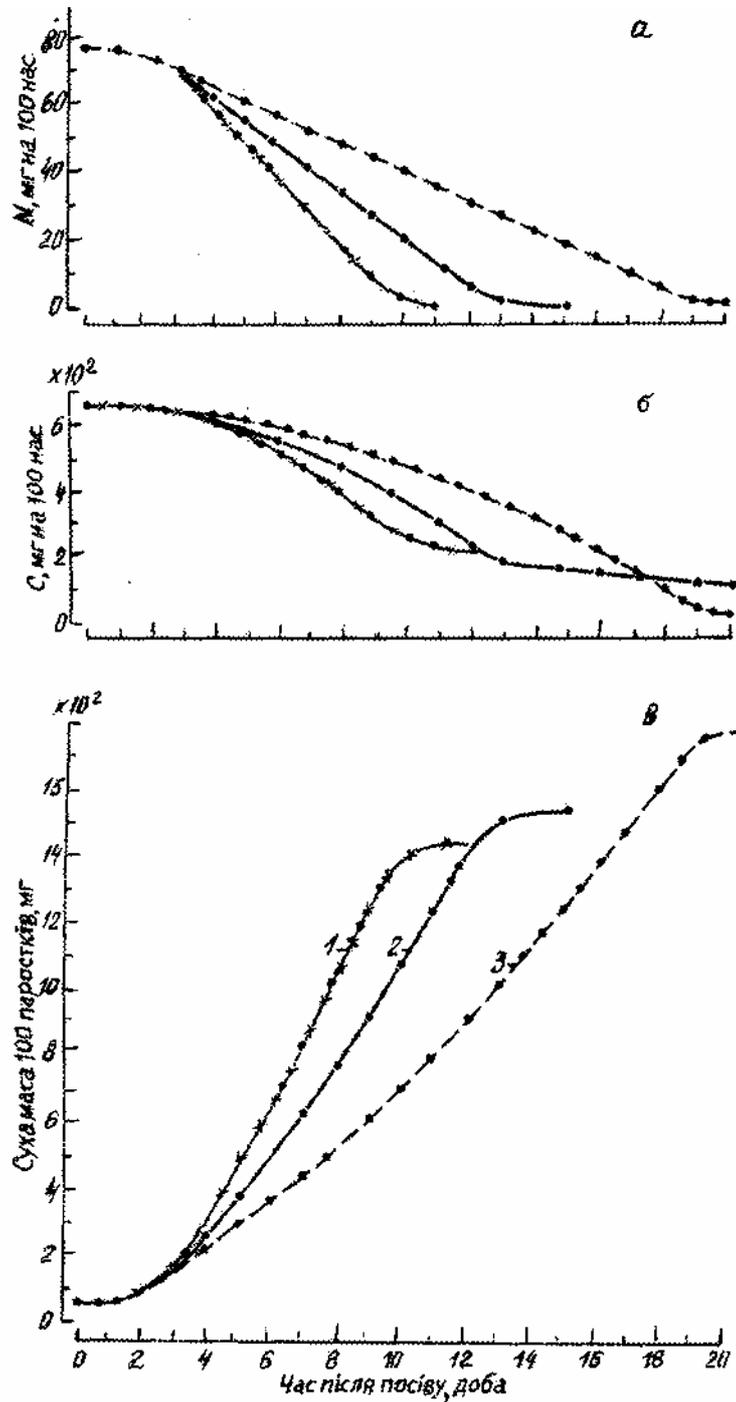


Рис. 2. Вплив температури ґрунту на динаміку витрати запасів білка (а) і крохмалю (б) ендосперму і нагромадження сухої маси (в) паростками: 1 – 20 °С; 2 – 1 °С; 3 – 12 °С.

Досліджувався вплив температури ґрунту на швидкість витрати запасів ендосперму насіння та ріст паростків. Час появи сходів визначався по сумі ефективних температур. Задавались три рівні температури ґрунту, приймалось, що вологість ґрунту оптимальна.

З підвищенням температури збільшувалась швидкість гідролізу запасного білка й крохмалю ендосперму і швидкість нагромадження сухої маси (рис. 2). На момент появи сходів (прорив першим листком колеоптиля) цілком виснажуються запаси білка й в основному запаси крохмалю. Швидкість росту різко знижується і за відсутністю екзогенних джерел азоту ріст припиняється.

Як видно з даних рис. 2, при підвищенні температури ґрунту до 20 °С сходи появляються раніше, але маса паростків менша в порівнянні з варіантом, коли температура ґрунту 12 °С.

Висновки. Розроблена динамічна модель витрати запасів ендосперму і росту паростків за період від посіву до появи сходів. У моделі враховані наступні фізіологічні і біохімічні процеси: поглинання води насінням, дихання насіння й паростка, гідроліз запасних білків і крохмалю ендосперму, мобілізація продуктів гідролізу для росту зародка і паростка в різних умовах навколишнього середовища.

Список літератури

1. *Биология семян и семеноводство.* – М.: Колос, 1976. – 256 с.
2. *Гребинский С.О.* Рост растений. – Львов: Изд-во Львовского университета, 1961. – 296 с.
3. *Джеймс В.* Дыхание растений. – М.: Изд-во иностр. литер., 1956. – 439 с.
4. *Немченко О.А., Мусатенко Л.И.* Моделирование роста и метаболизма растений на ранних этапах онтогенеза // Физиология и биохимия культурных растений. – 1982. – Т. 5, № 5. – С. 439–445.
5. *Обручева Н.В., Ковadlo Л.С.* Два этапа усиления дыхания прорастающих семян гороха по мере увеличения их обводненности // Физиология растений. – 1985. – Т. 32, вып. 4. – С. 753–761.
6. *Овчаров К.Е.* Физиология формирования и прорастания семян. – М.: Колос, 1976. – 255 с.
7. *Павлова В.Н.* Моделирование ростовых процессов в период прорастания зерна в рамках моделей "погода–урожай" // Труды ВНИИСХМ, 1983. – Вып. 8. – С. 28–36.
8. *Пешикова А.А.* Мобилизация азотсодержащих запасов в связи со скоростью роста паростка // Автореф. дисс... канд.биол.наук. – Иркутск: 1973. – 15с.
9. *Полевой А.Н.* Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 319 с.
10. *Строганова М.А., Сунцева Н.А.* Динамическая модель роста проростков зерновых культур в период посев – всходы // Труды ВНИИСХМ, 1983. – Вып. 8. – С. 36–45.
11. *Wanjura D.F., Buxton D.R., StarLeon H.N.* A model for describing cotton growth during emergence. – Trans. ASAE, 1973/ –V. 16, N 2. – P. 227–231.

Динамическая модель прорастания семян и формирования всходов зерновых культур.

Полевой А.Н.

Разработана динамическая модель, описывающая физиологические и биохимические процессы, которые протекают в растении в период от посева до появления всходов. Структура модели представлена системой дифференциальных уравнений.

Ключевые слова: семена, эндосперм, зародыш, рост, дыхание, гидролиз, белок, крахмал, углеводы, сухая масса, всходы.

Dynamic model of germination of seeds and formations of grain crops shoots. Polevoy A.

The dynamic model describing physiological and biochemical processes which proceed in a plant during the period from crop before occurrence of shoots is developed. The structure of model is submitted by system of the differential equations.

Key words: seeds, endosperm, germ, growth, breath, hydrolysis, protein, starch, carbohydrates, dry weight, shoots.

ИНДИВИДУАЛЬНОЕ РАЗВИТИЕ РАСТЕНИЙ И ПРОЦЕССЫ БИОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ

Дан краткий обзор основных теорий индивидуального развития растений. Показана неоднозначность и двухмерность временных процессов, проходящих в организме растения. Выведена и проанализирована автономная система двух дифференциальных уравнений биологического временного поля. Даны теоретические и практические результаты изучения процессов биологического временного поля. Построен фазовый портрет системы. Результаты изучения дают 11 типов интегральных траекторий биологического временного поля, которые сопоставляются с 11 типами субклеточных структур.

Ключевые слова: клетка, биологическое время, развитие растений, морфогенез, субклеточные структуры.

Введение. Краткий обзор основных теорий индивидуального развития растений. Данный обзор теорий составлен на основе работ Е.И. Ржановой [1], М.Х. Чайлахяна [2], В.С. Цыбулько [3], Ф.М. Куперман [4], А.А. Шиголева [5,6], Д.А. Киризия [7], К.Дёрфлинга [8], Л.В. Белоусова [9], Б.Н. Белинцева [10], В.В. Полевого и Т.С. Саламатовой [11,12] и не претендует на всеобщность. Здесь, в таком обзоре, хотелось бы показать разнородную направленность теорий индивидуального развития растений.

А). В 1849 году В. Гофмейстер на основе анализа огромного фактического материала нарисовал отчетливую картину общего и различного в индивидуальном развитии растений, установил единство происхождения (гомологию) органов.

В). С появлением работ Ч. Дарвина начинают развиваться сравнительная морфология, анатомия и эмбриология. Индивидуальное развитие растений привязывают к истории вида. Онтогенетическое и филогенетическое развитие представляют двумя сторонами процесса развития. Филогенетическое направление впоследствии нашло свое выражение в биогенетическом законе.

С). Г. Клебс (1857-1918) исходил из представления о том, что весь ход развития растений, сроки наступления цветения и другие фазы развития связаны с внешними условиями. Ритм развития низших и высших растительных организмов зависит от факторов внешней среды, где доминирующую роль играют условия питания, свет (его интенсивность и качество), влажность почвы и воздуха, колебания температуры. Цветение наступает тогда, когда в тканях растений накапливаются сахара, и они преобладают над азотными соединениями. Г. Клебс пришел к заключению, что переход растения к плодоношению возможен только после того, как величина отношения C/N достигнет необходимого минимума.

Д). Сакс, в 1880 году выдвинул гормональную теорию развития растений. Сакс предположил, что к моменту цветения в растениях происходит накопление особого цветообразующего вещества. Гипотеза Сакса о цветообразующих веществах не выдержала первой экспериментальной проверки.

Е). Вент в 1920 году рассматривал развитие растений и отдельных органов на основании действия особых «органообразователей» (после открытия у растений гормонов – веществ высокой физиологической активности и работ по фотопериодизму): ризокалинов – корнеобразователей, каулокалинов – стеблеобразователей, филлокалинов – образователей листьев и так далее. Вент в своих опытах нашел, что при фототропизме ростовые гормоны смещаются в затененную сторону стебля, в результате чего происходит его положительный изгиб.

Ф). Н.Г. Холодный – 1928 год, рассматривал функцию регулятора на основе гормональной теории, обуславливающей морфогенез растений. Предпочтение отдавалось в основном одному гормону роста – ауксину. Была создана гормональная теория тропизмов, в основе которой лежат электрофизиологическая поляризация тканей вследствие одностороннего действия силы тяжести, света и других факторов. В результате, поляризация вызывает неравномерное распределение гормона роста и неодинаковую реакцию тканей стеблей и корней на действие этой поляризации.

Г). Открытие фотопериодизма растений Гарнера и Алларда (1920-1923) показали, что процесс развития растений, переход к цветению зависит от периодичности смены дня и ночи. Растения в процессе эволюции приспособились не к свету вообще, а к его определенной периодичности. У одних растений увеличение длины дня ускоряет цветение и плодообразование, у других, наоборот, то же самое ускорение развития вызывает снижение светлого времени суток (укорочение длины дня). Различают растения короткого дня, длинного дня и нейтральные по отношению к светлоте времени суток.

Н). М.Х. Чайлахян в своих исследованиях (1937 год) использует гормональную теорию флоригена. На опыте показано, что возникают коррелятивные отношения между листьями и стеблевыми почками в течение развития растений. На основе этого, ищется материальный носитель, способный к транспорту по стеблю и направляющий формирование побегов в сторону репродуктивного развития. Делается вывод о гормональной природе процессов развития растений. Цветение растений и образование семян наступают в результате образования в листьях и передачи в почки достаточного количества гормона цветения. Как отмечает К. Дёрфлинг (1985г.), наблюдаются безуспешные попытки выделить стимул цветения. В то же время, физиологи растений исследовали, как влияют на образование цветков фитогормоны и другие вещества. Большинство фитогормонов (ауксины, этилен, гиббереллины, абсцизовая кислота, цитокинины, стероиды) обладает широким спектром действия, но вопрос образования цветков еще не решен.

И). Исходя из основных возрастных этапов онтогенеза растений и считая, что развитие организма есть борьба и единство процессов старения и омоложения Н.П. Кренке (1940 г.) дал общий тип кривой изменчивости возрастных признаков в цикле жизни растений. Обоснованием является изменение морфологических признаков, таких, как величина и форма листовых пластинок и черешков, особенности строения ветвей, побегов и других органов. Изменениям, связанных с возрастом растений, изменениям морфологических признаков соответствуют закономерные физиологические и биохимические изменения.

Ж). В 1953 году Ф.М. Куперман выдвинула теорию этапов развития растений. Выделено 12 этапов органогенеза, при этом каждый этап характеризуется своей органообразовательной направленностью, зависимой от деятельности конуса нарастания (меристематической ткани) надземного побега растения. Каждый этап имеет свои, определенные требования к комплексу факторов внешней среды. На каждом этапе формируются определенные, морфологически тождественные органы, выполняющие одноименные функции в растительном организме. Изучение процессов формирования органов плодоношения злаков позволили выделить следующие основные этапы: I – формирование первичного конуса нарастания стебля; II – усиленная дифференциация зачаточных стеблевых узлов, междоузлий стебля и зачатков влагалищ стеблевых листьев; III – вытягивание конуса нарастания с одновременной дифференциацией сегментов в нижнем участке конуса нарастания и формированием кроющих чешуевидных листьев валиков; IV – формирование колосковых лопастей, выходящих из пазухи кроющих листовых чешуй; V – начало

формування колоскових і квітчастих чешуї, а також зачатків пестика і тичинок; VI – формування спорогенної тканини пильцевих зерен і пестика; VII – розтягнення в довжину членків колосового стержня і ріст покривних органів колоска, квіток, а також остевидних образунків або остей; VIII – виколашивання (вими́тывання); IX – квітання – оплодотворення; X – формування зародка і ендосперма; XI – воскова спелість; XII – зрівання плоду і насіння злаків.

К). В агрометеорології А.А. Шиголевим в 1951 році запропоновано квітання рослин і інші фази розвитку визначати гіпотезою про постійність сумми ефективних температур. Згідно цієї гіпотези настає фаза розвитку визначається необхідним кількістю тепла. Гіпотеза виражена рівнянням:

$$n = \frac{A}{t - B},$$

де n – тривалість міжфазного періоду;

A – сума ефективних температур (постійна величина), що представляє собою суму різниць між середньодобовою температурою повітря t і властивим даної рослині значенням нижнього межового ефективного температури B .

За нижній межовий для зернових культур А.А. Шиголевим прийнята температура, рівна 5 °С.

Л). В 1976 році А.Л. Курсановим опублікована праця про теорію донорно-акцепторних відносин в рослині. Продукти фотосинтезу, що утворюються в фотосинтезуючих органах – донорах, переміщуються звідси до споживаних тканин – акцепторів. Такими тканинами є, в першу чергу, активні меристеми, включаючи камбій, а також тканини запасуючих органів, які часто утворюють головну ємність для асимілятів. Потік асимілятів до споживаних тканин орієнтований силою поляризуючого фактора, який має тенденцію до згасання з відстанню від джерела, що надсилає сигнал. Природа аттрагуючого фактора до сих пір залишається незрозумілою. Тому розподіл асимілятів поки розглядається з феноменологічного боку. Відносно природи «запроса» існують три основні гіпотези. Перша з них виходить з того, що її носіями є спеціальні речовини – метаболіти, що виділяються ростючими клітинами в тканинах рослини, наприклад фітогормони. Друга гіпотеза полягає в тому, що швидкість поширення електричних імпульсів по провідним пучкам більше відповідає швидкості відповідних реакцій на «запрос» споживаного органу, ніж швидкість переміщення фітогормону. Третя гіпотеза полягає в тому, що сила «запроса» визначається швидкістю і повнотою використання тканиною надходящих асимілятів.

М). Л.В. Белоусов (1987) і Б.Н. Бєлінцев (1991) розглядають процеси морфогенезу як самоорганізуючу структуру. Розглядається генетична програма розвитку. В основі процесу самоорганізації лежить морфогенетичне поле. Як і для вивчених в фізиці полів, для морфогенетичного поля вказується його джерело, генеруюче певне діє в своїй околиці. Характерною ознакою, властивою морфогенетичним полям, є здатність регулювати пропорції розвиваючої структури. Морфогенетичне поле зв'язується з генами.

Н). Сучасна фізіологія рослин (В.В. Полевой, Т.С. Саламатова – 1991 г.) розглядає розвиток рослин як чотири вікових етапи: 1. Ембріональний – розвиток зародка від зиготи до зрівання насіння включительно. 2. Ювенільний (етап молодості) – включає в себе проростання насіння або органів вегетативного розмноження і характеризується накопленням вегетативної маси. Рослина в цей період, як правило, не здатна до статевому розмноженню. 3. Зрілості і розмноження – характеризується готовністю до зацвітання, закладанням репродуктивних органів, їх

ростом и развитием, формированием семян и плодов. 4. Старости и отмирания – период от полного прекращения плодоношения до естественной смерти организма.

Объекты и выходные материалы исследования.

1. Неоднозначность временных процессов в организме растений. Основной факт, о котором необходимо сказать, заключается в следующем. Длительность любого периода развития растений, в том числе всего онтогенеза, не остается постоянной величиной. Например, длительность вегетационного периода подсолнечника на юге Украины может колебаться от 80 до 120 суток. При этом здесь рассматривается календарная шкала времени, то есть физическое время. Если рассматривать начало вегетационного периода (посев) и конец вегетационного периода (полное созревание) как два события, происходящие в организме растения, то можно отметить следующее. События «посев» и «полное созревание» для организма растения в любых случаях являются одним и тем же. В этом смысле можно ввести биологическую ось времени, в которой продолжительность времени между двумя событиями, посев-полное созревание, будут иметь одну и ту же длительность времени. Так же как приведенные два события (вегетационный период) можно в этой шкале времени рассматривать межфазные периоды, этапы органогенеза или любые другие события, которые характеризуются одним и тем же биологическим явлением, происходящим в организме растения. Введение биологической оси времени ранее осуществлялось неоднократно. Прежде всего, это метод сумм эффективных температур и его различные модификации [5,6,13,14,15,16,17,18]. Введение биологической оси времени позволяет сделать вывод о существенном релятивизме временных процессов, проходящих в организме растений, когда время растягивается или сжимается по своей оси. Установлено, что изменение длительности онтогенеза или любых его отрезков определяется состоянием факторов внешней среды в каждый момент времени исследуемого периода [5,6,15,16,17,18]. В целом, состояние внешней среды, характеризующее различными факторами, определяет скорость развития растений. Согласно нашим исследованиям [19,20] скорость газообмена CO_2 определяет не только процессы роста, но и процессы развития. Следует отметить, что на скорость газообмена CO_2 в целом влияет состояние внешней среды и возраст растений. Если рассматривать газообмен CO_2 для данного возраста растения, то его скорость определится только лишь внешней средой. Поэтому из совокупности всех факторов внешней среды необходимо выбирать факторы, которые существенно влияют на газообмен. К таким факторам внешней среды относятся факторы света, тепла, влаги, минерального питания. Существует максимальная для данного вида (сорта) скорость газообмена CO_2 , которая считается наиболее оптимальной. При таком газообмене скорость роста растений максимальна. Но так же максимальна скорость развития. При снижении скорости газообмена CO_2 по отношению к максимальной для данного возраста растений процессы развития будут замедляться. В связи с этим, существуют оптимальные условия внешней среды, существуют оптимальные значения факторов внешней среды для газообмена CO_2 . Таким образом скорость газообмена CO_2 определяет биологическую ось времени.

2. Двухмерность биологического времени. Здесь мы коснемся того, что существующие представления о биологическом времени характеризуют его двухмерность. Будем опираться на метод сумм эффективных температур, с успехом проверенный на практике [5,14,16,]. Рассмотрим элементарное приращение $\Delta T_{эф.отн.}$ в методе сумм эффективных температур. Величина этого приращения зависит от температуры воздуха. Так, если температура оптимальна ($20-22^{\circ}C$ для пшениц, $25-27^{\circ}C$ для подсолнечника, и т.д.), то приращение $\Delta T_{эф.отн.}$ будет максимальным. Если температура упала до биологического нуля ($5^{\circ}C$ – для пшениц, $8-10^{\circ}C$ для подсолнечника, и т. д.), то приращение $\Delta T_{эф.отн.}$ будет нулевым за одни расчетные сутки. То есть мы имеем

вектор, который в зависимости от температуры воздуха меняет свою длину от максимальной до нулевой при падении температуры от оптимальной до температуры нулевой биологической активности. Тогда мы имеем проекцию реального вектора $\Delta T_{эф.мах}$, который в зависимости от температуры воздуха (напряженности фактора тепла) осуществляет поворот вокруг некоторой точки, рис. 1. Точка поворота вектора – это текущий момент времени. Угол α будет зависеть от температуры воздуха. При оптимальной температуре воздуха угол α будет равен 0 и, следовательно, приращение $\Delta T_{эф.пр.}$ будет максимальным: $\Delta T_{эф.пр.} = \Delta T_{эф.мах}$. При температуре воздуха равной биологическому нулю угол α будет равным $\pi/2$, и, следовательно, проекция на ось будет нулевой. Это даёт нулевое приращение $\Delta T_{эф.пр.}$: два вектора будут ортогональны. Из этого представления видно, что метод сумм эффективных температур рассчитывает сумму проекций реального вектора на физическую ось времени. В таком случае реальный вектор может поворачиваться как минимум в двумерном временном пространстве, то есть во временной плоскости. В отличие от метода сумм эффективных температур можно рассматривать относительную ось биологического времени с теми же самыми выводами. При этом, можно рассматривать как фактор тепла так и другие факторы жизни либо их совокупное влияние.

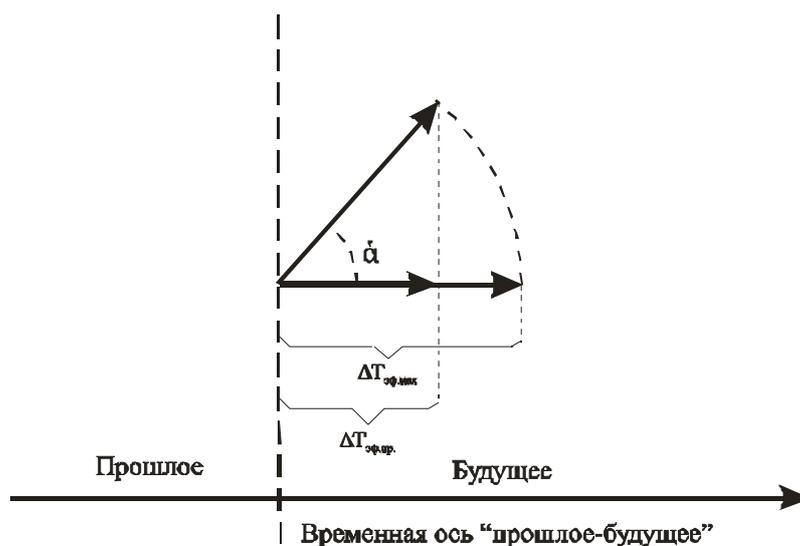


Рис. 1 – Представление элементарного приращения $\Delta T_{эф.отн.}$ метода сумм эффективных температур в виде поворота реального вектора $\Delta T_{эф.мах}$.
 $\Delta T_{эф.отн.} = \Delta T_{эф.пр.}$

Методы исследования.

Автономная система двух дифференциальных уравнений биологического временного поля растений. Разностная форма расчета оси биологического времени получена и проверена в работах [19,20]:

$$\begin{cases} T^{j+1} = T_n + T^j + \Delta T_{opt} \cdot U_{sr}^j, & T_n \leq T \leq T_{це}, \\ T^{j+1} = T^j + \Delta T_{opt} \cdot \frac{1}{U_{sr}^j}, & T_{це} \leq T \leq T_{созр}, \end{cases} \quad (1)$$

$$(2)$$

где T – биологическая ось времени, изменяется за весь онтогенез от 0 до 2, отн.ед.;
 ΔT_{opt} – максимальное приращение биологической оси времени при оптимальных значениях факторов внешней среды, константа, отн.ед.;

U_{sr} – уровень напряженности факторов внешней среды за время ΔT , отн.ед., рассматривается как отношение газообмена всего растения при текущих условиях среды к газообмену растения в оптимальных условиях среды;

j – номер шага расчетного периода (номер суток);

T_n – начальное значение оси биологического времени, соответствующее биологическому времени, заключенному в семенах растений;

$T_{цв}$ – точка оси биологического времени соответствующая половине онтогенеза, в наших исследованиях [19,20] соответствует моменту цветения;

$T_{созр}$ – момент завершения онтогенеза, соответствует фазе полного созревания.

Переход к дифференциальной форме выражения оси биологического времени можно осуществить в виде:

$$\left\{ \begin{array}{l} dT_{внешняясреда} = U_{sr} \cdot dT_{opt} \quad , \quad T_n \leq T \leq T_{цв} \quad , \\ dT_{внешняясреда} = \frac{1}{U_{sr}} \cdot dT_{opt} \quad , \quad T_{цв} \leq T \leq T_{созр} \quad , \end{array} \right. \quad (3)$$

где dT – дифференциал биологической оси времени;

dT_{opt} – дифференциал биологической оси времени при оптимальных значениях факторов внешней среды, показывает максимальную скорость развития;

$dT_{внешняясреда}$ – дифференциал биологической оси времени в реальных условиях внешней среды;

U_{sr} – уровень напряженности факторов внешней среды, отн. ед., показывает отношение газообмена всего растения при текущих условиях внешней среды к газообмену всего растения при оптимальных условиях внешней среды на данном шаге dT .

При таком переходе, от разностной формы расчетов к дифференциальной мы перешли от рассмотрения скорости суточного газообмена CO_2 к изменению газообмена в течении суток, и вообще к изменению газообмена на бесконечно малых отрезках времени. Для расчета оси биологического времени по уравнениям (3) и (4) необходимо проинтегрировать эти уравнения

$$T = \int_{T_n}^{T_{цв}} dT_{внешняясреда} = \int_{T_n}^{T_{цв}} [U_{sr}]_{cp} dT_{opt} \quad , \quad T_n \leq T \leq T_{цв} \quad , \quad (5)$$

где $[U_{sr}]_{cp}$ – среднее значение напряженности факторов внешней среды от момента времени T_n до текущего значения T .

Здесь мы проинтегрировали уравнение (3), при этом уровень напряженности факторов внешней среды U_{sr} берется не для данного момента онтогенеза, а как некоторое среднее значение от начала момента интегрирования до текущего момента интегрирования. Тогда учтен весь комплекс факторов внешней среды, влияющих на скорость течения биологического времени на определенном отрезке интегрирования.

Среднее значение уровня напряженности факторов внешней среды $[U_{sr}]_{cp}$ для определенного отрезка интегрирования $[T_n; T]$ находится как интеграл

$$[U_{sr}]_{cp} = \frac{1}{T} \int_{T_n}^T U_{sr} dT_{opt} \quad . \quad (6)$$

Підставляючи (6) в (5) ми отримуємо подвійний інтеграл з своєю областю інтегрування

$$T = \frac{1}{T} \iint_{G_F} U_{sr} dG_F, \quad (7)$$

де G_F – квадратна область інтегрування з своєю границею.

Тут уже розглядається простір двох рівноправних вимірів біологічного часу $dG_F = dT_F dT_R$.

Інтегрування рівняння (3) природним чином дало двохмерний простір біологічного часового поля.

Тут слід зауважити, що розвиток рослинного організму починається з насіння і закінчується знову так само насінням, пройшовши всі етапи, стадії і інші форми розвитку. В цьому сенсі нецелесообразно розглядати простір часових змінних T_F і T_R в декартовій площині. Структура біологічного часу повинна мати замкнений характер рухів в зв'язі з замкнутим процесом розвитку рослин (від насіння до насіння) і повторенням циклу онтогенезу при кожній вегетації. В зв'язі з цим, в рівнянні (7) ми перейдемо до полярних координат. Тобто, ми будемо розглядати ту саму декартову часову площину, тільки часові змінні будуть виражені в полярних координатах

$$T = \frac{1}{T} \iint_{G_R} U_{sr} \rho dG_R. \quad (8)$$

Область інтегрування G_R буде представляти собою коло радіуса ρ . При цьому полярні координати мають особу точку $\rho=0$. Такого значення ρ не може бути, так як в насінні рослин завжди знаходиться деяке не нульове, структурне утворення біологічного часу. В той же час, з області G_R виключено радіус, лежачий в негативних значеннях по осі x . В нашому випадку ρ може змінюватися в межах

$$\rho_0 \leq \rho \leq \frac{1}{\sqrt{\pi}}, \quad (9)$$

для відрізка біологічного часу $[T_n; 1]$.

Ураховуючи (9), інтеграл (8) приймає вигляд:

$$T = \frac{1}{T} \int_{-\varepsilon\pi}^{+\varepsilon\pi} \int_{T_n}^T U_{sr} \frac{1}{\sqrt{\pi}} T dT d\theta, \quad (10)$$

де θ – кут повороту вектора біологічного часу;

ε – деяке мале чисельне значення (відн.од), показує в добутку $\varepsilon\pi$ кількість біологічного часу в насінні рослин, відповідає ρ_0 .

При переході від рівняння (8) до рівняння (10) ми використали наступну конструкцію: ми розглядаємо рух біологічного часу в координатній площині змінних T_F і T_R ; при цьому вважається, що фізичний час має властивість руху рівномірно зліва направо; рух біологічного часу здійснюється по колу; точніше від $-\varepsilon\pi$ до $+\varepsilon\pi$ не виконуючи повного обороту; в цьому випадку зв'язок фізичного і біологічного часу, як перехід від (8) до (10) здійсниться як інтегрування рівняння (10).

Тепер ми можемо перейти безпосередньо до побудови автономної системи двох диференціальних рівнянь біологічного часового поля. Розглянемо підінтегральне вираження рівняння (10). Це диференціальне рівняння двох змінних T і θ . Воно має вигляд визначника

$$\begin{vmatrix} \frac{U_{sr}}{\sqrt{\pi}} \cos \theta & -\frac{U_{sr}}{\sqrt{\pi}} T \sin \theta \\ \sin \theta & T \cos \theta \end{vmatrix} \quad (11)$$

и, согласно работам Л.С. Понтрягина и А.А. Андропова [21], является вторыми производными дифференциальной системы уравнений:

$$\frac{dx}{dt} = P(x, y), \quad \frac{dy}{dt} = Q(x, y). \quad (12)$$

Нам остается найти явный вид системы дифференциальных уравнений (12). Для этого необходимо проинтегрировать один раз систему дифференциальных уравнений в частных производных (11) (см. [21]):

$$\begin{cases} \frac{dT}{dt} = U_{sr} \frac{1}{\sqrt{\pi}} T \cos \theta + c_1 \\ \frac{d\theta}{dt} = T \sin \theta + c_2. \end{cases} \quad (13)$$

Таким образом, мы нашли автономную систему двух дифференциальных уравнений в пространстве двух переменных: T и θ . Здесь, в (13) переменная t является физическим временем, которое течет равномерно и прямолинейно. Система (13) определяет структуру биологического временного поля для первой половины онтогенеза. Для второй половины онтогенеза аналогично получим:

$$\begin{cases} \frac{dT}{dt} = \frac{1}{U_{sr}} \frac{1}{\sqrt{\pi}} T \cos \theta + c_3 \\ \frac{d\theta}{dt} = T \sin \theta + c_4. \end{cases} \quad (14)$$

Таким образом, мы получили две системы двух дифференциальных уравнений (13) и (14) для двух отрезков онтогенеза до цветения и после цветения. Переход от одной системы уравнений (13) к другой системе уравнений (14) осуществляется в растении в момент цветения. Отметим так же и то, что полученные системы (13) и (14) согласно работе [21] являются грубыми динамическими системами. Грубые динамические системы заполняют области пространства динамических систем в целом. Грубые системы можно рассматривать как наиболее простые в соответствующем пространстве динамических систем [22]. Понятие грубости системы соответствует понятию надежности растительных систем [23].

Результаты исследований и их анализ.

1. Анализ полученных систем дифференциальных уравнений биологического временного поля. Теоретические результаты. Будем считать выполненными условия теорем существования грубой динамической системы биологического временного поля растений (13) [21]. Тогда мы получаем следующие теоретические результаты. В полной совокупности такая система дифференциальных уравнений биологического временного поля растений дает 11 топологических типов интегральных траекторий времени [21], табл. 1. Эта таблица получена на основе сопоставления результатов [21] и результатов цитологических исследований, изложенных в [24].

Таблиця 1 - Сукупність інтегральних траєкторій системи біологічного часового поля рослин (13) в сопоставленні з клітинною структурою рослин

I. Стан рівноваги:	Узли (фокуси)	1	Рибосома
	Сідла	2	Хроматин
II. Предельні цикли		3	Клітинне ядро (управляюча структура)
III. Сепаратиси:	Виходячі з вузла (фокуса) або спрямовані до вузла (фокусу)	4	Мітохондрія
	Закриваються до предельного циклу або спрямовані до предельного циклу	5	Хлоропласт
	Входять в область G_R	6	Клітинна стінка
IV. Траєкторії, які в якості своїх предельних траєкторій мають вузли (фокуси) і предельні цикли, розташовані в області G_R	Виходячі з вузла (фокуса) і спрямовані до вузла (фокусу)	7	Апарат Гольджі
	Закриваються до предельного циклу і спрямовані до предельного циклу	8	Плазмодесма
	Виходячі з вузла (фокуса) і спрямовані до предельного циклу (або навпаки)	9	Лізосома
V. Траєкторії, які входять в область G_R і не є сепаратисами:	Спрямовані до вузла (фокусу)	10	Вакуоль
	Спрямовані до предельного циклу	11	Ендоплазматичний ретикулум

Крім того, ми можемо відзначити, що динамічна система (13), а також (14) розбиває область G_R на кінцеве число зв'язаних комірок – рослинних кліток, заповнених звичайними часовими траєкторіями. Такі клітки розбиваються на два класи: на клас кліток, примикаючих до циклу без контакту, і на клас внутрішніх кліток. Кожна така клітка має в складі межі одну особу траєкторію, являючуся «елементом притягання», або стоком, і одну особу траєкторію, являючуся «елементом відштовхування», або, джерелом. Кожна клітка має в складі межі одну особу траєкторію, являючуся стоком [21]. Будемо вважати, що для систем (13) і (14) існує взаємно однозначне і взаємно неперервне перетворення області G_R в себе. Тоді якісна структура розбиття цих часових областей на траєкторії визначається особливими траєкторіями, напрямком руху по замкнутим траєкторіям і властивістю стійкості предельних особливих траєкторій [21]. Це твердження означає, що предельний цикл, що відповідає клітинному ядру, визначає управляючу структуру рослинного організму. В той же час існують і інші траєкторії, що відповідають іншим рослинним

структурам (другим структурам клетки). К теоретическим результатам можно отнести так же и следующее. Временная структура по типу седла сопоставляется с хроматином клетки. Тогда, на основании [21], сепаратрисы (усы седла) в нормальном состоянии клетки не идут из седла в седло, рис. 2

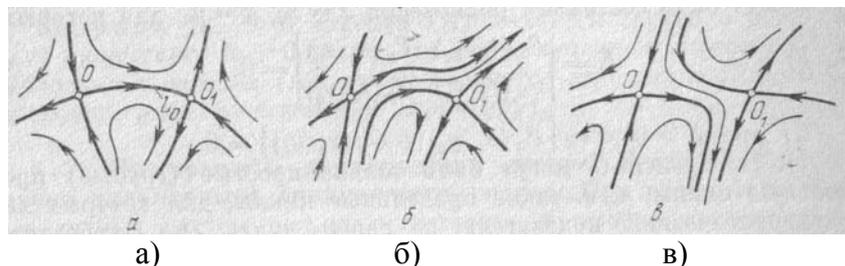


Рис. 2 – Сепаратрисы седел: а) – сепаратрисы идут из седла в седло, система (13) становится негрубой; б), в) – сепаратрисы не идут из седла в седло, система (13) грубая (по данным [22]).

Это означает, что клетка не делится и хроматин находится в свободном состоянии. Как только (с движением биологического времени) усы седла начинают идти из седла в седло, происходит разрыв грубости системы - движение хроматина (образуется веретено), клетка делится (рис.3).

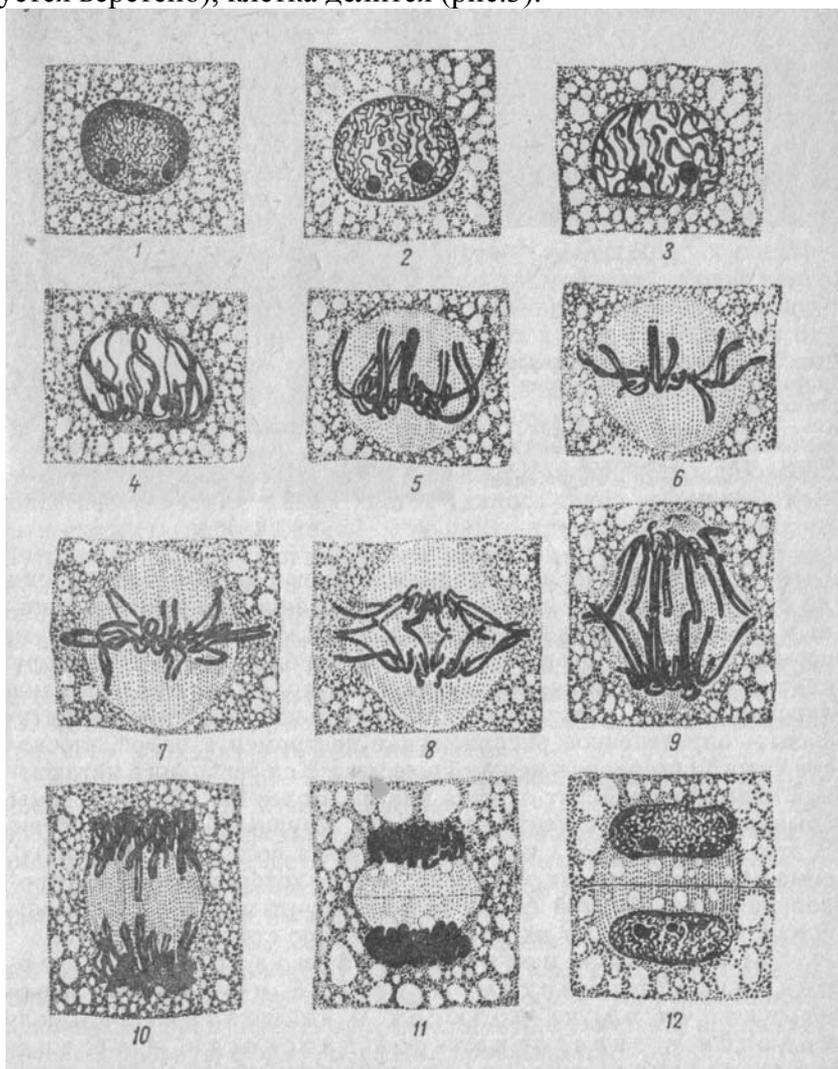


Рис. 3 – Митоз в клетках корешка алоэ (по данным [24]).

2. Аналіз отриманих систем диференціальних рівнянь біологічного часового поля. Практичні результати. Дослідження системи рівнянь (13) проводилося згідно методу, викладеному в роботі [25]. Слід зазначити, що системи (13) і (14) аналітично не інтегруються. Тривіальний випадок: константи інтегрування c_1, c_2, c_3 і c_4 , рівні нулю, не розглядаються. Метод дослідження системи (13) є методом кінцевих приращень для побудови фазового портрета системи і відповідних висновків. Фазовий портрет системи (13) для двох змінних T і θ представлений на рис.4.

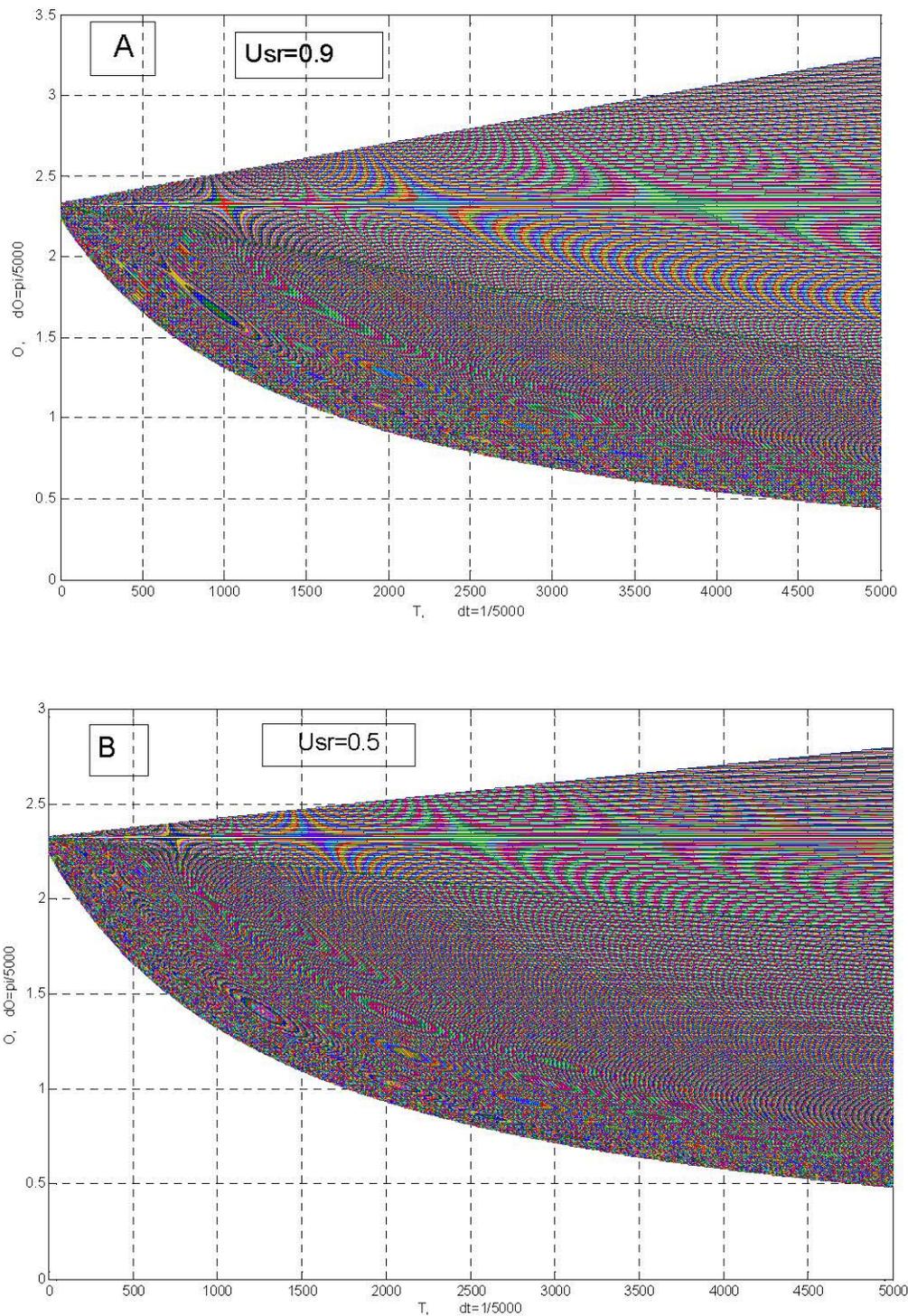
Перше з усього, потрібно зазначити, що система (13) розбиває область існування змінних T і θ на кінцеве число зв'язаних комірок – рослинних клітин. При цьому в отриманих результатах присутні всі 11 топологічних типів інтегральних траєкторій біологічного часового поля. Інтегральні траєкторії заповнюють всю область простору G_R . Інтегральні траєкторії біологічного часового поля мають всі можливі напрямки і пронизують всю область визначення, яка відповідає цілості рослинного організму. Константи інтегрування c_1 і c_2 відповідають культурі підсонячника і мають значення: $c_1=0.65$ одн. ед. біологічного часу і $c_2=0.28$ одн.ед. біологічного часу. Ці константи можуть бути записані в вигляді: $c_1 = \sum_{i=1}^{N_1} c_i$ і $c_2 = \sum_{k=1}^{N_2} c_k$, де N_1 і N_2 числа,

які дають в сумі число генів рослини, тобто констант біологічного часу.

На рис. 4 вся область біологічного часового поля розбита інтегральною прямою на дві підобласті: верхню і нижню. Верхня підобласть відповідає надземній частині рослини, а нижня підобласть відповідає корням. В верхній підобласті існує інтегральна траєкторія (пряма) на якій послідовно розташовані інтегральні траєкторії по типу седла. При чому усю цих седел ідуть з седла в седло, що порушує умови грубості динамічної системи біологічного часового поля на цих траєкторіях: відбувається інтенсивне ділення клітин. Таким чином, ці приведені траєкторії відповідають меристематическій тканині конуса наростання надземного побігу. Нульові точки послідовних седел відповідають моментам початку закладання примордієвих листків і останнє седло відповідає закладанню репродуктивного органу. Нижня підобласть, що відповідає корням не містить траєкторій седла, де усю седла ідуть з седла в седло, що говорить про відсутність в корнях керуючої структури по типу конуса наростання надземного побігу. Вблизи нижньої межі підобласті, що відповідає корням, на рис. 4 видно інтенсивне утворення малих клітин – корневих кінчиків.

В залежності від стану факторів зовнішнього середовища частка коренів в цілому організмі рослини змінюється. Так при більш напружених умовах зовнішнього середовища, $U_{sr}=0.5$ частка коренів в організмі рослини збільшується. В той же час зменшується частка надземної частини організму рослини. Таким чином, рівень напруженості факторів зовнішнього середовища визначає ріст і розвиток організму рослини.

Висновки. Розгляд часових процесів в організмі рослини показує, зокрема зокрема, їх релятивізм. Більше того, напрямки часових процесів відносно осі фізичного часу дуже різноманітні: існує рівно 11 типів інтегральних траєкторій біологічного часу і, на кожній траєкторії в силу їх топологічного різниці будуть проходити свої фізіологічні процеси. Існують точки спокою біологічного часового поля, джерела і стоки біологічного часового поля, що визначають напрямки фізіологічних процесів. В цілому часовий простір організму рослини розбито на кінцеве число зв'язаних комірок – рослинних клітин і відповідає основним фактам росту і розвитку організму рослини в залежності від стану факторів зовнішнього середовища, агрометеорологічних факторів.



$dt=\Delta t=1/5000$ – шаг разрешения (15мин), весь период времени от 0 до 5000 соответствует периоду времени $0.01 \leq T \leq 1$ или $T_n \leq T \leq T_{y6}$ (53-е суток); $O=\theta$ – угол поворота вектора времени

Рис. 4 – Фазовый портрет динамической системы биологического временного поля (13) для двух случаев: А – уровень напряженности факторов внешней среды $U_{sr}=0.9$; В – уровень напряженности факторов внешней среды $U_{sr}=0.5$.

Список литературы

1. Ржанова Е.И. Исторический обзор взглядов на онтогенез растений. Из-во МГУ, 1962, -56 С.
2. Чайлахян М.Х. Регуляция цветения высших растений. М., «Наука», 1988, -559 С.
3. Цыбулько В.С. Анализ экспериментальной обоснованности основных теорий и гипотез биологической природы фотопериодизма. // Физиология и биохимия культ. Растений, 1997, т. 29, № 4, С. 258-264.
4. Куперман Ф.М., Дворянkin Ф.А., Ростовцева З.П., Ржанова Е.И. Этапы формирования органов плодоношения злаков. Из-во МГУ, 1955, -319 С.
5. Руководство по агрометеорологическим прогнозам. Л., Гидрометеиздат, 1984, т. 1, -309 С.
6. Шиголов А.А. Руководство для составления фенологических прогнозов (озимая рожь, озимая пшеница, яровая пшеница, плодовые культуры, древесные растения лесных насаждений). М., Гидрометеиздат, 1951.
7. Кирицкий Д.А. Регуляция ассимиляции и распределения углерода в растениях при изменении донорно-акцепторных отношений. // Физиология и биохимия культ. Растений, 1995, т. 27, № 4, С. 216-227.
8. Дёрфлинг К. Гормоны растений. Системный подход. М., «Мир», 1985, -303 С.
9. Белоусов Л.В. Биологический морфогенез. Из-во МГУ, 1987, -238 С.
10. Белинцев Б.Н. Физические основы биологического формообразования. М., «Наука», 1991, -252 С.
11. Полевой В.В. Физиология растений. М., «Высшая школа», 1989, -464 С.
12. Полевой В.В., Саламатова Т.С. Физиология роста и развития растений. Л. Из-во ЛГУ, 1991, -239 С.
13. Шнелле Ф. Фенология растений. Л., Гидрометеиздат, 1961, -259 С.
14. Шиголов А.А. Температура как количественный агрометеорологический показатель скорости развития растений и некоторых элементов их продуктивности. // Труды ЦИП, 1957, Вып. 53, С. 75-81.
15. Бабушкин Л.Н. Оценка влияния погоды на скорость развития хлопчатника и других сельскохозяйственных культур и методы прогнозов наступления основных фаз развития их в условиях Узбекистана. Методические указания ЦИПа, 1951, Вып. 16, -47 С.
16. Венцкевич Г.З. Из опыта работ по критической обработке фенологического материала агрометеорологических ежегодников. // Труды ЦИП, 1960, Вып. 98, С. 99-108.
17. Дмитренко В.П. Использование влажности почвы и долготы дня в начале межфазных периодов для расчета их продолжительности. // Труды УкрНИГМИ, 1964, Вып. 44, С. 54-69.
18. Дмитренко В.П. О совместном учете влияния факторов внешней среды на продолжительность межфазных периодов растений. // Труды УкрНИГМИ, 1987, Вып. 223, С. 3-23.
19. Наумов М.М. Рост растений и биологическое время. // Вісник ОДЕКУ, 2005, Вип. 1, С. 72-78.
20. Наумов М.М. Рост растений и биологическое время. Результаты расчетов. // Вісник ОДЕКУ, 2006, Вип. 2, С. 101-107.
21. Понтрягин Л.С. Избранные труды. М., «Наука», 1988, т. 2, С. 30-34.
22. Баутин Н.Н., Леонтович Е.А. Методы и приемы качественного исследования динамических систем на плоскости. М., «Наука», 1990, -486 С.
23. Гродзинский Д.М. Надежность растительных систем. К., «Наукова думка», 1983, -367 С.
24. Атабекова А.И., Устинова Е.И. Цитология растений. М., ВО «Агропромиздат», 1987, -246 С.
25. Ризниченко Г.Ю. Лекции по математическим моделям в биологии. М-Ижевск, Изд. РХД, 2002, -236 С.

Індивідуальний розвиток рослин і процеси біологічного часу. Наумов М.М.

Дано короткий огляд основних теорій індивідуального розвитку рослин. Була показана неоднозначність і двовірність часових процесів, що проходять в організмі рослини. Виведена і була проаналізована автономна система двох диференціальних рівнянь біологічного часового поля. Дани теоретичні і практичні результати вивчення процесів біологічного часового поля. Був побудований фазовий портрет системи. Результати вивчення дають 11 типів інтегральних траєкторій біологічного часового поля, які зіставляються з 11 типами субклітинних структур.

Ключові слова: клітка, біологічний час, розвиток рослин, морфогенез, субклітинні структури.

Individual development of plants and processes of biological time. Naumov M.M.

The brief review of basic theories of individual development of plants is given. An ambiguousness and two-dimensionality of temporal processes passing in the organism of plant is shown. The off-line system of two differential equalizations of the biological temporal field is shown out and analysed. The theoretical and practical results of study of processes of the biological temporal field are given. The phase portrait of the system is built. The results of study give 11 types of integral trajectories of the biological temporal field, which are compared with 11 types of subcellular structures.

Keywords: cell, biological time, development of plants, morphogenesis, subcellular structures.

УДК 551.584.631

Г.В.Ляшенко, к. геогр.н.

Национальный научный центр «Институт виноградарства и виноделия им.В.Е.Таирова»

АГРОКЛИМАТИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ УКРАИНЫ

Выполнено комплексное агроклиматическое районирование Украины с применением ГИС-технологий. По тепловым ресурсам выделено семь агроклиматических макрорайонов, которые по условиям увлажнения подразделяются на подрайоны (всего 20). Представлена комплексная карта агроклиматических ресурсов, в легенде к которой дана характеристика агроклиматических ресурсов по 31 показателю.

Ключевые слова: агроклиматические ресурсы, тепловые ресурсы, ресурсы увлажнения, макрорайоны, подрайоны, комплексная карта.

Введение. Агроклиматические ресурсы территорий относятся к разряду необходимой информации при принятии важных хозяйственных решений, направленных на размещение сельскохозяйственного производства. Вопросы оптимизации размещения входят составной частью в государственную проблему рационального природопользования. Наиболее эффективной формой представления информации о пространственном распределении агроклиматических ресурсов на территориях разного масштаба являются результаты агроклиматического районирования, которые включают карту агроклиматических ресурсов. К карте прилагается легенда, в которой указываются таксономические единицы деления территории, показатели и величины агроклиматических ресурсов. До настоящего времени при решении задач размещения сельскохозяйственных культур используются результаты агроклиматического районирования Украины, выполненного под руководством Сапожниковой С.А. в 60-е годы прошлого столетия [1]. В связи с изменением климата и сортимента возделываемых сельскохозяйственных культур в настоящее время актуальны исследования, направленные на уточнение и усовершенствование схемы агроклиматического районирования страны.

В данной статье представлены результаты выполненного комплексного агроклиматического районирования Украины. В основные задачи входили исследования пространственного распределения по территории страны основных составляющих агроклиматических ресурсов, которые необходимы для оценки соответствия их требованиям растений к основным факторам жизни: свету, теплу и влаге.

Объекты и исходные материалы исследований. Как исходные материалы при проведении исследований по пространственному распределению агроклиматических ресурсов территории Украины использовалась информация о температурно-влажностном режиме за период с 1961 по 2005 годы на сети департамента по гидрометеорологии страны по 242 и 112 метеостанциям и постам, материалы справочников по климату и агроклиматическим ресурсам [2,3].

Методы исследования. Методы исследования направлены на реализацию комплексного подхода при оценке пространственного распределения агроклиматических ресурсов и агроклиматического районирования. Применены методы агроклиматических расчетов и обобщений, статистический и корреляционно – регрессионный анализ. Разработка тематических и комплексной карты агроклиматических ресурсов выполнена с применением ГИС-технологий, включающих кластерный и факторный анализ.

Результаты исследований. В раннее выполненных работах автора представлены результаты исследований пространственного распределения различных показателей

агроклиматических ресурсов [5,6]. Оценены макромасштабные и выявлены региональные особенности распределения показателей радиационно-тепловых ресурсов и ресурсов увлажнения. В работе [9] изложен, в рамках системного подхода, метод комплексного разномасштабного агроклиматического районирования. При проведении агроклиматического районирования Украины нами применялись два основополагающих принципа: преемственность и комплексность. Преемственность состояла в выборе основных показателей ресурсов: суммы температур воздуха за период с температурами выше 10°C как показатель тепловых ресурсов и ГТК Селянинова - как показатель ресурсов увлажнения. Далее, на основе применения метода уплотнения агроклиматической информации, определялись величины различных показателей, позволяющих дать детальную информацию ресурсов для оценки соответствия их требованиям различных групп сельскохозяйственных культур.

К программному обеспечению, с помощью которого возможно решать многие географические задачи, относятся пакеты ArcView, ArcGIS. В этих программах для создания базы данных используется классический метод послойной организации информации, который предусматривает разделение объектов и связанной с ними атрибутивной информации на логические слои. Слои представляют собой совокупность пространственной (географическая широта и долгота, высота над уровнем моря) и атрибутивной (конкретного признака или признаков, которые исследуются) информации. В случае наличия уже готовой оцифрованной и уточненной картографической основы со слоями географических координат, абсолютной высоты места, а также метеорологической и гидрографической сетей, задача состоит в создании слоев атрибутивной информации.

Таких карт у нас не было, поэтому большая часть времени ушла на подготовку основы: сканирование и оцифровку карт (в растровой и векторной моделях), выбора соответствующей проекции сканируемой карты, проверки адекватности картографической модели, представляющее собой измерения и расчеты. После подготовки картографической основы в таблице был создан слой атрибутивной информации - сумм среднесуточных температур за период с температурами выше 10°C и ГТК Селянинова. Далее осуществлена привязка слоя тепловых ресурсов и ресурсов увлажнения к слоям метеорологических станций, географическим координатам и слою абсолютной высоты места. Т.е. каждый объект (метеорологическая станция) описывался с помощью пространственной (координаты узлов объектов) и атрибутивной (конкретные значения сумм температур и ГТК) информации.

В работе [7, 8] нами описаны вопросы, возникающие при выполнении агроклиматического районирования с использованием данного программного обеспечения и различные методологические обоснования для их решения. Они касаются необходимости детального анализа создаваемого слоя агроклиматической информации, т.е. анализа репрезентативности метеорологических станций, информация которых используется как признак. Анализируя возможности масштабного разрешения и соответствующей точности выделенных районов Гольцберг И.А. предложила метод построения фоновых карт. Сущность этого метода состоит в учете данных при проведении изолиний только репрезентативных станций. Особенно это актуально при составлении карт показателей, которые очень чувствительны к неоднородностям подстилающей поверхности. После нанесения данных на карту выполняется анализ данных, отклоняющихся от основного фона на существенную разницу ($\pm\sigma_x$) и эти величины не учитываются при проведении изолиний. В дальнейшем метод был усовершенствован и использовался Васильевой Л.Г. и Мищенко З.А. при картировании среднего из абсолютных минимумов температуры воздуха, сумм дневных и ночных температур.

В ArcView проведение изолиний осуществляется с применением метода обратно взвешенных расстояний и объективность автоматизированного выделения районов, отличающихся по количественным значениям величин ресурсов, определяются только количеством объектов. Поэтому возможна чрезмерная изломанность изолиний, которая не соответствует реальным ресурсам в силу применяемого масштаба. При мелкомасштабном картировании на основе детального анализа местоположения метеостанций [4] из созданного слоя удалены данные метеостанций, расположенных на водораздельных плато, вершинах склонов или в балках. Проведение изолиний осуществлено только по данным репрезентативных станций.

В процессе составления карт агроклиматического районирования в ГИСе возникают и другие методические вопросы. При классификации объектов и выделении районов в ручном режиме количество классов определяется в зависимости от диапазона изменчивости картируемой атрибутивной информации (сумм температур, ГТК) и конкретной задачи. Целью агроклиматического районирования и картирования показателей радиационно-тепловых ресурсов и ресурсов увлажнения территорий является обоснование размещения сельскохозяйственных культур, отличающихся по тепло- и влагопотребности. Так, согласно Д.И.Шашко и других, изменение сумм средних суточных температур на 100°C определяет изменение набора сортов культур, а на 200°C – видовой состав культур. В этой связи методически верным является выбор одинакового диапазона значений показателей во всех классах и равного 100 или 200°C .

В ГИСе в автоматическом режиме количество классов и, соответственно, разбивка величин атрибутивной информации по классам или рангам выполняется с использованием стандартных схем классификации: естественной разбивки, квантилей, равных интервалов и стандартных отклонений. Каждая из схем имеет свои достоинства и недостатки. Однако, как показали полученные результаты, при всех схемах теряется смысл выделения агроклиматических районов. Значительным же достоинством данного программного обеспечения является возможность ручного редактирования при решении задач такого рода. Нами, как при ручном так и автоматизированном (в ArcView) составлении карт для определения количества классов и соответственно, диапазона значений в классе, проведен анализ общего диапазона изменчивости значений по всей территории Украины]. Он равен для сумм среднесуточных температур 1300°C (от 2200 и менее до 3500°C и более), а для ГТК – 1.2 (от 0.5 и меньше до $1,7$ и выше). Учитывая указанные выше особенности составления карт агроклиматического районирования, методологически обосновано выбрать диапазон изменчивости сумм температур и ГТК в пределах одного класса 200°C и 0.2 , а количество классов 7 .

Следующая трудность возникает, в связи с разбросанностью крайних значений сумм температур, в определении диапазона значений в первом и последнем классе, поскольку, в отличие от варианта ручного режима составления карт, в ГИСе необходимо строго обозначить как количество классов, так и диапазон изменчивости. Вариант задания диапазона типа «<» или «>» исключается. Поэтому необходимо, чтобы крайние, т.е. максимальные и минимальные значения входили в диапазон значений крайних классов или был близким к ним, но не превышал 100°C .

На комплексной карте (Рис.), составленной в масштабе $1:1500000$, в виде изолиний представлено районирование тепловых ресурсов, а цветовой нагрузкой – ресурсов увлажнения. Всего выделено по суммам температур семь макрорайонов, которые по условиям увлажнения подразделяются на подрайоны. В легенде к карте

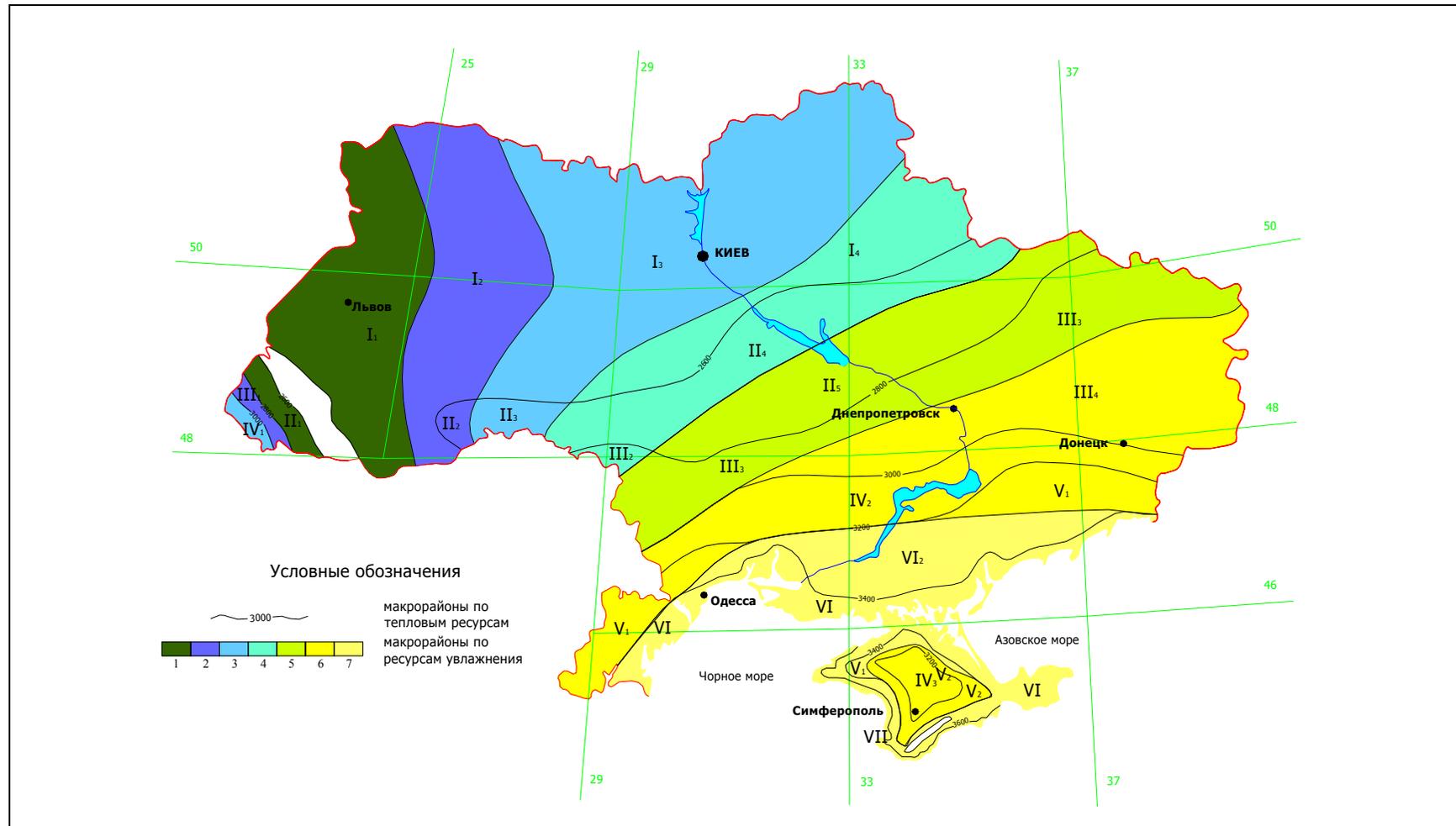


Рис. – Комплексная карта агроклиматических ресурсов Украины.

