

Номер 8

2011

ISSN 0130-2914

УКРАЇНСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

Головний редактор
С. М. Степаненко

Український гідрометеорологічний журнал

Науковий журнал

Номер 8, 2011 р.

Рекомендовано до друку Вченою радою Одеського державного екологічного університету
Протокол № 5 від 26.05.2011 р.

Головний редактор С.М. Степаненко

Редакційна колегія: С.М. Степаненко, д-р фіз.-мат. наук, проф., ОДЕКУ (головний редактор); А.М. Польовий, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ (заст. голов. редактора); Є.П. Школьний, д-р техн. наук, проф., ОДЕКУ (заст. голов. редактора); В.С. Антоненко, д-р географ. наук, УкрНДІГМІ; Є.Д. Гопченко, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; Г.П. Івус, канд. географ. наук, проф., ОДЕКУ; М.І. Кульбіда, канд. географ. наук, Укргідрометцентр; В.М. Ліпінський, Держгідрометслужба України; Н.С. Лобода, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; І.Д. Лоєва, д-р географ. наук, проф., УкрНЦЕМ; П.Д. Ломакін, д-р географ. наук, Морський гідрофізичний інститут НАН України; В.І. Мещеряков, д-р техн. наук, проф., ОДЕКУ; В.І. Михайлов, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; В.І. Осадчий, д-р географ. наук, УкрНДІГМІ; О.Б. Полоцький, д-р географ. наук, проф., Морський гідрофізичний інститут НАН України; О.О. Світличний, д-р географ. наук, проф., Одеський національний університет ім. І.І. Мечникова; 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 географ. наук, с.н.с., ОДЕКУ; В.К. Хільчевський, д-р географ. наук, проф., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка; В.М. Хохлов, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ;

О.І. Маруніч – відповідальний секретар

Український гідрометеорологічний журнал: Науковий журнал / Голов. ред. С.М.Степаненко. — Одеса: "Екологія", 2011. — № 8. — 250 с.

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

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

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

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

ISSN 0130-2914

ЗМІСТ

Розділ 1. ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ МОНІТОРИНГУ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА

<u>Шевченко О.Г. Вплив інверсій на рівень забруднення атмосферного повітря міста Києва.....</u>	<u>.....5</u>
<u>Кориневская В.Ю., Соловьева Е.В., Черой А.И. Изменение качества воды на участке реки Дунай (затон Базарчук) в результате работы судоремонтного предприятия.....</u>	<u>.....11</u>
<u>Бургаз О.А., Снісаренко В.В. Забруднення атмосфери вуглекислим газом над територією України.....</u>	<u>.....19</u>
<u>Витченко А.Н., Телеш И.А. Оценка комфортности климата городов Беларуси</u>	<u>.....28</u>

Розділ 2. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

<u>Хохлов В.М. Просторово-часовий розподіл засух на території України в умовах зміни клімату.....</u>	<u>.....38</u>
<u>Грушевский О.Н. Применение цифрового фильтра Ланцоша с переменным спектральным окном для трансформации пространственно-временных рядов.....</u>	<u>.....44</u>
<u>Корбан В.Х., Корбан О.В., Дегтярева Л.Н. Распознавание градовых и ливневых облаков по поляризационным параметрам эхо-сигналов.....</u>	<u>.....51</u>
<u>Затула В.І., Затула Д.В. Застосування інтерполяційних поліномів Ньютона для обчислення середніх дат переходу температури повітря через певні рівні в Україні.....</u>	<u>.....60</u>
<u>Шевченко О.Г., Сніжко С.І., Самчук Є.В. Температурні аномалії великого міста.....</u>	<u>.....67</u>
<u>Недострелова Л.В. Энергетика блокирующего процесса</u>	<u>.....74</u>

Розділ 3. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ

<u>Польовий А.М., Божко Л.Ю., Дронова О.О. Просторово-часова оцінка мінливості врожаїв озимої пшениці на території України.....</u>	<u>.....84</u>
<u>Ляшенко Г.В. Пространственная изменчивость ресурсов влаги в Украине с учетом мезо- и микроклимата.....</u>	<u>.....92</u>
<u>Свидерская С.М. Моделирование влияния агрометеорологических условий на формирование продуктивности картофеля и развитие популяций колорадского жука в Ровенской области.....</u>	<u>.....98</u>
<u>Наумов М.М. Онтогенетические колебания биологического времени растений: яровые и озимые формы</u>	<u>.....106</u>
<u>Лебедь Л.В. Агроклиматическое районирование для целей фитомелиорации пастбищных земель в Казахстане.....</u>	<u>.....116</u>

<u>Лебедь Л.В. Моделирование продуктивности биогеоценозов Туранских пустынь (в пределах Казахстана).....</u>	<u>.....131</u>
<u>Сиряк Н.В. Динамика биомассы отдельных органов растений проса.....</u>	<u>.....147</u>
<u>Жигайло О.Л. Контроль забруднення важкими металами багаторічних трав на зрошуваних землях Одещини.....</u>	<u>.....155</u>
<u>Вольвач О.В. Оценка биоклиматического потенциала лесостепных областей Украины применительно к возделыванию кукурузы.....</u>	<u>.....162</u>

Розділ 4. ГІДРОЛОГІЯ СУШІ ТА ГІДРОЕКОЛОГІЯ

<u>Гопченко Е.Д., Андреевская Г.М. Норма годового стока рек Закарпатья.....</u>	<u>.....170</u>
<u>Обухов С.В. Сучасні показники забезпечення населення України водними ресурсами.....</u>	<u>.....176</u>
<u>Алексеев В.Р., Бояринцев Е.Л., Гопченко Е.Д., Сербов Н.Г., Завалий Н.В. Механизм криогенного регулирования стока в формировании водного баланса малых горных рек зоны многолетнемёрзлых пород.....</u>	<u>.....182</u>
<u>Гопченко С.Д., Романчук М.С., Дорошенко О.М. Методика розрахунку характеристик максимального стоку з невеликих водозборів.....</u>	<u>.....195</u>
<u>Шакірзанова Ж.Р. Метод просторових прогнозів строків початку та проходження максимумів весняних водопіль на рівнинних річках України.....</u>	<u>.....204</u>

Розділ 5. ОКЕАНОЛОГІЯ ТА МОРСЬКЕ ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ

<u>Суховей В.Ф., Рубан И.Г. Особенности системы течений на акватории Тихого океана к востоку от Австралии.....</u>	<u>.....214</u>
<u>Белевич Р.Р., Андрианова О.Р., Попов Ю.И., Скипа М.И. Особенности климатической циркуляции вод Черного моря по данным распределения динамических высот вдоль оси зоны Черноморской дивергенции.....</u>	<u>.....234</u>
<u>Илюшин В.Я. Многообразие форм закона сохранения массы речной струи, вытекающей на взморье.....</u>	<u>.....242</u>

УДК 551.510.42

О.Г.Шевченко, к. геогр. н.

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ВПЛИВ ІНВЕРСІЙ НА РІВЕНЬ ЗАБРУДНЕННЯ АТМОСФЕРНОГО ПОВІТРЯ МІСТА КИЄВА

Досліджено вплив різних видів інверсії та безінверсійного стану атмосфери на концентрації двоокису сірки та двоокису азоту в атмосферному повітрі міста Києва.

Ключові слова: атмосферне повітря, забруднення атмосферного повітря, інверсії

Постановка проблеми. Шкідливі речовини, потрапляючи в атмосферу, зазнають фізико-хімічних перетворень, розсіюються і вимиваються з неї. Саме тому рівень забруднення приземних шарів повітря характеризується значною мінливістю у просторі і часі. Ці зміни пов'язані з розташуванням, характером і потужністю джерел домішки, режимом їх діяльності та метеорологічними умовами. Серед метеорологічних умов особлива увага приділяється вітровому режиму і температурній стратифікації атмосфери – як найсуттєвішим факторам впливу на якість атмосферного повітря міст.

Аналіз останніх досліджень. Дослідження впливу інверсій температури на рівень забруднення повітря великих міст були започатковані Е.Ю. Безуглою [1], Л.Р. Сонькіним [2] та М.Є. Берляндом [3, 4] ще наприкінці 60-х – на початку 70-х рр. минулого століття. Ними були визначені основні закономірності впливу приземних та припіднятих інверсій на викиди, що надходять в атмосферне повітря міста від різних видів джерел. Вплив інверсій на формування високих рівнів забруднення окремих міст України був проаналізований співробітниками УкрНДГМІ [5–7]. Такі дослідження, зокрема, були проведені і для Києва. Проте, якщо врахувати, що за тридцять років, що пройшли від часу їх проведення, в Києві змінилося співвідношення між вкладом різних видів джерел у забруднення атмосферного повітря міста та значно зросли обсяги викидів, то стає очевидною необхідність проведення нових досліджень в даному напрямку для уточнення та, можливо, корегування результатів попередніх досліджень з урахуванням сучасних умов.

Формулювання цілей статті. Головним завданням даної статті є дослідження впливу інверсійних шарів та безінверсійного стану атмосфери на рівень забруднення атмосферного повітря міста Києва двоокисом сірки та двоокисом азоту і встановлення основних закономірностей розсіювання забруднюючих домішок в приземному шарі атмосфери за різної її стратифікації.

Матеріали і методи досліджень. Для дослідження впливу інверсій на якість атмосферного повітря міста Києва були використані матеріали спостережень Центральної геофізичної обсерваторії (ЦГО) по 5 стаціонарних постах спостереження за забрудненням (ПСЗ) та дані аерологічних спостережень в 00 та 12 годин за 2003–2004 рр. на аерологічній станції „Київ”. Вибір домішок ґрунтується на тому, що двоокис сірки та двоокис азоту належать до чотирьох основних забруднюючих домішок, а також на тому, що спостереження за цими домішками проводяться в строки, що співпадають з часом проведення аерологічних спостережень. Пості, дані про

концентрації забруднюючих домішок яких були використані, розміщені у різних районах міста та характеризуються різним рівнем антропогенного навантаження: ПСЗ № 1 (перетин вул. Стражеска з бульваром Івана Лепсе, Борщагівка), ПСЗ № 2 (вул. Довженка, поблизу ст.м. Шулявська), ПСЗ № 3 (вул. Попудренка, неподалік від ст.м. Чернігівська, Лівобережна частина міста), ПСЗ № 5 (проспект Науки, 37) та ПСЗ № 20 (Московська площа).

Окремо розглянуті випадки безінвесійного стану, приземних та припіднятих інверсій. В якості показника рівня забруднення атмосферного повітря за певних метеоумов, використовувався параметр Q , розрахунки якого проводяться шляхом нормування строкових спостережень на середню концентрацію домішки за сезон (по кожному посту спостережень). Оцінити вплив інверсій на рівень забруднення атмосферного повітря за допомогою даного параметра складно. Це пов'язано з тим, що аерологічні спостереження проводяться лише двічі на добу, отже, маємо дані про розподіл температури з висотою в 00 та о 12 год. В добовому ході основних забруднюючих домішок в денні години, як правило, спостерігаються дещо вищі концентрації, порівняно з нічними. Тому з метою отримання більш достовірних та об'єктивних результатів, вирішено розрахувати параметр Q окремо для дня та ночі та в подальшому оцінювати вплив інверсій за допомогою повторюваності підвищеного рівня $Q_{\text{день}}$ та $Q_{\text{ніч}}$. Особливістю розрахунку даного параметра є те, що строкові спостереження нормуються на усереднену концентрацію за 13 годину відповідного сезону (для розрахунку $Q_{\text{день}}$) та відповідно за 01 год. (для розрахунку $Q_{\text{ніч}}$).

Результати дослідження та їх аналіз. Зменшення температури з висотою прийнято вважати нормальним для тропосфери, а її збільшення – відхиленням від нормального стану. Розподіл температури з висотою, коли спостерігається її збільшення, називається температурною інверсією. Інверсії впливають на розвиток різноманітних атмосферних процесів, зокрема перешкоджають розвитку висхідних течій повітря (інверсійним шарам властива найстійкіша стратифікація). Інверсія характеризується висотою нижньої межі інверсійного шару, його товщиною і так званою глибиною інверсії, тобто різницею температур на верхній та нижній межах шару. За висотою нижньої межі інверсії поділяються на приземні та припідняті.

Перш ніж, аналізувати вплив інверсій на якість повітря, розглянута повторюваність різних видів інверсій в атмосфері м. Києва (табл. 1).

Таблиця 1 – Повторюваність (%) різних видів інверсій протягом 2003–2004 рр.

Рік	2003		2004	
	00 годин	12 година	00 годин	12 година
Приземна	14,0	0,6	7,0	0,0
Припіднята	62,7	60,6	66,9	51,7%
Без інверсій	23,3	38,8	26,1	48,3

За даними табл. 1 з усіх випадків найбільшою повторюваністю як у денні, так і в нічні години характеризуються припідняті інверсії. Повторюваність приземних інверсій є найменшою і коливається в межах 14 – 7 % в нічні години. В денні строки спостережень 2004 р. інверсії взагалі не спостерігалися, 2003 р. їх повторюваність була дуже малою і становила 0,6 %. Низька повторюваність приземних інверсій у денні строки була відмічена ще Л.І. Сакалі [8], який вивчав клімат міста в 70-х рр. минулого сторіччя. Він також зазначає, що стійкість приземного шару атмосфери зазнає суттєвих змін протягом доби, і ймовірність збереження незмінної стратифікації протягом

тривалого часу дуже мала. Це свідчить про те, що Київ характеризується хорошими природними умовами провітрювання своєї території.

Вплив інверсій на забруднення повітря важко оцінити однозначно. З одного боку, при стійкій стратифікації в нижніх шарах повітря будуть накопичуватися домішки, що надходять від низьких холодних джерел. В той же час стійкість може стати перешкодою для проникнення в нижні шари домішок, що надходять в атмосферу від високих промислових викидів. При нестійкій стратифікації може спостерігатися протилежний процес: розсіяння домішок від низьких джерел і надходження в нижні шари повітря домішок від високих джерел. М.С. Берлянд [3] своїми дослідженнями доводить, що за наявності приземних і припіднятих інверсій забруднення повітря в приземному шарі зростає в 1,5–2 рази, у випадку припіднятої інверсії воно зростає зі зниженням висоти нижньої межі інверсії. Висота нижньої межі припіднятих інверсій впливає на накопичення в атмосферному повітрі домішок від високих джерел. У випадку розташування припіднятої інверсії над джерелами викидів (особливо високими) відбувається збільшення максимальної приземної концентрації на 50–75 %, а інколи більш ніж на 100 % [4]. І.Н. Пономаренко, О.І. Щепець та Д.К. Огановская [7] зазначають, що особливістю впливу припіднятої інверсії на формування рівня забруднення атмосферного повітря є те, що накопичення домішок в приземному шарі залежить не лише від висоти нижньої межі, але і від потужності інверсії. Чим більша потужність інверсії, тим більша допустима висота можливого впливу їх нижньої межі на концентрації домішок в діяльному шарі.

Для характеристики якості атмосферного повітря в ті періоди, коли інверсії не спостерігалися розрахована повторюваність (у %) випадків зниженого рівня забруднення. Результати розрахунків представлені в таблиці 2. Варто зазначити, що на ПСЗ № 3 спостереження за двоокисом азоту у відповідні строки не проводяться.

Таблиця 2 – Повторюваність (%) випадків зниженого рівня забруднення в м. Києві при нормально стратифікованій атмосфері

Домішка	SO ₂		NO ₂	
	Безінверсійний стан	Безінверсійний стан 2 строки підряд	Безінверсійний стан	Безінверсійний стан 2 строки підряд
ПСЗ 1	55,3	60,4	59,0	64,1
ПСЗ 2	57,1	64,4	57,1	57,8
ПСЗ 3	40,0	45,7		
ПСЗ 5	66,7	70,7	57,9	64,1
ПСЗ 20	58,7	60,9	54,2	54,3
В середньому по місту	55,6	60,4	57,1	60,1

З даних табл. 2 видно, що при безінверсійному стані атмосфери повторюваність випадків знижених концентрацій двоокису сірки на окремих ПСЗ міста коливається в межах 40,0–66,7 %, в середньому по місту – 55,6 %. Для двоокису азоту повторюваність випадків зниженого рівня забруднення в середньому по місту становить 57,1 %, і коливається в межах 57,1 % до 59,0 %. Нами були розглянуті ситуації, коли інверсії не спостерігалися протягом двох строків спостережень (тобто – протягом доби). Для цих випадків також були розраховані значення параметра Q та повторюваність зниженого рівня забруднення. Проведені розрахунки свідчать, що для

двоокису сірки на всіх ПСЗ повторюваність зниженого рівня забруднення при безінверсійному стані атмосфери протягом двох строків спостережень є вищою на 2,2–7,3 %. Для двоокису азоту зі збільшенням тривалості безінверсійного стану атмосфери повторюваність випадків зниженого рівня забруднення суттєво збільшується лише на ПСЗ № 1 та № 5 (5,1 та 6,2 % відповідно), на інших досліджуваних постах відбувається збільшення менш ніж на 1 %.

Окремо розглянуті випадки приземних та припіднятих інверсій для оцінки їх впливу на стан атмосферного повітря. Питання впливу приземних інверсій на забруднення повітря міст досліджено в меншій мірі. Е.Ю. Безуглая [1] зазначає, що сильно розвинуті приземні інверсії є небезпечними в першу чергу для міст, в яких велика кількість низьких джерел забруднення повітря. Розрахунки повторюваності випадків підвищеного рівня забруднення при приземних інверсіях представлено в табл. 3 (слід зазначити, що в даному випадку під приземними інверсіями розуміємо інверсії з висотою основи до 10 метрів (включно) [1]).

Таблиця 3 – Повторюваність (%) випадків підвищеного рівня забруднення у м. Києві при приземних інверсіях температури

Домішка	ПСЗ № 1	ПСЗ № 2	ПСЗ № 5	ПСЗ № 20
SO ₂	39,2	64,4	41,1	37,3
NO ₂	47,5	47,4	50,8	48,1

Отримані результати свідчать (табл. 3), що наявність приземної інверсії в атмосфері міста не обов'язково призводить до високих рівнів забруднення повітря. Для двоокису сірки повторюваність підвищених концентрацій при приземних інверсіях на більшості ПСЗ є невисокою і коливається в межах 37,3 – 41,1 % і лише на ПСЗ № 2 ця величина сягнула 64,4 %. Для двоокису азоту повторюваність випадків підвищених концентрацій є дещо вищою і коливається в межах 47,4–50,8 %. Повторюваність випадків підвищеного забруднення для двоокису азоту є вищою в середньому на 10 % порівняно з двоокисом сірки (за виключенням ПСЗ № 2, де спостерігається протилежна ситуація). Вища повторюваність випадків підвищеного рівня забруднення двоокисом азоту пояснюється перш за все надходженням даної домішки в атмосферу від автомобільного транспорту (57 %), викиди якого належать до низьких холодних джерел, водночас надходження двоокису сірки (78 %) пов'язано передусім із викидами високих труб промислових підприємств.

Невисока повторюваність випадків підвищеного забруднення для обох домішок, очевидно, пояснюється тим, що в переважній більшості випадків приземні інверсії, що спостерігалися в Києві протягом 2003–2004 рр., супроводжувалися вітрами середньої швидкості – 2–3 м/с, а не штилем чи швидкістю 1 м/с як це потрібно для формування застійних явищ. З усіх досліджуваних приземних інверсій лише 33 % супроводжувалися швидкостями вітру 0–1 м/с. Прикметно, що майже всі приземні інверсії спостерігалися в строк спостереження 00 год., коли надходження забруднюючих речовин в атмосферу міста є значно меншим, ніж у денні години. В роботі [6] зазначається, що вплив інверсій та безінверсійного стану атмосфери на забруднення повітря добре простежується лише в тих випадках, коли вони спостерігаються протягом всього дня. Протягом 2004 р. у м. Києві не було зафіксовано жодного випадку приземної інверсії, що зберігалася б протягом доби.

Для оцінки впливу припіднятих інверсій на формування рівня забруднення атмосферного повітря м. Києва відібрані температурні інверсії нижнього 500-метрового

шару атмосфери (тобто – інверсії з основою від 10 до 500 м). В роботах багатьох авторів [1, 2, 5] саме цей діапазон висот основи інверсії використовується для дослідження впливу припіднятих інверсій на стан якості атмосферного повітря. О.І. Колядою [9] в результаті проведення детального аналізу висот всіх стаціонарних джерел забруднення атмосфери м. Києва, виявлено, що основні викиди шкідливих речовин здійснюються на висоті до 49 м. Винятком є труби кількох промислових підприємств, що здійснюють викиди на дещо більшій висоті (до них належить і труба ТЕЦ-6, що є найвищою в Києві і досягає 270 м). Тому вплив припіднятих інверсій на рівень забруднення атмосферного повітря доцільно розглянути для інверсій двох груп – з висотою основи 10–250 м та 251–500 м (табл. 4).

Таблиця 4 – Повторюваність (%) випадків підвищеного рівня забруднення атмосферного повітря у м. Києві за припіднятих інверсій температури

Пости	Інверсії з основою 10–251 м		Інверсії з основою до 251–500 м	
	SO ₂	NO ₂	SO ₂	NO ₂
ПСЗ № 1	50,0	53,1	50,0	41,7
ПСЗ № 2	49,4	45,7	44,4	36,1
ПСЗ № 5	42,9	70,4	44,4	61,1
ПСЗ № 20	39,4	52,1	63,9	33,3

Як видно з таблиці, повторюваність випадків підвищеного рівня забруднення досліджуваними домішками при припіднятих інверсій температури є невисокою. Для двоокису азоту підвищені концентрації частіше формуються під впливом інверсій з висотою основи 10–251 м, що, очевидно, пов'язано з надходженням даної домішки переважно від автомобільного транспорту, що належить до низьких холодних джерел. Повторюваність випадків підвищення рівня забруднення атмосферного повітря двоокисом азоту при інверсіях з висотою основи від 10 до 250 м на 9,3 – 18,8 % вища, ніж при інверсіях з основою 251–500 м. Повторюваність підвищених концентрацій двоокису сірки не має чіткої прив'язки до інверсій з певною висотою основи – на ПСЗ № 1 повторюваність випадків підвищеного забруднення є однаковою для обох груп інверсій, на ПСЗ № 2 підвищені рівні забруднення частіше спостерігаються при інверсіях з висотою основи 10–250 м, на ПСЗ № 5 та № 20 – при інверсіях з висотою основи 251– 500 м.

Висновки. Таким чином, було встановлено, що для Києва наявність інверсійних шарів в атмосфері не завжди призводить до погіршення якості повітря. Повторюваність випадків підвищеного рівня забруднення двоокисом сірки та двоокисом азоту при припіднятих інверсіях температури є невисокою. Це пов'язано з тим, що припідняті інверсії, як правило, призводять до підвищення рівня забруднення повітря в містах, в яких забруднюючі речовини надходять переважно від високих джерел – Київ до таких міст не належить. Повторюваність випадків підвищених рівнів забруднення за наявності в атмосфері приземних інверсій також є невисокою, що, очевидно, пов'язано з супутніми чинниками – лише 33 % випадків досліджуваних приземних інверсій

супроводжувалося швидкістю вітру 0–1 м/с (тобто, спостерігалися застої повітря), також для Києва характерне швидке руйнування інверсій, тому домішки не встигають накопичитися в приземному шарі до небезпечних концентрацій.

Список літератури

1. Безуглая Э.Ю. Инверсии нижней тропосферы и их влияние на загрязнение воздуха в г. Москве // Труды ГГО. – 1968. – Вып.207. – С.202–207.
2. Сонькин Л.Р., Матвеева Т.М. Некоторые особенности формирования температурных профилей в нижнем 500-метровом слое над ЕТС // Труды ГГО. – 1968. – Вып.207. – С. 133–138.
3. Берлянд М.Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 448 с.
4. Берлянд М.Е. Об опасных условиях загрязнения атмосферы промышленными выбросами // Труды ГГО. – 1966. – Вып. 185. – С.15–26.
5. Раменский Л.А., Черкасова О.Г. Аэроклиматическая характеристика потенциала загрязнения воздуха в районе Кривого Рога // Труды УкрНИГМИ. – 1976. – Вып.147. – С.62–67.
6. 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.
7. Пономаренко И.Н., Щенец О.И., Огановская Д.К. Аэросиноптические условия высоких уровней общего загрязнения воздуха в Киеве // Труды УкрНИГМИ. – 1977. – Вып.154. – С.89–99.
8. Климат Киева / под ред. Л.И. Сакали. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 288 с.
9. Коляда О.И. К вопросу исследования загрязнения атмосферного воздуха в Киеве // Труды УкрНИИ Госкомгидромета. – 1984. – Вып.202. – С.109-112.

Влияние инверсий на уровень загрязнения атмосферного воздуха города Киева. Шевченко О.Г.

Исследовано влияние разных видов инверсий и безинверсионного состояния атмосферы на концентрации двуокиси серы и двуокиси азота в атмосферном воздухе города Киева.

Ключевые слова: атмосферный воздух, загрязнение атмосферного воздуха, инверсии.

The influence of inversion layer on the atmosphere pollution level in Kiev city. Olga Shevchenko.

There are analyzed the influence of different kinds of temperature inversions and normal atmosphere stratification on nitrogen dioxide and sulfur dioxide concentrations in Kiev city atmosphere.

Keywords: atmospheric air, air pollution, inversion.

УДК 504.45

В.Ю. Кориневская, к.г.н., Е.В. Соловьева

Одесский государственный экологический университет

А.И. Черой, к.г.н.

Дунайская гидрометеорологическая обсерватория

ИЗМЕНЕНИЕ КАЧЕСТВА ВОДЫ НА УЧАСТКЕ РЕКИ ДУНАЙ (ЗАТОН БАЗАРЧУК) В РЕЗУЛЬТАТЕ РАБОТЫ СУДОРЕМОНТНОГО ПРЕДПРИЯТИЯ

Представлена характеристика эмиссионных потоков загрязняющих веществ, которые образуются в технологических процессах на предприятии. Проведена оценка качества воды в акватории предприятия. Исследованы изменения гидрохимических показателей реки Дунай в створах, расположенных выше и ниже по течению, с построением графических моделей качества воды.

Ключевые слова: *загрязняющее вещество, плавдок, гидроствор, суммарный экологический коэффициент*

Постановка проблемы в общем виде и её связь с важными научными и практическими задачами. В современных условиях увеличения уровня загрязнения водных объектов, задача минимизации антропогенного воздействия и восстановления водных экосистем является особенно актуальной. Не является исключением и река Дунай, в дельте которой сформировались уникальные экосистемы, требующие охраны на государственном и международном уровнях. Важное народнохозяйственное значение реки обуславливает чрезвычайное разнообразие источников загрязнения, начиная с водного транспорта и заканчивая поверхностным стоком с сельскохозяйственных угодий. Интенсивная хозяйственная деятельность в бассейне Дуная является главным фактором формирования загрязнения воды в устьевой области, где располагается Дунайский биосферный заповедник. Кроме того, река и её устьевая область имеет важное рыбохозяйственное значение. Всё это обуславливает необходимость мониторинга и оценки воздействия источников загрязнения с целью оптимизации антропогенной нагрузки на данный водный объект.

Анализ последних исследований и публикаций. Проблемам мониторинга загрязнения и оценки воздействия антропогенных источников на экологическое состояние водных объектов уделяется значительное внимание. Фундаментальные исследования в направлении оценки степени воздействия и уровня загрязнения водных объектов, трансформации загрязняющих веществ (ЗВ) вошли в книгу под общей редакцией А.В. Карашева «Методические основы оценки и регламентирования антропогенного влияния на качество поверхностных вод» [1]. Исследована специфика образования сточных вод на судоремонтных предприятиях [2]. Некоторые аспекты оценки воздействия, оказываемого организованными источниками загрязнения, закреплены законодательно. Для предприятий, осуществляющих организованный сброс сточных вод, разрабатывается проект предельно допустимых сбросов (ПДС) ЗВ [3], который регламентирует воздействие предприятия на водный объект.

Исследования процессов формирования качества воды реки Дунай в условиях антропогенного влияния связаны, в основном, с оценкой воздействия гидротехнических сооружений, дноуглубительных работ, трансграничным переносом ЗВ и т.д. Целью данного исследования является оценка изменения качества (уровня загрязнения) воды на участке реки Дунай в результате работы конкретного судоремонтного предприятия – Вилковской ремонтно-эксплуатационной базы флота.

Изложение основного материала исследования. Ремонтно-эксплуатационные базы флота (РЭБФ) являются предприятиями, основной функцией которых является

транспортно-промышленная деятельность и техническая эксплуатация закрепленного за ними флота [4].

Вилковская РЭБФ является филиалом АСК «Укрречфлот» и занимается ремонтом и поддержанием эксплуатационной готовности флота Черноморско-Дунайского бассейна. Вилковская РЭБФ расположена в южной части г. Вилково в затоне Базарчук (река Дунай). Предприятие имеет в своем составе 3 дока грузоподъемностью 400, 800 и 1200 тонн, плавмастерскую, ремонтно-отстойный пункт и 5 производственных участков: механический, малярный, корпусно-сварочный, электромонтажный и деревообрабатывающий. Предприятие выполняет ремонт морских и речных судов длиной до 90 м, шириной до 16 м, осадкой до 3,4 м и водоизмещением до 2100 тонн. Среди основных видов ремонтных работ Вилковской РЭБФ – очистка и окраска судовых корпусов, замеры остаточных толщин обшивки, капитальный ремонт главных и вспомогательных двигателей, дизель-генераторов, ремонт гребных валов, винтов, балеров, судовых электрических механизмов, в т.ч. автоматических, ремонт судовых насосов, компрессоров и трубопроводов.

Док представляет собой специальное судно, предназначенное для подъёма судов с целью осмотра и ремонта подводной части [4].

В процессе докования судов в плавдоках Вилковская РЭБФ использует воду из реки Дунай, а отведение отработанной речной воды осуществляется в акваторию предприятия – затон Базарчук, который относится к водоёмам рыбохозяйственного назначения высшей категории.

Поступление ЗВ в воды затона Базарчук происходит двумя путями:

- 1) с отработанными водами из балластных цистерн плавдоков;
- 2) в результате смыва загрязнений, образующихся на внутренней поверхности плавдоков, при их погружении.

Городской санитарно-эпидемиологической станцией г. Вилково проводится отбор и анализ проб отработанной воды, поступающей в затон из трёх водовыпусков. Концентрации определяемых веществ в отработанных водах плавдоков представлены в табл. 1.

Таблица 1 – Содержание определяемых веществ в отработанных водах плавдоков Вилковской РЭБФ (2009 г.), мг/дм³

Вещество	Плавдок № 9	Плавдоки № 17, 18	Плавдок № 20	Среднее
Взвешенные вещества	6,1	7,4	6,9	6,80
БПК _п	1,9	2,1	2,3	2,10
ХПК	4,0	4,2	5,0	4,40
Азот аммонийный	0,12	0,18	0,18	0,160
Нитриты	0,032	0,023	0,020	0,0250
Нитраты	1,2	1,3	1,0	1,17
Хлориды	18	19	14	17,0
Сульфаты	37	35	36	36,0
Фосфаты	0,15	0,14	0,09	0,127
Железо общее	0,05	0,06	0,09	0,067
Нефтепродукты	0,060	0,014	0,017	0,0303

Для оценки изменения состава и свойств воды в процессе докования необходимо сравнить значения показателей до и после использования воды в плавдоках, однако такие наблюдения не проводились.

Нефтепродукты являются ЗВ, которые могут попадать в балластные цистерны в результате протечек с поверхности доков. По содержанию данных ЗВ в наибольшей мере загрязнены воды, поступающие от плавдока № 9.