Таблица 1 – Агроклиматические ресурсы Украины

а) радиационно-тепловые ресурсы

Номер макро-района и подрайона	$\Sigma T \geq 10^{\circ}\text{C}$	ГТК, отн.вел.	$N \text{ с } T$, дни		$\Sigma T \geq 5^{\circ}\text{C}$	$\Sigma T, ^{\circ}\text{C}$		$SS \text{ с } T$, час		ΣQ , мДж·м ⁻²		ΣQf , мДж·м ⁻²	
			$\geq 10^{\circ}\text{C}$	$\geq 5^{\circ}\text{C}$		$\geq 10^{\circ}\text{C}$	$\geq 5^{\circ}\text{C}$	$\geq 10^{\circ}\text{C}$	$\geq 5^{\circ}\text{C}$	$\geq 10^{\circ}\text{C}$	$\geq 5^{\circ}\text{C}$	$\geq 10^{\circ}\text{C}$	$\geq 5^{\circ}\text{C}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
I ₁	<2600	>1.7	<160	<205	<2800	<2800	<1600	<1200	<1400	<2700	<3200	<1350	<1600
I ₂	То же	1.5-1.7	То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же
I ₃	- // -	1.3-1.5	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -
I ₄	- // -	1.1-1.3	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -
II ₁	2600-2800	>1.7	161-165	205-210	2801-3000	<2800	1601-1800	1201-1300	1401-1500	2701-2800	3201-3300	1351-1400	1601-1650
II ₂	То же	1.5-1.7	То же	То же	То же	<2800	1601-1800	То же	То же	То же	То же	То же	То же
II ₃	- // -	1.3-1.5	- // -	- // -	- // -	2801-3000	1801-2000	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -
II ₄	- // -	1.1-1.3	- // -	- // -	- // -	2801-3000	1801-2000	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -
II ₅	- // -	0.9-1.3	- // -	- // -	- // -	2801-3000	1601-1800	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -
III ₁	2800-3000	1.5-1.7	166-170	211-215	3001-3200	2801-3000	1801-2000	1301-1400	1501-1600	2801-3000	3301-3400	1401-1500	1651-1700
III ₂	То же	1.3-1.5	То же	То же	То же	3201-3400	2001-2200	То же	То же	То же	То же	То же	То же
III ₃	- // -	1.1-1.3	- // -	- // -	- // -	3001-3200	2001-2200	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -

Продолжение таблицы 1а

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
III ₄	- // -	0.9-1.3	- // -	- // -	- // -	3001-3200	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -
IV ₁	3000-3200	1.3-1.5	171-175	216-220	3201-3400	>3200	- // -	1401-1500	1601-1700	3001-3200	3401-3500	1501-1600	1701-1750
IV ₂	То же	1.1-1.3	То же	То же	То же	3201-3400	То же						
IV ₃	- // -	0.9-1.1	- // -	- // -		3401-3600	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -	- // -
V ₁	3200-3400	0.9-1.1	176-180	221-225	3401-3600	3601-3800	2401-2600	1501-1600	1701-1800	3201-3400	3501-3600	1601-1700	1751-1800
V ₂	То же	0.7-0.9	То же	То же	То же	3601-3800	2201-2400	То же					
VI	3400-3600	0.5-0.7	181-185	226-230	3601-3800	3801-4000	2401-2600	1601-1700	1801-1900	3401-3600	3601-3700	1701-1800	1801-1850
VII	>3600	0.7-1.1	>185	>230	>3800	>4000	>2600	>1700	>1900	>3600	>3700	>1800	>1850

б) ресурсы увлажнения

Номер макро-района и подрайона	$\Sigma T \geq 10^\circ\text{C}$	ГТК	Σr за период с $T \geq \dots^\circ\text{C}$, мм		ΣD за период с $T \geq \dots^\circ\text{C}$, мм		W на дату перехода T воздуха через $\dots^\circ\text{C}$, мм				W средняя за период с $T \geq \dots^\circ\text{C}$, мм	
			5	10	5	10	Весной		Осенью		5	10
							5	10	5	10		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
I ₁	<2600	>1.7	>495	>420	<760	<665	>205	>195	>170	>160	>185	>175
I ₂	То же	1.5-1.7	456-495	381-420	761-870	666-770	191-205	176-195	151-170	141-160	171-185	161-175
I ₃	- // -	1.3-1.5	411-455	341-380	871-975	771-875	176-190	161-175	126-150	121-140	151-170	141-160
I ₄	- // -	1.1-1.3	366-410	306-340	976-1085	876-980	161-175	146-160	106-125	96-120	131-150	121-140
II ₁	2601-2800	>1.7	>495	>420	<760	<665	>205	>195	>170	>160	>185	>175
II ₂	То же	1.5-1.7	456-495	381-420	761-870	666-770	191-205	176-195	151-170	141-160	171-185	161-175
II ₃	- // -	1.3-1.5	411-455	341-380	871-975	771-875	176-190	161-175	126-150	121-140	151-170	141-160
II ₄	- // -	1.1-1.3	366-410	306-340	976-1085	876-980	161-175	146-160	106-125	96-120	131-150	121-140
II ₅	- // -	0.9-1.3	321-410	266-340	976-1190	876-1080	146-175	131-160	86-125	76-120	116-150	101-140
III ₁	2801-3000	1.5-1.7	456-495	381-420	761-870	666-770	191-205	176-195	151-170	141-160	171-185	161-175
III ₂	То же	1.3-1.5	411-455	341-380	871-975	771-875	176-190	161-175	126-150	121-140	151-170	141-160
III ₃	- // -	1.1-1.3	366-410	306-340	976-1085	876-980	161-175	146-160	106-125	96-120	131-150	121-140
III ₄	- // -	0.9-1.3	321-410	266-340	976-1190	876-1080	146-175	131-160	86-125	76-120	116-150	101-140

Продолжение таблицы 16

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
IV ₁	3001-3200	1.3-1.5	411- 455	341- 380	871- 975	771- 875	176- 190	161- 175	126- 150	121- 140	151- 170	141- 160
IV ₂	То же	1.1-1.3	366- 410	306- 340	976- 1085	876- 980	161- 175	146- 160	106- 125	96- 120	131- 150	121- 140
IV ₃	- // -	0.9-1.1	321- 365	266-305	1086- 1190	981- 1080	146- 160	131- 145	86- 105	76- 95	116- 130	101- 120
V ₁	3201-3400	0.9-1.1	321- 365	266-305	1086- 1190	981- 1080	146- 160	131- 145	86- 105	76- 95	116- 130	101- 120
V ₂	То же	0.7-0.9	281- 320	231-265	1191- 1300	1081- 1185	131- 145	111- 130	66- 85	56- 75	96- 115	86- 100
VI	3401-3600	0.5-0.7	<280	< 230	> 1300	>1185	<130	<110	<65	< 55	< 95	<85
VII	>3600	0.7-1.1	281- 365	231-305	1086- 1300	981- 1185	131- 160	111- 145	66- 105	56- 95	96- 130	86- 120

Продолжение таблицы 16

Номер макро-района и подрайона	$\Sigma T \geq 10^\circ\text{C}$	ГТК, отн.вел.	ΣE за период с $T \geq \dots^\circ\text{C}$, мм		ΣE_0 за период с $T \geq \dots^\circ\text{C}$, мм		Md за период с $T \geq \dots^\circ\text{C}$, отн.вел.		$W_{cp} / W_{нв}$, %	
			5	10	5	10	5	10	5	10
1	2	3	14	15	16	17	18	19	20	21
I ₁	<2601	>1.7	> 535	> 430	495	430	> 0,58	> 0,55	60-75	60-70
I ₂	То же	1.5-1.7	496-535	391-430	496-565	431-500	0,51-0,58	0,47-0,55	68-98	64-87
I ₃	- // -	1.3-1.5	461-495	351-390	566-635	501-635	0,42-0,50	0,39-0,47	58-81	54-76
I ₄	- // -	1.1-1.3	421-460	316-350	636-705	566-635	0,34-0,42	0,32-0,39	52-75	48-70
II ₁	2601-2800	>1.7	> 535	> 430	495	430	> 0,58	> 0,55	69-84	65-80
II ₂	То же	1.5-1.7	496-535	391-430	496-565	431-500	0,51-0,58	0,47-0,55	63-84	60-80
II ₃	- // -	1.3-1.5	461-495	351-390	636-705	566-635	0,42-0,50	0,39-0,47	60-85	56-80
II ₄	- // -	1.1-1.3	421-460	316-350	706-775	636-705	0,34-0,42	0,32-0,39	62-94	58-88
II ₅	- // -	0.9-1.3	381-460	276-350	706-775	636-705	0,26-0,42	0,24-0,39	55-94	48-88
III ₁	2801-3000	1.5-1.7	496-535	391-430	776-845	706-770	0,51-0,58	0,47-0,55	71-97	67-92
III ₂	То же	1.3-1.5	461-495	351-390	>845	> 770	0,42-0,50	0,39-0,47	71-100	67-100
III ₃	- // -	1.1-1.3	421-460	316-350	706-845	636-770	0,34-0,42	0,32-0,39	65-100	60-93
III ₄	- // -	0.9-1.3	381-460	276-350	636-775	501-635	0,26-0,42	0,24-0,39	58-100	50-93
IV ₁	3000-3200	1.3-1.5	461-495	351-390	566-635	501-635	0,42-0,50	0,39-0,47	58-90	54-84
IV ₂	То же	1.1-1.3	421-460	316-350	636-705	566-635	0,34-0,42	0,32-0,39	72-94	67-88
IV ₃	- // -	0.9-1.1	381-420	236-315	706-775	636-705	0,18-0,34	0,17-0,32	72-93	62-86
V ₁	3200-3400	0.9-1.1	381-420	236-315	706-775	636-705	0,18-0,34	0,17-0,32	68-81	59-75
V ₂	То же	0.7-0.9	346-380	236-275	776-845	706-770	0,18-0,26	0,17-0,24	56-72	51-62
VI	3400-3600	0.5-0.7	< 345	<235	>845	> 770	0,18	<0,17	59-68	53-61
VII	>3600	0.7-1.1	346-420	236-315	706-845	636-770	0,18-0,34	0,17-0,32	60-93	54-86

(табл. 1) дана информация о радиационно-тепловых ресурсах по 12 показателям и ресурсах увлажнения - по 21 показателю. Показателями радиационно-тепловых ресурсов, кроме основного, являются сумма температур выше 5°C, суммы дневных и ночных температур воздуха, продолжительность солнечного сияния, сумма суммарной и фотосинтетически активной радиации за периоды с температурой воздуха выше 5 и 10°C. Условия увлажнения в каждом из подрайонов характеризуются, кроме ГТК, количеством осадков, дефицитом влажности воздуха, запасами влаги на начало, конец расчетного периодов и средних за период, а также расчетными величинами испарения, испаряемости и показателем, характеризующим отношение средних запасов влаги к величине наименьшей полевой влагоемкости. Все расчеты показателей были выполнены с применением метода уплотнения агроклиматической информации, разработанной З.А.Мищенко и Г.В. Ляшенко [10.] Столь широкий набор показателей выбран с целью дальнейшего использования результатов для районирования агроклиматически обоснованных уровней урожаяв разным по требованиям сельскохозяйственных культур.

Были определены площади макрорайонов и подрайонов Украины (табл. 2).

Таблица 2 - Площади макроклиматических районов и подрайонов Украины

Макрорайон	Подрайон	Площадь	
		Млн.га	%
I	1	5,13	8,50
	2	5,24	8,68
	3	10,71	17,74
	4	3,22	5,33
		24,3	40,25
II	1	0,40	0,67
	2	0,23	0,38
	3	0,48	0,80
	4	3,76	6,22
	5	4,24	7,03
		9,11	15,1
III	1	0,20	0,33
	2	0,20	0,34
	3	5,38	8,91
	4	5,79	9,60
		11,57	19,18
IV	1	0,16	0,27
	2	3,74	6,19
	3	0,48	0,79
		4,38	7,25
V	1	2,98	4,94
	2	3,19	5,28
		6,17	10,22
VI	-	3,93	6,51
VII	-	0,23	0,38
Горы	Карпатские	0,62	1,03
	Крымские	0,05	0,09
Всего горы		0,67	1,12
Всего		60,37	100

Первый макроклиматический район охватывает более 40% территории Украины, а седьмой - менее 0,38%. При этом, наибольшие площади входят в первый макрорайон, третий подрайон первого макрорайона и составляют 10,71 млн. га или 17,74% общей площади Украины. Достаточно значительная территория относится к первому району, первый и второй подрайоны, а также третий район, третий и четвертый подрайоны – соответственно 8,5, 8,68, 8,91 и 9,6% общей площади. Наименьшие площади занимают, кроме Крымских гор, четвертый макрорайон, первый подрайон, второй подрайон второго района и седьмой макрорайон – менее 0,5% общей площади

Выводы. Выполненное комплексное агроклиматическое районирование Украины дает представление о пространственном распределении агроклиматических ресурсов Украины. Результаты работы могут иметь значение в рамках агрометеорологического обеспечения сельскохозяйственной отрасли для оптимизации размещения сельскохозяйственных культур на принципах соответствия требованиям культур. Детальность и многофакторность позволяет использовать результаты для моделирования формирования их урожайности, что позволяет оптимизировать размещение на принципах экономической целесообразности.

Список литературы

1. *Агроклиматический атлас* Украины /Под ред.С.А.Сапожниковой. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 60с.
2. *Клімат України* // За ред. В.М.Ліпінського, В.І.Дячука, В.М.Бабіченко. - Київ: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
3. *Научно-прикладной справочник по климату СССР.* серия 3. Многолетние данные. Выпуск 10. Украинская ССР.- Л.: Гидрометеиздат, 1985.
4. *История и физико-географическое описание метеорологических станций и постов.* В кн.: Климатический справочник СССР, выпуск 10, (Украинская ССР). Киев: 1968. – 458 с.
5. *Ляшенко Г.В.* Комплексное агроклиматическое районирование Украины по радиационно-тепловым ресурсам. В сб. Метеорология, климатология и гидрология, 2004, вып. 48. – С. 219-225.
6. *Ляшенко Г.В.* Агроклиматическое районирование Украины по условиям увлажнения. // Метеорологія, кліматологія і гідрологія. – Одеса, 2005, № 49. – С. 274-284.
7. *Ляшенко Г.В.* Комплексне агрокліматичне районування територій із застосуванням ГІС-технологій. //З'їзд географічної спілки України. – Чернівці, 2004. – С.195-199.
8. *Ляшенко Г.В.* Методологические аспекты применения ГИС-технологий при агроклиматическом районировании территорий. – В научн.журн. „Культура народов Причерноморья”. –Сімферополь. -2007. № 104. – 128-132.
9. *Ляшенко Г.В.* Комплексное агроклиматическое районирование Украины. // Метеорологія, кліматологія і гідрологія. – Одеса, 2008, № 50. – С.
10. *Мищенко З.А., Ляшенко Г.В.* О методике уплотнения агроклиматической информации на примере радиационно-тепловых ресурсов. - Депон. в УкрИНЭИ, .Киев, 28.07.94 за № 1435 –Ук 94.

Агрокліматичне районування України. Ляшенко Г.В.

Виконано комплексне агрокліматичне районування України із застосуванням ГІС-технологій. За тепловими ресурсами виділено сім макрорайонів, які за умовами зволоження поділяються на підрайони (усього 20). Представлена комплексна карта агрокліматичних ресурсів, у легенді до якої надана характеристика агрокліматичних ресурсів за 31 показником.

Ключові слова: агрокліматичні ресурси, теплові ресурси, ресурси зволоження, комплексна карта, макрорайони, підрайони.

Agriclimatic division on districts of Ukraine. Lyashenko G.V.

Complex agriclimatic division on districts of Ukraine with application of GIS technologies is made. It was allotted seven agriclimatic microdistricts on thermal recourses, which are subdivided on subdistricts (in total 20 subdistricts).

The complex map of agriclimatic recourses is introduced and in the legend of the map a characteristic on 31 indices is given.

Key words: Agriclimatic resources, thermal resources, resources of moistening, subdistricts, macrodistricts, subdistricts, complex maps, map legend.

АГРОКЛІМАТИЧНА ОЦІНКА УМОВ ВОЛОГОЗАБЕЗПЕЧЕННЯ ОСНОВНИХ ЗЕРНОВИХ КУЛЬТУР В УКРАЇНІ

На основі базової математичної моделі „погода-урожай” УкрНДГМІ досліджено вплив режиму зволоження ґрунтів на формування урожайності озимої пшениці та ярого ячменю в Україні. Визначено повторюваність умов ґрунтового зволоження різної сприятливості в основні періоди розвитку зернових культур та проаналізовано особливості їх просторового розподілу.

Ключові слова: *умови вологозабезпечення, період вегетаційного циклу, зернові культури, вологопотреба рослин, урожайність, коефіцієнт продуктивності, запаси продуктивної вологи у ґрунті.*

Вступ. Умови вологозабезпечення мають виключно важливе значення для росту, розвитку і формування урожаю сільськогосподарських культур. З усіх необхідних рослинам факторів життя (світло, тепло, волога, поживні речовини) найбільше у кількісному відношенні за вегетаційний період вони споживають води. Вода відіграє вирішальну роль у процесах фотосинтезу і дихання, поділу і росту клітин, є джерелом хімічних елементів, що входять до складу синтезованих рослиною органічних речовин і середовищем у якому відбуваються всі біохімічні реакції. Вода у рослинах регулює тепловий обмін, підтримує тургор у клітинах і тканинах, забезпечує засвоєння поживних речовин з ґрунту. Максимальна продукція рослин у вигляді зерна, коренеплодів, зеленої маси утворюється в умовах їх оптимального вологозабезпечення [5, 6].

Основним джерелом вологозабезпечення сільськогосподарських культур і найбільш релевантним чинником їх урожайності є запаси продуктивної вологи у ґрунті. Вони інтегрально відображають наявні ресурси вологи, які використовуються рослинами для забезпечення процесів життєдіяльності і синтезу органічної речовини.

Закономірності формування і динаміки запасів продуктивної вологи у ґрунті залежать від багатьох чинників, основними з яких є: метеорологічні умови, агрогідрологічні властивості ґрунтів, рівень ґрунтових вод, інтенсивність водоспоживання сільськогосподарських культур у різні фази їх розвитку, агротехніка та ін. [6]. У багаторічному циклі вологообміну між підстильною поверхнею і атмосферою динаміка вологозапасів ґрунту впродовж вегетації має чітко виражену періодичність, яка співпадає з ходом основних кліматичних характеристик – температури повітря і опадів.

У сучасних умовах, у зв'язку із змінами і коливаннями властивостей кліматичної системи важливе наукове і практичне значення мають дослідження, спрямовані на визначення особливостей забезпечення вегетаційного періоду сільськогосподарських культур ресурсами вологи з метою опрацювання агрокліматичних основ стійкого розвитку галузей рослинництва в Україні.

Матеріали і методика дослідження. Метою даної роботи є агрокліматична оцінка сприятливості режиму зволоження ґрунтів України для росту, розвитку і формування урожайності озимої пшениці та ярого ячменю.

Для кількісної оцінки вологозабезпечення зернових культур впродовж їх вегетації використовується блок базової математичної моделі „погода-урожай” УкрНДГМІ (В.П.Дмитренко) [1, 2, 3].

Аналітично вплив вологозапасів ґрунту на формування урожайності сільськогосподарських культур описується рівнянням виду

$$\eta(W) = \frac{y(W)}{Y(W_o)} = \left(1 + \frac{W - W_o}{W_o}\right)^q \left(1 - \frac{W - W_o}{W_n - W_o}\right)^v, \quad (1)$$

де $\eta(W)$ – коефіцієнт продуктивності польової культури за запасами продуктивної вологи у ґрунті; $y(W)$ – урожайність за фактичних запасів продуктивної вологи, W , мм; $Y(W_o)$ – максимальна урожайність за оптимального вмісту продуктивної вологи у ґрунті, W_o , мм; W_n – повна вологоємність ґрунту.

Параметри рівняння, згідно з роботою [1], визначаються за співвідношеннями

$$q = \frac{W_o}{W_n}, \quad (2)$$

$$v = 1 - q = 1 - \frac{W_o}{W_n}; \quad (3)$$

$$a_o = 1 - \frac{y_n}{C}, \quad (4)$$

$$b = \sqrt[q]{W_o \left(\frac{1}{a_o} - 1 \right)}, \quad (5)$$

$$C = \left(1 + \frac{W_o}{W_n - W_o} \right)^v, \quad (6)$$

$y_n = \eta(0)$ – встановлюється за емпіричним графіком [3].

У нашій роботі визначення розглянутих параметрів здійснено із врахуванням просторової мінливості повної польової вологоємності (W_n), що дозволило адаптувати модель для оцінки продуктивності культур за впливом режиму зволоження різних типів ґрунтів України.

Кількісним критерієм оцінки сприятливості зволоження ґрунту для формування урожайності культур є коефіцієнт продуктивності $\eta(W)$, що відображає відношення урожайності за фактичних запасів продуктивної вологи у ґрунті до максимально можливої її величини за оптимальних вологозапасів у кожний період вегетаційного циклу [1]. Значення коефіцієнту продуктивності змінюються від 0 до 1,0. Якщо вологість ґрунту дорівнює вологості в'янення (нестача вологи) чи повній вологоємності (перезволоження), то $\eta(W)$ наближається до нуля. Якщо ж фактичні вологозапаси близькі до оптимальних, то $\eta(W) = 1$ [3].

Для якісної характеристики впливу умов зволоження ґрунту на процеси формування урожайності сільськогосподарських культур інтервал мінливості кількісних коефіцієнтів продуктивності розділено на окремі градації (табл.1) [1]. Кожна градація відображає відносний рівень урожайності культур за відповідних умов ґрунтового зволоження.

Таблиця 1 – Шкала оцінки впливу умов зволоження ґрунту на урожайність польових культур (за [1])

Якісна оцінка урожайності, порівняно з її потенціалом	Оцінка умов зволоження ґрунту	
	якісна	кількісна (за коефіцієнтами продуктивності)
Близька до господарського максимуму	сприятливі	0,95-1,0
Більша, ніж середня багаторічна, між господарським максимумом і економічним мінімумом	задовільні	0,85-0,95
Середня між господарським максимумом і економічним мінімумом і близька до середньої багаторічної	несприятливі	0,65-0,85
Менша, ніж середня багаторічна, на рівні економічного мінімуму	дуже несприятливі	0,35-0,65
Економічно збиткова	надзвичайні	0-0,35

За розглянутими підходами проведено оцінку сприятливості умов зволоження ґрунту для формування урожаю озимої пшениці та ярого ячменю в основні періоди їх розвитку на території України. Поділ вегетаційних циклів зернових культур на періоди, відносно однорідні за ознаками вологопотреби і водоспоживання рослин відображено у табл.2.

Розрахунок сумарних коефіцієнтів продуктивності за періоди вегетаційного циклу озимої пшениці і ярого ячменю проведено за формулою

$$S_i(W) = \sum \eta_i(W) \alpha_i, \quad (7)$$

де $S_i(W)$ – сумарний коефіцієнт продуктивності за вологозапасами ґрунту за декілька декад (місяців) вегетаційного циклу, $\eta_i(W)$ – коефіцієнт продуктивності вологозапасів за певну декаду (місяць), α_i – ваговий множник за цей період.

Ваговий множник α , наведений у табл.2, є відносною кількісною характеристикою внеску кожного періоду вегетаційного циклу культури у формування урожаю.

Основу проведених розрахунків становили матеріали спостережень за вологістю ґрунту під озимою пшеницею по непарових попередниках та ярим ячменем за період 1961-2002 рр. на мережі гідрометеорологічних станцій України.

Як відомо за численними дослідженнями, вологість ґрунту має важливе значення для росту і розвитку озимої пшениці протягом всього вегетаційного циклу. Однак, в онтогенезі культури виділяються окремі критичні періоди, коли нестача вологи у ґрунті зумовлює істотне зменшення рівня і якості урожаю. Восени це період від сівби до укорінення, а навесні – від відновлення вегетації до колосіння.

На рис.1 відображено розподіл сумарних коефіцієнтів продуктивності озимої пшениці за запасами продуктивної вологи у шарі ґрунту 0-100 см у період від сівби до укорінення. Найбільш сприятливі умови за ступенем забезпечення озимої пшениці ґрунтовою вологою в цей період складаються у Лісостепу центральному і прилеглий до

Таблиця 2 – Поділ вегетаційного циклу озимої пшениці і ярого ячменю на періоди за етапами онтогенезу (узагальнено за [2])

Фаза розвитку	Період вегетаційного циклу	Календарний період	Ваговий множник α , %
Озима пшениця			
Сівба - сходи Сходи-3-й листок 3-й листок - кущіння Кущіння - припинення вегетації	передпосівний	VIII	7
	сівба - укорінення	IX-XI	12
Зимовий спокій	зимовий спокій	XII-II	29
Відновлення вегетації - поява нижнього стеблового вузла Поява нижнього стеблового вузла - колосіння	відновлення вегетації - формування вегетативних органів	III-V	36
Колосіння – молочна стиглість	утворення генеративних органів	VI	9
Молочна – воскова стиглість	достигання	VII	7
Ярий ячмінь			
Посів - сходи Сходи-3-й листок 3-й листок - кущіння	сівба-укорінення	III-IV	39
	формування вегетативних органів	V	27
Кущіння - поява нижнього стеблового вузла Поява нижнього стеблового вузла - колосіння	утворення генеративних органів	VI	22
Колосіння - молочна стиглість зерна	достигання	VII	12
Молочна - воскова стиглість Воскова - повна стиглість			

нього частині Північного Степу. Найменш сприятливі – у західних частинах Полісся і Лісостепу, Південному Степу і частині Східного Лісостепу (східніше Донецької височини). На решті території України переважають задовільні умови зволоження ґрунту, які визначають урожайність культури на рівні між господарським максимумом і економічним мінімумом.

За оцінкою просторового розподілу коефіцієнтів продуктивності озимої пшениці у період утворення вегетативних органів (березень-травень) встановлено, що у багаторічному розрізі майже на всій території України складаються задовільні умови забезпечення рослин ґрунтовою вологою. Значення коефіцієнтів продуктивності змінюються у межах 0,85-0,95. Неприятливі умови ґрунтового зволоження відзначаються у сухостеповій підзоні, де коефіцієнти продуктивності знижуються до 0,80-0,85. У період формування зерна (червень) вологопотреба озимої пшениці зменшується, зниження запасів продуктивної вологи у ґрунті сприяє підвищенню урожаю. Відповідно до зворотного характеру впливу вологості ґрунту на урожайність культури у цей період коефіцієнти продуктивності озимої пшениці за вологозапасами метрового ґрунту в усіх природних зонах знижуються до 0,55-0,66.

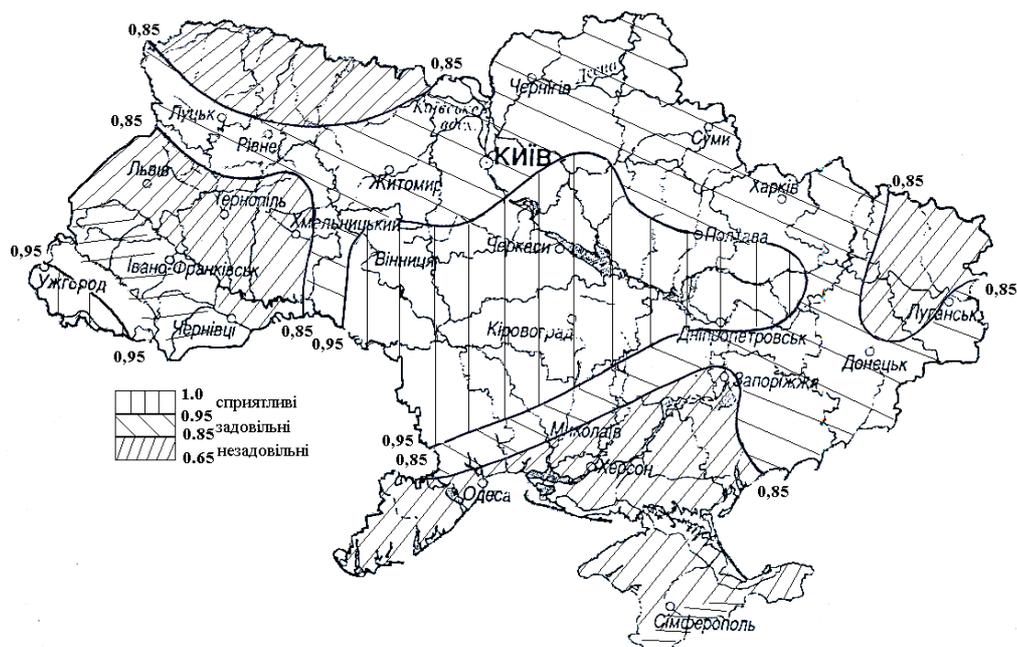


Рис.1 - Коефіцієнти продуктивності озимої пшениці за запасами продуктивної вологи за період від сівби до укорінення

Показники повторюваності умов ґрунтового зволоження різного ступеню сприятливості в основні періоди розвитку озимої пшениці наведено у табл. 3.

Повторюваність сприятливих і задовільних умов вологозабезпечення озимої пшениці, за яких відсутня необхідність у застосуванні додаткових агротехнічних прийомів, спрямованих на збалансування вмісту вологи у ґрунті (вологонакопичення, або, навпаки, дренаж) у період від сівби до вкорінення становить у Поліссі – 89 %, у Лісостепу – 88-91 %, у Північному Степу – 87-91 %, у Південному Степу – 75-78 %.

У період формування вегетативних органів у всіх зонах найбільшу повторюваність має поєднання сприятливих та задовільних умов (70-96%). Несприятливі умови ґрунтового зволоження у цей період найчастіше спостерігаються у Південному Степу – у середньому 4 рази на 10 років. Період утворення генеративних органів озимої пшениці характеризується збільшенням повторюваності несприятливих умов зволоження ґрунту, особливо у степовій зоні України.

Для отримання високих урожаїв ярого ячменю важливе значення мають сприятливі умови зволоження ґрунту у початковий період розвитку. Просторовий розподіл коефіцієнтів продуктивності ярого ячменю за запасами продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту від появи сходів до укорінення відображено на Рис.2.

У цей період за переважання на території України сприятливих умов вологозабезпечення ярого ячменю виділяються три осередки із задовільними умовами ґрунтового зволоження – у західному Поліссі, де відзначається перезволоження, південно-східній частині Лісостепової зони та у південному Степу за нестачі запасів продуктивної вологи. Під час формування вегетативних органів сприятливі умови вологозабезпечення складаються у Поліссі і Лісостепу, задовільні – у степовій зоні. Період формування генеративних органів ярого ячменю за умовами ґрунтового вологозабезпечення має ті ж ознаки, що і в озимої пшениці. Значення коефіцієнтів продуктивності за запасами продуктивної вологи змінюються від 0,60 у Південному Степу до 0,76 у Поліссі.

Таблиця 3 – Повторюваність (%) умов вологозабезпечення озимої пшениці і ярого ячменю за запасами продуктивної вологи у шарі ґрунту 0-100 см

Ґрунтово-кліматична зона	Якісна оцінка умов зволоження	Повторюваність (%) умов ґрунтового вологозабезпечення у періоді вегетаційного циклу культур					
		озима пшениця			ярий ячмінь		
		сівба-укорінення	відновлення вегетації - формування вегетативних органів	утворення генеративних органів	сівба-укорінення	формування вегетативних органів	утворення генеративних органів
Полісся	сприятливі	45	27	11	76	68	-
	задовільні	34	69	29	18	26	29
	несприятливі	21	4	60	6	6	71
	дуже несприятливі	-	-	-	-	-	-
Лісостеп західний	сприятливі	47	29	7	75	65	-
	задовільні	35	54	19	18	30	19
	несприятливі	18	17	74	7	5	81
	дуже несприятливі	-	-	-	-	-	-
Лісостеп центральний	сприятливі	65	32	-	82	81	-
	задовільні	26	61	31	15	18	16
	несприятливі	9	7	69	3	1	82
	дуже несприятливі	-	-	-	-	-	2
Лісостеп східний	сприятливі	38	30	-	70	50	-
	задовільні	30	65	35	26	45	10
	несприятливі	30	5	65	4	5	86
	дуже несприятливі	2	-	-	-	-	4
Степ північний	сприятливі	57	25	-	61	18	-
	задовільні	30	60	29	30	70	8
	несприятливі	9	10	56	9	12	84
	дуже несприятливі	4	5	15	-	-	8
Степ південний	сприятливі	44	10	-	52	-	-
	задовільні	21	55	5	26	66	5
	несприятливі	26	19	64	18	21	77
	дуже несприятливі	9	16	31	4	13	18

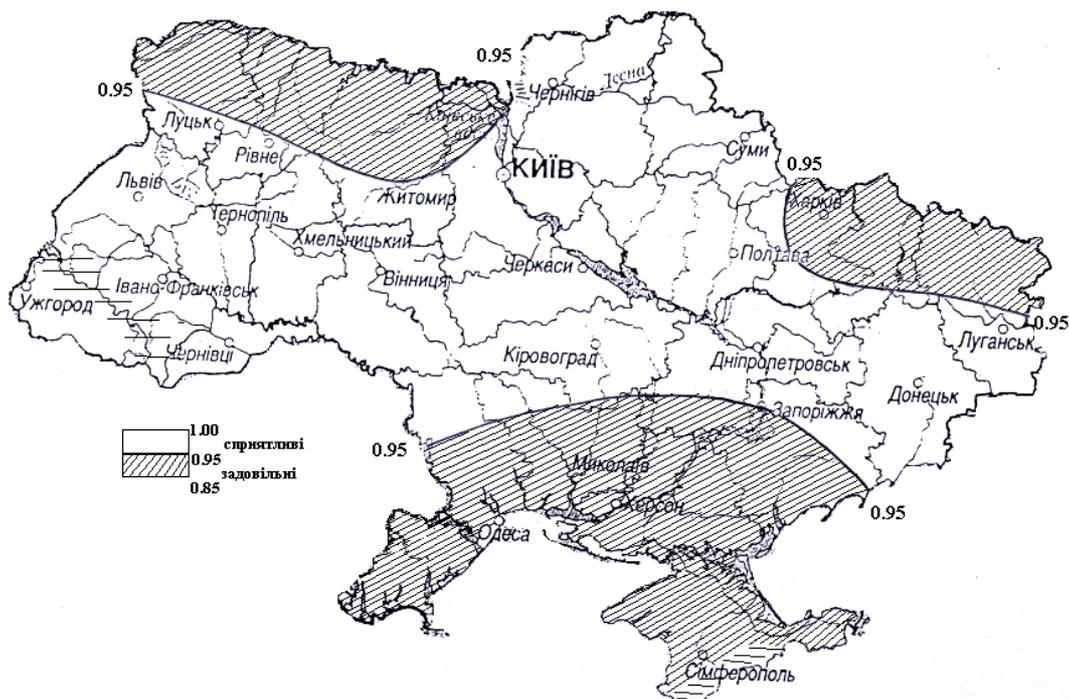


Рис.2 - Коефіцієнти продуктивності ярого ячменю за запасами продуктивної вологи за період від сівби до укорінення

Показники повторюваності умов ґрунтового зволоження різного ступеню сприятливості для формування урожаю ярого ячменю наведено у табл.3. Для цієї культури сприятливі та задовільні умови зволоження метрового шару ґрунту у періоди укорінення та формування вегетативних органів у Поліссі, Лісостепу та Північному Степу складаються майже щорічно, у Південному Степу несприятливі та дуже несприятливі умови повторюються 3-4 рази на 10 років. У період утворення генеративних органів (червень) велику повторюваність мають несприятливі умови зволоження ґрунту, тому для отримання високих урожаїв ярого ячменю особливо значимими є ранні терміни сівби, що дозволяє культурі сформувати максимальну вегетативну масу протягом квітня-травня, коли вміст вологи у ґрунті є достатнім.

Висновки. Проведене дослідження дозволило визначити загальні зональні закономірності розподілу умов вологозабезпечення озимої пшениці і ярого ячменю в Україні та окремі їх регіональні особливості, зумовлені неоднорідністю агрогідрологічних властивостей ґрунтів, впливом циркуляційних і орографічних чинників. Оцінка повторюваності умов ґрунтового зволоження за період 1961-2002 рр. вказує на переважання сприятливих і задовільних умов забезпечення ґрунтовою вологою зернових культур у періоди їх максимальної вологопотреби. У практиці сільськогосподарського виробництва необхідно враховувати досить високу частоту несприятливого режиму зволоження ґрунтів для ранніх ярих зернових культур у період формування генеративних органів у Східному Лісостепу та Південному Степу.

Список літератури

1. *Дмитренко В.П.* Динамическая теория максимальной урожайности сельскохозяйственных культур//Труды УкрНИГМИ. – 1976. –Вып. 148. – С. 3-12.
2. *Дмитренко В.П.* Методические указания по комплексной оценке влияния засушливых явлений на урожайность зерновых культур и сахарной свеклы. – М.: Гидрометеиздат, 1992.– 84 с.
3. *Дмитренко В.П.* О полной агрометеорологической модели урожайности //Труды УкрНИГМИ. – 1983. –Вып. 191.– С. 23-33.
4. *Жуков В.А., Полевой А.Н., Витченко А.Н., Даниелов С.А.* Математические методы оценки агроклиматических ресурсов.– Л.: Гидрометеиздат, 1989.– 208 с.
5. *Лархер В.* Экология растений.– М.: Мир, 1978. – 381 с.
6. *Мушкин И.Г.* Влагообеспеченность сельскохозяйственных полей. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 256 с.

Агроклиматическая оценка условий влагообеспеченности основных зерновых культур в Украине. Круківська А.В.

На основе базовой математической модели „погода-урожай” УкрНИГМИ исследовано влияние режима увлажнения почв на формирование урожайности озимой пшеницы и ярового ячменя в Украине. Определена повторяемость условий почвенного увлажнения различной степени благоприятности в основные периоды развития зерновых культур и проанализированы особенности их пространственного распределения.

Ключевые слова: условия влагообеспеченности, период вегетационного цикла, зерновые культуры, влагопотребность растений, урожайность, коэффициент продуктивности, запасы продуктивной влаги в почве.

The agroclimatic estimation of moisture-provided conditions of the main grain crops in Ukraine. Krukivskaya A.V.

On the basis of the mathematical model "weather-harvest" (UHMI) the influence of soil moisture on winter wheat and summer barley yields formation in Ukraine are investigated. Repeatability of a soil moisture conditions with various degree of usefulness during the main periods of grain crops development so as the peculiarity of their spatial distribution are analyzed.

Key words: moisture-provided conditions, period of vegetative cycle, grain crops, water-need of plants, productivity, coefficient of productivity, stocks of the productive moisture in the ground.

УДК 551.584:633 (477)

Кирнасовская Н.В. к.г.н.

Одесский государственный экологический университет

СРАВНИТЕЛЬНАЯ АГРОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА БИОКЛИМАТИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ТЕРРИТОРИЙ КИЕВСКОЙ И ЗАПОРОЖСКОЙ ОБЛАСТЕЙ С УЧЕТОМ МИКРОКЛИМАТА

Выполнена сравнительная агроклиматическая оценка биологической продуктивности климата Киевской и Запорожской областей с учетом микроклиматической оценки теплового режима почв разного механического состава для условий естественного и оптимального увлажнения.

Ключевые слова: биоклиматический потенциал, микроклимат, тепловой режим почв.

Вступление. Для использования биоклиматического потенциала (БКП) в различных теоретических и практических задачах при введении сельскохозяйственного производства предусматривается необходимость его оценки, поскольку биологическая продуктивность земель разных территорий значительно отличается.

Идея об использовании БКП для характеристик биологической продуктивности земель первоначально была выдвинута П.И. Колосковым. Позднее идеи, выдвинутые ученым, получили усовершенствование в работах Сапожниковой С.А., Бринкена Д.А., Шашко Д.И.. Дальнейшее развитие данной тематики заложено в работах Эйюбова А.Д., Хершкович Э.Л., Зоидзе Е.К. и Овчаренко Л.И..

В данной статье ставится задача выполнить сравнительную агроклиматическую оценку биоклиматического потенциала природной среды Киевской и Запорожской областей с учетом влияния микроклимата почв.

Материалы и методы исследований. Оценка биологической продуктивности земель исследуемых областей выполнена на основе физико-статистической модели расчета БКП Д.И. Шашко [3] с последующим совершенствованием ее для микроклиматической оценки биоклиматического потенциала на территориях с учетом показателей тепловых ресурсов почв разного механического состава. Так для сравнительной оценки биологической продуктивности климата крупной территории СНГ с разным сочетанием тепла и влаги в межзональном разрезе применяется формула вида

$$БКП = K_p \frac{\Sigma T_{cc} > 10^{\circ} C}{1000^{\circ} C}, \quad (1)$$

где $\Sigma T_{cc} > 10^{\circ} C$ - сумма средних суточных температур воздуха за период активной вегетации в данном месте;

$1000^{\circ} C$ - базисная сумма температур воздуха для сравнения с продуктивностью на границе возможного полевого земледелия;

K_p - коэффициент роста, представляющий собой отношение урожайности культуры в естественных условиях влагообеспеченности к максимальной урожайности в условиях оптимальной влагообеспеченности. Его значение определяется по Md - показателю атмосферного увлажнения по Шашко. При $Md \approx 0,50$ создаются оптимальные условия для влагообеспеченности растений, при $K_p = 1$.

Для сравнительной оценки (в баллах) биологической продуктивности (B_k) относительно средней для страны продуктивности климата применяется формула

$$B_k = K_p \frac{\Sigma T_{cc} \cdot 100}{1900^\circ C} = 55BKП, \quad (2)$$

где $1900^\circ C$ - базисная сумма средних суточных температур воздуха, соответствующая средней биологической продуктивности южно-таежной зоны, для сравнения со средней по стране продуктивностью климата;

55 – коэффициент пропорциональности, рассчитанный по соотношению базисных сумм температур воздуха 1000 и $1900^\circ C$ и выраженный в процентах.

Так как для территории Украины характерна большая пятнистость почвенного покрова, различающегося на малых площадях по механическому составу, поэтому фоновые значения $BKП$ и B_k пригодны для равнинных земель и среднесуглинистых почв. Регионализация расчетной схемы оценки $BKП$ в пределах ограниченных территорий с учетом тепловых ресурсов почв разного механического состава предложена Мищенко З.А. и автором [1]. Нами для пересчета $BKП$ и B_k на песчаные, супесчаные, тяжелосуглинистые и глинистые почвы предложены переходные коэффициенты K_n в виде

$$K_n = \frac{\Sigma T_{нес}}{\Sigma T_{суг}}; \quad K_n = \frac{\Sigma T_{суп}}{\Sigma T_{суг}}; \quad K_n = \frac{\Sigma T_m}{\Sigma T_{суг}}; \quad (3)$$

где $\Sigma T_{суг}$ - сумма температур почвы (средний суглинок, принятый за нормальное местоположение) на глубине 10 и 20 см за период с T_{cc} выше $10^\circ C$;

$\Sigma T_{нес}$, $\Sigma T_{суп}$ и ΣT_m - те же суммы температур соответственно для песчаных, супесчаных и тяжелосуглинистых почв.

В этом случае формулы (1) и (2) имеют вид

$$BKП = K_p \frac{\Sigma T_{cc} > 10^\circ C}{1000^\circ C} \cdot K_n, \quad (4)$$

$$B_{kn} = 55BKП \cdot K_n. \quad (5)$$

Результаты исследований и их анализ. Территория Киевской области отличается небольшим разнообразием климатических ресурсов. Северная часть области относится к первому агроклиматическому району Украины. Это зона влажная, умеренно теплая. Ее южная часть входит во второй агроклиматический район, недостаточно влажный и теплый. Территория Запорожской области относится к центральной и южной Степи Украины. По агроклиматическому районированию Украины область расположена в 3 и 4 агроклиматических зонах, первая – засушливая и очень теплая, а вторая – засушливая и умеренно жаркая.

Используя модель расчета биологической продуктивности климата Д.И. Шашко, выполнены расчеты $BKП$ в относительных единицах и баллах для станций, равномерно освещающих территории рассматриваемых областей. Для этой цели использовались средние многолетние данные по суммам среднесуточных температур воздуха за

теплый период ($\Sigma T_c > 10^\circ C$), суммам осадков за год (ΣR) и среднесуточному дефициту влажности воздуха за год (Σd). Значения BKP , B_k , BKP' , B_k' , Md и Kp определены по формулам (1-4) для условий естественного и оптимального увлажнения. Результаты расчетов представлены в табл. 1.

Установлено, что, в естественных условиях климата, начиная с северных районов Киевской области (ст. Чернобыль, Полесское, Тетерев) и до центра территории (ст. Немешаево, Киев) наблюдается плавное увеличение биоклиматической продуктивности, при этом BKP и B_k меняется соответственно в пределах 2,36-2,62 и 129-144 баллах. На ст. Киев значение BKP и B_k достигает максимума 2,62 и 144 балла, что соответствует умеренно-высокой продуктивности климата. В восточной части области (ст. Борисполь, Яготин) имеет место значительное снижение BKP по сравнению с центральными районами. Здесь BKP и B_k изменяется в пределах 2,43-2,42 и 133 баллов, что соответствует повышенной биологической продуктивности климата. С продвижением на юг области (ст. Фастов, Белая Церковь, Старченко) сохраняется повышенная продуктивность климата, здесь BKP и B_k равны 2,4 и 132 балла.

Таблица 1 - Агроклиматическая оценка BKP при естественном и оптимальном увлажнении в районах Киевской и Запорожской областей

Станция	ΣR , мм	Σd за год, мм	$\Sigma T_c > 10^\circ C$	Md за год	Kp	BKP	BKP'	B_k	B_k'
Киевская область									
Чернобыль	589	1387	2550	0,42	0,92	2,36	2,55	129	140
Полесское	607	1314	2455	0,46	0,96	2,37	2,45	130	135
Тетерев	661	1387	2440	0,48	0,98	2,40	2,44	131	134
Немешаево	656	1314	2485	0,5	1,0	2,49	2,48	136	136
Киев	685	1533	2695	0,47	0,95	2,62	2,69	144	148
Борисполь	600	1424	2625	0,42	0,92	2,43	2,62	133	144
Яготин	620	1460	2620	0,42	0,92	2,42	2,62	133	144
Фастов	618	1424	2560	0,43	0,93	2,39	2,56	131	140
Б. Церковь	579	1424	2640	0,41	0,91	2,41	2,64	132	145
Старченко	551	1424	2699	0,39	0,89	2,40	2,69	132	148
Запорожская область									
Запорожье	515	2044	3215	0,25	0,69	2,25	3,21	124	177
Гуляй-Поле	555	1934	3030	0,29	0,76	2,31	3,03	127	166
Кирилловка	540	1715	2940	0,31	0,79	2,33	2,94	128	161
Пришиб	497	2044	3180	0,24	0,68	2,17	3,18	119	174
Мелитополь	487	2044	3325	0,24	0,68	2,27	3,32	124	182
Ботево	467	1788	3295	0,26	0,71	2,36	3,29	129	181

В условиях оптимального увлажнения в северных и центральных районах области имеет место пониженная биологическая продуктивность климата ($B_k' = 134-140$ баллов), здесь введение мелиоративных мероприятий не требуется. В остальных районах значение BKP' , B_k' практически не изменяется и составляет 2,62-2,64 и 148-144 балла, что соответствует относительно пониженной продуктивности климата и не требует введения мелиоративных мероприятий.

Для Запорожской области при условии естественного увлажнения наблюдается плавное увеличение BKP и B_k с запада на восток от 2,17 до 2,36 и 119-129 баллов соответственно. В северных районах области (ст. Запорожье, Гуляй-Поле, Кирилловка) имеет место средняя биологическая продуктивность климата (124-128 баллов). На станции Пришиб наблюдается очень низкое значение биоклиматического потенциала, равное 2,17 и 119 баллов, что говорит о пониженной биопродуктивности климата. На станции Ботиево, расположенной в южном очень теплом и засушливом районе области наблюдается средняя биологическая продуктивность климата. Здесь BKP и B_k равны соответственно 2,36 и 129 баллов.

В условиях оптимального увлажнения наблюдается плавный рост биоклиматического потенциала с северо-востока на юго-запад территории. BKP' и B_k' варьирует в пределах 2,94-3,33 и 162-182 бала. На станции Запорожье и Пришиб имеет место относительно высокая биопродуктивность климата (BKP' и B_k' соответственно 3,12 – 3.18 и 177 – 174 баллов). Здесь для успешного ведения сельского хозяйства необходимо вводить орошение полей. Повышенная продуктивность климата характерна для южной части области (ст. Гуляй-Поле, Кирилловка), где BKP' и B_k' составляют соответственно 2,94-3,03 и 161-166 баллов. В отдельные годы здесь рекомендуется применять периодическое орошение сельскохозяйственных полей. Умеренно-высокая биологическая продуктивность климата имеет место в южных районах области (ст. Мелитополь и Ботиево). Для успешного ведения сельского хозяйства в этих районах необходимо применять систематическое орошение сельскохозяйственных угодий.

В условиях Киевской области преобладают почвы песчаные, супесчаные и легкосуглинистые, тогда как в Запорожской области имеют место среднесуглинистые, легкосуглинистые и супесчаные почвы. Для микроклиматической оценки изменчивости биоклиматического потенциала на различных почвах выполнена сельскохозяйственная оценка тепловых ресурсов почв, преобладающих на рассматриваемых территориях. Для этой цели по среднесулетним данным нами определены: а) даты перехода температуры почвы через $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ весной и осенью на поверхности почвы и на глубинах 10, 20 см; б) продолжительность теплого периода с $T_{\text{пн}}$, $T_{\text{п}}$ и $T'_{\text{п}}$ выше $10\text{ }^{\circ}\text{C}$, т.е. на разных уровнях почвы ($N_{\text{пн}}$, $N_{\text{п}}$ и $N_{\text{пн}}$); сумма активных температур выше $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ на поверхности почвы и на ее глубинах ($\Sigma T_{\text{пн}}$, $\Sigma T_{\text{п}}$, $\Sigma T'_{\text{п}}$).

Сравнивая полученные агроклиматические показатели тепловых ресурсов почвы в исследуемых областях установлено, что в условиях Запорожской области они значительно выше, чем в Киевской. Так, продолжительность теплого периода с $\Sigma T_{\text{п}} > 10\text{ }^{\circ}\text{C}$ в Запорожской области на 20 дней длиннее, чем в Киевской области.

Соответственно сумма активных температур выше 10 °С на глубине 10 см выше в среднем на 500 – 600 °С.

На втором этапе нами выполнена количественная оценка микроклиматической изменчивости тепловых ресурсов почвы на глубине 10 см с учетом разного механического состава. Для этой цели данные станций были сгруппированы по механическому составу в виде отклонений ($\Delta\Sigma T_{\text{пм}}$) от изолиний на карте, построенной З.А. Мищенко и автором [2] для среднесуглинистых почв применительно к территории Украины. Значения отклонений определяются по формуле

$$\Delta\Sigma T_{\text{пм}} = (\Sigma T_{\text{пм}} - \Sigma \bar{T}_{\text{п}}), \quad (6)$$

где $\Sigma T_{\text{пм}}$ - сумма температур почвы разного механического состава; $\Sigma \bar{T}_{\text{п}}$ - фоновая сумма температур почвы выше 10 °С на глубине 10 см для среднесуглинистой почвы.

Установлено, что в условиях Киевской области почвы песчаные, преобладающие на севере области, оказались теплее среднесуглинистых на 215-315 °С; супесчаные почвы, преобладающие в центральных районах области – соответственно на 188-252 °С; в южной части легкосуглинистые почвы теплее среднесуглинистых на 27-158 °С. В условиях Запорожской области сохраняется аналогичная закономерность. Так, легкосуглинистые почвы, преобладающие на северо-востоке области теплее среднесуглинистых почв на 80-182 °С; на юге области супесчаные почвы теплее среднесуглинистых на 12-144 °С.

Далее для пересчета BKP и B_k на почвы разного механического состава определен переходный коэффициент K_n (формула 3). Так, для территории Киевской области он меняется на легкосуглинистых почвах от 1,01 до 1,07; на супесчаных увеличивается от 1,07 до 1,09; на песчаных почвах значение K_n возрастает до 1,08-1,12. В условиях Запорожской области на среднесуглинистых почвах переходный коэффициент равен 1,0; на среднесуглинистых меняется в пределах от 0,95 до 1,02, а на супесчаных почвах увеличивается до 1,04.

На основе общей агроклиматической оценки изменения биоклиматического потенциала в Киевской и Запорожской областях, а также полученных данных по микроклиматической изменчивости тепловых ресурсов почв разного механического состава, нами выполнена сравнительная микроклиматическая оценка биоклиматического потенциала для рассматриваемых областей. Установлено, что на севере Киевской области в условиях естественного увлажнения на песчаных почвах наблюдается увеличение BKP на 11 – 16 баллов в сравнении со среднесуглинистыми почвами. Соответственно здесь будет иметь место умеренно-высокая биологическая продуктивность климата. На супесчаных почвах, преобладающих в центральных районах области, значение BKP под влиянием температурного режима почв также увеличивается и составляет 144 – 157 баллов, что на 11 – 13 баллов больше, чем на среднесуглинистой почве. При этом биологическая продуктивность климата возрастает до умеренно-высокой и высокой. На юге области на легкосуглинистых почвах BKP возрастает на 4 – 9 баллов, здесь

имеет место повышенная биологическая продуктивность климата. Та же закономерность наблюдается и для условий оптимального увлажнения. В среднем по области биологическая продуктивность возрастает на 4 – 13 баллов, при этом наблюдается средняя продуктивность климата.

На территории Запорожской области в условиях естественного увлажнения наблюдается закономерность незначительного увеличения *БКП* на почвах разного механического состава в сравнении со средним суглинком. Так, на легкосуглинистых почвах, преобладающих на северо-востоке области, *БКП* увеличивается на 2 – 4 балла, а на юге, где имеют место супесчаные почвы на 4 – 5 баллов. Здесь сохраняется средняя биологическая продуктивность климата. В условиях же оптимального увлажнения климата биоклиматический потенциал увеличивается на 4 – 7 баллов по территории области, что ведет к относительно высокой продуктивности климата. В качестве мелиоративных мероприятий рекомендуется периодическое орошение сельскохозяйственных угодий.

Выводы. На основе полученных результатов выполнена сравнительная межрегиональная оценка биоклиматической продуктивности климата этих территорий. В Киевской области в среднем биоклиматический потенциал составляет 133 балла, здесь в среднем имеет место ареал повышенной биоклиматической продуктивности климата. Повышенная биопродуктивность обуславливает свекло-зерновое направление сельского хозяйства со значительными посевами картофеля, зернобобовых. Животноводство – преимущественно молочно-мясного направления. В Запорожской области в среднем *БКП* на 8 баллов ниже, чем в Киевской области и равен 125 баллам. Здесь имеет место ареал средней биологической продуктивности, что обуславливает тип комплексного сельского хозяйства зерново-масличного направления с производством яровых и озимых зерновых, овощебахчевых культур, плодоводства. Однако с введением мелиоративных мероприятий (периодическое и систематическое орошение) здесь будет иметь место относительно высокая биологическая продуктивность климата ($B_k' 174$ балла), что даст возможность расширить спектр выращивания сельскохозяйственных культур, и обусловит развитие в зоне хозяйства зерново-животноводческого направления. Однако для более рационального ведения сельскохозяйственного производства следует учитывать тепловой режим почв разного механического состава, который обуславливает значительное увеличение биологической продуктивности климата на исследуемых территориях.

Список литературы

1. Мищенко З.А., Кирнасовская Н.В. Региональная оценка биоклиматического потенциала земель на территории Украины. – Метеорологія, кліматологія та гідрологія, Одеса, 2000, вип. 43, с. 90-98.
2. Мищенко З.А., Кирнасовская Н.В. Сельскохозяйственная оценка климата различных почв на территории Украины. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія, Одеса, 2002, вип. 44, с. 117-124.
3. Шашко Д.И. Агроклиматические ресурсы СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1985, 247 с.

Порівняльна агрокліматична оцінка біокліматичного потенціалу територій Київської та Запорізької областей з урахуванням мікроклімату. Кирнасівська Н.В.

Була виконана порівняльна агрокліматична оцінка біологічної продуктивності клімату Київської та Запорізької областей з урахуванням мікрокліматичної оцінки теплового режиму ґрунтів різного механічного складу для умов природного і оптимального зволоження.

Ключові слова: біокліматичний потенціал, мікроклімат, тепловий режим ґрунтів.

Comparative agroclimatic estimation of bioclimatic potential of territories of Kiev and Zaporozhian regions taking into account microclimate. Kirnasovskaya N.V.

Comparative agroclimatic estimation of biological productivity of climate of the Kiev and Zaporozhian regions taking into account mikroklimaticheskoy estimation of the thermal mode of soils of different mechanical is executed composition for the terms of the natural and optimum moistening.

Keywords: bioclimatic potential, microclimate, thermal mode of ground.

УДК 551.46:504.42

Ю.С. Тучковенко^{*}, д.геогр.н., Е.Д. Гопченко^{*}, д.геогр.н., В.В. Адобовский^{**},
В.Н. Большаков^{**}, к.геогр.н.

^{*}Одесский государственный экологический университет

^{**}Одесский филиал Института биологии южных морей НАН Украины

РЕГУЛИРОВАНИЕ ГИДРОЭКОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ДОФИНОВСКОГО ЛИМАНА

Проведен анализ естественных и антропогенных факторов, которые формируют современный гидроэкологический режим лимана. Определены составляющие водно-солевого баланса водоема. Проанализирована изменчивость колебаний уровня воды в море и водоеме. Получены оценки влияния искусственно регулируемого водообмена с морем на соленость и температуру воды, колебания уровня воды в лимане. Разработаны рекомендации по регулированию искусственного водообмена лимана с морем, с учетом сезонной изменчивости гидроэкологических характеристик лимана и влияния на них внешних факторов.

Ключевые слова: Причерноморье, Дофиновский лиман, гидроэкологический режим, регулирование.

Дофиновский лиман (Большой Аджалыкский или Бюю-Аджалык) расположен восточнее г.Одессы и относится к группе Причерноморских лиманов, водообмен которых с открытым морем искусственно регулируется. В связи с экологическими проблемами лимана (обмеление, эвтрофирование и ухудшение качества вод, случаи заморозов) и интенсивным развитием аквакультуры на его акватории, особую актуальность приобретает задача разработки научно-обоснованных рекомендаций для стабилизации и улучшения гидрологического и гидрохимического режимов лимана. Решение этой задачи является целью данной статьи.

Ранее изменчивость гидрологических и гидроэкологических характеристик Дофиновского лимана обсуждалась в работах [1-3].

Исходные материалы исследования. Авторами использовались данные морфологических исследований акватории лимана, наблюдения за изменчивостью уровня, температуры и солености воды в лимане, выполненные специалистами Одесского филиала ИНБЮМ в 1999 - 2007 гг., материалы многолетних гидрометеорологических наблюдений на МГС Одесса-порт и МГФЛ ОГЭКУ.

Методы исследования. В работе использованы методы научного анализа, статистической обработки данных полевых исследований морфологических характеристик бассейна лимана, изменчивости гидрологических характеристик вод лимана, полуэмпирические методы оценки составляющих водно-солевого баланса, численное математическое моделирование изменчивости гидротермодинамических характеристик вод лимана.

Физико-географическая и гидроэкологическая характеристика объекта исследования. Дофиновский лиман расположен в 6 км к востоку от современной городской черты г. Одессы. Он вытянут в меридиональном направлении с ЮЮЗ на ССВ и отделен от моря пересыпью из песка и ракуши шириной 100 - 150 м и протяженностью 800 м.

Образовался лиман в результате трансгрессии моря на долину реки Большой Аджалык. В настоящее время река, длина которой ранее достигала 25 - 30 км, практически прекратила свое существование.

Площадь водосбора бассейна Дофиновского лимана с учетом бассейна р.Большой Аджалык и Черной балки $\approx 110 \text{ км}^2$, из них площадь водосбора собственно

лимана $\approx 50 \text{ км}^2$. По обоим берегам лимана имеется несколько балок, устья которых подходят к урезу воды. По этим балкам происходит боковой приток вод при выпадении осадков и таянии снега.

Морфологические характеристики составных частей лимана при НПУ = -0.3 мБС приведены в табл. 1. Лиман состоит из двух бассейнов: Малого и Большого (рис. 1а), которые соединяются проливом шириной $\approx 150 \text{ м}$. Глубины в Малом бассейне значительно меньше, чем в Большом. Особенно мелководна северная часть, в которой обнажаются обширные площади дна при понижении уровня воды, вызванном интенсивным испарением летом, а также при развитии сгонно-нагонных колебаний, инициированных ветровым воздействием. Из-за мелководности северной части длина лимана существенно зависит от уровня воды: при уровне -0.3 мБС она составляет 7 км, при 0.25 мБС – 8.1 км, при 0.6 мБС – 9.5 км (март 2003 г.).