Городской санитарно-эпидемиологической станцией г. Вилково проводятся наблюдения за химическим составом и свойствами воды в затоне Базарчук. Значений концентраций ЗВ и результаты оценки соответствия качества воды установленным нормам для рыбохозяйственных водных объектов [5, 6] представлены в табл. 2.

Таблица 2 – Оценка качества воды затона Базарчук (2009 г.)

Лимитирующий признак вредности (ЛПВ)	Вещество	Концентрация C_i , мг/дм ³	Предельно допустимая концентрация $ПДК_i$, мг/дм ³	$\frac{C_i}{ПДК_i}$	$\sum_{i=1}^n \frac{C_i}{ПДК_i}$
	Взвешенные вещества	10,1	-	-	-
	БПК _п	2,9	3,0	0,97	
	ХПК	14,0	-	-	
Санитарно-токсикологический	Нитраты	3,2	40,0	0,08	0,53
	Хлориды	20,3	300,0	0,07	
	Сульфаты	38	100,0	0,38	
Токсикологический	Железо общее	0,075	0,10	0,75	1,20
	Нитриты	0,036	0,08	0,45	
Рыбохозяйственный	Нефтепродукты	0,039	0,05	0,78	-

Таким образом, качество воды в затоне Базарчук не соответствует требованиям, предъявляемым к водным объектам рыбохозяйственного назначения высшей категории по содержанию веществ с токсикологическим ЛПВ.

Для оценки воздействия предприятия на экологическое состояние водного объекта необходимо исследовать изменение гидрохимических показателей выше и ниже по течению. В качестве исследуемых гидрохимических показателей берутся такие, присутствие в воде которых может быть обусловлено технологическими процессами, которые происходят на предприятии – источнике загрязнения.

В случае плавдоков имеет место загрязнение их поверхности вследствие проведения различных технологических операций по ремонту и подготовке судов. При погружении плавдока происходит смыв поверхностных загрязнений и поступление ЗВ в водный объект. Исходя из набора технологических операций и задействованных материалов, можно определить основные ЗВ, образующиеся в результате работы РЭБФ (табл. 3).

На рис. 1 представлен вид акватории затона Базарчук. Характер взаимодействия вод затона и реки проявляется в изменении уровня режима на истоке затона, который определяется следующими факторами:

- 1) сгонно-нагонными явлениями, которые происходят вследствие изменения скорости и направления ветра в устье реки Дунай;
- 2) изменениями водности реки.

В условиях относительного стояния уровней гидрологический механизм взаимодействия затона и реки определяется сгонно-нагонными явлениями, происходящими в дельтовой области.

Наблюдения за гидрохимическими показателями воды реки Дунай проводятся Дунайской гидрометеорологической обсерваторией.

Таблица 3 – Технологические операции на Вилковской РЭБФ [4, 7]

№	Технологические операции	Вещества, загрязняющие водный объект
1	Сварка и резка металлов	взвешенные вещества, в том числе содержащие металлы – железо, цинк, медь, никель
2	Ремонт и очистка судовых механизмов и двигателей	нефтепродукты, технические растворы, которые могут содержать Fe^{3+} , Cu^{2+} , Cr^{6+} , Sn^{2+} , Zn^{2+} ; HCl, NaOH, KOH
3	Очистка поверхности корпуса судна	взвешенные вещества, в том числе содержащие металлы (железо, никель, цинк, алюминий), остатки краски
4	Окраска поверхности корпуса судна	бензол и другие органические вещества, технические и окрасочные растворы, которые могут содержать Cu^{2+} , Hg^{2+} , As^{3+}

С целью исследования изменения качества воды под влиянием Вилковской РЭБФ, нами рассматриваются два гидроствора, расположенные в районе затона Базарчук на расстоянии 21 и 17 км от устья реки (рис. 2).



Рис. 1 – Спутниковый снимок акватории затона Базарчук.

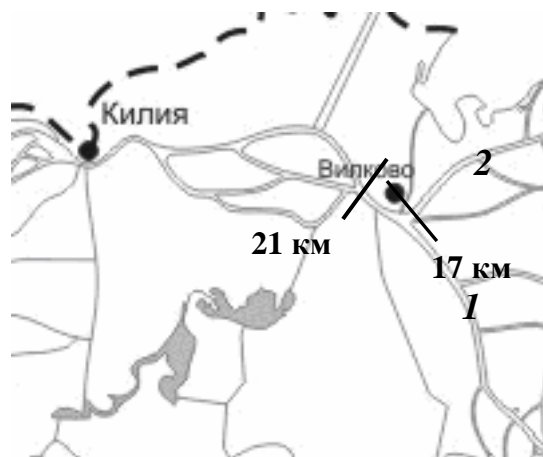


Рис. 2 – Схема расположения гидростворов:
1 – Старостамбульский рукав
2 – Очаковский рукав.

Первый гидроствор («21 км») расположен на Килийском рукаве выше по течению на расстоянии 375 м от входа в затон Базарчук. Второй гидроствор («17 км») располагается на Очаковском рукаве (в районе ответвления рукава Анкудинов) в 700 м ниже затона.

Распределение стока Килийского рукава ниже г. Вилково характеризуется следующими значениями: около 74 % стока переходит в Старостамбульский рукав, остальная часть (26 %) поступает в Очаковский рукав [8]. Это значит, что основная часть валового выброса (не концентраций) ЗВ, поступающих от Вилковской РЭБФ, будет, аналогично стоку, перенаправляться в Старостамбульский рукав.

Данная схема исследования воздействия Вилковской РЭБФ на гидрохимический состав воды реки Дунай имеет ряд недостатков, обусловленных следующими факторами:

- 1) несовершенство системы мониторинга на реке Дунай (различия во времени отбора проб, отсутствие данных);
- 2) изменение гидрохимического состава воды реки также происходит под воздействием поверхностного стока с урбанизированной территории – г. Вилково;
- 3) сложность гидрологических процессов взаимодействия вод затона и реки и связанные с этим трудности учёта данного фактора при исследовании изменения качества воды в гидростворах.

Отбор проб воды в гидростворах осуществляется один раз в месяц. Химический анализ проб воды проводят по следующим показателям: рН, жесткость, щёлочность, окисляемость, БПК₅, ХПК, содержание взвешенных веществ, растворённого кислорода, азота аммонийного, азота нитратного и азот нитритного, общего и органического фосфора, фосфора фосфатов, сухого остатка, хлоридов сульфатов, гидрокарбонатов, кальция, магния, натрия и калия, кремния, нефтепродуктов, СПАВ, фенолов, диоксида углерода, железа, меди, марганца, цинка, хрома (VI).

В основу оценки изменения гидрохимического состава реки Дунай под воздействием Вилковской РЭБФ нами положен графический метод комплексной оценки качества поверхностных вод. Он основан на составлении графической модели качества поверхностных вод, которая представляет собой круговую диаграмму со шкалами-радиусами, соответствующими определённому гидрохимическому показателю. Цена деления каждого радиуса равна максимальному значению концентрации показателя, определяющему пригодность воды для определённого вида водопользования, т.е. предельно допустимой концентрации (ПДК) ЗВ в водном объекте. Графическая модель состоит из двух диаграмм, одна из которых представляет собой круг с единичным радиусом, а вторая – многоугольник с количеством вершин, равным числу гидрохимических показателей. Граница круга является границей экологического оптимума – т.е. такого экологического состояния водного объекта, когда содержание всех ЗВ не превышает ПДК. По мнению [9], многоугольник представляет собой антропогенное загрязнение, однако это не совсем верно и может иметь место только в случае конкретного набора ЗВ, присутствие в воде которых обусловлено исключительно антропогенной деятельностью человека.

На основании построенной диаграммы рассчитывается суммарный экологический коэффициент качества воды ($K_{эко}$)

$$K_{эко} = \frac{F_{\phi}}{F_{opt}}, \quad (1)$$

где F_{ϕ} – площадь многоугольника, ограниченная фактическими значениями концентраций гидрохимических характеристик;

F_{opt} – площадь круга – экологического оптимума [9].

Для оценки воздействия техногенного источника загрязнения на экологическое состояние водного объекта нами предлагается построение графических моделей качества воды в двух створах – выше и ниже по течению от источника – по определённому набору гидрохимических показателей. Ими являются ЗВ, поступающие от источника загрязнения.

Основываясь на информации о ЗВ, образующихся вследствие технологических операций на Вилковской РЭБФ (табл. 3), из набора гидрохимических показателей, по которым осуществляется мониторинг качества воды, нами выбраны такие, присутствие

в воде которых может быть обусловлено работой предприятия: взвешенные вещества, нефтепродукты, фенолы, СПАВ, Fe^{3+} , Zn^{2+} , Cu^{2+} , Cr^{6+} . Кроме того, в качестве показателя, позволяющего определить влияние техногенного источника загрязнения, нами рассматривается отношение ХПК/БПК_п, что позволяет судить о степени загрязнения водного объекта трудноокисляемыми («биологически жёсткими») органическими веществами техногенного генезиса. Как правило, в природных водах, при условии отсутствия влияния промышленных источников загрязнения, отношение $ХПК/БПК_{п} \leq 2$.

Значения концентраций ЗВ в двух гидростворах, расположенных выше и ниже по течению от Вилковской РЭБФ, представлены в табл. 4.

Таблица 4 – Значения гидрохимических показателей в гидростворах «17 км» и «21км» (2009 г.)

Вещество	Концентрация в воде в районе гидроствора, мг/дм ³		Норматив
	«21 км»	«17 км»	
Взвешенные вещества	104,7	76,1	90
ХПК/БПК _п	10,7	9,92	2
Нефтепродукты	0,033	0,037	0,05
Фенолы	0,0017	0,0015	0,001
СПАВ	0,0050	0,0045	0,5
Fe^{3+}	0,068	0,072	0,1
Zn^{2+}	0,00929	0,01045	0,05
Cu^{2+}	0,00140	0,00168	0,005
Cr^{6+}	0,00745	0,00563	0,02

Сравнение концентраций ЗВ с ПДК позволяет заключить, что вода в реке Дунай по содержанию фенолов не соответствует требованиям, предъявляемым к водным объектам рыбохозяйственного назначения.

Из табл. 4 видно, что гидрохимический состав воды в районе гидроствора «17 км» характеризуется более высоким содержанием нефтепродуктов, железа, цинка и меди, по сравнению с «21 км». Это говорит о наличии источника эмиссии данных ЗВ, расположенного между двумя гидростворами. В качестве такого источника загрязнения вод реки Дунай может выступать Вилковская РЭБФ. Концентрация взвешенных веществ, фенолов, СПАВов и Cr^{6+} , а также отношение ХПК/БПК_п в районе гидроствора «17 км» ниже, чем в районе гидроствора «21 км».

Сравнительная характеристика гидрохимического состава воды в затоне Базарчук (табл. 2) и в реке Дунай (табл. 4), позволяет заключить, что вода затона более загрязнена нефтепродуктами и Fe^{3+} . Обращает на себя внимание тот факт, что концентрация взвешенных веществ в воде затона на порядок меньше, чем в реке, что также подтверждается спутниковым снимком (рис. 1). Это объясняется более интенсивным турбулентным перемешиванием воды в реке. В затоне скорость течения воды близка к нулевой, поэтому тут преобладают процессы седиментации взвешенных веществ.

На основании данных о значениях гидрохимических показателей (табл. 4), построены графические модели качества воды в двух гидростворах – «17 км» и «21км» (рис. 3). Для задачи сравнительного анализа изменения качества воды в двух створах данный метод можно применять с допущением, что для некоторых веществ значение радиуса круга будет равняться 0,5 ПДК, поскольку конечной целью является сравнение полученных значений суммарного экологического коэффициента по диаграммам,

которые построены для двух створов по одинаковой схеме. Такими веществами являются те, содержание которых меньше 0,5 ПДК – это цинк, медь и хром. Поскольку концентрация СПАВ в створах ниже 0,01 ПДК, то данный гидрохимический показатель при построении диаграмм не учитывался.

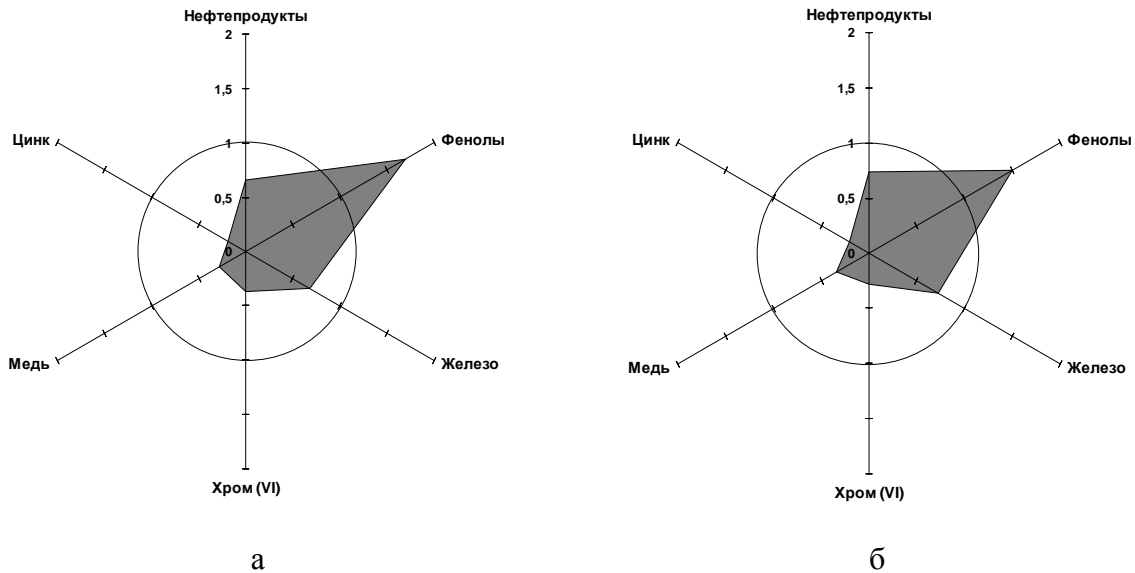


Рис. 3 – Графические модели качества воды в створе «21 км» (а) и «17 км» (б).

Сравнения полученных диаграмм и значений суммарных экологических коэффициентов дает возможность получить наглядное представление об изменении содержания как отдельных веществ, так и их комплекса, а также сделать вывод об изменении качества воды под воздействием антропогенных источников загрязнения.

По соотношению (1) рассчитан суммарный экологический коэффициент: для створа «21 км» $K_{экр} = 0,42$, для створа «17 км» $K_{экр} = 0,40$. Это говорит о том, что, несмотря на наличие техногенного воздействия, обусловленного работой Вилковской РЭБФ, качество воды (по комплексу рассматриваемых ЗВ) на участке «21 км» - «17 км» несколько улучшается. По полученным значениям $K_{экр}$ степень загрязнения воды можно охарактеризовать как допустимую ($K_{экр} < 1$).

Исходя из того, что критерием перехода от одного класса загрязнения к другому является изменение $K_{экр}$ на единицу [9], то можно предположить, что допустимый характер изменения качества воды в результате техногенного воздействия описывается следующим соотношением

$$\Delta K_{экр} = K_{экр1} - K_{экр2} \leq 1, \quad (2)$$

где $K_{экр1}$ и $K_{экр2}$ – значения суммарных экологических коэффициентов для первого и второго гидростворов.

Если $\Delta K_{экр} > 1$, то на участке реки качество воды меняется значительным образом – недопустимый характер изменения качества воды.

В нашем случае $\Delta K_{экр} = 0,02$, что говорит о допустимом характере изменения качества воды на участке реки Дунай между гидростворами «21 км» и «17 км».

Выводы и перспективы дальнейших исследований в данном направлении. Изучение технологических процессов, которые имеют место на судоремонтном предприятии, и набора образующихся ЗВ необходимо для оценки возможного влияния на качество воды водного объекта. Характер техногенного воздействия предприятия можно оценить по изменению качества воды в створах, расположенных выше и ниже по течению, используя при этом различные комплексные показатели качества. При анализе воздействия предприятия на экологическое состояние водного объекта необходимо учитывать особенности изменения производственной мощности предприятия и гидрологический режим реки в его акватории. Перспективным исследованием в данном направлении является изучение распространения загрязнения в зависимости от гидрологического режима реки Дунай на данном участке.

Список литературы

1. *Методические основы оценки и регламентирования антропогенного влияния на качество поверхностных вод* / Под ред. проф. А.В. Караушева. – Л.: Гидрометеоздат, 1987. – 285 с.
2. *Бланк Ю.И., Дябло В.В.* Обратное водоснабжение на судоремонтных заводах. – М.: Транспорт, 1984. – 207 с.
3. *Інструкція про порядок розробки та затвердження гранично допустимих скидів (ГДС) речовин у водні об'єкти зі зворотними водами: Затв. наказом Міністерства охорони навколишнього природного середовища України 15.12.94 р. № 116.* – К., 1994. – 79 с.
4. *Курников А.С., Орехов В.А., Ефремов С.Ю.* Технология судоремонта: Курс лекций – Н. Новгород: Изд-во ФГОУ ВПО «ВГАВТ», 2008. – 240 с.
5. *ГосСанПиН 4630-88 «Санитарные правила и нормы охраны поверхностных вод от загрязнения».* – М.: Минздрав СССР, 1988. – 69 с.
6. *Обобщенный перечень предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов.* – М.: Минрыбхоз СССР, 1990. – 44 с.
7. *Никифоров В.Г.* Судоремонтные предприятия: экономика и управление. – М.: Транспорт, 1986. – 336 с.
8. *Гидрология дельты Дуная* // Под ред. Михайлова В.Н. – М.: ГЕОС, 2004. – 448 с.
9. *Игошин Н.И.* Проблемы восстановления малых рек и водоёмов. Гидроэкологические аспекты: Учебное пособие. – Харьков: Бурун Книга, 2009. – 240 с.

Зміна якості води на ділянці річки Дунай (затон Базарчук) в результаті роботи судоремонтного підприємства. Кориневська В.Ю., Черой А.І., Соловійова К.В.

Представлена характеристика емісійних потоків забруднювальних речовин, які утворюються в технологічних процесах на судоремонтному підприємстві. Проведена оцінка якості води в акваторії підприємства. Досліджені зміни гідрохімічних показників річки Дунай у створах, розташованих вище та нижче за течією, з побудовою графічних моделей якості води.

Ключові слова: забруднювальна речовина, плавдок, гідроствор, сумарний екологічний коефіцієнт.

Change of the water quality on the part of the Danube river (Bazarchuk crawl) as a result of ship-repair enterprise working, Korinevskaya V., Cheroy A., Solovyova K.

Description of pollutants emission streams which generate in technological processes on a ship-repair enterprise is presented. The assesment of water quality in the enterprise aquatorium is conducted. The changes of hydrochemical marks of the Danuberiver in the control sections located up and down stream are investigated, with the construction of water quality graphic models.

Keywords: pollutants, dock, control section, total environmental coefficient.

Бургаз О.А. ас., Снісаренко В.В. ас.
Одеський державний екологічний університет

ЗАБРУДНЕННЯ АТМОСФЕРИ ВУГЛЕКИСЛИМ ГАЗОМ НАД ТЕРИТОРІЄЮ УКРАЇНИ

Досліджені особливості просторової структури полів вуглекислого газу в атмосфері над територією України. На основі матриць вихідних значень загального вмісту вуглекислого газу були побудовані матриці осереднених значень для кожного сезону окремо та для всього періоду дослідження. Побудовані та досліджені поля осереднених значень і поля середніх квадратичних відхилів. Отримані накопичені значення вмісту CO₂ в атмосфері.

***Ключові слова:** вуглекислий газ, поля концентрацій ВГ, структура, градієнт, матриці коваріацій, накопичені значення.*

Загальна постановка проблеми та аналіз останніх досліджень і публікацій.

Проблема глобального кругообігу вуглецю (ГКВ) привернула за останні десятиліття особливу увагу у зв'язку з численними, часто спекулятивними, поясненнями ролі CO₂ в зміні клімату в майбутньому [1]. На жаль, до теперішнього часу відсутня достатньо об'єктивна оцінка цієї ролі. Опубліковані недавно роботи [2, 3, 4] підвели перші підсумки створення формалізованої технології оцінки парникового ефекту за рахунок CO₂ з урахуванням ролі наземних і океанських екосистем. Був показаний інтерактивний зв'язок між глобальним круговоротом вуглецю у формі CO₂ і змінами клімату. Формалізація цього зв'язку заснована на синтезі глобальної моделі функціонування системи «природа-суспільство (СПС)» при обліку просторового розподілу елементів цієї системи, що дозволяє звести в єдину взаємно зв'язану схему причинно-наслідковій співвідношення потоків вуглецю між різними його біосферними і геосферними резервуарами.

Об'єктивна формалізація біосферних джерел і стоків CO₂ як функцій параметрів навколишнього середовища і облік реальної ролі антропогенних процесів стають можливими завдяки останнім розробкам багатьох авторів, що розвивають моделі різного ступеня детальності опису розподілених в просторі потоків вуглецю і їх взаємодії з компонентами СПС [5].

Матеріали і методи дослідження. У якості вихідних були взяті дані міжнародного проекту GEMS [6]. Даний проект використовує дані, отримані за допомогою радіометрів високого дозволу, що встановлені на метеорологічних супутниках. Вихідна супутникова інформація була оброблена у моделі ре-аналізу з метою прив'язки даних до регулярної сітки точок. Вихідні дані представляють собою інформацію про загальний вміст вуглекислого газу в стовпі атмосфери площею поперечного перерізу 1 м² і мають розмірність кг/м². Таким чином використовувалась строкова інформація про вміст діоксиду вуглецю за 12 годин (за Гринвічем) у регулярній сітці точок з просторовим дозволом 1,125° широти × 1,125° довготи. Інформація була відібрана за період з 1 січня 2003 р. по 31 грудня 2007 р. Таким чином ряд даних склав 1826 значень для кожного вузла сітки точок.

На основі вихідних даних, методом осереднення, були отримані середньомісячні значення загального вмісту вуглекислого газу в атмосфері. В результаті осереднення отриманий ряд середньомісячних значень загального вмісту CO₂ в атмосфері, що склав 60 членів для кожного вузла сітки точок. Дана процедура дозволила отримати значення загального вмісту вуглекислого газу в атмосфері для кожного сезону окремо та для всього періоду дослідження, тобто поле середніх значень загального вмісту CO₂ в атмосфері за п'ятирічний період.

В якості території дослідження був взятий сектор північної півкулі між $52,875^\circ$ та $43,875^\circ$ півн. ш. та $21,345^\circ$ і $40,5^\circ$ сх. д. Таким чином, враховуючи крок сітки точок, загальна кількість точок склала 162. Це дало змогу побудувати матрицю середньомісячних значень загального вмісту вуглекислого газу в атмосфері розміром 162×60 .

Осереднені поля CO_2 представляють інтерес, так як відображають характер просторової мінливості вуглекислого газу з часом над територією України.

На основі матриці середньомісячних значень, були отримані матриці коваріації, які, в свою чергу, дали змогу отримати матриці середніх квадратичних відхилень. Таке розділення значно спрощує коваріаційний аналіз полів вуглекислого газу з часом над територією України.

Дослідження статистичної структури полів вуглекислого газу виконувалось за допомогою методу багатовимірного статистичного аналізу, а саме – кореляційного аналізу [7].

Для одержання матриць коваріацій використовувалось матричне рівняння

$$K_X = \frac{1}{m-1} \Delta X' \Delta X, \quad (1)$$

де m – об'єм вибірки;

ΔX – матриця центрованих елементів;

$\Delta X'$ – транспонована матриця центрованих елементів.

Як відомо, на головній діагоналі матриці коваріацій розташовуються дисперсії величини, що досліджується. Маючи матрицю коваріацій, можна легко сформувати діагональну матрицю середніх квадратичних відхилень.

Результати дослідження та їх аналіз. Аналізуючи поле загального вмісту вуглекислого газу (ВГ) для всього періоду дослідження можна відмітити, що вся територія України знаходиться у зоні порівняно невеликих меридіональних градієнтів, при цьому ізолінії поля приймають квазіширотний напрямок (рис. 1). Звертає на себе увагу зона мінімуму над територією Румунії та максимум, що знаходиться над територією Росії. Величина градієнтів досягає $0,15 \text{ кг/м}^2/1^\circ$ широти.



Рис. 1 – Поле середньомісячних значень загального вмісту CO_2 (2003 – 2007).

При розгляді середньосезонних полів загального вмісту діоксиду вуглецю в атмосфері можна помітити значну схожість їх у осінній та зимовий періоди. Характер розподілу CO₂ над територією України восени і взимку майже ідентичний, він також дуже схожий зі структурою поля ВГ отриманого для всього періоду дослідження (рис. 2 – 3). Тут також проявляється зона мінімальних значень над Румунією і максимуму над територією Росії. Відмінність між ними полягає у тому, що взимку спостерігається збільшення вмісту CO₂ у атмосфері.



Рис. 2 – Поле середньомісячних значень загального вмісту CO₂ (осінній період).

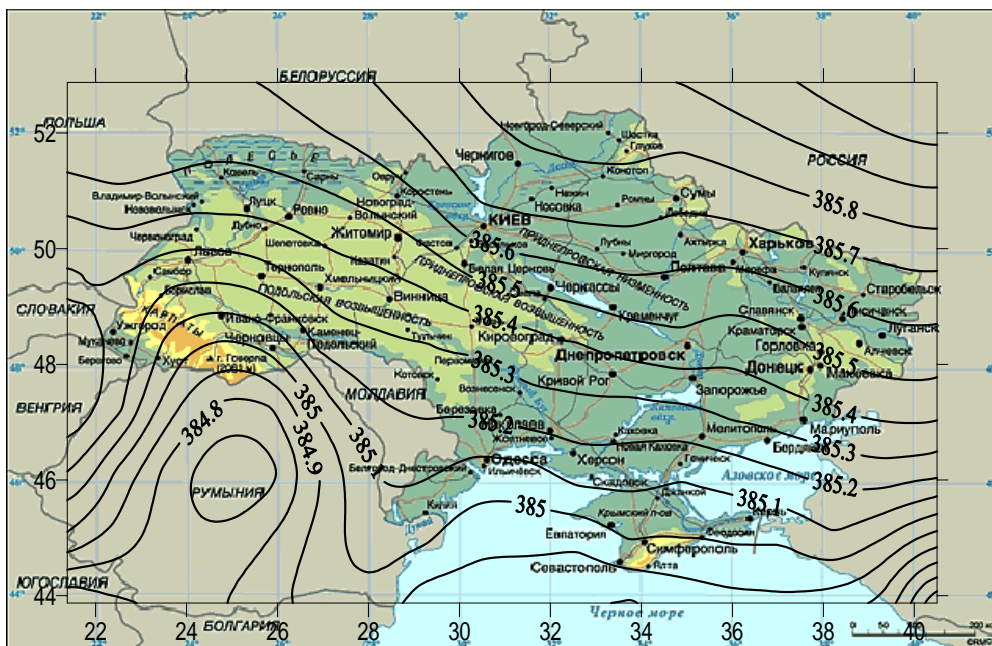


Рис. 3 – Поле середньомісячних значень загального вмісту CO₂ (зимовий період).

Навесні територія України знаходиться у зоні відносно високих меридіональних градієнтів загального вмісту вуглекислого газу (рис. 4). величина градієнтів складає у середньому $0,2 \text{ кг/м}^2 / 1^\circ$ широти.

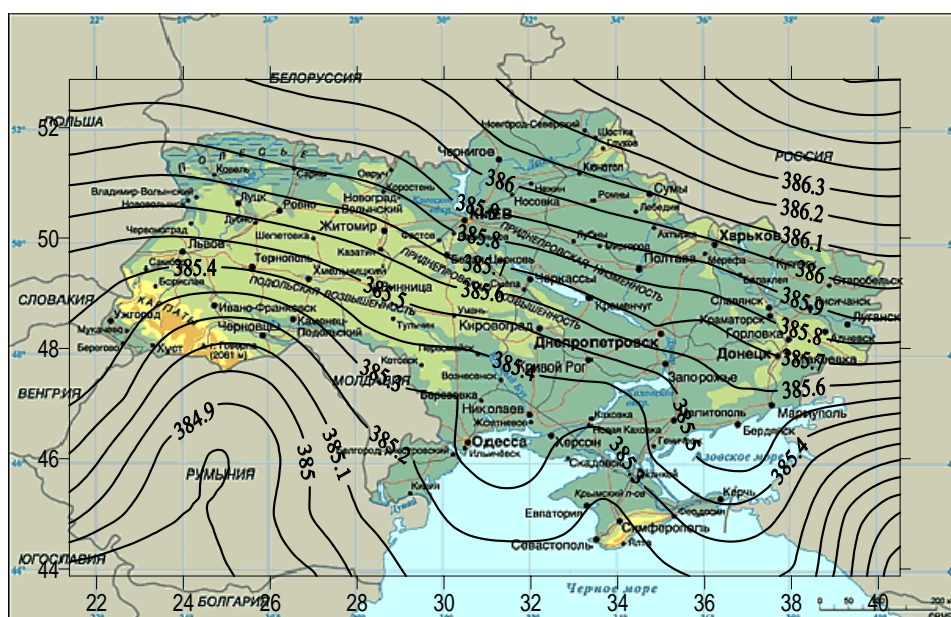


Рис. 4 – Поле середньомісячних значень загального вмісту CO_2 (весняний період).

Характер поля вмісту вуглекислого газу літку в основному формується під впливом зони мінімуму над Румунією (рис. 5). Як можна побачити з рис. 5, в західних областях зональний розподіл ізоліній поля CO_2 цілкомитов обумовлений саме впливом зони мінімуму. Проте квазімеридіональний напрямок ізоліній у центральних та східних областях спричинений взаємовпливом зони мінімальних значень, що згадувалась вище, та зони максимуму в районі російського Приазов'я.

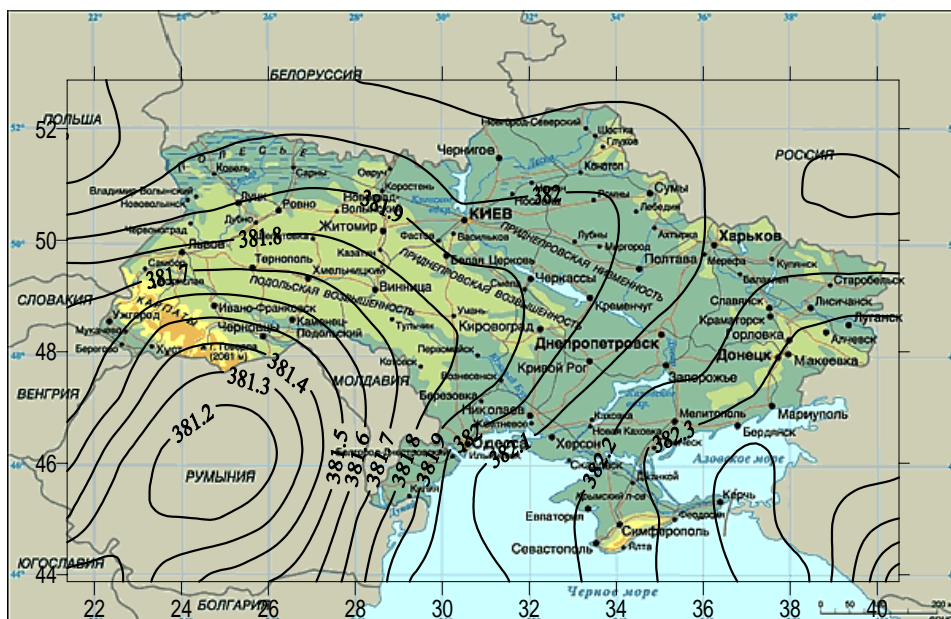


Рис. 5 – Поле середньомісячних значень загального вмісту CO_2 (літній період).