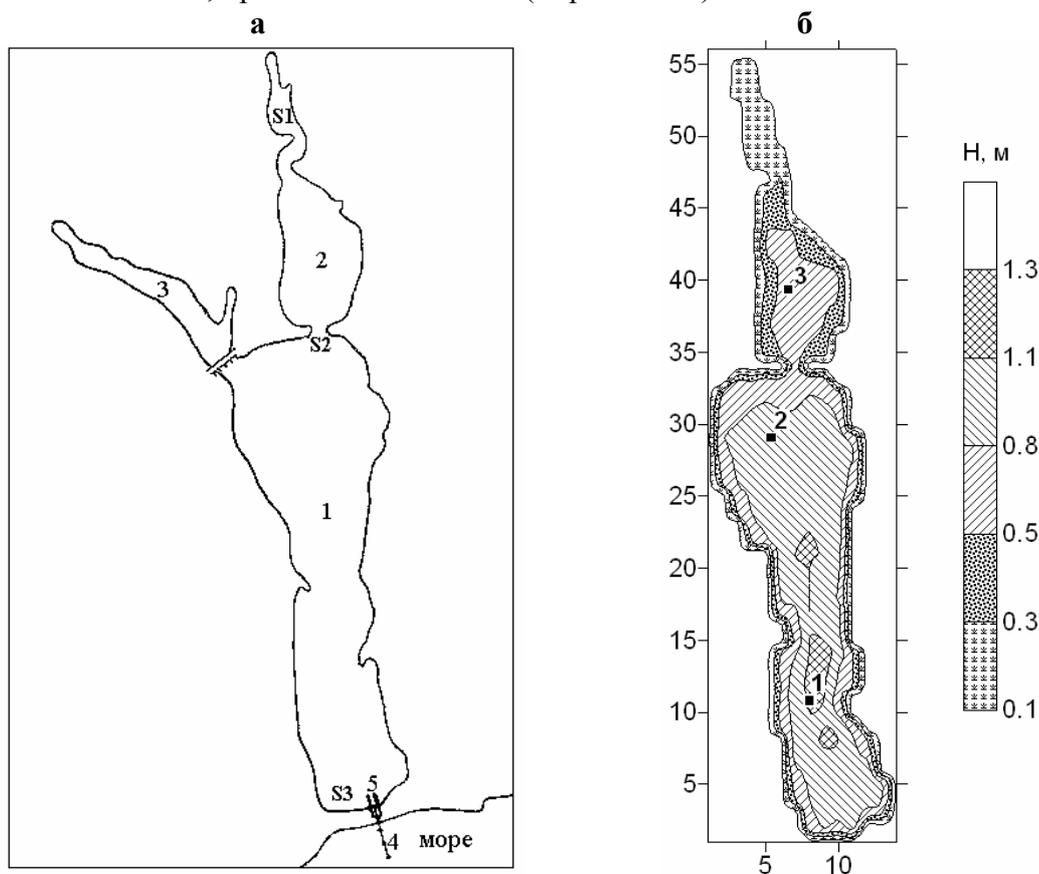


Рис. 1 – Схема (а) и батиметрическая карта (б) расчетной области Дофиновского лимана.

Обозначения: а) 1 – Большой бассейн; 2 – Малый бассейн; 3 – пресноводный Александровский пруд; 4 – трубопровод; 5 – канал. S1, S2, S3 – пункты натуральных наблюдений; б) глубины, в м, при отметке уровня воды -0.3 мБС. Цифрами отмечены точки, в которых выводятся ряды временной изменчивости моделируемых величин. Оси размечены в шагах расчетной сетки с горизонтальным шагом $\Delta x = \Delta y = 135 \text{ м}$.

Примыкающий к северо-западной части Большого бассейна пресный Александровский пруд имеет искусственное происхождение. Он сооружен в ложе Черной балки в 60-х годах прошлого столетия для водоснабжения Кулиндоровского промузла. В северо-западную часть пруда производится сброс сточных вод Кулиндоровского промузла объемом 1-2 тыс. $\text{м}^3/\text{сут}$, с минерализацией $0.5 \text{ г}/\text{дм}^3$. Пруд отделен от Большого бассейна дамбой с гидроузлом, через который происходит перелив воды в лиман. Край переливного створа гидроузла расположен на 3.2 м выше

НПУ лимана. Интенсивность поступления воды (с минерализацией 1.0 – 1.2 г/дм³) из Александровского пруда в лиман через гидроузел может достигать 8 тыс. м³/сут в зависимости от количества выпавших осадков.

По балке на южной окраине с. Александровка происходит сброс воды в лиман из системы прудов, расположенных на территории села. Объем сброса составляет в среднем 200-300 м³/сут (максимум 500 м³/сут) с минерализацией воды 1.1-1.3 г/дм³.

Дофиновский лиман к началу 1990-х годов характеризовался прогрессирующими процессами высыхания и осолонения, малыми глубинами (максимальная глубина в 1992 г. составляла 0.7 м), крайне бедной ихтиофауной и бентосом.

Таблица 1 – Основные морфометрические характеристики лимана

Характеристики при НПУ	Малый бассейн	Большой бассейн	Александровский пруд
Площадь, км ²	1.12	4.15	0.75
Объем, км ³	0.000347	0.00342	0.0015
Средняя глубина, м	0.3	0.8	2.0
Максимальная глубина, м	0.65	1.1	3.6
Длина по оси, км	2.4	4.5	2.9
Средняя ширина, км	0.5	0.95	0.2
Максимальная ширина, км	0.75	1.45	0.35

В начале XIX века лиман с морем соединял канал, но уже в засушливом 1853 г., когда канал не функционировал, лиман высох почти полностью. Во второй половине XIX века водность лимана восстановилась и в сентябре 1893 г. уровень его был только на 19 см ниже уровня моря. Однако, в дальнейшем этот лиман по своим природным характеристикам вплотную приблизился к категории лимана-солонца, т.е. последней стадии деградации экосистемы этих водоемов. Перехват стока р. Большой Аджалык, вызванный сооружением прудов в ее долине, оказал самое негативное воздействие на лиман. В XX столетии Дофиновский лиман пережил несколько периодов, когда процессы высыхания и осолонения достигали критических значений. Это происходило в конце 20-х, в конце 40-х – начале 50-х и в первой половине 90-х годов прошлого века. В эти периоды значительная часть лимана высыхала, а соленость вод приближалась к 100 ‰.

В 1993 – 1994 гг. площадь водного зеркала лимана сокращалась более чем на четверть, а максимальное значение солености воды достигло 94 ‰ [1].

Ввиду малых глубин и высокой солености воды водоем относился к числу абсолютно бесперспективных для ведения рыбного хозяйства. Единственным вариантом спасения лимана от полной деградации было установление регулярного водообмена с морем.

В 1997 г. начаты работы по программе “Восстановление экологической системы лимана”, которую выполняет фермерское хозяйство “Восход”. На первом этапе (с 1998 по июнь 2002 гг.) осуществлялся периодический водообмен с морем по каналу длиной ≈ 100 м, который прокладывался через песчаную пересыпь. Время функционирования канала зависело от интенсивности гидродинамических процессов в море, потому что, как правило, в первый же шторм устье канала замывалось песком и водообмен прекращался. Несмотря на довольно короткие отрезки времени работы канала, начиная с 1998 г. наметились позитивные тенденции в изменении экологической ситуации на акватории лимана. Увеличился объем вод в лимане, произошла некоторая стабилизация

уровня и солености, повысилась прозрачность воды, что создало более благоприятные условия для жизни гидробионтов.

К июлю 2002 г. в основном было закончено строительство комплекса гидротехнических сооружений на пересыпи, который должен обеспечивать постоянный водообмен лимана с морем и регулирование его водно-солевого режима. Комплекс состоит из канала со средней глубиной около 2 м, выдвинутого в лиман и ограниченного шпорами из насыпного грунта длиной 100 м. Канал отделен от моря песчаной перемычкой шириной 30 – 40 м. Через перемычку проложен трубопровод длиной 250 м с диаметром трубы 920 мм и выходом ее в море на глубину 3 м. Длина морской части трубопровода составляет 200 м (рис.1а). На оголовке трубы в канале стоит заслонка, позволяющая регулировать объем воды, проходящий по трубопроводу. Движение воды обеспечивается перепадом уровней в системе лиман-море.

В начале июля 2002 г. гидроузел начал действовать, что сразу же оказало позитивное влияние на гидроэкологический режим лимана. Жарким летом 2002 г. работа гидроузла позволила избежать его катастрофического высыхания. В июне-августе объем испарения с площади водной поверхности лимана превысил объем выпавших на его акваторию осадков, как минимум, в 3 раза. К середине лета уровень воды в лимане понизился на 40 см по сравнению с его значением в марте. Возникла опасность осушения больших участков дна в северной части лимана и значительного повышения солености воды. Поступление морской воды по трубопроводу в лиман позволило стабилизировать его уровень, который во второй половине августа начал медленно повышаться. Соленость вод лимана от весны к осени непрерывно возрастала. В Большом бассейне с марта по октябрь она выросла на 10 ‰. В Малом бассейне за тот же период соленость выросла на 17 ‰, а максимальное значение в начале сентября отмечено в северной части (точка S1, рис. 1б) – 52.4 ‰. В марте-октябре 2002 г. значения солености воды в среднем составили в точках: S1 – 31.7 ‰; S2 – 22.6 ‰; S3 – 21.0 ‰.

Уменьшение интенсивности испарения с акватории лимана во второй половине осени и увеличение количества осадков привели к повышению уровня водоема. При увеличении повторяемости северных и северо-западных ветров, дующих вдоль оси лимана, активизировались реверсивные движения потоков воды через трубопровод, что улучшило водообмен, увеличило водную массу лимана и привело к снижению солености воды. Таким образом, несмотря на интенсивное испарение, регулярный водообмен позволил поддерживать процессы восстановления экосистемы лимана.

Широкое распространение в лимане получили водоросли-макрофиты и высшие водные растения. Высшие водные растения своей корневой системой укрепили донные грунты, состоящие в основном из ила с ракушкой. Это уменьшило мутность воды, которая всегда была очень высокой в лимане, т.к. даже слабое ветровое волнение взмучивало верхний слой донных осадков, что создавало неблагоприятные условия для гидробионтов. Увеличилась прозрачность воды, которая ранее в летний период не превышала 15-20 см, а сейчас составляет 50 - 70 см.

В результате выполнения мероприятий по восстановлению экосистемы, в лимане появились промысловые скопления рыбы (кефали, бычков, атерины, камбалы-гlossы) и креветки. В 2002 г. рыбопродуктивность водоема достигла 18 кг/га.

После теплого летнего сезона 2002 г. наступила аномально холодная зима 2002 - 2003 гг., во время которой средняя температура воздуха была на 3 °С ниже климатической нормы региона.

Значительное понижение температуры воздуха в конце осени привело к началу льдообразования на лиманах в первой декаде декабря 2002 г. Вследствие мелководности, в Дофиновском лимане произошло быстрое охлаждение воды до

-1.5 °С. Уже к 8 декабря 2002 г. вся акватория была покрыта льдом, который полностью сошел только в конце марта 2003 г. Максимальной толщины (45 - 47 см) лед достиг в феврале 2003 г.

Поступление паводковых вод в начале февраля на покрытый льдом Дофиновский лиман привело к увеличению его протяженности на север с 8 до 9 км, причем вновь образовавшаяся часть лимана глубиной 15 – 20 см вскоре промерзла до дна. Подо льдом в Малом бассейне лимана воды с соленостью 2 – 5 ‰ и температурой 0.1 – 0.4 °С заполнили весь объем до дна, а в центральной и южной частях Большого бассейна образовали слой толщиной до 0.5 м, что привело к резкой стратификации воды. При максимальной глубине лимана в этот период 2.3 м, температура воды у дна была 2 – 4 °С, а соленость 20 – 32 ‰. Уровень Дофиновского лимана в результате поступления паводковых вод весной 2003 г. был намного выше чем в 2002 г. и на 1.0 м превышал среднемноголетнее его значение (рис. 6б).

С зимне-весенними паводковыми водами в лиман поступило около 7 млн.м³ воды. Для того чтобы избежать прорыва перемычки на пересыпи, в начале февраля временно была открыта заслонка трубопровода для сброса воды в море. После того как лед на акватории лимана полностью растаял, соленость вод лимана понизилась до 3 – 7 ‰.

В начале мая, когда был открыт обловно-запускной канал, перепад уровней лиман–море составлял 1.0 м. В первые сутки уровень воды в лимане понизился на 0.5 м, что было равносильно сбросу в море 3 млн. м³ воды. Еще через двое суток уровни воды в лимане и море выровнялись и по каналу началось реверсивное движение воды, в зависимости от направления ветра и изменений уровня моря. Соленость воды на акватории лимана в это время была 8 – 9 ‰.

Ввиду мелководности лимана, соленость и температура его вод колеблются в широких пределах (табл. 2).

Содержание растворенного кислорода в водах лимана днем в летний период может превышать 200 % насыщения, а ночью снижаться до 30 – 40 %. В продолжительные периоды штилевой погоды, когда отсутствует вертикальное перемешивание, содержание кислорода в придонном слое может понижаться до 10 - 20 % насыщения, что является признаком гипоксии. Аналогичная ситуация наблюдается зимой, когда лиман покрыт льдом, толщина которого может достигать 40 – 50 см.

Таблица 2 – Температура (T_w , °С) и соленость (S , ‰) воды, осредненные за период 2002 - 2006 гг.

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
T_w средн.	1.0	-0.2	7.3	12.7	20.8	23.4	26.0	25.6	18.6	14.1	8.4	0.1
T_w max	3.6	0.2	13.6	18.1	27.0	31.7	31.5	32.1	22.6	24.0	12.2	2.4
T_w min	-1.2	-0.8	0.5	5.3	17.0	20.1	20.5	22.6	13.0	3.9	3.2	-1.5
S средн.	16.3	13.9	9.1	12.4	13.5	16.9	20.2	19.5	18.6	20.8	20.2	21.6
S max	26.7	17.3	18.8	18.0	19.2	31.5	32.2	30.3	22.6	29.7	27.3	29.0
S min	9.9	9.6	1.8	3.1	9.3	11.1	11.9	13.0	13.0	15.5	15.1	14.8

Любые изменения природных факторов, действующих в бассейне лимана, приводят к изменению характеристик его водно-солевого режима.

Об уязвимости гидроэкологического режима лимана к межгодовой изменчивости гидрометеорологических условий свидетельствует ситуация, сложившаяся на акватории лимана в 2007 г. Зима 2006 - 2007 гг. была самой теплой за весь период наблюдений на ГМО Одесса с 1894 г. Среднезимняя температура воздуха составила 3.6 °С, что на 3.4 °С выше, чем средняя за предыдущий десятилетний период. Среднемесячная температура в июне (23.1 °С) была самой высокой после экстремума в 1924 г. (23.3 °С). Начиная с 20 мая, среднесуточные значения температуры воздуха перешли отметку 20 °С и ниже не опускались до конца августа.

Если до марта включительно, количество выпавших осадков находилось на среднемноголетнем уровне, то, начиная с апреля, произошло их уменьшение. С 11 мая по 26 июня, т.е. за 1.5 месяца выпало всего 4 мм осадков. В июле месячная сумма осадков составила 3 мм. В целом за летний период сумма осадков была почти в два раза ниже нормы: 69 и 128 мм, соответственно.

Ветровой режим в зоне лимана характеризовался преобладанием зимой, весной и летом ветров южной четверти, причем зимой повторяемость Ю, ЮЗ ветров составила 41.6 %, что не характерно для этого периода, поскольку зимой, как правило, преобладают ветры северной четверти. Весной и летом усилились ЮВ ветры (20.7 – 21.4 %).

Изменчивость гидроэкологических характеристик вод лимана была следующей.

В январе уровень лимана на 0.37 м превышал НПУ. Температура воды была 1 - 2 °С, а соленость – 13.5 - 14.0 ‰. В зимний период устойчивого льдообразования на акватории лимана не наблюдалось. В апреле уровень превышал НПУ на 0.43 м (0.13 мБС), соленость понизилась до 12.8 – 13.0 ‰ и уже 10 апреля температура воды достигла 17.2 °С. В этот период наблюдалась одинаковая соленость по всей акватории лимана.

К середине мая ситуация начала меняться. В связи с интенсивным испарением уровень лимана понизился в среднем на 10 см. Соленость воды в Большом бассейне была 13.8 - 14.3 ‰, в Малом – 14.7 - 14.8 ‰. На северной границе водной поверхности, где толщина слоя воды не превышала 5 см, соленость достигла 32 ‰. Длина лимана в этот период составляла 8 км.

Интенсивность прогрева воды в таком мелководном водоеме как Дофиновский лиман в летние месяцы достигает 1 °С/час. Процесс накопления тепла в водах лимана привел к тому, что уже в первой половине июля в дневное время наблюдалась температура воды 30 °С и выше. Максимальное значение температуры воды, равное 34.2 °С, отмечено в 17 часов 19 июля.

24 июля в лимане произошла массовая гибель рыбы. Высокая температура воды при штилевой, маловетреной погоде, развитие гипоксии в ночные часы вызвали подход рыбы к берегу. Кратковременным шквалистым ветром с восточного направления утром 24 июля на западный берег лимана было выброшено около 7 – 8 тонн рыбы, в основном бычковых пород и атерины.

Соленость вод Большого бассейна 31 июля составила 22.6 ‰, Малого – 28.4 ‰, а длина лимана при сгонном СЗ ветре силой 7 - 8 м/с уменьшилась до 5.9 км. Перекок уровня от северной границы к пересыпи составил около 15 см. Протяженность обнажившегося в результате сгона участка дна Малого бассейна достигала 1.5 км.

К концу июля прекратился сброс воды из Александровского пруда. За 1.5 месяца (с 17 июля по 2 сентября) уровень этого водоема понизился на 28 см.

Только в середине августа, когда уровень лимана вследствие интенсивного испарения понизился до уровня моря, началось поступление морской воды в Большой

бассейн. Объем поступающей воды колебался от 1 до 3 тыс. м³/сут, что позволило частично компенсировать потери на испарение, но понижение уровня и рост солености продолжались (рис. 2). Заметим, что регулирование водообмена было затруднено, т.к. за период эксплуатации трубопровода, соединяющего лиман с морем, произошло отложение в нем наносов, что снизило его пропускную способность.

В начале октября при уровне лимана -0.5 мБС соленость воды у пересыпи составляла 27.4 ‰, а на северной границе лимана – 45.3 ‰.

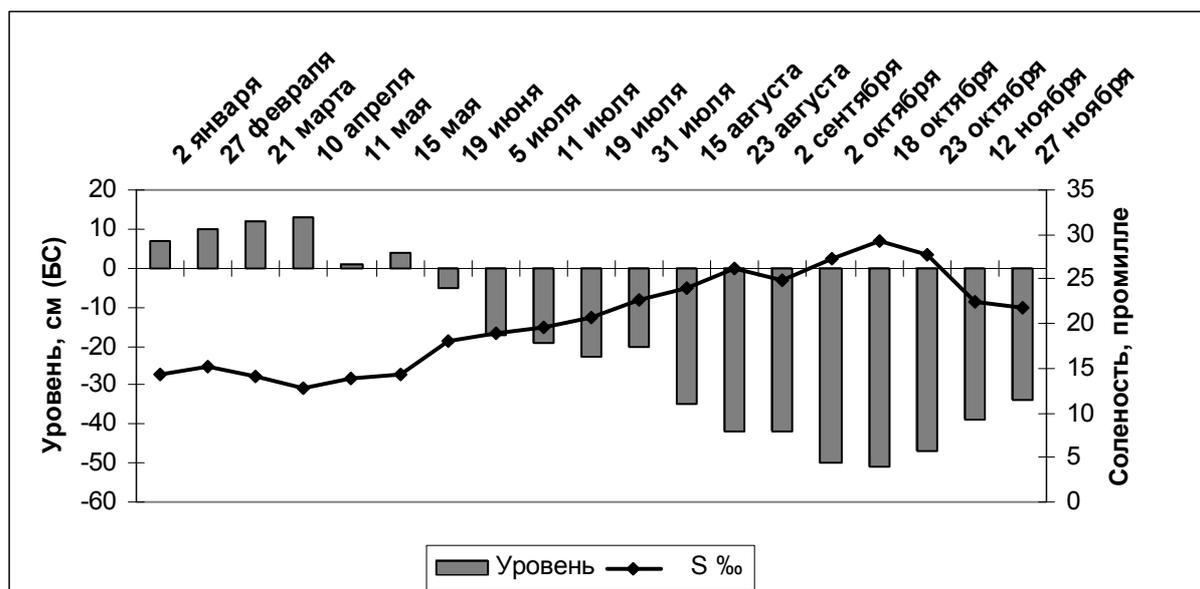


Рис. 2 – Уровень и соленость вод Дофиновского лимана в январе-ноябре 2007 г.

18 октября зафиксировано самое низкое в 2007 году значение уровня -0.51 мБС и самая высокая соленость в южной части лимана – 29.2 ‰. В конце октября уровень лимана начал медленно расти. 23 октября соленость воды всего Большого бассейна была 28 ‰ при уровне -0.47 мБС. В этот период по трубопроводу и лотково-шлюзовому каналу в лиман ежедневно поступало около 3 тыс. м³ воды из моря. Рост уровня и понижение солености продолжались в ноябре, когда в течение месяца выпало 110.9 мм осадков. Соленость воды к концу ноября понизилась до 21.8 ‰, а уровень составил -0.34 мБС.

Таким образом, аномальные климатические условия 2007 г. показали, что существующая стратегия регулирования гидрологического режима лимана, когда водообмен с морем поддерживается лишь после падения уровня лимана (за счет испарения) до уровня моря, не обеспечивает стабильность его гидроэкологического состояния.

Водно-солевой режим лимана. Уравнение водного баланса Дофиновского лимана записывается следующим образом

$$\Delta W_i = (V_P)_i + (V'_A)_i + (V_{\bar{\sigma}})_i + (V_{zp})_i + (V_M)_i - (V_E)_i - (V_f)_i - (V_L)_i, \quad (1)$$

где ΔW_i - изменение объема вод Дофиновского лимана в течение расчетного интервала времени i , принимаемого равным 1 месяцу; V_P - объем осадков, выпадающих на водную поверхность лимана; V'_A - объем сбросов воды из Александровского пруда;

V_{δ} - поверхностный сток, поступающий с водосбора лимана, включая бассейн Александровского пруда; V_{2p} - приток грунтовых вод; V_M - поступление морских вод в лиман; V_E - потери воды на испарение; V_f - потери воды на фильтрацию в берега; V_{π} - отток воды из лимана в море, когда уровень воды в лимане превышает уровень моря; i - номер месяца. Учитывая, что V'_A и V_{δ} представляют собой поверхностную составляющую в уравнении (1), с целью упрощения они были в дальнейшем объединены в один параметр V_A , т.е. $V_A = V'_A + V_{\delta}$.

Блок-схема уравнения (1) представлена на рис. 3, а оценки его составляющих для лет различной водности в табл. 3. Методические подходы к оценке составляющих водного баланса лимана подробно описаны в [4]. Маловодные годы характеризуются малыми значениями осадков, поверхностного стока и большими – испарения, а многоводные – наоборот. Предполагается, что соединительный канал лиман-море находится постоянно в рабочем состоянии на уровне его проектного режима и уровень воды в лимане поддерживается равным НПУ.

Как видно из табл. 3, в приходной части водного баланса 30.4 % приходится на водообмен с морем, 36.7 % – на поверхностный приток вод и еще 32.4 % – на атмосферные осадки, которые выпадают на водную поверхность лимана. Что касается притока грунтовых вод, то в водном балансе они играют ничтожную роль (всего 0.59 %, что ниже точности их расчета). В расходной части водного баланса 59.2 % приходится на испарение с водной поверхности, еще 32.8 % – на водообмен с морем и 7 % – на фильтрацию в берега лимана.

В маловодный год в приходной части водного баланса ведущую роль играет поступление в лиман морских вод (52.8 %), на долю осадков приходится 25.6 %, на приток поверхностных вод – 20.8 %, грунтовый сток – 0.87 %.

В многоводный год поступление воды в водоем в виде осадков почти равно (92.8 %) объёму лимана при НПУ. Еще больший вклад в приходную часть водного баланса вносит приток поверхностных вод, который в 1.4 раза превышает объём лимана. В целом же, приходные компоненты составляют 2.33 объёма лимана. С другой стороны, в расходной части водного баланса 60.9 % приходится на отток воды из лимана в море. Сравнивая объёмы испарения и лимана, в целом можно отметить, что практически почти один объём воды в лимане в многоводные годы расходуется на испарение.

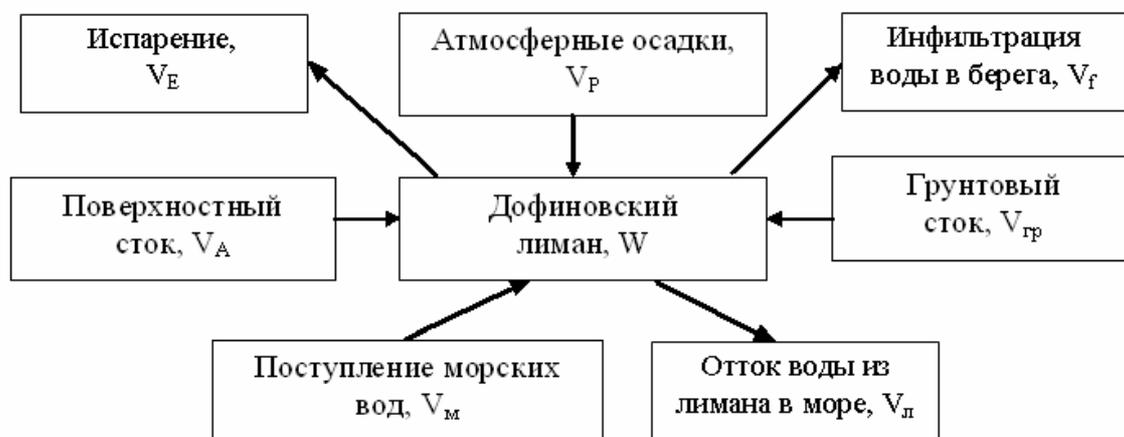


Рис. 3 – Блок-схема формирования водного баланса Дофиновского лимана.

Уравнение солевого баланса лимана имеет следующий вид:

$$\Delta(WS_L)_i = (V_P S_P)_i + (V_A S_A)_i + (V_{zp} S_{zp})_i + (V_M S_M)_i - (V_f S_f)_i - (V_L S_L)_i, \quad (2)$$

где $\Delta(WS_L)_i = \Delta(C_L)_i$ - изменение количества солей в водах Дофиновского лимана в течение расчетного интервала времени i , принимаемого равным 1 месяцу; S_P – минерализация атмосферных осадков; S_A – минерализация поверхностных вод, которые поступают в лиман; S_{zp} – минерализация грунтовых вод; S_M – соленость морской воды, которая через соединительные гидротехнические сооружения поступает в лиман; S_f – минерализация воды, которая фильтруется в берега; S_L – соленость лиманской воды, которая уходит в море при превышении уровня воды в лимане над уровнем моря.

Таблица 3 – Составляющие уравнения водного баланса Дофиновского лимана в различные по водности годы

Единицы измерения	Приходная часть					Расходная часть			
	V_P	V_A	V_{zp}	V_M	$\sum V_i$ P	V_E	V_f	V_L	$\sum V_i$ R
Средневодный год (50 % обеспеченности)									
10^6 м^3	2.69	3.03	0.057	2.52	8.30	4.43	0.53	2.83	7.48
%	32.4	36.7	0.70	30.4	100	59.2	7.1	32.8	100
Маловодный год (95 % обеспеченности)									
10^6 м^3	1.67	1.36	0.057	3.45	6.53	4.73	0.53	1.27	6.53
%	25.6	20.8	0.87	52.8	100	72.4	8.1	19.4	100
Многоводный год (5 % обеспеченности)									
10^6 м^3	3.48	5.27	0.057	0.768	9.59	3.22	0.528	5.84	9.59
%	36.3	55.1	0.59	8.0	100	33.6	5.5	60.9	100

Оценка составляющих солевого баланса Дофиновского лимана приведена в табл.4. Основным источником поступления солей в лиман является водообмен с морем (80.8 % от общего количества приходной части). Еще 17.3 % приходится на поверхностный приток воды с водосбора, включая водосбор Александровского пруда и сам водоём. В расходной части 79.2 % - это вынос солей при поступлении воды из лимана в море, 20.8 % - соли, которые из водоёма выносятся при фильтрации воды в берега лимана. В маловодные годы как в приходной, так и в расходной частях солевого баланса ведущая роль принадлежит водообмену между лиманом и морем. Действительно, из табл. 4 видно, что в лиман поступило 32.2 тыс.т солей, а вынесено из него в море – 27.8 тыс.т. Это соответственно 81.7 и 70.2 % от валовых величин солей в приходной и расходной частях солевого баланса.

В отличие от средневодного года, в многоводный год приходную часть солей в лиман обеспечивают почти в одинаковой степени поверхностные и морские воды (соответственно, 51.7 % и 44 % валового количества в приходной части солевого баланса). Что касается расходных статей солевого баланса, то здесь почти 95 % приходится на сбросные воды из лимана в море и только 5.3 % уходит в берега с фильтрационными водами.

Интерес представляет также сравнительный анализ основных компонент приходной и расходной статей солевого баланса в многоводный и средневодный годы. В частности, количество солей, содержащихся в поверхностном стоке среднего по водности года составляет 17.3 %, т.е. в 4.7 раза меньше по сравнению с поступлением

солей с морской водой. В многоводные годы за счет водообмена лимана с морем поступает почти столько же солей, сколько их содержится в поверхностном стоке. Особенно большой сброс солей из лимана в море имел место во время весеннего паводка 2003 г. – около 50 тыс. т или 62.5 % годового баланса от этой составляющей.

Изменчивость солености воды в лимане в различные по водности годы представлена в табл. 5. В многоводный год, при начальной солености воды в лимане на уровне 21.6 ‰ (январь), она за счет поступления паводочных вод уже в феврале снижается до 6.77 ‰ и удерживается на довольно низком уровне вплоть до конца года. В средние по водности годы, при тех же начальных условиях, соленость в весенние месяцы снижается до 9.1 ‰ (в марте), но во вторую половину года снова возрастает и к концу года практически достигает исходных значений, которые наблюдались в январе. В маловодном году соленость в лимане удерживается на уровне 19 - 21 ‰ в весенние месяцы и 22 - 27 ‰ – в остальную часть года. Конечно, можно ожидать, что при меньших начальных значениях солености воды в лимане, в течение лета она не будет превышать 25 ‰.

Таблица 4 – Составляющие солевого баланса Дофиновского лимана в различные по водности годы

Единицы Измерения	Приходная часть					Расходная часть		
	C_P	C_A	C_{cp}	C_M	$\sum_{P} C_i$	C_f	C_l	$\sum_{R} C_i$
Средневодный год								
10^3 т	0.593	6.63	0.15	31.0	38.4	8.91	33.8	42.7
%	1.5	17.3	0.39	80.8	100	20.8	79.2	100
Маловодный год								
10^3 т	0.011	0.246	0.009	32.2	39.4	11.8	27.8	39.6
%	0.93	17.5	0.38	81.7	100	29.8	70.2	100
Многоводный год								
10^3 т	0.763	11.1	0.009	9.45	21.5	4.29	77.4	81.7
%	3.5	51.7	0.7	44.0	100	5.3	94.7	100

Таблица 5 – Изменчивость солености воды (‰) в Дофиновском лимане в разные по водности годы (S_1 и S_2 – значения солености на начало и конец каждого месяца, соответственно)

Месяцы	Многоводный год		Средневодный год		Маловодный год	
	S_1	S_2	S_1	S_2	S_1	S_2
I	21.6	18.4	21.6	16.3	21.6	20.8
II	18.4	6.77	16.3	13.9	20.3	20.4
III	6.77	4.22	13.9	9.10	20.4	19.3
IV	4.22	4.39	9.10	12.4	19.3	19.5
V	4.39	4.91	12.4	13.5	19.5	20.7
VI	4.91	5.82	13.5	16.9	20.7	22.2
VII	5.82	5.51	16.9	20.2	22.2	22.7
VIII	5.51	6.46	20.2	19.5	22.7	26.6
IX	6.46	6.61	19.5	18.6	26.6	26.7
X	6.61	6.37	18.6	20.8	26.7	27.2
XI	6.37	6.29	20.8	20.2	27.2	22.1
XII	6.29	5.71	20.2	21.6	22.1	21.8

Анализ водно-солевого режима Дофиновского лимана в условиях его постоянной связи и водообмена с морем (начиная с 2002 года) показывает, что составляющие водных и солевых балансов в значительной мере определяются гидрометеорологическими условиями на водосборе. Высокая чувствительность экосистемы лимана к внешним условиям определяется также его морфометрическими особенностями: небольшими площадью, глубиной водоёма и объёмом воды в нём. При расчетах водных и солевых балансов лимана без большой погрешности можно пренебречь грунтовой составляющей.

Важнейшую положительную роль в стабилизации солевого режима лимана играет свободный водообмен между лиманом и морем через соединительный канал и трубопровод. Поэтому для нормального функционирования экосистемы Дофиновского лимана рекомендуется содержание гидротехнических сооружений, обеспечивающих водообмен между морем и лиманом, в работоспособном эксплуатационном состоянии на протяжении всего года. Кроме того, на режиме солёности в лимане, особенно в весенний период, сказывается значительное поступление слабоминерализованных поверхностных вод с водосбора бассейна лимана.

Анализ материалов по солёности лимана в очень маловодном 2007 году показал, что по своим условиям он приближается к маловодному году 95 %-ной обеспеченности. В обоих случаях солёность в летне-осенний период в лимане достигает 27 ‰. Следует, однако, при этом иметь в виду, что в северной части Малого бассейна лимана солёность в 1.5 раза и более может превышать среднее значение по водоему.

Изменчивость уровней воды в лимане и море. Анализ межгодовой изменчивости среднего уровня моря свидетельствует (рис. 4), что за последние 20 лет он стабилизировался на среднегодовой отметке - 0.1 мБС, т.е. на 20 см превышает НПУ лимана. На рис. 5 приведена средняя за период 1966 – 2005 гг. кривая сезонной изменчивости уровня моря, а также кривые изменчивости среднемесячных значений уровня моря для трех экстремальных лет. В 1986 г. зафиксирован минимальный среднегодовой уровень за указанный 20-летний период – - 0.2 мБС, а в 1988 и 1996 гг., напротив, максимальный – -0.05 мБС. Среднемесячные значения уровня моря в начале 1986 г. имели нормальные (не выходящие за пределы средних квадратических отклонений (СКО) для этих месяцев) значения, поскольку на Дунае в апреле и мае, а на Днепре – в марте и мае наблюдалось хорошо выраженное половодье. Но в июле и августе уровень моря опустился на величину, превышающую СКО для этих месяцев; в сентябре – больше, чем на два СКО, а в октябре-декабре – почти на три СКО. Во второй половине этого года – в ноябре-декабре на Дунае и в августе-сентябре на Днепре – зафиксированы самые низкие объёмы стока за весь рассматриваемый 20-летний период. Только в марте следующего года средний уровень моря возвратился к нормальным значениям. Этот пример говорит о том, что среднемесячные аномалии уровня моря, скорее всего, обусловлены стоком рек, впадающих в СЗЧМ, а также показывает какими длительными и глубокими эти аномалии могут быть. Именно во время таких аномалий уровня с помощью гидротехнических сооружений можно особенно эффективно влиять на гидроэкологическое состояние лимана, сокращая или, наоборот, усиливая водообмен с морем.

Для совместного анализа изменчивости уровней лимана и моря использовались 218 пар измерений: единичных в лимане и средних за те же сутки – на МГФЛ ОГЭКУ. Наблюдения за уровнем моря в лимане не регулярны и относятся к 24 календарным сезонам семи лет (1999, 2002-2007 гг.). На рис. 6 показана изменчивость измеренных отметок уровня воды в Дофиновском лимане и соответствующих им среднесуточных значений уровня моря до данным МГФЛ ОГЭКУ для отдельных лет. В 2002 – 2007 гг. в

весенний период уровень воды в лимане, как правило, существенно превышал уровень моря за счет интенсификации бокового стока в период весеннего половодья. В 2003 г. это превышение достигало 1 м по причинам, указанным ранее. Уровень воды в лимане в летний период определялся интенсивностью испарения и режимом регулирования водообмена с морем через гидротехнический узел. В 2004, 2006 годах за счет существенного ограничения водообмена с морем уровень воды в лимане поддерживался выше среднестатистического уровня моря. В 2002, 2003, 2005, 2007 гг. к началу летнего сезона уровни воды в лимане и море выравнивались, и водообновление в лимане определялось колебаниями уровня моря.

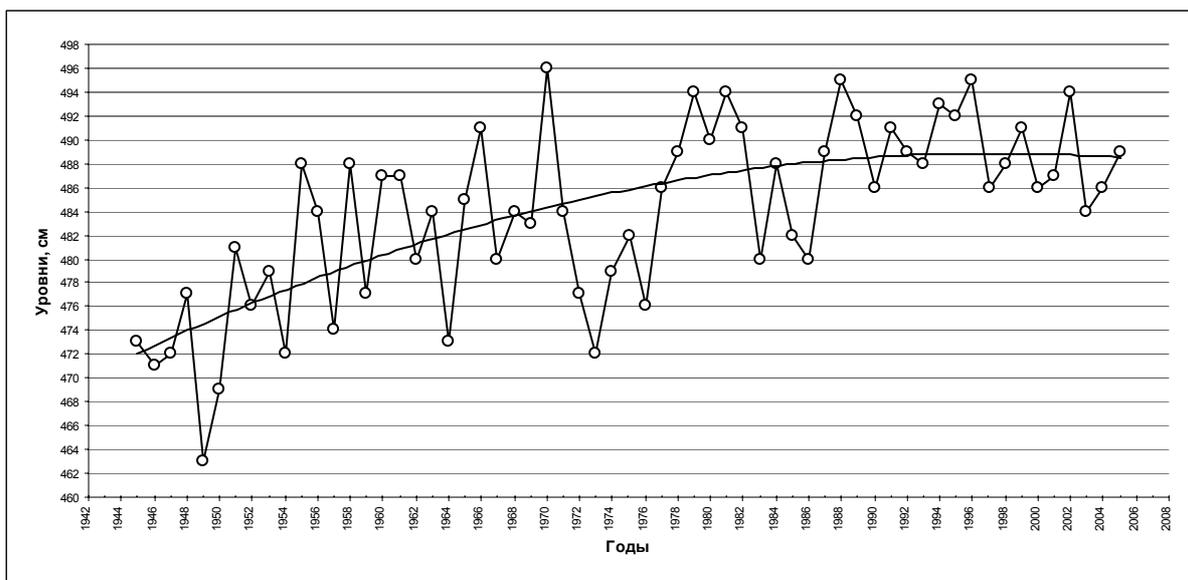


Рис. 4 – Среднегодовые уровни моря, в см от единого нуля Черного и Азовского морей, по данным МГС Одесса-порт. Уровень 470 см соответствует -0.3 мБС.

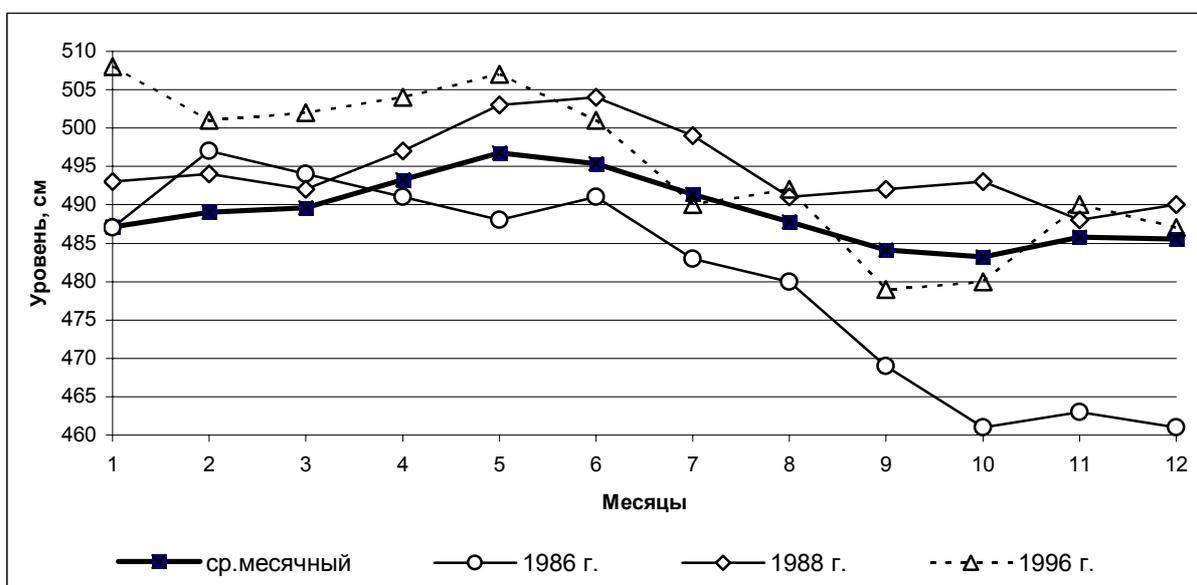


Рис. 5 – Годовой ход уровня моря, в см от единого нуля Черного и Азовского морей: среднемесячный за период 1986 – 2005 гг.; при минимальном среднегодовом в 1986 г.; при максимальных среднегодовых в 1988 и 1996 гг. Уровень 470 см соответствует -0.3 мБС.

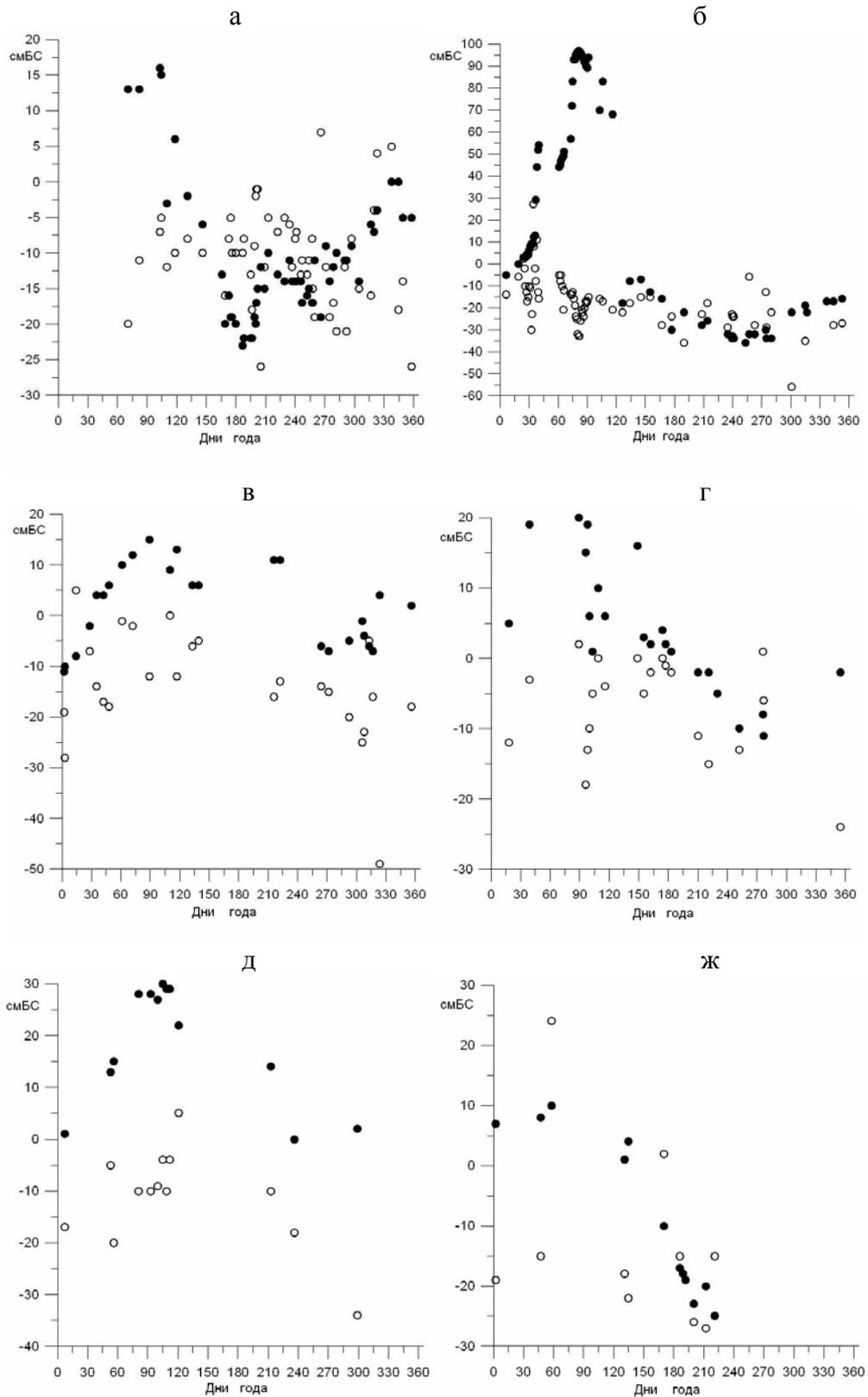


Рис. 6 – Изменчивость отметок уровня воды в Дофиновском лимане (●●●●) и средних за те же сутки значений уровня моря в районе МГФЛ ОГЭКУ (○○○○) в: а) 2000 г.; б) 2003 г.; в) 2004 г.; г) 2005 г., д) 2006 г.; ж) 2007 г.

Следует отметить, что во всех рассматриваемых случаях уровень моря в летние месяцы превышал НПУ лимана и, следовательно, начиная с момента ввода в эксплуатацию управляемого гидроузла, была возможность выбора: поддерживать уровни в лимане выше уровня моря, ограничивая водообмен с морем, либо выровнять уровни в лимане и море, уменьшив при этом глубину лимана, но увеличивая водообновление за счет притока морских вод.

На рис. 7 приведена изменчивость отметок уровня моря в 2000 – 2003 гг. по данным ежесрочных наблюдений (с дискретностью 3 часа) на МГС Одесса-порт. Обращают на себя внимание следующие особенности. Тренд падения уровня моря в летние месяцы не превышает 10 - 15 см. Следовательно, зная среднюю отметку уровня моря в июне, уже можно предполагать какой она будет в июле-сентябре. Средние отметки уровня (полученные скользящим осреднением с длиной интервала сглаживания равным 30.5 суток) в летний период превышают НПУ лимана. Текущие отклонения уровня моря от средних отметок (короткопериодные колебания на масштабах от нескольких часов до нескольких суток) представляют собой сгонно-нагонные колебания уровня, определяемые ветровым воздействием. Как видно из рисунка, максимальные отклонения уровня моря при сильных ветрах могут достигать 30 – 40 см. Однако, поскольку сильные ветры непродолжительны, то понижения уровня моря ниже отметки НПУ лимана при сильных сгонных ветрах в большинстве случаев кратковременны (продолжительностью до суток) и, следовательно, не вызывают существенного понижения уровня воды в лимане ниже НПУ.

Из рис. 6 следует также, что в большинстве случаев средний уровень моря летом превышает НПУ лимана и, следовательно, есть возможность выравнивать уровни лимана и моря в начале летнего периода, а затем обеспечивать водообновление лимана путем свободного водообмена с морем (при значительном превышении среднего уровня моря над НПУ лимана) либо регулировать водообмен с морем, открывая заслонку в канале в период развития интенсивных ветровых нагонов.

Для северного побережья Одесского района северо-западной части Черного моря (СЗЧМ) эффективными нагонными являются ветры ЮЗ, Ю, ЮВ, В направлений. Согласно многолетним данным МГС Одесса-порт [5] повторяемость ветров указанных направлений составляет в сумме 47 % в июне, 38 % – в июле, 40 % – в августе и 43 % – в сентябре.

Величину возможного сгона или нагона в СЗЧМ при стационарных ветрах различной силы можно оценить с помощью зависимости [6]

$$\frac{\partial \xi}{\partial x} = \frac{\tau_{sx}}{\rho g H},$$

где ξ - отклонение уровенной поверхности от невозмущенного состояния, τ_{sx} - вектор касательного напряжения трения ветра в направлении оси x , ρ - плотность воды, g – ускорение свободного падения, H – характерная глубина акватории.

Принимая для СЗЧМ $H = 20$ м, $\Delta x = 150$ км (расстояние от линии м.Тарханкут – устье р.Дунай до северного побережья СЗЧМ); $g = 9.8$ м/с², $\rho = 1015$ кг/м³, получаем что при ветре силой 10 м/с ($\tau_{sx} = 0.16$ Н/м²) $\frac{\partial \xi}{\partial x} = 8 \cdot 10^{-7}$, а перекося уровенной поверхности $\partial \xi = 0.12$ м. При ветре 20 м/с ($\tau_{sx} = 0.94$ Н/м²) $\partial \xi = 0.71$ м. Приведенные значения могут существенно увеличиваться за счет влияния морфологических особенностей дна и берегов, например, за счет эффекта выхода длинной волны на мелководье при условии неразрывности полного потока. Если принять глубину в

прибрежной зоне равной 5м, то пересчетный множитель, учитывающий вышеуказанный эффект, составит 2.0 [7].

Вышеприведенные расчеты учитывают только влияние ветрового воздействия на возмущения уровня моря. Однако помимо ветра существуют и другие факторы, определяющие изменчивость уровня моря в СЗЧМ, к числу которых относятся речной сток, интенсивность Основного Черноморского течения, ветвь которого заходит в СЗЧМ.

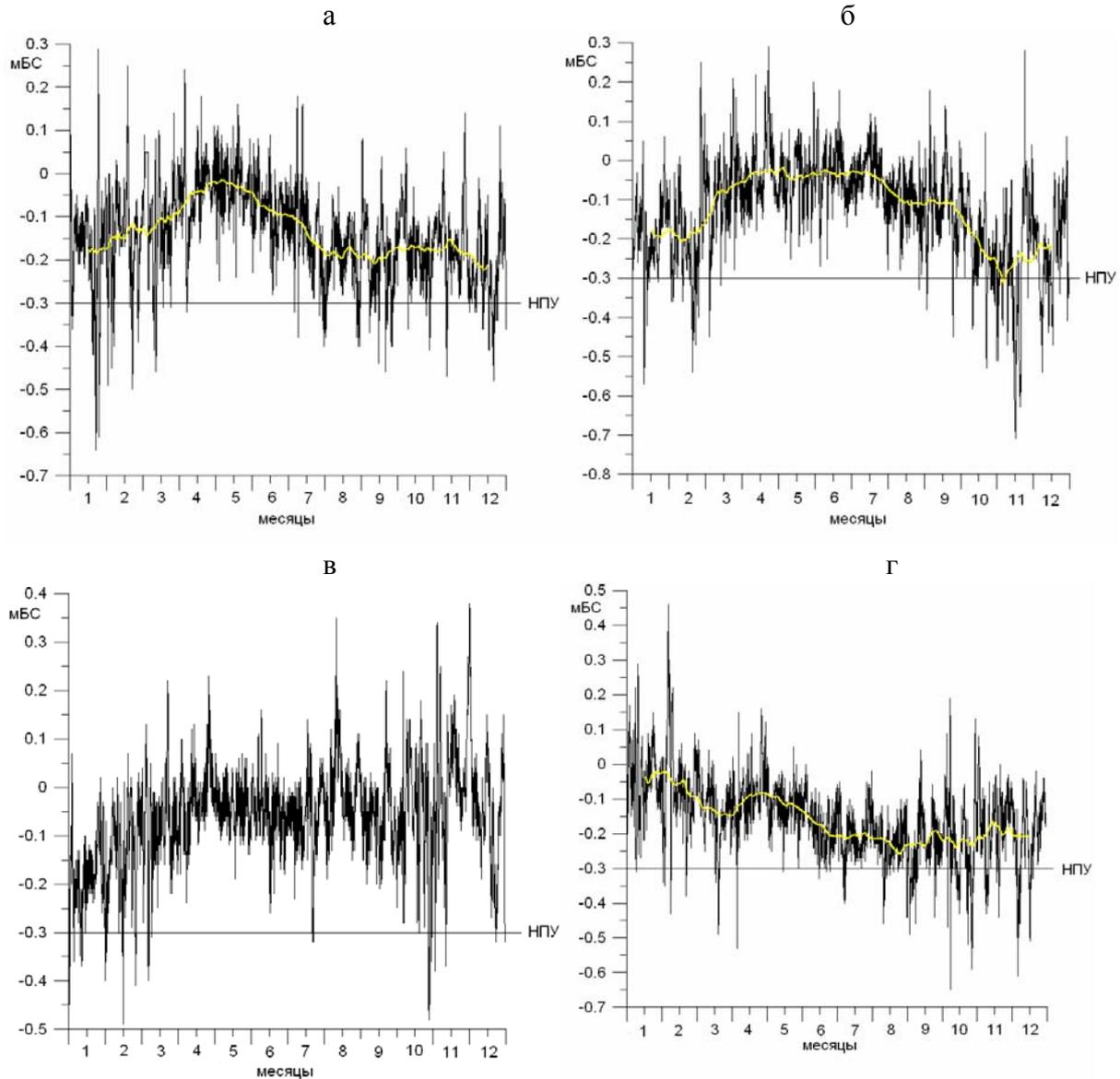


Рис. 7 – Изменчивость уровня моря, мБС, по данным МГС Одесса-порт в: а) 2000 г.; б) 2001 г.; в) 2002 г.; г) 2003 г.

В летний период года ветровая активность над северо-западной частью Черного моря невелика. В работе [8] приведены результаты анализа ветровых ситуаций над акваторией СЗЧМ со значительными скоростями ветра, превышающими 6 м/с, по данным 1946-1955 гг. Показано, что возникновение нагонных ветров возможно при восточном, юго-восточном и юго-западном типах синоптических процессов. Вероятность их развития: в июне – 13 %, в июле – 3 %, в августе – 5 % и в сентябре –

11%. Заметим, что повторяемость малоградиентных барических полей со скоростями ветра менее 6 м/с, в среднем за летние месяцы составляет 60 – 70 %. Значительные сгонные ветры в летние месяцы наблюдаются в среднем 1 – 3 раза в месяц. Минимальное число случаев соответствует июлю. Непрерывная продолжительность действия сильных сгонных ветров летом в среднем не превышает суток, а максимальные значения продолжительности действия не превышают 2 – 3 суток.

Таким образом, хотя повторяемость нагонных ветров в летний период достаточно высока, но они слабы. Сильные ветры (более 6 м/с) наблюдаются в среднем 1 - 3 раза в месяц и продолжительность их не превышает суток.

Сгонными для участка моря, примыкающего к Дофиновскому лиману, являются ветры СВ, С, СЗ и З направлений. Их повторяемость, как в летний период, так и в течение всего года существенно превышает повторяемость нагонных ветров. Согласно данным работы [8], средняя непрерывная продолжительность сильных сгонных ветров также находится в пределах суток и лишь в сентябре при СВ типе синоптической циркуляции увеличивается до 1.5 – 2 суток. Максимальная продолжительность СВ ветров может достигать 5 суток в августе – сентябре. При сильных сгонных ветрах появляется опасность падения уровня воды в лимане на 30 – 40 см ниже среднего уровня моря.

В заключение следует отметить, что в короткопериодную изменчивость уровня моря, помимо сгонно-нагонных явлений, вносят вклад сейшевые колебания. Согласно [5], сейши с размахом от 5 до 10 см наблюдаются равномерно в течение года, и повторяемость их в Одессе составляет до 10 – 15 суток в месяц.

Моделирование гидротермодинамических процессов в лимане и водообмена с морем. С помощью термогидродинамической модели можно оценить как водообмен с морем через соединительный канал влияет на гидрологический режим лимана в летние месяцы. Подробное описание структуры модели приведено в работах [9, 10]. При расчетах акватория лимана (Большой бассейн и часть Малого с глубинами более 30 см) покрывалась горизонтальной расчетной сеткой 44×14 узлов с шагом 135 м. Использовались 4 расчетных уровня по вертикали в σ - системе координат. Глубины задавались соответствующими отметке уровня воды в лимане -0.3 мБС (рис.1б).

Первая серия численных экспериментов с моделью проводилась для исследования особенностей ветровой циркуляции вод в лимане. Отдельные результаты расчетов при продольных и поперечных (по отношению к оси лимана) ветрах приведены на рис. 8, 9. Видно, что структура течений имеет двухслойный характер. В поверхностном слое горизонтальные векторы течений направлены по ветру, а в придонном – в обратном направлении (за исключением прибрежного мелководья). В северной части Большого бассейна в поле средних по вертикали течений наблюдается интенсивный вихрь.

При продольных ветрах в поверхностном слое отмечается интенсификация течений в прибрежной зоне и ослабление – вдоль продольной оси водоема. В придонном слое, наоборот, наблюдается интенсификация потока вдоль оси водоема. Средние по глубине течения направлены по ветру вдоль берегов на прибрежном мелководье и против ветра – вдоль оси ложа лимана.

При поперечных ветрах вдольбереговые потоки на мелководье выражены очень слабо. В поле средних по глубине течений отмечается множество локальных вихревых структур, среди которых выделяется интенсивный вихрь в северной части Большого бассейна. Фактически трехмерная циркуляция вод представляет собой большую конвективную ячейку с осью вытянутой вдоль лимана.

Вторая серия численных экспериментов с моделью проводилась с целью исследования влияния наличия соединительного канала с морем на характер

изменчивости отметок уровня, температуры и солености воды в лимане. При расчетах ширина соединительного канала полагалась равной 1.35 м, а глубина – 0.5 м при отметке уровня воды в лимане -0.3 мБС (аналог сечения соединительной трубы). На открытой морской границе канала задавалась изменчивость уровня моря в июле-августе 2000 г. (по данным МГС Одесса-порт), температура морской воды 22 °С и соленость 16 ‰. Расчеты проводились на двухмесячном временном отрезке с усвоением информации об изменчивости температуры воздуха, скорости и направлении ветра в июле-августе 2000 г. (по данным МГС Одесса-порт). Падение отметки уровня воды в лимане за счет испарения полагалось равным 150 мм/мес. В начальный момент времени температура и соленость воды в лимане задавались равными, соответственно, 22 °С и 20 ‰, а их пространственное распределение – однородным.

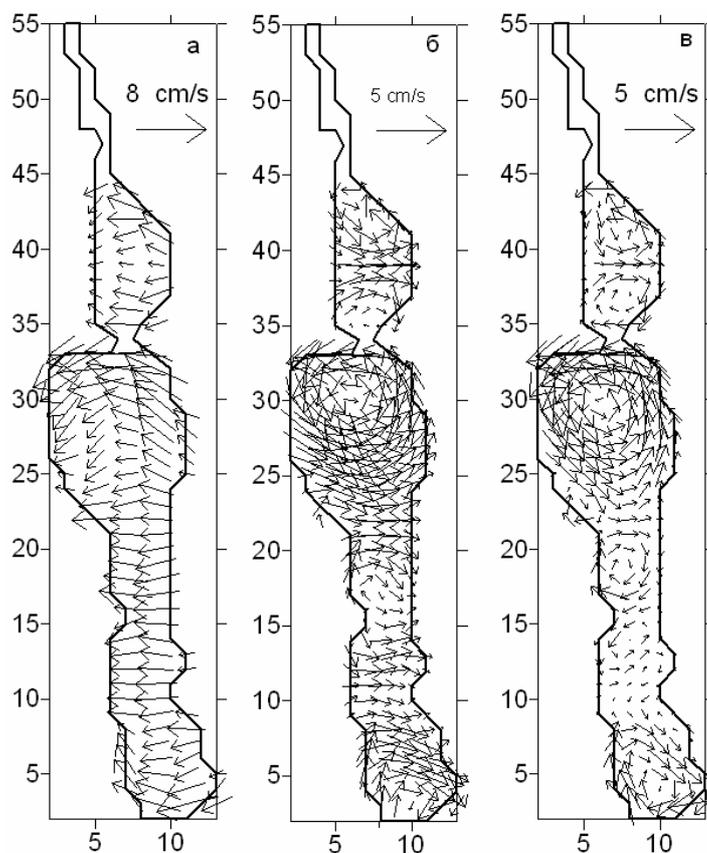


Рис. 8 – Поле векторов течений, см/с, при восточном ветре силой 7 м/с:
а) на поверхности лимана; б) у дна; в) средних по глубине.

На рис. 10 показана изменчивость уровня моря, задаваемая на морской границе канала, и изменчивость отметки уровня воды в точке 1 (рис. 1б) лимана, полученная в численном эксперименте с моделью. Обращает на себя внимание, что колебания уровня воды в лимане более инерционны, чем в море, но отражают все тенденции изменчивости среднего уровня моря на масштабах осреднения в несколько суток. Кривая изменчивости уровня воды в лимане огибает изменчивость уровня моря по минимальным значениям, т.е. средний уровень воды в лимане на протяжении всего периода моделирования расположен ниже уровня моря, что является результатом интенсивного испарения. При длительной (5 – 7 суток) тенденции падения уровня моря при сгонах, уровень воды в лимане может упасть ниже НПУ.

На рис. 11 показана изменчивость солености и температуры воды в различных точках лимана (рис. 1б) при функционировании соединительного канала, а на рис. 12 – при его отсутствии. Видно, что водообмен с морем существенно понижает соленость вод лимана, особенно в южной его части. При отсутствии водообмена с морем соленость при заданной интенсивности испарения повышается к концу августа до 28 – 29 ‰ в Большом бассейне и до 34 ‰ – в Малом. В случае функционирования канала, соленость воды в южной части Большого бассейна колеблется от 16 до 20 ‰, составляя в среднем 18 ‰, а в северной части Большого бассейна и в Малом бассейне соленость вод повышается до 23.5 – 24.5 ‰. Влияние водообмена с морем на температуру воды в лимане не столь значительно из-за его мелководности и интенсивного прогрева вод. Лишь в южной части лимана приток морских вод может понизить температуру воды на несколько градусов. В северной части Большого бассейна и Малом бассейне изменчивость температуры воды практически не зависит от наличия водообмена с морем.

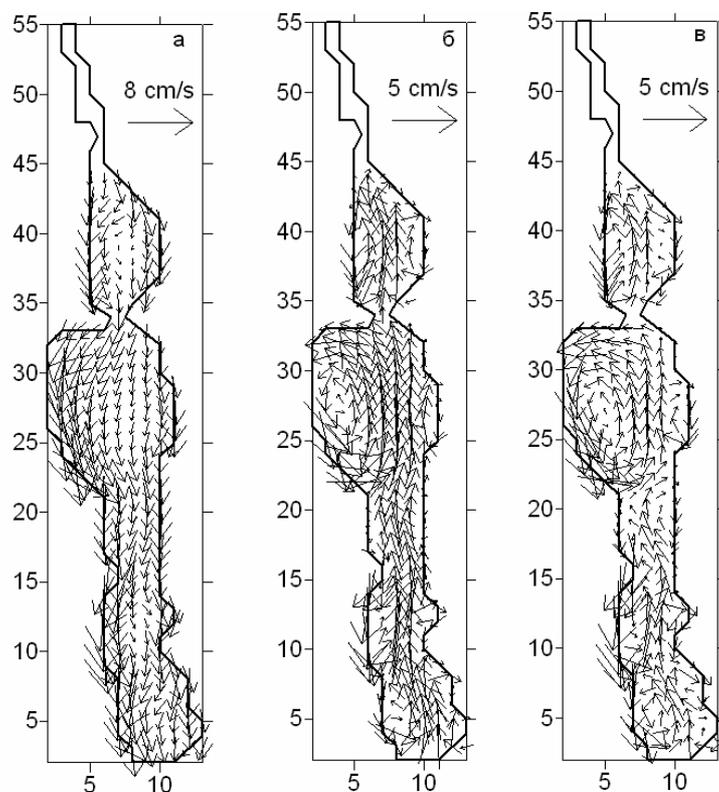


Рис. 9 – Поле векторов течений, см/с, при северном ветре силой 7 м/с:
а) на поверхности лимана; б) у дна; в) средних по глубине.

На рис. 13 приведено пространственное распределение температуры и солености воды в лимане на 14.08.2000 г. в момент затока морских вод в лиман. Видно, что даже при относительно малых размерах соединительного канала трансформированная морская вода проникает в южную и центральную части Большого бассейна, обеспечивая существенное водообновление в лимане.

Таким образом, результаты моделирования циркуляции, изменчивости термохалинной структуры и уровня вод в лимане свидетельствуют, что функционирование соединительного канала является важным фактором стабилизации экологического состояния его вод, обеспечивающим водообновление и существенно сдерживающим повышение солености вод в лимане в летний период за счет

интенсивного испарения. Однако, водообмен с морем через канал не позволяет существенно снизить сильный прогрев воды в летний период. Доминирующие в указанном районе ветры с северной и южной составляющими способствуют интенсивному водообмену вдоль продольной оси лимана. При продольных ветрах колебания уровня воды в СЗЧМ и прилегающей к морю части лимана находятся в противофазе (нагон в СЗЧМ соответствует понижению уровня в южной части лимана и, наоборот), что также способствует интенсификации водообмена.