Надзвичайно цікаву особливість загального вмісту вуглекислого газу виявляє часовий хід накопичених значень CO_2 для сектору, що досліджується (рис. 6). Накопичені величини, отримані шляхом знаходження суми значень вмісту CO_2 для всіх точок поля.

Як видно з рисунку, у п'ятирічному ході надзвичайно виразно проявляється тренд збільшення кількості вуглекислого газу в атмосфері. Крім того наявна сезонна компонента змін накопичених значень.

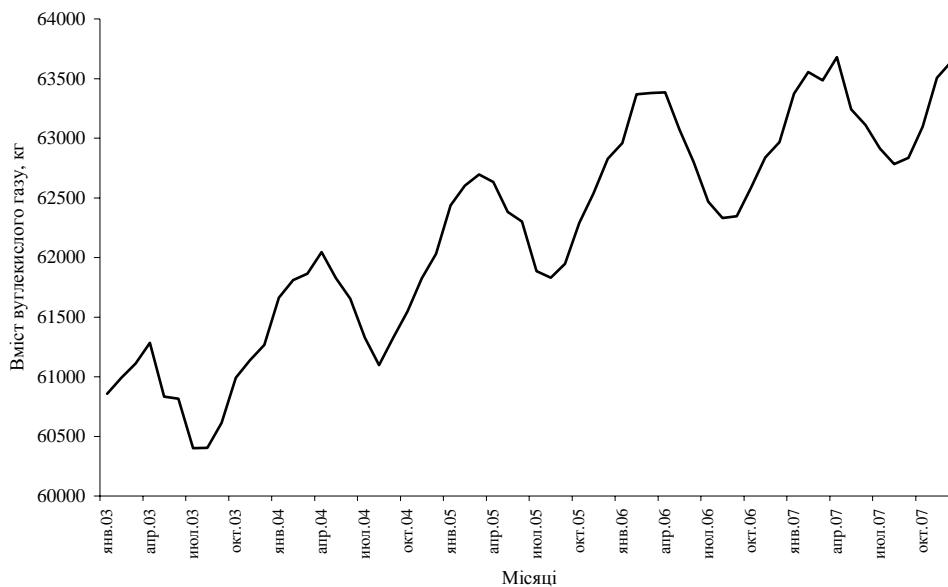


Рис. 6 - П'ятирічний хід накопичених значень CO_2 для сектору дослідження.

Сезонні змінування концентрації CO_2 в атмосфері можуть бути пояснені поглинанням ВГ зеленими рослинами у весняно-літній період в процесі фотосинтезу.

Важливою характеристикою статистичної структури є поля мінливості CO_2 . Як і для осереднених значень, поля мінливості були отримані як для усього періоду дослідження, так і для кожного сезону окремо.

Розглядаючи поле середніх квадратичних відхилень (СКВ), що отримане для всього періоду дослідження на основі середньомісячних значень загального вмісту CO_2 в атмосфері, можна відзначити, що вся територія України знаходиться у зоні досить високих меридіональних градієнтів мінливості (рис. 7).

Як видно з рисунку, мінливість поступово збільшується у північному напрямку. Слід зазначити, що над східними районами України меридіональні градієнти більш значні ніж над західними і складають близько $0,06 \text{ кг/м}^2/1^\circ$ широти, в той час як над західними регіонами ці показники складають близько $0,03 \text{ кг/м}^2/1^\circ$ широти.

У весняний період поле мінливості загального вмісту вуглекислого газу має досить складну структуру (рис. 8). В цей період формування поля мінливості відбувається під впливом центру підвищених значень СКВ над територією Росії та центру зменшеної мінливості над територією Румунії.

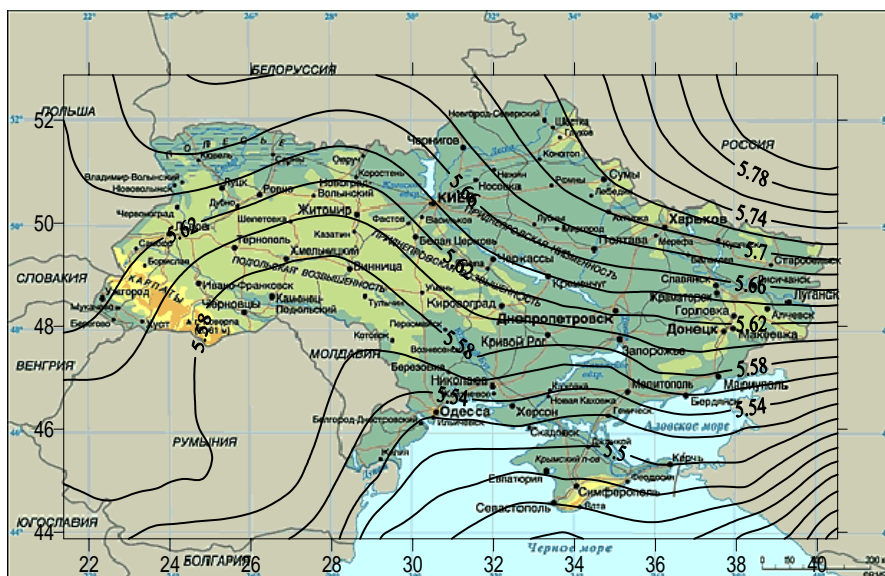


Рис. 7 – Поле середніх квадратичних відхилень вмісту CO₂ (2003 – 2007).

Така структура поля СКВ призводить до зміни напрямку ізоліній над територією України. Як видно з рисунку, над західними регіонами України ізолінії поля СКВ мають широтний характер. Такий же характер має структура поля мінливості над південними регіонами. Тут також відмічається згущення ізоліній та збільшення меридіонального градієнту мінливості загального вмісту CO₂ в атмосфері у районі 47° півн. ш. та 36° сх. д. В цей же час, над центральними та східними регіонами України ізолінії поля СКВ мають меридіональний напрямок.

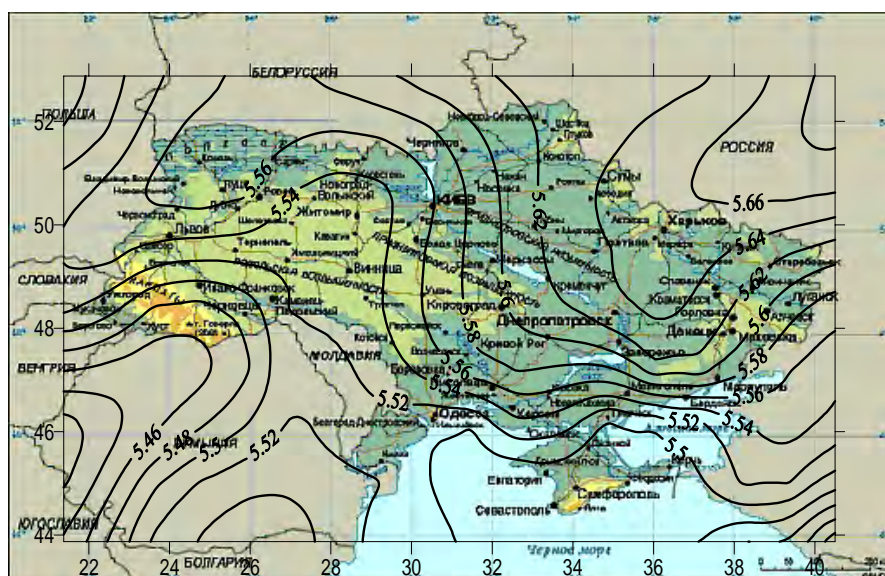


Рис. 8 – Поле середніх квадратичних відхилень вмісту CO₂ (весняний період).

Досить цікаву структуру має поле середніх квадратичних відхилень загального вмісту ВГ у літній період (рис. 9).

З рисунку видно, що над північними районами України утворюється зона знижених значень мінливості вмісту CO₂ в атмосфері. В літній період зони підвищених та знижених значень мінливості, що розглядалися вище міняються своїми місцями: над

територією Румунії розташовується зона підвищених значень СКВ. Також слід зазначити меридіональний напрямок ізоліній над західними регіонами України.

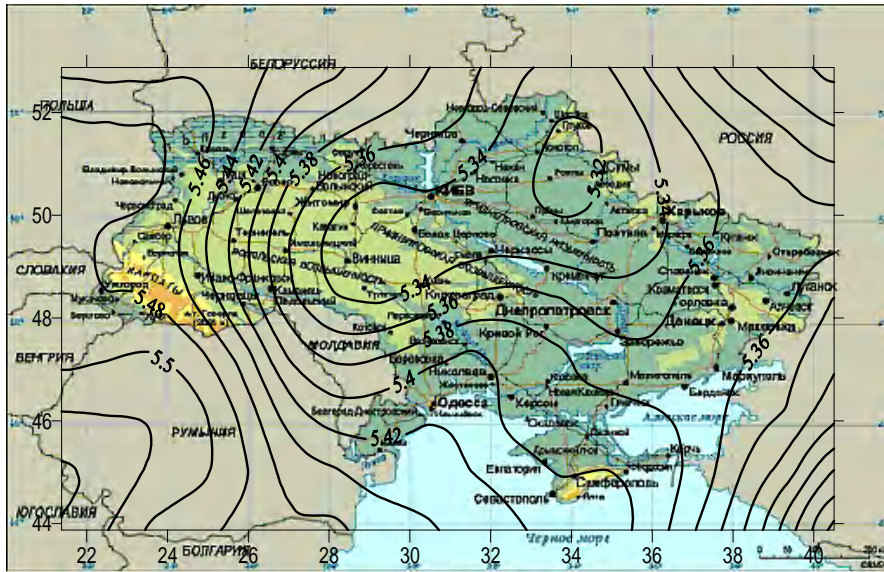


Рис. 9 – Поле середніх квадратичних відхилень вмісту CO₂ (літній період).

Восени відбувається перебудова поля мінливості загального вмісту вуглекислого газу (рис. 10). В цей період зона мінімуму вмісту CO₂ переміщується на південний захід і розташовується над територією Молдавії.

Можна помітити, що на північ від 48° півн. ш., над територією України розташовується зона підвищених меридіональних градієнтів мінливості загального вмісту CO₂ в атмосфері. Їх значення досягають 0,04 кг/м²/1° широти. Південні області займає мало градієнтна зона.

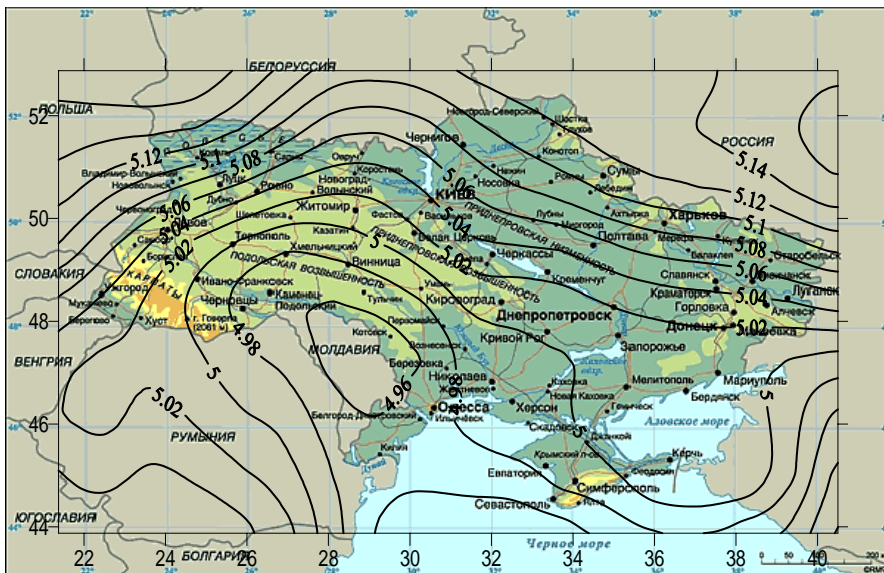


Рис. 10 – Поле середніх квадратичних відхилень вмісту CO₂ (осінній період).

Досить цікаву структуру має поле СКВ у зимовий період (рис 11).

Взимку всю територію України займає зона великих меридіональних градієнтів СКВ, значення яких досягають $0,08 \text{ кг/м}^2/1^\circ$ широти. Можна також помітити, що над західними областями відбувається розрідження ізоліній поля мінливості, а меридіональні градієнти зменшуються до $0,04 \text{ кг/м}^2/1^\circ$ широти.

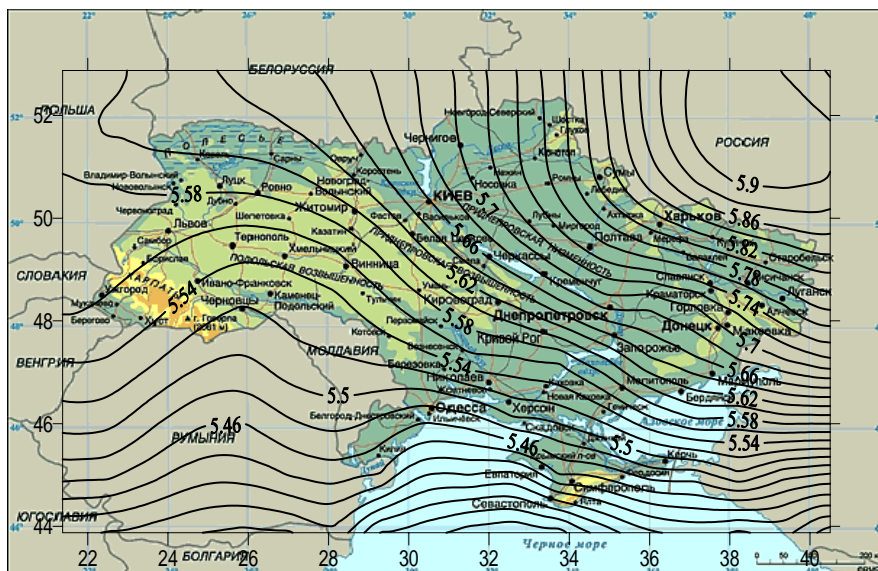


Рис. 11 – Поле середніх квадратичних відхилень вмісту CO_2 (зимовий період).

Розглядаючи поля середніх квадратичних відхилень середньомісячних значень загального вмісту CO_2 в атмосфері як за весь сезон дослідження, так і посезонно, можна відмітити досить низькі значення мінливості вмісту ВГ. При середніх значеннях вмісту вуглекислого газу порядку $380 - 390 \text{ кг/м}^2$, значення СКВ досягають лише близько $5,5 \text{ кг/м}^2$.

Висновки. Дослідження полів концентрації вуглекислого газу над територією України показали, що змінення концентрацій CO_2 відбувається під впливом зони мінімальних значень над територією Румунії та зони максимумів над територією Росії. Така особливість проявляється як для кожного сезону окремо, так і для всього періоду дослідження в цілому.

Розглядаючи поля середніх квадратичних відхилень середньомісячних значень загального вмісту CO_2 в атмосфері як за весь сезон дослідження, так і посезонно, можна відмітити досить низькі значення мінливості вмісту ВГ. В цілому поля СКВ мають досить неоднорідну структуру, що змінюється в різні сезони.

Дуже цікаву особливість динаміки вмісту CO_2 можна відмітити при розгляді часового ходу накопичених значень концентрації вуглекислого газу. Загальне збільшення вмісту вуглекислого газу відбувається на фоні сезонних коливань вмісту CO_2 . При цьому помітно, що з квітня по вересень відбувається зниження концентрації вуглекислого газу в атмосфері, а з жовтня по березень – її збільшення. Таку динаміку можна пояснити поглинанням CO_2 рослинністю у теплий період року.

Список літератури

1. Кондратьев К. Я. Глобальная экодинамика на рубеже двух тысячелетий // Исслед. Земли из космоса. – 2000. – N 4. с.
2. Кондратьев К. Я. Глобальные изменения на рубеже двух тысячелетий // Вестник РАН. – 2000. – V. 70(9). P. 788 – 796.
3. Кондратьев К. Я. (2004 а). Глобальные изменения климата: данные наблюдений и результаты численного моделирования // Исследование Земли из космоса. – 2004 № 1. С. 3-25.
4. Kondratyev K.Ya., Krapivin V.F., Phillips G.W. () Global environmental change: Modelling and Monitoring, Springer, Berlin, 2002. – 319 p.
5. Пархоменко В.П., Тарко А.М. Анализ современных проблем мира и России Вычислительный центр РАН, Сообщения по прикладной математике 2002. – 54 с.
6. Служба даних ECMWF [Електронний ресурс]. – Режим доступу до журналу http://data-portal.ecmwf.int/data/d/gems_reanalysis/
7. Школьний Є.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Методи обробки та аналізу гідрометеорологічної інформації. – Одеса, 1999. – с.600.

Загрязнение атмосферы углекислым газом над территорией Украины.

Бургаз А.А. Снисаренко В.В.

Исследованы особенности пространственной структуры полей углекислого газа в атмосфере над территорией Украины. На основе матриц исходных значений общего содержания углекислого газа были построены матрицы осредненных значений для каждого сезона отдельно и для всего периода исследования. Построены и исследованы поля осредненных значений и поля средних квадратических отклонений. Получены накопленные значения содержания CO₂ в атмосфере.

Ключевые слова: углекислый газ, поля концентраций УГ, структура, градиенты, матрицы ковариаций, накопленные значения.

Contamination of atmosphere by carbon dioxide above territory of Ukraine.

Burgaz A.A. Snisarenko V.V.

The features of carbon dioxide fields spatial structure in an atmosphere above territory of Ukraine are probed. On the basis of carbon dioxide general maintenance initial values matrices the matrices of average values for every season separately and for all of period of research were built. The fields of average values and the fields of mean quadratic deviations were built and researched. The cumulative values CO₂ maintenance in atmosphere are got.

Keywords: carbon dioxide, carbon dioxide concentration fields, structure, gradients, matrices of covariances, cumulative values.

ОЦЕНКА КОМФОРТНОСТИ КЛИМАТА ГОРОДОВ БЕЛАРУСИ

Дана территориально дифференцированная геоэкологическая оценка комфортности климата городов Беларуси и предложен прогнозный сценарий ее изменения в 2020 году. Полученные результаты могут быть использованы в практике рационального природопользования Беларуси для принятия грамотных управленческих решений по оптимизации функционирования и развития урбанизированных территорий страны.

Ключевые слова: *город, жизнедеятельность, комфортность, климат, человек.*

Вступление.

В настоящее время уделяется значительное внимание проблемам развития городов требующих квалифицированного решения. Многогранность города как природно-социального комплекса, архитектурной и градостроительной системы требует участия в исследовании его проблем представителей многих наук. Изучение комфортности климатических условий городов является составной частью комплексной оценки геоэкологического потенциала среды жизнедеятельности человека на урбанизированных территориях.

Достижения в области исследовании климатической системы и развитие компьютерных технологий позволили разработать ряд глобальных климатических моделей, определить тенденции изменения климата Земли. Разработана Всемирная климатическая программа. Проведено значительное количество международных конференций, выполнено много международных и национальных научных программ направленных на всесторонне изучение климата и оценку последствий его возможных вариаций.

Из наиболее значимых работ последнего десятилетия по изучению климата в Беларуси следует отметить монографии [1, 2]. В Беларуси разработана Национальная климатическая программа. В соответствии с обязательствами по выполнению Рамочной Конвенцией ООН об изменении климата ведутся исследования тенденций изменения климата и его воздействия на окружающую среду. Вместе с тем, несмотря на значительный объем исследований, выполненных с помощью традиционных подходов к оценке и прогнозу воздействия климата и погоды на различные сферы хозяйственной деятельности, они не могут удовлетворить современные запросы практики. Проблема геоэкологической оценки комфортности климата городов, как самостоятельная задача, рассмотрена пока еще недостаточно.

Цель и методы исследований.

Анализ литературных источников и собственные исследования позволили авторам разработать методику геоэкологической оценки комфортности климата городов. Она базируется на расчете частных и интегральных эколого-климатических показателей состояния окружающей среды, характеризующих степень ее благоприятности для человека, выполненных на основе математического моделирования природно-антропогенных процессов и современных ГИС-технологий [3-5].

Результаты исследований и их анализ.

Под геоэкологической оценкой комфортности климата города авторы понимают определение степени его благоприятности по отношению к организму человека с учетом естественного потенциала самоочищения атмосферы и влияния климата на режим эксплуатации жилых сооружений. Для оценки комфортности климата городов была разработана система ранжирования эколого-климатических показателей с учетом их весовых коэффициентов, согласно которой оптимальным эколого-климатическим па-

раметрам в пределах городов соответствует высший балл, а низший – неблагоприятным, табл. 1.

Таблица 1 – Эколого-климатические показатели геоэкологической оценки комфортности климата городов Беларуси

Значимость, F	Показатели комфортности климата	Диапазон данных				
5	Продолжительность комфортного периода с НЭЭТ от 17 до 21 °С, (K _{нээт}) дни	≥41	40-36	35-31	30-26	≤25
4	Количество душных дней с t _в ≥ 20 °С, f ≥ 75 %, (K _{дд}) дни	0	1-3	4-6	7-9	≥10
5	Продолжительность дискомфортного периода с индексом холодового стресса по Хиллу ≥4,5 Вт/м ² ·с, (K _{дп}) дни	≤20	21-25	26-30	31-35	≥36
4	Количество холодных дней с t _в ≤ -10 °С, (K _{хд}) дни	≤5	6-10	11-15	16-20	≥21
5	Изменчивость погоды, (K _{ип}) отн. ед.	≤130	131-140	141-150	151-160	≥161
4	Количество дней с межсуточным изменением атмосферного давления ≥9 гПа/сут, (K _{ад}) дни	≤30	31-35	36-40	41-45	≥46
4	Количество дней с относительной влажностью воздуха ≥80 %, (K _{овв}) дни	≤150	151-165	166-180	181-195	≥196
3	Количество дней со скоростью ветра ≥5 м/с, (K _{св}) дни	≤5	6-10	11-15	16-20	≥21
3	Количество дней с осадками ≥1 мм, (K _{ос}) дни	≤100	101-110	111-120	121-130	≥131
3	Количество дней с облачностью ≥6 баллов, (K _{об}) дни	≤240	241-250	251-260	261-270	≥271
3	Продолжительность комфортного периода эксплуатации жилых сооружений, (K _{эжс}) дни	≤120	119-110	109-100	99-90	≥89
3	Климатический потенциал самоочищения атмосферы, (K _{кпс}), отн. ед.	≤0,2	0,3-0,4	0,5-0,6	0,7-0,8	≥0,9
2	Средняя температура июля, (t _и) °С	19,0-20,0	20,1-20,5 18,9-18,5	20,6-21,0 18,4-18,0	21,1-21,5 17,9-17,5	≥21,6; ≤17,4
2	Средняя температура января, (t _я) °С	≥-4	-4,1- -6,0	-6,1- -8,0	-8,1- -10,0	≤-10,1
Уровень комфортности эколого-климатических показателей, (С) баллы		5	4	3	2	1

Интегральный показатель комфортности климата дает представление о степени благоприятности климата городов для жизнедеятельности людей с учетом воздействия всего комплекса рассматриваемых метеорологических факторов и рассчитывается по уравнению:

$$K_{инкк} = C_1F_1 + C_2F_2 + C_3F_3 + \dots + C_nF_n / F_1 + F_2 + F_3 + \dots + F_n,$$

где $K_{инкк}$ – интегральный показатель комфортности климата, отн. ед.;

C – уровень i -го эколого-климатического показателя, баллы;

F – коэффициент значимости i -го эколого-климатического показателя.

В крупных городах Беларуси можно выделить 4 категорий комфортности климатических условий: $K_{инкк} \geq 4,00$ – комфортные, $3,00-3,99$ – умеренно комфортные, $2,00-2,99$ – мало комфортные, $\leq 1,99$ – дискомфортные.

Предложенная методика была реализована в виде географической информационной системы геоэкологической оценки комфортности климата крупных городов (ГИС «ГОКК»). Разработка ГИС «ГОКК» базируется на методологии системного анализа и ее структура состоит из трех основных подсистем: ввода и управления данными, их сортировки и классификации по заданным признакам; вычислительной обработки и комбинирования данных по заданной программе; представления полученных расчетных характеристик в виде таблиц. Программа ГИС «ГОКК» написана в среде Delphi на языке Object Pascal.

Оценка комфортности климата городов Беларуси выполнялась на основе средне-суточной метеорологической информации (средние суточные данные о температуре и относительной влажности воздуха, парциальном давлении водяного пара, скорости ветра, атмосферном давлении, атмосферных осадках, общей облачности, туманах) по данным 6 метеостанций областных центров страны за 25-летний период (1984-2008 гг.). Такой временной интервал позволяет выявить тенденции пространственно-временной динамики эколого-климатических показателей (ЭКП) городов.

Анализ полученных результатов показал, что, в городах Беларуси в теплый период года количество дней с нормальной эквивалентно-эффективной температурой (НЭЭТ) воздуха, отражающей воздействие на человека совокупности метеорологических условий: скорости ветра, температуры и относительной влажности воздуха, отличаются значительной пространственно-временной изменчивостью. Максимальное значение $K_{нээт}$ наблюдалось в 2000 г. в Минске – 53 дня, а наименьшее – в 1990 г. в Могилеве – 8 дней. Коэффициент вариации (C_v) $K_{нээт}$ изменяется от 20,21 % в Гомеле до 34,85 % в Гродно. Уровень комфортности $K_{нээт}$ отличается значительно большей изменчивостью, чем абсолютные значения рассматриваемого ЭКП. C_v уровня комфортности $K_{нээт}$ варьирует от 33,15 в Минске до 63,88 % в Могилеве. В среднем большее количество дней с комфортными значениями НЭЭТ за период с 1984 по 2008 год отмечается в Минске, Бресте и Гомеле, немного меньше – в Витебске и минимальное – в Гродно и Могилеве.

Количество душных дней со средней суточной температурой воздуха ≥ 20 °С и относительной влажностью воздуха ≥ 75 % ($K_{од}$) в городах Беларуси в течение года не большое (3-5), но отличается значительной пространственной и межгодовой изменчивостью. Максимальные значения $K_{од}$ наблюдались в 2001 г. в Гомеле и Гродно (21 день). В тоже время во всех городах страны, в отдельные годы, подобные климатические условия не наблюдались: в Бресте – 1984-1985; Витебске – 1984, 1993-1994, 2006; Гомеле – 1987; Гродно – 1984, 1993, 1994; Минске – 1992, Могилеве – 1984, 1993. Коэффициент вариации $K_{од}$ изменяется от 68,79 % в Бресте до 110,25 % в Гродно. Уровень комфортности $K_{од}$ отличается меньшей изменчивостью, чем абсолютный показатель. C_v уровня комфортности $K_{од}$ варьирует от 21,74 в Минске до 38,49 % в Гомеле.

В холодный период года важной характеристикой комфортности климатических условий является количество дней с индексом холодового стресса по Хиллу $\geq 4,5 \text{ Вт/м}^2\cdot\text{с}$, отражающей воздействие на человека совокупности метеорологических условий: скорости ветра, температуры и упругости водяного пара воздуха. Максимальное значение $K_{\text{дн}}$ наблюдалось в 1993 г. в Могилеве и составило 127 дней, а наименьшее – в 2000 г. в Минске – 8 дней. Коэффициент вариации $K_{\text{дн}}$ изменяется от 13,95 % в Могилеве до 62,7 % в Минске. Уровень комфортности $K_{\text{дн}}$ в Гродно и Могилеве самый низкий и стабильный среди областных центров Беларуси. В тоже время C_v уровня комфортности $K_{\text{дн}}$ в Витебске составляет 80,7 %. В среднем большее количество дней с дискомфортными значениями $K_{\text{дн}}$ за период с 1984 по 2008 год отмечается в Гродно и Могилеве, далее по убыванию этого показателя следуют Витебск, Гомель, Минск и Брест.

Количество холодных дней с температурой воздуха $\leq -10 \text{ }^\circ\text{C}$ в городах Беларуси в течение года относительно небольшое. Во всех городах страны наибольшие значения $K_{\text{хд}}$ наблюдалось в 1985 г. в Гомеле и Могилеве – 57 дней, в Витебске – 53, Минске – 46, Гродно – 41 и Бресте – 35. Минимальное количество холодных дней в Витебске было в 1990 и 2008 годах (3 дня), в Гомеле, Гродно, Минске и Могилеве – в 1990 году (2), а в Бресте в 1984 и 1990 годах вообще не было холодных дней. Коэффициент вариации $K_{\text{хд}}$ изменяется от 57,57 % в Витебске до 103,91 % в Бресте. C_v уровня комфортности $K_{\text{хд}}$ в Бресте, Гомеле, Гродно и Минске меньше, а в Витебске и Могилеве выше, чем у абсолютных значений этого ЭКП и варьирует от 38,02 % в Бресте до 69,9 % в Могилеве. В среднем за период с 1984 по 2008 год меньшее количество холодных дней в отмечается в Бресте (9,2), далее в порядке возрастания средних значений этого эколого-климатического показателя располагаются Гродно (12,4), Минск (16,0), Гомель (17), Витебск (21,4) и Могилев (22).

Количество случаев с контрастными именениями погоды ($K_{\text{ин}}$) в городах Беларуси в течение года, отличается незначительной пространственно-временной изменчивостью. Максимальное значение $K_{\text{ин}}$ наблюдалось в 1995 г. в Витебске и в 1994 г. в Минске – 179 дней, а наименьшее – в 2002 г. в Гомеле – 116 дней. Коэффициент вариации $K_{\text{ин}}$ небольшой и изменяется от 7,6 % в Бресте до 9,07 % в Гродно. Уровень комфортности $K_{\text{ин}}$ отличается значительно большей изменчивостью, чем абсолютные значения рассматриваемого ЭКП. C_v уровня комфортности $K_{\text{ин}}$ варьирует от 36,59 в Бресте до 57,97 % в Витебске. В среднем большее количество случаев с контрастными именениями погоды в период с 1984 по 2008 год отмечается в Витебске (157,6), в остальных городах этот эколого-климатический показатель различается незначительно, от 145,9 в Гродно до 149,2 в Могилеве.

Количество дней с межсуточным изменением атмосферного давления $\geq 9 \text{ гПа/сут}$ отличается небольшой пространственно и временной изменчивостью. Максимальное значение $K_{\text{ад}}$ наблюдалось в 1995 г. в Витебске – 72 дня, а наименьшее – в 1996 г. в Гомеле и в 2006 году в Минске – 23 дня. Коэффициент вариации (C_v) $K_{\text{ад}}$ изменяется от 21,83 % в Бресте до 25,03 % в Гомеле. Уровень комфортности $K_{\text{ад}}$ отличается значительно большей изменчивостью, чем абсолютные значения этого ЭКП. C_v уровня комфортности $K_{\text{нээт}}$ варьирует от 48,1 в Бресте до 87,93 % в Витебске. В среднем большее количество дней с резким межсуточным изменением атмосферного давления за период с 1984 по 2008 год отмечается в Витебске, Гродно, Минске и Могилеве, минимальное – в Гомеле и Бресте.

Важной характеристикой комфортности климатических условий в городах является количество дней с относительной влажностью воздуха $\geq 80 \text{ } \%$, неблагоприятной для жизнедеятельности населения. Максимальное значение $K_{\text{ов}}$ наблюдалось в 1985 г. в Гродно и составило 249 дней, а наименьшее – в 2000 г. в Бресте – 135 дней. Коэффициент вариации $K_{\text{ов}}$ небольшой и изменяется от 8,75 % в Минске до 10,02 % в Гомеле.