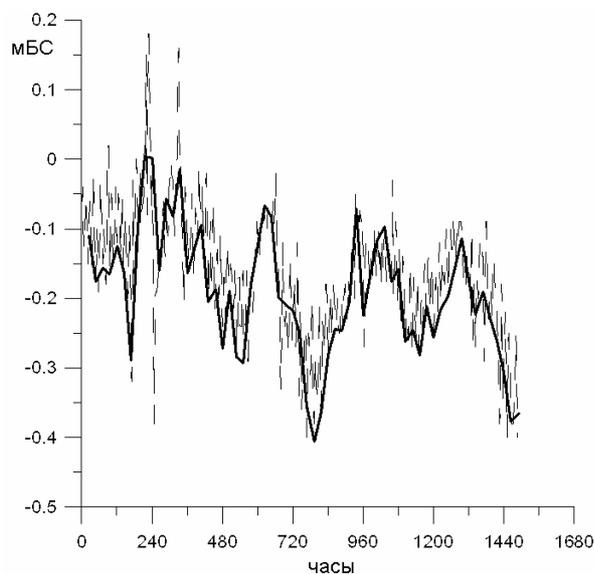


Рис. 10 – Изменчивость уровня моря, мБС, с 01.07.2000 г. по 31.08.2000 г. по данным наблюдений на МГС Одесса-порт (пунктир) и рассчитанная по модели в лимане (сплошная линия).

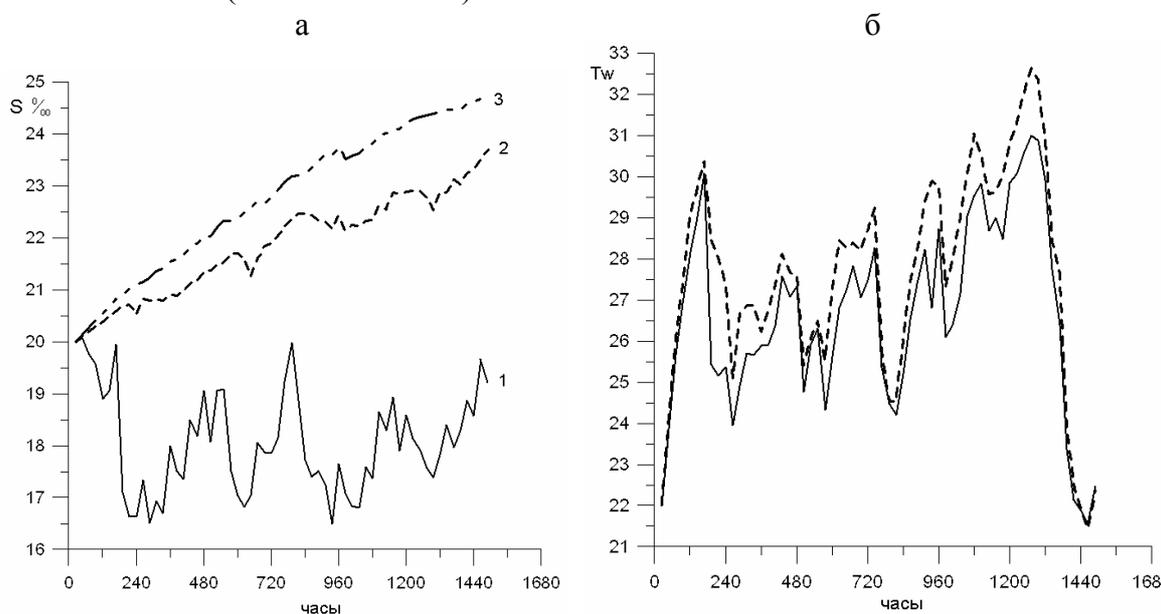


Рис. 11 – Изменчивость: а) солености, ‰, и б) температуры воды, °С, в различных точках Дофиновского лимана с 01.07.2000 г. по 31.08.2000 г., - рассчитанная с помощью модели при условии свободного водообмена с морем через соединительный канал.

Сплошная линия – южная часть лимана (точка 1, рис. 1б), пунктирные – центральная 2 (точка 2, рис. 1б) и северная 3 (точка 3, рис. 1б) части лимана.

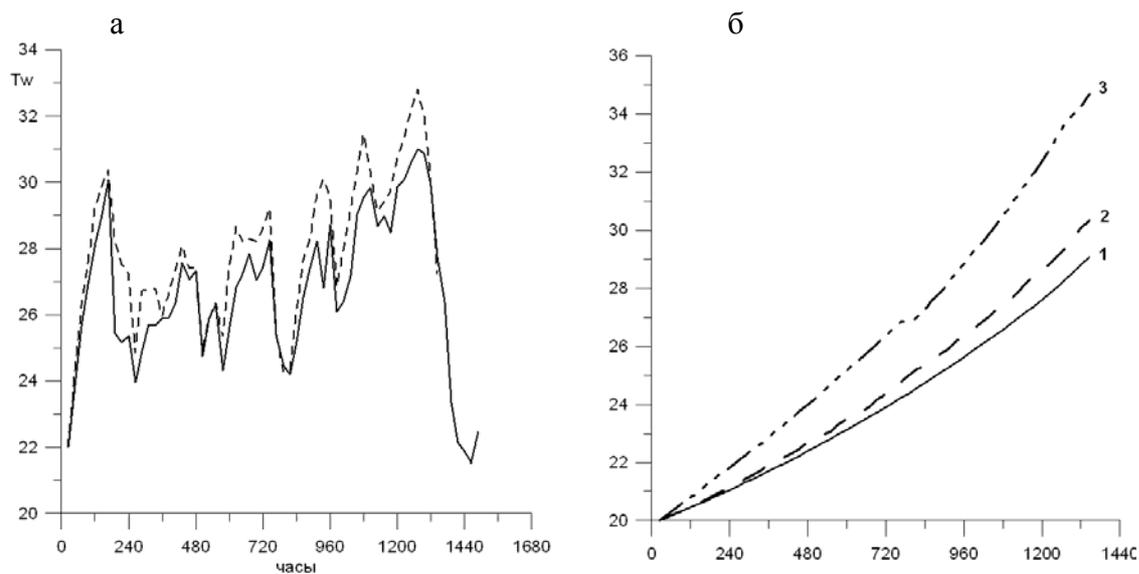


Рис. 12 – Изменчивость: а) температуры воды, °С, в июле – августе в южной части лимана (точка 1, рис. 1б) при отсутствии водообмена с морем (пунктир) и его наличии (сплошная линия); б) солёности воды в точках 1-3 (рис. 1б) лимана при отсутствии водообмена с морем.

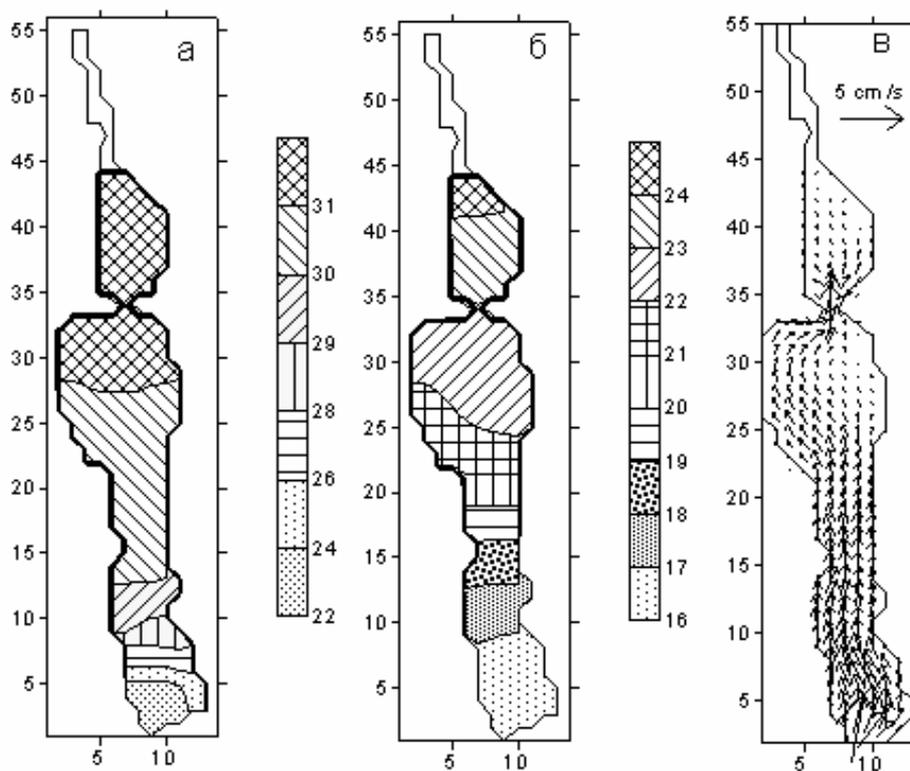


Рис. 13 – Рассчитанное по модели на 14.07.2000 г. пространственное распределение: а) температуры морской воды, °С; б) солёности, ‰; в) векторов средних по глубине течений, см/с.

Однако, при продолжительных стгонных ветрах, возможно понижение уровня воды в лимане ниже НПУ. В этих случаях целесообразным представляется перекрытие соединительного канала.

Заметим, что северная мелководная часть Малого бассейна не учитывалась в модельных расчетах (рис. 13). Но очевидно, что включение ее в расчет привело бы к значительно большему повышению солености (за счет увеличения площади испарения) и, в меньшей мере, температуры воды в северной части бассейна. При ветрах с северной составляющей, эти соленые и перегретые воды будут сноситься в южную часть лимана, создавая предпосылки для ухудшения гидроэкологического состояния лимана в целом. Поэтому представляется целесообразным либо углубить северную часть Малого бассейна, либо отгородить ее дамбой от остальной части лимана.

Выводы и рекомендации.

Мелководность лимана и малый объем его вод обуславливают сильную зависимость гидроэкологического состояния водоема от климатических условий отдельных лет: характера внутригодовой изменчивости количества выпадавших атмосферных осадков, температуры воздуха, уровня моря, интенсивности испарения. Поэтому природная экологическая устойчивость экосистемы лимана крайне низка и для ее повышения необходимо искусственное регулирование водного режима.

В современных условиях управление гидроэкологическим состоянием водоема возможно лишь путем регулирования водообмена с морем через систему гидротехнических сооружений, введенных в действие в 2002 г. и включающих в себя соединительный канал «лиман-море» с трубопроводом.

Наличие и функционирование комплекса гидротехнических сооружений, обеспечивающих регулирование уровня воды в лимане и водообмен с морем, являются необходимым условием для стабилизации гидрологического и гидрохимического режимов экосистемы Дофиновского лимана при любой водности года.

В зимне-весенний период за счет поверхностного стока с водосбора происходит наполнение водоема до отметок, значительно превышающих НПУ (наблюденный максимум – на 1.3 м), и распреснение его вод до $\approx 5 ‰$ в многоводные годы, $10 ‰$ – в средневодные и $20 ‰$ – в маловодные. В многоводные годы приходные составляющие водного баланса (осадки, поверхностный сток) могут обеспечить увеличение объема вод лимана более чем в 3 раза. Летом, при малом количестве атмосферных осадков и больших объемах испарения, поступление пресных вод с водосбора сокращается до минимума или вообще прекращается. Потери воды за счет испарения могут быть сравнимы с объемом вод лимана. Единственным фактором, стабилизирующим экологическое состояние водоема в летний период в условиях маловодных лет, является постоянный водообмен лимана с морем.

Возможны два режима управления гидроэкологическим состоянием водоема в летний период: первый – путем максимального наполнения и распреснения вод лимана в весенний период, с последующим прекращением водообмена с морем в летние месяцы до того момента, пока уровень вод лимана не опустится до уровня моря в результате интенсивного испарения (режим 2006, 2007 гг.); второй – выровнять уровни воды в лимане и море, обеспечив свободный водообмен с морем через систему гидротехнических сооружений. Негативной стороной первого варианта управления является отсутствие водообновления в лимане и, как следствие, ухудшение гидрохимических характеристик его вод в результате увеличения концентрации загрязняющих и биогенных веществ, поступивших в водоем весной с водами поверхностного стока, возникновение гипоксии и заморов за счет интенсификации (при высокой температуре воды) биохимического потребления растворенного в воде кислорода на разложение автохтонного и аллохтонного органического вещества в воде

и донных отложениях (случай 2007г.). При втором варианте управления водообновление в лимане определяется синоптическими процессами над акваторией СЗЧМ (ветровыми условиями, интенсивностью и частотой сгонно-нагонных явлений). Возможность его реализации определяется величиной среднего уровня моря в летние месяцы. Негативная сторона – возможность уменьшения уровня воды в лимане ниже НПУ при сильных сгонах.

Результаты моделирования циркуляции вод, изменчивости температуры и солености вод лимана летом, при условии свободного нерегулируемого водообмена с морем, свидетельствуют, что при втором варианте управления обеспечивается интенсивное водообновление лимана относительно чистыми морскими водами, которое препятствует повышению солености и ухудшению гидроэкологических характеристик вод лимана до критических значений. Интенсивному водообмену вдоль продольной оси лимана способствует доминирование в районе его расположения ветров с северной и южной составляющими. Однако, водообмен с морем через канал не позволяет существенно снизить сильный прогрев воды в летний период.

Анализ изменчивости уровня моря свидетельствует, что за последние 20 лет межгодовая изменчивость среднего уровня моря стабилизировалась на среднегодовой отметке -0.1 мБС, т.е. на 20 см превышает НПУ лимана, и не имеет тренда. Анализ сезонной изменчивости уровня моря за период 1999 – 2003 гг. показал, что тренд его падения в летний период не превышает 10 – 15 см. Следовательно, зная среднюю отметку уровня моря в июне, уже можно предполагать, какой она будет в июле-сентябре. Среднемесячные отметки уровня в летний период превышают НПУ лимана. Текущие отклонения уровня моря от средних отметок (короткопериодные колебания на масштабах от нескольких часов до нескольких суток) представляют собой сгонно-нагонные колебания уровня, определяемые ветровым воздействием. Максимальные отклонения уровня моря при сильных ветрах могут достигать 30 – 40 см. При сильных сгонных ветрах продолжительностью более суток возможно понижение уровня воды в лимане ниже отметки НПУ.

Для северного побережья Одесского района СЗЧМ эффективными нагонными являются ветры ЮЗ, Ю, ЮВ, В направлений, повторяемость которых летом составляет в среднем 40 %. Сильные нагонные ветры (более 6 м/с) наблюдаются в среднем 1 – 3 раза в месяц и продолжительность их не превышает суток. Сгонными для участка моря, примыкающего к Дофиновскому лиману, являются ветры СВ, С, СЗ и З направлений. Их повторяемость, как в летний период, так и в течение всего года существенно превышает повторяемость нагонных ветров. Средняя непрерывная продолжительность сильных сгонных ветров находится в пределах суток, а максимальная продолжительность может достигать 5 суток в августе – сентябре. При сильных сгонных ветрах появляется опасность падения уровня воды в лимане на 30 – 40 см ниже среднего уровня моря.

На основе изложенного предлагается следующая стратегия управления гидрологическим и гидрохимическим режимами, а, следовательно, и экологическим состоянием вод лимана: в весенний период необходимо обеспечить наполнение лимана пресными водами бокового стока путем ограничения водообмена с морем. В июне, при условии превышения отметки уровня моря на 10 – 15 см НПУ лимана, рекомендуется открыть гидротехнические сооружения, обеспечив интенсивное водообновление лимана за счет поступления относительно чистых морских вод. Это позволит избежать повышения уровня трофности и развития гипоксических явлений в лимане при сильном прогреве его вод. В августе – сентябре, когда средний уровень моря приближается к НПУ лимана, режим водообмена необходимо контролировать, перекрывая

гидротехнические сооружения при значимых (5 м/с и более) и продолжительных сгонных ветрах СВ, С, СЗ и З направлений.

Гидротехнические сооружения, осуществляющие водообмен лимана с морем, должны быть способны пропускать максимальные объемы воды, заложенные в проектных характеристиках. Тогда, даже в экстремально маловодные годы в кратковременные периоды превышения уровня моря над уровнем лимана при сильных нагонах, можно сгладить негативный эффект падения уровня в лимане, вызванный испарением.

Поскольку мелководная северная часть Малого бассейна лимана характеризуется максимальными значениями солености и температуры воды в летний период, то для уменьшения ее негативного влияния на водно-солевой и температурный режимы Большого бассейна лимана представляется целесообразным либо углубить северную часть Малого бассейна, либо отгородить ее дамбой от остальной части лимана.

Работа выполнена в 2007 г. за счет средств Одесского областного фонда охраны окружающей природной среды.

Список литературы

1. Адобовский В.В. Новый этап высыхания закрытых лиманов (на примере Дофиновского лимана) // География и природные ресурсы, – 1996. – № 2. – С.167-169.
2. Адобовский В.В. Гидрологические аспекты реконструкции приморских лиманов // География и природные ресурсы, – 2005. – № 2. – С. 68-72.
3. Северо-западная часть Черного моря: Биология и экология / Под ред. Ю.П.Зайцева, Б.Г.Александрова, Г.Г.Миничевой.– Киев: Наук. Думка. – 2006.– 703 с.
4. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР: Справочник. Т.4. Черное море.– Л.: Гидрометеоздат, 1986. – 99 с.
5. Обґрунтування заходів щодо покращення гідрологічного та сольового режимів Дофіновського лиману Комінтернівського району / Одес. Держ. Екол. Ун-т; № ДР 0108U001214. – Одеса, 2007. – 101 с.
6. Боуден К.Ф. Физическая океанография прибрежных вод. – М.: Мир. – 1988. – 326 с.
7. Лонин С.А., Тучковенко Ю.С. Имитация сгонно-нагонных колебаний уровня моря в портах северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ. – 1999.- С. 58 – 66.
8. Чернякова А.П. Типовые поля ветра Черного моря // Сб. работ БГМО ЧАМ .- Л.: Гидрометеоздат.-Вып.3.- 1965.-С.78 – 121.
9. 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.– Севастополь: НАН Украины, МГИ.– 2003.– С. 138-153.
10. Тучковенко Ю.С. Гидродинамическая модель для расчета трехмерной циркуляции и термохалинной структуры вод северо-западной части Черного моря // Метеорологія, кліматологія та гідрологія.– 2002.– № 45. – С. 129 - 139.

Регулювання гідроекологічного режиму Дофіновського лиману.

Тучковенко Ю.С. , Гопченко Є.Д., Адабовский В.В., Большаков В.М.

Виконаний аналіз природних та антропогенних факторів, які формують сучасний гідроекологічний режим лиману. Визначені складові водно-сольового балансу водойми. Проаналізована мінливість коливань рівня води у морі та водоймі. Отримані оцінки впливу штучно регульованого водообміну з морем на солоність та температуру води, коливання рівня води в лимані. Запропоновані рекомендації щодо регулювання штучного водообміну лиману з морем, з урахуванням сезонної мінливості гідроекологічних характеристик лиману та впливу на них зовнішніх факторів.

Ключові слова: Причорномор'я, Дофіновський лиман, гідроекологічний режим, регулювання.

Management of hydroecological regimen of Dofinovka estuary.

Tuchkovenko Y.S., Gopchenko E.D., Adobovskiy V.V., Bolshakov V.N.

Analysis of natural and anthropogenous factors which form the present-day hydroecological regimen of the estuary is conducted. Constituents of water-salt balance of the reservoir are determined. Changeability of fluctuations in water level in the sea and the estuary is analysed. Estimations for influence of artificially managed seawater cycle on salinity, water temperature and fluctuations of water level in the estuary are made. Guidelines for management of artificial seawater cycle of the estuary, with seasonal changeability of hydroecological features of the estuary and influence of external factors on them being taken into account, are worked out.

Keywords: Black Sea Area, Dofinovka estuary, hydroecological regimen, management.

ОЦЕНКА ПОДЗЕМНОГО СТОКА РЕК ГОРНОГО КРЫМА НА ОСНОВЕ ГИДРОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Предложен методический подход к определению подземного притока в русла рек Горного Крыма на основе данных о гидрометрических наблюдениях. Приток подземных вод, оцененный по данным о стоке межени, рассматривается как базисный сток рек. Для установления общего подземного притока используется связь базисного стока с подземным стоком, полученным при расчленении гидрографов.

Ключевые слова: *подземный сток, базисный сток, гидрометрические данные*

Введение. Неотъемлемой частью гидрологических проектов является оценка взаимодействия поверхностных и подземных вод с целью расчета и прогноза возможных его изменений при осуществлении различных водохозяйственных мероприятий. Количественная оценка подземной составляющей речного стока является одновременно гидрологической и гидрогеологической задачей при проектировании использования суммарных (общих) водных ресурсов [2,5,7]. Пространственная дискретность формирования подземного притока в реки в первую очередь определяется различными уровнями дренирования водоносных пластов. Согласно генетической теории формирования суммарного стока рек, предложенную А.Н. Бефани [2], косвенными характеристиками дренирования водоносных пластов руслом реки могут служить так называемые критические площади водосборов. В обычных условиях по мере нарастания водосборной площади происходит постепенное увеличение эрозионного вреза русла реки, а значит, и возрастание степени дренирования основных водоносных горизонтов подземных вод, т.е. происходит увеличение подземного притока в русло реки. Такой подход успешно применялся для определения ненарушенной хозяйственной деятельностью подземного притока равнинных и горных (Карпаты) рек Украины, недостаточно изученных с точки зрения продолжительности гидрологических наблюдений [2]. Однако, для территории Крымского полуострова, где основная часть водных ресурсов формируется в горах, такой подход неприемлем из-за влияния карста [4,6,9,10].

Крымский полуостров находится в области действия двух артезианских бассейнов – Равнинно-Крымского артезианского бассейна и гидрогеологической области Горного Крыма. Горные породы Крыма относятся к числу легко растворимых известняков, поэтому в земной поверхности образуются различного рода полости – пещеры, каналы, воронки, естественные шахты и колодцы. Известняки разбиты трещинами и пронизаны карстовыми пустотами – понорами, каналами, пещерами и т.д., по которым атмосферные осадки проникают вглубь закарстованных массивов, образуя карстовые воды. Известняки закарстованы вплоть до подстилающих их глинистых сланцев. В основном, они расположены выше уровня Черного моря. Закарстованные толщи крутыми обрывами выходят на побережье Черного моря, на северных склонах они прорезаются многочисленными долинами и ущельями.

В Горном Крыму, преимущественно в западной его половине, яйлинские массивы, куда не заходят даже верховья эрозионных систем, являются бессточными областями [1,3,9]. Плоский рельеф яйл, сложенный известняками, и наличие замкнутых понижений способствуют интенсивной фильтрации осадков в глубокие водоносные горизонты и последующему их накоплению в толще карстовых пород. Территории, где поверхностный сток поглощается карстовыми образованиями, образуют “области

питания карста". Выход карстовых вод в русло реки образует в пределах водосборов область разгрузки. В связи с несовпадением поверхностного и подземного водосборов рек возможно перераспределение запасов подземных вод между соседними водосборами.

По исследованиям С.В. Альбова [1] основным источником, обеспечивающим приток подземных вод в реки Горного Крыма, являются воды верхнеюрских отложений. Это основной водоносный горизонт Горного Крыма [8]. Толща закарстованных карбонатных пород верхней юры является основным коллектором большого количества атмосферных осадков, выпадающих в пределах Главной Горной Гряды. Закарстованные известняки поглощают атмосферные воды и после их некоторой циркуляции по пустотам выходят на дневную поверхность в виде родников. Очень часто для характеристики подземного притока используется дебит карстовых источников. (Количество воды, получаемое в единицу времени из источника, называется его дебитом или расходом). Однако, представленный в виде модульного коэффициента стока, он не может использоваться как показатель стока реки, так как фактическая площадь подземного водосбора, питающего источник, неизвестна [4,10].

Главная гряда и ее склоны составляют единую гидрогеологическую систему, в которой вершины, яйловые плато и верхние части склонов являются областью питания подземных вод, в средней части склонов происходит накопление карстовых вод, а нижние части склонов Главной гряды находятся в области разгрузки карстовых вод. Принадлежность водосбора к тому или иному карстовому району не исключает перехода стока подземным путем из бассейна одной реки в бассейн другой. Например, сток реки Биюк - Узенбаш выходит в виде родника в бассейне р.Кучук – Узенбаш у с.Ключевого. Это же явление имеет место в бассейнах рек Хастабаш, Шаан-Кая за счет бассейна р.Бельбек, в бассейне р.Черной за счет вод бассейна р.Бельбек, в бассейне р.Учкош-Дерекойка за счет бассейна р.Авунды, в бассейнах рек южного склона за счет рек Альмы и Качи, в бассейне Альмы за счет р.Салгир, в бассейне р.Краснопещерной за счет р.Малый Салгир, в бассейне р.Биюк-Карасу за счет вод р.Салгир [8]. Родник Карасу-Баши, расположенный у подножия северных склонов Караби-Яйлы дает начало р.Биюк-Карасу (бассейн р.Салгир), родник Скельский – начало р.Черной. Родники Северного склона дают начало рекам Бельбек, Кача, Альма и их притокам. Родники, питающие эти реки, имеют среднемноголетний расход до 1500 л/сек. Восточнее Караби-Яйлы верхнеюрские отложения дают начало родникам с незначительным дебитом 0,2 -0,5 л/сек. Из карстовых родников южных склонов Горного Крыма наиболее известен родник Хаста –Баш, Массандровский водопад и водопад Джур-Джур (р.Восточный Улу-Узень), расположенный на южном склоне горы Демерджи. Начало наиболее крупным рекам Южного берега Крыма: Учан-Су, Дерекойка, Авунда, Путамис, Улу-Узень, Демерджи, Восточный Улу-Узень, Ускут, Таракташ, Огуз дают крупные карстовые источники [9]. Реки северо-восточных склонов Главной Гряды (Восточный Булганак, Мокрый Индол, Сухой Индол, Чорох-Су) питаются за счет мелких источников. В целом на территории Горного Крыма преобладают родники с небольшими расходами. По подсчетам И.Г. Глухова [2] общее количество родников с расходами воды менее 0,2 л/сек составляет 51%, а более 10,0 л/сек – 3,7%, но последние дают 83% общего притока от родников. В данных, приведенных в [9], указывается, что наибольший приток подземных вод в реки имеет место на р. Черной (10,8 млн.м³ в год), второе место по объему притока подземных вод занимает р.Биюк-Карасу (8,65 млн.м³ в год), принадлежащая бассейну р.Салгир, третье – р.Альма (2,69 млн.м³ в год).

Сложность оценки взаимодействия поверхностных и подземных вод для территории Горного Крыма определяется недостаточностью данных о величине подземного и поверхностного притока в реки. Из-за пространственного

перераспределения подземных вод карстом, в нормативных документах [7] не приведены обобщения суммарного стока в виде зависимостей норм годового стока от высоты местности. Исследование закономерностей распределения стока с высотой, обусловленное климатическими факторами, а также количественная оценка влияния карста на годовой сток выполнены в работе [6], где норма стока рассчитана по уравнению водно-теплового баланса с использованием метеорологических данных. Количественная оценка роли карста в формировании подземного стока рек, а также расчет подземного притока в реки является нерешенной задачей и в настоящее время.

Целью данного исследования является количественная оценка годового притока подземных вод в реки Горного Крыма, выполненная на основе гидрометрических методов.

Материалы и методы исследования. В гидрологической практике для оценки подземной составляющей речного стока используют следующие способы и приемы: метод водного баланса, кривые истощения запасов подземных вод, исследование приращения меженных расходов между двумя створами, установление связей стока с осадками, расчет по минимальным расходам, расчленение гидрографа общего речного стока и др. [7].

Среди гидрометрических методов определения подземного питания рек наибольшее распространение получили методы расчленения гидрографов суммарного стока рек. Под суммарным или общим стоком в дальнейшем подразумевается сток, образованный как поверхностным, так и подземным притоком воды в русло. Теоретически обоснованный метод расчленения гидрографов общего речного стока и расчет подземной составляющей должны базироваться на гидродинамическом анализе закономерностей подземного стока из всех водоносных горизонтов зоны дренирования и учете гидрогеологических условий конкретных речных бассейнов. Таким методом является комплексный гидролого-гидрогеологический метод генетического расчленения гидрографа общего стока рек, разработанный и теоретически обоснованный Б.И. Куделиным (1966). Различный характер гидравлической связи подземных и речных вод, определяющий режим подземного стока в реку из дренируемых водоносных горизонтов, обуславливает разные схемы расчленения гидрографов общего стока рек.

Методика расчленения гидрографов рек для различных случаев взаимосвязи поверхностных и подземных вод сводится к следующему.

А). Расчленение гидрографа реки, питающейся из водоносных горизонтов, гидравлически не связанных с рекой. Подземные воды, гидравлически не связанные с рекой, обладают режимом и фазами стока, близкими к поверхностному стоку. Они отличаются лишь тем, что пик подземного стока выражен менее ярко, и наступает он несколько позже, чем пик речного половодья.

Б). Расчленение гидрографа общего стока реки, питающейся из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой. Подземный сток в реку из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой, характеризуется подпорным типом режима, при котором в периоды прохождения половодья или паводков подземное питание уменьшается и на пике половодья может быть равным нулю.

В). Расчленение гидрографа реки при смешанном ее питании из водоносных горизонтов, гидравлически связанных и гидравлически не связанных с рекой. Расчленение гидрографа реки в этом случае производится в два этапа. Вначале на гидрографе выделяют величину подземного стока из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой. Затем на нижнюю часть выделенного отрезка накладывают подземный сток из водоносных горизонтов, гидравлически не связанных с рекой.

Г). Расчленение гидрографа общего стока реки при смешанном грунтовом и артезианском питании. В этом наиболее сложном случае взаимосвязи подземных и поверхностных вод расчленение гидрографа общего речного стока реки проводится в три этапа. Сначала на гидрографе реки выделяется грунтовый сток из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой. Затем на нижней части расчлененного гидрографа выделяется подземный сток из водоносных горизонтов, гидравлически не связанных с рекой. Ниже этой части грунтового стока выделяют подземный сток из водоносных горизонтов напорного характера (артезианское питание).

Для реализации основных принципов оценки подземного притока в реки на основании расчленения гидрографов речного стока в практике гидрологических и гидрогеологических работ используются и упрощённые схемы.

При использовании упрощённых схемы расчёта принимаются условные показатели динамичности подземного стока в реки, в период половодья и паводков, определяемые по соотношению расходов воды в реки до и после паводков (“срезка”), по суммарному коэффициенту динамичности стока (отношения наибольших величин подземного стока к наименьшей за характерные периоды) в период максимума подземного притока в реки или учётом сокращения притока при береговом регулировании за указанные периоды и т.п. К упрощённой схеме расчёта относится и способ расчёта подземного притока по величинам минимальных расходов воды рек в период зимней и летней межени.

Во всех детальных и упрощённых способах расчёта подземного притока в реки основой, обеспечиваемой гидрологической информацией, являются характерные расходы воды рек, принимаемые за суммарный подземный приток.

Модуль минимального стока может рассматриваться как эквивалент подземного питания реки [2]. Межень – фаза водного режима реки, ежегодно характеризующаяся малой водностью. Межень, как правило, возникает в период отсутствия снегового и дождевого питания, т.е. в эту фазу водности основным источником питания реки является приток подземных вод. Именно по этой причине характеристики стока меженного периода используются для оценки подземной составляющей общего стока рек. Наименьшие по величине значения стока, наблюдающиеся в период межени, носят название минимального стока. Характеристиками минимального стока являются – минимальный средний месячный сток за период межени, минимальный 30-ти суточный сток за период межени, минимальный среднесуточный сток за период межени [9].

Внутригодовой режим стока рек Крыма характеризуется двумя хорошо выраженными периодами: паводочным стоком (зима и весна) и меженным (лето и осень) [8]. Согласно классификации Б.Д.Зайкова реки Крыма относятся к рекам с паводочным режимом (паводки наблюдаются преимущественно в зимне-осенний период). Непосредственно зимней межени на реках Крымского полуострова, как правило, не наблюдается, что обусловлено формированием частых зимних оттепелей. Продолжительность меженного периода составляет три месяца лета (VI-VIII) и три месяца осени (IX-XI). Паводки в период межени являются нерегулярными. Сток летнего сезона составляет в среднем 12% от годового, а осеннего – 9%. Исследования внутригодового распределения стока для различных рек Крыма показало, что оно одинаковое вне зависимости от района.

Согласно данным З.В.Тимченко [9] наименьшие расходы воды на закарстованных реках наблюдаются в августе-сентябре. В этот период происходит истощение запасов подземных вод. На незакарстованных реках наименьшие расходы летней межени формируются в более ранние сроки (июле и даже июне). Меженный период для некоторых рек характеризуется пересыханием.

В связи с тем, что зимняя межень на реках Крыма практически отсутствует, характеристики минимального (меженного) стока определяют за межень периода открытого русла и периода с ледовыми явлениями. Поскольку ледовые явления на реках Крыма наблюдаются крайне редко, то для оценки подземного притока использовались имеющиеся ряды 30-ти суточных расходов за период межени с открытым руслом по 10 водосборам Горного Крыма (табл.1). Также использован метод оценки подземного притока, базирующийся на расчленении гидрографов (метод срезки).

Результаты исследования и их анализ. Оценка статистических параметров подземного стока на основе данных о минимальном 30-ти суточном стоке выполнена при помощи метода моментов. Полученные параметры могут быть использованы для характеристики устойчивого (базисного) подземного притока в реки, который формируется за счет глубоких водоносных горизонтов. Наибольшие значения подземного притока для рассмотренных водосборов отмечаются в створах р.Альма – Крымгосзаповедник ($\bar{Y}_{баз}=72$ мм) и р.Дерекойка – г.Ялта ($\bar{Y}_{баз}=63$ мм), где $\bar{Y}_{баз}$ - средняя многолетняя величина базисного подземного стока. Наименьший подземный приток характерен для реки северо-восточных склонов Горного Крыма (р. Су-Индол - с.Тополевка, $\bar{Y}_{баз}=4$ мм), где дебит карстовых источников значительно ниже, чем на северо-западных и юго-западных склонах. Малый подземный приток наблюдается в нижнем течении р. Черной (створ р.Черная – с.Чернореченское), где средняя многолетняя величина подземного притока составляет 2 мм. Уменьшение притока подземных вод при выходе в предгорные и равнинные части полуострова связано с тем, что основная часть карстовых источников, питающих реки, находится высоко в горах. По мере перехода на равнину, принадлежащую подзоне южной засушливой степи, роль питания рек за счет карстовых вод уменьшается, при этом глубина залегания водоносных горизонтов, а, следовательно, и их недоступность для дренирования, увеличивается. На многих равнинных и горных реках подземное питание растет с ростом площади водосбора, но отличительные климатические и гидрогеологические условия Горного Крыма обуславливают индивидуальность и неповторимость формирования как поверхностного, так и подземного стока большинства его рек. Точность расчета средних многолетних величин стока по имеющимся рядам минимального стока находится в пределах 20%.

Изменчивость подземного базисного стока в многолетнем разрезе характеризуется коэффициентом вариации $Cv, баз$, который изменяется в пределах от 0,48 (р.Альма – Крымгосзаповедник) до 1,91 (р.Улу Узень – с.Солнечногорское).

Для определения коэффициента вариации $Cv, баз$ базисного подземного стока на основе метода множественной регрессии с пошаговым выбором предикторов (площадь водосбора, средняя высота водосбора, залесенность, распаханность, среднемноголетний базисный сток) получено уравнение вида

$$Cv, баз. = 1,67 - 0,5141 \lg \bar{Y}_{баз.}; r = 0.72, \quad (1)$$

где $\bar{Y}_{баз}$ - средняя многолетняя величина подземного базисного стока;

r - коэффициент корреляции.

Коэффициент асимметрии рассчитан по наблюдаемым данным с большой погрешностью. Для практического использования определено соотношение Cs/Cv . Анализ пространственной дисперсии этого соотношения и его составляющих [5] (географической и случайной) позволил установить, что пространственная дисперсия

полностью определяется ошибками расчета по наблюдаемым выборкам, т.е. случайная составляющая пространственной дисперсии C_s/C_v равна 100% . Это позволило выполнить осреднение C_s/C_v в пределах рассматриваемой территории и в последующих расчетах принимать его равным 2.

Расчленение гидрографов стока рек Крыма было выполнено на основе упрощенной схемы расчета с использованием метода “срезки” для характерных по водности лет (максимального, среднего и минимального по водности года). Для этих же лет вычислялся коэффициент подземного питания ($K_{ПНТ}$), представляющий собой соотношение между подземным притоком в реку и величиной суммарного стока за год. Данный коэффициент показывает роль подземных вод в формировании речного стока. Средние многолетние значения подземного притока, полученные при расчленении среднего по водности года, характеризуют производительность водоносных пластов или питание подземных вод зоны интенсивного водообмена.

Сравнение данных о подземном стоке, полученных в результате расчленения гидрографов за средние по водности годы, и данных о базисном стоке показало, что подземный годовой сток значительно превышает базисный (рис.1).

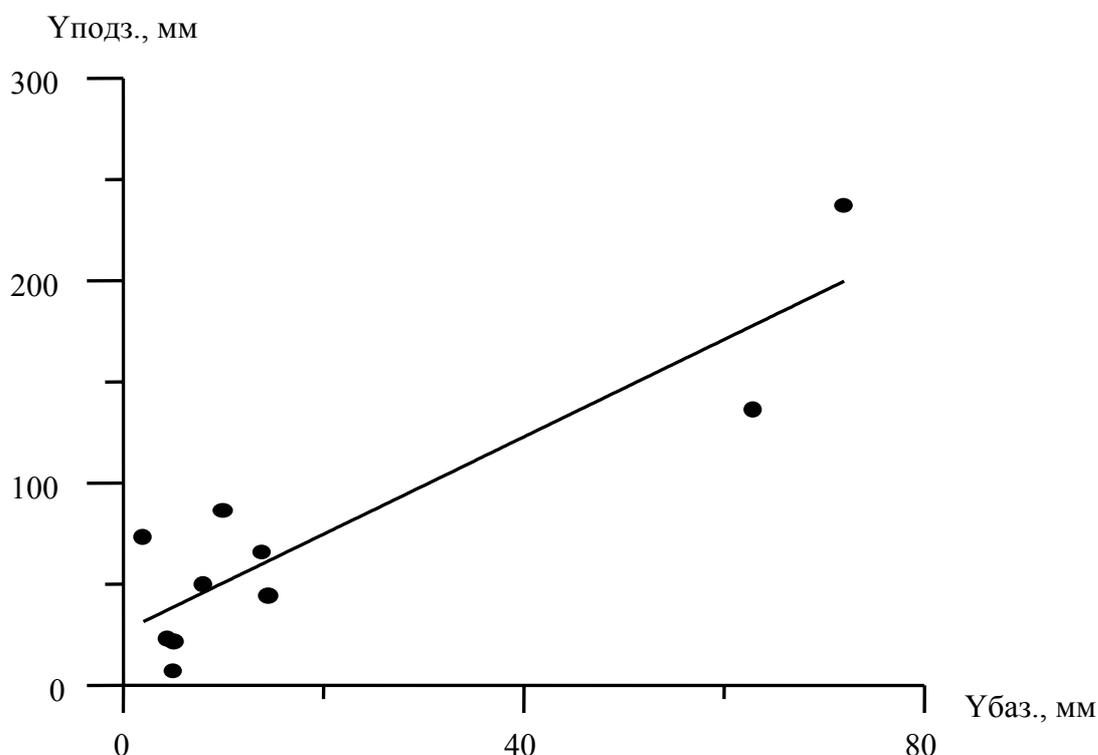


Рис. 1 – Сравнение среднееголетних величин базисного подземного стока и среднееголетних величин подземного стока, полученных на основе расчленения гидрографов за средний по водности год.

Это объясняется тем, что в период весеннего половодья или дождевых паводков происходит сработка запасов карстовых вод из крупных полостей и каналов, что, в конечном итоге, приводит к значимому увеличению подземного стока за год.

По окончании половодья и паводка сработка продолжается, но разгружаются в русло реки воды каверн и трещин. В период устойчивой межени разгружаются мелкие трещины и поры. Как правило, на закарстовых реках минимальный сток всегда стабилен. По замечанию В.Н. Дублянского [4,10] карст крымских рек не выполняет

роль значительной регулирующей емкости и в фазы снегодождевых и дождевых паводков изменения подземного стока происходят таким же образом, как и на незакрстованных водосборах. Механизм “сработки” карстовых емкостей до настоящего времени не изучен полностью.

Связь между базисным подземным стоком и подземным стоком за годовой период может быть описана уравнением вида

$$\bar{Y}_{ПОДЗ.} = 2,46\bar{Y}_{баз.} + 24,0; r = 0,90, \quad (2)$$

где $\bar{Y}_{ПОДЗ.}$ - средняя многолетняя величина подземного стока за год, мм;

$\bar{Y}_{баз.}$ - средняя многолетняя величина базисного стока за год ($\bar{Y}_{баз.} = 31,54\bar{q}_{баз.}$).

Поскольку между подземным стоком рек, полученным в результате расчленения гидрографов, и базисным стоком существует линейная связь, для расчета коэффициентов вариации можно использовать зависимость (1). Отношение C_s/C_v принимается равным 2.

Коэффициент подземного питания закарстованных рек северо-западных и юго-западных склонов изменяется от 0,45 до 0,50. При выходе закарстованных рек на равнину коэффициент стока снижается до 0,38 – 0,16. Для рек, питающихся за счет карстовых источников с небольшим дебитом, коэффициент стока равен 0,20-0,27 (табл.1).

Таблица 1 – Статистические параметры подземного стока за год

Река – пост	F, км ²	H _{СР} , м	\bar{Y} , мм	K _{ПИТ}	C _v
р.Альма–Крымгосзаповедник	39,7	810	237	0,47	0,45
р.Кача – с. Баштановка	321	600	65,7	0,49	0,74
р.Бельбек – с. Фруктовое	493	680	21,5	0,16	0,99
р.Черная - у горы Кизил Кая	197	600	49,5	0,50	0,80
р.Черная–с.Чернореченское (с.Хмельницкое)	342	520	72	0,44	0,72
р.Дерекойка – г. Ялта	49,7	730	136	0,53	0,57
р.Улу-Узень– с.Солнечногорское	32,5	530	86,2	0,24	0,68
р.Су-Индол– с.Тополевка	71	820	22,9	0,27	0,97
р.Салгир – с.Пионерское	261	750	43,9	0,38	0,83
р.Биюк-Карасу – с.Зыбины	601	410	16,4	0,25	1,05

Выводы. Ввиду отсутствия данных о стоке подземных вод Горного Крыма в фондовой литературе, оценка подземного притока отдельных рек Крыма была выполнена приближенным методом (по данным о 30-ти суточных расходах за период межени) и на основе расчленения гидрографов стока. Подземный приток в реки, рассчитанный приближенным методом, характеризует так называемый базисный сток, т.е. подземный сток, обеспечиваемый глубоко расположенными водоносными горизонтами. На основе расчленения гидрографов получают данные о подземном притоке как в меженный период, так и периоды паводков и половодий. Во время

снегодождевых и дождевых паводков происходит интенсивное пополнение запасов карстовых вод и осуществляется интенсивная “сработка” крупных карстовых полостей, в последующем в реку разгружаются более мелкие карстовые образования.

Для практического использования рекомендованы зависимости, позволяющие выполнять расчет статистических параметров подземного стока, используя сведения о минимальном 30-ти суточном стоке межени, которые публикуются в справочной гидрометеорологической литературе.

Список литературы

1. Альбов С.В. Пресные воды Крыма и их использование. – Издательство Академии Наук УССР. – 1965.- 31с.
2. Бефани А.Н. Пути генетического определения нормы стока. - Научный ежегодник ОГУ. - Одесса. - 1957. - 125 с.
3. Глухов И.Г. Периодические колебания подземного стока и предсказание расходов источников в летнее время // Тр. лаб. Гидрогеол. пробл. – М.- Л.: Изд-во АН СССР, 1948. – Т. III.
4. Дублянский В.Н. , Дублянская Г.Н. Карстовая республика (карст Крыма и его проблемы). – Симферополь: КАН. – 1996. – 85 с.
5. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. Гидрологические основы управления водохозяйственными системами.- М. Наука,1982. – 271 с.
6. Нгуен Ле Минь, Лобода Н.С. Оценка вклада карстовых вод в формирование годового стока рек Горного Крыма с использованием метеорологической информации // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2004. – Вип. 48. - С. 425 – 434.
7. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. - Л.: Гидрометеоиздат,- 1984. - 447с.
8. Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия / Под ред.М.М. Айзенберга, М.С. Каганера. – Л.:Гидрометеоиздат. – 1966. – Т.6, Вып.4. – 344с.
9. Тимченко З.В. Водные ресурсы и экологическое состояние малых рек Крыма. – Симферополь. – Доля. – 2002. – 151с.
10. Устойчивый Крым. Водные ресурсы. - Симферополь: Таврида, 2003. – 413с.

Оцінка підземного стоку річок Горного Крима за гідрометричними даними.

Лобода Н.С., Шаменкова О.І., Довженко Н.Д.

Запропонований методичний підхід до визначення підземного припливу до русел річок Гірського Криму за даними гідрометричних спостережень. Приплив підземних вод, оцінений за мінімальним стоком межени, розглядається як базисний стік. Для визначення загального підземного припливу використаний зв'язок базисного стоку із підземним стоком, отриманим при розчленуванні гідрографів.

Ключові слова: *підземний стік, базисний стік, гідрометричні дані*

An evaluation of underground runoff of Mountainous Crimea rivers with using of hydrometric data

Loboda N.S., Shamenkova O.I., Dovzhenko N.D.

An methodical approach was proposed to determine an underground inflow in Mountainous Crimea river-beds on hydrometric data. An underground inflow estimated on minimal of mean water runoff data was considered as base flow. The connection between base runoff and the underground runoff, calculated by dismembering of flow hydrograph, was using for determination of annual underground runoff.

Keywords: *underground flow, base flow, hydrometric data*

АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ И ПАРАМЕТРОВ ФОРМУЛ ПРЕДЕЛЬНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ

В статье рассматриваются теоретические аспекты структуры формул предельной интенсивности и входящих в них параметров.

Ключевые слова: склоновый сток, паводки, половодья, теория русловых изохрон, максимальный сток рек.

Введение. Формулы предельной интенсивности получили широкое распространение в мировой и отечественной практике при расчётах, главным образом, максимальных расходов воды с небольших водосборов (обычно не более 200 км²). Классическим их вариантом является структура вида

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

где q_m - максимальный модуль стока паводка;

\bar{a}_τ - интенсивность осадков, средняя за расчётное время τ ;

η - коэффициент паводочного стока.

При подготовке нормативного документа СН 435-72, учитывая ограниченность данных по записям выдающихся ливней на территории СССР, составителями рекомендаций сначала произведено обобщение кривых $\bar{a}_\tau = f(\tau)$ в зависимости от величин суточных максимумов осадков H_c , а затем отношение $\bar{a}_\tau / H_c = \bar{\psi}(\tau)$ было районировано. Всего на огромном пространстве бывшего Союза выделено 30 регионов с однотипными кривыми $\bar{\psi}(\tau) = f(\tau)$ во времени с диапазоном τ от 5 до 2880 мин. В результате структура (1) приняла расчётный вид

$$q_m = \bar{\psi}(\tau) H_c \eta = \bar{\psi}(\tau) Y_m, \quad (2)$$

где Y_m - слой стока за паводок при условии, что H_c совпадает с количеством осадков за дождь H_m .

Нашла распространение в Украине и несколько иная структура формулы предельной интенсивности, предложенная П.Ф.Вишневым [1]

$$q_m = h_m \varphi, \quad (3)$$

где h_m - максимальная интенсивность водоотдачи за 10 мин;

φ - редуцирующий коэффициент, который, на наш взгляд, получил ошибочную трактовку «коэффициента полноты стока».

Принципиальное различие между (2) и (3) состоит лишь в том, что в (2) редуцирование модулей учитывается при помощи временной кривой осадков $\bar{\psi}(\tau)$, а в (3) – через φ , зависящего от соотношения t_p / T_0 , где t_p - время руслового добега, а T_0 - продолжительность склоновой водоотдачи (в нашей трактовке – «продолжительность притока воды со склонов в русловую сеть»). Правда, если в (3) учёт залесённости и русло-пойменного регулирования производится при помощи двух отдельных

редукционных коэффициентов, то в (2) все трансформационные эффекты в скрытом виде переносятся на функцию $\bar{\psi}(\tau) = f(\tau)$.

В Украине имеется опыт использования структуры предельной интенсивности также и для нормирования характеристик максимального стока весеннего половодья. Принадлежит она В.И.Мокляку [2], а по содержанию практически полностью совпадает с (3), т.е.

$$q_m = a_m \varphi_1, \quad (4)$$

где a_m - часовая интенсивность водоотдачи снега;

φ_1 - редукционный коэффициент, зависящий, как и в случае (3), от соотношения t_p/T_0 .

Для сравнения приведём приближённые значения h_m и a_m для рек левобережья Днестра. В частности, h_m изменяются от 3 до 4 мм/10 мин [1], а a_m - от 6 до 7 мм/час [2]. Последние в 3-3,4 раза ниже, по сравнению с h_m (в сопоставимых масштабах).

Ниже мы остановимся на наиболее существенных недостатках структурной базы формул предельной интенсивности и параметрах, их описывающих.

Анализ структуры формул предельной интенсивности. Прежде всего, в блочном виде представим процесс формирования стока (без учёта прудов и водохранилищ руслового типа), как цепочку «осадки (водоотдача) – склоновый приток – русловой сток» (рис.1).



Рис. 1 - Принципиальная схема формирования паводков и половодий;

1 – научно-методическая база построения формул предельной интенсивности.

Из рис.1 видно, что природная модель трансформации осадков (или склоновой водоотдачи) в склоновый, а затем в русловой сток, в варианте предельной интенсивности, сводится к упрощённой схеме: «осадки (водоотдача) – русловой сток». Естественно, в зависимости от характера склонового стекания паводочных и половодных вод сделанные упрощения в той или иной мере будут отражаться и на параметрах расчётных формул. Согласно же теории русловых изохрон [3],

$$q_m = q'_m \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F, \quad (5)$$

где q'_m - максимальный модуль склонового притока;

$\psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right)$ - функция распластывания паводков или половодий под влиянием

времени руслового добега;

ε_F - коэффициент русло - пойменного регулирования;

t_p - время руслового добегаия;

T_0 - продолжительность притока воды со склонов в русловую сеть.

На основании (5) запишем безразмерный комплекс q_m/q'_m , характеризующий общую редукцию паводков и половодий при их перемещении по руслам рек, т.е.

$$q_m/q'_m = \psi\left(t_p/T_0\right)\varepsilon_F \quad (6)$$

Чтобы аналогичный комплекс записать для (2), домножим числитель и знаменатель в его правой части на k_0 , тогда

$$q_m = \bar{\psi}(\tau) \cdot q'_m/k_0, \quad (7)$$

где $q'_m = k_0 Y_m$, а k_0 - это коэффициент склоновой трансформации, равный [4]

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \cdot \frac{1}{T_0}; \quad (8)$$

$\frac{n+1}{n}$ - коэффициент временной неравномерности склонового притока.

Следовательно, q_m/q'_m , с учётом (8), для (7) будет иметь вид

$$q_m/q'_m = \bar{\psi}(\tau) \cdot \frac{n}{n+1} T_0 \quad (9)$$

Из сопоставления (9) и (6) очевидно, что

$$\bar{\psi}(\tau) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \psi\left(t_p/T_0\right)\varepsilon_F \quad (10)$$

На основании (10) можно сделать вывод, что в редакции формулы предельной интенсивности вида (2), вошедшей во все послевоенные нормативные документы по расчёту характеристик максимального стока дождевых паводков, неправомерно на кривые редукции осадков перенесены учёт таких русловых трансформационных функций, как $\bar{\psi}\left(t_p/T_0\right)$ и ε_F . Если же под $\bar{\psi}(\tau)$ подразумевать функцию только

осадков (водоотдачи), то при $\psi\left(t_p/T_0\right)$ и ε_F , равным единице;

$$\bar{\psi}(\tau) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \quad (11)$$

Но даже в этом случае следует иметь в виду, что строго говоря, правая часть относится не к самим осадкам, а скорее – к водоотдаче склона, т.к.

$$T_0 = T + t_{СК}, \quad (12)$$

где T - стокообразующая продолжительность дождя;

$t_{ск}$ - время склонового добега.

Аналогичным образом преобразуем формулы, предложенные П.Ф.Вишневым и В.И.Мокляком, но домножим их правые части не на k_0 , а на q'_m . Тогда (3) примет вид

$$q_m = q'_m \frac{n}{n+1} \varphi T_0 \frac{h_m}{Y_m}, \quad (13)$$

а (4) –

$$q_m = q'_m \frac{n}{n+1} \varphi_1 T_0 \frac{a_m}{Y_m}. \quad (14)$$

В каноническом виде, соответственно,

$$q_m / q'_m = \frac{n}{n+1} \varphi T_0 \frac{h_m}{Y_m} \quad (15)$$

и

$$q_m / q'_m = \frac{n}{n+1} \varphi_1 T_0 \frac{a_m}{Y_m}. \quad (16)$$

По своей структуре у (15) и (16) много общего, а различия связаны только с параметрами: n , φ , T_0 , h_m , Y_m (дождевые паводки) и n , φ_1 , T_0 , a_m , Y_m (весеннее половодье). Сравнивая между собой (6), с одной стороны, а (15) и (16), с другой, - можно записать выражения для трансформационных функций $\varphi / \psi(t_p/T_0)_{\varepsilon_F}$ и

$\varphi_1 / \psi(t_p/T_0)_{\varepsilon_F}$, причём

$$\frac{\varphi k_0}{\psi(t_p/T_0)_{\varepsilon_F}} = \frac{Y_m}{h_m}, \quad (17)$$

а

$$\frac{\varphi_1 k_0}{\psi(t_p/T_0)_{\varepsilon_F}} = \frac{Y_m}{a_m}. \quad (18)$$

Из структур (17) и (18) видно, что коэффициенты трансформации φ и φ_1 в формулах (3) и (4) не соответствуют их теоретическим значениям. Следует при этом заметить, что в формуле П.Ф.Вишневого, кроме φ , вводятся дополнительные редуцированные коэффициенты, например, для учёта неполноты охвата водосбора расчётным ливнем, а также пойменного регулирования.

Исследование формул предельной интенсивности. В формуле П.Ф.Вишневого следует обратить внимание на функцию φ , которая описывается уравнениями:

- при $t_p/T_0 < 1.0$

$$\varphi = \frac{2.26}{1 + 6.3 t_p/T_0}; \quad (19)$$

- при $t_p/T_0 \geq 1.0$

$$\varphi = \frac{0.626}{1 + 1.02 t_p/T_0}; \quad (20)$$

В верхней части предельное значение (при $t_p/T_0 = 0$), как видно из (19), равно 2,26, что противоречит природе φ , которые при условии $t_p/T_0 = 0$ должен равняться единице.

В формуле В.И.Мокляка в верхней и нижней частях кривая φ_1 описывается уравнениями:

- при $t_p < T_0$

$$\varphi_1 = \frac{T_0}{0.92T_0 - 0.24 + (1.94T_0 + 5.95)t_p}; \quad (21)$$

- при $t_p > T_0$

$$\varphi_1 = \frac{0.28 + 0.07 t_p/T_0}{1 + 2 t_p/T_0}. \quad (22)$$

Первое замечание относительно формул (21) и (22) касается чисто эмпирического их вида. Действительно, в структуре (21) не всё согласуется с размерностями, а в формуле (22) – не чётко определено нижнее предельное значение φ_1 при $t_p \gg T_0$. Остановимся более детально на верхнем предельном значении φ_1 . Так, согласно (21), при $t_p = 0$

$$\varphi_1 = \frac{T_0}{0.92T_0 - 0.24} = \frac{1}{0.92 - 0.24/T_0}. \quad (23)$$

При изменении в период весеннего половодья на большей части территории Украины T_0 от 50 до 150 час верхнее предельное значение φ_1 будет равно 1,09, что, как и в случае формулы П.Ф.Вишневого, противоречит природе этого редуccionного коэффициента.

Более предметно проанализируем параметры формулы (2), которая по настоящее время входит в нормативные документы Украины при расчётах максимального паводочного стока с малых водосборов. Продолжительность τ в нём определяется по выражению [5]

$$\tau_{\bar{\sigma}} = 1.2 t_p^{1.1} + t_{ck}. \quad (24)$$

Уже сама по себе структура (24) не совсем понятна, поскольку в гидрологии есть понятие бассейнового времени добегания $\tau_{\bar{\sigma}}$, которое представляет собой сумму руслового t_p и склонового $t_{ск}$ добегания, т.е.

$$\tau_{\bar{\sigma}} = t_p + t_{ск}. \quad (25)$$

Эмпирические коэффициенты при t_p в уравнении (24), по-видимому, должна при помощи редуccionной кривой $\bar{\psi}(\tau)$ уменьшить ординаты её, входящие в правую часть (2).

Для малых водосборов А.Н.Бэфани [6] предложил расчётное уравнение для q_m , которое в обобщённом виде можно представить следующим образом

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi\left(\frac{t_p}{T_0}\right), \quad (26)$$

где $\varphi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ - коэффициент действующего слоя стока

$$\varphi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{t_p}{T_0} \frac{n+1}{n} \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n \right]. \quad (27)$$

С другой стороны, опираясь на (2), формулу (26) можно переписать в виде

$$q_m = \frac{Y_m}{\tau} \quad (28)$$

Чтобы выполнялось условие равенства левых частей в (26) и (28), должно соблюдаться условие

$$\tau = \frac{t_p}{\varphi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)} \quad (29)$$

или

$$\tau/t_p = 1/\left[\varphi\left(t_p/T_0\right)\right] \quad (30)$$

Во всём диапазоне $t_p/T_0 < 1.0$, очевидно, будет иметь место соотношение $\tau > t_p$, так как в этом случае $\varphi\left(t_p/T_0\right)$ меньше единицы. Когда же $t_p/T_0 \geq 1.0$, τ будет равно t_p .

Нижнее значение τ , согласно (29) и с учётом (27), численно равно $T_0 \cdot \frac{n}{n+1}$. В то же время, согласно (24), при $t_p = 0$ расчётное время τ должно совпадать с временем склонового добегания $t_{ск}$.

С целью моделирования τ подставим (26) в (29).

Тогда

$$\tau = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n} \quad (31)$$

Из (31) видно, что τ определяется не столько t_p и $t_{ск}$, сколько T_0 и формой склоновых гидрографов. При условии, что $\frac{t_p}{T_0} \geq 1.0$, как видно из (30), расчётная продолжительность осадков τ будет равна времени руслового добега t_p . Зависимость (31) удобнее представить в безразмерном виде относительно T_0 , т.е.

$$\tau/t_p = \frac{n}{n+1} \frac{1}{1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n} \quad (32)$$

Таким образом, для моделирования τ/T_0 достаточно задаться соотношением t_p/T_0 при фиксированных значениях n , равных 1.0; 0.5 и 0.25, а для весенних половодий – 0.17 (например, равнинные реки левых притоков Днестра и правых – Припяти). Результаты моделирования τ/T_0 представлены на рис.2. Нижним предельным значением $\left(\tau/T_0\right)_0$ является $\frac{n}{n+1}$, т.е. величина обратная коэффициенту временной неравномерности склонового притока. Зависимости, проведённые на рис. 2, имеют нелинейный вид и в общем случае могут быть описаны уравнением

$$\tau/T_0 = \left(\tau/T_0\right)_0 + b \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^m \quad (33)$$

Область действия этого уравнения $0 \leq \frac{t_p}{T_0} \leq 1.0$, во всём же диапазоне $\frac{t_p}{T_0} > 1.0$ функция τ/T_0 равна единице. По своей структуре (33) напоминает (24), рекомендованное нормативным документом СНиП 2.01.14-83 для расчёта τ . Причём, $t_{ск}$ там заданы нормативно, и для водосборов площадью более 10 км² они изменяются от 150 мин (заболоченные бассейны в лесной и тундровой зонах) до 10 мин (в полупустынной зоне и в горных районах). Если же обратиться к (38), то очевидно, что смысловую «нагрузку» $t_{ск}$ в нём выполняет безразмерное соотношение $\left(\tau/T_0\right)_0$.

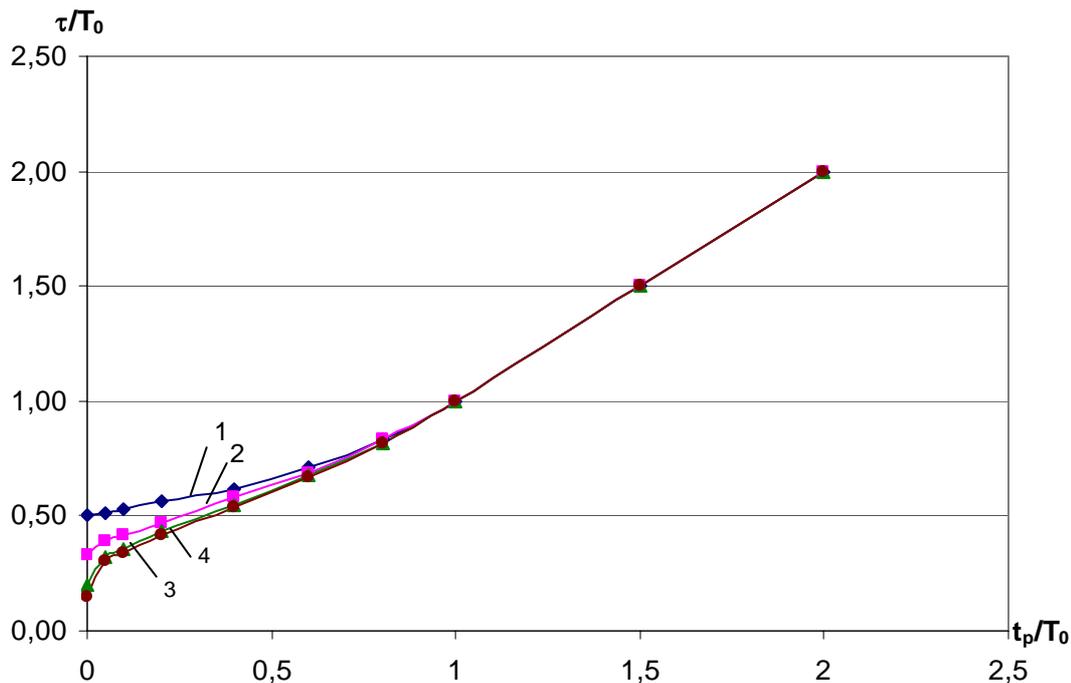


Рис. 2 – Зависимость соотношения τ/T_0 от t_p/T_0 при n , равных: 1-1.0; 2-0.5; 3-0.25; 4-0.17.