Уровень комфортности $K_{ов}$ в Могилеве и Гродно самый низкий среди областных центров Беларуси. С_v уровня комфортности $K_{ов}$ варьирует от 26,77 % в Бресте до 55,41 % в Гродно. В среднем большее количество дней с дискомфортными значениями относительной влажности воздуха за период с 1984 по 2008 год отмечается в Гродно, далее по убыванию этого показателя следуют Могилев, Витебск, Минск, Гомель и Брест.

Количество дней со скоростью ветра ≥ 5 м/с отличается значительной пространственно-временной изменчивостью. Максимальное значение $K_{св}$ было отмечено в 1997 г. в Могилеве – 134 дня. Отсутствие дней со скоростью ветра ≥ 5 м/сек наблюдалось в Витебске в 2006 году и в Минске 2006 и 2008 годах. Коэффициент вариации $K_{св}$ изменяется от 18,6 % в Могилеве до 97,62 % в Минске. Уровень комфортности $K_{св}$ отличается значительно меньшей изменчивостью, чем абсолютные значения этого ЭКП. С_v уровня комфортности $K_{св}$ варьирует от 0 в Гродно и Могилеве, до 55,68 % в Витебске. В среднем большее количество дней с высокой скоростью ветра за период с 1984 по 2008 год отмечается в Гродно (78,5) и Могилеве (918), минимальное – в Минске (5,9).

Количество дней с осадками ≥ 1 мм ($K_{ос}$) в городах Беларуси в течение года, отличается незначительной пространственно-временной изменчивостью. Максимальное значение $K_{ос}$ наблюдалось в 1988 г. в Витебске – 154 дня, а наименьшее – в 2002 г. в Гродно – 85 дней. Коэффициент вариации $K_{ос}$ небольшой и изменяется от 9,62 % в Бресте до 10,75 % в Могилеве. Уровень комфортности $K_{ос}$ отличается значительно большей изменчивостью, чем абсолютные значения рассматриваемого ЭКП. С_v уровня комфортности $K_{ос}$ варьирует от 23,02 в Гродно до 54,79 % в Витебске. В среднем большее количество дней с осадками ≥ 1 мм в городах Беларуси в период с 1984 по 2008 год отмечается в Витебске (126,5), в остальных городах этот эколого-климатический показатель различается незначительно, от 104,0 в Бресте до 1116,8 в Минске.

Существенной характеристикой комфортности климатических условий в городах является количество дней с облачностью ≥ 6 баллам ($K_{об}$), имеющей негативное психолого-физиологическое воздействие на жизнедеятельность населения городов. Максимальное значение $K_{об}$ наблюдалось в 2008 г. в Витебске и составило 289 дней, а наименьшее – в 2006 г. в Бресте – 208 дней. Коэффициент вариации $K_{об}$ небольшой и изменяется от 11,21 % в Бресте до 14,32 % в Витебске. Уровень комфортности $K_{об}$ в Витебске и Могилеве самый низкий среди областных центров Беларуси. С_v уровня комфортности $K_{об}$ варьирует от 10,92 % в Бресте до 50,42 % в Витебске. В среднем большее количество дней с дискомфортными значениями облачности за период с 1984 по 2008 год отмечается в Витебске, далее по убыванию этого показателя следуют Минск, Могилев, Гродно, Гомель и Брест.

В городах Беларуси продолжительность комфортного периода эксплуатации жилых сооружений ($K_{эжс}$), определяемого влиянием различных сочетаний средней суточной температуры и относительной влажности воздуха характеризуются небольшой пространственно-временной изменчивостью. Максимальное значение $K_{эжс}$ наблюдалось в 2000 г. в Бресте – 147 дней, а наименьшее – в 1987 г. в Гродно – 81 день. Коэффициент вариации (С_v) $K_{эжс}$ изменяется от 8,48 % в Бресте и Минске до 11,21 % в Гродно. Уровень комфортности $K_{эжс}$ отличается большей изменчивостью, чем абсолютные значения рассматриваемого ЭКП. С_v уровня комфортности $K_{эжс}$ варьирует от 14,25 в Бресте до 39,08 % в Гродно. В среднем большее количество дней с комфортными значениями $K_{эжс}$ за период с 1984 по 2008 год отмечается в Бресте и Гомеле, несколько меньше – в Минске и Витебске, а минимальное – в Гродно и Могилеве.

Климатический потенциал самоочищения атмосферы ($K_{кис}$) в городах Беларуси определяется как функция комплексного влияния число дней со штилем, туманами, осадками ≥ 1 мм, сильным ветром ≥ 5 м/с и характеризуются небольшой простран-

венной существенной временной изменчивостью. Максимальное значение $K_{кис}$ наблюдалось в 1991 г. в Минске – 0,7, а наименьшее – в 1991 и 1995 г. в Витебске и 2007-2008 г. в Бресте – 0,1. Коэффициент вариации (C_v) $K_{кис}$ изменяется от 23,33 % в Гродно до 36,67 % в Витебске. Уровень комфортности $K_{кис}$ отличается меньшей изменчивостью, чем абсолютные значения рассматриваемого ЭКП. C_v уровня комфортности $K_{кис}$ варьирует от 11,18 в Могилеве до 19,72 % в Минске. В среднем более высокий климатический потенциал самоочищения атмосферы за период с 1984 по 2008 год отмечается в Могилеве, несколько меньше – в Бресте, Витебске, Гомеле и Гродно, а минимальный – в Минске.

По сравнению с другими ЭКП температура воздуха в июле отличается небольшой пространственно-временной изменчивостью. Максимальная температура воздуха в июле наблюдалась в 2001 г. в Гомеле (24,0 °С), а минимальная – в 1984 г. в Могилеве (15,4 °С). Коэффициент вариации $t_{и}$ изменяется от 9,04 % в Гомеле до 10,5 % в Гродно. Уровень комфортности $t_{и}$ отличается значительно большей изменчивостью, чем абсолютные значения рассматриваемого ЭКП. C_v уровня комфортности $t_{и}$ варьирует от 47,81 в Гомеле до 61,69 % в Минске. В среднем более высокая температура в июле в период с 1984 по 2008 год отмечается в Гомеле (19,7 °С) и Бресте (19,2 °С), в остальных городах она различается незначительно, от 18,0 °С в Гродно и Могилеве, до 18,3 °С в Витебске и 18,4 °С в Минске.

Температура воздуха в январе, по сравнению с температурой воздуха в июле, отличается значительно большей временной изменчивостью. Минимальная температура воздуха в январе наблюдалась в 1987 г. в Могилеве (-17,0 °С), а максимальная – в 2007 г. в Бресте (2,6 °С). Коэффициент вариации $t_{я}$ очень большой и изменяется от 77,5 % в Витебске до 180,45 % в Бресте. Уровень комфортности $t_{я}$ отличается значительно меньшей изменчивостью, чем абсолютные значения рассматриваемого ЭКП. C_v уровня комфортности $t_{я}$ варьирует от 24,11 в Бресте до 33,75 % в Могилеве. В среднем более низкая температура воздуха в январе в период с 1984 по 2008 год отмечается в Витебске и Могилеве (- 4,8 °С), далее в соответствии повышением температуры воздуха следуют Гомель (- 4,1 °С), Минск (- 4,0 °С), Гродно (- 3,1 °С) и Брест (- 2,2 °С).

Анализ изменения интегрального показателя комфортности климата ($K_{инкк}$) за 1984-2008 гг. показывает, что в городах Беларуси преобладали мало комфортные (51%) и умеренно комфортные (37%) климатические условия, комфортные климатические условия (7%) наблюдались в Бресте, Минске и Гомеле, а дискомфортные (5%) - в Могилеве, Гродно и Витебске, табл. 2.

Максимальное значение $K_{инкк}$ наблюдалось в 2005 г. в Бресте – 4,48, а минимальное – в 1998 г. в Могилеве – 1,7. Комфортность климата в областных центрах Беларуси отличается умеренной межгодовой и пространственной изменчивостью. Коэффициент вариации $K_{инкк}$ изменяется от 11,75 % в Бресте до 16,79 % в Витебске. Более благоприятные климатические условия за период с 1984 по 2008 год отмечаются в Бресте (3,66) и далее по убыванию средних значений $K_{инкк}$ следуют Гомель (3,29), Минск (3,19), Гродно (2,64), Витебск (2,62) и Могилев (2,38).

Проведенные исследования показали, что в период с 1984 по 2008 год в крупных городах Беларуси отмечается тенденция к повышению: количества дней с комфортными значениями нормальных эквивалентно-эффективных температур; количества душных дней; продолжительности комфортного периода эксплуатации жилых сооружений; среднемесячной температуры воздуха в июле и январе. Тенденция к снижению характера для: количества дней дискомфорта периода; количества случаев с контрастными изменениями погоды; количества дней с неблагоприятным для человека резким изменением атмосферного давления и значениями относительной влажности воздуха; количества дней со скоростью ветра ≥ 5 м/с; количества дней с осадками ≥ 1 мм.

Кроме того для Бреста, Гомеля, Гродно, Могилева и особенно Минска отмечается устойчивая тенденция к повышению, а для Витебска понижению климатического потенциала самоочищения атмосферы; для Бреста, Витебска и Гродно тенденция к снижению, а для Гомеля, Минска и Могилева к увеличению количества дней с дискомфортными значениями облачности.

Таблица 2 – Интегральный показатель комфортности климата ($K_{интк}$) в городах Беларуси за 1984-2008 гг., относительные единицы

Год	Интегральный показатель комфортности климата, отн. ед.						
	Брест	Витебск	Гомель	Гродно	Минск	Могилев	Ср. за год
1984	3,52	2,2	3,62	3	2,84	2,56	2,96
1985	2,82	1,68	2,6	2,06	2,16	1,98	2,22
1986	3,28	2,2	3,16	2,22	2,42	2,1	2,56
1987	2,8	2,1	3	1,96	2,46	1,9	2,37
1988	2,98	1,84	2,52	1,9	2,6	1,98	2,3
1989	4,14	2,56	3,86	2,72	3,36	2,12	3,13
1990	3,52	2,28	2,54	2,36	2,7	2,06	2,58
1991	3,8	2,56	3,1	2,42	3,34	2,22	2,91
1992	3,72	2,9	3,28	3,02	3,56	2,78	3,21
1993	3,82	2,54	3	2,8	3,06	2,28	2,92
1994	3,54	2,7	3,04	2,7	2,96	2,26	2,87
1995	3,72	2,62	3,52	2,62	3,06	2,52	3,01
1996	3,54	2,92	3,7	2,64	3,4	3	3,2
1997	3,74	2,58	2,94	2,66	3,06	2,08	2,84
1998	3,5	2,22	2,84	2,16	2,76	1,7	2,53
1999	4	2,66	2,92	2,96	3,6	2,9	3,17
2000	4,22	3,5	3,66	3,38	4,1	2,66	3,59
2001	3,28	2,54	2,32	2,12	2,82	1,9	2,5
2002	3,96	2,98	3,98	3,5	4	3	3,57
2003	4,24	2,52	3,42	2,72	3,52	2,66	3,18
2004	3,54	3,02	3,3	2,3	2,98	2,24	2,9
2005	4,48	3,12	4,22	3,42	4,02	2,86	3,69
2006	3,94	3,26	3,74	2,96	3,92	2,66	3,41
2007	3,38	2,72	3,72	2,62	3,44	2,34	3,04
2008	4,14	3,26	4,14	2,72	3,6	2,72	3,43
Средн	3,66	2,62	3,29	2,64	3,19	2,38	2,96
Max	4,48	3,5	4,22	3,5	4,1	3	3,69
Min	2,8	1,68	2,32	1,9	2,16	1,7	2,22
δ	0,43	0,44	0,52	0,44	0,53	0,38	0,41
Cv, %	11,75	16,79	15,81	16,67	16,61	15,97	13,85

В целом на протяжении исследуемого периода отмечается устойчивая тенденция к улучшению комфортности климата крупных городов Беларуси, в среднем во всех рассматриваемых городах наименее благоприятные условия наблюдались в 1985 (2,22) и 1988 (2,3) годах, наиболее комфортные в 2002 (3,57) и 2005 (3,69) годах.

На основе изложенных выше результатах исследований был разработан прогнозный сценарий изменения эколого-климатических показателей комфортности климата крупных городов Беларуси в 2020 году. Двенадцатилетний лаг прогноза обусловлен небольшим пе-

риодом выборки исходной информации. При анализе исходной выборки ЭКП выполнялась процедура проверки «выбросов», далее определялись уравнения регрессии изменения ЭКП, вычислялись среднеквадратические отклонения и доверительные интервалы, рассчитались прогнозные значения ЭКП [6-8].

При определении уравнений регрессии изменения ЭКП были выполнены расчеты для линейной и экспоненциальной регрессионной модели изменения ЭКП. Следует отметить, что в соответствии с физическими особенностями рассматриваемых ЭКП, для прогнозных оценок изменения продолжительность периода с комфортными НЭЭТ ($K_{нээт}$); количества душных дней ($K_{од}$); количества дней с контрастными именениями погоды ($K_{ин}$); количества дней с межсуточным изменением атмосферного давления ≥ 9 гПа/сут ($K_{ад}$); количества дней с относительной влажностью воздуха ≥ 80 % ($K_{ов}$); количества дней с осадками ≥ 1 мм ($K_{ос}$); количества дней с облачностью ≥ 6 баллам ($K_{об}$); продолжительности комфортного периода эксплуатации жилых сооружений ($K_{эжс}$); климатического потенциала самоочищения атмосферы ($K_{кпс}$); средней температуры июля ($t_{и}$); средней температуры января ($t_{я}$) и интегрального показателя комфортности климата ($K_{инкк}$) в городах Беларуси предпочтительно использовать уравнение линейной регрессии, а для прогнозирования изменения продолжительности дискомфортного периода с индексом холодового стресса по Хиллу $\geq 4,5$ Вт/м²·с ($K_{он}$); количества холодных дней ($K_{хд}$) и количества дней со скоростью ветра ≥ 5 м/с ($K_{св}$) – уравнение экспоненциальной регрессии.

Анализ прогнозных данных показал, что в 2020 году во всех городах страны ожидается существенное увеличение продолжительности периода с комфортными НЭЭТ. По сравнению со средними значениями за период с 1984 по 2008 год $K_{нээт}$ возрастет от 10 дней в Гомеле до 16-17 дней в Гродно и Минске и достигнет в Минске 54 дней.

Количество душных дней увеличится незначительно: на 1-2 дня в Витебске, Гродно, Минске, Могилеве и на 3-4 дня в Бресте, Гомеле и составит в Витебске, Минске, Могилеве 4-5 дней, а в Бресте и Гомеле 8-9 дней.

Продолжительности дискомфортного периода с индексом холодового стресса по Хиллу $\geq 4,5$ Вт/м²·с значительно сократится: в Могилеве до 72 дней, в Гродно до 43 дней, в других городах страны до 5-10 дней.

Ожидается уменьшение числа холодных дней в Витебске и Могилеве на 11 дней, в Гомеле, Гродно и Минске на 6-7 дней, а в Бресте на 3-4 дня.

Количество дней с контрастными именениями погоды сократится и составит в Могилеве, Гродно и Бресте 132-138 дней, в Минске и Гомеле 143-145 дней, а в Витебске 153 дня.

Количество дней с межсуточным изменением атмосферного давления ≥ 9 гПа/сут уменьшится, но незначительно и составит в Витебске и Могилеве 39-40 дней, а в других рассматриваемых городах 35-37 дней.

В Бресте и Гомеле ожидается небольшое увеличение (на 3-10 дней), а в других городах, особенно в Гродно и Могилеве существенное уменьшение (до 30 дней) количества дней с относительной влажностью воздуха ≥ 80 %.

Количество дней со средней скоростью ветра ≥ 5 м/с в 2020 году в крупных городах Беларуси вероятно значительно сократится. В Минске, Витебске, Гомеле и Бресте их количество составит всего 2-6 дней. В Гродно и Могилеве, по сравнению со средними значениями за период с 1984 по 2008 год, количество дней со средней скоростью ветра ≥ 5 м/с в 2020 году уменьшится, соответственно на 34 и 25 дней.

Количество дней с осадками ≥ 1 мм в рассматриваемых городах уменьшится незначительно, несколько большие их число ожидается в Витебске (120 дней) и минимальное в Бресте (100 дней).

Количество дней с облачностью ≥ 6 баллам в Бресте и Витебске в 2020 году существенно не измениться. В Гомеле, Минске и Могилеве их количество увеличится, а в Гродно уменьшится на 6-8 дней.

Продолжительность комфортного периода эксплуатации жилых сооружений в 2020 году, в Бресте Гродно и Витебске увеличится на 4-6 дней, в Минске и Могилеве – на 10-12 дней. В тоже время ожидается сокращение этого периода в Гомеле на 6 дней, в основном за счет увеличения дней с неблагоприятным сочетанием температуры и относительной влажности воздуха.

Климатический потенциал самоочищения атмосферы в 2020 году немного увеличится только в Витебске. В Бресте, Гомеле, Гродно и Могилеве $K_{кнс}$ незначительно уменьшится за счет сокращения количества дней сильным ветром ≥ 5 м/с и осадками ≥ 1 мм. Наиболее значительное снижение $K_{кнс}$ ожидается в Минске, где кроме сокращения количества дней сильным ветром ≥ 5 м/с и осадками ≥ 1 мм, увеличится число дней со штилем.

Во всех крупных городах страны ожидается повышение средней месячной температуры воздуха в июле и январе. По сравнению со средними значениями температуры воздуха за период с 1984 по 2008 год, в июле 2020 года она увеличится 3-3,5 °С, а в январе – на 1,5-2,5 °С.

В 2020 году во всех крупных городах Беларуси предполагается повышение уровня комфортности климатических условий для жизнедеятельности их населения, таблица 3. Интегральный показателя комфортности климата, по сравнению со средними значениями $K_{инкк}$ за период с 1984 по 2008 год увеличится от 0,56 в Могилеве до 1,22 в Минске. Наиболее высокие абсолютные значения $K_{инкк}$, соответствующие комфортным климатическим условиям, ожидаются в Бресте (4,48), Минске (4,41) и Гомеле (4,1), несколько меньше $K_{инкк}$, соответствующие умеренно комфортным климатическим условиям, в Витебске (3,73), Гродно (3,25) и минимальные $K_{инкк}$, соответствующие мало комфортным климатическим условиям, в Могилеве (2,94).

Таблица 3 – Изменение интегрального показателя комфортности климата ($K_{инкк}$) в городах Беларуси согласно возможного сценария на 2020 год, относительные единицы

Город	Уравнение регрессии	Среднеквадратическое отклонение, δ	Доверительный интервал при $p (\alpha = 0,05)$	Средний $K_{инкк}$ за 1984-2008	$K_{инкк}$ в 2020
Брест	$y = 0,033x + 3,23$	0,43	$\pm 0,17$	3,66	4,48
Витебск	$y = 0,045x + 2,03$	0,45	$\pm 0,17$	2,62	3,73
Гомель	$y = 0,034x + 2,85$	0,52	$\pm 0,21$	3,29	4,1
Гродно	$y = 0,025x + 2,31$	0,44	$\pm 0,17$	2,64	3,25
Минск	$y = 0,05x + 2,54$	0,53	$\pm 0,21$	3,19	4,41
Могилев	$y = 0,023x + 2,08$	0,38	$\pm 0,15$	2,38	2,94

Для верификации разработанного сценария изменения ЭКП крупных городов Беларуси на основе выборки $K_{инкк}$ за 1984-2003 годы, по алгоритму определения прогнозных значений ЭКП для 2020 года, были рассчитаны прогнозные значения $K_{инкк}$ для 2004-2008 годов. Коэффициент корреляции расчетных и фактических значений $K_{инкк}$ для 2004-2008 годов составил 0,73, а с учетом доверительного интервала выборки 0,87, что указывает на удовлетворительный уровень достоверности предложенного сценария изменения комфортности климата крупных городов страны в 2020 году.

Выводы.

Геоэкологическая оценка комфортности климата городов Беларуси позволяет своевременно проводить профилактику метеотропных реакций, устранять или ослаблять отрицательное действие неблагоприятных погодных условий на жизнедеятельность их населения. Полученные результаты могут быть использованы в практике рационального природопользования Беларуси для принятия грамотных управленческих решений по оптимизации функционирования и развития крупных городов страны. Созданные методика и компьютерная географическая информационная система геоэкологической оценки комфортности климата крупных городов могут быть применены при проведении аналогичных исследований в других регионах. Кроме того материалы исследований могут быть использованы для ведения и совершенствования климатического мониторинга в Беларуси на региональном и локальном уровнях, являются основой для разработки сценариев возможного изменения климата в крупных городах Беларуси и предложений по адаптации человека к его вариациям.

Список литературы

1. *Логинов В.Ф., Сачок Г.И., Микуцкий В.С., Мельник В.И., Коляда В.В.* Изменение климата Беларуси и их последствия. – Минск: ОДО «Тонпик», 2003. – 330 с.
2. *Логинов В.Ф.* Глобальные и региональные изменения климата: причины и следствия. – Минск: ТетраСистемс, 2008. – 496 с.
3. *Витченко А.Н.* Теоретические и прикладные аспекты оценки влияния погоды на человека в природно-хозяйственных регионах Беларуси // Брэсцкі геаграфічны веснік. 2002. – Т II, №. 2. – С. 14–23.
4. *Витченко А.Н., Телеш И.А.* Методика геоэкологической оценки комфортности климата городов // Вестник БГУ. - Сер.2. 2007. – № 2. – С. 99-104.
5. *Телеш И.А.* Методические подходы к оценке комфортности климата // Весці БДПУ.- Сер.3. 2007. – № 1. – С. 76-80.
6. *Айвазян С. А., Мхитарян В. С.* Прикладная статистика и основы эконометрии. – М.: Юнити, 1998. – 1022 с.
7. *Пузаченко Ю. Г.* Математические методы в экологических и географических исследованиях. – М., 2004. – 416 с.
8. *Лудерер Б., Ноллау А., Феттерс К.* Высшая математика в экономике, технике, информатике / Пер с нем.; Под ред. А.В. Самусенко, В.В. Казаченка. – Минск: Вышэйшая школа, 2009. – 279 с.

Оценка комфортности климата городов Беларуси.

Витченко А.Н., Телеш И.А.

Дана територіально диференційована геоэкологічна оцінка комфортності клімату міст Білорусі і пропонується прогностичний сценарій її зміни в 2020 році. Отримані результати можуть бути використані в практиці раціонального природопольовання Білорусі для прийняття грамотних управлінських рішень по оптимізації функціонування і розвитку урбанізованих територій країни.

Ключевые слова: город, жизнедеятельность, комфортность, климат, человек.

Estimation of the climatic comfort of Belorussian cities.

Vitchenko A., Telesh I.

The geoecological estimation of the climatic comfort of Belorussian cities was done. A prognostic scenario of this estimation in 2020 was proposed. This results may be used in rational nature management of Belarus and practical human activity connected with optimal function and change of urban territories of Belarus.

Key words: urban territory, human activity, comfort, climate

УДК 551.577.38

В.М. Хохлов, д.геогр.н.

Одеський державний екологічний університет

ПРОСТОРОВО-ЧАСОВИЙ РОЗПОДІЛ ЗАСУХ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ В УМОВАХ ЗМІНИ КЛІМАТУ

Визначені індекси засухи (нормований індекс опадів) для території України протягом 1950-2009 років. Показано, що в окремих областях півдня і центру України відбулося різке збільшення кількості місяців з засухами. За допомогою аналізу розладнання виявлено, що у 1960-80 та 1990-2000 роки відбулися різкі зміни середньої величини, причому над півднем України з другої половини 1990-х років має місце тренд до збільшення кількості та інтенсивності засух.

Ключові слова: засуха, зміна клімату, об'єктивний критерій.

Вступ. Зміни клімату на сьогодні визнані одною з головних небезпек для планети Земля у двадцять першому столітті. Відповідно доповіді Міжурядової групи експертів зі змін клімату [1] інструментальні спостереження за останні 150 років вказують на те, що приземна температура повітря збільшилася на усій земній кулі, але мають місце й істотні регіональні коливання. У середньому по земній кулі з 1970-х років по теперішній час температура збільшилася на 0,55 °С. Взагалі, таке потепління інтенсифікувало глобальний гідрологічний цикл, збільшивши глобально осереднені опади, випаровування та стік. Більше того, наслідками глобального потепління є не тільки зміни середніх величин, а й загальне збільшення екстремальних проявів. Серед екстремальних метеорологічних явищ засухи, імовірно, є такими, що найповільніше розвиваються, часто мають найбільшу тривалість у часі і, на даний момент, найгірше за усіх прогнозуються.

Як було показано раніше [2, 3], протягом останніх тридцяти років в Україні мали місце екстремальні прояви, пов'язані, насамперед, з режимом опадів. Наприклад, у деяких областях істотно збільшилася кількість аномально посушливих років, зим та літ, а зміна у температурному режимі відбилася тільки у підвищеній кількості аномально спекотних літ. Такі зміни призвели до того, що, наприклад, протягом 1998-2007 років майже кожного року в окремих областях України спостерігалися засухи [4]. Аналіз просторово-часового розподілу об'єктивних параметрів засух для України не здійснювався, хоча існує достатня кількість робіт, в яких досліджуються окремі характеристики засух, наприклад, вплив на їх виникнення великомасштабних атмосферних процесів, або окремі випадки, як правило екстремальні прояви [4, 5]. Саме тому, метою цієї статті є визначення особливостей просторово-часового розподілу посушливих явищ в Україні за останні 60 років. При цьому розглядатимуться тільки метеорологічні засухи, тобто недостатні кількості опадів на деяким регіоном за певний період часу.

Методика дослідження. З метою оцінки впливу засух та визначення її характеристик, таких як інтенсивність, тривалість, несприятливість впливу та просторова розповсюдженість, зазвичай використовуються індекси засух. Практично усі ці індекси використовують або тільки опади, або опади у комбінації з іншими гідрометеорологічними величинами, наприклад, температурою або вологовмістом ґрунту. Загальнозживаними індексами є нормований індекс опадів, індекс несприятливості впливу засух Палмера, індекс забезпеченості поверхневими водами, індекс умов вегетації, ефективні опади, індекс нестачі вологовмісту ґрунту, нормований індекс стоку тощо, які зазвичай використовуються у наукових працях закордонних авторів (див., наприклад, [6]), або критерій посушливості Педя та гідротермічний коефіцієнт Селянінова, поширені на теренах колишнього Радянського Союзу [5]. Але

досвід роботи з ними показав, що найзручнішим у використанні є нормований індекс опадів (SPI), який є достатньо простим, добре відбиває короткострокові особливості опадів і вологовмісту ґрунту, визначає початок та несприятливість впливу засух. Більше того, нещодавно використання цього індексу було рекомендовано експертами Всесвітньої метеорологічної організації [7]. Розглянемо стисло процедуру розрахунку SPI , яка була запропонована МакКі та ін. [8] (дивись також [9]).

Нормований індекс опадів є перетворенням кількості опадів за якийсь період (зазвичай, від 1 до 24 місяців) у нормований гаусів розподіл. Для апроксимації спостереженої функції розподілу ймовірностей кількості опадів найчастіше використовується гамма-розподіл [9]. У цій роботі параметри гамма-розподілу оцінювалися окремо для кожного з місяців року. Маючи параметри гамма-розподілу, розраховані за допомогою вихідної інформації про опади, кількість опадів R перетворюється у ймовірності, а потім у нормований індекс опадів

$$SPI = F^{-1}G(R), \quad (1)$$

де G – інтегральна функція гамма-розподілу; F^{-1} – зворотний нормований гаусів розподіл.

Після нормування аномалія може інтерпретуватися за допомогою табл. 1. Наприклад, в окремому пункті в певний місяць помірні засухи ($SPI \leq -1$) мають ймовірність виникнення 15,9%, а екстремальні засухи ($SPI \leq -2$) – тільки 2,3%.

Отже, використовуючи дані реаналізу NCEP/NCAR про сумарні місячні опади за період з січня 1950 по грудень 2009 (загальна тривалість 60 років або 720 місяців), у вузлах регулярної сітки, обмеженої $20,625^\circ$ і $41,25^\circ$ сх.д. та $42,8564^\circ$ і $54,2846^\circ$ півн.ш., були розраховані нормовані індекси опадів. Потім, використовуючи значення SPI , у кожному вузлі сітки, для двох окремих тридцятирічних періодів (1950-1979 і 1980-2009 рр.) розраховувалася кількість місяців, коли спостерігалася певна градація з табл. 1, наприклад, кількість місяців, коли $SPI \leq -1$.

Вибір зазначених періодів визначався тим, що саме наприкінці 1970-х років відбулася зміна тренду з переважного зниження середньої глобальної температури на її підвищення, яке, як вважається, триває й досі. Можна припустити, що у ці роки відбулася й якась зміна у часових рядах індексів засухи, і щоб підтвердити чи скачувати таке припущення використаємо аналіз розладнання, який дозволяє визначити наявність змін. Такий аналіз можна зробити, наприклад, за допомогою графіків накопичених сум, процедура використання яких є такою.

Нехай існує часовий ряд нормованих індексів опадів: $SPI_1, SPI_2, \dots, SPI_{720}$. Тоді накопичена сума S розраховується за формулою

$$S_i = S_{i-1} + (SPI_i - \overline{SPI}), \quad (2)$$

де $S_0 = 0$; $i = 1, \dots, 720$; \overline{SPI} – середнє значення SPI . Далі буде будується і аналізується графік часових змін S , що й буде зроблено у наступному розділі за рекомендаціями [10].

Таблиця 1 – Класифікація засух за допомогою SPI

Значення SPI	Категорія	Ймовірність, %
$\geq 2,00$	екстремальна вологість	2,3
1,50 – 1,99	небезпечна вологість	4,4
1,00 – 1,49	помірна вологість	9,2
0 – 0,99	слабка вологість	34,1
0 – -0,99	слабка засуха	34,1
-1,00 – -1,49	помірна засуха	9,2
-1,50 – -1,99	небезпечна засуха	4,4
≤ -2	екстремальна засуха	2,3

Результати та їх аналіз. На рис. 1а і 1б наведено просторовий розподіл кількості засух на території України протягом двох періодів: 1950-1979 і 1980-2009 рр. Насамперед, можна побачити, що для деяких областей засухи спостерігаються набагато частіше, ніж для інших. Наприклад, у Львівській, Тернопільській, Івано-Франківській та Закарпатській областях протягом 1950-79 рр. спостерігалось тільки 30-35 місяців з засухами, а на півдні Запорізької та Донецької областей – 55-60 місяців, тобто майже удвічі більше. Цікавим для цього періоду є й те, що на півдні України повторюваність засух була не такою є і великою. Також, у 1980-2009 рр. у Миколаївській, Херсонській, Одеській та Вінницькій областях спостерігався максимум з більше ніж 80 засухами за тридцять років, а над східними областями мінімум з менше ніж 65.

Найяскравішою ж особливістю просторового розподілу засух є зміни, які відбулися між двома періодами над півднем та центром України. Порівняння рис. 1а і 1б показує, що у цих регіонах протягом першого тридцятирічного періоду мав місце мінімум кількості засушливих місяців, а протягом другого – максимум. Над південним сходом України максимум повторюваності, навпаки, змінився мінімумом. Аналогічним чином змінилася й середня тривалість засух над півднем України (порівняй рис. 1в і 1г).