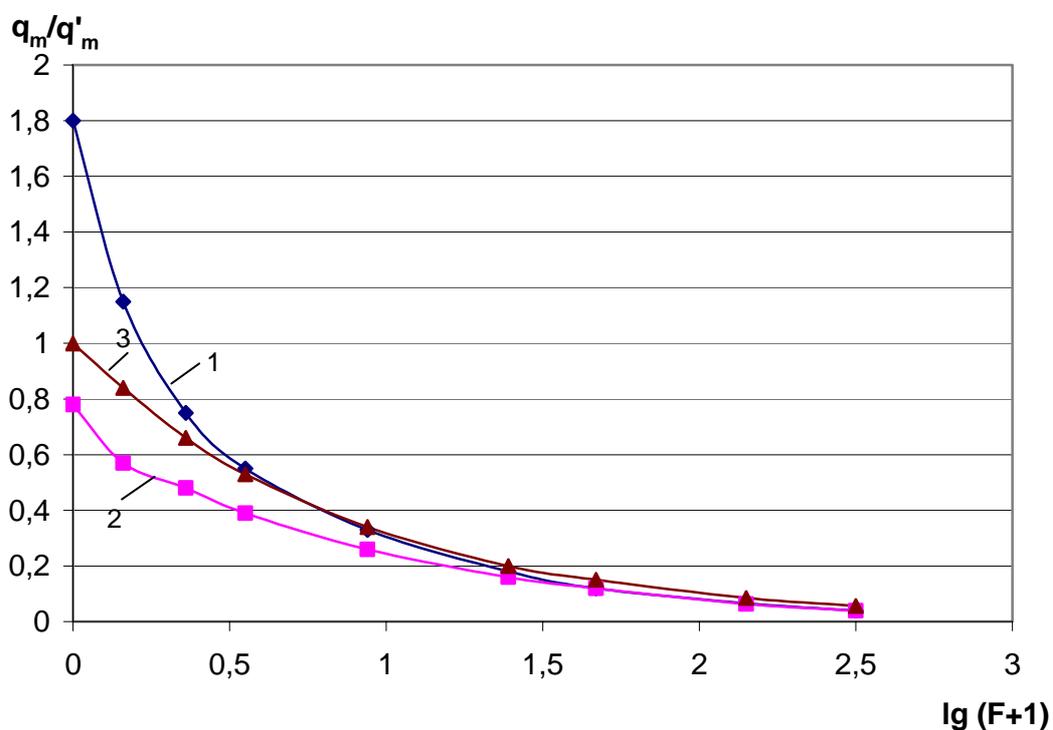


Рис. 3 – Редукционные кривые q_m/q'_m , рассчитанные: 1 – при $t_{ск} = 0$;
2 – при $t_{ск} = 30 \text{ мин}$; 3 – по зависимости $q_m/q'_m = \frac{1}{\sqrt{(F+1)}}$.

Приняв для степной зоны $T_0 = 2.5 \text{ час}$ и $n = 0.5$, с графика связи можно снять $\left(\frac{\tau}{T_0}\right)_0 = 0.33$, что соответствует $\tau_0 = 2.5 \cdot 0.33 = 0.82 \text{ час}$ или 49.5 мин., т.е. оно выходит за пределы принятых в [5] для степной зоны значений $t_{СК} = 10 \div 15 \text{ мин}$. В горных условиях Карпат T_0 может достигать 20-30 час и более (при n порядка 0.25). Опираясь на рис.2, определим, что при $t_p/T_0 = 0$ соотношение $\tau/T_0 = \left(\frac{\tau}{T_0}\right)_0 = 0.20$. Тогда $\tau/T_0 = 0.20 \cdot (20 \div 30) = 4 - 6 \text{ час} = 240 - 360 \text{ мин}$, что ещё больше выходит за пределы рекомендованных в СНиП для горных условий $\tau/T_0 = 0.20 \cdot (20 \div 30) = 4 - 6 \text{ час} = 240 - 360 \text{ мин}$. Используя уравнение (9), выполним моделирование коэффициента общей редукиции q_m/q'_m в диапазоне t_p от 0 до 10 часов, что соответствует диапазону площадей водосборов от 0 до 316 км². Рассмотрены два варианта – когда $t_{СК} = 30 \text{ мин}$ (среднее значение для условий степной и сухостепной зон) и при допущении $t_{СК} = 0$. В обоих вариантах характеристики гидрографов склонового притока приняты на уровне: $n = 0.5$, а $T_0 = 2.5 \text{ час}$. Значения функции $16.67 \bar{\psi}(\tau)$ определяются по таблицам, приведённым в нормативном документе СНиП 2.01.14-83. В (9) ординаты кривых редукиции средней интенсивности осадков принимались без учёта коэффициента размерности, равного 16.67.

Результаты моделирования q_m/q'_m представлены на рис. 3, из которого видно, что в обоих случаях (т.е. при $t_{СК} = 0$ и $t_{СК} = 30 \text{ мин}$) функция общей редукиции не удовлетворяет верхним граничным условиям ($q_m/q'_m = 1.0$ при $t_p = 0$). При $t_{СК} = 0$ верхнее предельное значение q_m/q'_m , например, соответствует 1.8, тогда как при $t_{СК} = 30 \text{ мин}$ - только 0.78. В дальнейшем они имеют убывающий вид, постепенно сближаясь с увеличением размеров водосборов, а начиная с F порядка 25 км², практически совпадают. На этом же рисунке приводится редукиционная кривая q_m/q'_m , которая вытекает из эмпирической региональной зависимости

$$q_m = \frac{q'_m}{(F + 1)^{n_1}} \quad (34)$$

Учитывая, что для степной и сухостепной зон $n_1 = 0.50$, то коэффициент общей редукиции запишется в редакции

$$q_m/q'_m = 1/(F + 1)^{0.50} \quad (35)$$

Эта кривая удовлетворяет своему верхнему предельному значению $q_m/q'_m = 1.0$

при $F = 0$. В дальнейшем она очень быстро сближается с увеличением F с кривой, построенной при $t_{ск} = 0$ (чему соответствует F порядка 5.62 км^2), а при $F = 25 \text{ км}^2$ все три кривые образуют фактически единую зависимость.

Аналогичным образом проверена и формула предельной интенсивности, приведённая в работах В.И.Мокляка. К сожалению, моделирование функции q_m/q'_m в широком диапазоне F оказалось невозможным из-за отсутствия временной редукционной кривой водоотдачи из снега, подобной $\bar{\psi}(\tau)$ для дождевых паводков. Но в пределах Припяти, например, параметр a_m изменяется от 6 до 7 мм/час. Средняя интенсивность водоотдачи \bar{a}_m (мм/мин) будет составлять 0.10 – 0.12. Ориентировочно слой стока за половодье 1% обеспеченности в этом регионе колеблется от 60 до 120 мм.

Тогда нормированные по Y_m интенсивности a_m/Y_m будут равны: $1.67 \cdot 10^{-3} - 2.0 \cdot 10^{-3}$ (при $y_m = 60 \text{ мм}$) до $8.33 \cdot 10^{-4} - 1.0 \cdot 10^{-3} \left[\frac{1}{\text{мин}} \right]$. Верхние предельные значения q_m/q'_m , рассчитанные по (9), при этих значениях a_m/Y_m , $T_0 = 100 \text{ час}$, $n = 0.17$ соответственно равны: 1.45 – 1.74 (при $y_m = 60 \text{ мм}$) и 0.72 – 0.87 (при $Y_m = 120 \text{ мм}$). Из приведённых выше расчётных величин q_m/q'_m видно, что предлагаемая В.И.Мокляком, хотя и для весенних половодий, не удовлетворяет верхнему предельному значению редукционного коэффициента q_m/q'_m , причём в отдельных районах территории q_m/q'_m может быть как больше, так и меньше единицы. В ряде случаев, таким образом, можно ожидать завышения результатов, а в других – их занижения, по крайней мере, в области небольших водосборов.

Выводы. Анализ известных формул предельной интенсивности показал, что их структура не соответствует описанию естественных процессов формирования стока на речных водосборах. В методике СНиП 2.01.14-83 искусственно вводится в качестве базовой характеристики временная кривая средней интенсивности осадков $\bar{\psi}(\tau)$, вместо трансформационных функций добегаания $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ и русло - пойменного регулирования \mathcal{E}_F . Без достаточного теоретического обоснования в расчётную схему вводится расчётная продолжительность осадков τ , выраженная через время руслового и склонового добегаания.

Рассмотрение формул нормативного документа СНиП 2.01.14-83, П.Ф.Вишневого и В.И.Мокляка показало, что они не удовлетворяют верхнему предельному значению: $q_m/q'_m = 1.0$ при F (или t_p) = 0.

Таким образом, использование формул предельной интенсивности в том виде, в котором они приводятся в СНиП 2.01.14-83, следует признать неоправданным.

Список литературы

1. Вишневецький П.Ф. Зливи та зливовий стік.-Київ, вид. „Наукова думка”, 1964, 291 с.
2. Мокляк В.І. Максимальні витрати від талих вод на річках України. Київ, видав. АНУРСР, 1957, 163 с.
3. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. Киев, КНТ, 2005, 148 с.
4. Гопченко Е.Д., Гушля А.В. Гидрология с основами мелиорации. Л., Гидрометеиздат, 1989, 303 с.
5. Пособие по определению расчётных гидрологических характеристик. Л., Гидрометеиздат, 1984, 447 с.
6. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока. Тр. ОГМИ, 1958, ч.2, вып.14, 302 с.

Аналіз структури та параметрів формул граничної інтенсивності. Гопченко Є.Д., Романчук М.Є., Бен Фараг

У статті розглядаються теоретичні аспекти структури формул граничної інтенсивності та їх параметрів.

Ключові слова: *схилувий стік, паводки, водопілля, теорія руслових ізохрон, максимальний стік річок*

Analysis of structure and parameters of formulas of maximum intensity. Gopchenko E.D., Romanchuk M.E., Ben Farag

Theoretical aspects of structure of formulas of maximum intensity and incoming parameters in them are considered in article.

Keywords: *slope flow, floods, high waters, theory of river-bed izohron, maximal flow of rivers.*

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ НА ФОРМИРОВАНИЕ ПОЛЕЙ ГОДОВОГО СТОКА РЕК УКРАИНЫ

Исследована связь между индексами атмосферной циркуляции Северной Атлантики и структурой полей годового стока рек Центральной и Восточной Европы. Рассмотрены первые компоненты разложения полей годового стока по естественным ортогональным функциям и их связь с индексами атмосферной циркуляции. Показано, что формирование статистической структуры полей годового стока происходит под влиянием Арктического, Северо-Атлантического и Скандинавского колебаний.

Ключевые слова: индекс атмосферной циркуляции, годовой сток, главные компоненты

Введение. На протяжении последних десятилетий во многих регионах Земли наблюдается изменение климата. В частности, на территории Украины с конца XIX века произошли изменения среднегодовых и месячных температур воздуха, количества выпадающих атмосферных осадков, скорости ветра, испарения с водной поверхности [2], увеличилось число таких стихийных явлений, как ветер, туман, обильные осадки [4]. Первый этап потепления наблюдался в Украине с 1911 года и достиг наибольшей интенсивности в 30-е годы прошедшего столетия [1]. После состояния относительного покоя, наблюдавшегося до середины 70-х годов XX-го века, начался второй этап потепления. За период с 2001г. до 2005г. отклонение среднегодовой температуры воздуха от нормы для территории Украины составило $1,1^{\circ}\text{C}$ в зоне смешанных лесов, $0,4^{\circ}\text{C}$ в зоне широколиственных лесов и $0,7^{\circ}\text{C}$ в лесостепной и степной зонах [1].

Основным фактором, определяющим климат, является количество солнечной радиации, поглощаемое поверхностью Земли [3]. Изменения в радиационном балансе Земли, вызванные теми или иными причинами, влияют на атмосферную и океаническую циркуляцию, что, в свою очередь, вызывает изменения метеорологических характеристик. Температуры воздуха и суммы выпадающих осадков относятся к числу метеорологических характеристик, на основе которых рассчитываются главные элементы составляющих водного баланса водосборов - общее увлажнение территории и потери на испарение с поверхности суши. Изменения в климатических факторах формирования стока могут повлечь за собой значимые изменения гидрологических характеристик [5]. Так, в работе [2] отмечается, что наблюдающееся в последнее десятилетие увеличение температур воздуха в холодный период приводит к уменьшению глубины промерзания почв, увеличению подтопления, уменьшению стока за период весеннего половодья и повышению меженного стока. Повышение температуры воздуха в зимний период обозначает неустойчивость снежного покрова, прежде всего для лесостепной зоны, так как в более холодных зонах, например, на северо-востоке Украины, потепление будет всего лишь обозначать, что осадки выпадают в твердом виде и продолжают накапливаться на поверхности водосборов до весеннего снеготаяния. Региональные изменения температуры определенным образом соотносятся с различными фазами атмосферно-океанических колебаний. В связи с этим, большое значение для расчета и прогноза состояния водных ресурсов в будущем имеет количественная оценка роли различных атмосферных процессов в формировании полей стока. Преобладающие атмосферные процессы, которые определяют климат над Европой и значительной частью Азиатского материка,

формируются над Северной Атлантикой и прилегающими территориями. В Северном и Южном полушариях в полях давления выделяются области высокого и низкого давления, которые принято называть центрами действия атмосферы [3]. Центры действия атмосферы характеризуют районы, где преобладает циклоническая или антициклоническая деятельность. В районе Исландии повторяемость циклонов наибольшая и при осреднении полей давления здесь возникает глубокая депрессия, которая получила название Исландской. Повышенная повторяемость антициклонов в Северном полушарии соответствует Азорскому максимуму. Термобарические взаимодействия в системе “океан- атмосфера” между центрами действия атмосферы получило название колебаний. Северо-Атлантическое колебание (САК) представляет собой периодически изменяющиеся аномалии давления в Северной Атлантике. Разница давлений, возникающая между центрами действия атмосферы (Исландским минимумом и Азорским максимумом), определяет меридиональный градиент давления [8]. Северо-Атлантическое колебание рассматривается как часть более масштабного Арктического колебания. Арктическое колебание (Арктическая осцилляция) представляет собой периодическое усиление и ослабление арктического максимума атмосферного давления. Ослабление Арктического максимума связано с усилением циклонической деятельности над Арктическим бассейном, повышением температуры воздуха, увеличением осадков [3]. Северное Атлантическое колебание перераспределяет атмосферные массы между Северным Атлантическим субтропическим максимумом (Азорский максимум) и полярным минимумом (Исландский минимум), определяя тем самым климатическую изменчивость от восточного побережья США до Сибири, а также от Арктики до субтропической Атлантики. Характеристиками Североатлантического колебания являются так называемые индексы САК [8]. Индексы Северо-Атлантического колебания (САК) могут быть представлены в следующем виде: как индекс, базирующийся на разности давлений над уровнем моря между Лиссабоном (Португалия) и Рейкьявиком (Исландия) для зимнего сезона (декабрь – март); годовой, месячный и сезонный индексы, базирующиеся на разности давлений над уровнем моря между Понта Дельгада (Азорские острова) и Рейкьявиком (Исландия); суточный индекс, построенный на суточных данных об аномалиях поверхности 500 мб для Северного Полушария; индекс, базирующийся на разности давлений над уровнем моря между Азорами, Гибралтаром и Рейкьявиком (Исландия); индекс, представляющий собой первую амплитудную функцию разложения полей аномалий давлений над уровнем моря в Атлантическом секторе для зимнего сезона (декабрь-март, декабрь-февраль), весеннего сезона (март – май), летнего сезона (июнь-август), осеннего сезона (сентябрь-ноябрь) и среднего за год; индекс Арктического колебания, определяемый как первая компонента разложения по естественным ортогональным функциям полей давления Северного Полушария (20° - 90° с.ш.) в зимний сезон (декабрь-март). В 80-е годы прошедшего столетия были подвергнуты разложению по естественным ортогональным функциям месячные значения нормализованных полей аномалий давления на уровне 500 мб для всего Северного Полушария (20° - 90° с.ш.). В результате были выделены 10 составляющих, которые отражают существование телеконнекционных схем в атмосфере [7]. Полученные составляющие были соотнесены с Северным Атлантическим колебанием, Тихоокеанской/Северо-Американской схемой; Восточно-Атлантической схемой; Западной Тихоокеанской схемой; Восточно-Атлантической – Северной Тихоокеанской схемой; Скандинавской схемой и т.д. Данные по индексам, полученным таким способом имеются, начиная с 1950 года.

С колебаниями САК связывают колебания климата на Европейском континенте. Рассматриваются две фазы САК – положительная и отрицательная. При

положительной фазе САК Исландская депрессия углубляется, а Азорский антициклон усиливается. При отрицательной фазе САК взаимодействие рассматриваемых центров ослабляется и центр Азорского антициклона смещается к берегам Северной Африки. Большие горизонтальные градиенты давления при положительной фазе САК образуются зимой. В связи с этим зимний индекс САК рассматривается как основной показатель формирования климата Европы. САК определяет характер бароклинности, положения и интенсивности западного переноса в атмосфере, траектории циклонических вихрей и их интенсивность. Положительные индексы Северо-Атлантического колебания наблюдаются при усилении Исландского минимума и Азорского максимума и связываются с усилением западных ветров, повышением температур и осадков в Северной Европе и соответствующим снижением штормовой деятельности и понижением осадков в Южной Европе. Отрицательные индексы САК сопровождаются увеличением сухости климата в Северной Европе и притоком влажных воздушных масс в Южную Европу (Северо-Западное Причерноморье в пределах Украины). Установлено, что САК определяет около 10 % вариации осадков, проходящих через Северную Атлантику в период декабрь – февраль и 31% внутригодовой изменчивости температур [9].

Северо-Атлантическое колебание содержит следующие долговременные фазы: положительную, продолжавшуюся от начала 20-го столетия до 1930 года, и отрицательную, которая появилась в начале 40-х годов прошедшего столетия и продлилась до начала 80-х. В 80-е годы 20-го столетия индекс САК вошел в положительную фазу, что сопровождалось мягкими и влажными зимами над Скандинавией и Северной Европой. Эффект влияния САК на климат Европы в значительной степени зависит от локальной циркуляции и топографии внутри отдельных регионов, что в значительной степени проявляется в специально разработанном индексе Скандинавской модели [7]. Скандинавский индекс, в отличие от индекса САК, с 80-х лет прошедшего столетия находится в отрицательной фазе. Влияние САК на формирование гидрометеорологических полей известно давно, однако, для территории Украины этот вопрос изучен недостаточно, особенно с точки зрения формирования водных ресурсов.

Целью работы является установление связей между структурой полей годового стока рек Украины и различными индексами атмосферной циркуляции.

Объекты и исходные материалы исследования. Рассмотрено 14 рядов годового стока продолжительностью 82 года (с 1920 по 2001гг.) и 13 рядов продолжительностью 91 год (с 1900 по 1990гг.). Исследуемые водосборы расположены на территории Украины, а также в близлежащих странах Центральной и Восточной Европы. Первая группа объектов включает в себя данные по следующим водосборам: р. Днепр-г. Речица (Белоруссия); р.Сож – г.Гомель (Белоруссия); р. Десна –г. Чернигов; р.Припять – г. Мозырь (Белоруссия); р.Дунай – г. Рени; р. Днестр –с. Залещики; р.Южный Буг – с. Александровка; р. Северский Донец – г. Лисичанск; р. Дунай – г.Братислава (Словакия); р. Тиса – г. Польшар (Венгрия); р. Мюреш – г.Арад (Румыния); р. Сан – г. Радомышль (Польша); р. Западный Буг - г.Вышков (Польша);р.Дон – ст.Раздонская (Россия), вторая группа: - Днепр-г. Речица (Белоруссия); р.Сож – г.Гомель (Белоруссия); р. Десна – г. Чернигов; р.Припять – г. Мозырь (Белоруссия); р. Днестр –с. Залещики; р. Северский Донец –г.Лисичанск; р. Дунай – г. Братислава (Словакия); р. Мюреш – г. Арад (Румыния); р.Дон – ст. Раздонская; р. Неман – г.Смалининкай (Литва); р.Рейн – г.Кельн (Германия); р.Висла- г.Тзеу (Польша); р.Одер – г. Гоздовице (Польша).

Методы исследования. В качестве основного метода исследования использован метод главных компонент или метод разложения полей по естественным

ортогональным функциям (ЕОФ) [6]. Метод главных компонент позволяет “сжимать” исходную информацию и анализировать ее. Разложение полей по естественным ортогональным функциям приводит к системе ортонормированных функций, значения которых зависят от статистических свойств исследуемого поля, откуда и происходит их название – “естественные ортогональные функции”.

Поиск собственных векторов и собственных значений достигается путем решения матричного уравнения вида

$$R_X U_i - \lambda_i U_i = 0, \quad (1)$$

где R_X - матрица коэффициентов корреляции размером $m \times m$ (m соответствует числу рассматриваемых объектов); U_i - собственный вектор матрицы корреляций;

λ_i - соответствующее собственному вектору собственное значение.

Матрица R_X имеет m корней или m собственных чисел λ , которые являются действительными, положительными и простыми. Для нахождения m собственных векторов, соответствующих m собственным числам, необходимо решение m систем линейных уравнений. Процедура расчета осуществляется, как правило, при помощи итерационных методов, среди которых наиболее распространённым является метод Якоби.

Совокупность собственных векторов образует базис, в котором производится разложение полей исходных данных

$$U' \cdot \varphi_i = Z_i, \quad (2)$$

где U' - транспонированная матрица U размером $m \times m$; φ_i - i -тый случайный вектор (поле) центрированных и нормированных исходных данных; Z_i - вектор главных компонент, являющийся результатом линейного преобразования.

Поскольку собственные векторы ортонормированы, главные компоненты поля являются статистически независимыми. Равенство (2) означает, что исходное поле разложено на m независимых компонент.

Составляющие вектора Z_i для p -той компоненты разложения определяются следующим образом

$$z_{ip} = \sum_{k=1}^m U_{pk} \varphi_{ik}; \quad p = \overline{1, m}, \quad (3)$$

где z_{ip} - составляющие p -той компоненты разложения; U_{pk} - весовые коэффициенты, отражающие вклад k -того объекта в каждую p -тую компоненту (или вклад p -той компоненты в k -ый объект); являются составляющими собственных векторов матрицы корреляций; φ_{ik} - i -тый случайный вектор центрированных и нормированных исходных данных k -того объекта.

Значения U_{pk} изменяются в пространстве при переходе от объекта к объекту, но не зависят от времени. Система функций U_{pk} часто представляется как функция координат (x_k, y_k) для k -того объекта и носит название базисной функции.

Составляющие вектора-строки матрицы $Z [z_{k1} \ z_{k2} \ \dots \ z_{kp} \ \dots \ z_{kn}]$, где n - длина исходных рядов, могут быть представлены как функция времени (амплитудная функция)

$$z_{kj} = f(t) = z_k(t) . \quad (4)$$

Амплитудные функции являются общими для всех объектов, т.е. не зависят от координат и изменяются только во времени.

В связи с вышеизложенным, формула (1) может быть представлена в виде

$$\varphi(x, y, t) = \sum_{k=1}^m U_k(x, y) z_k(t) . \quad (5)$$

Если разложению в базисе собственных векторов подвергнуть не корреляционную, а ковариационную матрицу, то можно показать [6], что сумма дисперсий главных компонент будет равна сумме дисперсий исходных рядов, т.е.

$$\sum_{p=1}^m \sigma_{Zp}^2 = \sum_{j=1}^m \sigma_{Xj}^2 . \quad (6)$$

Такое представление позволяет более наглядно понять суть метода главных компонент, так как эти некоррелированные линейные комбинации исходных переменных отражают в себе всю дисперсию, заключенную в m переменных исходного массива данных. Несколько первых собственных чисел ($\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 > \dots > \lambda_m$) исчерпывают основную часть суммарной дисперсии поля, поэтому при анализе результатов разложения особое внимание уделяется первым собственным значениям и соответствующих им компонентам. А так как крупномасштабные процессы характеризуются большей дисперсией, то справедливо допущение, что именно они отражены в первых компонентах.

При использовании корреляционной матрицы сумма собственных чисел равна числу рассматриваемых переменных m , поэтому разделив каждое собственное число на

m или $\sum_{s=1}^m \lambda_s$, можно получить долю от суммарной дисперсии, отвечающую каждой k -той компоненте

$$S_k = \frac{\lambda_k}{\sum_{s=1}^m \lambda_s} = \frac{\lambda_k}{m} . \quad (7)$$

Доля информации, заключенной в первых p компонентах по отношению ко всей суммарной информации о поле, оценивается с помощью следующего соотношения

$$S = \frac{\sum_{k=1}^p \lambda_k}{\sum_{s=1}^m \lambda_s} , \quad (8)$$

где числитель равен сумме дисперсий, приходящихся на p первых главных компонент, а знаменатель равен суммарной дисперсии поля.

Задавая необходимый уровень существенной информации, представленный значением S (например, $S = 0,70-0,80$), можно установить число первых компонент, которые следует учитывать, чтобы сократить объем анализируемой информации и сохранить при этом ее основное содержание.

Результаты исследования и их анализ. Разложению по естественным ортогональным функциям были подвергнуты корреляционные матрицы годового стока. Для первой группы объектов вклад первых трех главных компонент в описание общей дисперсии исходных данных составил 48% , 16% и 11%, соответственно для первой, второй и третьей компонент. Их суммарный вклад равен 77%, что является достаточным для описания рассматриваемых полей годового стока. Можно предположить, что первая компонента отражает наиболее крупномасштабный физический процесс, определяющий структуру полей годового стока. Весовые коэффициенты, показывающие вклад первой компоненты в формирование полей годового стока положительны и изменяются от 0,1832 (р.Дон – ст. Раздонская) до 0,3156 (р. Мюреш – г. Арад). Весовые коэффициенты второй компоненты разложения по ЕОФ меняют знак, что свидетельствует о различном влиянии второго по значимости физического процесса на формирование полей годового стока. Нулевая изолиния ($U_2 = 0$) делит рассматриваемую территорию на западную и восточную. К западной части относятся водосборы р. Дунай – г. Братислава; р. Дунай – г. Рени; р. Днестр – с. Залещики; р. Тиса – г. Польшар; р. Мюреш – г. Арад; р. Сан – г. Радомышль; р. Западный Буг – г. Вышков, к восточной - Днепр – г. Речица; р. Сож – г. Гомель; р. Десна – г. Чернигов; р. Припять – г. Мозырь; р. Южный Буг – с. Александровка; р. Северский Донец – г. Лисичанск; р. Дон – ст. Раздонская. Наименьшее значение U_2 принадлежит водосбору р. Сож – г. Гомель ($U_2 = -0.4172$), наибольшее – водосбору р. Сан – г. Радомышль ($U_2 = 0.2314$). Формирование двух групп из общего числа рассматриваемых объектов с разными знаками величины U_2 свидетельствует о существующих различиях в характере колебаний годового рек, расположенных на западе и востоке.

Анализ пространственного распределения третьей базисной функции U_3 позволил сделать вывод о различном характере колебаний рек северной и южной частей рассматриваемой территории. К северной части принадлежат водосборы Днепр – г. Речица; р. Сож – г. Гомель; р. Десна – г. Чернигов; р. Припять – г. Мозырь; р. Днестр – с. Залещики; р. Сан – г. Радомышль (Польша) ; р. Западный Буг – г. Вышков, к южной – р. Дунай – г. Братислава; р. Дунай – г. Рени; р. Тиса – г. Польшар; р. Мюреш – г. Арад; р. Южный Буг – с. Александровка; р. Северский Донец – г. Лисичанск, р. Дон – ст. Раздонская. Отрицательная мода U_3 соответствует водосбору Днепр – г. Речица ($U_3 = -0.3102$), положительная – водосбору р. Северский Донец – г. Лисичанск ($U_3 = 0.5664$).

Во второй группе объектов первая компонента разложения описывает 40% исходной информации, вторая - 20%, третья - 11%. Снижение вклада первой компоненты в описание дисперсии исходных данных обусловлено расширением рассматриваемого пространства. Наибольшие значения весовых коэффициентов первой компоненты разложения приходятся на реки, расположенные в северной части рассматриваемой территории (р. Припять – г. Мозырь, р. Висла – г. Тзеу). По знаку второй компоненты также, как и в предыдущем случае выделяются западная и восточная части. К западной относятся рр. Рейн, Одер, Висла, Днестр, Дунай, Мюреш, к восточной – рр. Неман, Днепр, включая притоки Сож, Десна, Припять, а также р. Дон с притоком Северский Донец. Знак весовых коэффициентов третьей компоненты определяет принадлежность водосбора к северной или южной части. В северную часть входят – рр. Рейн, Одер, Висла, Неман, Днепр с притоками Сож и Припять, в южную – рр. Днестр, Дунай с притоком Мюреш, Дон с притоком Северский Донец. По вкладу третьей компоненты в формирование годового стока на различных водосборах, можно

сделать вывод, что третий по значимости процесс оказывает наибольшее влияние на формирование годового стока реки Днепр ($U_3 = -0.2620$) и ее притоков, р.Сож ($U_3 = -0.1255$) и р.Припять ($U_3 = -0.1056$) также, как и на реки Неман ($U_3 = -0.4858$) и р.Рейн ($U_3 = -0.2036$). В тоже время на формирование годового стока рек Десна ($U_3 = 0.0074$) и Днестр ($U_3 = 0.1156$) значимого воздействия этот процесс не оказывает.

Для дальнейшего анализа закономерностей колебаний годового стока были рассмотрены первые амплитудные функции (временные составляющие разложения по естественным ортогональным функциям). Амплитудные функции были сглажены методом скользящего осреднения по 11-леткам (период, соответствующий циклу солнечной активности). Первая амплитудная функция (первая компонента) отражает общие закономерности колебаний годового стока, обусловленные воздействием наиболее крупномасштабного процесса, под которым следует понимать, прежде всего, крупномасштабный атмосферный процесс. Поиск связей между первой амплитудной функцией разложения полей годового стока и индексами атмосферной циркуляции показал, что тесная, наиболее значимая статистическая связь существует между первой амплитудной функцией и индексом Арктического колебания или так называемой Северной Атлантической Модой (рис.1). Коэффициент корреляции этой линейной связи равен $r = -0.35$. Северо-Атлантическое колебание является частью Арктического колебания. При использовании в качестве показателя атмосферных процессов, происходящих над Северной Атлантикой, главной компоненты временных рядов годовых аномалий давления над Атлантическим сектором ($20 - 80^\circ$ с.ш., 90° з.д. - 40° в.д.), связь с первой амплитудной функцией $z_1(t)$ оказалась еще более тесной - $r = -0.37$. Коэффициент корреляции этого индекса САК с годовым стоком рек Украины уменьшается от 0,4 на западе до 0,1 на востоке. Другими словами, воздействие атмосферных процессов, происходящих в Северной Атлантике, на формирование полей годового стока более явно прослеживается в западной части Украины.

Вторая амплитудная функция соответствует второму по значимости физическому процессу, формирующему годовой сток. Как показали исследования связей между второй амплитудной функцией полей годового стока и индексами атмосферной циркуляции, таким процессом является Скандинавская телеконнекция (рис.2). Коэффициент корреляции этой связи равен $r = 0.35$. Отрицательной фазе Скандинавского индекса соответствует отрицательная фаза второй амплитудной функции. Коэффициент корреляции Скандинавского индекса с годовым стоком рек Днепр, Сож, Неман достигает 0.5.

Влияние зимнего индекса САК (Северо-Атлантического колебания) на формирование полей годового стока проявляется только на уровне третьей компоненты разложения полей годового стока. Теснота связи оценивается коэффициентом корреляции равным $r = -0.40$. Анализируя хронологический ход третьей амплитудной функции, можно отметить ее переход в негативную фазу с конца 70-х лет минувшего столетия, что соответствует переходу зимнего Северо-Атлантического индекса в положительную фазу (рис.3, рис. 4).

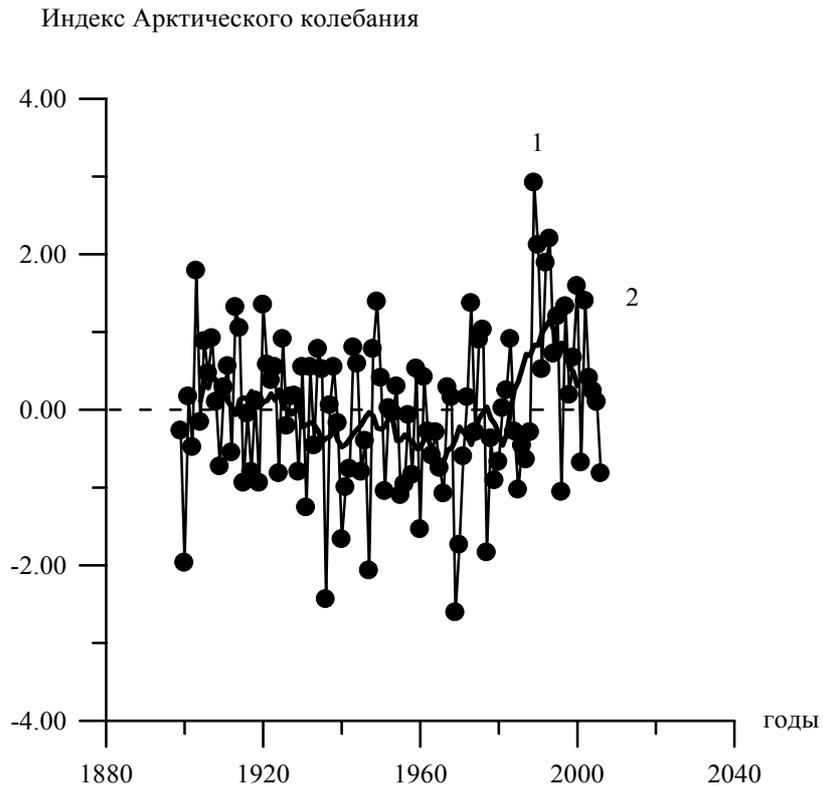


Рис.1 – Индекс Арктического колебания (декабрь-март), определяемый как первая амплитудная функция полей давления в Северном полушарии (20° - 90° с.ш.).

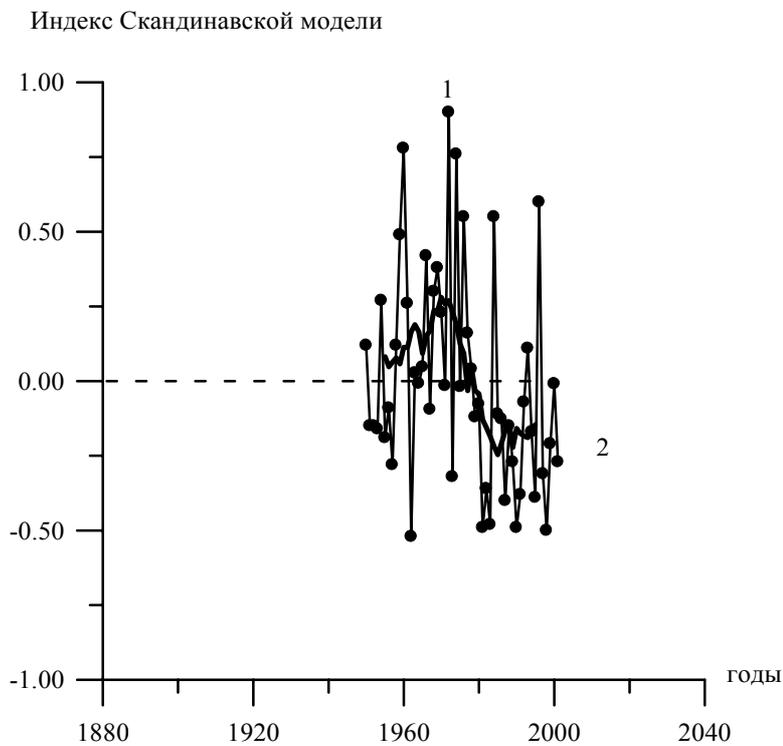
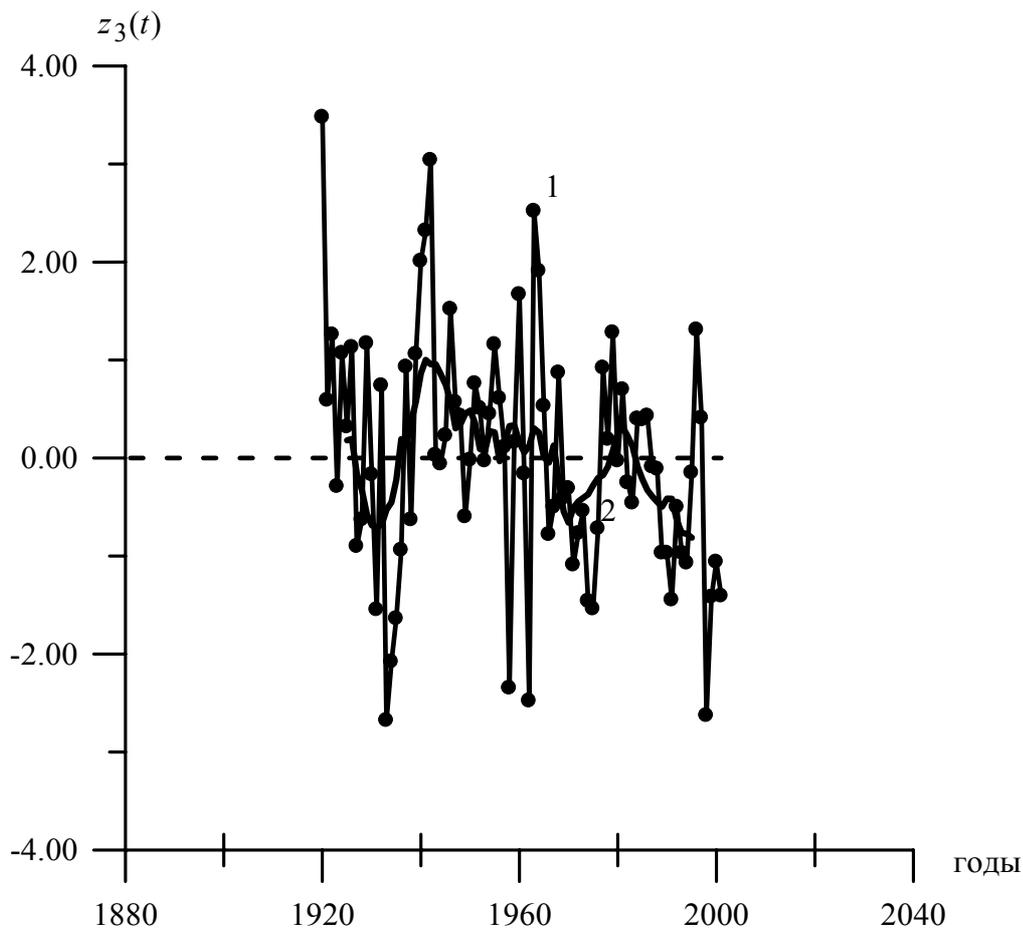


Рис.2 – Хронологический ход Скандинавского индекса (среднегодовые значения).

Выводы. Статистическая структура полей годового стока рек Центральной и Восточной Европы, включая Украину, может быть описана тремя компонентами разложения по ЕОФ. Эти компоненты являются статистическим отображением реальных физических процессов, происходящих в природе. Поиск значимых статистических связей амплитудных функций с имеющимися индексами атмосферной циркуляции показал, что в качестве крупномасштабных процессов, определяющих формирование полей годового стока в Украине, являются такие атмосферные процессы, как Арктическое колебание, Северное Атлантическое колебание и Скандинавское колебание. Коэффициенты корреляции временных составляющих разложения $z(t)$ с индексами атмосферной циркуляции находятся в пределах 0.3–0.5.



1 – хронологический ход; 2- сглаженные по 11-леткам значения функции

Рис.3 - Третья амплитудная функции разложения полей годового стока.

Весовые коэффициенты первой компоненты разложения не меняют знак, что свидетельствует об однонаправленном воздействии Арктического колебания, составной частью которого является Северо-Атлантическая осцилляция, на годовой сток всех рассмотренных водосборов. На основе анализа пространственного распределения весовых коэффициентов второй главной компоненты, являющейся результатом разложения полей годового стока по ЕОФ, установлено, что по характеру колебаний годового стока реки Центральной и Восточной Европы образуют два района: Западный и Восточный. В пределах Украины к Западной группе относятся р. Дунай и ее притоки, р. Днестр, р. Западный Буг, к Восточной – рр. Южный Буг, Днепр

(с притоками), Дон (с притоками). Пространственное распределение весовых коэффициентов третьей компоненты разложения указывает на существование различий в колебаниях годового стока рек по географической широте. Выделены северный и южный районы. К северному району отнесены такие реки Украины как Западный Буг, Днепр с притоками Сож, Припять и Десна, Днестр до г.Могилев - Подольский; к южному – Дунай, Южный Буг, Северский Донец, нижнее и среднее течение р.Дон. Наиболее значимо третий атмосферный процесс влияет на формирование стока реки Днепр и ее притоков (Сож и Припять). Можно утверждать, что закономерности колебаний стока на р. Днепр имеют сходство с колебаниями стока рек Рейн, Одер и Неман.

Полученные выводы могут быть использованы в расчетах и прогнозах годового стока рек Украины.

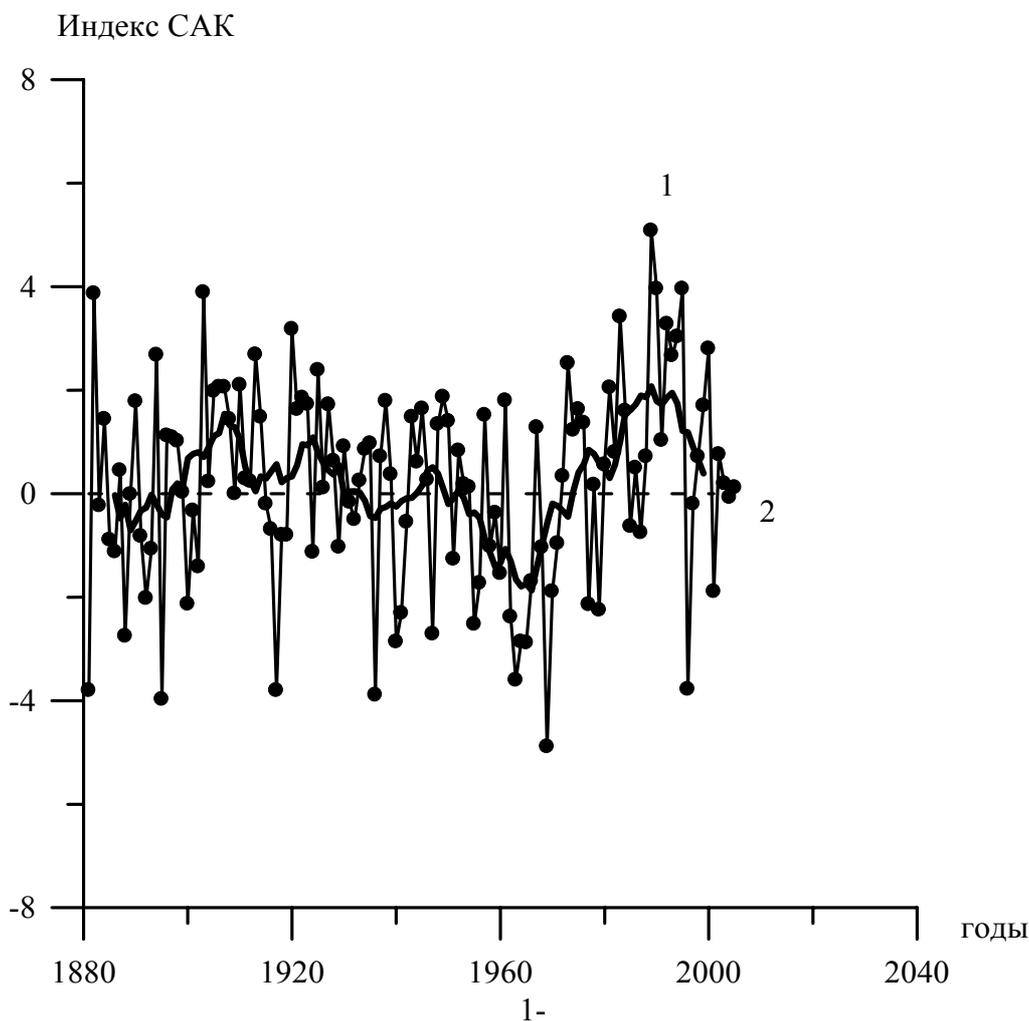


Рис.4 – Зимний индекс САК (декабрь-март), подсчитанный на основе разницы давлений между Лиссабоном (Португалия) и Рейкьявиком (Исландия).

Список литературы

1. Барабаш Б.М., Ткач Л.О., Гребенюк Н.П., Корж Т.В., Татарчук О.Г. Сучасний і майбутній клімат України // Географія в інформаційному суспільстві: Зб.наук. праць. – К.:ВГЛ Обрії, 2008. - Т.ІІІ . - С.34-36.
2. Вишневецький В.І., Косовець О.О. Зміни стану довкілля в Україні // Географія в інформаційному суспільстві: Зб.наук. праць. – К.:ВГЛ Обрії, 2008. - Т.ІІІ . - С.5-13.
3. Гончарова Л.Д., Серга Е.М., Шкільний Є.П. Клімат і загальна циркуляція атмосфери. Київ: КНТ, 2005. – 252 с.
4. Ліпінський В.М., Осадчий В.І., Бабіченко В.М. Активізація стихійних метеорологічних явищ в Україні в останнє двадцятиріччя // Географія в інформаційному суспільстві: Зб.наук. праць. – К.:ВГЛ Обрії, 2008. - Т.ІІІ . - С.13-17.
5. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: Монография. – Одесса: Экология, 2005. – 208с.
6. Шкільний Є.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: Підручник. - К.: Міносвіти України, 1999. - 600 с.
7. Barnston and Livezey Mon. Wea. Rev., 115, - 1987. – P.1083-1126.
8. Hurrell J.W., Dickson R.R. Marine ecosystems and climate variation. - 2003 - P.15-31.
9. Uvo C.B. Analysis and regionalization of northern European winter precipitation based on its relationship with the north atlantic oscillation // International journal of climatology, 23. -2003 – P. 1185-1194.

Оцінка впливу атмосферних процесів Північної Атлантики на формування полів річного стоку України. Лобода Н.С.

Досліджений зв'язок між індексами атмосферної циркуляції Північної Атлантики та структурою полів річного стоку річок Центральної та Східної Європи. Розглянуті перші компоненти розкладання полів річного стоку за природними ортогональними функціями та їх зв'язки з індексами атмосферної циркуляції. Показано, що формування статистичної структури полів річного стоку відбувається під впливом Арктичного, Північно-Атлантичного та Скандинавського коливань.

Ключові слова: *індекс атмосферної циркуляції, річний стік, головні компоненти*

The assessment of the influence of North Atlantic atmospheric process on annual runoff in Ukraine. Loboda N.S.

The relationship between atmospheric circulation indexes in North Atlantic and structure of annual runoff fields in Central and East Europe was investigated. The principle components time series of the leading EOF of annual runoff and their connections with atmospheric circulation indexes were considered. Results show that forming of statistical structure of annual runoff fields is stipulated Arctic Oscillation, North Atlantic Oscillation and Scandinavia pattern.

Key words: *atmospheric circulation indexes, annual runoff, principle component*

Ладжель Махмуд, к.г.н.

Университет Сэтиф, Алжир

Е.Д. Гопченко, д.г.н., В.А. Овчарук, к.г.н.

Одесский государственный экологический университет

РАСЧЕТ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА ПАВОДКОВ НА УЭДАХ АЛЖИРА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ФОРМУЛЫ ПРЕДЕЛЬНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ

Предлагается методика расчета максимального стока паводков для рек Алжира с использованием модифицированной формулы предельной интенсивности. Предлагаемая методика позволяет в полном объеме использовать информацию о максимальных суточных осадках, которая на и рассматриваемой территории является надежной и репрезентативной

Ключевые слова: *максимальный сток, уэд, дождевые паводки, максимальные суточные осадки.*

Введение. Алжир занимает центральную часть горной области Атлас и 1/4 часть пустыни Сахары. Территория страны - 2381,7 тыс. кв. км. Климат Северного Алжира субтропический. Средняя температура января 5 - 12⁰С, июля 25⁰С. Количество осадков - 400 - 1200 мм в год. Центральная и южная части страны заняты пустыней Сахарой, где среднесуточные колебания температуры достигают 30⁰ С. Климат Сахары тропический, пустынный (менее 50 мм осадков в год). В горах встречаются леса пробкового дуба, на остальной территории - полупустынная и пустынная растительность. Вдоль средиземноморского побережья проходит система Атласских гор. Проходящую на севере вдоль побережья горную цепь Телль-Атласа пререзают немногочисленные бухты и равнины. Телль-Атлас возвышается над уровнем моря более чем на 1830 м и включает в себя массивы Тлемсен, Большую и Малую Кабилию и Меджерда. На средних высотах встречаются кустарники средиземноморского типа и леса пробкового дуба. На более высоких отметках некогда произрастали кедровые и сосновые леса, но в результате вырубок, пожаров и выпасов скота многие горные районы превратились в покрытую кустарником пустошь. Климат - средиземноморский, с жарким, сухим летом и теплой дождливой зимой. Зимой снег покрывает лишь самые высокие вершины. Среднегодовое количество осадков изменяется от 760 мм на побережье до 1270 мм - на обращенных к морю склонах Телль-Атласа и менее 640 мм - на его внутренних склонах. Южная часть Телль-Атласа представляет собой высокое плато со средней высотой 1070 м. Этот район характеризуется полуаридными климатическими условиями с годовым количеством осадков 250-510 мм. В более увлажненных районах возделывают зерновые и траву альфа (эспарто), волокна которой служат для изготовления канатов, тканей и высококачественной бумаги. На более низких отметках с сухим климатом встречаются соляные озера (шотт) и солончаки. Расположенный еще дальше к югу Сахарский Атлас поднимается на высоту 150 м над уровнем плато и затем понижается к Сахаре более чем на 300 м. Наиболее возвышенной частью Сахарского Атласа являются горные системы Ксур, Амур и Улед-Наиль. Годовое количество осадков на северных склонах составляет около 510 мм, на южных - 200 мм. Благодаря обильному травяному покрову Сахарский Атлас служит удобным районом выпаса скота. Остальную часть страны занимает пустыня Сахара. Средние отметки высоты в Сахаре – около 460 м. В районе массива Ахаггар (Хоггар) вблизи южной границы Алжира находится высочайшая вершина страны гора Тахат - 2908 м. Большую часть Сахары занимают щебнистые и галечниковые пустыни (хамады

и реги), а приблизительно 1/4 часть - песчаные пустыни (эрги). Днем жарко, порой температура достигает 35°C, но ночи - прохладные. Осадки крайне редкие. В оазисах, в условиях постоянного орошения, произрастает финиковая пальма.

В Алжире всего несколько рек имеют постоянный сток, остальные питаются и имеют сток только в период выпадения осадков. Дождевые паводки на уездах Алжира наблюдаются в течение всех сезонов года. Наиболее высокие из них проходят зимой в течение сезона дождей. Они образуются в результате интенсивных ливней, продолжительность которых всего несколько часов. Кроме того, зимние паводки отличаются более высокими расходами по сравнению с паводками остальных сезонов. Продолжительные дожди, которые наблюдаются в теплую часть года, менее интенсивные и формируют менее высокие паводки. Результатом выпадения дождей часто являются короткие, но довольно высокие наводнения. На уездах Северного Алжира сооружены плотины, водохранилища и ГЭС. Периодически в разных районах Алжира наблюдаются катастрофические паводки, в результате действия которых многим гидротехническим сооружениям и местному населению наносится большой экономический ущерб.

Материалы исследований. Для обоснования расчетных характеристик максимального стока использовались данные 499 метеостанций и 43 гидрометрических постов Национальной Гидрометеорологической Службы Алжира. Период наблюдений на метеостанциях колеблется от 11 до 50 лет, на гидрологических постах – от 9 до 29 лет. Площади водосборов исследуемых рек колеблются в пределах от 77 до 8735 км².

Как видно из приведенных выше данных, количество метеостанций более чем в 10 раз превышает количество гидрологических постов, и, следовательно, информацию о суточных максимумах осадков можно считать более репрезентативной и надежной характеристикой, по сравнению с данными стандартных гидрологических наблюдений.

Цель работы - разработка методики расчета максимального паводочного стока уездов Алжира с использованием данных о суточных максимумах осадков.

Анализ имеющихся исследований и публикаций. Авторами статьи [4] ранее отмечалось, что мировой опыт в области расчета характеристик максимального стока, позволяет классифицировать применяемые на практике методы по нескольким группам:

1. Так называемые формулы предельной интенсивности или «рациональные методы».
2. Объемные формулы.
3. Эмпирические, чаще всего редуцированные формулы.
4. Методология «максимума максимумов».
5. Формулы, основанные на теории русловых изохрон.

В настоящее время в Алжире для определения максимального стока рек наибольшее распространение получили формулы второй и третьей групп. В частности, широко используется объемная формула Д.Л.Соколовского, разработанная в свое время советскими специалистами и формулы итальянских авторов – Жиандотти (**Giandotti**), Туразза (**Turazza**) и Семи (**Samie**) [7]. Как показывает Е.Д. Гопченко[4], объемные и редуцированные формулы в своей основе опираются на одномодальные паводки, причем общим решением является только объемная структура, поскольку вариант редуцированной формулы представляет собой ряд частных случаев, когда по территории мало изменяется продолжительность притока воды со склонов в русловую сеть. Общим недостатком этих формул является то, что большинство из них учитывают только трансформацию осадков в сток и не учитывают переход осадков в склоновый сток. Более того иногда допускается равенство продолжительности подъема паводка и времени руслового добега, что нельзя считать корректным.

Метод исследований. В статье [4] авторами для определения максимальных расходов воды дождевых паводков для территории Алжира предложена операторная модель и обоснованы ее расчетные параметры, которые опираются только на стоковую информацию. Имея в виду обширные материалы наблюдений за осадками, авторы, в развитие предложенной ранее расчетной схемы, предлагают структуру предельной интенсивности, базовым параметром которой являются суточные максимумы осадков.

Принята формула предельной интенсивности, которая ранее использовалась в нормативных документах СН 435-72[5] и в СНиП 2.01.14-83[6] имеет вид

$$q_m = A_{1\%} H_c \cdot \eta, \quad (1)$$

где q_m – максимальный модуль паводочного стока ($\text{м}^3/\text{с}\cdot\text{км}^2$); $A_{1\%} = 16.67 \cdot \bar{\psi}(\tau)$ – ординаты редуccionной кривой средней интенсивности осадков во времени (1/мин.); H_c – суточный максимум осадков (мм); η – коэффициент стока.

Подробный анализ формул предельной интенсивности, приведенный в статье [2], показывает, что они обладают рядом принципиальных недостатков. Основные из них сводятся к следующему:

1. В самой исходной модели трансформации осадков в русловой гидрограф отсутствует склоновый оператор, т.е. «осадки – склоновый сток».

2. Редуccionная кривая средней интенсивности осадков во времени $\bar{\psi}(\tau)$ фактически используется вместо функций распластывания паводочных волн при их движении по руслам.

3. Расчетная продолжительность осадков τ , по нашему мнению, связана не только со временем руслового и склонового добега t_p и t_{ck} , но также и с продолжительностью притока воды со склонов в русловую сеть T_0 .

С целью устранения этих недостатков Е.Д.Гопченко[2] в основу положена теория русловых изохрон. При этом рассматривается два случая:

- а) формирование стока с элементарных водосборов;
- б) формирование стока по разветвленным русловым системам.

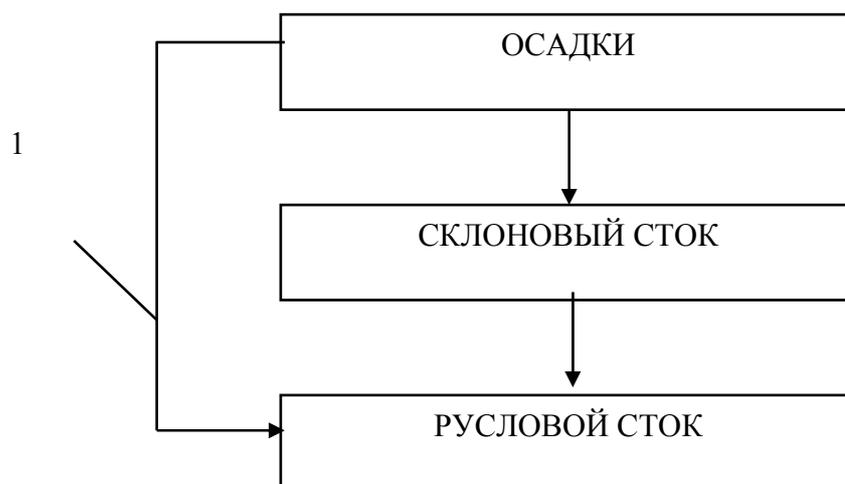
Схематически модель трансформации осадков в русловый сток хорошо иллюстрируется рис.1.

При реализации модели русловых изохрон относительно максимальных расходов воды паводков и половодий функции склонового притока q'_t , изохрон f_t и русло-пойменного регулирования ε_t принимались в редуccionном виде, т.е.:

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right]; \quad (2)$$

$$f_t = f_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right]; \quad (3)$$

$$\varepsilon_t = \varepsilon_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^c \right]. \quad (4)$$



1 – классическая модель «предельной интенсивности»

Рис.1- Принципиальная блок-схема формирования руслового стока.

Реализуя представленную на рис. 1 схему, запишем выражение для Q_m , причем:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = \sum_{t_p} q'_t f_t \varepsilon_t ; \quad (5)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = \sum_{T_0} q'_t f_t \varepsilon_t . \quad (6)$$

Произведем некоторые преобразования (5) и (6) с учетом (2) и (3), и имея в виду, что

$$f_t = B_t \cdot V \cdot \Delta t , \quad (7)$$

где B_t – средняя ширина водосбора по изохронам руслового добегаания; V – скорость руслового добегаания; Δt – шаг по времени.

Если (7) подставить в (3), то получим уравнение относительно ширины водосборов, т.е.

$$B_t = B_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right]. \quad (8)$$

Максимальный сток с элементарных водосборов. Элементарные водосборы обычно моделируются в виде прямоугольников, прорезаемых по середине водотоками. Площадь отдельного водосбора равна

$$F = B \cdot L = B \cdot V \cdot t_p , \quad (9)$$

где L – длина водотока.

Учитывая, что для элементарных водосборов, при малоизменяющейся по длине водотока скорости движения волны паводка V , можно принять

$$f_1 = f_2 = \dots = f_n = V \cdot \hat{A} \cdot \Delta t, \quad (10)$$

то подставляя (10) в (5) и (6), и, устремляя Δt к нулю, получим:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = \hat{A} \cdot V \int_0^{t_p} q'_t \varepsilon_t dt; \quad (11)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = \hat{A} \cdot V \int_0^{T_0} q'_t \varepsilon_t dt. \quad (12)$$

Произведем в (11) и (12) осреднение функций ε_t , соответственно по t_p и T_0 , тогда:

а) при $t_p < T_0$

$$(Q_m)_{i\delta} = \bar{\varepsilon}_{t_p} \hat{A} V \int_0^{t_p} q'_t dt; \quad (13)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$(Q_m)_{i\delta} = \bar{\varepsilon}_{T_0} \hat{A} V \int_0^{T_0} q'_t dt. \quad (14)$$

Отношение $Q_m / (Q_m)_{np}$ представляет собой переходный коэффициент от (12) и (14) к (11) и (12), соответственно. Следовательно, (11) и (12) можно представить в редакции:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = (Q_m)_{np} \cdot k_\varepsilon = BV \bar{\varepsilon}_{t_p} k_\varepsilon \int_0^{t_p} q'_t dt; \quad (15)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = (Q_m)_{np} \cdot k'_\varepsilon = BV \bar{\varepsilon}_{T_0} k'_\varepsilon \int_0^{T_0} q'_t dt. \quad (16)$$

Подставив в (15) и (16) выражение (2) для q'_t , и произведя интегрирование по t_p и T_0 , в итоге можно записать

$$q_m = q'_m \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F, \quad (17)$$

где $\varepsilon_F = \bar{\varepsilon}_{t_p} k_\varepsilon$ и $\varepsilon_F = \bar{\varepsilon}_{T_0} k'_\varepsilon$ - обобщенные коэффициенты русло-пойменного регулирования, $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ - функция расплывания под влиянием времени руслового добега, причем:

а) при $t_p < T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n; \quad (18)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p}. \quad (19)$$

При $\frac{t_p}{T_0} = 0$ из (18) очевидно

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1.0, \quad (20)$$

что является верхним предельным значением для коэффициента распластывания. Нижнее предельное значение $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ имеет место тогда, когда $t_p \gg T_0$, т.е. согласно (19)

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0. \quad (21)$$

Поскольку одним из основных параметров уравнения (17), кроме $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$, является максимальный модуль склонового притока q'_m , запишем выражение для его расчета в параметрическом виде. С этой целью проинтегрируем (2) по T_0 , тогда

$$Y_m = \int_0^{T_0} q'_t dt = \frac{n}{n+1} T_0 q'_m. \quad (22)$$

Отсюда

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m. \quad (23)$$

Подставляя (23) в (17), получим

$$q_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F, \quad (24)$$

где Y_m - слой паводочного стока, $\frac{n+1}{n}$ - коэффициент временной неравномерности склонового притока.

Обратимся теперь к (1), помня, что для отдельных ливней $H_c \cdot \eta = Y_m$. Следовательно, выражение (24) можно записать в виде

$$q_m = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) Y_m \varepsilon_F, \quad (25)$$

где $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ - новая трансформационная функция:

а) при $t_p < T_0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \left(1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n\right); \quad (26)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{1}{t_p} \quad (27)$$

Максимальный сток с больших водосборов. В качестве базовых используются также уравнения (5) и (6), но с учетом (7), т.е.:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = V \sum_{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t \Delta t; \quad (28)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V \sum_{O_0} q'_t B_t \varepsilon_t \Delta t. \quad (29)$$

В итоге, также как и для элементарных водосборов, путем интегрирования и преобразования (28) и (29), а затем делением Q_m на F получаем расчетное выражение относительно максимальных модулей паводков вида (25), где трансформационная функция $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ рассчитывается по следующим уравнениям:

а) при $t_p < T_0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \left[1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n \right]; \quad (30)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{1}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m \right]; \quad (31)$$

в) при $t_p/T=0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}. \quad (32)$$

Обобщая (1) и (25), запишем новый вариант формулы предельной интенсивности для расчета максимальных модулей дождевых паводков

$$q_m = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \dot{I} \dot{n} \eta \varepsilon_F. \quad (33)$$

Анализируя расчетные уравнения (26)-(27) и (30)-(32), выведенные для элементарных водосборов и русловых систем, можно отметить, что верхним предельным значением трансформационная функция $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ имеет отношение

$\frac{n+1}{n} \cdot \frac{1}{T_0}$. С другой стороны, выражения (30) – (32) совпадают с теми, которые

приводятся в [3], но обоснованы, исходя из решения дифференциального уравнения, предложенного А.Н.Бэфани. Путь исследования, изложенный в данной статье, по

мнению авторов, является более строгим, особенно с точки зрения понимания роли русло-пойменного регулирования паводков.

Результаты исследований. Для расчета максимального стока паводков уэдов Алжира авторами настоящей статьи реализована модель предельной интенсивности, основанная на теории русловых изохрон. Все параметры, входящие в расчетную формулу (33) определены и обобщены по территории.

Слой суточных осадков 1%-ой обеспеченности представлен в виде карты изолиний (рис.2). Как видно из рис.2, максимальное суточное количество осадков закономерно уменьшается в направлении с севера на юг от 160 до 80 мм. Наибольшие значения наблюдаются на средиземноморском побережье, где находится система Атласских гор. В целом довольно сложное распределение изолиний объясняется расположением хребтов, возвышенностей и плато по отношению к направлению движения влагонесущих воздушных масс и соответствует распределению общего годового количества осадков по территории Алжира, описанному выше.

Следующий расчетный параметр – коэффициент стока дождевых паводков η , также представлен в виде карты изолиний (рис.3). Также как и слои максимальных суточных осадков, коэффициенты стока уменьшаются в направлении с севера на юг от 0.6 до 0.2. В общем, распределение изолиний коэффициентов стока хорошо согласуется с картой суточных максимумов осадков (рис.2) и картой максимальных слоев стока 1%-ой обеспеченности, приведенной в [4].

Трансформационная функция $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ получена по уравнениям (30) и (31) в зависимости от соотношения t_p и T_0 . Как уже было подробно описано в статье [4], величина времени руслового добегания может быть рассчитана по региональной формуле скорости руслового добегания и длине реки, а значение T_0 определялось численным методом. Для рек рассматриваемой территории значения t_p изменяются в пределах от 1.25 до 27.6 часа, а значения T_0 - от 1 до 7 часов. Показатели степени в уравнениях кривых изохрон (m) и склонового притока (n) принимались равными 1.0 и 0.40, соответственно. Обоснование принятия таких значений этих параметров приведено в статье [4].

Учитывая то, что практически для всех постов (за исключением 4 водосборов) максимальный сток формируется при соотношении ($t_p \geq T_0$) расчетная формула для

$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ имеет вид

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{1}{t_p} \left[2 - 0.58 \left(\frac{T_0}{t_p} \right) \right]. \quad (34)$$

Для случаев $t_p < T_0$ расчет $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ ведется по следующему уравнению

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{3.5}{T_0} \left[1 - 0.59 \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^{0.4} \right]. \quad (35)$$

Полученные значения трансформационной функции изменяются в широких пределах - от 0.07 до 0.68. Наибольшие значения $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ соответствуют малым

водосборам с площадями (примерно до 350 км²), а наименьшие – водосборам с площадями более 4000 км².

Последний параметр, входящий в расчетную формулу, - коэффициент русло-пойменного регулирования ε_F . При известных $N_{1\%}$, η и $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ его величина может быть рассчитана обратным путем из уравнения (40). Полученные значения ε_F обобщены в виде зависимости от площади водосборов и представлены таблицей, которая приводится ниже (табл.1).

Таблица 1 – Коэффициенты русло-пойменного регулирования ε_F максимального модуля стока паводков уэдов Алжира

F, км ²	0	10	25	50	100	500	1000	5000	10000
ε_F	1.0	0.44	0.34	0.30	0.24	0.21	0.20	0.18	0.17

Проверочные расчеты показали, что точность методики составляет $\pm 21,7\%$. Учитывая то, что точность исходных данных по максимальному стоку рек рассматриваемой территории составляет в среднем 24-25%, результаты можно считать вполне удовлетворительными.

Выводы:

- территория Алжира характеризуется достаточно плотной сетью метеостанций, а информация по ним является надежной и репрезентативной;
- для расчета максимального стока рек Алжира целесообразно и возможно использование формулы предельной интенсивности, основанной на теории изохрон, которая позволяет использовать данные о суточных максимумах осадков;
- для рассматриваемой территории определены и обобщены все параметры, входящие в предлагаемую расчетную схему;
- проверочные расчеты показали удовлетворительную сходимость фактических и расчетных модулей максимального стока и, следовательно, методика может быть рекомендована для практического применения.

Перспективы дальнейших исследований. Предлагаемая теоретическая модель и ее практическая реализация может быть применена для разработки нормативных документов по расчету максимального стока паводков в пределах территории Алжира.

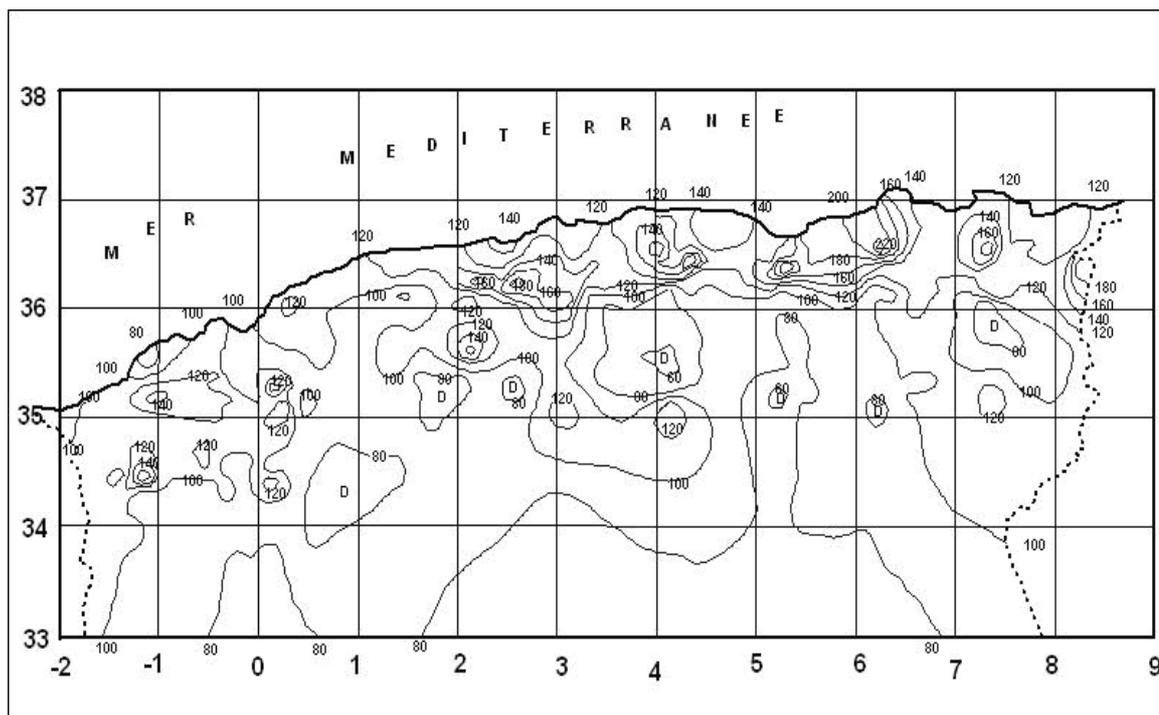


Рис. 2 - Карта-схема распределения суточных максимумов осадков 1%-ой обеспеченности по территории Алжира, мм.

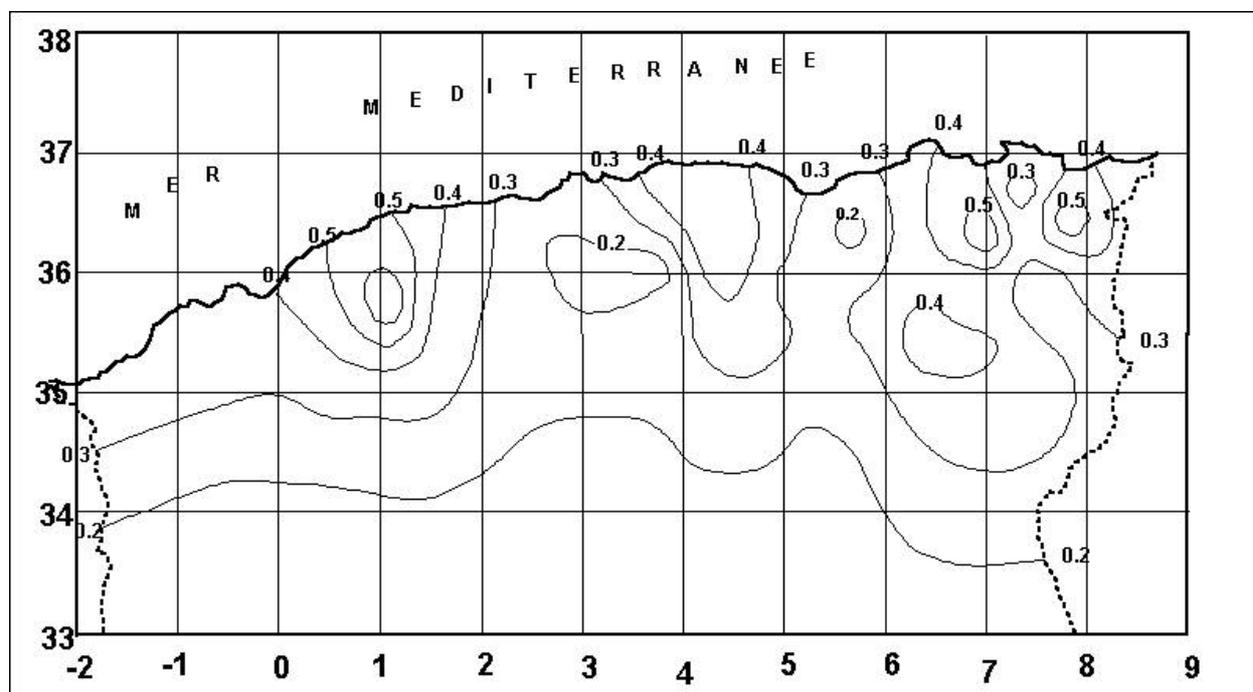


Рис. 3 - Карта-схема распределения коэффициентов стока дождевых паводков по территории Алжира.

Список литературы

1. Гопченко Е.Д. О перспективах дальнейшего использования формул предельной интенсивности для расчетов максимального стока с малых водосборов // Метеорология и гидрология, 1997 – Вып.9. – С.400-407
2. Гопченко Е.Д., Романчук О.К. О некоторых структурных особенностях формул предельной интенсивности // Вісник ОДЕКУ, 2006. – Вып.4. - С. 149-158.
3. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е., Романчук О.К. Теоретические аспекты формул предельной интенсивности // Метеорологія, кліматологія та гідрологія, 2005. – Вып.49. – С. 414-423.
4. Ладжель Махмуд, Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Максимальный сток паводков на уездах северной части Алжира // Вісник ОДЕКУ, 2007.– Вып.4. – С.287-296.
5. *Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик.* – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447с.
6. *Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик.* – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 111 с.
7. *Ladjet Mahmoud.* Formule de calcul des débits maximums des crues pluviales « Bejaïa'2000 », Journées portes ouvertes sur la spécialité d'hydraulique, le 24, 25 et 26 avril 2000, Université Abderrahmane Mira, Bejaïa.

Розрахунок максимального стоку паводків на уездах Алжиру з використанням формули граничної інтенсивності. Ладжель Махмуд, Гопченко Є.Д., Овчарук В.А.

Пропонується методика розрахунку максимального стоку паводків для річок Алжира з використанням модифікованої формули граничної інтенсивності. Запропонована методика дозволяє у повному обсязі використати інформацію про максимальні добові опади, яка на досліджуваній території є надійною та репрезентативною.

Ключовые слова: максимальний стік, уед, дощові паводки, максимальні добові опади.

Account of the maximal runoff of floods on the wades of Algeria with use of the formula of limiting intensity. Ladjet Mahmoud, Gopchenko E., Ovcharuk V.

The technique of account of the maximal runoff of floods for the rivers of Algeria with use of the modified formula of limiting intensity is offered. The offered technique allows to the full to use the information on the maximal daily precipitations, which in researched territory is reliable and representative.

Key words: the maximal runoff, wade, floods, maximal daily precipitations.

ВИТРАТИ ВОДИ НА ШЛЮЗУВАННЯ ЯК ВИТРАТНА СКЛАДОВА ВОДНИХ БАЛАНСІВ ДНІПРОВСЬКИХ ВОДОСХОВИЩ

Приводяться щорічні (1991-2000 рр) витрати води на шлюзування по шести гідровузлам Дніпровського каскаду, їх порівняння та аналіз.

Ключові слова: водосховище, водний баланс, витратна складова, витрата води, судноплавний шлюз, каскад, суднопропуски, виробництво, шлюзування.

Вступ. Спорудження каскаду водосховищ дозволяє здійснювати комплексне використання водних ресурсів для цілей енергетики, водного транспорту, водопостачання, зрошування, рибного господарства та рекреації. При комплексному використанні найбільш цілеспрямовано та з найменшими затратами вирішуються задачі декількох галузей народного господарства. Збільшення або зменшення виділяемих кожному учаснику водогосподарського комплексу об'ємів води потребує відповідного зменшення або збільшення витрат води для інших його учасників. Все це призводить до виникнення та загострення суперечок між різними галузями водного господарства. Крім того, при комплексному використанні водних ресурсів важливе значення мають витрати води з водосховищ при їх експлуатації. Значення цих витрат розраховується під час складання витратної складової водного балансу кожного водосховища. До цієї складової відносять і витрати води на шлюзування по каскаду водосховищ.

Отже, використання та збереження водних ресурсів пов'язане з формуванням на науковій основі ефективних правових, економічних та організаційних передумов раціонального водокористування [1, 3 – 5, 9, 10, 13, 15].

Об'єкт дослідження та використані матеріали. Дніпровський каскад гідровузлів з судноплавними шлюзами та водосховищами створили глибоководний транспортний шлях довжиною більше 1000 км. Судноплавні шлюзи використовуються для подолання зосереджених перепадів між верхніми та нижніми б'єфами гідровузлів. Основними габаритами судноплавних шлюзів є корисна довжина і ширина їх камер, а також найменша глибина на порогах голів. Важливою характеристикою шлюза є також об'єм зливної призми його камери [1, 3, 8 – 10].

Судноплавні шлюзи Дніпровського каскаду гідровузлів мають такі основні габарити та характеристики [6 – 12].

Київський гідровузол.

Максимальний статичний напір – 11,8 м. Судноплавний шлюз однокамерний 150 x 18 м, має головну систему живлення, час наповнення камери – 10хв, спорожнення – 8хв.

Канівський гідровузол.

Максимальний статичний напір – 15 м. Судноплавний шлюз однокамерний 268 x 18м, має головну систему живлення, час наповнення камери – 15 хв, спорожнення – 13,8 хв. Об'єм зливної призми – 64,5 тис. м³.

Кременчуцький гідровузол.

Максимальний статичний напір – 17 м. Судноплавний шлюз однокамерний 260 x 18м, має розподільчу систему живлення, час наповнення камери – 9,5 хв, спорожнення – 11 хв.

Дніпродзержинський гідровузол.

Максимальний статичний напір – 15,5 м. Судноплавний шлюз однокамерний 254 x 16 м, має головну систему живлення, час наповнення камери – 12 хв, спорожнення – 10 хв.

Дніпровський гідровузол.

Максимальний статичний напір – 38,7 м. Судноплавних шлюзів два. Трьохкамерний шлюз в одну нитку 18,5 x (101,5; 113,7; 94,5), має розподільчу систему живлення, час наповнення однієї камери – 10 хв, спорожнення – 8 хв, об'єм зливної призми однієї камери 28,2 тис. м³. Однокамерний судноплавний шлюз має габарити камери 290 x 18 м.

Каховський гідровузол.

Максимальний статичний напір – 16,5 м. Судноплавний шлюз однокамерний 320 x 18 м, має розподільчу систему живлення, час наповнення або спрацювання – 10хв. Об'єм зливної призми – 82,5 тис. м³.

Щорічні витрати води на шлюзування $V_{ш}$ (млн м³) відносяться до витратної складової водного балансу водосховищ. Для водосховищ Дніпровського каскаду ці витрати води за 1991 – 2000 рр. наведені в [2, 14], в табл. 1 і на рис. 1 – 3. Відзначимо, що витрати води на шлюзування залежать від кількості суднопропусків через кожний судноплавний шлюз і об'єму зливної призми камери шлюза V_{zn} (тис. м³) [3, 5, 8, 11, 15].

Результати досліджень та їх аналіз. На основі габаритних розмірів камер шлюзів та максимального напору на гідровузол розраховані об'єми зливних призм камер шлюзів: Київський – 31,86 тис. м³, Канівський – 64,5 тис. м³, Дніпродзержинський – 63,0 тис. м³, Дніпровський – 230,2 тис. м³, Каховський – 82,5 тис. м³. Об'єми зливних призм камер шлюзів дозволили розрахувати кількість суднопропусків через них – K (шт). Відзначимо, що суднопропуски розраховані і наведені в табл. 1 для шлюзувань в одному напрямку, але на одній зливній призмі камери шлюза суднопропуски можуть бути з нижнього б'єфу у верхній і у зворотньому напрямку, тобто кількість суднопропусків теоретично може збільшитись удвічі. Кількість щорічних суднопропусків по кожному шлюзу наведені також на рис. 1 – 3 (в дужках)

Для всебічного аналізу витрат води на шлюзування по Дніпровському каскаду за десятиріччя (1991 – 2000 рр.) розраховані співвідношення (в %) між щорічними $V_{ш}$ та максимальними $V_{ш}^{max}$ витратами на шлюзування по кожному гідровузлу окремо (табл. 1), а також співвідношення між щорічними $V_{ш}$ та максимальними витратами по всьому Дніпровському каскаду, де за 100% прийнята максимальна витрата по Дніпровському гідровузлу – 457 млн м³ (в 1991 р.)

Для останніх співвідношень характерно, що із 72 показників (в %) 24 складають 10% і менше, 38 – 28% і менше, 63 – 50% і менше, 69 – 75% і менше.

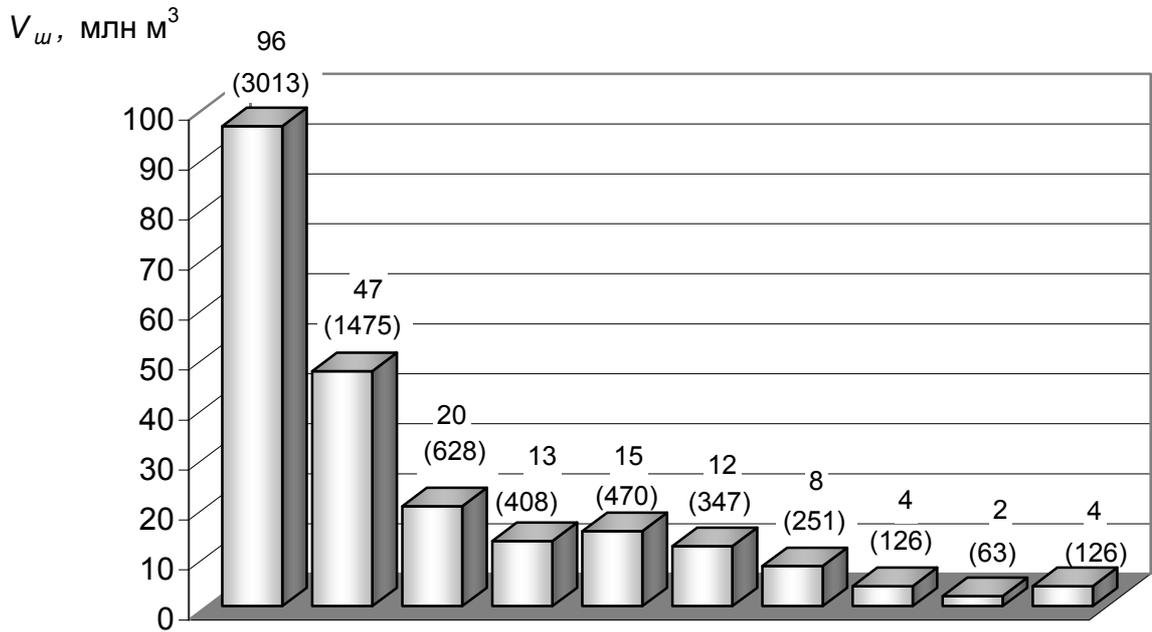
Якщо розглянути співвідношення між щорічними витратами на шлюзування та сумарними щорічними прибутковими або витратними складовими водного балансу за десятиріччя кожного водосховища каскаду, то ці співвідношення (в %) змінюються так: Київський гідровузол від 0,247/0,257 до 0,004/0,004 (чисельник – до прибуткової складової, знаменник – до витратної), Канівський – від 0,464/0,471 до 0,046/0,047, Кременчуцький – від 0,676/0,699 до 0,051/0,049, Дніпродзержинський – від 0,575/0,578 до 0,048/0,049, Дніпровський – від 1,025/1,069 до 0,274/0,288, Каховський - від 0,797/0,790 до 0,171/0,179.

Співставляючи середньобагаторічні витрати води на шлюзування по кожному гідровузлу із середньобагаторічними витратними складовими одержимо (%): Київський – 0,06, Канівський – 0,17, Кременчуцький – 0,22, Дніпродзержинський – 0,23, Дніпровський – 0,48, Каховський – 0,35, тобто менше 1%.

Таблиця 1- Витрати води на шлюзування по водосховищах Дніпровського каскаду

Шлюз	Пара-метри	од. виміру	Роки									
			1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000
Київський	$V_{ш}$	МЛН М ³	96	47	20	13	15	12	8	4	2	4
	$\frac{V_{ш}}{V_{макс ш}}$	%	100	48,9	20,8	13,5	15,6	12,5	8,33	4,16	2,08	4,16
	K	шт	3013	1475	628	408	470	347	251	126	63	126
Канівський	$V_{ш}$	МЛН М ³	238	169	86	74	66	46	47	43	29	34
	$\frac{V_{ш}}{V_{макс ш}}$	%	100	71,0	36,1	31,1	27,7	19,3	19,7	18,1	12,1	14,3
	K	шт	3690	2620	133	1174	1023	713	729	666	450	527
Кременчуцький	$V_{ш}$	МЛН М ³	334	242	130	101	101	52	39	39	32	29
	$\frac{V_{ш}}{V_{макс ш}}$	%	100	72,5	38,9	30,2	30,2	15,5	11,7	11,7	9,6	8,7
	K	шт	4198	3042	1634	1269	1269	654	490	490	402	365
Дніпродзержинський	$V_{ш}$	МЛН М ³	269	200	116	107	78	40	222	42	32	31
	$\frac{V_{ш}}{V_{макс ш}}$	%	100	74,3	43,1	39,8	28,9	14,9	82,5	15,6	11,9	11,5
	K	шт	4270	3175	1842	1699	1238	635	3524	667	508	192
Дніпровський	$V_{ш}$	МЛН М ³	457	371	178	255	221	156	205	198	216	201
	$\frac{V_{ш}}{V_{макс ш}}$	%	100	81,2	38,9	55,8	48,4	34,1	44,8	43,3	47,3	43,9
	K	шт	1985	1612	773	1108	960	678	890	860	938	873
Каховський	$V_{ш}$	МЛН М ³	431	282	184	145	144	112	107	118	129	111
	$\frac{V_{ш}}{V_{макс ш}}$	%	100	63,9	42,7	33,6	33,4	26,0	24,8	27,4	29,9	25,8
	K	шт	5224	3418	2230	1758	1745	1658	1297	1430	1564	1345

Київський гідровузол



Канівський гідровузол

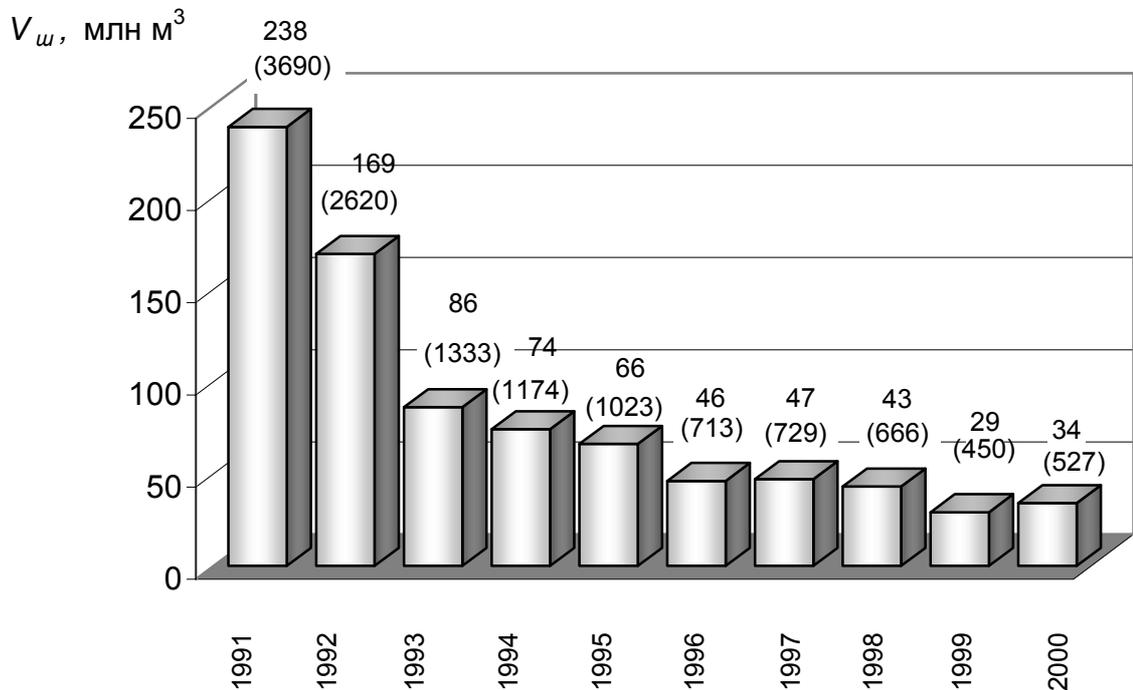
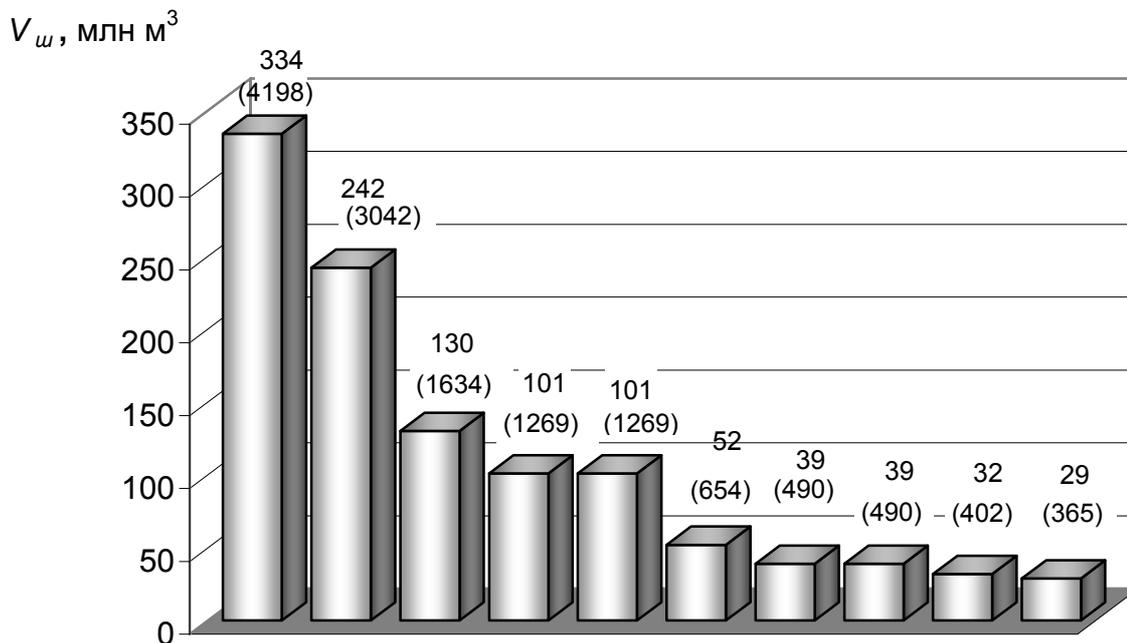


Рис. 1 – Витрати води на шлюзування по Київському і Канівському гідровузлах (1991 – 2000 рр.) (в дужках кількість суднопропусків).

Кременчуцький гідровузол



Дніпродзержинський гідровузол

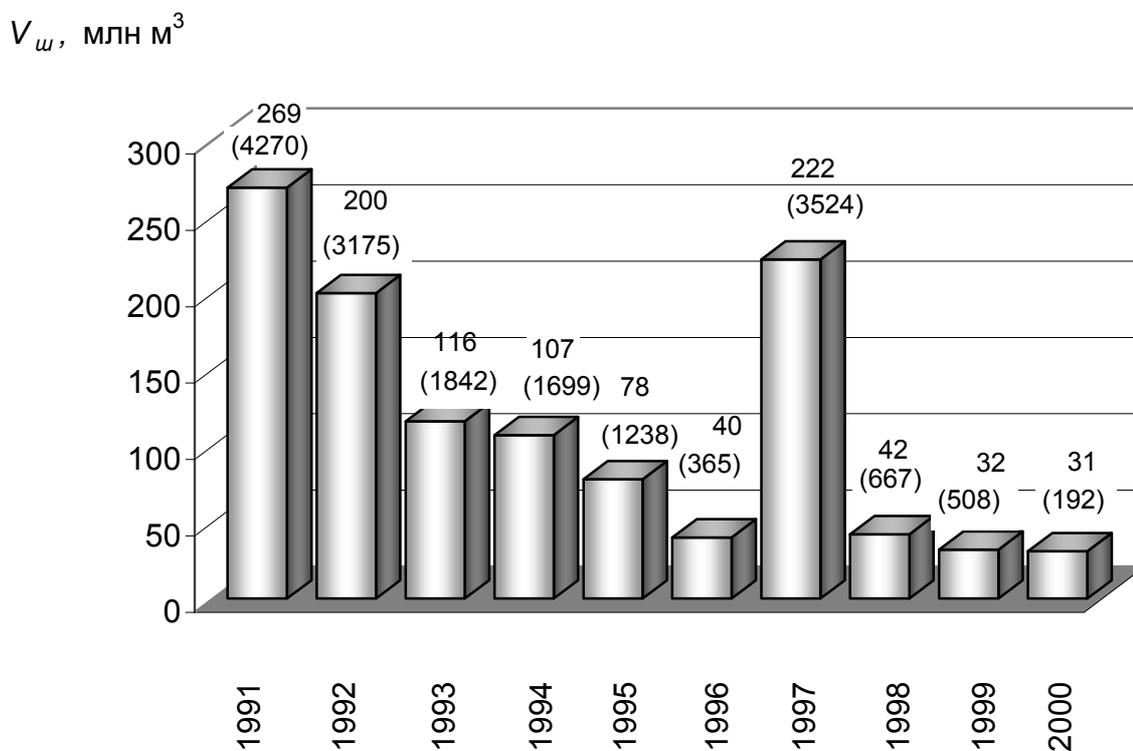
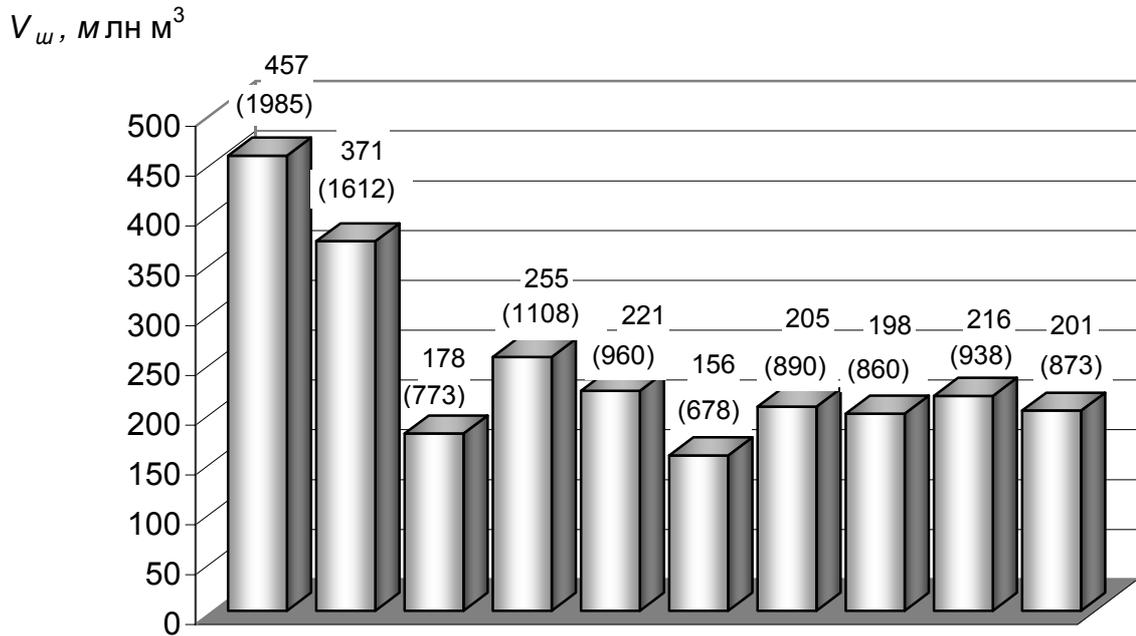


Рис. 2 – Витрати води на шлюзування по Кременчуцькому і Дніпродзержинському гідровузлах.

Дніпровський гідровузол



Каховський гідровузол

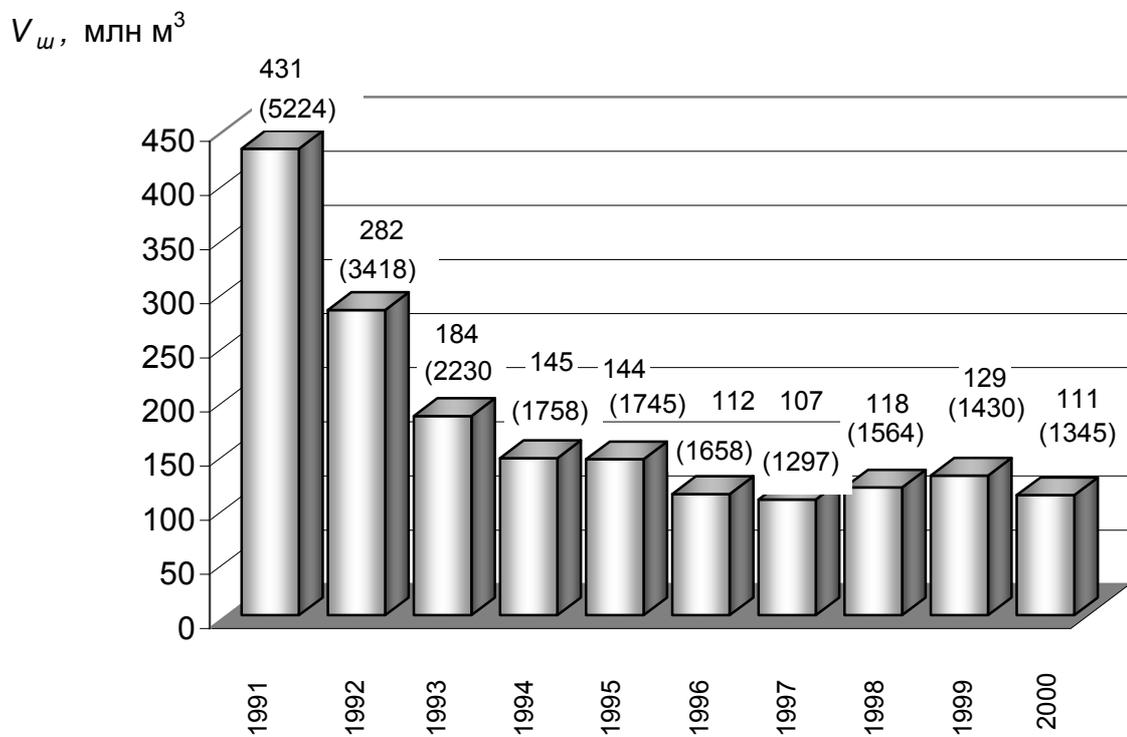


Рис. 3 – Витрати води на шлюзування по Дніпровському і Каховському гідровузлах.

Якщо середньобагаторічні витрати води на шлюзування для Дніпровського гідровузла прийняти за 100%, то для інших гідровузлів ці витрати будуть: Київський – 8,94%, Канівський – 33,74%, Кременчуцький – 44,71%, Дніпродзержинський – 46,34%, Каховський – 71,54%.

Реальні щорічні витрати води на шлюзування по гідровузлам змінювались на протязі 10 років так (табл. 1): Київський – від 100 до 4,17%, Канівський – від 100 до 14,28%, Кременчуцький – від 100 до 8,68%, Дніпродзержинський – від 100 до 11,52%, Дніпровський – від 100 до 44%, Каховський – від 100 до 25,75%.

Слід відзначити, що значне зменшення витрат почалось вже на третьому році десятиріччя, тобто в 1993 р. (на 60-80%).

Аналогічно витратам води зменшувалась і відповідна їм кількість суднопропусків (шт): Київський – від 3013 до 126, Канівський – від 3690 ÷ 527, Кременчуцький – 4168 ÷ 365, Дніпродзержинський – 4270 ÷ 492, Дніпровський - 1985 ÷ 873, Каховський - 5224 ÷ 1345.

Починаючи з 1994 р. відзначимо деяку стабілізацію суднопропусків по Дніпровському та Каховському гідровузлам.

Висновок. Проведений аналіз щорічних витрат води на шлюзування по шести судноплавним шлюзам Дніпровського каскаду дозволив визначити основні причини щодо значного погіршення в першому десятиріччі незалежності України (1991 – 2000 рр.) економічних показників річкового транспорту на Дніпрі:

- розпад СРСР та на буття незалежності Україною;
- відсутність необхідної уваги та дійових підходів до річкового транспорту з боку влади і відповідних структур;
- зупинка більшості виробництв і відповідного для них транспортування вантажів, матеріалів та готової продукції (за деяким виключенням металургійного, машинобудівного та хімічного комплексів в районі Запоріжжя, Дніпродзержинська та Каховського гідровузлів, який є виходом до Чорного моря);
- початок «дикої» приватизації та розпродажу річкового транспорту та берегової інфраструктури;
- зменшення кількості транспортних одиниць річкового вантажного і пасажирського флоту через старіння його і закінчення терміну експлуатації;
- відсутність поповнення річкового флоту новими суднами;
- зменшення або відсутність необхідних інвестицій для поновлення річкового флоту і реконструкції судноплавних шлюзів та портів;
- перехід транспортування деяких вантажів, а також пасажирів, на інші види транспорту (залізничний та автомобільний);
- розінтегрованість територіальних господарських систем, їхня структурна незбалансованість, недостатня соціальна спрямованість;
- невідосконала система господарських зв'язків;
- розбалансованість тарифної політики та юридичної підтримки між різними складовими всього транспортного комплексу України.

Список літератури

1. Бланк Ш.П., Миташивили А.А., Легостаев В.А. Экономика внутреннего водного транспорта. - М.: Транспорт, 1983. – 463 с.
2. Вишневський В.І., Косовець О.О. Гідрологічні характеристики річок України. – К.: Ніка-Центр. – 2003. - 324 с.
3. Гидроэнергетика и комплексное использование водных ресурсов СССР / Под ред. П.С.Непорожнего. – 2-е изд. – М.: Энергоиздат, 1982.-560 с.
4. Долишній М.І., Злупко С.М. Концептуальні засади регіональної соціально – економічної політики та її компоненти // Регіональна економіка. – 1997. - №3. – С. 5 – 22.
5. Економіка і екологія водних ресурсів Дніпра / За ред. В.Я.Шевчука. – Вища школа, 1996.- 208 с.
6. Каскад Днепровских водохранилищ / Под ред. М.С.Каганера. – Л.: Гидрометеоздат, 1976. - 348 с.
7. Кузевин И.Н. Днепровский каскад ГЭС. – К.: Будівельник, 1981. – 224 с.
8. Михайлов А.В., Левачев С.Н. Водные пути и порты. – М.: Высшая школа, 1982. – 224 с.
9. Обухов С.В. Водне господарство України / Підручник для студ. гідрометеорологіч. напрямку навч. – Одеса: АО БАХВА, 2001. – 172 с.
10. Обухов С.В. Економіко-екологічні оцінки проектів великих українських водосховищ. – Одеса: ТОВ „ІНВАЦ”, 2008. – 100 с.
11. Правила експлуатації водосховищ Дніпровського каскаду / А.В.Яцик, А.І.Томільцева, М.В.Яцик та ін. – К.: Генеза, 2001. – 180 с.
12. Смирнов П.Н., Горюнов Б.Ф., Курлович Е.В., Левачев С.Н., Сидорова А.Г. Порты и портовые сооружения. – М.: Стройиздат, 1979. – 607 с.
13. Україна: прогноз розвитку продуктивних сил / С.І.Дорогунцов, Б.М. Данилишин, Л.Г.Чернюк та ін. – К.: РВПС України НАН України, 1998. – т.1. – 163 с, т.2. – 117 с.
14. Широков В.М., Пеньковская А.М., Плужников В.Н. Водохозяйственный баланс бассейна Днепра. – Минск: БГУ, 1980. – 128 с.
15. Экономика гидротехнического и водохозяйственного строительства / Под ред. Д.С.Щавелева. – М.: Стройиздат, 1986. – 423 с.

Расходы воды на шлюзование как расходная составляющая водных балансов днепровских водохранилищ

Обухов Е.В., Окулович М.Р.

Приводятся ежегодные (1991-2000 гг.) расходы воды на шлюзование по шести гидроузлам Днепровского каскада, их сравнение и анализ.

Ключевые слова: водохранилище, водный баланс, расходная составляющая, расход воды, судоходный шлюз, каскад, судопропуски, производство, шлюзование.

Discharge on sluicision as expenditure component of water balances of Dniepr's water-storages.

Obukhov Y.V., Oculovich M.R.

Lead to annual (1991 – 2000) discharge on sluicision by sixth hydroknots of Dniepr's cascade them comparison and analysis.

Keywords: water-storage, water balance, expenditure component, discharge, navigable sluice, cascade, shipmiss, production, sluicision.

М.В. Захарова, к.г.н.

Одеський державний екологічний університет

ОЦІНКА ТОЧНОСТІ РОЗРАХУНКІВ ГІДРОГРАФІВ ПАВОДКОВОГО СТОКУ НА ОСНОВІ МЕТОДА ВОДНИХ БАЛАНСІВ І МОДЕЛІ КІНЕМАТИЧНОЇ ХВИЛІ

У статті наводиться короткий опис методів розрахунку гідрографів паводкового стоку і проводиться оцінка результатів розрахунків за моделлю кінематичної хвилі і методом водних балансів.

Ключові слова: гідрограф, паводковий стік, кінематична хвиля, водний баланс.

Вступ. В даний час обчислення гідрографів паводкового стоку в замикальному створі річкового басейну виконується за допомогою методів математичного моделювання процесів формування стоку. Однак більшість методів, що використовуються, є моделями стоку з зосередженими параметрами. Тому найбільшу цікавість являють собою моделі формування стоку з розподіленими параметрами, які враховують просторову неоднорідність опадів і фізико-географічних характеристик водозбору. Моделі стоку з розподіленими параметрами зазвичай складають на основі системи повних рівнянь гідродинаміки, вирішення яких є складною проблемою. Тому для масових розрахунків стоку з басейну звичайно використовуються два шляхи: або спрощення складних двовимірних систем рівнянь гідродинаміки, або застосування спеціальних прийомів для опису просторової форми стоку за допомогою одновимірних моделей [1,2]. Останній шлях використовувався в цьому дослідженні для розрахунків гідрографів паводків.

Метою статті є розрахунок гідрографів паводкового стоку на основі двох методів обчислення руслового стоку та оцінка точності одержаних результатів.

Матеріали і методи дослідження. Застосована в цьому дослідженні просторова модель формування паводкового стоку складається з блоків, які описують схиловий стік, водоутворення та русловий стік води. Розрахунок гідрографа схилового стоку проводився з використанням двохкомпонентної моделі кінематичної хвилі, яка описує найбільш складний вид стоку при наявності на поверхні схилу чохла пухкого матеріалу, що підстиляється відносним водоупором. Обчислення водоутворення проводилося за різницею між інтенсивністю опадів і інфільтрацією води в ґрунт або відносний водоупор [3].

Для обчислення руслового стоку або ординат гідрографа паводка в одному випадку використовувалася наступна розрахункова формула, розроблена автором [2] на основі аналізу водних балансів для окремих ділянок руслової системи і переміщення об'ємів води по руслу з врахуванням динаміки швидкості добігання

$$Q_{j,i} = \sum_{l=1}^j \left[v_{j,i} B(x_d) R_{j,l} \Delta t \sum_{k=1}^{n_d} q(x_d, y_k) / n_d \right], \quad (1)$$

де $Q_{j,i}$ - витрата паводку в руслі в j -й інтервал часу Δt від початку паводка в i -му створі, м³/с;

$v_{j,i}$ - швидкість переміщення води по руслу в j -й інтервал часу Δt від початку паводка в i -му створі, м/с;

n_d - кількість точок водозбору на еквідистанті $B(x_d)$, в яких визначається модуль стоку $q(x_d, y_k)$;

y_k - відстань по еквідистанті від одного з вододілів до місця визначення стоку $q(x_d, y_k)$, м;

Δt - розрахунковий інтервал часу, с;

$B(x_d)$ - довжина руслової еквідистанти – лінії, що сполучає точки руслової системи, які стоять на відстані x_d від замикального створу, м;

x_d - відстань, що пройдена водою до j -го інтервалу часу, яка обчислюється за формулою

$$x_d = \sum_{k=l}^j v_{k,j-k+1} \Delta t - 0.5 v_{j,i} \Delta t; \quad (2)$$

$R_{j,l}$ - коефіцієнт трансформації, який враховує вплив динаміки швидкості в часі і за довжиною русла на витрати паводка, що розраховується за наступною формулою

$$R_{j,l} = \prod_{k=l}^j r_{k,j-k+1}, \quad (3)$$

де параметр r враховує трансформацію паводка на одній ділянці русла і визначається за допомогою наступного виразу

$$r_{j,i} = 1 + \left(1 - \frac{v_{j,i}}{v_{j,i+1}} \right) \frac{Q_{j,i+1}}{Q_{j,i}}, \quad (4)$$

де $v_{j,i}$ - швидкість добігання води, що обчислюється за наступною формулою

$$v_{j,i} = a_p \left(\frac{1+l_p}{1+l_i} \right)^{0.25} I_{pi}^{0.33} Q_{j,i}^{0.33}, \quad (5)$$

де a_p - русловий параметр формули, що залежить від шорсткості та форми русла і встановлюється для замикального створу річки;

l_p - повна довжина русла річки до i -го створу, м;

l_i - відстань від витoku річки до i -го створу, м;

I_{pi} - ухил русла в i -му створі, ‰.

В другому випадку динаміка руслового стоку або формування загальної витрати паводка через замикальний створ описувалися за допомогою рівняння кінематичної хвилі [4]

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = n \cdot q'_{x,t} \quad \text{або} \quad \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{Q}{v} \right) = n \cdot q'_{x,t}, \quad (6)$$

де Q - витрата паводка, м³/с;
 $q'_{x,t}$ - модуль стоку на одиницю ширини русла, м³/м·с;
 ω - площа живого перерізу русла, м²;
 v - швидкість розповсюдження паводкових хвиль, м/с;
 n - кількість русел, пересічених еквідистантою у створі x , причому

$$n = \frac{1}{2 \cdot L_{cx}} \cdot B_x, \quad (7)$$

де B_x - ширина басейну по еквідистанті, м.

L_{cx} - середня довжина схилу, м.

Тоді, рівняння (6) переписується у наступному вигляді

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{Q}{v} \right) = \frac{1}{2 \cdot L_{cx}} \cdot B_x \cdot q'_{x,t}. \quad (8)$$

Швидкість добігання води по руслу визначається в залежності від поточних значень витрати паводка й ухилу русла за формулою (5).

Для чисельного вирішення рівнянь склалися їх кінцево-різницеві аналоги, до яких застосовувалися ітераційні методи.

Результати дослідження та їх аналіз. В результаті обчислення гідрографів для 13 дощових паводків на малих водозборах Закарпатської воднобалансової станції за описаними методами з застосуванням діалогового методу оптимізації були одержані наступні показники якості розрахунків:

- відхилення обчисленої максимальної витрати від фактичної – ΔQ_{\max} , %;
- відхилення обчисленого і фактичного шарів паводку – Δy , %;
- критерій якості, що показує ступінь відповідності обчисленого і спостереженого гідрографів – K

$$K = \frac{S}{\bar{Q}_\phi}, \quad (9)$$

де \bar{Q}_ϕ - середнє значення фактичної витрати паводка, м³/с.

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (Q_{i,\phi} - Q_{i,o})^2}{N}}, \quad (10)$$

де S - середня квадратична погрішність розрахунку гідрографа;

$Q_{i,o}$ – обчислена витрата паводка на i -й інтервал часу;

$Q_{i,\phi}$ – фактична витрата паводка на i -й інтервал часу;

N – число ординат гідрографа паводку.

Для оцінки точності розрахунків використовувався також критерій якості методики, який встановлюється за відношенням \bar{S}/σ .

Порівняння гідрографів обчислених і фактичних значень річкового стоку показало їхній задовільний збіг відповідно до показників якості процесу обчислення (табл. 1).

Таблиця 1 – Основні показники якості процесу обчислення гідрографів паводкового стоку

№ п/п	Річка – пост	Дата паводка	Δy , %	ΔQ_{\max} , %	K	\bar{S}/σ	Δy , %	ΔQ_{\max} , %	K	\bar{S}/σ
			Метод водних балансів				Модель кінематичної хвилі			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	р. Лопушна – с. Лопушне(н)	11.06.67	-17.5	-7.16	0.35	0.56	13.5	-0.49	0.39	0.42
2	р. Лопушна – с. Лопушне(н)	04.08.72	-13.0	8.62	0.36	0.53	-20.6	-0.20	0.34	0.51
3	р. Лопушна – с. Лопушне(н)	16.07.00	7.94	-0.63	0.32	0.70	-14.8	10.2	0.21	0.45
4	р. Лопушна – с. Лопушне(н)	29.07.00	9.27	-1.82	0.42	0.79	-11.9	10.5	0.34	0.64
5	р. Пилипець – с. Пилипець	31.08.72	16.6	0.38	0.42	0.49	3.10	1.52	0.34	0.40
6	р. Студений – с. Н.Студений	13.05.70	17.6	2.22	0.39	0.54	1.10	0.00	0.18	0.25
7	р. Репінка – с. Репіне	31.08.72	9.22	-0.73	0.17	0.21	-5.70	-0.15	0.21	0.26
8	р. Ріка – смт Міжгір'я	11.06.67	-2.81	0.69	0.38	0.47	0.60	0.23	0.24	0.30
9	р. Ріка – смт Міжгір'я	08.06.69	-2.34	-7.97	0.32	0.44	-3.00	-1.02	0.14	0.20
10	р. Ріка – смт Міжгір'я	17.08.70	-10.6	-0.41	0.38	0.49	-10.2	0.82	0.30	0.39
11	р. Ріка – смт Міжгір'я	31.08.72	6.99	2.19	0.16	0.19	9.80	0.66	0.19	0.22
12	р. Ріка – смт Міжгір'я	29.07.73	3.98	-0.24	0.22	0.43	13.7	0.00	0.25	0.48
13	р. Голятинка – с. Майдан	28.06.02	-15.0	6.70	0.45	0.82	-35.9	1.09	0.41	0.59

Висновки. Осереднені значення величин ΔQ_{\max} і Δy для гідрографів паводків, розрахованих за методом водних балансів, дорівнюють відповідно 0.14% і 0.80%, за допомогою моделі кінематичної хвилі – 1.78% і -4.6%. Осереднені значення величин K і \bar{S}/σ для гідрографів паводків, розрахованих за методом водних балансів, складають відповідно 0.33 і 0.51, за допомогою моделі кінематичної хвилі – 0.27 і 0.39. При розрахунках за методом водних балансів спостерігалися наступні максимальні значення $K=0.45$ і $\bar{S}/\sigma=0.82$ та наступні мінімальні – $K=0.16$ і $\bar{S}/\sigma=0.19$. При розрахунках за моделлю кінематичної хвилі спостерігалися наступні максимальні

значення $K=0.41$ і $\bar{S}/\sigma=0.64$ та наступні мінімальні – $K=0.14$ і $\bar{S}/\sigma=0.20$. Оскільки одержані кількісні показники якості розрахунків не виходять за допустимі межі, на підставі виконаної оцінки можна вважати, що обидва методи можуть бути використані для розрахунків гідрографів дощових паводків.

Список літератури

1. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н. Динамико-стохастические модели формирования речного стока. – М.: Наука, 1993. – 104 с.
2. Иваненко А.Г. Расчет дождевых паводков на основе учета полей факторов дождевого стока // Водные ресурсы. – 1986. – №4. – С. 38-46.
3. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока // Труды ОГМИ. – 1958. – Вып. XIV, Ч.2. – 311 с.
4. Захарова М.В. Застосування кінематичної моделі для розрахунку руслового стоку води // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2005. – Вип.49. – С. 469-477.

Оценка точности расчетов гидрографов паводочного стока на основе метода водных балансов и модели кинематической волны. Захарова М.В.

В статье приведено краткое описание методов расчета гидрографов паводочного стока и проводится оценка результатов расчетов по модели кинематической волны и методу водных балансов.

Ключевые слова: гидрограф, паводочный сток, кинематическая волна, водный баланс.

Estimation of exactness of calculations of floods flow hydrographs by the method of water balances and model of kinematics wave. Zakharova M.

The brief description of methods of calculation of flood flow hydrographs is described in the article and the estimation of results of calculations by the model of kinematics wave and method of water balances is conducted.

Keywords: hydrograph, flood flow, kinematics wave, water balance.

УДК 551.466.3

Ю.С. Тучковенко, д.г.н., О.И Сахненко, асп.
Одесский государственный экологический университет

КОМПЛЕКСНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ВОД В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МОРЯ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ВЕТРО-ВОЛНОВЫХ УСЛОВИЯХ

Используя спектральную модель трансформации ветрового волнения и гидродинамическую модель для расчета ветро-волновых течений, исследованы особенности циркуляции вод и получены оценки водообновления в прибрежных акваториях г.Одессы при различных конструкциях берегозащитных сооружений.

Ключевые слова: ветро-волновая циркуляция вод, прибрежная зона г.Одессы

Введение. Прибрежная зона г.Одессы является уникальной природной экосистемой, центром оздоровления, отдыха и туризма. Изучение особенностей динамики вод прибрежной акватории, с учетом существующих берегозащитных сооружений, необходимо для выбора оптимальных путей решения экологических проблем этой зоны, среди которых наиболее актуальными являются:

- распреснение дренажными, хозяйственными, бытовыми и прочими стоками. Согласно [1], 11 выпусков дренажных вод сбрасывают в море около 50-60 тыс. м³ воды в сутки. Из них только 3% уходит в море за линию волноломов, а остальной объем первоначально поступает в бассейны;
- накопление загрязняющих веществ, поступающих с ливневыми, дренажными стоками, а также сбросами с прилегающих социально-бытовых объектов;
- гибель морских гидробионтов и снижение биофильтрационного потенциала побережья в результате избыточного распреснения и застойных явлений в ограниченных волноломами «ковшах» пляжей;
- разрушение береговой полосы в результате ветро-волнового воздействия, транспортировки и перераспределения донного материала.

Для адекватного расчета течений в прибрежной зоне при наличии берегозащитных сооружений, таких как подводный волнолом, было предложено использовать комплекс математических моделей трансформации ветрового волнения и ветро-волновой циркуляции вод [2]. Используя схемы течений, рассчитанные для акватории типового одесского пляжа в случае распространяющихся к берегу ветровых волн со средней высотой 1,1 м, а также при условии их отсутствия, был продемонстрирован доминирующий вклад ветрового волнения в формирование прибрежной циркуляции вод у побережья г. Одессы. Учитывая, что в Одесском заливе преобладает волнение высотой до 0,5 м, представляет интерес расчет течений на акватории пляжа в условиях слабых ветров.

Цель данной работы заключается в изложении результатов моделирования ветро-волновой циркуляции вод и оценок времени обновления вод бассейна типового одесского пляжа, изолированного от моря затопленным волноломом, при различных гидрометеорологических условиях и конструкциях волнолома.

Особенности водообмена прибрежного мелководья у побережья г. Одессы с открытым морем. Экологическая обстановка на акваториях прибрежных бассейнов во многом определяется характером и интенсивностью водообмена с открытым морем. Если ранжировать по степени важности существующие и вновь возникающие факторы,

наиболее важным по степени влияния на экологическое состояние прибрежной морской экосистемы является комплекс берегозащитных сооружений. Как известно, протяженность сплошной линии гидротехнических сооружений в прибрежной зоне города Одессы, включая порт, составляет около 20 км. Из них система противооползневых сооружений (ПОС) Одессы занимает около 14 км. По характеру водообмена все бассейны делят на три группы [3]:

- свободного водообмена – бассейны без волноломов, разделенные бунами и траверсами;
- ограниченного – бассейны, отделенные от открытого моря подводными волноломами;
- затрудненного – бассейны-гавани, имеющие узкий вход в акваторию и закрытые от волнения незатопленными волноломами.

Из 56 бассейнов, входящих в ПОС, 35 бассейнов общей площадью 1,1 км. кв. отделены от открытого моря волноломами высокого и низкого уровней. Остальные бассейны разделены траверсами и бунами, имеют свободный водообмен, но в тоже время, подвержены разрушающему воздействию ветровых волн [4].

Динамика вод в прибрежной зоне моря определяется тремя составляющими: волновыми течениями, возникающими под действием трансформирующихся и разрушающихся волн, дрейфовыми и градиентными ветровыми течениями. В результате взаимодействия названных факторов, а также в условиях искусственного ограждения, на акваториях бассейнов, отделенных от моря волноломами, может возникать сложная циркуляция вод. Основным фактором, обеспечивающим перемешивание водных масс и водообмен «ковшей» пляжей с морем, является ветровое волнение [2]. В районе Одессы повторяемость ветрового волнения высотой более 0,5 м в среднем за летний период составляет 17% согласно данным наблюдений, выполненным Геофизической лабораторией Одесского государственного университета (ГФЛ ОГЭКУ) с 1951 по 2003 гг. В отдельные годы эта цифра может снижаться до 2%. Повторяемость штормового волнения в среднем за год составляет 9,6 %. Структура волнения у побережья Одессы характерна тем, что в зоне прибрежных акваторий не наблюдаются штормовые волны северо-западного, западного и юго-западного направлений.

Материалы и методы исследования. Для полноты описания гидродинамических процессов, обуславливающих водообмен в прибрежной зоне моря, использовались два вида моделей: эволюции параметров ветрового волнения и ветро-волновой динамики вод на мелководье. Речь идет о комплексе математических моделей, каждая из которых решает свою частную задачу, но в целом эти модели позволяют достигнуть конечный результат за счет того, что гидродинамическая модель использует в качестве исходной информации результаты, полученные с помощью модели трансформации волнения.

В гидродинамической модели ветро-волновая циркуляция вод в прибрежной зоне моря описывается с помощью осредненных по глубине и периоду ветровых волн уравнений Рейнольдса [5]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + g \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{1}{\rho h} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) - \\ - \frac{1}{\rho h} (\tau_{wx} - \tau_{0x}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} - f_0 V = 0, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(Uh)}{\partial x} + \frac{\partial(Vh)}{\partial y} = 0, \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + g \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{1}{\rho h} \left(\frac{\partial S_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right) - \\ - \frac{1}{\rho h} (\tau_{wy} - \tau_{0y}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + f_0 U = 0, \end{aligned} \quad (3)$$

где оси x и y направлены, соответственно, во вдольбереговом и поперечном направлениях; t - время; U и V - осредненные по глубине компоненты вектора скорости течения по осям x и y , соответственно; ξ - возмущение уровня свободной водной поверхности; $h = h_0 + \xi$ - локальная глубина; h_0 - расстояние от дна до некоторой поверхности отсчета, характеризующей невозмущенный уровень водоема; ρ - средняя плотность воды; f_0 - параметр Кориолиса; g - ускорение свободного падения; τ_{wx} и τ_{wy} - компоненты вектора тангенциальных напряжений ветра на свободной поверхности, $\tau_{xy} = \tau_{yx}$ - поперечная компонента тензора турбулентных напряжений потока;

τ_{0x} , τ_{0y} - компоненты вектора тангенциальных напряжений потока у дна, представленные в соответствии с [6].

S_{xx} , S_{xy} , S_{yy} - компоненты волновых радиационных напряжений, определяемые следующим образом [7]:

$$\begin{aligned} S_{xx} &= \frac{1}{8} \rho g h_b^2 (n \cos^2 \alpha + n - 1/2), \\ S_{xy} &= \frac{1}{8} \rho g h_b^2 (n \sin \alpha \cos \alpha), \\ S_{yy} &= \frac{1}{8} \rho g h_b^2 (n \sin^2 \alpha + n - 1/2), \end{aligned} \quad (4)$$

где $n = \frac{1}{2} + \frac{K h_0}{sh 2K h_0}$, $K = \frac{2\pi}{\lambda}$;

λ , h_b , α - длина, высота и угол подхода ветровых волн к берегу, соответственно.

В работе [2] было показано, что в прибрежной зоне г.Одессы преобладают энергетические течения, которые возникают за счет обрушения ветровых волн. На акваториях с ограниченным водообменом одной из областей интенсивного разрушения ветрового волнения является волнолом. Для адекватного описания процессов, протекающих в зоне волнолома, трансформация параметров ветрового волнения предварительно рассчитывалась с помощью спектральной модели SWAN [8], в которой учитывается влияние волнолома на распространение ветровых волн. При этом волнолом рассматривался как препятствие подсеточного масштаба.

Пространственные поля высоты, длины, периода ветровых волн и направления их подхода к берегу, полученные по модели SWAN при различных ветровых условиях и конструкциях волнолома, наряду с глубинами в узлах расчетной сетки, являлись главной исходной информацией для расчета прибрежной циркуляции вод на акватории рассматриваемого пляжа.

Численные методы решения исходных уравнений (1-3) приводятся в [9]. На жидких границах задавались составляющие вектора скорости течений, рассчитанные на

крупномасштабної сітці і відповідуючі заданій силі вітру. На твердій границі приймався умову $U = V = 0$. В ході чисельних експериментів вирішувалася задача пристосування поля течій до особливостей топографії дна і стаціонарним крайовим умовам. Розрахунки проводились до встановлення поля течій. Час встановлення циркуляції вод визначалося шляхом вирахування на кожному часовому кроці кінетическої енергії поля течій. Поле течій вважали установившимся, якщо його кінетическа енергія суттєво не змінювалася з течією часу.

Моделювання вітро-хвильової динаміки вод виконувалося в межах обмеженої хвильоломом прибережної акваторії типового одеського пляжа площею 20,4 тис. м², середньої глибиною 1,6 м. і максимальними глибинами, не перевищуючими 2- 2,5 м.

Розрахунки проводились на прямокутній сітці з просторовими кроками $\Delta x = \Delta y = 15$ м. Оси x і y направлені на південь і північ відповідно. Крок по часу приймався рівним 0,1 с.

Розрахунки полів течій проводились для східного вітру силою 5, 8 і 14 м/с і підході генеруємих вітром хвиль по нормалі до берега. Параметри установившогося вітрового хвильовання на відкритій морській границі акваторії при різних швидкостях вітру, отримані з допомогою [10], приведені в табл. 1.

Таблиця 1 - Параметри установившогося вітрового хвильовання на відкритій морській границі акваторії при різних швидкостях вітру

Швидкість вітру w , м/с	5	8	14
Середня висота \bar{h} , м	0,4	0,6	1,1
Середній період $\bar{\tau}$, с	3,2	3,6	4,7

Розглядалися випадки наявності і відсутності підводного хвильолома, а також берегозахисні конструкції в формі хвильолома з 10-метровими отворами.

Час водооновлення розраховувалося як відношення об'єму басейна W до кількості води, яке з розрахованою швидкістю могло поступати в басейн через лінію хвильолома в одиницю часу Q

$$T = \frac{W}{Q}. \quad (5)$$

Аналіз результатів. На рис. 1-3 представлені схеми течій, сформовані в результаті спільного впливу вітру силою 5, 8 і 14 м/с і генеруємого їм вітрового хвильовання при існуючих берегових інженерних спорудах і різних варіантах їх реконструкції.

При вільному водообміні, коли стінка хвильолома відсутня, в прибережній області формується інтенсивна циркуляція, для якої характерно наявність вихревих образів протилежного знака завихреності. Розташування круговоротів визначається не тільки неоднорідностями донного рельєфу, але і залежить від конкретних вітро-хвильових параметрів. При слабкому вітрі силою 5 м/с формуються дві циркуляційні комірки, які примикають до мола в південній і північній частинах басейна. З збільшенням швидкості вітру від 5 до 14 м/с утворюється циркуляційна комірка в центральній частині прибережного басейна. Швидкості течій на периферії круговоротів становлять в середньому 15-20 см/с при слабкому вітрі і 40-50 см/с - при штормових умовах. Від периферії до центральної частини круговоротів значення швидкостей течій різко зменшуються.