Інакше кажучи, протягом розглянутого 60-річного періоду відбулася істотна

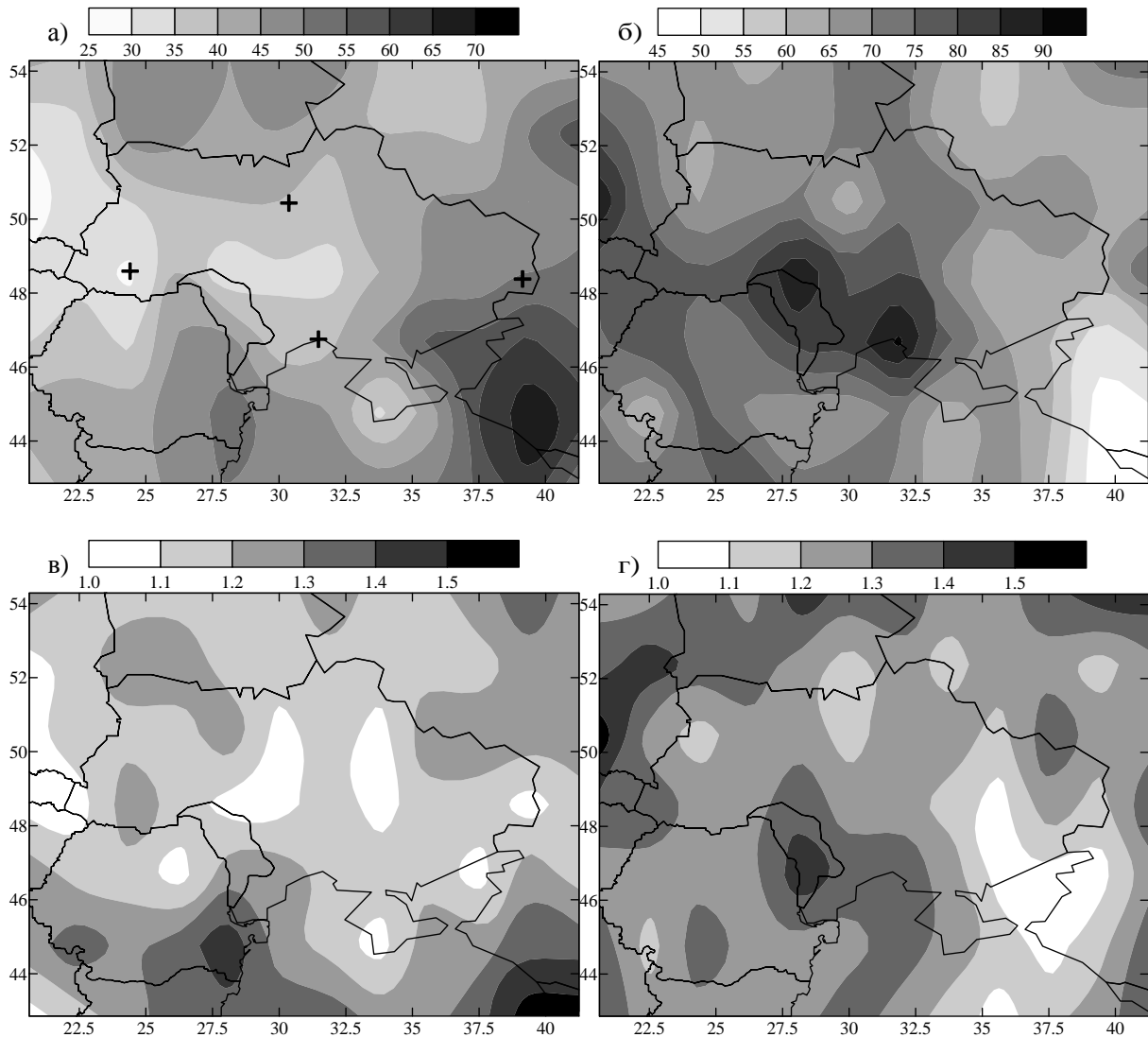


Рис. 1 – Кількість місяців з $SPI \leq -1$ та середня тривалість засух (місяців) для періоду 1950-1979 (а, в) та 1980-2009 (б, г) рр.

зміна у часовому ході SPI , яку можна дослідити за допомогою аналізу розкладання. Розглянемо графіки накопичених сум (рис. 2) для вузлів сітки, які на рис. 1а показані хрестиками. Як можна побачити з рівняння (1), на графіках рис. 2 наведені не накопичені суми значень індексу засухи, а накопичені суми різниці між значенням SPI та його середньою величиною. Інтерпретація рис. 2 може бути такою.

Припустимо, що протягом розглянутого періоду значення мають тенденцію бути більшими за середню величину. Тоді більшість значень S_i , доданих до накопиченої суми, буде додатною, а сума буде стало збільшуватися. Сегменти на кривій з нахилом догори вказують період, коли значення SPI мали тенденцію бути більшими за середню величину, сегменти з нахилом донизу – бути меншими за середню. Різка зміна нахилу кривої значень S_i вказує на різкий зсув або зміну середньої величини, а періоди, коли значення змінюються монотонно, характеризуються незмінністю середньої. Отже, для

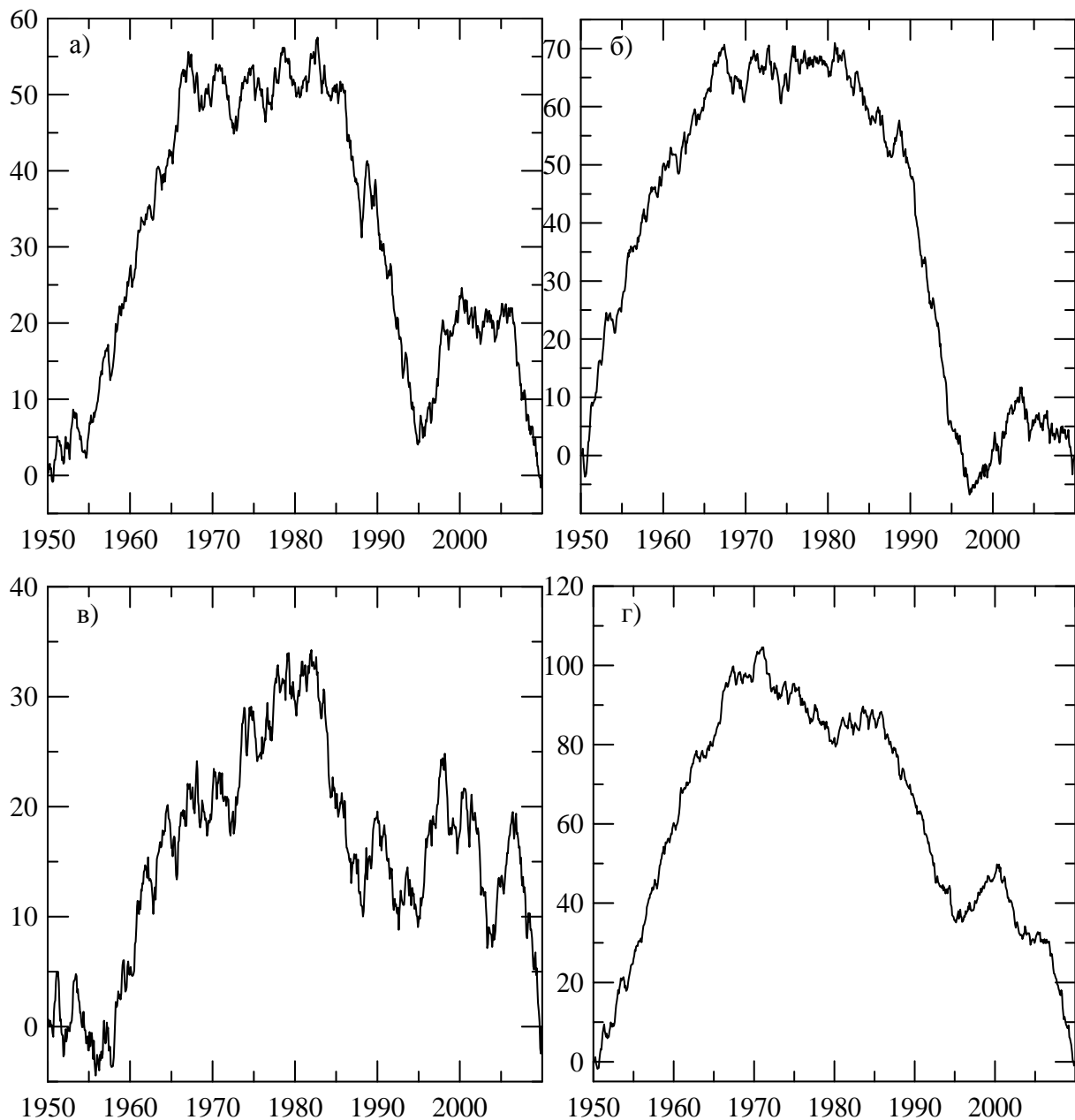


Рис. 2 – Накопичені суми для SPI на півдні (а), заході (б), сході (в) та півночі (г) України для періоду 1950-2009 рр.

чотирьох вузлів з різних регіонів України різки зміни (розладнання), як це можна бачити з рис. 2, мали місце у 1960-80 роки та у 1990-2000 роки. Взагалі ж, аналіз накопичених сум за методикою, яка обчислює й статистичну значущість результатів [10], показав, що значущі зміни на півдні України відбулися у 1983 та 1994 рр., на заході – 1967, 1989 та 1996 рр., на півночі – 1967, 1994 та 2000 рр., а на сході такі зміни виявлені не були. Останнє, до речі, можна пояснити відносно невеликими значеннями S_i , максимум яких був принаймні вдвічі менший за максимуми для інших регіонів, хоча на рис. 2в і простежуються зміни нахилу кривої S_i . Взагалі ж, відмінності між графіками на рис. 2 можна пояснити не тільки неоднозначністю методу, використаного тут для визначення різких змін у часовому режимі індексу засухи, а й різницями впливу великомасштабних атмосферних процесів Атлантико-Європейського сектору на різні регіони України (див., наприклад, [11]).

Простежити процеси зміни у величині нормованого індексу опадів для зазначених років можна, побудувавши лінійні тренди. На рис. 3 для SPI над півднем України такі тренди побудовані для періодів 1950-1983, 1983-1994 і 1994-2009 рр. Насамперед, для усіх трьох періодів мали місце тренди мали до збільшення засух, але якщо у 1950-80 роки середні зміни були близькі до нуля (лінія тренда майже паралельна і близька до осі X), то, починаючи з 1980-х років, простежуються схильність до збільшення кількості засух та їх інтенсивності, що особливо помітно, починаючи з другої половини 1990-х років.

Висновки. На сьогодні визнано, що засухи у майбутньому загрожуватимуть вразливим до клімату секторам економіки, особливо сільському господарству, і відповідно є потреба в оцінці потенційного впливу зміни клімату на рослинництво на різних часових та просторових масштабах. Це допоможе розробити міри зі зменшення вразливості сільськогосподарської галузі і зберегти засоби до існування тих, хто залежить від цієї галузі. Як негативний приклад впливу засух можна навести витрати внаслідок цього явища у Європі, які з 1991 року становили 5,3 млрд. євро щорічно, а у найнесприятливішому 2003 році - 8,7 млрд. євро.

У цій статті показується, що в останні приблизно тридцять років на півдні України відбулися зміни у часовому режимі нормованого індексу опадів, які

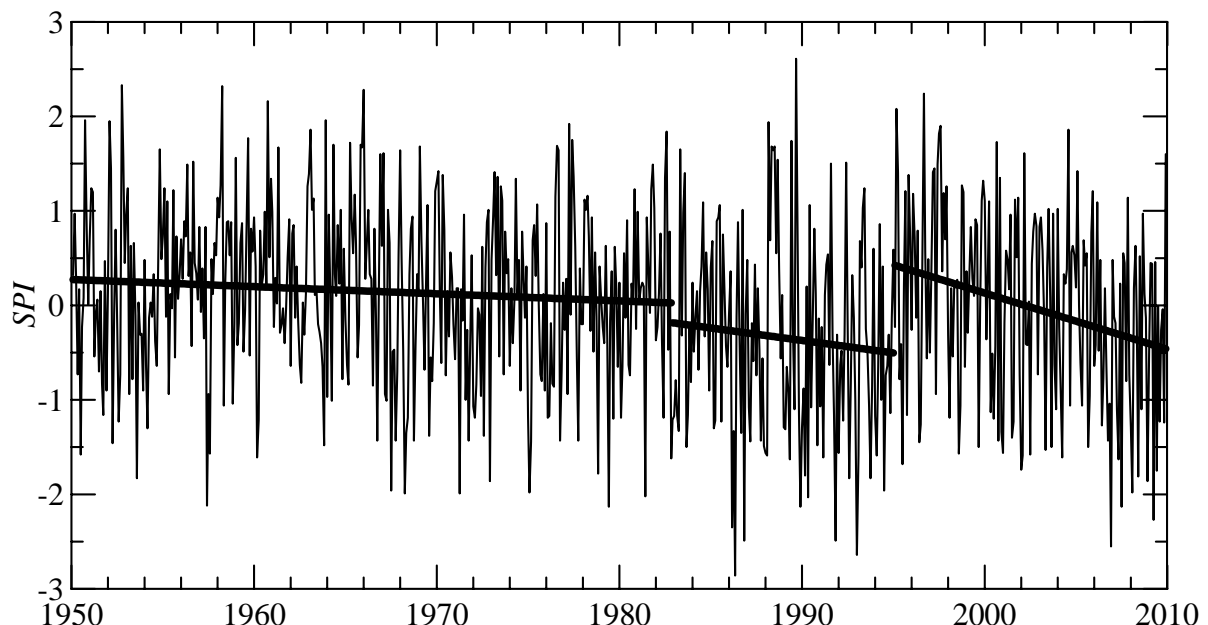


Рис. 3 – Нормований індекс опадів (SPI) на півдні України за 1950-2009 рр. та лінійні тренди для деяких періодів.

визначаються збільшенням кількості та інтенсивності засух. Все це може бути причиною подальшого докладнішого вивчення майбутніх характеристик просторово-часового розподілу засух для різних регіонів України, а це, в свою чергу, дозволить визначити ті з них, які найбільше будуть потерпати від засух протягом найближчих декількох десятиліть. Нарешті, ці дані можуть бути використані як засади для побудови стратегії соціально-економічного розвитку окремих регіонів України.

Список літератури

1. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis* / S. Solomon et al. (eds.) Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. – Cambridge University Press, 2007. – 996 p.
2. Хохлов В.Н. Количественное описание изменений климата Европы во второй половине XX века // Український гідрометеорологічний журнал. – 2007. – №. 2. – С. 35-42.
3. Хохлов В.Н., Иванов А.В. Количественное описание изменений климата в конце XX – начале XXI века // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2008. – Вип. 50, Ч. 1. – С. 221-226.
4. Щербань І.М. Небезпечні агрометеорологічні явища в Україні // Фізична географія та геоморфологія. – 2009. – Вип. 57. – С. 75-81.
5. Ефимов В.А., Ивус Г.П., Нажмудинова Е.Н. К вопросу о формировании весенних засух на территории Украины // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2008. – Вип. 50, Ч. 1. – С. 64-69
6. Mishra A.K., Singh V.P. A review of drought concepts // Journal of Hydrology. – 2010. – Vol. 391, No. 1-2. – P. 202-216.
7. *Press Release No. 872. Experts agree on a universal drought index to cope with climate risks.* – Geneva: WMO, 2009.
8. McKee T.B., Doesken N.J., Kliest J. The relationship of drought frequency and duration to time scales // Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology. – Anaheim, USA, 1993. – P. 179-184.
9. Lloyd-Hughes B., Saunders M.A. A drought climatology for Europe // International Journal of Climatology. – 2002. – Vol. 22, No. 13. – P. 1571-1592.
10. Woodall W.H., Adams B.M. The statistical design of CUSUM charts // Quality Engineering – 1993. – Vol. 5, No. 4. – P. 559-570.
11. Loboda N.S., Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Lovett L. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation // Journal of Hydrology. – 2006. – Vol. 322, No. 1-4. – P. 14-24.

Пространственно-временное распределение засух на территории Украины в условиях изменения климата. Хохлов В.Н.

Определены индексы засух (нормированный индекс осадков) для территории Украины в 1950-2009 годы. Показано, что в отдельных областях юга и центра Украины произошло резкое увеличение количества месяцев с засухами. При помощи анализа разладки выявлено, что в 1960-80 и 1990-2000 годах произошли резкие изменения средней величины, причем над югом Украины со второй половины 1990-х годов имеет место тренд к увеличению количества и интенсивности засух.

Ключевые слова: засуха, изменение климата, объективный критерий.

Spatiotemporal distribution of droughts in Ukraine under climatic change. Khokhlov V.N.

The drought indices (Standardized Precipitation Index) were calculated for Ukraine during 1950-2009. It was shown that abrupt changes of months with the droughts occurred in some regions of Southern and Central Ukraine. It is revealed by using the change-point analysis that the abrupt changes in the average values occurred during 1960-80 and 1990-2000. Moreover, from second half of 1990-th the trend to the increase in the number and intensity of droughts have occurred in Southern Ukraine.

Key words: drought, climatic change, objective test.

О.Н.Грушевский, к.геогр.н.

Одесский государственный экологический университет

ПРИМЕНЕНИЕ ЦИФРОВОГО ФИЛЬТРА ЛАНЦОША С ПЕРЕМЕННЫМ СПЕКТРАЛЬНЫМ ОКНОМ ДЛЯ ТРАНСФОРМАЦИИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ

Проведение тестовых фильтраций одно- и двумерных массивов зональной составляющей скорости ветра позволило исследовать влияние характеристик спектрального окна фильтра Ланцоша на параметры низко- и высокочастотных составляющих рассматриваемых пространственно-временных рядов.

Ключевые слова: *фильтрация пространственных и временных рядов, эффект Гиббса, сигма-фактор Ланцоша, весовая функция, частота Найквиста, частота отсечения.*

Постановка проблемы. Количественное описание любого атмосферного явления можно представить в виде совокупности более простых гармоник (ряда или интеграла Фурье) разных частот, если речь идет о временном периоде, или разных длин волн, если движение рассматривается в пространстве. Для выделения нужных гармоник применяют аппарат фильтрации, основной смысл которого состоит в изменении амплитуд гармоник Фурье, которое производится путем модификации последовательности данных с применением комплекта весов, составляющих весовую функцию.

Общедоступными для применения [1] сейчас являются (например, в Matlab функции пакета Signal Processing) не- и рекурсивные дискретные фильтры, аналоговые фильтры, а также фильтры с весовыми функциями (окна Ханна, Хэмминга, Натолла, Барлетта-Ханна, Блэкмена-Харриса, Тьюки и др.).

В метеорологии получили распространение математические фильтры (высоко- и низкочастотные фильтры Ханна и Хемминга, полосной фильтр Крадкока и др.) [2, 3], которые наряду со своими преимуществами, с точки зрения задачи о взаимодействиях, имеют недостаток, который заключается в существенном вкладе переносной частоты в амплитуду колебаний Гиббса (паразитарные колебания, возникающие из-за конечной длины ряда). Поэтому процедура фильтрации должна максимально подавлять боковые полосы, не уменьшая существенно при этом крутизну характеристики и в то же время отличаться простотой.

Другая особенность фильтрации состоит в том, что исходные характеристики фильтра должны определенным образом отражать физическую сущность решаемой задачи. При фильтрации временных рядов определение граничной частоты должно учитывать выбор характерного временного масштаба явления, который в свою очередь должен иметь ясную физическую трактовку (например, для процессов синоптического масштаба в области граничной частоты 1/10 происходит изменение обратной связи вихревых структур и зонального потока) [4]. При фильтрации пространственных рядов преобразование параметров фильтра проводится таким образом, чтобы граничная частота содержала ту характеристику длин волн, значение которой свойственно для данного процесса (для вихрей синоптического масштаба значение граничной частоты вдоль круга широты составит 5/360). В этом случае выбор значения зонального волнового числа равного 5 отсекает влияние длинных волн и оставляет ненарушенным диапазон волновых чисел 8-20, где происходит передача энергии движений от меньших масштабов к большим (или наоборот).

Простота и универсальность фильтра определяются неизменностью (или минимальной изменчивостью) его характеристик при смене временных рядов на пространственные. Разумеется, что изменение частоты Найквиста на её аналог другой размерности (соответственно, сутки⁻¹ на градус широты⁻¹) задачу несколько не усложняет.

Последним моментом, определяющим качество фильтрации исходных данных, является крутизна характеристики фильтра. Наиболее простым решением проблемы представляется использование максимально длинных временных рядов, что, впрочем, не всегда доступно. Поэтому выбор количества весов должен быть определенным образом соотносён с длиной ряда. Выделение низкочастотной составляющей процесса, которую можно отождествить с неким

«равновесным» состоянием атмосферы, как будет показано далее, существенно зависит от выбранного количества весов, что вносит в процесс фильтрации некую долю субъективизма.

Таким образом, *цель* статьи можно сформулировать как проведение тестовых фильтраций одно- и двумерных массивов данных для определения влияния характеристик переменного спектрального окна фильтра Ланцоша на параметры низко- и высокочастотных составляющих пространственно-временных рядов.

Краткие теоретические сведения. Фильтр Ланцоша в последние два десятилетия нашел широкое применение при обработке акустических, радиотелефонных, телевизионных, видео и т.д. сигналов, паттернов [5]. Фактически он является, в известном смысле, идеальным фильтром (применяется нормированная функция «кардинальный синус» $\text{sinc}(t)$), который подавляет все частоты в спектре сигнала выше некоторой частоты среза, оставляя заданную низкочастотную полосу сигнала. В частотной области он представляет собой прямоугольную функцию, во временной области – функцию кардинального синуса. В действительности, реальные фильтры по своим характеристикам могут лишь приближаться к sinc -фильтру, поскольку идеальный sinc -фильтр физически нереализуем в силу бесконечного порядка передаточной функции и бесконечности ядра по времени в обе стороны. Естественно, это накладывает ограничения на его реализацию как во временной области, так и в частотной.

Его стандартное определение:

$$\text{sinc}(x) = \begin{cases} \frac{\sin(\pi x)}{\pi x}; & x \neq 0 \\ 1; & x = 0 \end{cases}.$$

Непрерывное преобразование Фурье нормированной функции $\text{sinc}(x) = \frac{\sin(\pi x)}{\pi x}$ (для единичного интервала частот) равно прямоугольной функции $\text{rect}(f)$

$$\int_{-\infty}^{\infty} \text{sinc}(t) e^{-2\pi i f t} dt = \text{rect}(f),$$

где прямоугольная функция – функция, принимающая значения, равные 1 для любого аргумента из интервала между $-1/2$ и $1/2$, и равная нулю при любом другом значении аргумента.

Конечные последовательности ограничивают возможное число весов, что приводит к паразитарным колебаниям в вычисленной функции отклика. В обрезанном ряде Фурье ошибка имеет форму «модулированной переносной волны». К. Ланцош установил [6, 7], что её частота равна частоте первого отброшенного, либо последнего удержанного члена, а амплитуда вносит существенный вклад в амплитуду колебаний Гиббса. Он доказал, что сглаживая частичную сумму путем интегрирования (усреднения) по этому периоду, можно устранить любые эффекты пульсации. Не вдаваясь в подробные выкладки доказательства, которые доступны в [7], заметим, что сглаженный ряд Фурье есть исходный ряд Фурье с коэффициентами, умноженными на соответствующие сигма-факторы

$$h_N(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{k=1}^N \sigma(n, k) [a_k \cos kt + b_k \sin kt],$$

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

Δ – интервал дискретности; n – количество весов; f_N – частота Найквиста (или её аналог).

Таким образом, дискретное преобразование Фурье, используемое во всех непараметрических методах спектрального оценивания, подразумевает периодическое продолжение анализируемого фрагмента сигнала. Скачки, возникающие на стыках фрагментов и приводящие к появлению боковых лепестков значительного уровня в спектральной области ослабляются умножением (перед выполнением дискретного преобразования Фурье) сигнала на

спадающую от центра к краям весовую функцию (окно). В результате величина скачков на стыках сегментов уменьшается, меньше становится и уровень нежелательных боковых лепестков спектра – платой за это является некоторое расширение спектральных пиков.

Далее представим весовую функцию для низкочастотного фильтра Ланцоша [8]

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

умножение которой на сигма-фактор Ланцоша даст её окончательный вид

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

где f_c – граничная частота интервала.

Материалы исследования. В качестве исходных данных для проведения тестовых фильтраций использовались данные ре-анализа NCEP-NSCAR полей зональной составляющей скорости ветра пространственным разрешением $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ на изобарической поверхности 500 гПа. Для решения нашей задачи сформируем два ряда – пространственный и временной, которые и подвергнем процедуре математической фильтрации. Рассматриваемый временной промежуток (01.05.2010 – 01.09.2010 г.) относится к периоду формирования над территорией Восточной Европы аномального температурного режима (2010 г. стал самым «теплым» за всю историю наблюдений с 1891 г., а по данным метеобюро Москвы за летний период было установлено 13 различных рекордов жары), обусловленного влиянием длительно существующего блокирующего антициклона над центральной частью России.

Пространственный ряд зональной составляющей скорости ветра сформирован вдоль круга широты 55° с.ш., т.е. он состоит из 144 значений. Выбор широты объясняется нахождением в её области центра антициклона 06.08.2010 г.

На рис. 1 представлен пример работы фильтра Ланцоша на указанном ряде, исходные характеристики которого отображены в подрисуночной подписи.

На рис. 1а представлены весовые функции высоко- и низкочастотных составляющих ряда, а также вид сигма-фактора Ланцоша (окна). Весовые функции образуют переменное спектральное окно и позволяют увеличить подавление сигнала в полосе задерживания фильтра за счет некоторого расширения полосы пропускания. При фильтрации пространственного ряда, после применения 20-точечного фильтра получаем на выходе 124 значения (рис. 1б).

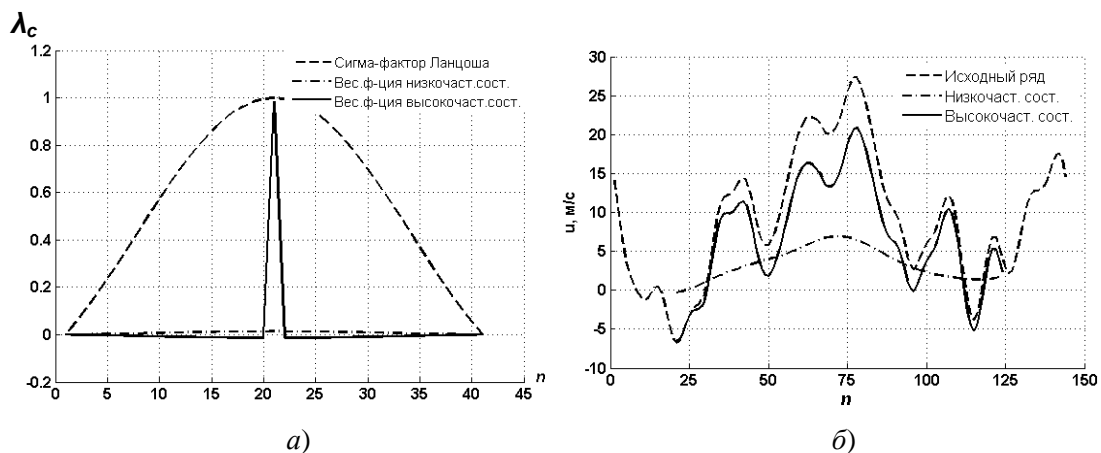


Рис. 1 – Фильтрация кругового ряда при $m = 5$; $\lambda_c = 5/360$; $\Delta = 2,5^\circ$; $n = 20$.

Из рис. 1б видно, что исходный ряд разложен на две составляющие – высоко- и низкочастотную, но визуально заметно сильное сглаживание, т.к. локальные пики на низкочастотной составляющей не прослеживаются. Изменим характеристики переменного

спектрального окна, а именно увеличим значение зонального волнового числа (характерный масштаб явления) до 10, что не противоречит физической сущности процесса.

Неизменность других характеристик фильтра наглядно представлена на рис. 2б, где спектральное окно в точности соответствует первой фильтрации. Не претерпевают сколь-либо существенных изменений высоко- и низкочастотные составляющие ряда (рис. 2а).

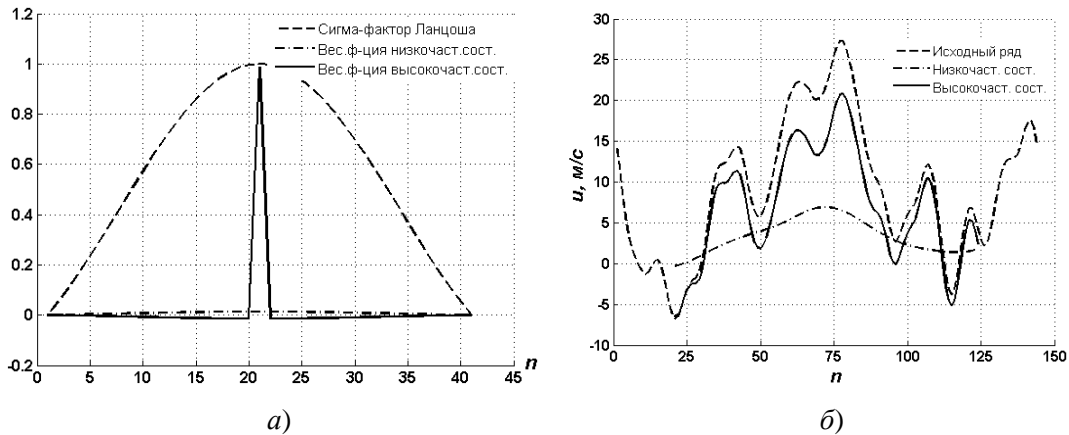


Рис. 2 – Фильтрация кругового ряда при $m = 10$; $\lambda_c = 10/360$; $\Delta = 2,5^\circ$; $n = 20$.

Изменим характеристики окна, уменьшив количество весов до 15. Это, в целом, снижает качество фильтрации, из-за уменьшения крутизны характеристики (функции отклика) фильтра, но целесообразность такого шага объясняется, во-первых, длиной ряда, а во-вторых, как следствие, чрезмерным сглаживанием, на что указывалось выше.

На рис. 3а представлены характеристики измененного спектрального окна (длина фильтрованного ряда при $n = 15$ составляет 130 значений), а из рис. 3б видно, что кривая низкочастотной составляющей зональной скорости ветра уже содержит локальные пики. Это подразумевает «перетягивание» некоей части энергии процесса в сторону высоких частот, что вполне объяснимо из анализа (1)-(2). Таким образом, задача исследователя, помимо определения величин m и λ_c , подразумевает выбор оптимального количества весов, поскольку при фильтрации двумерных массивов поля величины u' , являющейся разностью между исходным рядом и его низкочастотной составляющей, могут содержать ошибки, влияющие на дальнейший расчет.