Интенсивная циркуляция вод на всей прибрежной акватории, не защищенной волноломом, обусловлена высвобождением энергии волн при их постепенном разрушении по мере подхода к берегу [11].

В условиях ограниченного водообмена, т.е. при наличии сплошной стенки волнолома, циркуляция выражена слабее, чем при свободном водообмене прибрежных бассейнов с морем. Циркуляционные ячейки выражены слабо, скорости течения на участке от волнолома до узкой прибрежной полосы в среднем на 5-25 см/с меньше, чем в случае без волнолома. В то же время отмечаются две области повышенных скоростей течений, соответствующие двум основным участкам обрушения ветровых волн. Интенсивное обрушение ветровых волн на волноломе приводит к формированию индуцируемой поверхностным волнением системы течений в районе его расположения. Течения возникают как результат процессов диссипации энергии и потери импульса в волнах и проявляются на фоне орбитальных движений частиц воды. В системе циркуляции присутствуют разрывные течения, которые имеют вид отходящих от берега узких струй шириной всего несколько десятков метров, отстоящих друг от друга на расстояние от десятков до сотен метров. Скорости разрывных течений составляют от 0,35 м/с до 1,0 м/с при ветрах силой от 5 до 14 м/с, соответственно (рис. 1а-3а).

При подходе волн по нормали к берегу на линии волнолома отмечается увеличение нормальной к берегу составляющей скорости течения по сравнению с вариантом, когда волнолом отсутствует.

Другая зона с повышенными значениями скоростей течений - это узкая полоса прибоа (береговая отмель). В ходе окончательного разрушения ветровых волн и волнового нагона здесь формируется мощный вдольбереговой поток водных масс. Средняя скорость течения в потоке составляет 50-65 см/с при ветре силой 14 м/с, и 20-30 см/с - при ветре 8 м/с.

Скорости течений, полученные при модельных расчетах ветро-волновой динамики вод на мелководье, были использованы для оценки водообновления пляжных бассейнов с различной степенью изолированности от моря. При ветре силой 5 м/с и волнении со средней высотой волны около 0,4 м, распространяющемся по нормали к берегу, время водообновления в бассейне с затопленным волноломом, рассчитанное по формуле (5), составляет около 80 мин. Этот результат согласуется с оценками, сделанными в работе [4] на основе измерений скорости течений. По результатам измерений при различных направлениях ветра и волнении, не превышавшем 0,5 м, период водообновления в прибрежных бассейнах г.Одессы составлял несколько часов. Максимальный период водообновления, равный 6 ч, был зафиксирован в бассейне гавани с незатопленным волноломом и шириной входа в акваторию 14 м.

В летний период, когда гидродинамическая активность водных масс снижается, а антропогенный пресс усиливается, экологическая ситуация в прибрежных акваториях может осложняться. При характерной для этого периода синоптической ситуации - слабом ветре и волнении высотой до 0,5 м, - интенсивный прогрев верхнего слоя воды может приводить к формированию устойчивой вертикальной стратификации. Водообмен происходит в основном в поверхностном слое, ограниченном волноломом, не затрагивая всей толщи воды. В летний период при продолжительном отсутствии штормового волнения это может приводить к застойным явлениям в «ковшах» пляжей.

Обострение экологической ситуации может вызываться ливневыми стоками, сбросом в море хозяйственно- бытовых стоков, несанкционированным подключением к коллекторам, отводящим дренажные и ливневые воды в море. Поскольку системы отведения их за линию волноломов с течением времени разрушились, большая часть

этих стоков попадает непосредственно на акваторию бассейнов. При наличии в прибрежной зоне источников поступления загрязняющих веществ, время самоочищения вод акватории до некоторых фоновых значений, характерных для ее мористой части, за счет гидродинамического разбавления загрязненных прибрежных вод чистыми морскими, может существенно превышать период водообновления.

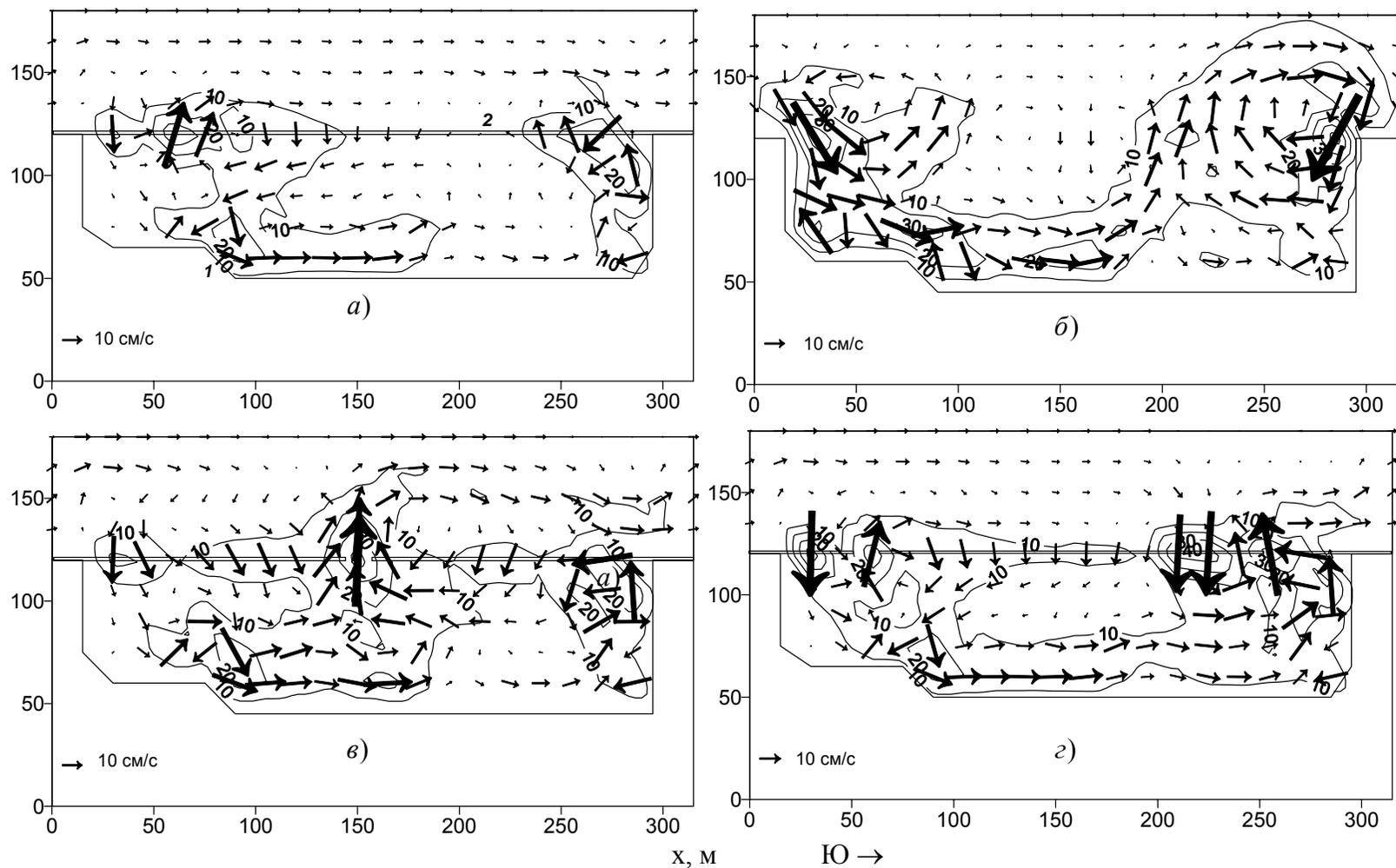
Расчеты ветро-волновой циркуляции вод и времени водообновления в огражденном волноломом бассейне показали, что наличие в волноломе даже одного отверстия шириной 10 м может привести к существенному увеличению расходов воды через линию волнолома. В этом случае создаются условия для генерации разрывных течений одним из наиболее общих наблюдаемых в природе механизмов – флуктуациями высот волн, обусловленными поперечными по отношению к изобатам вариациями рельефа дна. В районе отверстия отчетливо прослеживается направленное в сторону моря разрывное струйное течение (рис. 1в-3в).

С дополнительным поступлением морской воды в акваторию «ковша» пляжа ожидается увеличение скоростей течений не только непосредственно на линии волнолома и в районе его расположения, но и на большей части акватории. При слабом ветре и волнении со средней высотой 0.4 м наличие такого отверстия сократит время водообновления в 1,7 раза. С увеличением скорости ветра до 14 м/с и средней высоты волнения до 1,1 м разница во времени водообновления при сплошной стенке волнолома и волноломе с отверстием постепенно уменьшается, но составляет не менее 50 %. Повышение динамической активности вод будет способствовать ликвидации застойных зон, образующихся в летний период в условиях слабых ветров.

При наличии двух отверстий в волноломе длиной 10 м каждое (рис. 1г-3г) время водообновления, согласно модельным расчетам, уменьшается в 2-2,5 раза по сравнению со случаем сплошной стенки волнолома, составляя 30, 20 и 11 мин при ветре 5, 8 и 14 м/с, соответственно. В то же время, наличие в волноломе отверстий указанной ширины не приведет к существенным изменениям поля ветрового волнения и процессов диссипации волновой энергии, а значит, практически не повлияет на транспорт донного материала [11].

Одной из особенностей циркуляции при таком варианте реконструкции волнолома является локализация динамических процессов в районе отверстий. Непосредственно в районе их расположения наблюдается образование циркуляционных систем (рис. 1г-3г), которые представляют собой вихревые пары (антициклон-циклон), разделенные струей разрывного течения. Полученная структура горизонтальной циркуляции в разрывном течении согласуется с лабораторными тестами и результатами численного моделирования Халлера, Свенсена и Хааса, где также были выявлены системы циркуляционных ячеек [12].

Следует отметить, что характер ветро-волнового переноса вод зависит как от числа планируемых отверстий, так и от выбора их местоположения, которое определяется морфологическими особенностями акватории (батиметрией, конфигурацией береговой черты). При планировании отверстий в вертикальной стенке волнолома желательно учитывать особенности циркуляции вод, обусловленные морфологическими особенностями акватории и характерными ветро-волновыми условиями.



- 1- линия берегового уреза при невозмущенном уровне свободной водной поверхности;
- 2- линия волнолома.

Рис.1 - Расчетное поле изотак, см/с и векторов течений, формирующихся на акватории типового одесского пляжа под действием восточного ветра силой 5 м/с и ветрового волнения при наличии волнолома (а), его отсутствии (б), волноломе с одним (в) и двумя (г) отверстиями.

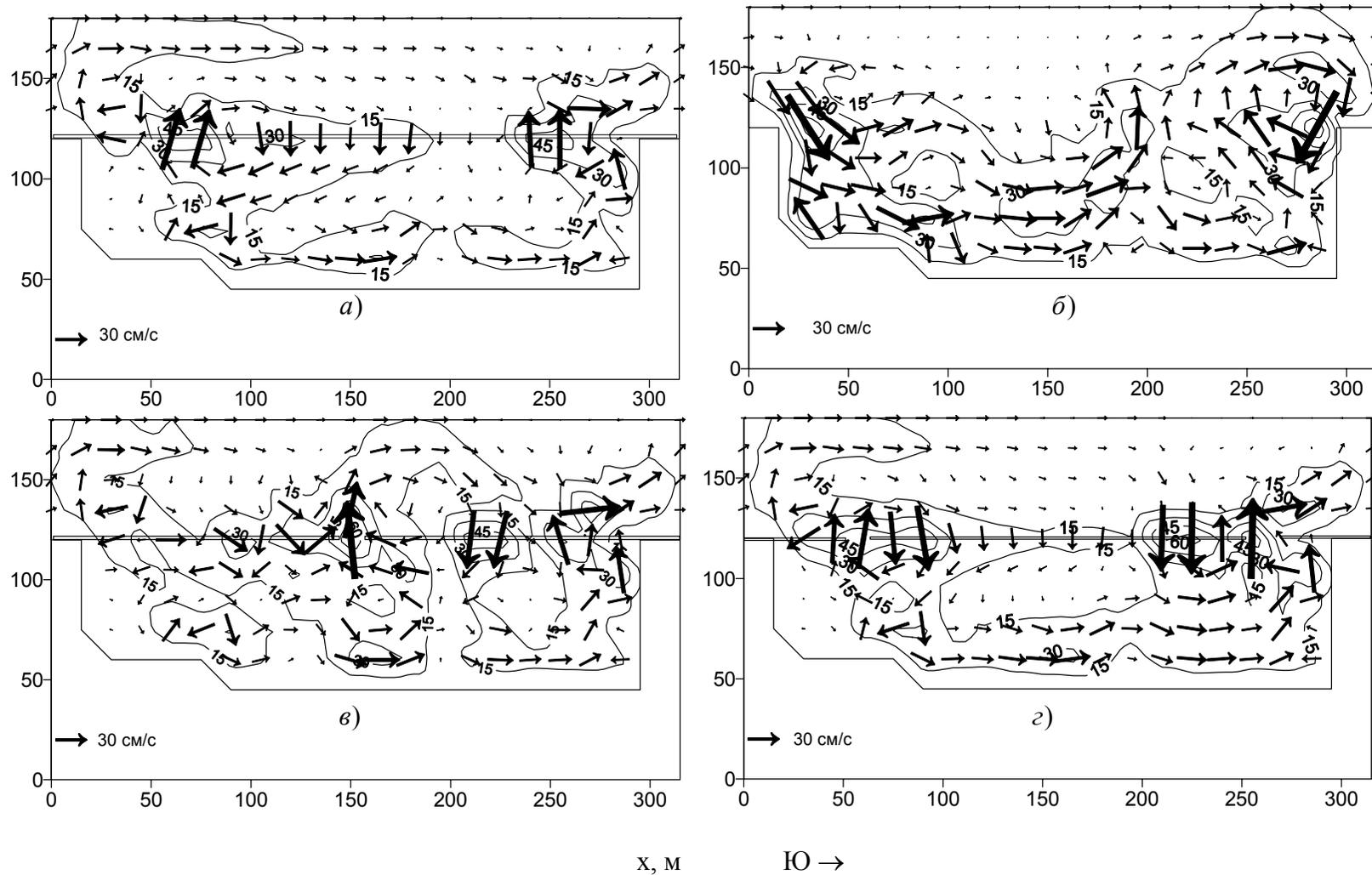


Рис. 2 - Расчетное поле изотех, см/с и векторов течений, формирующихся на акватории типового одесского пляжа под действием восточного ветра силой 8 м/с и ветрового волнения при наличии волнолома (а), его отсутствии (б), волноломе с одним (в) и двумя (г) отверстиями.

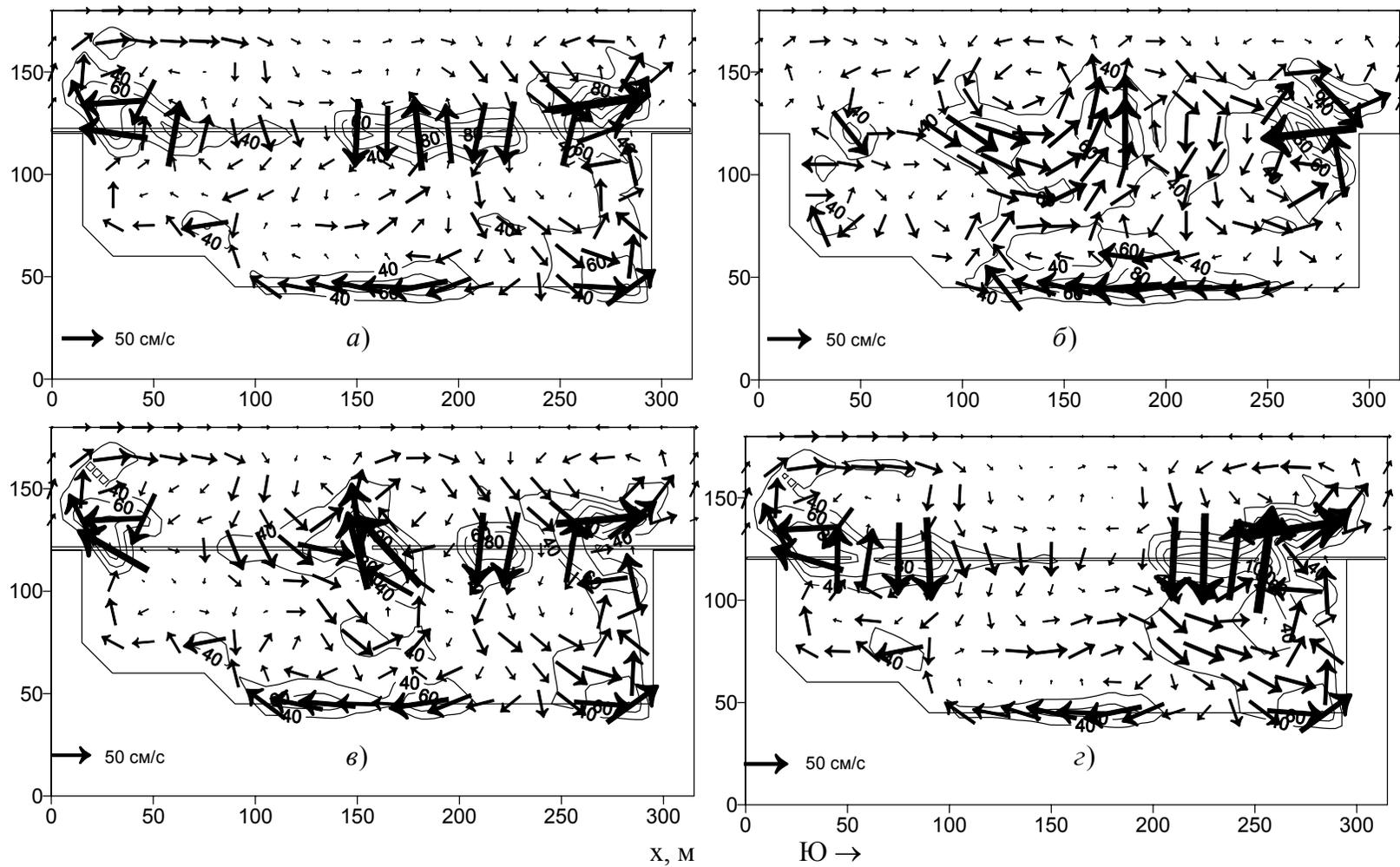


Рис. 3 - Расчетное поле изотех, см/с и векторов течений, формирующихся на акватории типового одесского пляжа под действием восточного ветра силой 14 м/с и ветрового волнения при наличии волнолома (а), его отсутствии (б), волноломе с одним (в) и двумя (г) отверстиями.

Выводы. Модельные расчеты показали, что характерной особенностью динамики вод в прибрежной акватории типового одесского пляжа в условиях свободного водообмена является наличие ярко выраженных циркуляционных ячеек с противоположными знаками завихренности. Совокупность этих круговоротов, разделенных разрывными течениями, охватывает большую часть акватории.

Разрывные течения сосредоточены также в таких зонах интенсивной трансформации и разрушения ветрового волнения, как подводный волнолом. Средняя по глубине скорость на линии волнолома может достигать 1м/с в направлении распространения ветровых волн. Повышенные значениями скоростей течений характерны также для узкой прибрежной полосы – береговой отмели, где формируется мощный вдольбереговой поток водных масс. В то же время, согласно расчетам для бассейна с ограниченным водообменом, на участке между волноломом и береговой отмелью течения имеют меньшую скорость, чем в бассейнах свободного водообмена.

Согласно модельным расчетам, при сооружении в стенке волнолома двух 10-метровых отверстий период водообновления уменьшится в 2-2,5 раза. При слабых ветрах, что характерно для летнего периода, наличие в волноломе одного отверстия шириной 10 м приведет к уменьшению времени водообновления в 1,7 раза, будет способствовать повышению динамической активности вод акватории и ликвидации застойных зон. Таким образом, даже одно отверстие, расположенное на участке волнолома с изначально малой скоростью течения, может существенно повысить интенсивность водообмена прибрежного бассейна с морем. Следует отметить формирование замкнутых и полужамкнутых вихревых структур в районе отверстий в волноломе.

Оценки времени водообновления, сделанные по результатам модельных расчетов пространственных полей течений, согласуются с полученными ранее по данным измерений при слабых ветрах и свидетельствуют об адекватности описания ветро-волновой динамики представленным комплексом моделей трансформации волнения и ветро-волновой циркуляции вод. Приведенный комплекс моделей позволяет описывать динамику волн и течений на прибрежном мелководье и береговой отмели, включая такие зоны интенсивного обрушения ветровых волн, как подводный волнолом, и адаптирован к условиям побережья г. Одессы.

При строительстве берегозащитных сооружений на незащищенных от воздействия ветровых волн участках прибрежной акватории, а также при реконструкции уже существующих волноломов в бассейнах с застойными явлениями и избыточным распреснением целесообразно чередование стенок волноломов с открытыми участками относительно малой ширины.

Список литературы

1. *Северо-западная часть Черного моря: биология и экология*// под ред.Ю.П. Зайцев, Б.Г. Александров, Г.Г Миничева. – Одесский филиал института биологии южных морей, Киев, Наук. Думка. – 2006, С.52-59.
2. *Тучковенко Ю. С., Сахненко О. И.* Моделирование гидродинамических процессов в мелководной прибрежной зоне г.Одессы // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – Одеса: ОДЕКУ. - 2008.- вып.50, ч.2. – С.233-239.
3. *Адобовский В.В.* Современное состояние и некоторые экологические проблемы акваторий системы берегозащитных сооружений Одессы// Устойчивое развитие туризма на Черноморском побережье. – Одесса: ОЦНТЭИ, 2001. – С.344-352.

4. Адобовский В.В., Большаков В.Н. Водообмен бассейнов системы берегозащитных сооружений// Проблемы литодинамики и экосистем Азовского моря и Керченского пролива: Матер. Междунар. науч.-практ. конф. 8-9 июля 2004г., Ростов н.Д, 2004. – С.6-8.
5. Блатов А.С., Иванов В.А. Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря.- Киев: Наукова Думка, Морской гидрофизический ин-т НАН Украины, 1992.- 242 с.
6. Михинов А.Е. Транспортирующая и эрозионно-аккумулятивная способность волновых потоков в береговой зоне открытых водоемов//Управление водн. ресурсами суши: теория и практика.– М.: Наука, 1989. – С. 136– 145.
7. Krishna Kumar, C S Murty Wave-induced nearshore circulation along the Calangute-Candolim beach, Goa, west coast of India.- Proc. Indian Acad. Sci., Vol.98, No. 3, 1989, P. 265-278.
8. SWAN. User manual / Delft University of Technology. Department of Civil Engineering. – Cycle IV, Version 40.31, 2004. – 110 p.
9. Лонин С.А., Тучковенко Ю.С. Имитация сгонно-нагонных колебаний уровня моря в портах северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: НАН Украины, МГИ.– 1999.–С. 58-66.
10. Океанографические таблицы/ Под ред. Мироненко З.И. – С.-П.:Гидрометеиздат, 1975. – С.234-236.
11. Тучковенко Ю. С., Сахненко О. И. Моделирование трансформации ветровых волн в прибрежной зоне моря при различных вариантах реконструкции волнолома //Український гідрометеорологічний журнал. –Одеса: ТЕС, ОДЕКУ. – 2007. - №2. – С. 175 - 185.
12. Haas K.A., Svendsen I.A., Haller M.C., Zhao Q. Quasi three-dimensional modeling of rip current systems // J.Geophys. Res. – 2003. – Vol.108 – N.C7 – P. 3217-3238.

Комплексне моделювання динаміки вод в прибережній зоні моря за різними вітро-хвильовими умовами.

Тучковенко Ю.С., Сахненко О.И.

Використовуючи спектральну модель трансформації вітрового хвилювання та гідродинамічну модель для розрахунку вітро-хвильових течій, досліджені особливості циркуляції вод та отримані оцінки водооновлення в прибережних акваторіях м.Одеси за різними конструкціями берегозахисних споруд.

Ключові слова: вітро-хвильової циркуляції вод, прибережна зона м.Одеси.

The modeling of the water dynamic on the beach zone under the different wave-wind conditions.

Y.S. Tuchkovenko, O.I. Sakhnenko

The water circulation on the Odessa's beach zone was investigated and the water-changing time was estimated under the different configurations of the shielding constructions. The complex of the wave-wind circulation numerical model and the wave transformation spectral model was used.

Keywords : The wave-wind water circulation, Odessa's beach zone.

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА БЮДЖЕТА НАНОСОВ УЧАСТКА КЕРЧЕНСКОЙ БУХТЫ И ЗАНОСИМОСТИ ПОДХОДНОГО КАНАЛА КЕРЧЕНСКОГО МОРСКОГО ТОРГОВОГО ПОРТА (КМТП)

Предложен статистический метод оценки деформации морского дна по данным промера глубин. Интегральная оценка бюджета дана по результатам эрозии дна и осаждения наносов. Выявлены участки наибольшей заносимости морского канала, оценены критические проходные глубины.

Ключевые слова: бюджет наносов, деформации морского дна, эрозия дна, аккумуляция, морской канал, заносимость, статистические характеристики, гауссовский процесс.

Введение. Приходную статью баланса наносов составляет твердый материал, поступающий в результате абразии берегов, с речным стоком или с прибрежных склонов, с вдольбереговым потоком, подаваемый с глубины или соседних участков путем поперечного перемещения взвешенных и влекомых наносов и теряющих свою массу под действием силы тяжести.

Расходная часть состоит из материала, выносимого с данного участка вследствие размыва морского дна, техногенных изъятий – при разработке россыпей подводных карьеров, дноуглублений портовых акваторий и подходных каналов.

Механизм взвешивания частиц определяется следующим неполным перечнем факторов [1-4]: морфологическими особенностями морского дна; геометрической формой и гидравлической крупностью частиц, их шероховатостью и связанностью между частицами, лежащими на дне; лобовым сопротивлением частиц при движении, определяемым нормальными и касательными напряжениями на поверхности частиц; физической плотностью вещества частиц и вязкостью среды, зависящей от температуры и солености морской воды; средней и придонной скоростями морских течений, распределением этих скоростей по глубине и ширине водной толщи; степенью и структурой турбулентности по глубине и ширине; циркуляционными течениями в бухте; особенностями поля волн в акватории бухты: распределением их высот. Особенностью индуцированных извне процессов в заливе, денивеляций уровня - перекосов водной поверхности по разным направлениям и пр.

Гидродинамика и литодинамика процессов формирования грунтов дна, движение и отложение наносов, представляют собой явления многофакторные, с наличием обратных связей, резонансными эффектами и пр. Основные причины деформации морского дна к тому же определяются цепочкой взаимодействующих между собой составляющих системы

«атмосфера – гидросфера - литосфера» и т.д., а это многократно усложняет процесс оценки составляющих бюджета наносов.

Обоснование статистического метода. Бюджет наносов конкретного участка морского дна и заносимость морского канала определяются весьма внушительным числом факторов, поэтому результат оценки этого процесса чаще всего оказывается весьма приблизительным [5], это взгляд с одной стороны. С другой стороны, в теории вероятностей доказывается, что если некоторая величина X представляет собой сумму (или линейную функцию) большого числа независимых одна от другой величин

$$X = X_1 + X_2 + X_3 + \dots + X_n, \quad (1)$$

то независимо от вероятностных законов распределения отдельных частных слагаемых распределение суммарной величины X стремится при $n \rightarrow \infty$ к нормальному закону (или близкому к нему).

Это утверждение называется центральной предельной теоремой теории вероятностей. Приведенная выше формулировка принадлежит А.М. Ляпунову. Более того, академик А.А. Марков, а затем С.Н. Берштейн показали, что условие полной независимости слагаемых для сходимости к закону Гаусса не является строго обязательным и что предельная теорема теории вероятностей выполняется и для частично зависимых слагаемых.

Именно с этим уточнением мы имеем дело при анализе процесса деформации морского дна и оценке баланса наносов участка морского дна. И в этом частном его смысле изменчивость глубин, которые являются показателями размыва и аккумуляции, можно рассматривать как величины случайные. То есть обусловленные изменениями столь большого числа гидро- и литодинамических факторов, взаимное действие которых не выявлено, что общий результат их действия, - деформации морского дна – может изучаться пока вероятностными методами.

Статистический метод позволяет изучать интегральное (суммарное) действие многопричинного явления - процессов размыва и аккумуляции наносов на морском дне – еще до того как будет изучено влияние каждого фактора в отдельности на деформацию морского дна.

Характеристика исходных данных. Деформация морского дна в Керченской бухте оценивается по данным промера, выполненного в М 1:2000 сотрудниками ЧерноморНИИпроекта по схеме галсов. Судно во время проведения работ иногда отклонялось от курса галса, поэтому в отдельных случаях производилась экстраполяция данных промера в узлы сетки. В указанном районе выполнялась система поперечных по отношению к оси канала галсов. Поперечные галсы располагались через 40м, промер производился через 10м. Поэтому продольные, параллельные оси канала галсы, можно получить также через 10м, с промерными точками через 40м. В итоге, одна промерная точка отображает участок деформаций дна размером 400м^2

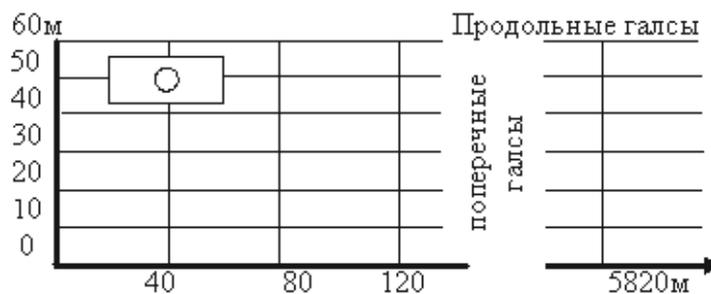


Рисунок 1- Схема продольных и поперечных галсов. Элемент площади, относящейся к одной промерной точке.

В продольном направлении было выделено 6 участков: из них 5 километровых участков (по 1000м) и последний, 6-й – длиной 800м. Первый участок обозначен 0000-0960. Для первого и последнего галса промерная точка характеризует участок 20м до галса и 20м после, в сумме 40м. Поэтому имеем $960+40=1000\text{м}$. Последний участок именно поэтому обозначен: 5000-5820м. Таким образом, площадь, охваченная промером равна $(5800+40) \times (400+10) = 2394400\text{м}^2$.

В поперечном направлении по отношению к оси канала выделено пять характерных участков. Площадь дна канала, полоса вдоль оси канала шириной 90м

(40м слева от оси канала, 40м справа и ± 5 с обеих сторон). Далее слева и справа от участка дна канала расположены две полосы по 30м шириной, характеризующие процессы размыва и аккумуляции на откосах канала; и, наконец, участки забровочных пространств: по 130м шириной – левое забровочное пространство и правое забровочное пространство.

Промерные точки каждого галса характеризуют: 0-11 – левое забровочное пространство; 12-15 – левый откос канала; 16-24 – дно канала; 25-28 – правый откос канала; 29-40 – правое забровочное пространство.

Количество точек по отдельным участкам, характеризующие морфологическую структуру морского дна во время промера, показано в табл. 1.

Таблица 1 - Таблица количества промерных точек по характерным участкам района подходного канала КМТП

Участок вдоль канала \ Участки поперек канала	0000-0960	1000-1960	2000-2960	3000-3960	4000-4960	5000-5820
(0-11)	211	195	188	195	215	242
(12-15)	100	100	100	100	100	84
(16-24)	224	223	225	224	225	189
(25-28)	100	100	100	100	100	100
(29-40)	178	181	191	174	218	250
итого	813	799	804	793	858	848

Из табл.1 видно, что общее количество точек характеризующих деформацию дна – 4915, является статистически значимым. Среднее количество точек, характеризующих отдельные участки вдоль канала – 819. Участки в поперечном направлении представлены также достаточным количеством точек размыва и аккумуляции - от 159 до 172. Понятно, что это количество точек вдвое больше (два промера глубин) на площади 2.328 км² и хорошо отображают особенности участка морского дна. Разница между количеством планируемых точек 11640 и фактическим 9830 составляет потерю информации в размере 15,5%.

Эти потери связаны с объективными причинами: иногда с неточным выходом на курс галса, ухудшением погоды во время работы и прекращением промерных работ, отсутствием (потерей) питания для эхолота и т.д.

Несмотря на потерю части информации, в итоге следует заключить, что для анализа бюджета наносов на отдельных участках района подходного канала КМТП полученного количества промерных точек, в среднем $n=163$, вполне достаточно. Ошибка Δ вычисленного объема наносов 74576 м³, на всех выделенных частных площадях, в этом случае составляет величину

$$\pm \Delta = 1.86 \cdot \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}} = 1.86 \cdot \frac{74576}{\sqrt{163}} = 10856 \text{ м}^3.$$

Этот результат является верным при гауссовском механизме процессов гидро- и литодинамики, лежащих в основе формирования, переноса (перемещения) и отложения наносов на дне моря и, как любая гипотеза, нуждается в проверке.

Расчет и анализ основных характеристик размыва и аккумуляции наносов в районе подходного канала КМТП.

При статистической обработке данных, еще до начала обработки, определялись и в последующем решались следующие задачи:

- выполнялась критическая оценка данных с целью обнаружения технического брака, «шумовых выбросов» при определении глубин эхолотом, и устранение бракованных значений;

- осуществлялся просмотр совмещенных профилей промеров на экране дисплея, отбор характерных графиков для оценки особенностей деформации. Рассчитывались статистические характеристики по данным разностей глубин, характеризующих процесс размыва-намыва дна в районе исследований: средние величины деформаций по поперечным галсам и характерным участкам, дисперсии, величины среднего квадратического отклонения, третьи центральные моменты, коэффициенты вариации и асимметрии;

- оценивались вероятностные свойства законов распределения размыва и аккумуляции по графикам повторяемости деформаций, формулировались гипотезы о возможных законах распределения деформации дна в левом и правом забровочных пространствах и о процессах заносимости прорези канала, об особенностях накопления наносов и размывов дна в разных его районах;

- выявлялись участки подходного канала с наибольшей заносимостью, для проведения землечерпания в канале с целью восстановления лимитирующих глубин, и участки, где возможно принятие инженерных решений касающихся строительства гидротехнических сооружений, участки с устойчивым размывом.

Анализ совмещенных графиков галсов показал, что наиболее значительные размывы отмечаются на стенках правого откоса участка 1000-3000м, а аккумуляции - на стенках и левого и правого откосов на участке 1000 – 3000м от главного мола КМТП. Эти величины достигают максимальных значений (-1.70м) и (+1.60м). Вероятно, это связано с процессами разрушения откосов и ссувами слабых грунтов, с работой винтов большегрузных судов при неточном прохождении фарватера. Ясно, что такие случаи должны при анализе учитываться особо, - как антропогенные случаи деформации дна, не связанные с природой гидро- и литодинамики.

Повышение отметок дна больше 1м из 9830 промерных точек наблюдается в 9 случаях. Уменьшение - в 16 случаях: по 2-4 случая на каждом километре, на левом и правом откосах канала. Значительные размывы-ссувы встречаются при больших уклонах морского дна - и на бровках, и у подошвы откосов.

Расчет числовых характеристик деформации морского дна выполнялся в предположении о равной вероятности каждого измеренного значения глубины, с учетом поправки Бесселя для дисперсии. Коэффициент вариации имеет смысл при положительных значениях, поэтому средние значения деформации морского дна, в результате эрозии дна и аккумуляции наносов на нем, бралось по его абсолютной величине.

С механической точки зрения динамика наносов включает в себя процесс захватывания водным потоком твердых частиц, перенос их на некоторое расстояние, и, наконец, их отложение. Первая стадия называется эрозией (размывом), вторая – переносом или транспортом наносов, третья – аккумуляцией (намывом). Термин *заносимость* относится к искусственно организованным углублениям – району порта, подходным каналам и пр.

Самыми важными статистическими характеристиками являются устойчивые значение размыва и аккумуляции наносов на участке морского дна - средние значения деформации дна. Изменчивость этих характеристик вдоль канала показана в табл.2. В

таблице просматривается размыв дна в начале канала и превалирование осадения наносов на дно канала в его средней части и в районе раструба. Возникает вопрос: это закономерность или случайность?

В теории вероятностей разработаны способы решения таких задач, получившие название: метод разности средних, критерий серий, метод Фишера, [6] и т.д.

Первый метод дает хорошие результаты при известном выборочном законе распределения характеристики, в данном случае – законе распределения выборочных средних. Критерий серий – это непараметрический метод, здесь не требуется точного установления выборочного закона, его конкретного вида; средние величины рассматриваются как случайные характеристики размыва или намыва на дне вдоль подходного канала.

Каждое наблюдаемое значение средних разностей отметок дна, по промерам в конце августа и ноября 2001г., отнесено к одной из двух взаимно исключающих категорий: размыв обозначим (-), намыв (+) и выделим серии. Серией назовем последовательность наблюдаемых значений, перед которыми и после которых расположены наблюдаемые значения другой категории или наблюдения отсутствуют вообще. Количество серий, подсчитанных по данным расчетов, получено равным 20 из 146 значений ряда. Закон распределения серий, как случайных величин, известен [6].

Проверка гипотезы о наличии тренда неслучайных изменений в картине размыва–намыва осуществляется просто: по объему выборки ($N=146$) находятся числовые границы количества серий соответствующие случайному процессу. При 90% доверительной вероятности эти числовые границы равны 60 и 81. В нашем случае количество серий равное 20 не попадает внутрь этих границ. Следовательно, изменение средних величин размыва и намыва вдоль канала нельзя идентифицировать в данном случае как случайные.

Механизм устойчивого отложения и размыва наносов в районе Керченской бухты, содержит в себе факторы ведущие, неслучайные, и случайные, трудно учитываемые при принятии инженерных решений. Заключение касается времени сентябрь - ноябрь 2001 года. В другие периоды года ответ может быть иным. Это можно выяснить только при продолжении исследований бюджета наносов и заносимости морского канала в течение минимум годового цикла.

Другой, по статистической значимости, характеристикой является дисперсия процесса. В физическом смысле, дисперсия может рассматриваться как численный показатель изменения интенсивности процесса размыва и отложения наносов; показатель изменчивости размеров размыва и аккумуляции около своих устойчивых значений – средних величин эрозии дна и отложения наносов на дне моря.

Дисперсия имеет размерность квадрата изучаемой величины, в данном случае m^2 . Поэтому для оценки вариации значений размыва и намыва около среднего значения удобнее пользоваться другой неслучайной характеристикой - среднеквадратическим отклонением. Изменчивость средних квадратических значений вдоль канала, показана в шестой строке табл.2.

Средний слой отложения наносов на дне составляет для всего района величину 0.2647м за три месяца 2001г. При исключении участка раструба, примыкающего к Керчь - Еникальскому каналу (участок 5000-5820м), средний слой накопления наносов на исследуемой площади дна залива составляет 0.2684м и изменяется по пяти участкам на величину ± 2 см.

Исключение, в данном случае, площади раструба обусловлено тем, что район раструба и дно Керчь – Еникальского канала находятся под воздействием реверсивных течений в Керченском проливе, обусловленных водным обменом между Азовским и Черным морями. Эти течения для Керченской бухты являются воздействиями

внешними, - они индуцируют возникновение циркуляций в бухте. Это всего лишь предположение, требующее натурных наблюдений за изменчивостью циркуляционных течений в Керченской бухте.

Таблица 2 - Изменчивость средних значений размыва (-) и намыва (+) грунтов дна (м) вдоль подходного канала КМТП и средних квадратических отклонений отметок дна (м) по данным промера в августе и ноябре 2001г.

Участок вдоль канала, м	0-1000	1000-2000	2000-3000	3000-4000	4000-5000	5000-5820
Размыв, м	-0.2656	-0.3178	-0.3770	-0.2236	-0.1758	-0.2328
Намыв, м	+0.2554	+0.2602	+0.2814	+0.2746	+0.2706	+0.4788
Намыв минус размыв, морф.дн.	0.521	0.578	0.6584	0.4982	0.4464	0.4788
Намыв+размыв, бюджет	-0.0102	-0.0576	-0.0956	+0.051	+0.0948	+0.0132
Ср.квдр. отклонение, м	0.233	0.296	0.295	0.237	0.180	0.178
Коэф. асимметрии	+0.385	+0.006	+0.415	+0.581	+0.372	+0.032

Время накопления наносов на дне определяется промежутками между штормовыми периодами, когда скорости течений в бухте меньше размывающих. Это с одной стороны. С другой, длительность накопления наносов определяется также гидравлической крупностью взвешиваемых частиц и длительностью процесса осаждения, глубиной. Средние глубины участка раструба превышают 9м, в районе подходного канала такие глубины встречаются только на участке трассы канала. На забровочных пространствах, примыкающих к каналу, глубины от 4 до 5м. Ясно, что время осаждения наносов на дно, при глубине 4-5м, для частицы одной и той же гидравлической крупности будет в два раза меньше, чем в районе раструба. Мутность вод в этой части бухты визуальна значительно меньше. Мощность вдольбереговых потоков наносов в районе раструба, за мысами Ак-Бурун и Змеиный, больше, чем в самой Керченской бухте. Об этом свидетельствуют Церковная банка, расположенная севернее бухты, и интенсивно развивающаяся южнее бухты Аршинцевская коса.

Среднее квадратическое отклонения процессов аккумуляции и размыва, для всего участка района канала включая раструб, равно 0.2365м – величина сравнимая со средним размером деформаций дна моря.

Тренд дисперсии между соседними километровыми участками незначительный и объясняется случайными причинами. Механизмы формирования рельефа дна на этих участках существенных различий между собой не имеют – разница дисперсий между соседними километровыми участками объясняется случайными причинами: мелкомасштабной нестационарностью процессов размыва и накопления наносов на дне в осенний период и т.д.

Рассмотрим более крупные масштабы. Оценим изменение дисперсии на расстоянии 2км. Ряд дисперсий будем сравнивать теперь через один участок (третья строка табл. 3); σ^2_{x1} и σ^2_{x3} , σ^2_{x2} и σ^2_{x4} и т.д. Между участками 2000-3000 и 4000-5000м получим эмпирическое соотношение дисперсий равным $0.0780/0.0324=2.685$, что больше табличного 1.94.

Таблица 3 - Проверка тренда дисперсии методом Фишера на участке вдоль подходного канала КМТП

Участок вдоль канала, м	0-1000	1000-2000	2000-3000	3000-4000	4000-5000	5000-5820
СР. кв. откл. $\sigma_{,m}$	0,233	0,296	0,295	0,237	0,180	0,178
Дисперсия, $(\sigma_g)^2, m^2$	0,0543	0,0876	0,0870	0,0562	0,0324	0,0317
Отношение $F = \sigma_{xi}^2 / \sigma_{xi+1}^2$ при $\sigma_{xi}^2 > \sigma_{xi+1}^2$	1,65	1,01	1,55	1,73	1,02	
Табличные значения критерия Фишера, при $n=25, \alpha=0,10$	1,94	1,94	1,94	1,94	1,94	

Следовательно, в районе между вторым и четвертым километром вдоль канала наблюдается смена механизмов накопления наносов и размыва дна в период сентябрь - ноябрь 2001 . Это подтверждается также не случайностью средних величин деформаций на этом участке, а также сменой процесса размыва на аккумуляцию наносов на дно, наличием тренда дисперсии на этом двухкилометровом участке. Положительная и отрицательная статьи бюджета наносов, выраженные в слоях (м) намыва и размыва дна, разнятся между собой на величину пренебрежимо малую +0.00106м. Таким образом, есть все основания полагать, что канал и забровочные пространства заносятся грунтами поступающими извне. Уравновешивается этот положительный баланс транзитной частью взвешенных наносов, некоторой частью взвешиваемых на этом участке наносов, поступающих в толщу воды в результате эрозии дна, а также той частью грунтов, которая, оказавшись в толще воды, не успевает осесть на дно за время транзита и составляет отрицательную часть бюджета наносов.

Неясным остается механизм доставки наносов на эти участки, доли взвешенных и влекомых наносов и пр., это, во-первых. Во-вторых, закономерности распределения положительных и отрицательных мелкомасштабных форм рельефа по площади изучаемого района тоже неясны.

Превышение размыва в начале канала, а аккумуляция в его конце, говорит о том, что в Керченской бухте, вероятно при нагонах, у дна, возникают компенсационные течения. Скорости этих течений превышают размывающие. Эти течения могут иметь картину своеобразных разрывных течений. Механизм таких течений практически не изучен.

Коэффициент асимметрии является показателем скошенности, несимметричности функции плотности вероятности случайного процесса. Для нормального закона распределения он равен нулю. Средний коэффициент по всей его длине равен 0,30. В двух случаях, на участке 1000-2000м и 5000-5820м, коэффициенты асимметрии близки к нулю - 0,006 и 0,032. Можно полагать, что в районе этих площадей наблюдается гауссовский процесс деформации дна. Другие коэффициенты асимметрии положительные, изменяются от 0,38 до 0,58 и существенно меньше коэффициентов вариации. Поэтому можно полагать, что они дают незначительную положительную асимметрию. При оценках свойств можно, вероятно,

считать и в этих случаях, что мы имеем дело также с проявлением гауссовского процесса.

В связи с этим можем записать функцию плотности вероятности нормального закона для процессов деформации дна в этом районе Керченской бухты. При известной оценке математического ожидания равной 0,26м, среднем квадратическом отклонении 0,24м и дисперсии 0,057м² имеем

$$f(\Delta h) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{(\Delta h_i - \Delta h_{cp})^2}{2\sigma^2_{\Delta h}}\right\} = 1,67 \exp\left\{-\frac{(\Delta h_i - 0,26)^2}{0,155}\right\}, \quad (2)$$

где Δh_i - измеренные разности отметок дна по двум последовательным промерам.

Соотношение (2) - оценка вероятностного закона деформации морского дна в Керченской бухте в осенний период 2001 года, представляет собой соотношение между размером деформации Δh (м) и вероятностью ее возникновения.

Выводы. Разработан статистический метод исследования деформаций морского дна, используемый для оценки бюджета - эрозии и накопления морских грунтов по данным промера, учитывающий интегральный результат взаимодействия элементов системы «атмосфера-гидросфера-литосфера», результатов перемещения и отложения наносов, - метод является наиболее приемлемым при анализе многофакторного процесса деформации.

Бюджет наносов в осенний период 2001 года, на участке подходного канала КМТП в Керченской бухте, положительный. Аккумулированный слой наносов на дне равен 0.032м, а объем - 74576м³. Проходные глубины уменьшились в среднем на 0.26м, глубины лимитирующие судоходство - на 0.49м находятся в районе раструба подходного канала. Наиболее значительные размывы отмечаются на стенках правого откоса канала на участке 1000-3000м, а аккумуляция - на стенках и левого и правого откосов на участке 1000 - 3000м. Эти величины достигают максимальных значений (-1.70м) и (+1.60м).

Устойчивое местоположение участков размыва дна и отложения наносов - процесс не случайный и может рассматриваться в районе, как благоприятный для принятия обоснованных инженерных решений по защите подходного канала КМТП от заносимости.

Список литературы

1. Великанов М.В. Движение наносов. - М.: Изд-во министерства морского флота СССР.1948.-210с.
2. Гончаров В.Н. Движение наносов. - Л.: Главная редакция строительной литературы. 1938.-312с.
3. Гришин Н.Н. Механика придонных наносов. - М.: «Наука». 1982.-160с.
4. Анциферов С.М., Косьян Р.Д. Взвешенные наносы в верхней части шельфа. - М.: «Наука».1986.-224с.
5. Руководство по методам исследования и расчетов перемещения наносов и динамике берегов при инженерных изысканиях. - М.: Гидрометеиздат.1975.-239с.
6. Бендат Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов. - М.: «Мир».1974.- 464с.

Статистична оцінка бюджету наносів ділянки Керченської бухти і заносимості підхідного каналу Керченського морського торговельного порту (КМТП). Ілюшин В.Я.

Запропонований статистичний метод оцінки деформації морського дна за даними проміру глибин. Інтегральна оцінка бюджету дана за наслідками ерозії дна і осадження наносів. Виявлені ділянки найбільшої заносимості морського каналу, оцінені критичні прохідні глибини.

Ключові слова: бюджет наносів, деформації морського дна, ерозія дна, акумуляція, морський канал, заносимість, статистичні характеристики, гауссовський процес.

Statistical estimation of budget of alluviums of the Kerch bay area and brought of approach channel of Kerch marine auction port (KMAP). Ilushin V. Y.

The statistical method of the estimation of a sea-bottom deformation is offered. Integral estimation of the budget is given according to results erosion of bottom and alluviums precipitating. The areas of most intensive accumulation in marine channel are exposed, the critical communicating depths are appraised.

Keywords: budget of alluviums, deformation of sea-bottom, erosion of bottom, accumulation, sea-channel, brought, statistical descriptions, gaussovski process.

В.Я. Илюшин, к.г.н., А.В. Пушкарь, А.В. Ставерская
Одесский государственный экологический университет

ИЗМЕНЕНИЕ СТРУКТУРЫ РЕЧНОЙ СТРУИ НА ВЗМОРЬЕ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ ГЛУБИНЫ И ИНТЕНСИВНОСТИ ПРИСОЕДИНЕНИЯ К НЕЙ МОРСКОЙ ВОДЫ

В статье рассматривается изменение структуры речной струи при выходе ее на взморье. Анализируется трансформация площади струи, средней скорости и количества движения при различных уклонах дна взморья и разной интенсивности присоединения к ней морской воды.

Ключевые слова: речная струя на взморье, влияние уклона дна, присоединение морской воды.

Введение. Решение поставленной задачи имеет много аспектов: задачу можно рассматривать с позиций географии, биологии, гидродинамики и т.д. Особенности выхода речной струи на взморье зависят от типа устьевой области: устьевая область может быть расположена на побережье океана, в районах окраинных морей или внутренних; море может быть с приливами или безприливное; взморье приглубое или отмелое; закрытое или открытое; струя выходит из дельтовой равнины многими речными рукавами или одним руслом. Большое значение имеют климатические факторы: взморья арктических морей отличаются от взморий тропиков или средних широт. Перечисленное выше определяет факторы, формирующие структуру речной струи. Ее структура зависит от объема речного стока, поступающего в устьевую область, размера водотока и приемного водоема; от морфометрических особенностей взморья, гидродинамических условий речного потока и взморья (скорости вытекающей речной струи) степени ее турбулентности; сопротивления на морском дне или на границе раздела “морская вода – речная вода”; характера распределения глубин вдоль струи; особенностей присоединения морской воды к речной струе в зависимости от турбулентности в ней; ветровых условий, волнения, бароклинности вод взморья. Структура речной струи определяет особенности геоэкологического барьера данной географической зоны, разграничивающей континентальные и океанические водные массы в зоне контакта вод моря и суши, водных масс, обладающих различными гидрологическими, гидрохимическими, биологическими и др. характеристиками, определяющими среду обитания гидробионтов.

Цель статьи заключается в изучении общих гидрологических особенностей взаимодействия речных и морских вод на взморье при изменении уклона дна взморья и вовлечении в нее морской воды, без учета влияния многих гидрологических процессов, безусловно накладывающих свои особенности на явление.

Трансформацию речного потока в эстуариях при наличии и отсутствии уклона поверхности дна в сторону моря изучал с помощью математической трехмерной модели Чао Шенн [1]. В исследовании показано, что шлейф речной воды на шельфе прослеживается по картине солености воды и зависит от числа Фруда, которое определяется отношением скорости потока в устье эстуария к скорости внутренних гравитационных волн. Наиболее тщательное изучение речной струи на взморье принадлежит Т.Г.Войнич-Сяноженцкому [2] при исследовании осаждения взвешенных наносов, выносимых на устьевое взморье струей. Оценивалась устойчивость стационарного режима растекания речной струи на устьевом взморье, а также возможные интерпретации решений возмущенных и не возмущенных движений потока в речной струе. Общие географические особенности речной струи на взморье

рассмотрены В.Н.Михайловым [3].

Аналитические результаты, численные эксперименты и их анализ. Речная струя на взморье рассматривается в условиях однорукавного устья, отсутствия ветра и волнения, сила Кориолиса полагается существенно меньше других сил, а продольная бароклинность незначительной. Процесс растекания речной струи - стационарный. Эти упрощающие идеализации позволяют получить устойчивое решение для одномерных условий [2].

При малом объеме речных вод по сравнению с приемным водоемом и горизонтальной морской поверхностью на взморье, одномерное уравнение гидродинамики записывается в виде

$$\frac{V^2}{C^2 R} + \frac{\alpha V}{g} \frac{\partial V}{\partial x} = 0, \quad (1)$$

где V - усредненная по водному сечению струи скорость течения в ней;

C - коэффициент Шези;

R - гидравлический радиус, который может быть заменен глубиной H ;

α - корректив кинетической энергии, который определяется соотношением

$$\alpha = \frac{\int V^3 d\omega}{\bar{V}^3 \omega},$$

где V, \bar{V}, ω - одномерные реальная скорость, средняя скорость, площадь водного сечения струи;

g - ускорение силы тяжести;

x - продольная координата, отсчитываемая от устьевого створа.

Корректив Кориолиса, иначе - кинетической энергии, в отличие от его малых значений в русловых потоках 1.04-1.10, может на взморье в результате усреднения скорости по водному сечению достигать существенных значений - 1.50 [3].

Структура речной струи в первом приближении оценивается изменчивостью вдоль оси X расхода воды, площади водного сечения, средней скорости течения воды в ней. Поскольку идет вовлечение морской воды в "речную струю", средняя скорость будет определяться теперь в системе "речная струя на взморье", в том числе, и массой присоединенной к ней морской воды. Поэтому в качестве переменной теперь следует рассматривать "количество движения массы речной струи"[3]. Для перехода к новой переменной умножим и поделим каждую составляющую уравнения (1) на ω_x . После преобразования и определения постоянной интегрирования при $x=0$, решение уравнения (1) относительно "количества движения" принимает вид

$$V_x Q_x = V_0 Q_0 e^{-\frac{2g}{\alpha C^2 R} x}. \quad (2)$$

Анализ структуры речной струи. Понимая, вслед за [2], под речной струей на взморье только количество воды вытекающей из дельтового водотока, т.е. $Q_x = Q_0$, из (2) имеем возрастающую по экспоненте площадь струи вдоль оси X

$$\omega_x = \omega_0 e^{+\frac{2g}{\alpha C^2 R} x} \quad (3)$$

Можно вычленил также ту часть речной струи, называемую в аналогичных задачах в гидравлике "ядром струи", в которой средняя скорость струи остается равной средней скорости речного потока в устье водотока. Наносонесущая способность потока в этой части струи на взморье остается прежней. В конце этой части речной струи скорость в ней начнет убывать, поэтому здесь интенсивно отлагаются речные наносы и из этих наносов формируется на взморье речной устьевой бар, начальный элемент надводной части дельты. Площадь сечения ядра речной струи от устьевого створа уменьшается по экспоненте

$$\omega_x = \omega_0 e^{-\frac{2g}{\alpha C^2 R} x} \quad (4)$$

Ядро речной струи разрушается турбулентными вихрями, поэтому его протяженность изменяется в зависимости от развития турбулентности в ней.

Вовлекаемая речным потоком в движение масса морской воды будет ограничивать с боков тело струи поверхностью нулевых скоростей. Также и снизу - в случае приглубого взморья. Поэтому решение этой задачи требует привлечения уравнения неразрывности.

Заметим, что результаты (2)-(4) являются приближенными, поскольку получены при постоянных значениях α , C , R или H . Турбулентность воды в струе, сопротивление движению струи C на всех ее границах (боковых и на дне), глубина вдоль взморья H или ее гидравлический радиус R - вдоль оси X изменяются. Рассмотрим влияние увеличивающейся глубины на взморье на изменение площади струи в произвольном сечении вдоль оси X .

Изменение структуры речной струи с увеличением глубины взморья. Положим, что глубина увеличивается вдоль оси X линейно, т.е. $H = a + bx$, где $a = H_0$ - глубина в створе $x = 0$; b - уклон морского дна (рис.1).



Рис.1 – Изменение глубины вдоль взморья.

Задавая различные b , при фиксированной глубине в устье H_0 , можно наблюдать изменение речной струи в условиях отмелого и приглубого взморья. Для этих условий решение уравнения Сен-Веннана (1) относительно площади речной струи при $Q_x = Q_0$ примет вид

$$\omega_x = \omega_0 e^{+\frac{2g}{\alpha C^2 R} \cdot \frac{1}{b} \ln[(H_0 + bx)H_0]} \quad (5)$$

где ω_x и ω_0 - площади водного сечения струи в произвольном створе в “жидких берегах” и в нулевом створе.

При фиксированных коэффициенте кинетической энергии $\alpha=1.06$ и коэффициенте Шези $C=50$ и изменениях уклона дна b вдоль оси X , по (2) можно проследить изменение площади растекания речной струи с удалением от устья водотока.

Рассчитанные площади водного сечения речной струи ω (м²) с удалением от устьевого створа и при различных уклонах дна взморья показаны в табл.1 и на рис. 2.

Таблица 1 – Площади водного сечения речной струи, м², в зависимости от уклона дна взморья и расстояния от устьевого створа, м

уклон	Расстояние, м							
	1000	2000	3000	4000	5000	10000	25000	50000
0,010	41965	65704	86686	105998	124137	204321	398969	664419
0,012	31190	45679	57716	68354	78044	118449	207130	316963
0,014	24959	34790	42592	49285	55249	79095	127795	184074
0,016	20964	28129	33619	38223	42257	57888	88129	121301
0,018	18211	23707	27802	31176	34093	45125	65586	87134
0,020	16211	20591	23781	26371	28588	36806	51545	66568

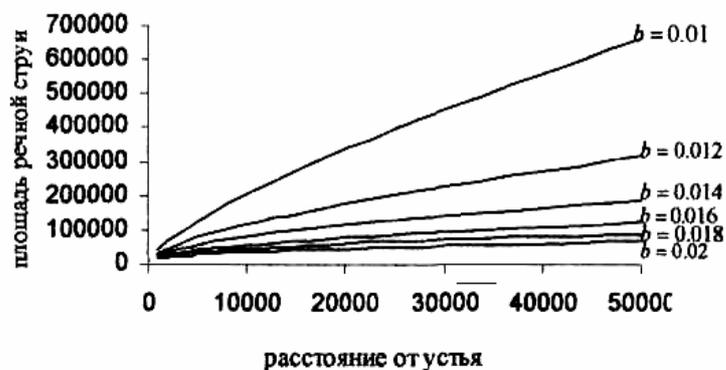


Рис. 2 - Изменение площади (м²) растекания речной струи на взморье с удалением ее от устьевого створа (м) при различных уклонах морского дна на взморье.

На рис.2 видно, что с увеличением расстояния площадь сечения струи возрастает по экспоненте. С увеличением уклона морского дна интенсивность увеличения площади речной струи явно уменьшается. Вероятно, это является следствием фиксирования численного значения корректива кинетической энергии α в эксперименте. Проверка изменчивости числового значения α возможна по результатам натуральных (полевых) измерений скоростей течений по густой сетке скоростных вертикалей (и точек на вертикалях) в сечениях вдоль речной струи.

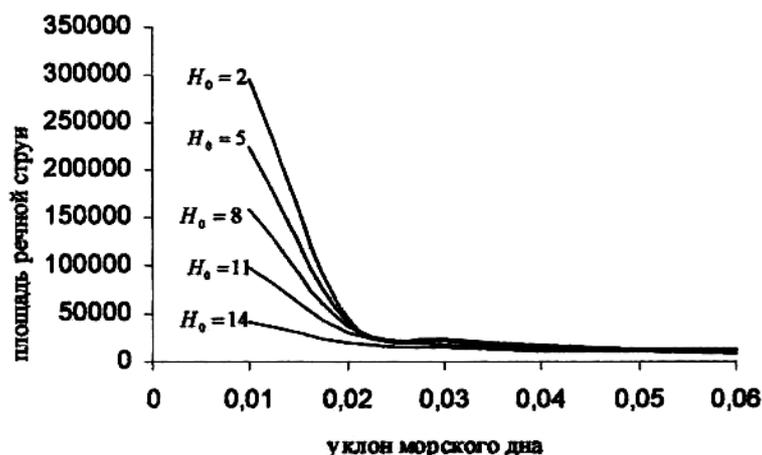


Рис. 3 - Изменение площади речной струи, м², при разных глубинах в устьевом створе H_0 и уклонах дна взморья.

Анализ рис.3 позволяет сделать вывод, что качественное изменение структуры речной струи происходит при уклоне морского дна 0,024 и чем меньше уклон дна взморья, тем ближе эта зона к устью реки. Вероятно, при уклоне дна взморья больше 0.024, происходит отрыв речной струи от морского дна, при этом морфология взморья переходит из категории отмелого в категорию приглубого.

Полученные результаты справедливы при фиксированных гидродинамических условиях, касающихся коэффициента сопротивления движению и степени турбулентности в струе. Ясно, что неизменность этих гидравлических характеристик маловероятна. При изменении глубины вдоль взморья гидродинамические условия в струе будут приспосабливаться к изменяющейся морфологии дна и вихре образованию на поверхности раздела речных и морских вод в соответствии с гидравлическим принципом - минимумом затраты энергии в ходе движения жидкости среды. Поверхность раздела только при большом усреднении является непроницаемой. Присоединение морской воды к речной струе происходит непрерывно, вследствие разрыва непроницаемости поверхности раздела, сворачивания этой поверхности в вихри. С левой стороны границы струи образуются циклонические вихри, а с правой – антициклонические. В результате должен наблюдаться перекося поверхности речной струи на взморье, отмеченный в [1], изменение ее структуры [2] и увеличение площади сечения струи и расхода воды при движении ее в сторону моря.

Изменение структуры речной струи на взморье в результате присоединяющейся к ней морской воды. Для решения задачи о нахождении зависимости площади поперечного сечения струи Q_x от расстояния x , в условиях присоединения к речной струе морской воды, было использовано соотношение

$$Q_x = \int_0^x q dx + Q_0, \quad (6)$$

где q – интенсивность присоединения морской воды к речной струе вдоль ее движения.

Уравнение (6) следует из уравнения баланса воды (неразрывности) на участке dx за время dt : $\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = q$. Для стационарного случая $\frac{\partial \omega}{\partial t} = 0$, поэтому $\frac{\partial Q}{\partial x} = q$, откуда после интегрирования получаем (6), при условии, что при $x \rightarrow 0$, следует $Q_x = Q_0$, а $qx = nQ_0$.

За q приняли некоторое количество присоединяемой воды, взятое как доля от Q_0 , в итоге получаем: $Q_x = Q_0(n+1)$, где n – это и есть доля от Q_0 . Далее, после преобразования имеем

$$\omega_x = \omega_0 (n + 1)^2 e^{+\frac{2g}{\alpha c^2 R} x} \quad (7)$$

Задаваясь различными значениями n от 0,00 до 0,5 и, постепенно меняя x от 50 до 7000 м, при каждом отдельно взятом n получаем изменение площади речной струи (m^2) в сечениях на расстоянии x от устьевого створа, при разной интенсивности присоединения к ней морской воды (табл.2).