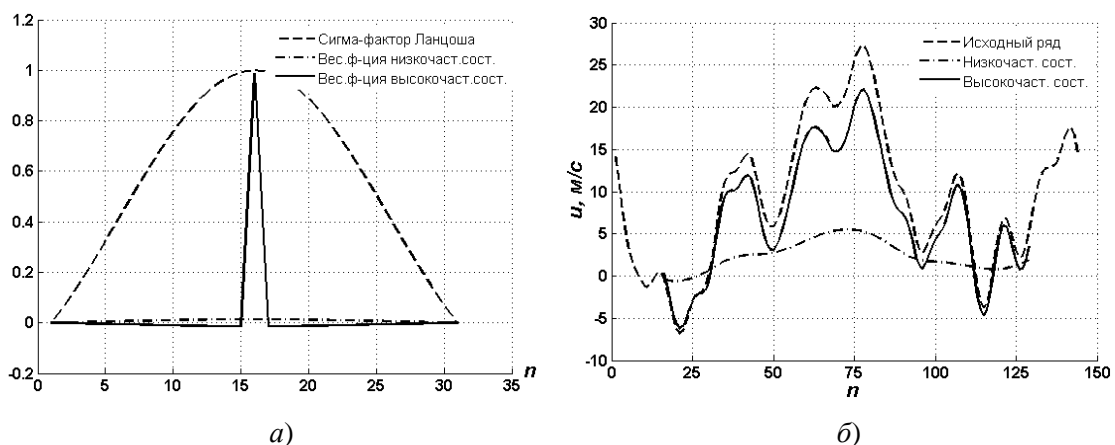


Рис. 3 – Фильтрация кругового ряда при $m = 10$; $\lambda_c = 10/360$; $\Delta = 2,5^\circ$; $n = 15$.

Не представляет трудностей дальнейшая фильтрация двумерного массива зональной составляющей скорости ветра. Реализация такого алгоритма достигается формированием цикла в программе фильтрации, который позволяет переходить от одной широте к другой. При этом осреднение осуществляется строго вдоль круга широты, хотя несомненный интерес

представляет апробация варианта расчета с осреднением, реализованным, например, с обходом вокруг точки. Пример фильтрации двумерного пространственного массива зональной составляющей скорости ветра (выделена высокочастотная составляющая) показан на рис. 4.

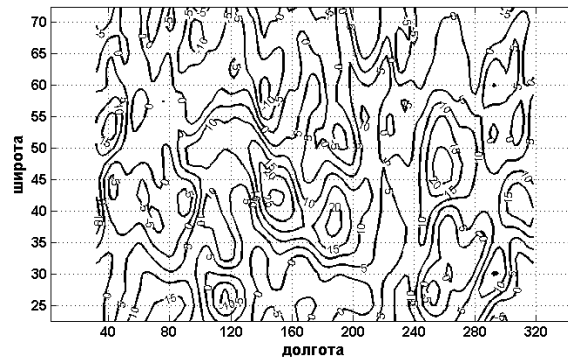


Рис. 4 – Отфильтрованное поле высокочастотной зональной составляющей скорости ветра u' (характеристики спектрального окна совпадают с рис. 3).

И хотя преимущественно выполняют фильтрацию именно рядов, подобная трансформация данных может быть полезной при исследовании эволюции барических образований, поскольку учет влияния низкочастотных составляющих атмосферных процессов на погодообразующие факторы в традиционной технике синоптического анализа практически не освещен.

Переходя к фильтрации временного ряда, заметим, что исследуемый ряд значений зональной скорости ветра сформирован за период с 31.05.2010 г. по 01.09.2010 г. на поверхности 500 гПа в точке с координатами 55°с.ш. 100°в.д. Выбор точки объясняется её преимущественным нахождением вблизи центра антициклонического вихря на протяжении указанного периода. Определенным образом изменятся и характеристики переменного спектрального окна фильтра Ланцоша. Если в случае пространственных рядов величина m отождествлялась с зональным волновым числом, то сейчас она отображает характерный временной масштаб, который равен 1. Единичный интервал дискретности $\Delta = 1$, частота Найквиста $f_N = 0,5$. Особого внимания заслуживает выбор граничной частоты отсечения, аналогом которой для пространственных рядов выступала величина λ_c . Как указывалось выше, для процессов синоптического масштаба наиболее актуально выделение движений с периодом менее 10 сут, т.е. величина $\lambda_c = 10/360$ преобразуется в граничную частоту $f_c = 1/10$.

Выполненная фильтрация временного ряда с оптимальными параметрами окна, указанными в подрисуночной подписи рис. 5, позволяет видеть, что в отличие от пространственного ряда, вклад низкочастотной составляющей (рис. 5а) более выражен. На рис. 5б наблюдается своеобразная смена мест между кривыми низко- и высокочастотных составляющих.

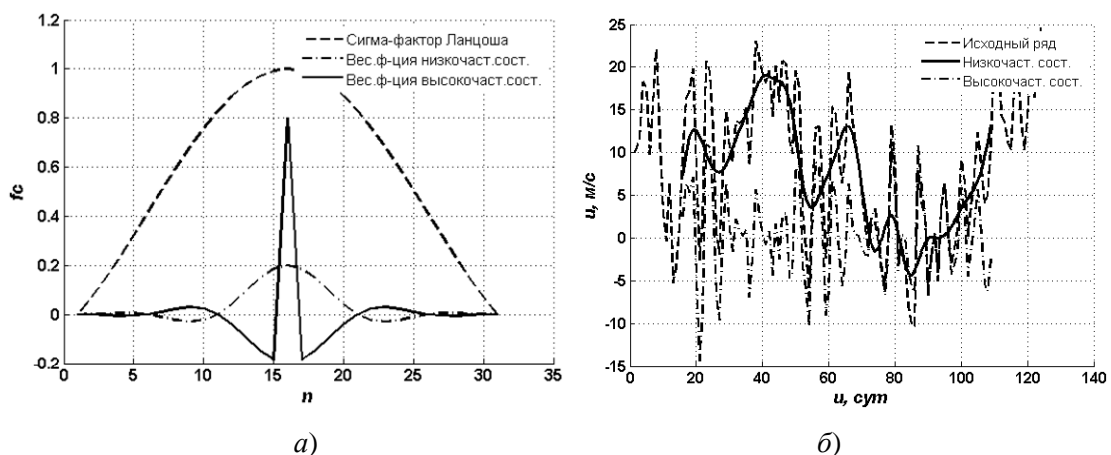


Рис. 5 – Фильтрация временного ряда при $m = 1$; $f_c = 1/10$; $\Delta = 1,0$ сут; $n = 15$.

Характерно, что возрастание значений высокочастотной составляющей зональной скорости ветра приходится на периоды наибольшей антициклонической активности (в районе 20 и 60 суток периода). Изменим характерный временной масштаб с $m = 1$ на $m = 10$, оставив неизменным количество весов. Результаты фильтрации (рис. 6) свидетельствуют, что сколь-либо существенных изменений низко- и высокочастотные составляющие не претерпевают. Действуя аналогично случаю фильтрации пространственного ряда, изменим количество весов с $n = 15$ до $n = 21$. Характерно, что несмотря на усиление сглаживания (рис. 7а), локальный пик в районе 90 суток исследуемого периода становится более выраженным (рис. 7б), что указывает на более

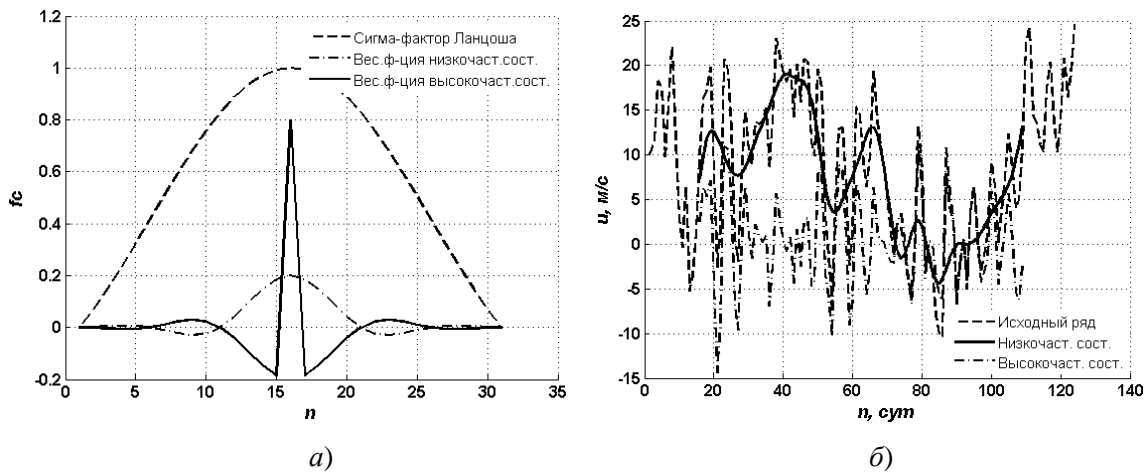


Рис. 6 – Фильтрация временного ряда при $m = 10$; $f_c = 1$; $\Delta = 1,0$ сут; $n = 15$.

корректный учет вклада высокочастотной составляющей при увеличении весовой функции. Проводя параллели с трансформацией пространственного ряда, можно заметить, что аналогичный эффект достигался при уменьшении количества весов. В целом, достаточно очевидно, что в рассмотренном временном ряде, несмотря на «зашумленность» зональной составляющей скорости ветра вследствие антициклонического типа циркуляции, её низкочастотная составляющая точно (разность значений между исходным рядом и низкочастотной составляющей отражает высокочастотная составляющая) выделена.

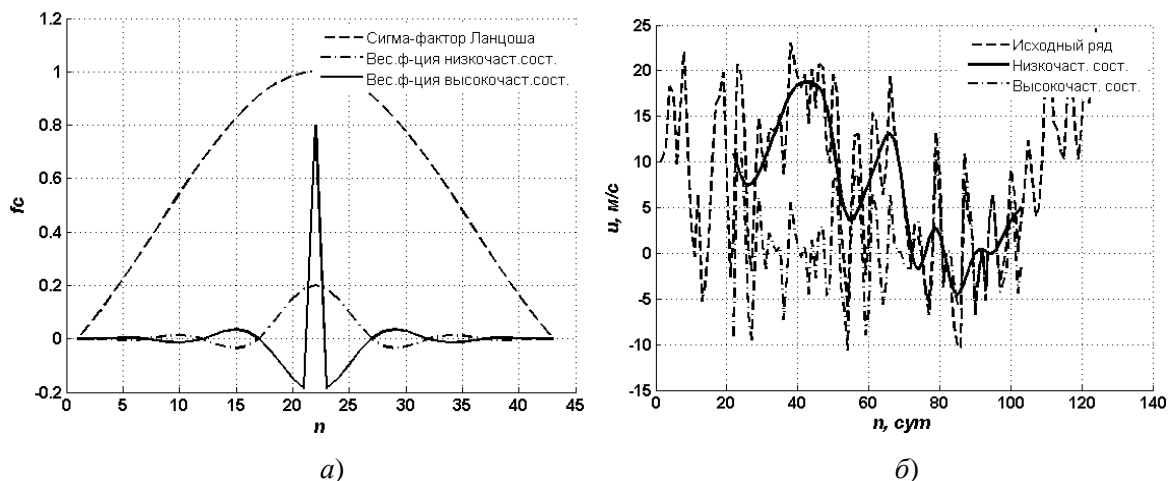


Рис. 7 – Фильтрация временного ряда при $m = 1$; $f_c = 1/10$; $\Delta = 1,0$ сут; $n = 21$.

Таким образом, проведение тестовых фильтраций пространственно-временных рядов позволяет заключить:

- 1) ясна фізическа інтерпретація сутності задачі фільтрації просторово-часових рядів визначається характеристиками змінного спектрального вікна фільтра Ланцоша, які дозволяють легко здійснювати перехід від одного типу даних до іншого;
- 2) параметри «вікна» повинні відображати фізически обґрунтовані характеристики розглянутого атмосферного процесу, їх спотворення призводить до штучному збільшенню або зменшенню внеску тієї або іншої складової;
- 3) збільшення крутизни характеристики фільтра залежить від збільшення кількості ваг, але платою за це є збільшення згладжування фільтрованого ряду і потенціальна можливість «просіювання» локальних піків для просторових рядів;
- 4) збільшення вагової функції для часового ряду дозволяє більш повно враховувати вплив високочастотної складової – локальні піки низькочастотної складової ідентифікуються краще.

Список літератури

1. Сергійченко А.Б. Signal Processing Toolbox – Обзор. <http://matlab.exponenta.ru/signalprocess/>.
2. Peixoto J.P., Oort A.H. Physics of Climate – American Institute of Physics, 1992. – 520 p.
3. Глушков А.В., Ефимов В.А., Кивзанов А.Ф. Телескопизований прогноз атмосферних аномалій на середні строки// Метеорологія, кліматологія і гідрологія. – 1999. – Вип. 38. – С. 9-13.
4. Паішевіч А.Р. Расчет характеристик энергообмена в струйных течениях с применением фильтра Ланцоша // Труды Гидрометцентра СССР. – 1988. – Вип. 296 – С. 135-144.
5. Афонский А. А., Дьяконов В. П. Цифровые анализаторы спектра, сигналов и логики / Под ред. проф. В. П. Дьяконова. – М.: СОЛОН-Пресс, 2009. – 248 стр.
6. Lanczos C. and Davis W.R. Collected published papers with commentaries:- North Carolina: NC State University. – 1998. – 42 p.
7. Хемминг Р. В. Цифровые фильтры. – М.: «Недра», 1987. – 221 с.
8. Duchon Claude E. Lanczos filtering in one and two dimensions // J. of Appl. Meteor. – 1979. – vol. 18, N 8. – P. 1016-1022.

Застосування цифрового фільтру Ланцоша зі змінним спектральним вікном для трансформації просторово-часових рядів. Грушевський О.М.

Проведення тестових фільтрацій одно- і двовимірних масивів зональної складової швидкості вітру дозволило дослідити вплив характеристик спектрального вікна фільтра Ланцоша на параметри низько- і високочастотних складових досліджуваних просторово-часових рядів.

Ключові слова: фільтрація просторових і часових рядів, ефект Гібса, сігма-фактор Ланцоша, вагова функція, частота Найквіста, частота відсікання.

Hrushevsky O. Application of the digital Lanczos filter with variable spectral window for transformation of spatio-temporal rows

Based upon test filtrations for one- and two-dimension arrays of the zonal wind component the influence of the features of the spectral window of the Lanczos filter over parameters of low- and high-frequency components for the spatio-temporal series involved is examined.

Keywords: filtration of spatial and temporal rows, Gibbs effect, Lanczos sygma-factor, function of the number of weights, Nyquist frequency, cutoff frequency.

В.Х.Корбан, д.т.н., О.В.Корбан, к.г.н., Л.Н.Дегтярева

РАСПОЗНАВАНИЕ ГРАДОВЫХ И ЛИВНЕВЫХ ОБЛАКОВ ПО ПОЛЯРИЗАЦИОННЫМ ПАРАМЕТРАМ ЭХО-СИГНАЛОВ

В статье показана возможность распознавания градовых и ливневых облаков по поляризационным параметрам эхо-сигналов.

***Ключевые слова:** градовые и ливневые облака, поляризационные параметры, матрица рассеяния.*

Введение. Известно [1], что с кучево-дождевыми облаками связаны такие опасные явления погоды, как шквалы, грозы, смерчи, град, ливни. До настоящего времени существуют значительные трудности в распознавании опасных явлений погоды с высокой достоверностью из-за несовершенства радиотехнических методов и средств. Информативность параметров эхо-сигналов, используемых в сетевых МРЛС, не позволяет получить достоверную информацию о динамических процессах, протекающих в процессе развития кучево-дождевого облака. Наиболее полную характеристику состояния развивающегося конвективного облака могут дать радиолокационные метеорологические поляриметры. Однако в теоретических и экспериментальных разработках различных авторов для распознавания ОЯП используется частичный поляризационный анализ эхо-сигналов от облаков и осадков, что не позволяет решить задачу распознавания и прогноза с высокой достоверностью [2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14]. По нашему мнению, для решения задачи радиолокационного распознавания необходимо использовать в качестве информативных энергетические параметры Стокса. Обоснование и экспериментальное подтверждение поляризационного метода изложено в материале данной статьи.

Научная новизна статьи заключается в том, что впервые для распознавания ОЯП использованы действительные энергетические коэффициенты матрицы Стокса, несущие всю физическую информацию о структуре и динамике развивающегося конвективного облака, вплоть до его диссипации.

Достоверность и эффективность рассмотренной в статье методики подтверждена приведенными экспериментальными результатами радиолокационного исследования кучево-дождевых облаков и распознавания ОЯП, связанных с исследуемыми облаками.

Изложение основного материала. Основой радиолокационного метода является описание поляризационных свойств облаков и осадков матрицей коэффициентов, характеризующих изменение поляризационных параметров отраженной электромагнитной волны в линейном, круговом и эллиптическом базисах. Наибольшей информативностью обладает параметрический метод, который позволяет провести полный поляризационный анализ отраженной от облаков и осадков электромагнитной волны и измерить все 16 коэффициентов поляризационной матрицы рассеяния на четырех поляризациях излучаемой волны.

Поляризационный метод распознавания конвективных облаков базируется на использовании модели их отражающих свойств в виде поляризационной матрицы рассеяния:

$$T = \begin{bmatrix} 0,5(S'_0 + S''_0) & 0,5(S'_0 - S''_0) & S'''_0 - 0,5(S'_0 + S''_0) & S''''_0 - 0,5(S'_0 + S''_0) \\ 0,5(S'_1 + S''_1) & 0,5(S'_1 - S''_1) & S'''_1 - 0,5(S'_1 + S''_1) & S''''_1 - 0,5(S'_1 + S''_1) \\ 0,5(S'_2 + S''_2) & 0,5(S'_2 - S''_2) & S'''_2 - 0,5(S'_2 + S''_2) & S''''_2 - 0,5(S'_2 + S''_2) \\ 0,5(S'_3 + S''_3) & 0,5(S'_3 - S''_3) & S'''_3 - 0,5(S'_3 + S''_3) & S''''_3 - 0,5(S'_3 + S''_3) \end{bmatrix} \left| \frac{P_{сф}}{E_0} \right|^2, \quad (1)$$

где S_0, S_1, S_2, S_3 - параметры Стокса отраженной волны,
 $P_{сф}$ - дипольный момент сферы,
 E_0 - напряженность электрического поля.

Так как отраженная от облаков и осадков электромагнитная волна является частично-поляризованной, то ее статистическая структура в совпадающие моменты времени характеризуется четырьмя статистически зависимыми параметрами Стокса, плотности вероятностей которых определяются с помощью соответствующих формул [15]:

$$\begin{aligned} W(S_0) &= \int_0^{S_0} W_1(E^2, S_0 - E^2) dE, \\ W(S_3) &= \int_{-\infty}^{\infty} W_1(E^2, S_3 + E^2) dE, \\ W(S_1) &= \int_{-\infty}^{\infty} W_1(S_1, S_2) dS_2, \\ W(S_2) &= \int_{-\infty}^{\infty} W_1(S_1, S_2) dS_1, \end{aligned} \quad (2)$$

где $W_1(S_1, S_2) = \int_0^{\infty} W_1[E_1, E_2 = f_1(S_1, S_2, E_1)] \delta = f_2(S_1, S_2, E_1) \left| \frac{\partial(E_1, E_2, \delta)}{\partial(E_1, S_1, S_2)} \right| dE_1$.

Для радиолокационного распознавания градовых и ливневых облаков по параметрам Стокса будем использовать правило максимума правдоподобия, при котором отраженный сигнал относится к той форме облаков, для которой функция правдоподобия больше. В качестве признаков распознавания применим параметры Стокса. В соответствии с правилом максимума правдоподобия необходимо проверить выполнение условия

$$\frac{W(\lg S_0, S_1, S_2, S_3 / Cb_г)}{W(\lg S_0, S_1, S_2, S_3 / Cb_л)} \geq 1. \quad (3)$$

Для решения задачи распознавания градовых и ливневых облаков необходимо знать законы распределения $W(\lg S_0, S_1, S_2, S_3 / Cb_г)$ и $W(\lg S_0, S_1, S_2, S_3 / Cb_л)$.

Распределение параметров Стокса в кучево-дождевых облаках описывается логарифмическим нормальным законом. Поэтому левую часть выражения (3) можно представить в следующем виде

$$\frac{W(\lg S_0, S_1, S_2, S_3 / Cb_2)}{W(\lg S_0, S_1, S_2, S_3 / Cb_l)} = \frac{\frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_2}} \cdot e^{-(\lg S_0, S_1, S_2, S_3 - m_2)^2}}{\frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_l}} \cdot e^{-(\lg S_0, S_1, S_2, S_3 - m_l)^2}}, \quad (4)$$

где $\lg S_0, S_1, S_2, S_3$ - измеренные ПМРЛ параметры Стокса,

m_2, m_l - математические ожидания логарифмов параметров Стокса,

σ_2^2, σ_l^2 - дисперсии логарифмов параметров Стокса.

После соответствующих преобразований выражение (3) сводится к виду

$$\frac{\sigma_l}{\sigma_2} e^{a(\lg S_0, S_1, S_2, S_3)^2 + b \lg(S_0, S_1, S_2, S_3) + c} \geq 1, \quad (5)$$

где a, b, c - коэффициенты, рассчитываемые по формулам [16]

$$a = \frac{\sigma_2^2 - \sigma_l^2}{2\sigma_2^2\sigma_l^2}, \quad b = \frac{m_2\sigma_l^2 - m_l\sigma_2^2}{\sigma_2^2\sigma_l^2}, \quad c = \frac{m_l^2\sigma_2^2 - m_2^2\sigma_l^2}{2\sigma_2^2\sigma_l^2}. \quad (6)$$

Если измеренные значения параметров Стокса таковы, что выполняется (5), то принимаем решение Cb_2 , то в противном случае принимаем решение Cb_l .

С помощью изготовленного экспериментального радиолокационного поляриметра за период с 1979 по 1988 гг. в северном Причерноморье проведено распознавание градовых и ливневых облаков по 4-м поляризационным параметрам Стокса.

Технология поляризационной локации конвективных облаков состояла в последовательном излучении электромагнитной волны линейной вертикальной поляризации, линейной горизонтальной, линейной с наклоном вектора в 45° и волны круговой поляризации. Прием осуществлялся двух ортогональных составляющих эхо-сигналов с измерением для каждой поляризации излучаемой волны 4-х параметров Стокса и разности фаз между ними. При этом проводились вертикальные разрезы кучево-дождевого облака от стадии роста до стадии диссипации.

Для определения укажем формальные границы между стадиями эволюции облака, считая, что стадия роста протекает с момента обнаружения радиоэха до достижения максимальных значений радиолокационной отражаемости в переохлажденной части облака, а стадия зрелости – с момента достижения максимума радиолокационной отражаемости переохлажденной части облака к моменту достижения его максимального значения в теплой части, после которого наблюдается устойчивое уменьшение Z_{max} .

В режиме излучения линейно поляризованной волны с наклоном вектора в 45° измерялась также и дифференциальная отражаемость Z_{DR} в зондирующем объеме, ограниченном шириной диаграммы направленности антенны и пространственной протяженностью импульса. Стробирующий импульс перемещался по дальности до 185 км. Его перемещение отмечалось на экранах индикаторов МРЛ. Мгновенные значения отраженных ортогональных составляющих эхо-сигналов измерялись с точностью до 0,25 дБ. Количество импульсов осреднения в одной

реализации составило 256. Серия вертикальных разрезов проводилась не более 12 мин. На один радиолокационный разрез затрачивалось до 50 с. Продолжительность наблюдений за отдельным облаком в зависимости от характера его развития составляла от 2 мин до 1 часа.

В дни наблюдений фиксировались также данные вида выпадающих осадков, и измерялся размер града. Проведенный анализ данных поляризационных наблюдений за облаками в теплый период 1981 года показал, что фазовое состояние выпадающих осадков в большинстве случаев определялось высотой размещения нулевой изотермы. Анализ поляризационной структуры эхо-сигналов сделаем на примере вертикального распределения параметров Стокса для стадии зрелости двух конкретных случаев градовых и ливневых облаков.

На рис.1 и 2 представлен радиолокационный разрез кучево-дождевого облака с вертикальным распределением параметров Стокса, наблюдавшегося 9 июля 1981 г., с которого в 18 час 32 мин выпадал град размером от 0,4 до 0,6 см. Верхняя граница радиоэха превышала уровень 11,5 км, зона повышенной водности расположилась в области отрицательных температур, а зона повышенной радиолокационной отражаемости ($dBZ \geq 45$ дБ) находится выше нулевой изотермы. В теплой части облака $Z_{DR} \geq 1,2$ дБ. В верхней части облака Z_{DR} имеет отрицательные и нулевые значения.

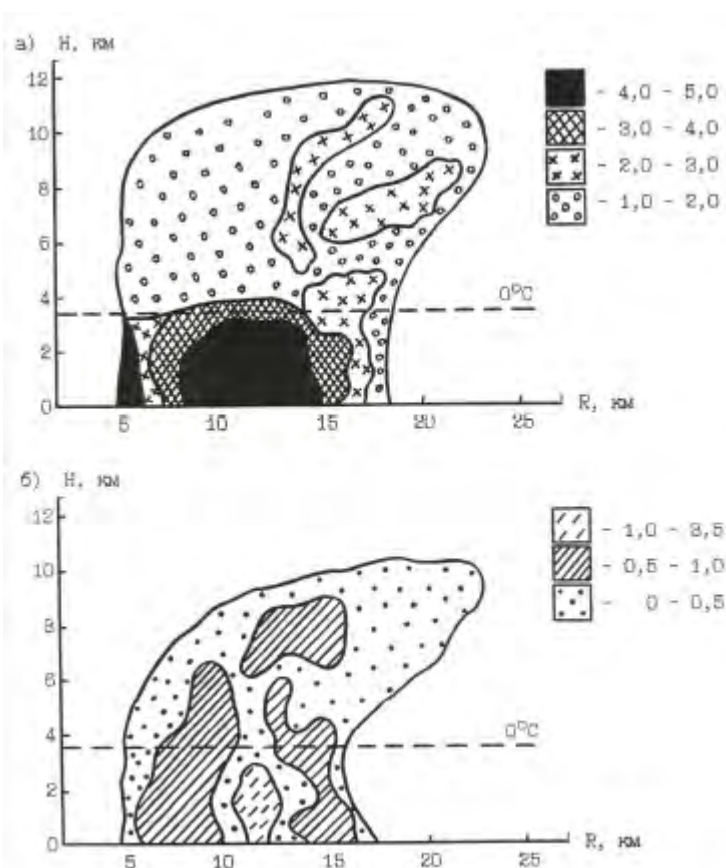


Рис.1 - Вертикальный разрез кучево-дождевого градового облака 9 июля 1981 года в 18 час 32 мин: а – распределение параметра I ; б - распределение параметра Q .

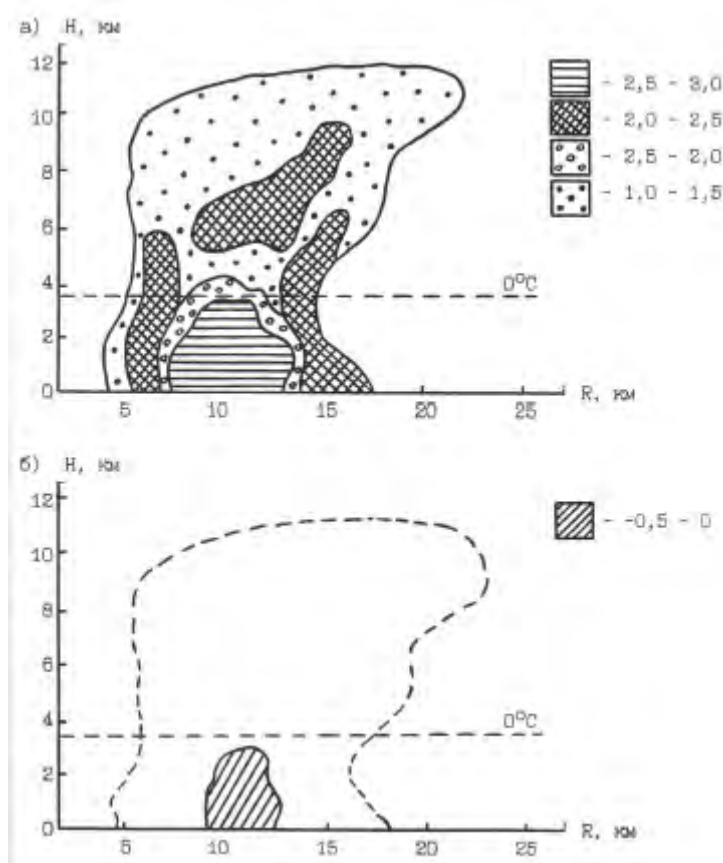


Рис.2 - Вертикальный разрез кучево-дождевого градового облака 9 июля 1981 года в 18 час 32 мин: а – распределение параметра U ; б - распределение параметра V .

К стадии зрелости значения отражаемости в облаке увеличились до 57 дБ, а высота верхней границы радиоэха достигла 12 км. На дальности 22 км наблюдается «навес» радиоэха. Верхняя граница снизилась и уменьшилась площадь области повышенной дифференциальной отражаемости в теплой части облака. Отрицательные и нулевые значения Z_{DR} переместились вниз. В области «навеса» радиоэха появились отрицательные значения Z_{DR} , что также характеризует градовое облако.

От поверхности Земли и до высоты 3,5 км выделяется зона со значениями первого параметра Стокса от 4,0 до 5,0. Выше нулевой изотермы в области «навеса» отмечаются две зоны со значениями $I = 2,0 \div 4,0$. Остальная часть радиоэха имеет значения $I = 1,5$. В тоже время вертикальное распределение второго параметра Стокса Q в градовом облаке существенно отличается от распределения параметра I (рис.1, б). Уменьшилась площадь радиоэха, т.к. отсутствуют эхо-сигналы от сферических частиц. «Навес» радиоэха здесь более ярко выраженный. Ниже уровня нулевой изотермы четко выражена зона выпадающего крупного града с горизонтальной ориентацией кристаллических частиц со значениями $Q = 3,2$. Зона осадков отличается малой интенсивностью со значениями Q близкими к нулю и две зоны крупы со значениями $Q = 0,8$. В тыловой части и в области «навеса» преобладают мелкие переохлажденные капли и ледяные кристаллы с

незначительной ориентацией в горизонтальной плоскости. Значения Q колеблются в пределах от 0 до 0,5.

На рис.2,а представлено вертикальное распределение третьего параметра Стокса, а на рис.2,б - четвертого. Анализ вертикального распределения третьего и четвертого параметров Стокса в кучево-дождевом облаке, находящемся в стадии зрелости показывает, что деполяризация максимальна при круговой и линейной с наклоном вектора под углом 45° поляризациях, а минимальная – при вертикальной и горизонтальной поляризациях. В то же время небольшие значения деполяризации свидетельствуют о том, что в облаке есть смешанная фаза частиц, причем оси дождевых капель и частиц льда одинаково ориентированы и разница фаз при этом принимает большее значение, чем при чисто кристаллической фазе, но меньше, нежели при жидкой фазе. Второй и четвертый параметры Стокса являются хорошими предикторами ориентации гидрометеоров. Если Q и V близки к нулевым значениям или равны нулю, то это характеризует хаотическую ориентацию несферических кристаллических частиц.

Вертикальное распределение параметров Стокса в кучево-дождевом ливневом облаке, наблюдавшемся 13 июня 1991 года, представлено на рис.3 и 4. Радиолокационное наблюдение за облаком началось в 10 час 30 мин, когда $\delta BZ_m = 45$ дБ и $\delta BZ_m = 51$ дБ.

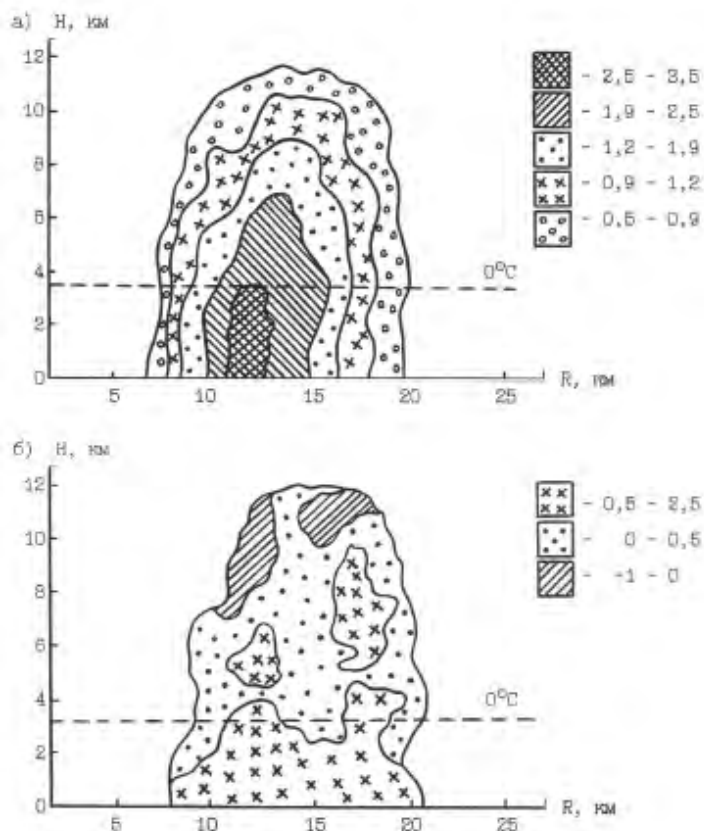


Рис.3 - Вертикальный разрез кучево-дождевого ливневого облака в 10 час 30 мин 13 июня 1981 года: а - распределение параметра I , б - распределение параметра Q .

К 11 часам радиолокационная отражаемость достигла в переохлажденной части максимального значения, равного 50 дБ. С этого момента облако перешло в стадию зрелости, при которой радиолокационная отражаемость в теплой части облака достигла значения, равного 56 дБ. Из облака выпадал ливневой дождь с интенсивностью от 0,1 до 20 мм/час. Верхняя граница радиоэха достигла высоты 11 км. Нижняя часть облака характеризуется зоной, имеющей наибольшее значение первого параметра Стокса, связанного с ливневым характером выпадающих осадков. Это и подтверждает вертикальное распределение второго параметра Стокса. Выше нулевой изотермы в области отрицательных температур есть еще 2 зоны с повышенными значениями Q , связанные с выпадением тающего града. Положительные значения Q указывают на преобладающую ориентацию больших осей падающих капель дождя в горизонтальной плоскости. В верхней части облака преобладают значения Q близкие к нулю, характерные для областей, содержащих кристаллы хаотически ориентированных в пространстве. В самой верхней части облака есть две зоны с отрицательными значениями Q , связанные с преобладающей вертикальной ориентацией ледяных частиц. Вертикальная ориентация ледяных частиц указывает, вероятно, на наличие грозового разряда в этой части облака.

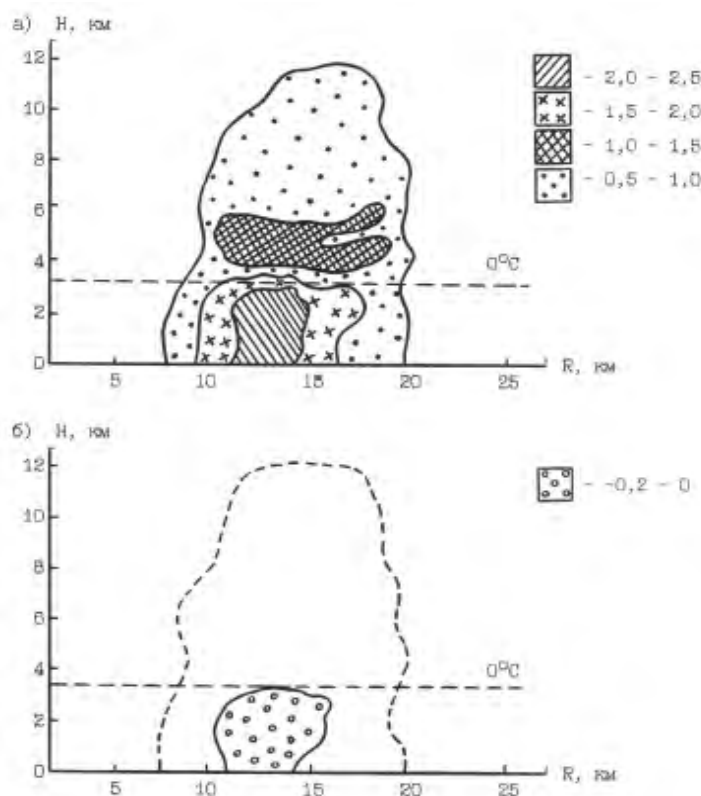


Рис.4 - Вертикальный разрез кучево-дождевого ливневого облака в 10 час 30 мин 13 июня 1981 года: а - распределение параметра U , б - распределение параметра V .

Анализ вертикального распределения третьего и четвертого параметров Стокса, представленного на рис.4 указывает также на ливневой характер кучево-дождевого облака. Диапазон изменения параметра U находится в пределах $0,5 \div 2,5$, а параметра V - $-0,2 \div 0,0$. Это связано со значительным поглощением эхо-сигнала дождевыми каплями и

незначительным фазовым сдвигом между ортогональными компонентами. Четко выделяется зона ливневых осадков значительной интенсивности и две зоны с меньшей интенсивностью выше уровня нулевой изотермы (рис.4) отмечается зона выпадающего града, который успевает растаять в теплой части облака. Сравнивая вертикальное распределение параметров Стокса градовых и ливневых облаков, следует отметить, что на практике приходится встречать типы облаков, находящихся на стадии развития на границах между ливневыми и градовыми. Причин, по которым облако не достигает градовой стадии, очевидно много. Это причины, связанные с термодинамикой процесса, условиями и рельефом подстилающей поверхности, динамикой самого процесса. Поэтому для практики прогноза, как видно с анализа радиолокационной структуры градовых (рис.1. и 2) и ливневых (рис.3 и 4) облаков, наиболее информативными поляризационными параметрами могут быть параметры Стокса, по которым можно строить прогноз градоопасности с оправдываемостью более 98 %.

О возможности распознавания градовых (18 случаев) и ливневых (20 случаев) кучево-дождевых облаков в стадии зрелости с помощью поляризационной локации можно сделать вывод и по данным табл.1 и 2, в которых приведена повторяемость N числа измерений той или иной градации параметров Стокса. Всего для градовых облаков в сезон 1981 года было проведено 1654 измерений, а для ливневых облаков – 958 серий измерений.

Таблица 1 - Выборочные характеристики распределения параметров Стокса для градовых облаков

I		Q		U		V	
Градации	Число случаев	Градации	Число случаев	Градации	Число случаев	Градации	Число случаев
1,0÷1,4	505	-0,8÷-0,41	301	0,81÷1,2	379	-0,5÷-0,1	674
1,41÷1,8	495	-0,4÷0	267	1,21÷1,6	585	-0,09÷0,3	835
1,81÷2,2	302	0÷0,4	155	1,61÷2,0	421	0,31÷0,7	145
2,21÷2,6	98	0,41÷0,8	128	2,01÷2,4	82	-	-
2,61÷3,0	35	0,81÷1,2	278	2,41÷2,8	96	-	-
3,1÷3,4	79	1,21÷1,6	245	2,81÷3,2	37	-	-
3,41÷3,8	54	1,61÷2,0	97	3,21÷3,6	42	-	-
3,81÷4,2	31	2,01÷2,4	95	3,61÷4,0	12	-	-
4,21÷4,6	25	2,41÷2,8	73	-	-	-	-
4,61÷5,0	30	2,81÷3,2	15	-	-	-	-

Таблица 2 - Выборочные характеристики распределения параметров Стокса для ливневых облаков

I		Q		U		V	
Градации	Число случаев	Градации	Число случаев	Градации	Число случаев	Градации	Число случаев
0,4÷0,8	142	-0,8÷-0,41	15	0,5÷0,9	371	-0,6÷-0,2	484
0,81÷1,2	107	-0,4÷0	18	0,91÷1,3	323	-0,19÷0,2	474
1,21÷1,6	110	0÷0,4	150	1,31÷1,7	105	-	-
1,61÷2,0	152	0,41÷0,8	142	1,71÷2,1	63	-	-
2,21÷2,4	131	0,81÷1,2	179	2,11÷2,5	54	-	-
2,41÷2,8	174	1,21÷1,6	103	2,51÷2,9	42	-	-
2,81÷3,2	95	1,61÷2,0	99	-	-	-	-
3,21÷3,6	47	2,01÷2,4	118	-	-	-	-
-	-	2,41÷2,8	134	-	-	-	-

Из анализа таблиц вытекает, что для кучево-дождевого облака средние значения параметров Стокса имеют такие величины: $I = 1,53$; $Q = 0,67$; $U = 1,85$; $V = -0,02$, а для кучево-дождевого ливневого - $I = 1,8$; $Q = 1,3$; $U = 1,17$; $V = -0,15$.

Отсюда следует, что при достигаемой с помощью ПМРЛС точности измерения, можно уверенно распознать эти два вида облаков.

Заключение. Полученная поляризационная структура конвективных облаков и связанных с ними ОЯП с использованием разработанного поляризационного метода позволяет сделать вывод о том, что поляризационные параметры эхо-сигналов облаков обладают высокой информативностью и могут успешно использоваться в моделях краткосрочного и сверхкраткосрочного методов прогноза ОЯП.

Список литературы

1. Степаненко В.Д. Радиолокация в метеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 343 с.
2. Богородский В.В., Канарейкин Д.В., Козлов А.И. Поляризация рассеянного и собственного радиоизлучения земных покровов. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 280 с.
3. Завируха В.К. Об одном способе определения поляризационных характеристик метеорологических образований // Труды ГГО. – 1985. – Вып. 490. – С.21-24.
4. Павлов Н.Ф., Степаненко В.Д. Методика и результаты экспериментального изучения поляризационных свойств метеорологических целей // Труды Третьего Всесоюзного совещания по радиометеорологии. – М.: Гидрометеиздат, 1968. – С.75-79.
5. Шупяцкий А.Б. Радиолокационное измерение интенсивности и некоторых других характеристик осадков. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 92 с.
6. Blyth, Alan M., Rasmus E. Benestad, Paul R. Krehbiel, John Latham, 1997: Observations of Supercooled Raindrops in New Mexico Summertime Cumuli // J. Atmos. Sci. – 1997. – Vol.54. – P.569-575.
7. Bernard Vonnegut. Role of cumulus downdrafts in stratosphere-troposphere exchange and in cloud electrification // Atmospheric Research. – 1997. – Vol. 43, N 2. – P.197-199.
8. Michael J. Rycroft. Radiation and water in the climate system. Remote measurements // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. – 1998. – Vol.60, N 4. – P.493-498.
9. Kenneth S. Gage, Christopher R. Williams, Paul E. Johnston, Warner L. Ecklund, Robert Cifelli, Ali Tokay, David A. Carter. Doppler Radar Profilers as Calibration Tools for Scanning Radars // Journal of Applied Meteorology. – 2000. – Vol.39, N 12. – P.2209-2222.
10. Courtney Schumacher, Robert A. Houze Jr. The TRMM Precipitation Radar's View of Shallow, Isolated Rain // Journal of Applied Meteorology. – 2003. – Vol.42, N10. – P.1519-1524.
11. Pamela L. Heinselman, Alexander V. Ryzhkov. Validation of Polarimetric Hail Detection // Weather and Forecasting. 2006. – Vol.21, N 5. – P.839-850.
12. Xudong Liang. An Integrating Velocity-Azimuth Process Single-Doppler Radar Wind Retrieval Method // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. – 2007. – Vol.24, N 4. – P.658-665.
13. P. Tabary, J. Desplats, K. Do Khac, F. Eidelman, C. Gueguen, J.-C. Heinrich. The New French Operational Radar Rainfall Product. Part II: Validation // Weather and Forecasting. – 2007. – Vol.22, N 3. – P.409-427.
14. Jianxin Wang, David B. Wolff. Comparisons of Reflectivities from the TRMM Precipitation Radar and Ground-Based Radars // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. – 2009. – Vol.26, N 5. – P.857-875.
15. Поздняк С.И., Мелитицкий В.А. Введение в статистическую теорию поляризации радиоволн. – М.: Изд. «Сов. радио», 1974. – 478 с.
16. Билетов М.В., Кузьменко В.П., Павлов Н.Ф., Цивенко Н.В. Радиометеорология. – М.: Воениздат, 1984. – 208 с.

Розпізнавання градових і зливових хмар за поляризаційними параметрами луно-сигналів.

Корбан В.Х., Корбан О.В., Дегтярьова Л.М.

В статті показана можливість розпізнавання градових і зливових хмар за поляризаційними параметрами луно-сигналів.

Ключові слова: градові і зливі хмари, поляризаційні параметри, матриця розсіювання.

Recognition of cumulus and storm clouds on polarizing parameters of echo-signals.

Korban V.Ch., Korban O.V., Degtjarjeva L.N.

In the article recognition possibility of cumulus and storm clouds is shown on polarizing parameters of echo-signals.

Keywords: cumulus and storm clouds, polarizing parameters, a matrix Dispersion.

ЗАСТОСУВАННЯ ІНТЕРПОЛЯЦІЙНИХ ПОЛІНОМІВ НЬЮТОНА ДЛЯ ОБЧИСЛЕННЯ СЕРЕДНІХ ДАТ ПЕРЕХОДУ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ ЧЕРЕЗ ПЕВНІ РІВНІ В УКРАЇНІ

Розглянуто недоліки існуючих методів обчислення дат переходу температури повітря через певні рівні та запропоновано новий метод їх визначення на основі застосування інтерполяційних поліномів Ньютона. Для 29 метеорологічних станцій України обчислено дати переходу температури повітря через 0°, 5°, 10° та 15°C за стандартний кліматологічний період 1961–1990 рр.

Ключові слова: дати переходу температури повітря через певні рівні; інтерполяційні поліноми Ньютона.

Загальна постановка наукової проблеми. Серед численних напрямів дослідження клімату і кліматичних ресурсів особливе місце посідає вивчення багаторічного режиму температури повітря, який відображає найсуттєвіші риси клімату. Термічними умовами визначається фізичний стан та перебіг найважливіших процесів в атмосфері. Температура повітря прямо чи опосередковано впливає ледь не на усі сторони життєдіяльності людини. Тож відомості про температуру повітря становлять значний інтерес як для окремих громадян, так і для цілих галузей економіки країни, насамперед для сільського й комунального господарства та енергетики.

При докладному описі термічного режиму значна увага приділяється аналізу повторюваності середньодобових температур повітря з інтервалом 5°C та тривалості періодів року з відповідними температурами. Ці величини використовуються насамперед з метою оцінки придатності кліматичних й агрометеорологічних умов того чи іншого регіону для вирощування певних видів сільськогосподарських культур.

Не менш важливими характеристиками термічного режиму є *дати переходу середньодобової температури повітря через 0, 5, 10, 15 та 20 C*. За такими датами не тільки характеризують особливості річного ходу температури повітря, але й виділяють кліматичні сезони з усім комплексом властивих їм погодних особливостей.

Оскільки невід'ємною властивістю клімату є його мінливість, то й дати переходу температури через зазначені вище рівні не є сталими. У зв'язку із цим застосування методів визначення дат переходу температури повітря через певні рівні може бути складовою частиною вирішення значно крупнішої проблеми оцінки сучасних кліматичних змін.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Дати сталого переходу температури повітря через певні рівні за середньодобовою температурою широко використовуються в агрометеорології (методи Д.А. Педя та А.В. Федорова). Деякі проблеми їх практичного застосування розглянуто в [7]. В основі цих методів визначення дати переходу температури лежить *зіставлення додатних і від'ємних відхилень сум середніх добових температур повітря*, отриманих за кожен день досліджуваного періоду.

Так, за методом А.В. Федорова, який використовується в практиці Українського гідрометеорологічного центру, датою сталого переходу температури повітря навесні вважається перший день періоду, сума додатних відхилень якого (U_{+Dt}) перевищує суму від'ємних відхилень (U_{-Dt}) будь-якого із наступних періодів цього сезону року з від'ємними відхиленнями температури. Відповідно, датою сталого переходу температури через певні рівні восени вважається перший день періоду, сума від'ємних відхилень якого перевищує суму додатних відхилень будь-якого із наступних періодів з

додатними відхиленнями. Беззаперечною перевагою цього методу є його фізична обґрунтованість, яка не залишає підстав для критики самого підходу щодо оцінки дат переходу температури повітря через певні рівні. Тож дати переходу температури повітря, обчислені цим методом для визначеного інтервалу часу, надалі будемо називати *істинними*.

Як на нашу думку, найбільші вади методу Федорова виявляються при обчисленні середніх багаторічних дат переходу температури повітря, оскільки для цього потрібні щоденні дані за увесь період дослідження. Крім того, осереднення за багаторічний період дат переходу температури повітря через певні рівні не забезпечує потрібної точності через велику міжрічну мінливість добових температур повітря. У зв'язку із цим надійні середні значення температури, а відтак й середні дати переходу температури повітря через певні рівні можна отримати тільки з дуже довгих рядів спостережень, яких зазвичай і немає в розпорядженні кліматолога.

Між тим, більш затребуваними практикою кліматологічного обслуговування народного господарства є саме середні за багаторічний період дати переходу температури повітря [5]. У цьому зв'язку особливого значення набуває питання методу визначення середніх дат переходу середньодобової температури повітря через певні рівні.

Перед тим як приступати до аналізу інших методів, вважаємо за потрібне погодитися з авторами [7] в частині невдалості і навіть невизначеності терміну «стійкий» щодо переходу температури повітря через певні рівні. Надалі пропонуємо розглядати це визначення як надмірне і користуватися терміном «середні дати переходу температури повітря». При цьому сам термін змістовно нічого не втрачає.

На сьогодні існують декілька альтернативних методів визначення середніх дат переходу середньодобової температури повітря через певні межі, які слід класифікувати як *непрямі методи*, оскільки в них обчислення зазначених характеристик здійснюється без звертання до вихідних матеріалів спостережень. З усіх непрямих методів визначення середніх дат переходу температури повітря через певні межі найбільшого поширення набули метод гістограм та обчислення за інтерполяційною формулою І.А. Гольцберг.

Як відомо, *метод гістограм* передбачає побудову й аналіз згладженого графіка річного ходу температури повітря за їхніми середніми місячними значеннями за багаторічний період. Якість кліматологічних оцінок при застосуванні цього методу значною мірою визначається ретельністю побудови й аналізу такого графіка, а тому залежить від досвіду й практичних навичок самого дослідника. Окрім певного суб'єктивізму, до переліку вад цього методу можна додати незручність користування, усе ще велику трудомісткість і порівняно малу точність. Не дивно, що ще наприкінці 70-х років ХХ ст. відомі радянські кліматологи Н.В. Кобишева та Г.В. Наровлянський висловили сумніви в доцільності застосування методу гістограм в епоху всезагальної автоматизації опрацювання метеорологічної інформації [6].

Основним недоліком *інтерполяційної формули І.А. Гольцберг* є її лінійний характер, який забезпечує достатню точність обчислень лише при рівномірному зростанні або спаданні температури повітря в перехідні сезони року, але значно завищує або занижує оцінки температури повітря в околі точок максимальної і мінімальної температур та в околі точок перегину графіка річного ходу температури.

Відомі також спроби використання з метою інтерполяції температури повітря *рівняння парабол* [4]. Однак для опису періодичного процесу, яким є річний хід температури повітря, таке наближення може використовуватися тільки на певних часових відрізках.

Формулювання цілей і постановка завдання. Основною метою даного дослідження є з'ясування можливостей та оцінка точності обчислення середніх дат переходу температури повітря в Україні через певні рівні за допомогою інтерполяційних поліномів Ньютона. Відповідно до мети, ставляться такі завдання:

- показати принципові переваги застосування інтерполяційних поліномів Ньютона для обчислення дат переходу температури повітря перед іншими методами, які використовуються в кліматологічній практиці;

- провести порівняльну оцінку точності визначення дат переходу температури повітря в Україні різними методами;

- обчислити дати стійкого переходу температури повітря в Україні за стандартний кліматологічний період 1961–1990 рр.

Виклад основного матеріалу дослідження. В математичних термінах обчислення дат переходу температури повітря через певні рівні за відомими середніми місячними значеннями температури можна класифікувати як задачу інтерполяції. Відомо, що *інтерполюванням* є визначення проміжних значень деякої функції $y = f(x)$, яку задано у вигляді таблиці емпірично отриманими значеннями $y_1, y_2, y_3, \dots, y_n$. При цьому встановлюється наближений функціональний зв'язок $y = \varphi(x)$, який задовольняє спостереженим значенням y .

Нижче буде обговорюватися *метод інтерполяції поліномами Ньютона для нерівновіддалених вузлів* [2, 3].

Нехай функція $y = f(x)$ задана таблично і $x_0, x_1, x_2, \dots, x_n$ – значення аргументу, а $y_0, y_1, y_2, \dots, y_n$ – відповідні значення функції, де різниці $\Delta x_i = x_{i+1} - x_i \neq 0, i = \overline{0, n-1}$ не рівні між собою. Співвідношення $[x_i, x_{i+1}] = \frac{y_{i+1} - y_i}{x_{i+1} - x_i}, i = \overline{0, n-1}$ називаються різницевиими операторами першого порядку; $[x_i, x_{i+1}, x_{i+2}] = \frac{[x_{i+1}, x_{i+2}] - [x_i, x_{i+1}]}{x_{i+2} - x_i}, i = \overline{0, n-2}$ – різницевиими операторами

другого порядку і т.д.

Тоді *інтерполяційна формула Ньютона для нерівновіддалених вузлів* набуде вигляду:

$$P_n(x) = y_0 + [x_0, x_1] \cdot (x - x_0) + [x_0, x_1, x_2] \cdot (x - x_0) \cdot (x - x_1) + \dots \quad (1)$$

$$\dots + [x_0, x_1, \dots, x_n] \cdot (x - x_0) \cdot (x - x_1) \cdot \dots \cdot (x - x_{n-1}),$$

де x – шукане значення аргументу.

Для обчислення середньодобових температур повітря в окремі дні року можна обмежитися шістьма найближчими до шуканої дати вузлами таблиці (три вузли – перед шуканою датою і ще три – після неї). Відомими вважатимемо 12 значень цієї температури $t(x_i), i = 1, 2, \dots, 12$, які за припущенням припадають на середину, тобто на 15 число окремих місяців року з номерами днів 15 – для січня; 46 – для лютого; 74 – для березня і т.д. При виборі найближчих до шуканої дати вузлів таблиці слід врахувати, що деяким датам на початку календарного року (від 1 січня до 14 березня) можуть передувати від одного до трьох вузлів з кінця таблиці, а після деяких дат наприкінці року (від 16 жовтня до 31 грудня) слідує від одного до трьох вузлів на початку таблиці. Вважаючи середню багаторічну температуру повітря періодичною функцією з періодом 1 рік, маємо $x_i \pm 365 = x_i, t(x_i \pm 365) = t(x_i)$.

Таким чином, застосування інтерполяційних поліномів Ньютона дозволяє оцінити середню добову температуру повітря у будь-який день року, встановити значення

мінімальної й максимальної температур, у загальному випадку відмінних від середніх температур найхолоднішого та найтеплішого місяців року, вирішувати інші задачі. Високу якість згладжування річного ходу температури повітря з допомогою інтерполяційних поліномів Ньютона ілюструє рис. 1.

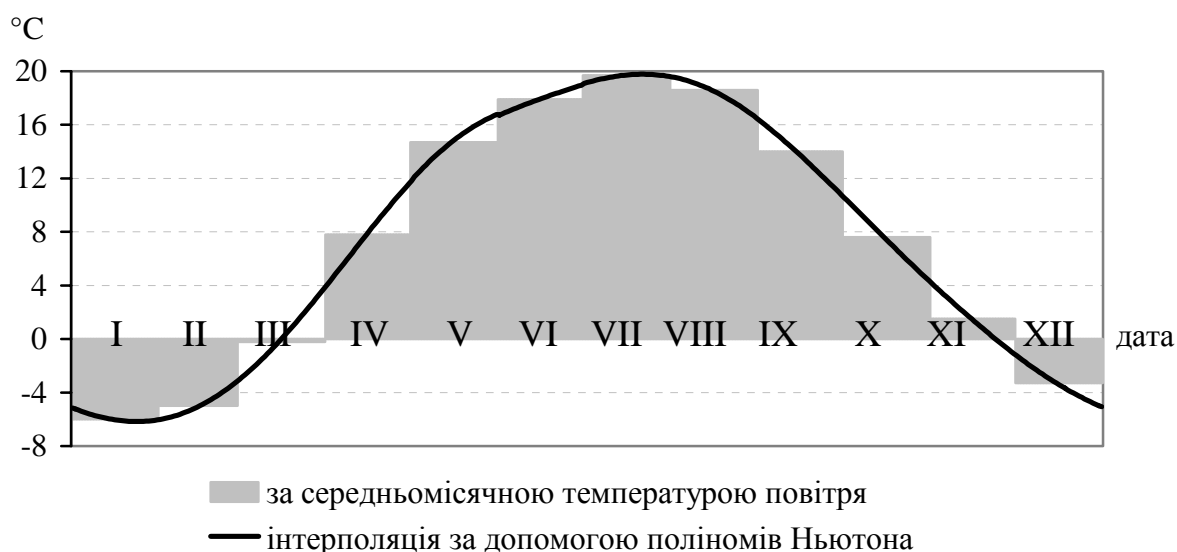


Рис. 1 – Річний хід температури повітря на метеорологічній станції Київ, відтворений з допомогою інтерполяційних поліномів Ньютона (вибірка даних за [1]).

Приступимо до порівняння дат переходу температури повітря на окремих метеорологічних станціях України, визначених запропонованим та традиційними способами для одного і того самого періоду спостережень. В даній роботі в якості тестових рядів середніх місячних температур повітря використано дані додатка до монографії [1], які ґрунтуються на первинних матеріалах спостережень за період від початку роботи метеорологічних станцій до 1980 р., в окремих випадках – до 1983 р. Дати переходу температури повітря через певні рівні, отримані запропонованим методом, зіставлялися з датами, отриманими в традиційний спосіб для цих самих рядів й наведеними в зазначеній вище монографії.

В табл. 1 представлено дати переходу температури повітря через рівні 0° , 5° , 10° та 15°C в м. Києві.

Як видно із табл. 1, порівняно з іншими методами, застосування інтерполяційних поліномів Ньютона дало задовільний результат, який у більшості випадків забезпечує кращу точність визначення дат переходу температури повітря. Запропонований метод дає також найменше сумарне відхилення дат переходу температури повітря. За цим показником його точність в 1,5 і більше раз перевищує точність обчислень порівняно із традиційними методами.

Порівняємо точність визначення дат переходу температури повітря запропонованим методом через певний рівень, наприклад через 0°C , для різних метеорологічних станцій (табл. 2).

Аналіз табл. 2 показує, що похибка обчислення запропонованим методом дат переходу температури повітря через 0°C не перевищує 3–4 дні, причому у 75 % усіх випадків вона не перевищує два дні. Середнє відхилення обчислених у такий спосіб дат переходу температури повітря через 0°C від істинних їх значень становить 1,9 днів навесні та на 2,1 днів – восени. Загальне середнє відхилення від істинних дат переходу температури через 0°C для методу інтерполяції Ньютона становить 1,95 дня, що задовольняє сучасні вимоги науки і практики в обчисленні таких дат.

Таблиця 1 – Дати переходу температури повітря через певні межі, обчислені різними методами, м. Київ

Метод визначення дати переходу	Температура, °С								Сумарне відхилення, днів
	0		5		10		15		
	весна	осінь	весна	осінь	весна	осінь	весна	осінь	
За допомогою гістограм	14 III	26 XI	4 IV	28 X	24 IV	4 X	21 V	9 IX	22
За формулою І.А. Гольцберг	16 III	23 XI	4 IV	29 X	21 IV	5 X	20 V	9 IX	19
Зіставлення відхилень сум середньодобових температур	13 III	27 XI	11 IV	31 X	21 IV	4 X	25 V	12 IX	34
Метод інтерполяції Ньютона	16 III	24 XI	5 IV	28 X	24 IV	4 X	17 V	9 IX	13
Істинні значення	20 III	21 XI	5 IV	29 X	24 IV	4 X	15 V	12 IX	–

Таблиця 2 – Дати переходу добової температури повітря через 0°С

Метеорологічна станція	У бік зростання температури			У бік зниження температури		
	Справжні середні дати	Дати переходу за методом інтерполяції поліномами Ньютона	Відхилення (днів)	Справжні середні дати	Дати переходу за методом інтерполяції поліномами Ньютона	Відхилення (днів)
Київ	20 III	16 III	4	21 XI	24 XI	3
Полтава	21 III	20 III	1	21 XI	20 XI	1
Харків	22 III	20 III	2	22 XI	24 XI	2
Тернопіль	12 III	15 III	3	28 XI	26 XI	2
Умань	14 III	16 III	2	26 XI	24 IX	2
Луганськ	14 III	16 III	2	26 XI	24 XI	2
Дніпропетровськ	14 III	14 III	0	26 XI	28 XI	2
Синельникове	16 III	16 III	0	27 XI	28 XI	1
Хуст	24 II	27 II	3	9 XII	7 XII	2
Одеса	28 II	2 III	2	17 XII	20 XII	3

Таким чином, ретельна перевірка показала високу точність запропонованого методу, що дозволяє рекомендувати його для оцінки дат переходу температури повітря через певні рівні для будь-якого іншого проміжку часу. В табл. 3 представлено результати обчислення дат стійкого переходу температури повітря через певні межі для стандартного кліматичного періоду (1961–1990 рр.), які отримано на основі таблиць «Кліматичного кадастру України», підготовленого співробітниками Центральної геофізичної обсерваторії.

За відсутності у зазначеному виданні окремих таблиць з датами переходу температури повітря через певні рівні, табл. 3 можна використовувати навіть з метою оцінки кліматичних норм відповідних величин.

Таблиця 3 – Дати переходу середньої добової температури повітря через певні рівні за методом інтерполяції Ньютона для окремих метеорологічних станцій України. 1961–1990 рр.