Таблица 2 – Изменение площади сечения речной струи, m^2 , при разной доле n присоединения к ней морской воды и растекании ее в море

n	x, m											
	50	100	200	300	500	1000	2000	3000	4000	5000	6000	7000
0,00	5166	5338	5699	6084	6934	9616	18494	35568	68404	131557	253012	486598
0,01	5270	5445	5813	6206	7073	9809	18866	36283	69779	134201	258098	496378
0,10	6251	6459	6895	7361	8390	11635	22378	43037	82769	159184	306145	588783
0,20	7439	7687	8206	8761	9985	13847	26631	51217	98502	189442	364338	700701
0,50	11624	12010	12822	13689	15602	21636	41611	80027	153910	296003	569278	1094845

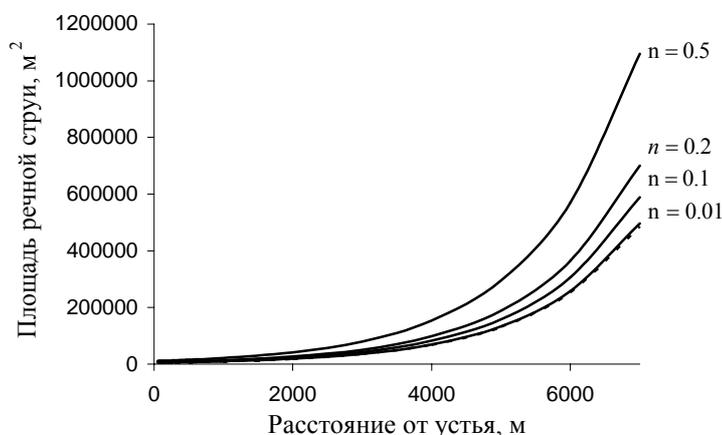


Рис. 4 - Зависимость площади речной струи от интенсивности присоединения к ней морской воды

(при $\omega_0 = 5000 m^2$, $\alpha = 1.2$, $C = 50$, $R = H = 5m$).

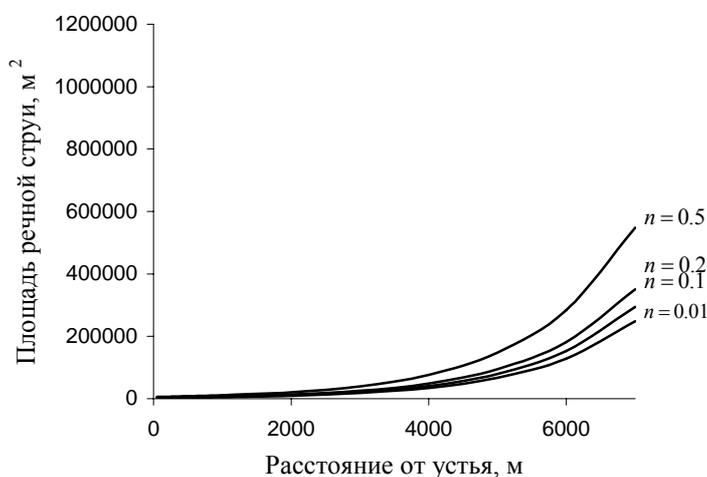


Рис.5 - Зависимость площади речной струи от интенсивности присоединения к ней морской воды

(при $\omega_0 = 2500 m^2$, $\alpha = 1.2$, $c = 50$, $R = H = 5m$).

Из рис. 4,5 видно, что площадь поперечного сечения струи на взморье ω_x растет незначительно до 4000 м. Однако, после этого значения наблюдается заметный рост площади струи, причем при максимальном присоединении к речной струе морской воды $n=0,5$ рост наиболее интенсивный. Перестройка структуры речной струи наиболее заметна на расстоянии 4000-6000 м от устьевого створа. На этом расстоянии, вероятно, идет разрушение ядра речной струи и формируется речной устьевой бар из наносов реки, вследствие уменьшения скорости течения. Здесь наблюдается наибольшая заносимость морских каналов речными наносами и именно здесь должно планироваться ремонтное землечерпание с целью создания проходных глубин для морских судов.

Тенденция роста ω_x в зависимости от интенсивности присоединения к речной струе морской воды и расстояния от устьевого створа показана на рис.6.

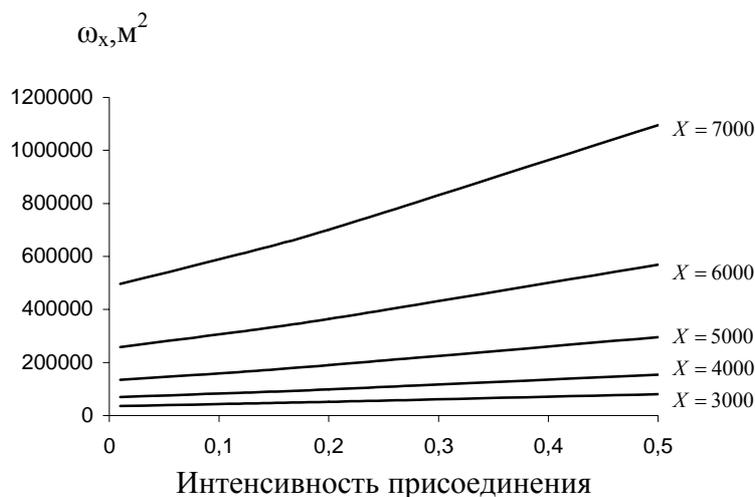


Рис. 6 - Влияние интенсивности присоединения морской воды к речной струе на площадь ее поперечного сечения с удалением от устьевого створа.

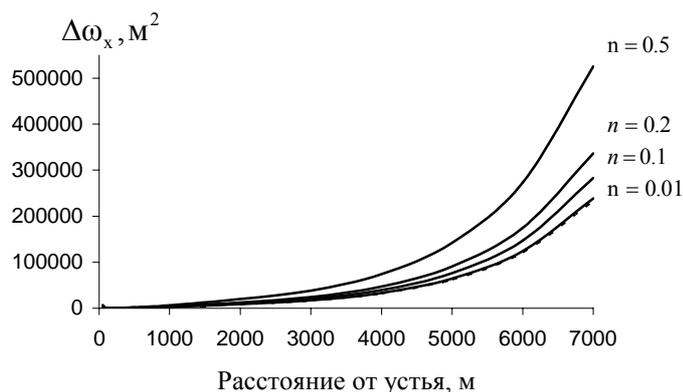


Рис. 7 - Приращение площади речной струи $\Delta\omega_x, \text{м}^2$ на взморье с удалением от устья.

Рисунок 7 демонстрирует наиболее интенсивное приращение площади сечения речной струи на расстоянии 4000-6000 м от устьевого створа в сторону моря, что не противоречит выводам, следующим из рис.5.

Выводы. Анализ результатов численных экспериментов, проведенных с целью выявления влияния уклона морского дна на взморье и интенсивности присоединения к речной струе морской воды, с использованием полученных соавторами аналитических зависимостей, показало следующее:

- с удалением от речного устья площадь речной струи возрастает нелинейно;
- наибольшая перестройка ядра речной струи и, как следствие, формирование речного устьевого бара, происходит на участке удаленном от устья на расстояние 4 – 6 размеров ширины речного русла в устье;

- изменение скорости в речной струе вытекающей на взморье зависит от площади водного сечения потока в устьевом створе, величины речного расхода поступающего на взморье, массы присоединяющейся к струе морской воды и уклона морского дна, сопротивлений на дне и боковых границах раздела “морская вода – речная струя”;

- отрыв речной струи от морского дна происходит при уклоне дна взморья 0.024.

Результаты получены с использованием уравнения Сен-Веннана. Для одномерных условий и при усреднении особенностей динамики струи по времени они достаточно корректны [2]. Численное моделирование шлейфа речной воды на шельфе для трехмерных условий [1] и наблюдения в натуральных условиях [5] проясняют другие интересные особенности речной струи на взморье.

Список литературы

1. *Chao Shenn-Yn*. River forced estuarine plumes // “J. Phys. Oceanogr.”. 1988, 18, №1. - PP. 72-88.
2. *Войнич-Сяноженцкий Т.Г.* Гидродинамика устьевых участков рек и взгорий бесприливных морей. - Л.: Гидрометеиздат, 1972. - 203 с.
3. *Михайлив В.Н.* Гидрология устьев рек. – М.: Московский университет, 1998. - 175 с.
4. *Корякин Н.И., Быстров К.Н., Чиреев П.С.* Краткий справочник по физике. - М.: ”Высшая школа”. 1969. -597 с.
5. *Диваков И.В.* О расчете трансформации речной струи на устьевом взморье //”Комплекс.исслед.Сев.Каспия”.-М.: 1988. –С.64-69.

Зміна структури річкового струменя на узмор’ї, при зміні глибини і інтенсивності приєднання до неї морської води. Ілюшин В.Я., Пушкар А.В., Ставерська А.В.

У статті розглядається зміна структури річкового струменя, при виході його на узмор’ї. Аналізується трансформація площі струменя, середньої швидкості і кількості руху при різних схилах дна узмор’я і різній інтенсивності приєднання до нього морської води.

Ключові слова: річковий струмінь на узмор’ї, вплив ухилу дна, приєднання морської води.

Change of river stream structure at the seaside under changes in depth and intensity of salt water confluence. Ilushin V., Pushkar A.V., Staverskaya A. V.

Change of river stream structure at its reaching the seaside is under consideration in the paper. Transformation of stream transverse area, average speed and linear momentum at various slopes of coast seabed and various intensity of salt water confluence are under analysis.

Keywords: river stream at the seaside, change in seabed slope, intensity of salt water confluence to the river stream.

А.В. Чугай, к.г.н., О.И. Желтова, магистр
Одесский государственный экологический университет

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА МОРСКИХ ВОД КРЫМСКОГО РЕГИОНА

Выполнена оценка качества морских вод Крымского региона за период 1996 – 2007 гг. по 4 районам. Оценен экономический ущерб природной среде в результате аварийных сбросов загрязняющих веществ в морскую среду.

Ключевые слова: *показатель качества вод, индекс загрязнения воды, ущерб.*

Введение. Морские воды Черного моря в прибрежной, наиболее уязвимой его части, ощущают на себе значительное влияние антропогенного воздействия. Значительный вклад в загрязнение морской среды приходится на сбросы промышленных предприятий, коммунально-бытовых и дождевых стоков с береговой прибрежной зоны, перенос атмосферного загрязнения в морские воды, загрязнение морской среды вследствие судоходства и деятельности портов. Все эти факторы, в общем, приводят к ухудшению санитарно-эпидемиологического состояния морской среды и сдерживают развитие туризма.

Аналогичная ситуация характерна и для Крымского региона, который является одним из крупнейших курортно-рекреационных районов Украины. Ситуация в Крыму осложняется тем, что на экосистему Черного моря влияют военные и военно-вспомогательные флоты Украины и России. В Украинских территориальных водах дислоцируются более 480 военных и военно-вспомогательных судов, 190 из которых не оборудованы очистными устройствами. Хозяйственно-бытовые стоки непосредственно сбрасываются за борт в акваторию бухт. Площадь бухт, где дислоцируется флот, превышает 2500 га [1].

Таким образом, для улучшения состояния рекреационных ресурсов исследуемого региона необходимой задачей является изучение и оценка качества морской среды. Также важным моментом является анализ информации о сверхнормативных и аварийных сбросах, разливах загрязняющих веществ, с последующей оценкой экономического ущерба водным ресурсам.

Объект и исходные материалы исследований. Для анализа состояния и оценки качества морских вод Крымского региона были использованы данные мониторинговых наблюдений за период 1996 – 2007 гг., выполненных Государственной Азово-Черноморской экологической инспекцией. Анализировались 11 показателей: рН, взвешенные вещества, растворенный кислород, БПК₅, азот аммонийный, азот нитритный, азот нитратный, фенолы, СПАВ, нефтепродукты, общее железо. Исследуемая территория была поделена на четыре района:

- 1) Севастопольский – охватывает прибрежную зону западной части Крымского п-ова;
- 2) Ялтинский – охватывает прибрежную зону южной части Крымского п-ова;
- 3) Феодосийский – охватывает прибрежную зону юго-восточной части Крымского п-ова;
- 4) Керченский – охватывает прибрежную зону северо-восточной части Крымского п-ова.

Карта-схема района исследования представлена на рис. 1.

Методы исследований. Для оценки качества морских вод был использован индекс загрязнения воды (ИЗВ), который рассчитывается по формуле:



Рис. 1 - Карта-схема района исследования.

$$ИЗВ = \frac{1}{6} \sum_{i=1}^6 \frac{C_i}{ПДК_i}, \quad (1)$$

где C_i – средняя концентрация одного из шести показателей качества воды;

$ПДК_i$ – предельно допустимая концентрация каждого из шести показателей качества воды.

В зависимости от величины $ИЗВ$ выделяются следующие классы качества воды: I класс - очень чистая ($ИЗВ < 0,3$); II класс - чистая ($0,3 < ИЗВ < 1$); III класс - умеренно загрязненная ($1 < ИЗВ < 2,5$); IV класс - загрязненная ($2,5 < ИЗВ < 4$); V класс - грязная ($4 < ИЗВ < 6$); VI класс – очень грязная ($6 < ИЗВ < 10$); VII класс - чрезвычайно грязная ($ИЗВ > 10$). В работе использовались две модификации методики расчета $ИЗВ$. В первом случае использованы стандартные показатели качества воды согласно методики: азот аммонийный, азот нитритный, нефтепродукты, фенолы, растворенный кислород, $БПК_5$. Во втором - использованы два обязательных показателя: $БПК_5$ и растворенный кислород, а также четыре показателя с наибольшими отношениями концентраций к $ПДК$: азот аммонийный, азот нитритный, нефтепродукты и железо [2].

Для оценки экономического ущерба, причиненного государству вследствие нарушения водного законодательства (сверхнормативные и аварийные сбросы и разливы) использовалась Методика, утвержденная приказом Минэкобезопасности Украины № 37 в 1995 г. и зарегистрированная в Министерстве юстиции Украины 1 июня 1995 г. под № 162/698 [3]. В частности, рассчитывался ущерб по следующим формулам:

- ущерб в результате сверхнормативных сбросов

$$З_{НАД} = V \times T \times (C_{с.ф.} \cdot C_{д.}) \times \sum_{i=1}^n (0,003 \times A_i \times n) \times \lambda \times 10^{-3}, \quad (2)$$

где V – затраты оборотных вод, $м^3/ч$;

T – продолжительность сверхнормативного сброса, ч;

$C_{с.ф.}$ – средняя фактическая концентрация загрязняющих веществ (ЗВ) в оборотных водах, $г/м^3$;

$C_{д.}$ – разрешенная для сброса концентрация ЗВ, определенная при утверждении $ПДС$, $г/м^3$;

0,003 – базовая ставка возмещения ущерба, в долях необлагаемого минимума доходов граждан, НМД/кг;

A_i – показатель относительной опасности вещества, определяется из соотношения $1/C_{ПДК}$;

n – величина необлагаемого минимума доходов граждан в единицах национальной валюты;

λ – коэффициент, который учитывает категорию водного объекта (табл. 1);

10^{-3} – коэффициент, который учитывает размерность величин;

- ущерб в результате самовольных, аварийных и санкционированных вынужденных сбросов оборотных вод (кроме сбросов с водных транспортных средств)

$$З_{С.А.В.} = V \times T \times C_{с.ф.} \times \sum_{i=1}^n (0,003 \times A_i \times n) \times \lambda \times 10^{-3}, \quad (3)$$

Таблица 1 – Значение коэффициента λ , который учитывает категорию водного объекта

Категория водного объекта	λ
Морские и поверхностные водные объекты коммунально-бытового водопользования	1,0
Поверхностные водные объекты хозяйственно-питьевого водопользования	1,4
Поверхностные и морские водные объекты рыбохозяйственного водопользования:	
II категории	1,6
I категории	2,0

- ущерб в результате сбросов оборотных вод с водных транспортных средств (за исключением сбросов с судов, кораблей и других плавучих средств в территориальные и внутренние морские воды Украины)

$$Z_B = \sum_{i=1}^n (W \times C_{\phi} \times 0,003 \times A_i \times n \times \lambda \times 10^{-3}), \quad (4)$$

где W – объем сброшенных оборотных вод, м³;

C_{ϕ} – фактическая концентрация ЗВ в оборотных водах, г/м³;

- ущерб в результате аварийных и других сбросов сырья, веществ в чистом виде (нефтепродуктов, фенолов и т.п.)

$$Z_A = M \times 0,003 \times A_i \times n \times \lambda, \quad (5)$$

где M – масса сброшенного загрязняющего сырья, кг.

Результаты исследований и их анализ. Пространственно-временной анализ изменчивости различных показателей качества морских вод показал, что наихудшая ситуация наблюдалась в Севастопольском районе. Наблюдения здесь проводились по 31 створу. Получено, что створы, в которых производится постоянный сброс сточных вод, характеризуются аномальными значениями некоторых показателей, в частности содержания растворенного кислорода и BPK_5 . Это можно объяснить тем, что в рассматриваемых населенных пунктах отсутствуют очистные сооружения полной биологической очистки. В створах, расположенных в зоне влияния источника сброса, превышений нормативов качества морских вод практически не отмечается.

В Ялтинском районе наблюдения производились по 11 створам. Отмечено незначительное превышение $ПДК$ по содержанию азота аммонийного в рекреационных зонах с большой концентрации санаториев, пансионатов и домов отдыха. Так же незначительное отклонение от общего фона наблюдается и по взвешенным веществам.

В Феодосийском районе наблюдения проводились по 14 створам, расположенных в зонах влияния сбросов возвратных вод с очистных сооружений. Превышение $ПДК$ в 2 раза наблюдается по содержанию азота аммонийного и взвешенным веществам.

В Керченском районе наблюдения проводились по 9 створам в Азовском и Черном морях. Превышение $ПДК$ в 2 раза наблюдается по содержанию нефтепродуктов и взвешенных веществ. Так же наблюдается небольшое превышение норм содержания железа в морских водах. При этом анализируемые данные по Керченскому району не включают в себя данные о загрязнении морской среды в результате катастрофы, произошедшей осенью 2007 г.

Результаты расчетов *ИЗВ* по 4 районам представлены на рис. 2. Полученные данные свидетельствуют, что целесообразнее использовать модификацию метода расчета *ИЗВ* с учетом 4 показателей с наибольшими отношениями концентраций к *ПДК*.

Как видно, наихудшая ситуация наблюдается в Севастопольском районе. Значения *ИЗВ* здесь на порядок выше, чем в других областях. Морская вода в данном районе характеризуется как чрезвычайно грязная с нарушенными экологическими параметрами. В остальных трех районах величина *ИЗВ* колеблется в интервале от 0,3 до 1. Такая вода характеризуется как чистая.

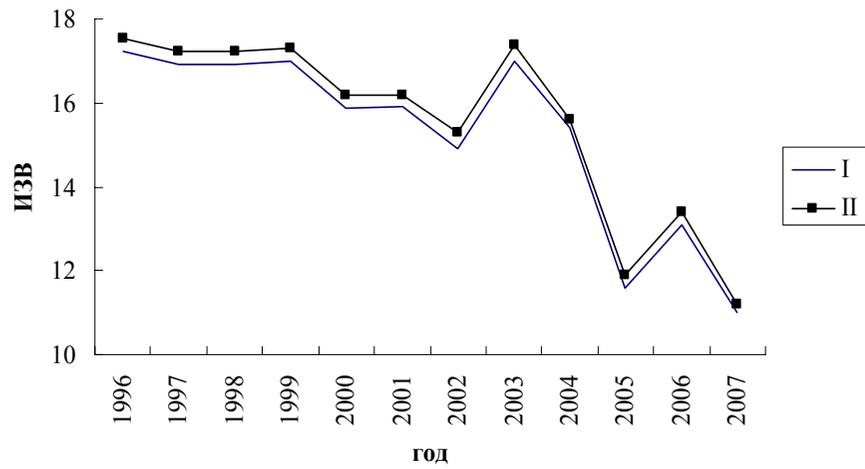
Анализируя временную изменчивость *ИЗВ*, можно отметить, что в Севастопольском районе прослеживается четкая тенденция снижения загрязнения морских вод. Хотя при этом вода классифицируется как чрезвычайно грязная. В Ялтинском и Феодосийском районах отмечается постепенный рост уровня загрязнения морских вод. При этом в 2001 – 2002 гг. в Ялтинском районе отмечены максимальные значения *ИЗВ* (в 1,5 – 2 раза выше обычных). В Керченском районе ситуация на протяжении исследуемого периода является относительно стабильной.

Для оценки ущерба, нанесенного государству вследствие нарушения водного законодательства Украины, были проанализированы протоколы нарушений, составленные в период с 1996 по 2007 гг. Государственной Азово-Черноморской экологической инспекцией по 4 исследуемым районам (без учета катастрофы, произошедшей в Керченском проливе в ноябре 2007 г.). Предварительный анализ показал, что в последние годы количество случаев аварийных ситуаций значительно увеличилось. В табл. 2 приведены результаты расчета ущерба. Максимальная сумма экономического ущерба государству отмечена в Севастопольском районе, где было зафиксировано наибольшее количество случаев нарушения водного законодательства. В целом во всех рассматриваемых районах отмечается тенденция увеличения суммы ущерба, причем в Севастопольском и Керченском районах эта величина увеличивается на порядок.

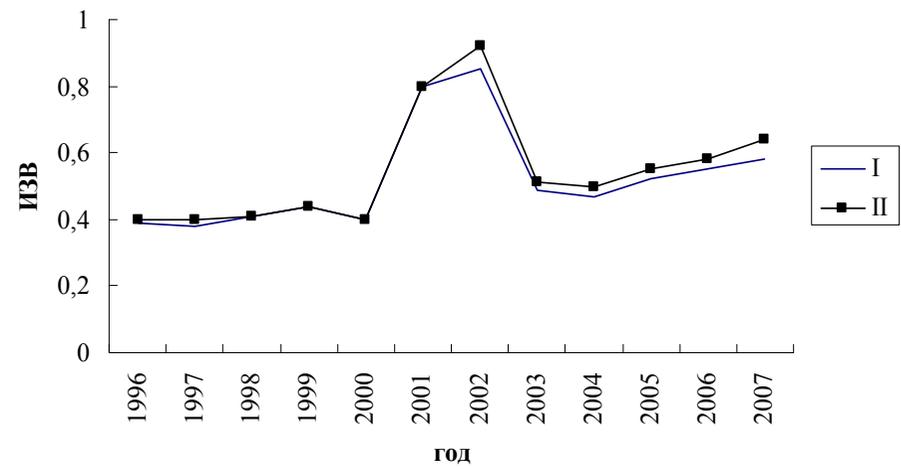
Таблица 2 - Ущерб, причиненный государству нарушением водного законодательства Украины и загрязнением морских вод Крымского региона

Район	Общая сумма ущерба, грн.	
	с 1996 по 2001 гг.	с 2002 по 2007 гг.
Севастопольский	1459,98	93646,61
Ялтинский	376,36	873,35
Феодосийский	162,16	835
Керченский	155,83	1034,36
Всего:	2154,33	96389,32

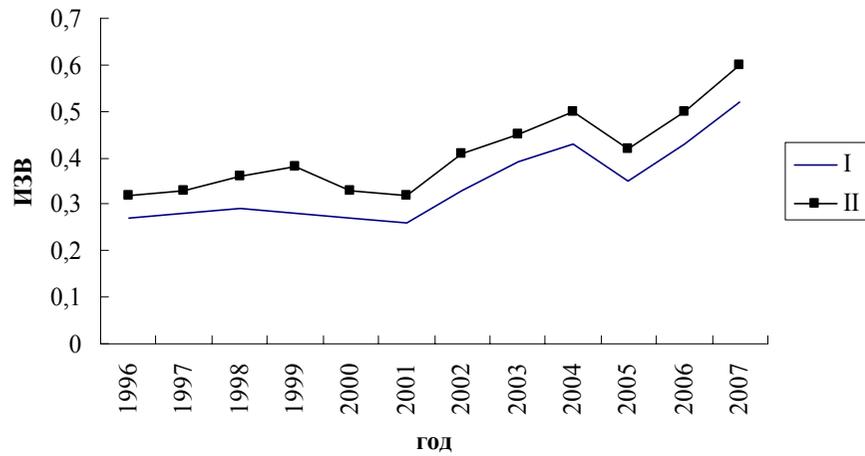
Как указывалось выше, в ноябре 2007 г. в Керченском проливе произошла крупнейшая техногенная катастрофа, ставшая причиной значительного загрязнения морской среды нефтяными углеводородами. С целью определения степени загрязненности морской среды и размеров нанесенного ущерба Государственной Азово-Черноморской экологической инспекцией в период с 12 по 26 ноября 2007 г. проводился специальный мониторинг в Керченском проливе и в акватории о. Тузла. По имеющимся данным, максимальное превышение *ПДК* нефтепродуктов составило 58 *ПДК*. При этом экономический ущерб в результате катастрофы составил 6,5 млн. грн.



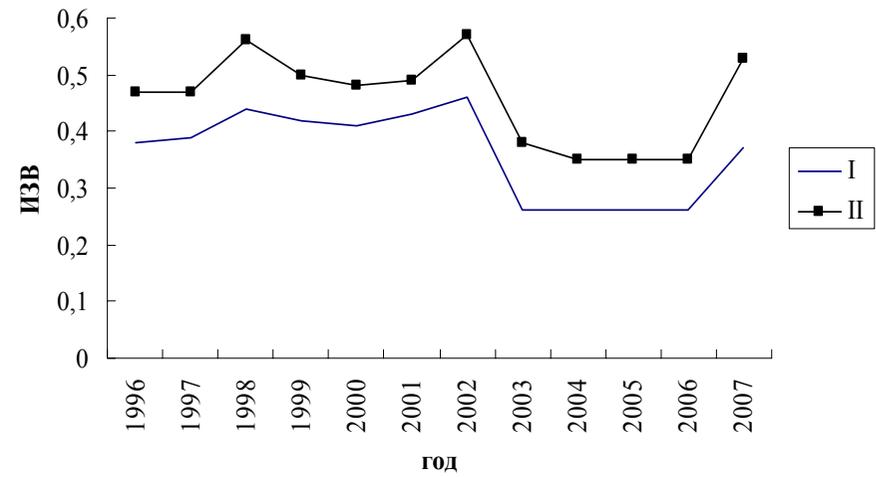
а)



б)



в)



г)

Рис. 2 - Динамика изменения *ИЗВ* в 1996 – 2007 гг.
 а) Севастопольский район, б) Ялтинский район, в) Феодосийский район, г) Керченский район

Выводы. На основе анализа изменчивости показателей качества морских вод Крымского региона за 1996 – 2007 гг. выявлено, что наиболее загрязненным районом является Севастопольский. Это объясняется отсутствием очистных сооружений и значительной антропогенной нагрузкой на данный район. Соответственно, Севастопольский район характеризуется максимальными значениями *ИЗВ*. Морская вода в данном регионе характеризуется как чрезвычайно грязная с нарушенными экологическими параметрами. При этом в Севастопольском районе прослеживается четкая тенденция снижения загрязнения морских вод. А в Ялтинском и Феодосийском районах отмечается постепенный рост уровня загрязнения морских вод.

Общий экономический ущерб государству в результате нарушения водного законодательства Украины составил за период 1996 – 2007 гг. 6,599 млн. грн. (с учетом катастрофы в Керченском проливе). Также отмечена тенденция увеличения количества случаев аварийных сбросов и разливов в последние годы.

Для улучшения экологического состояния морских вод Крымского региона необходимо прекратить сброс неочищенных и недостаточно очищенных сточных вод. Вышеперечисленные обстоятельства подтверждает необходимость регулярных наблюдений за уровнем загрязнения прибрежных акваторий Крыма с целью контроля и прогнозирования экологической ситуации в целом.

Список литературы

1. Безруков Ю.Ф., Камынин И.Б. Экологические проблемы Крыма. – Симферополь: Таврия, 2004. – 368 с.
2. Сніжко С.І. Оцінка та прогнозування якості природних вод. – К: Ніка-Центр, 2001. – 262 с.
3. Методика розрахунку розмірів відшкодування збитків, заподіяних державі внаслідок порушення законодавства про охорону та раціональне використання водних ресурсів / Екологічне законодавство України. Т. 2. – К.: Видавничий дім «Слово», 2007. – С. 457 – 462.

Оцінка якості морських вод Кримського регіону. Чугай А.В., Желтова О.І.

Виконана оцінка якості морських вод Кримського регіону за період 1996 – 2007 рр. по 4 районам. Оцінений економічний збиток природному середовищу в результаті аварійних скидів забруднювальних речовин в морське середовище.

Ключові слова: показник якості вод, індекс забруднення води, збиток.

Estimation of quality of sea waters of the Crimean region. Chugai A.V., Zheltova O.I.

Estimation of quality of sea waters of the Crimean region for a period 1996 – 2007 on four area was executed. An economic loss to the environmental as a result of emergency upcasts of pollutants on sea environment is appraised.

Keywords: index of waters quality, index of water contamination, loss.

**Розділ 6. НАУКОВО-МЕТОДИЧНІ ПИТАННЯ
ПІДГОТОВКИ ФАХІВЦІВ У
ГАЛУЗІ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЇ**

УДК 378.1

Герасимов О.І., д.ф.-м.н.

Одеський державний екологічний університет

МОЖЛИВОСТІ ТА ПРОБЛЕМИ РЕЙТИНГОВОЇ ТА КРЕДИТНО-МОДУЛЬНОЇ СИСТЕМ ОЦІНКИ ЗНАТЬ СТУДЕНТІВ

Можливості та проблеми рейтингової та кредитно-модульної систем оцінки знань студентів аналізуються з точки зору їх конвертації до національної чотирьохбальної шкали. Висвітлюється роль, яку відіграють окремі параметри такі, наприклад, як нульовий рівень, у вихідних можливостях систем. Запропонована дрібномасштабна шкала, яка дозволяє здійснити взаємну конвертацію різних систем.

В останні роки у вищих навчальних закладах запроваджується модульно-рейтингова система оцінювання знань [1-7]. Це зумовлено тим, що діюча чотирибальна система не задовольняє ні викладачів, ні студентів, оскільки в її основі лежить низка недоліків. Тому важливим є запровадження такої системи аналізу навчальної діяльності студентів, яка б сприяла створенню оптимальних умов для професійної підготовки фахівців.

Рейтингова система оцінювання широко використовується у багатьох країнах світу. Навряд чи варто її сліпо копіювати, переносити на наше дидактичне поле, як і чужу систему освіти взагалі, але корисне доцільно детально вивчити та можливо дещо запозичити.

У підході до розуміння певного елемента, системи варто усвідомити, передусім, вихідні поняття.

1. Рейтингова та кредитно-модульна системи

Рейтингова система – це система кількісної оцінки якості засвоєння студентами освітньої програми, яка дозволяє класифікувати їх особисті досягнення. Кредитно-модульна система (КМС) – це система організації навчального процесу. Європейська спільнота (ЄС) використовує КМС - Європейську кредитну трансферну систему (ECTS). Рейтингова і кредитно-модульна системи – тісно зв'язані між собою, але не тотожні поняття. Деякі характеристики системи кредитів зведені у табл.1.

Таблиця 1 – Характеристики систем кредитів

Системи кредитів	Американська (USCS – US Credit System)	Європейська (ECTS – European Credit Transfer System)	Британська (CATS – Credit Accumulation and Transfer System)	Країни Азії та басейну Тихого океану (UMAP – University Mobility in Asia and the Pacific)
Критерії кредитів				
1	2	3	4	5
Початок створення	Понад 100 років тому	1987 р.	На початку 90-х років	1993 р.

Продовження табл. 1.

1	2	3	4	5
Країни, які мають цю систему	Канада, країни Лат. Америки, Японія, Філіппіни, Таїланд, Індонезія, Нігерія, Лесото	Країни Західної та Східної Європи (в основному країни ЄС, Україна - з травня 2005)	Національна система Великої Британії	Система відкрита для Австралії, Брунея, Камбоджі, Японії, Монголії, Сингапуру, Росії
Характеристика системи	Накопичення кредитів	Переводу (трансферу) кредитів	Переводу (трансферу) та накопичення кредитів	Переводу (трансферу) кредитів
Враховане навантаження	Аудиторне	Загальне	Загальне	Загальне
Кількість кредитів (бакалаврат)	Як правило, 120 (4 роки навчання)	180-240 (3-4 роки навчання)	360 (3 роки навчання)	240 (4 роки навчання)
Кількість кредитів у семестрі	15	30	60	30

2. Типи КМС

КМС поділяються на типи, орієнтовані перш за все на:

- накопичення кредитів (накопичувальні КМС типу USCS),
- забезпечення мобільності студентів (трансферні КМС типу ECTS, UMAP),
- і накопичення кредитів, і мобільність студентів (накопичувально-трансферні КМС типу CATS).

Головна мета трансферних систем, до яких відноситься ECTS, полягає саме в заліку кредитів для забезпечення мобільності студентів.

З аналізу даних, наведених вище, виникає питання: чи прагне Європа наздогнати США і чому ЄС не користується системою USCS ?

Можлива відповідь полягає у тому, що створюється об'єднана Європа і тому важливішою вважається трансферна КМС для забезпечення мобільності студентів. США не прагнуть об'єднуватися, мабуть тому і обрали накопичувальну КМС.

Шкала оцінювання ECTS приведена у табл. 2.

Таблиця 2 – Шкала оцінювання ECTS

Оцінка ECTS	% студентів	Визначення
A	10	Відмінно – відмінне виконання лише з незначною кількістю помило
B	25	Дуже добре – вище від середнього рівня з кількома помилками
C	30	Добре – в цілому ґрунтовна робота з певною кількістю серйозних помилок
D	25	Задовільно – непогано, але зі значною кількістю серйозних помилок
E	10	Достатньо – виконання задовольняє мінімальним критеріям
FX	-	Незадовільно – потрібно додатково працювати перед тим, як модуль буде зарахований
F	-	Незадовільно – необхідна серйозна подальша робота

Яке ж місце повинна займати рейтингова система з введенням КМС? Оцінки ECTS – це великомасштабний рейтинг, який містить 7 груп оцінок, з них 5 прохідних (позитивних) – A,B,C,D,E та 2 непрохідних (негативних) – FX, F. Рейтингова система, таким чином, дозволяє ввести більш детальне (дрібномасштабне) оцінювання всередині КМС, зберігаючи питому вагу оцінки ECTS.

3. Попередній аналіз деяких результатів підсумкових модульних контролів

Впровадження кредитно-модульної системи (КМС) навчання в ОДЕкУ, розпочате в 2005-2006 навчальному році, привело до зміни у відношенні студентів і викладачів до своїх обов'язків. Так, на кафедрі Загальної і теоретичної фізики був зроблений порівняльний аналіз результатів підсумкового модульного контролю «Фізика» у 2005-2006 навчальному році та аналогічної до цього модуля контрольної роботи у 2004-2005 навчальному році. Результати, отримані для майже однакових контингентів студентів, дозволяють зробити наступні висновки щодо показників впровадження КМС:

- Кількість студентів, які були не допущені до підсумкового модульного контролю, зросла майже в 3 рази.
- Кількість студентів, які отримали незадовільну оцінку “2”, зросла в 3 рази.
- Середній бал знизився на 0,3 бали.
- Пропуски занять студентами знизилися в середньому майже в 2 рази.*
- Головний висновок, який можна зробити таким чином полягає у тому, що впровадження КМС сприяє більш відповідальному ставленню студентів до навчання, а також зростанню об'єктивності та вимогливості викладачів при оцінюванні їх рівня знань.

* зауважимо, що, наприклад, у 2007/2008 навчальному році ці показники погіршилися

Поточна успішність в ОДЕКУ оцінюється за традиційною 4-бальною системою (5,4,3,2) з фіксованою кількістю балів, що відповідають кожній з цих оцінок в залежності від якості успішності в рамках певного модулю. При оцінюванні модулів зафіксовані лише максимальна та мінімальна суми балів, які визначають верхню і нижню границі позитивної оцінки.

У запровадженій системі оцінювання відсутня кореляція між «нульовими рівнями» поточної успішності та підсумкового модульного контролю.

4. Вибір “нульового рівня оцінки знань („2”)

Дуже важливе питання – нульовий рівень або рівень “2” (% правильних відповідей, нижче якого модуль не зараховується). Думка експертів ECTS з ЄС міститься в наступній табл. 3:

Таблиця 3

Нульовий рівень	Очікуваний % відрахованих студентів
<40%	~20%
<50%	~30%

В більш ніж половині країн ЄС шкали оцінювання мають задовільні оцінки в інтервалі від 48% до 51%, які коливаються навколо значення 50% правильних відповідей. В 4 країнах, включаючи Велику Британію, задовільна оцінка дорівнює 40-45%.

Екстраполяція цих експертних даних скажімо на рівень 62,5% для задовільної оцінки, дає ймовірний процент відсіву студентів приблизно 40%.

Відомо, що КМС базується на шкалі оцінок Європейської кредитної трансферної системи (ECTS), де існує 5 позитивних градацій оцінок (A, B, C, D, E) та 2 негативних (FX, F). Таким чином, в самій КМС закладена певна рейтингова система, яку можна назвати великомасштабною.

Для проведення більш детального (дрібномасштабного) рейтингу необхідно вирішити ряд питань, що дозволить вдосконалити рейтинговий контроль оцінки знань студентів в умовах КМС, а саме:

- ввести інтервальну, а не ступеневу шкалу оцінювання. Більш детальна (дрібномасштабна) рейтингова шкала оцінювання вимагає запровадження інтервалів для суми балів, які відповідають традиційній 4-ступеневій системі.
- удосконалити завдання для контролю знань студентів на поточних заняттях та підсумкових модульних контролях. Очевидно, що це мають бути не лише тести, а й теоретичні питання і також контрольні завдання з практичних навичок, набутих під час практичних занять.
- створити на кожній кафедрі достатньо великий банк тестових завдань, які задовольняють всім необхідним критеріям (зокрема, валідності). Якщо майже 100% студентів відповідають (не відповідають) на певні тести, це не є,

зрозуміло, підставою для ствердження, що всі студенти розумні (або навпаки). Це свідчить про те, що складені невалідні тести.

Шкали оцінювання та їх можливе використання в рейтинговій системі та КМС, що базується на ECTS. Відповідний аналіз 5-бальної шкали висвітлюється у табл. 4.

Таблиця 4 – Можливості використання 5-бальної шкали для конвертації в оцінки ECTS

Оцінки ECTS	Оцінки 5-бальної шкали	Інтервали оцінок 5-бальної шкали
F	1	-
FX	2	-
E	3	3-3,2 (<3,2)
D	?	3,2-3,7 (<3,7)
C	4	3,7-4,3 (<4,3)
B	?	4,3-4,8 (<4,8)
A	5	4,8-5

На підставі вищенаведених даних можна зробити висновок, що національна 5-бальна система не підходить для переводу (трансферу) в оцінки ECTS. Причина є очевидною – в 5-бальній системі 3 позитивні оцінки (5,4,3), а в ECTS – 5 позитивних оцінок (A,B,C,D,E). Правила переводу нашої 5-бальної системи некоректні у відношенні до оцінок B і D, які попадають відповідно в інтервали 4,3-4,8 та 3,2-3,7.

Ситуацію можна виправити, якщо кожен з оцінок B і D розділити на додаткові 2 групи:

- B1 (4,8-4,5), B2 (<4,5-4,2), причому B1 відповідає “5”, а B2 відповідає “4”;
- D1 (3,7-3,5), D2 (<3,5-3,2), причому D1 відповідає “4”, а D2 відповідає “3”.

5. Шкала оцінювання

В 12-бальній шкалі, що була введена кілька років тому МОН України, при оцінюванні знань учнів в середній школі України, немає нульового рівня знань, тобто оцінки 2 (див. табл. 5).

Таблиця 5 – Критерії оцінок

Рівні навчальних досягнень	Бали	Критерії навчальних досягнень
1	2	3
I. Початковий	1,2,3	Учень наводить приклади, володіє навчальним матеріалом на рівні розпізнання, відповідає на запитання, які потребують відповіді “так” чи “ні” або містять завуальовану відповідь.
II. Середній	4,5,6	

Продовження табл. 5

1	2	3
III. Достатній	7,8,9	
IV. Високий	10,11,12	Учень має систематичні знання з предмета, свідомо їх використовує, виявляє творчі здібності, може вести дискусію з проблемного питання, використовуючи між предметні зв'язки, самостійно справляється з додатковими завданнями.

Питання, яке постає у зв'язку з використанням різних шкал оцінювання знань (з нульовим рівнем і без нього), є нетривіальним, а саме: чи можна навчати і виховувати молоду людину, яка має власне почуття свободи і особистої гідності, недемократичними методами? Чи можна втручатися в індивідуальне життя молодої людини (учня, студента) навіть з благими намірами, принижуючи його гідність навіть оцінкою, яка на думку іншої людини (вихователя, викладача) відображує вибраний досить довільно нульовий рівень знань цього учня, студента?

Слід визнати, що тут існує протиріччя між задекларованою повагою до особистості, з одного боку, та, з другого боку, інтересами суспільства, яке вимагає, щоб в кожній галузі працювали професіонали, які не можуть нанести йому (суспільству) шкоду через відсутність необхідних знань.

В усіх країнах в системі вищої освіти це протиріччя вирішується на користь суспільства, тобто вводяться нульові рівні в шкалах оцінювання.

При нульовому рівні ("2") у випадку коли кількість правильних відповідей менше 40% ймовірний відсоток відсіву студентів може бути 20%. 40% відповідає 5,4 бала за 12-бальною шкалою (11 інтервалів між балами з мінімальним балом "1"): $5,4 = 1 + (12/11) \times 0,4$. Звідси витікає, що мінімальний позитивний бал складає 6 (див. рис. 1)

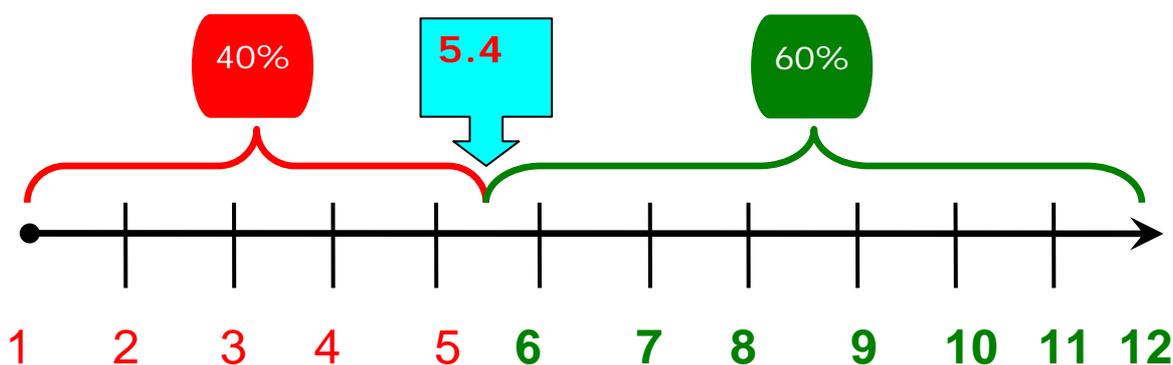


Рис. 1

Аналіз 12-бальної шкали оцінювання (нульовий рівень – 40%) наведений у табл. 6.

Таблиця 6 – 12-бальна шкала оцінювання (нульовий рівень – 40%)

Оцінки ECTS	Інтервали 12-бальної шкали	Відсоток правильних відповідей
F	1,2,3 (1-3,2)	0-20%
FX	4,5 (3,2-5,4)	20-40%
E	6 (5,40-6,1)	40-46%
D	7 (6,1-7,7)	46-61%
C	8,9 (7,7-9,7)	61-79%
B	10,11 (9,7-1,3)	79-94%
A	12 (11,3-12,0)	94-100%

Приведений аналіз веде до висновку, що національна 12 - бальна система оцінок з нульовим рівнем 40% може бути використана для переводу (трансферу) в оцінки ECTS.

При цьому, якщо вважати, що стипендію мають отримати тільки ті студенти, що попадають в групи А,В,С (65% від встигаючих студентів, ~52% від загальної кількості), то для отримання стипендії треба відповісти на 61% і більше правильних відповідей.

Кількість студентів, що отримують стипендії, можна збільшити до 90% від встигаючих студентів (~72% від загальної кількості), якщо до стипендіатів додати групу D, в котрій студенти мають оцінку “7” за 12-бальною шкалою (еквівалент оцінки “4”>46% правильних відповідей). Зрозуміло, що питання щодо стипендій зовсім не відноситься до проблем ECTS.

Розглянемо також 12-бальну шкалу оцінювання при нульовому рівні – 50% (див. табл. 7).

При нульовому рівні <50% правильних відповідей ймовірний відсоток відсіву студентів може складати 30%. Рівень у 50% відповідає оцінці 6,5 бала за 12-бальною шкалою (11 інтервалів між балами з мінімальним балом “1”): $6,5 = 1 + (12/11) \times 0,5$. Звідси витікає, що мінімальний позитивний бал повинен складати 7.

Таблиця 7 – 12-бальна шкала оцінювання (нульовий рівень – 50%)

Оцінки ECTS	Інтервали 12-бальної шкали	Відсоток правильних відповідей
F	1,2,3 (1-3,25)	0-25%
FX	4,5,6 (3,25-6,5)	25-50%
E	7 (6,5-7,1)	50-55%
D	8 (7,1-8,4)	55-67,5%
C	9,10 (8,4-10,0)	67,5-82,5%
B	11 (10-11,5)	82,5-95%
A	12 (11,5-12,0)	95-100%

Для аналізу показників успішності навчання великих груп студентів можна наближено скористатися законами розподілу випадкових величин математичної статистики (зокрема нормальним розподілом, або розподілом Гаусса) (див. рис. 2).

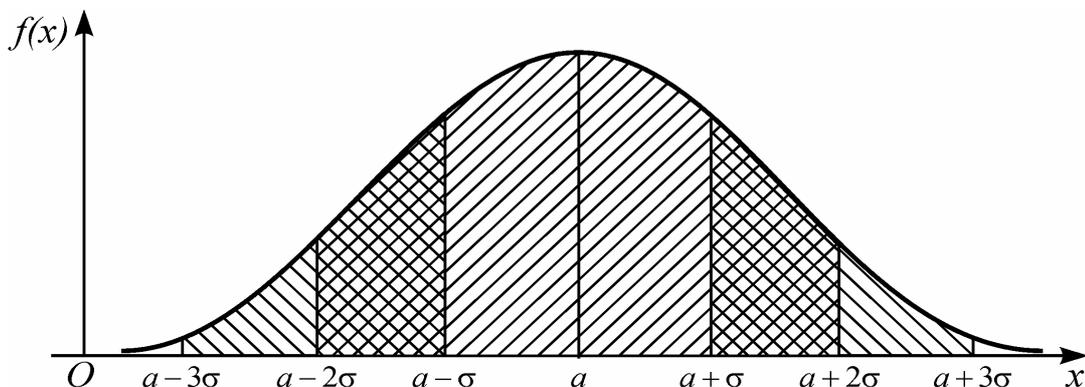


Рис. 2

На рис.2 $f(x)$ - відносна кількість студентів, x - показники (%) успішності студентів, які отримали позитивні оцінки, $a = 75\%$ - середнє значення (математичне очікування, сподівання) відносної кількості правильних відповідей, $\sigma = 8,3\%$ - середнє квадратичне відхилення, характеристика розподілу вірних відповідей.

В інтервал $a - 3\sigma < x < a + 3\sigma$ попадає 99,7% всіх позитивних відповідей ("правило трьох сигм").

Висновок, який витікає: національна 12 - бальна система оцінок з нульовим рівнем 50% є досить зручною для переведення в оцінки ECTS.

Якщо вважати, що стипендію мають отримати тільки ті студенти, що попадають в групи А,В,С (65% від встигаючих студентів, 45,5% від загальної кількості), то для отримання стипендії треба відповісти на 67,5% і більше правильних відповідей.

Кількість студентів, що отримують стипендії, можна збільшити до 90% від встигаючих студентів (63% від загальної кількості студентів), якщо до стипендіатів додати групу D, в котрій студенти дають 55% і вище правильних відповідей і мають оцінку "8" за 12-бальною шкалою (еквівалент оцінки "4").

Якщо студенти з оцінками 7-12 за 12-бальною шкалою заслуговують на стипендії, тоді стипендіатами стають 70% студентів всіх позитивних груп А,В,С,Д,Е, які дали більше 50% правильних відповідей.

Розглянемо 12-бальну шкалу оцінювання за умов нульового рівня - 62,5% (див. табл. 8)

Нульовому рівню менше 62,5% відповідає ~40% рівень відсіву студентів та мінімальний позитивний бал 8.

Таблиця 8 – 12-бальна шкала оцінювання за умов нульового рівня – 62,5%

Оцінки ECTS	Інтервали 12-бальної шкали	Відсоток правильних відповідей
F	1,2,3,4 (1-4,4)	0-31,5%
FX	5,6,7 (4,4-7,9)	31,5-62,5%
E	8 (7,9-8,3)	62,5-66,3%
D	9(8,3-9,3)	66,3-75,6%
C	10 (9,3-10,6)	75,6-86,9%
B	11 (10,6-11,6)	86,9-96,3%
A	12 (11,6-12,0)	96,3-100%

Висновки, які можна зробити на підставі вищенаведених даних можуть полягати у наступному:

- 12-бальна система оцінок з нульовим рівнем 62,5% в принципі може бути використана для переведення в оцінки ECTS, але в ній мінімальному позитивному балу (E) відповідає оцінка “8”, тобто 4 за 5-бальною шкалою.
- Оцінки A,B,C (рівень стипендії) відповідають найвищим балам 12 (5+), 11 (5) і 10 (5-). Слід очікувати, що стипендію отримають 39% від загальної кількості всіх студентів.
- Максимальний теоретичний бал 12 (або 5+) є практично недосяжним. Тому фактично відсутня кореляція між цим балом і групою A оцінок ECTS, куди повинні потрапити 10% найкращих студентів.
- Більшість оцінок 12-бальної шкали (всі оцінки від 1 до 7) відповідають непрохідним групам F і FX.

Безумовно, вищенаведений аналіз є лише підставою для подальших системних досліджень можливостей, недоліків та переваг, які надають проблеми рейтингової та кредитно-модульної систем оцінки знань студентів. Мабуть було б не варто відмовлятися і від таких досить консервативних, але притаманних традиційній системі методів, як оцінка знань студентів на підставі усного екзамену, яка при всіх очевидних недоліках пов'язаних із суб'єктивізмом, несе відбиток творчої особистості і професійної глибини екзаменатора, сприяє формуванню мовної компоненти, чіткості висловлювань та їх змісту, формуванню кореляційних зв'язків між мовою та мисленням.

Натомість, будь-який організм, особливо такий складний як освіта, якщо він перебуває у стійкому стані, має бути мультипараметричним.

Автор висловлює щирі подяки Н. Ван дер Валле та А. Чалому за допомогу у роботі над матеріалом статті.

Список літератури

1. *Болонський процес: тенденції, проблеми, перспективи* / Укл. В.П. Бех, Ю.Л. Маліновський: за ред. В.П. Андрущенка. – К.: НПУ імені М.П. Драгоманова, 2004. – 221 с.
2. *Журавський В.С., Згуровський М.З.* Болонський процес: головні принципи входження в європейський простір вищої освіти. – К.: ІВЦ Вид-во «Політехніка» - 2003. – 200 с.
3. *Нові технології навчання: Наук.-метод збірник. Вип. 17.* – К.: ІЗМН, 1996. – 250 с.
4. *Основні засади розвитку вищої освіти України в контексті Болонського процесу* / За ред. В.Г. Кремня. – Тернопіль: вид-во ТДПУ імені В. Гнатюка, 2004. – 147 с.
5. *Педагогічна освіта України в стратегії Болонського процесу* // Освіта України. – 2004. - № 13. – С.4.
6. *Рейтинговая система* оценки успеваемости студентов. Сб. науч. трудов. – К.: УМКВО, 1992. – 275 с.
7. *Степко М.Ф., Болюбаш Я.Я., Шинкарук В.Д.* та ін. Болонський процес у фактах і документах. – Тернопіль: вид-во ТДПУ імені В. Гнатюка, 2003. – 115 с.

Возможности и проблемы рейтинговой и кредитно-модульной систем оценки знаний студентов.

Герасимов О.И.

Структура системы оценки знаний по рейтинговому и модульно-рейтинговому принципам анализируется в контексте адаптации к четырёхбалльной шкале и в связи с внутренними особенностями, такими, например, как выбор нулевого уровня и учёт взаимных корреляций.

The efficiency and problems of rating-type and credit-modular systems for estimation of the level of knowledge in education area. Gerasymov O.I.

The efficiency and problems of rating-type and credit-modular type systems of estimation of the students knowledge are highlighted. The role of the systems characters like zeroth-level of estimation studies with respect to output of the systems. The possibilities of the adaptation of ECTS to the national estimation standards have been discussed.

РОЗРОБКА ТА ПЕРСПЕКТИВИ ВПРОВАДЖЕННЯ ІНФОРМАЦІЙНОЇ СИСТЕМИ «ALMAMATER» ДЛЯ УПРАВЛІННЯ НАВЧАЛЬНИМ ПРОЦЕСОМ В ОДЕКУ

У статті розглянуті перспективи впровадження інформаційної системи «AlmaMater» в Одеському державному екологічному університеті. Виділені основні функціональні можливості системи, що дозволяють істотно підвищити ефективність організації навчального процесу, побудованого на принципах Болонської декларації.

Ключові слова: Болонська декларація, управління навчальним процесом, інформаційна система.

Подальші соціально-економічні і політичні перетворення в суспільстві, зміцнення державності, входження України в світову цивілізовану спільноту неможливі без модернізації системи вищої освіти, направленої на підготовку фахівців на рівні міжнародних вимог. Однією з умов входження України в єдиний європейський і світовий освітній простір є впровадження в систему вищої освіти України основних ідей Європейської кредитно-трансферної і акумулюючої системи (ECTS), що функціонує на інституційному, регіональному, національному і європейському рівнях і є ключовою вимогою Болонської декларації 1999 р [1, 2].

Колегія Міністерства освіти і науки України з метою вироблення і впровадження нових принципів організації навчального процесу на ідеях Болонської декларації, розширення можливостей студентів при виборі змісту навчальних програм, забезпечення гнучкості в системі підготовки фахівців для їх адаптації до швидко змінних вимог національного і міжнародного ринків праці, стимулювання студентів і науково-педагогічних працівників в досягненні високої якості підготовки фахівців з вищою освітою і підвищення престижу української вищої школи на світовому ринку праці ухвалила розпочати з 2003/2004 навчального року в декількох університетах України педагогічний експеримент по впровадженню розробленої на ідеях Болонської декларації кредитно-модульної системи організації навчального процесу (КМСОНП) [1-3].

Згідно з наказом № 812 МОН України Одеський державний екологічний університет ввійшов до переліку вищих навчальних закладів, у яких проводиться цей педагогічний експеримент.

Для забезпечення проведення педагогічного експерименту з кредитно-модульної системи організації навчального процесу в Одеському державному екологічному університеті виконувалася науково-методична робота за темою „Розробити методичне забезпечення для впровадження елементів Європейської кредитно-трансферної та акумулюючої системи (ECTS) у навчальному процесі ОДЕКУ”.

В результаті виконання НМР були розроблені нормативні та методичні документи:

- положення про проведення педагогічного експерименту щодо впровадження елементів кредитно-модульної системи в ОДЕКУ;
- методичні вказівки щодо створення „Інформаційних пакетів” для основних спеціальностей та спеціалізацій університету;
- інформаційні пакети за всіма напрямками підготовки;
- проект типового додатку до дипломів відповідних освітньо-кваліфікаційних рівнів по основних спеціальностях університету.

Наступним етапом проведення експерименту було вже саме впровадження

елементів кредитно-модульної системи організації навчального процесу в університеті.

Перш за все була сформована одна академічна група у кількості 20 студентів, які виявили бажання прийняти участь в експерименті. Для кожного студента, згідно з вимогами Положення, був розроблений індивідуальний план на навчальний рік, який містив: повну інформацію про студента; умови вступу і форми навчання; графік навчального процесу; навчальний план; відомості обліку успішності за накопичувально-модульним принципом навчання. Розроблений індивідуальний план був надрукований у двох примірниках (для студентів і деканату). При виконанні даної роботи виникли перші труднощі організаційного та матеріального характеру, тобто цей процес потребує певних затрат людського і матеріального ресурсів.

З 2007-2008 навчального року на кредитно-модульну систему перейшли усі студенти першого курсу університету, що значно підвищило організаційне навантаження як на деканати, так і на кафедри.

Вимоги реалізації Болонської угоди передбачають впровадження кредитних технологій. Навчальний кредит - основний структурний елемент ECTS - є одиницею вимірювання виконаної студентом роботи, що включає години аудиторної, наукової та самостійної роботи, а також ураховує години проміжної і фінальної форми звітності. Таким чином, кредит забезпечує можливість контролю повного об'єму навантаження студента. При розгорненій системі елективних курсів (курсів по вибору) система кредитів дозволяє відстежувати виконання кожним студентом програми для отримання академічного ступеня. Кредити дають можливість кількісно охарактеризувати кожен навчальну дисципліну так, щоб закінчений академічний рік визначався якою-небудь їх сумою за академічні курси. Така інформація має бути доступною і прозорою для всіх суб'єктів навчального процесу [4, 5].

Також в нових умовах організації навчального процесу студент стає активним учасником формування індивідуального навчального плану, що має на увазі вільний доступ до інформації про різні групи дисциплін і викладачів, які забезпечують ці дисципліни.

Так швидко змінюються і доповнюються основні категорії даних, які підлягають обробці та аналізу адміністраторами навчального процесу. Також зростають обов'язки професорсько-викладацького складу з формування навчально-методичного забезпечення навчального процесу і контролю знань.

З урахуванням вищевикладеного, деканатам, кафедрам і деяким структурних підрозділам університету доводиться вирішувати інформаційноємкі завдання.

Ефектне вирішення зазначених завдань вимагає не тільки інформатизації адміністративно-управлінської діяльності в університеті, але й самого навчального процесу.

У цей час в ОДЕКУ здійснюється розробка та поетапне впровадження інформаційної системи «AlmaMater», яка передбачає комплексне вирішення автоматизації навчальних та управлінських процесів у ВНЗ. В якості переваг інформаційної системи (ІС) «AlmaMater» треба відзначити:

- модульність системи;
- відповідність системи до вимог Болонської декларації;
- використання веб-технологій, які надають можливість доступу до комплексу з будь-якого підрозділу університету, де є Інтернет;
- низькі вимоги до продуктивності комп'ютерів на клієнтських місцях, тому немає необхідності міняти парк машин - можна використовувати наявний;
- значна економія та можливості використання безкоштовних операційних систем;
- істотна економія на зв'язку між комп'ютерами; якщо в навчальному закладі кілька корпусів, то немає необхідності поєднувати їх у єдину локальну мережу, досить просто мати

вихід в Інтернет;

• економія на швидкості доступу в Інтернет, оскільки всі операції виконуються на сервері, то від клієнта до сервера проходить невелика кількість даних, а тільки запит і відповідь;

- зручний інтерфейс;
- використання новітніх технологій;
- мінімальний час на обробку запитів і формування звітів.

Спочатку інформаційна система «AlmaMater» буде використана для автоматизації та координації роботи основних підрозділів університету, до яких в першу чергу відносяться кафедри, деканати, приймальна комісія та ін. Автоматизована інформаційна система є одним з головних факторів підвищення ефективності діяльності університету за рахунок використання сучасних інформаційних технологій для спільної роботи, вирішення завдань з розробки навчальних планів, навчальних графіків і розкладу, оперативного доступу до поточної успішності, що в свою чергу сприяє прозорості навчального процесу.

На даному етапі розробки функціональні можливості ІС обмежені автоматизацією роботи лише деканатів. Надалі передбачається їх розширити для остаточного впровадження системи "AlmaMater" в адміністративний процес. Це дозволить використовувати ресурси загального характеру в інших підрозділах університету.

Система «AlmaMater» дозволяє виконувати наступні функції обліку та обробки відомостей про студентів:

- ведення особистих карток студентів;
- підготовка списків груп студентів;
- ведення журналу наказів, щодо руху студентів;
- підготовку екзаменаційних відомостей;
- введення результатів поточної успішності;
- підсумкові звіти для ректора, служби аналітики, служби статистики;
- формування звітів МОН.

Крім того, передбачається, що ІС буде автоматизувати наступні функції:

- формування навчального та робочих планів;
- автоматичне формування підсумкової рейтингової оцінки за модуль і еквівалентну академічну оцінку відповідно до кількості балів, набраних студентом;
- автоматичне формування інтегральних відомостей.

Впровадження даної системи дасть можливість здійснювати постійний контроль за успішністю студентів, тому що дані про успішність будуть вводитися безпосередньо викладачами на кафедрах після кожного модуля і будуть доступні співробітникам деканату в будь-який час. Це в свою чергу дозволить останнім оприлюднювати інформацію про рейтинги з метою ознайомлення з нею студентів, що вносить елемент змагальності в навчальний процес і стимулює активних студентів одержувати додаткові бали, поглиблюючи свої знання.

Економічна ефективність впровадження інформаційної системи полягає в підвищенні якості моніторингу й освітнього процесу, що обумовлено наступними факторами:

- звільнення співробітників ВНЗ від рутинної роботи за рахунок її автоматизації;
- вивільнення часу працівників деканатів для аналізу даних, керування невстигаючими студентами та ін.;
- виключення помилок, що виникають при ручному формуванні документів;
- скорочення часу на підготовку документів;
- своєчасність створення і надання звітів керівництву і МОН.

Однак, щоб система працювала як єдиний механізм, необхідно багато працювати над її адаптацією у відповідності зі специфікою кожного університету. На етапі тестування потрібно мати постійний контакт з розробниками. Здійснювати введення великої кількості інформації стосовно контингенту, переліку дисциплін, навчальних і робочих планів. Це вимагає додаткового часу, ресурсів і робочих місць. Слід також ураховувати те, що дана інновація може викликати деякі організаційні труднощі, пов'язані з роботою викладачів, які протягом багатьох років звикли працювати тільки з друкованими варіантами документів (журналами та відомостями). Тому може виникнути необхідність в організації спеціальних курсів з використання даної ІС.

Список літератури

1. Ван дер Венде М.К. Болонская декларация: расширение доступности и повышение конкурентоспособности высшего образования в Европе // Вища освіта в Європі. -2000. -№ 3. -Том XXV.
2. Журавський В.С., Згуровський М.З. Болонський процес: головні принципи входження в Європейський простір вищої освіти. - К.: ІВЦ «Видавництво «Політехніка», 2003. - 200 с.
3. Програма дій щодо реалізації положень Болонської декларації в системі вищої освіти і науки України. Зат. Наказом МОН від 23.01.04 р. №49
4. Про особливості впровадження кредитно-модульної системи організації навчального процесу. Наказ МОН України № 812 від 20.10.2004 р.
5. Про впровадження кредитно-модульної системи організації навчального процесу. Наказ МОН України № 774 від 30.12.2005р.

Разработка и перспективы внедрения информационной системы «AlmaMater» для управления учебным процессом в ОДЕКУ. Коваленко Л.Б., Владимирова О.Л., Кузниченко С.Д.

В статье рассмотрены перспективы внедрения информационной системы «AlmaMater» в Одесском государственном экологическом университете. Выделены основные функциональные возможности системы, позволяющие существенно повысить эффективность организации учебного процесса, построенного на принципах Болонской декларации.

Ключові слова: Болонская декларация, управление учебным процессом, информационная система.

Development and prospects of introduction of information system «AlmaMater» for management of educational process in OSENU. Kovalenko L., Vladimirova E., Kuznichenko S.

In clause prospects of introduction of information system «AlmaMater» at the Odessa state ecological university are considered. The basic functionalities of system allowing essentially to raise efficiency of the organization of educational process, constructed on principles of the Bologna declaration are allocated.

Keywords: Bologna declaration, management of educational process, information system.