Метеорологічна станція	Температура, °С							
	0		5		10		15	
	навесні	восени	навесні	восени	навесні	восени	навесні	восени
Вінниця	15 III	27 XI	4 IV	29 X	24 IV	3 X	22 V	5 IX
Дніпропетровськ	12 III	2 XII	31 III	1 XI	18 IV	8 X	10 V	16 IX
Донецьк	14 III	29 XI	31 III	29 X	18 IV	6 X	12 V	14 IX
Житомир	16 III	26 XI	5 IV	29 X	25 IV	1 X	23 V	3 IX
Запоріжжя	8 III	10 XII	28 III	8 XI	16 IV	13 X	8 V	20 IX
Івано-Франківськ	8 III	2 XII	1 IV	1 XI	25 IV	5 X	28 V	5 IX
Київ	12 III	26 XI	1 IV	1 XI	21 IV	5 X	14 V	8 IX
Кіровоград	13 III	30 XI	1 IV	31 X	20 IV	7 X	14 V	13 IX
Луганськ	13 III	2 XII	30 III	30 X	15 IV	6 X	8 V	14 IX
Луцьк	11 III	1 XII	3 IV	1 XI	25 IV	3 X	25 V	4 IX
Львів	10 III	29 XI	3 IV	2 XI	27 IV	3 X	31 V	1 IX
Миколаїв	2 III	15 XII	26 III	12 XI	15 IV	17 X	7 V	24 IX
Одеса	26 II	27 XII	28 III	22 XI	20 IV	21 X	15 V	26 IX
Полтава	16 III	24 XI	2 IV	28 X	20 IV	4 X	13 V	11 IX
Рівне	14 III	28 XI	4 IV	31 X	24 IV	2 X	26 V	3 IX
Сімферополь	6 II	8 I	22 III	27 XI	15 IV	20 X	14 V	23 IX
Суми	20 III	19 XI	6 IV	24 X	23 IV	29 IX	16 V	4 IX
Тернопіль	15 III	26 XI	6 IV	29 X	27 IV	1 X	30 V	1 IX
Ужгород	17 II	12 XII	17 III	13 XI	12 IV	17 X	11 V	18 IX
Харків	17 III	23 XI	2 IV	27 X	19 IV	3 X	12 V	10 IX
Херсон	4 III	16 XII	27 III	12 XI	15 IV	15 X	10 V	21 IX
Хмельницький	14 III	27 XI	4 IV	30 X	25 IV	2 X	24 V	4 IX
Черкаси	14 III	28 XI	2 IV	30 X	20 IV	5 X	14 V	10 IX
Чернівці	7 III	3 XII	30 III	4 XI	22 IV	8 X	21 V	10 IX
Чернігів	18 III	22 XI	5 IV	25 X	24 IV	29 IX	19 V	3 IX
Плай	5 IV	7 XI	2 V	5 X	28 VI	30 VIII	–	–
Пожежевська	6 IV	11 XI	3 V	10 X	19 VI	31 VIII	–	–
Карабі-Яйла	15 III	10 XII	10 IV	30 X	10 V	26 IX	26 VI	24 VIII
Ай-Петрі	19 III	5 XII	16 IV	27 X	19 V	21 IX	13 VII	11 VIII

Висновки та перспективи подальших розробок. В роботі проаналізовано недоліки традиційних і деяких нових методів обчислення дат переходу температури повітря через задані рівні та запропоновано новий метод їх визначення за допомогою інтерполяційної формули Ньютона. На основі оцінок похибок обчислення дат переходу температури повітря різними методами стосовно істинних дат її переходу через певні рівні, показано переваги запропонованого методу над іншими.

За допомогою запропонованого методу для 29 метеорологічних станцій України (25 обласних центрів та чотирьох гірських станцій в Українських Карпатах та Кримських горах) уперше обчислено кліматологічні норми дат переходу температури повітря через певні рівні. Виконання аналогічних обчислень для решти метеорологічних станцій України дозволить побудувати детальні карти дат переходу температури повітря через певні рівні для стандартного кліматичного періоду 1961–1990 рр., а також представити результати обчислення тривалості відповідних періодів та їх зміни в умовах сучасних змін клімату.

Список літератури

1. *Бабиченко В.Н.* Температура воздуха на Украине / В.Н. Бабиченко, С.Ф. Рудышина, З.С. Бондаренко, Л.М. Гущина. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 400 с.
2. *Ващенко Г.В.* Вычислительная математика: Основы алгебраической и тригонометрической интерполяции / Г.В. Ващенко. – Красноярск: СибГТУ, 2008. – 64 с.
3. *Демидович Б.П.* Основы вычислительной математики / Б.П. Демидович, И.А. Марон. – М.: Наука, Гл. ред. физ.-мат. лит.-ры, 1966. – 664 с.
4. *Каган Р.Л.* О восстановлении годового хода моментов метеорологических рядов / Р.Л. Каган, Е.И. Федорченко // Тр. ГГО. – 1975. – Вып. 348. – С. 99-111.
5. *Кобышева Н.В.* Климатология / Н.В. Кобышева, С.И. Костин, Э.А. Струнников. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 344 с.
6. *Кобышева Н.В.* Климатологическая обработка метеорологической информации / Н.В. Кобышева, Г.Я. Наровлянский. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 296 с.
7. *Скриник О.А.* Задача визначення дати стійкого переходу приземної температури повітря через певне фіксоване значення (аналіз методів) / Скриник О.А., Сніжко С.І. // Український гідрометеорологічний журнал. – 2008. – № 3. – С. 56-66.

Применение интерполяционных полиномов Ньютона для вычисления средних дат перехода температуры воздуха через определенные уровни в Украине.

Затула В.І., Затула Д.В.

Рассмотрены недостатки существующих методов вычисления дат перехода температуры воздуха через определенные уровни и предложен новый метод их определения на основе применения интерполяционных полиномов Ньютона. Для 29 метеорологических станций Украины вычислены даты перехода температуры воздуха через 0°, 5°, 10° и 15°C за стандартный климатологический период 1961–1990 гг.

Ключевые слова: даты перехода температуры воздуха через некоторые уровни; интерполяционные полиномы Ньютона.

Newton interpolation polynomials application for calculation of average dates of air temperature transition through determined levels in Ukraine.

Zatula V.I., Zatula D.V.

The shortages of the existing calculation methods of the transition dates of the air temperature through determined levels are examined. The new method of their identification on base of the using Newton interpolation polynomials is offered. The dates of the transition of the air temperature through 0°, 5°, 10° and 15°C for standard climatological period 1961-1990 are calculated for 29 weather stations of the Ukraine.

Keywords: transition dates of the air temperature through determined levels; Newton interpolation polynomials.

О.Г. Шевченко, к. геогр. н., **С.І. Сніжко**, д. геогр. н., **Є.В. Самчук**
Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ТЕМПЕРАТУРНІ АНОМАЛІЇ ВЕЛИКОГО МІСТА

В статті висвітлено основні методологічні проблеми, що виникають при дослідженні температурних аномалій великого міста, проаналізовано основні чинники, які, впливають на формування острова тепла та визначають його інтенсивність, охарактеризовано позитивні та негативні наслідки прояву острова тепла.

Ключові слова: температурні аномалії великого міста, острів тепла, інтенсивність острова тепла, мікрокліматичні особливості міста, сонячна радіація на урбанізованих територіях.

Вступ. На сьогоднішній день близько 50 % населення Землі (3,2 млрд. осіб) проживає в містах. Господарська діяльність людини та наявність значної кількості автотранспорту призводить до утворення додаткового тепла у великому місті (в літературі зустрічається порівняння функціонування великого міста з функціонуванням великої печі, що викидає в атмосферу значну кількість тепла та забруднюючих речовин); заміна природних поверхонь, вкритих рослинністю, на асфальтові та бетонні є причиною зміни поглинання поверхнею сонячної радіації, здатності акумуляції тепла, інтенсивності випаровування і таким чином призводить до значних відмінностей мікроклімату міста від приміських територій [1]. Численні експериментальні дослідження та вимірювання свідчать, що приземна температура в містах, як правило, є вищою, ніж в сільській місцевості на 1–5°C і перебуває в прямій залежності від розмірів міста. На температурній карті місто виглядає як справжній острів. Це прояви характерного метеорологічного явища ХХ–ХХІ сторіч – так званого острова тепла. Відомо, що це явище може призводити до змін міської погоди та клімату, а в літній період посилювати дискомфорт значної кількості мешканців міст від гіпертермії.

Враховуючи те, що за прогнозами фахівців в найближчі роки процес урбанізації буде продовжуватися і до 2030 р. в містах проживатиме близько 61 % населення (а, відповідно, і розміри міст зростатимуть), питання, пов'язані з дослідженням мікроклімату великого міста, набувають особливої актуальності.

Матеріали та методи. Для виконання цього дослідження нами було вивчено та проаналізовано літературу, присвячену проблемам мікроклімату великого міста та температурним аномаліям в ньому.

Виклад основного матеріалу. Міський острів тепла (*Urban Heat Island (UHI)* – *англ.*) – температурна аномалія над центральною частиною міста, що характеризується підвищеною порівняно з периферією температурою повітря. Термін “острів тепла” був введений Люком Говардом у 1820 р. для позначення температурного феномену у Лондоні.

Досить складним завданням є кількісна оцінка острова тепла та встановлення чітких причинно-наслідкових зв'язків між містом та атмосферним граничним шаром над ним. Адже, при проведенні таких досліджень необхідно уникнути впливу процесів синоптичного масштабу і одночасно оцінити роль мезомасштабних процесів і антропогенних чинників в формуванні полів температури [2]. Найбільш об'єктивним методом доведення існування в місті острова тепла є порівняння двох рядів температури, один з яких включає дані, отримані на території майбутнього міста до його побудови, а інший складається з вимірних значень температури у вже побудованому місті [3]. Зрозуміло, що практично провести таке порівняння вдається

дуже рідко, тому з метою уникнення впливу процесів синоптичного масштабу аналізуються не просто значення температури, а різниці температур між великим містом, в якому досліджується острів тепла, та в сільській місцевості, що розташована неподалік [4]. Як зазначає Г.Е.Ландсберг [3], одна з основних проблем, що може виникнути за використання такого методу дослідження, пов'язана з географічним розташуванням міст, адже, зазвичай місце для розташування міста обирається не випадково – стародавні міста часто будували біля річок, в місцях, зручних для захисту від можливого нападу ворогів, поблизу місць залягання корисних копалин, прибережні міста будувалися поблизу природних гаваней тощо. Тобто, в більшості випадків рельєф цих місць досить складний і їх мікро- і мезокліматичні характеристики відрізнялися від прилеглих територій ще до виникнення міста. Тому при проведенні досліджень, що ґрунтуються на порівнянні даних двох метеорологічних станцій, варто ретельно аналізувати всі чинники, які можуть вплинути на достовірність отриманих результатів.

Кількісні характеристики острова тепла можна визначити також шляхом співставлення тренда температури повітря в місті, що зростає, та загального кліматичного тренду, що характеризує температурний режим загалом в даному регіоні. Якщо для обраного міста перший із зазначених трендів перевищує другий, то можна з певністю стверджувати про існування в цьому місті острова тепла. Наприклад, за даними [5] зростання температури в Токіо з 1920 р. по 2007 р. перевищує регіональний тренд.

Інколи для дослідження острова тепла використовуються супутникові дані про варіації випромінювання підстильної поверхні [6].

Для характеристики острова тепла найчастіше використовуються такі поняття: загальна просторова форма острова тепла (ізотерми окреслюють певну урбанізовану територію, де температури вищі, ніж в передмісті), інтенсивність острова тепла в градусах (фактично – це різниця температур між містом та прилеглими територіями), характеристика поверхонь міста (адже, вони значною мірою визначають нагрівання повітря в містах).

Однією з основних причин формування острова тепла є те, що матеріали, якими складена поверхня міста, мають значення альbedo нижчі, ніж природні (трав'яний газон або оголений ґрунт) [1]. Міські поверхні поглинають більше короткохвильової сонячної радіації, тому нагріваються швидше і повітря над ними відповідно прогрівається також швидше. Заасфальтовані поверхні й стіни будинків у світлий час доби запасують певну кількість тепла, а вночі віддають його навколишньому повітрю. Природні процеси ще більше спотворюються в умовах міста завдяки малому випаровуванню, адже в сільській місцевості вранці сонячна енергія витрачається на випаровування роси, процес гутації у рослин тощо, у місті ж вона безпосередньо поглинається будинками та асфальтом. Евапотранспірація в місті теж різко зменшена, тому що рослинний покрив незначний, а через те, що опади не затримуються на поверхні, стає неможливим створення запасів вологи в ґрунті й, відповідно, випаровування з нього [3]. Крім того, на території міста внаслідок забруднення повітряного басейну знижене ефективне випромінювання та нічне вихолодження [7].

Острів тепла кожного конкретного міста має особливу структуру, тому що залежить від структури самого міста. Адже парки і зелені зони знижують температуру, бізнес-райони, промислові території, спальні райони зі щільною забудовою призводять до її зростання. Кожен будинок, будівля чи дорога змінює мікроклімат навколо себе, таким чином здійснюючи свій внесок у формування загальноміського острова тепла. На рис. 1 графічно зображено температурні аномалії в післяполуденні години над різними типами поверхонь. Крім того, слід зазначити досить швидко їх еволюцію в просторі – в

міру урбанізації передмістя та заміські території поступово вливаються в межі острова тепла.

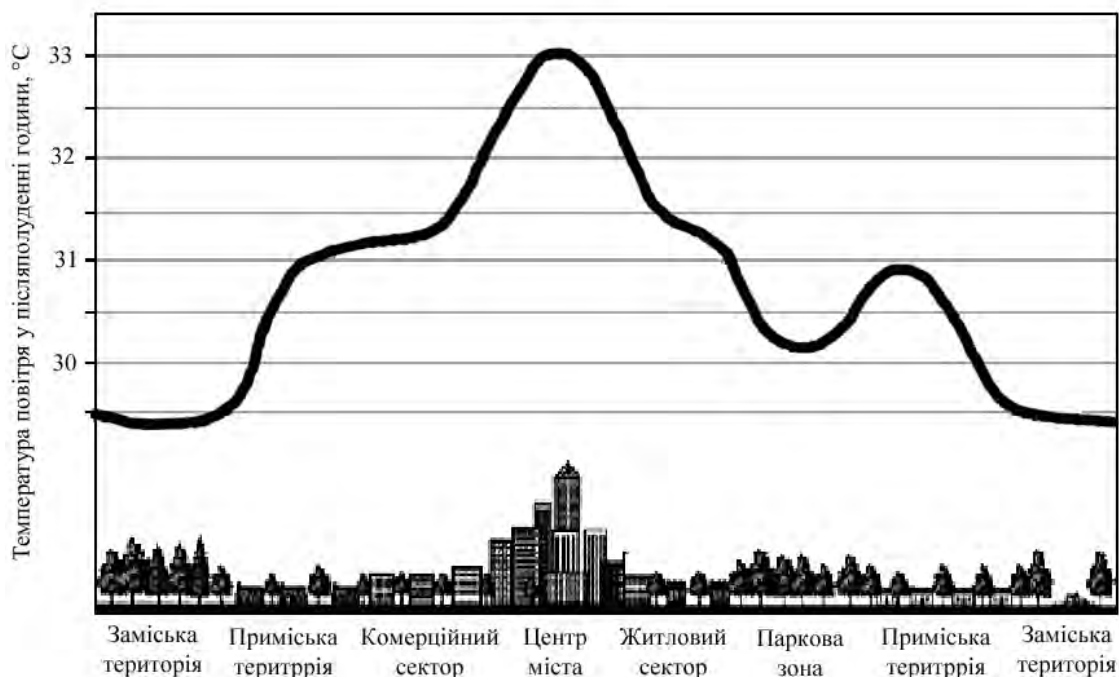


Рис. 1- Температурні аномалії в післяобідні години. [16]

Як свідчать результати досліджень різних авторів, вертикальна протяжність острова тепла в різних містах може відрізнятися: за даними [8, 9, 10, 11, 12] тепловий вплив міста чітко проявляється в межах нижнього 100–500 метрового шару атмосфери, в окремих роботах [13, 14] тепловий вплив міста оцінюється до висот 500–1500м.

В залежності від того, на якій висоті спостерігається острів тепла, виділяють кілька його видів [15]:

- Острів тепла, що спостерігається в приповерхневому шарі (*Surface Heat Island (SHI)* – англ.);
- Острів тепла, що спостерігається в граничному шарі атмосфери над містом (*Boundary Layer Heat Island (BLHI)* – англ.).
- Острів тепла, що спостерігається в піддаховому шарі атмосфери (*Canopy Layer Heat Island (CLHI)* – англ.);

Острів тепла не є стаціонарним – він може зазнавати як періодичних, так і неперіодичних флуктуацій. На існування та інтенсивність острова тепла впливає цілий ряд чинників. Серед них перш за все варто виділити такі [15].

1. *Погода*. З характеристик погоди на формування острова тепла найсуттєвіше впливають вітер та хмарність. Розміри острова тепла є найбільшими за тихої ясної погоди. Посилення вітру призводить до перемішування повітря та зменшення острова тепла. Варто зазначити, що у зв'язку з особливостями рельєфу кожне місто реагує на вітрові умови по-своєму. Існує певна гранична швидкість вітру, вище якої існування острова тепла є неможливим. Її значення залежить, перед усім, від розмірів міста. Результати експериментів Оке і Ханнелла [17] свідчать, що в невеликих містах навіть швидкість вітру 4 м/с може виявитися достатньою для знищення острова тепла.

В денні години за наявності хмар надходить менше прямої сонячної радіації і відбувається менш інтенсивне нагрівання асфальту, бетону тощо; вночі – зростання кількості хмар знижує радіаційне охолодження і також зменшує прояви острова тепла.

2. *Географічне положення* впливає на острів тепла опосередковано – через клімат даного регіону (переважаючі напрямки та характерна швидкість вітру, режим хмарності тощо).

3. *Час доби та сезон.* Навіть якщо умови сприяють розвитку острова тепла, в більшості випадків вдень різниці температур в місті та приміських територіях дуже малі, максимальні температурні контрасти зазвичай проявляються через 2–3 години після заходу сонця. У невеликих містах вони зникають незабаром після півночі. У великих містах острів тепла зберігається аж до сходу сонця, що збільшує мінімальну температуру в ранкові години. До середини дня різниця температур між містом і сільською місцевістю стає мінімальною (рис 2).

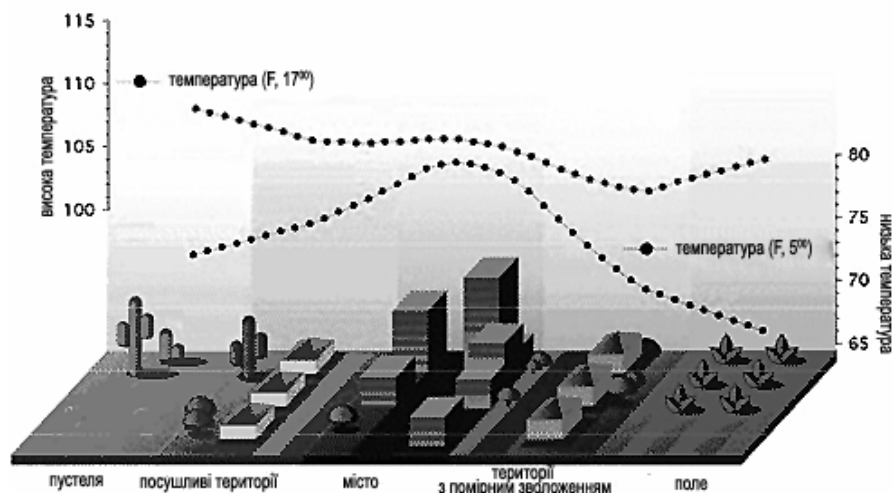


Рис. 2 - Температурний режим міських та інших територій о 5-й годині ранку та 5-й годині пополудні. [19]

Варто також відзначити, що добовий хід острова тепла досить суттєво відрізняється влітку та взимку. Зокрема, це показано в роботі Хейга [18], де порівнюється розвиток островів тепла в зимову та літню ночі в Едмонтоні. Хейг використав результати вимірювань, отримані на станціях в двох аеропортах, один з яких знаходився в межах міської території, а другий – в приміській зоні. Порівнявши дані, він дійшов висновку, що максимум розвитку острова тепла взимку припадає приблизно на 21 годину. Різниця значень температури починаючи з 21 години, поступово зменшувалася аж до 13 години наступного дня, залишаючись весь час позитивною. В теплий період року вдень аж до 17 години значення температури в місті та сільській місцевості були фактично однаковими, а потім внаслідок охолодження повітря в сільській місцевості різниця температур почала зростати. Максимального значення ця величина досягала лише близько півночі.

Протягом року до земної поверхні в помірних широтах надходить неоднакова кількість сонячної радіації, крім того, викиди антропогенного тепла також відрізняються протягом року – за рахунок цього і формуються відмінності в кількісних характеристиках острова тепла впродовж року.

4. *Функції міста та переважна людська діяльність в місті.* Значна кількість тепла, що утворюється в місті, пов'язана з діяльністю людини, в процесі якої відбувається спалювання викопного палива. Відповідно, якщо місто спеціалізується на чорній металургії, чи виробництві енергії, то відбувається утворення значної кількості антропогенного тепла. Антропогенний підігрів міст посилюється в зимовий період.

5. *Форма та розміри міста.* Відомо багато спроб пов'язати інтенсивність острова тепла з розмірами міста. Ще в 1953 р. Мітчелл [20] помітив, що значну частку дисперсії збільшення температури у містах можна пояснити, якщо представити її у вигляді функції зростання населення. В якості найбільш репрезентативного чинника, що враховує вплив розмірів міста на зміну температури, Мітчелл запропонував використовувати значення кореня квадратного від чисельності населення міста. Звісно, чисельність населення не є фізичною величиною, проте, її можна легко оцінити на відміну від інших параметрів, таких, як площа, ступінь зміни умов на поверхні чи кількість тепла, що виробляється. Крім того, чим більшою є кількість населення, тим більшими є лінійні розміри міста та інтенсивність господарської діяльності.

6. *Рельєф міста.* Інтенсивність міських островів тепла перебуває в значній залежності від особливостей рельєфу місцевості, проте більшість дослідників намагається уникнути складностей, пов'язаних з наявністю улоговин та височин, шляхом введення поправок до заданого градієнта температури.

7. *Наявність великих водних об'єктів.* Вода як рідина має унікальні фізичні властивості. По-перше, альbedo води становить всього 3–5 %, в той час як альbedo асфальту та бетону – двох найпоширеніших у містах будівельних матеріалів – 12 та 55 % відповідно. Отже, вода поглинає більше сонячної радіації. По-друге, вода має найбільшу питому теплоємність серед усіх існуючих у природі рідин – 4,183 кДж/кг·к, в той час як відповідні значення для асфальту та бетону становлять всього 0,92 та 1,0 відповідно. Тому вода прогривається дуже повільно і в один і той же час її температура буде меншою, ніж температура поверхні міста. З іншого боку, у воді теплова енергія утримується набагато довше, її охолодження відбувається повільніше. Як результат вода є найхолоднішою поверхнею на міській території вдень та найтеплішою – вночі, особливо в передсвітанкові години.

У випадку, коли місто розташоване на березі великої водойми (озера чи моря), циркуляція повітря на зразок бризової, яка виникає між водоймою та берегом, вдень сприяє винесенню на суходіл морського повітря, що спричинює деяке зниження температури.

Специфічний вплив на структуру острова тепла здійснюють ріки: за достатньо великих лінійних розмірів річки в межах міста, денний острів тепла, що над ним сформувався, може розпадатись на кілька частин, залежно від конфігурації водного потоку. Така деформація острова тепла спостерігається над м. Вашингтон (США), через яке протікає р. Потомак, та в містах Бонн і Бейель у Німеччині, що знаходяться на протилежних берегах річки Рейн [3].

Додатковий вплив на структуру острова тепла здійснюють широкі зелені пояси, що обрамляють береги річок.

До наслідків виникнення у містах температурних аномалій в першу чергу варто віднести формування своєрідної міської циркуляції, що може виникати за слабких вітрів (1–3 м/с) і проявлятися в рухові повітря від холодних окраїн до відносно теплої центральної частини міста. Біля поверхні землі потоки спрямовані до центру, де розташований острів тепла, а зверху спостерігається відтік повітря до околиць міста. Швидкість повітряного потоку до центру міста становить 1–2 м/с. Звісно, така місцева циркуляція може бути помітною лише в ті дні, коли загальне перенесення несуттєве. [21, 22, 23]. Деякі автори називають цей ефект сільським бризом (за аналогією з морським бризом) (рис. 3) [24].

Досить часто за такої циркуляції у центр міста підтягуються забруднені повітряні потоки з околиць, що призводить до формування своєрідного забрудненого купола над ним.

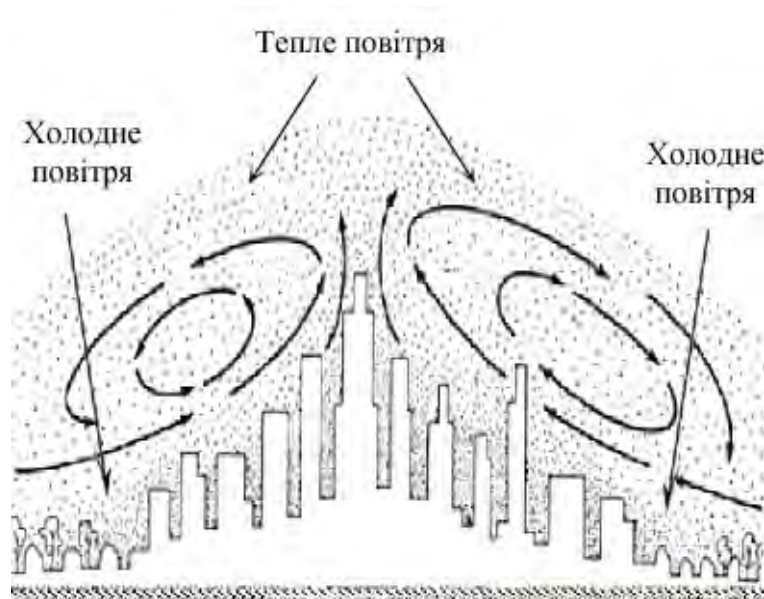


Рис.3 - Місцева циркуляція, що створюється у великому місті під впливом острова тепла. [16].

Крім утворення сільського бризу, острів тепла впливає на споживання енергії населенням та на людський комфорт: позитивно – взимку, негативно – влітку; призводить до збільшення тривалості беззаморозкового та вегетаційного періодів, скорочення тривалості залягання снігового покриву і частоти випадання твердих опадів, що є позитивним чинником для вегетації рослин. До негативних наслідків виникнення острова тепла варто віднести те, що підвищені температури в містах влітку призводять до збільшення споживання води населенням та сприяють формуванню фотохімічного смогу.

Висновки. Таким чином, в статті висвітлено основні методологічні проблеми, що виникають при дослідженні температурних аномалій великого міста, проаналізовано основні чинники, які впливають на формування острова тепла, визначають його інтенсивність, просторову структуру. Показано позитивні та негативні наслідки прояву острова тепла, які слід враховувати як в прикладних сферах людської діяльності, наприклад, в містобудуванні, так і в наукових дослідженнях навколишнього природного середовища, таких як дослідження зміни клімату, функціонування та безпека екосистем.

Список літератури

1. Ritter, M. E. *Urban Climate* // The Physical Environment [Електронний ресурс]: An Introduction to Physical Geography Ritter. – Режим доступу: http://www.uwsp.edu/geo/faculty/ritter/geog101/textbook/climate_systems/urban_climate.html.
2. Матвее, Л. Т., Матвеев Ю.Л. Формирование и особенности острова тепла в большом городе // Доклады Российской Академии Наук. – 2000. – Т. 370, № 2. – С. 249–259.
3. Ландсберг Г. Е. Климат города Пер. с англ. [А. Я. Фредмана] ; под. ред. А. С. Дубова. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1983. – 248 с.
4. Кондратьев К. Я., Матвеев Л.Т. Основные факторы формирования острова тепла в большом городе // Доклады Академии Наук. Серия : Геофизика. – 1999. – Т. 367, № 2. – С.253–256.
5. *Urban Heat Island* // Wikipedia [Електронний ресурс] : The Free Encyclopedia. – Режим доступу: http://en.wikipedia.org/wiki/Urban_heat_island.
6. Кадыгров Е. Н., Кузнецова И.Н., Голицин Т.С. Остров тепла в пограничном слое атмосферы над большим городом новые результаты на основе дистанционных данных// Доклады Российской Академии Наук. – 2002. – Т. 385, № 4. – С. 541–548.

7. *Нахаев М. И.* Особенности термической структуры нижних слоев атмосферы в Московском мегаполисе по данным микроволновых измерений : Дис. канд. географ. наук : 25.00.30. - М., 2009. - 135 с.
8. *Берлянд М. Е., Кондратьев К.Я.* Города и климат планеты. - Ленинград: Гидрометеиздат, 1992. - 40 с.
9. *Борисенко М. М.* Вертикальные профили ветра и температуры в нижних слоях атмосферы // Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. - Ленинград, - 1974. - Вып. 320. - С. 3846.
10. *Васильченко И. В., Вдовин Б.И.* Некоторые особенности стратификации и температурного режима пограничного слоя атмосферы над городом // Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. - Ленинград, 1974. - Вып. 332. - С.13-16.
11. *Справочник эколого-климатических характеристик г. Москвы:* в 4 т. Т. 1. Солнечная радиация, солнечное сияние. Метеорологические элементы и явления. Характеристики пограничного слоя атмосферы / Под. ред. А. А. Исаева. - М. : Изд-во МГУ. - 2003. - 308 с.
12. *Bornstein R. D.* Observations of the Urban Heat Island Effect in New York City // *Journal of Applied Meteorology.* - 1968. - Vol. 7, № 4. - P. 575-582.
13. *Оке Т. Р.* Климаты пограничного слоя - Ленинград : Гидрометеиздат. - 1982. - 360 с.
14. *Погосян Х. Г., Бачурина А.А.* Метеорологический режим города и градостроительство. - Ленинград: Гидрометеиздат, 1977. - 67 с.
15. *Voogt J. A.* Urban Heat Islands: Hotter Cities [Электронный ресурс]. - Режим доступа: <http://www.actionbioscience.org/environment/voogt.html>.
16. *Background on Urban Growth and Urban Heat Islands* [Электронный ресурс]. - Режим доступа: <http://rsd.gsfc.nasa.gov/912/urban/background.htm>.
17. *Oke T. R., Hannell F. G.* The form of the urban heat island in Hamilton, Canada // *Urban climates / WMO.* - 1970. - № 108. - P.113-126.
18. *Hage K. D.* Nocturnal temperatures in Edmonton, Alberta // *Journal of Applied Meteorology.* - 1972. - № 11. - P. 123-129.
19. *Built and natural Environment* [Электронный ресурс]. - Режим доступа: <http://censam.mit.edu/research/res1/index.html>.
20. *Mitchell J. M. Jr.* On the causes of instrumentally observed secular temperature trends // *Journal of Meteorology.* - 1953. - № 10. - P. 224-261.
21. *Горлин С. М., Зражевский И. М.* Изучение обтекания моделей рельефа в аэродинамической трубе // Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. - Ленинград, 1968. - Вып. 234. - С. 49-59.
22. *Справочник эколого-климатических характеристик Москвы:* Т. 2. Прикладные характеристики климата. Мониторинг загрязнения атмосферы. Опасные явления. Ожидаемые тенденции в XXI веке / Под. ред. А. А. Исаева. - М.: Изд-во МГУ, - 2006. - 410 с.
23. *Мяжков М. С.* Влияние мегаполиса Москва на величину испарения // *Метеорология и гидрология.* - 2005. - № 3 - С. 78-85.
24. *Кадыгров Е. Н., Крученицкий Г. М., Лыков А. Д.* Количественные оценки возмущений, вносимых мегаполисом в поле температуры атмосферного пограничного слоя // *Известия Российской Академии Наук. Физика атмосферы и океана.* - 2007. - Т. 43, № 1. - С. 28-41.

Температурные аномалии большого города. Шевченко О.Г., Снижко С.И., Самчук Е.В.

В статье освещены основные проблемы методологического характера, возникающие при исследовании температурных аномалий большого города, проанализированы главные факторы, которые влияют на формирование острова тепла, и определяют его интенсивность, дана характеристика позитивных и негативных последствий проявления острова тепла.

Ключевые слова: температурные аномалии большого города, остров тепла, интенсивность острова тепла, микроклиматические особенности города, солнечная радиация на урбанизированных территориях.

Temperature anomalies in the big city. O. Shevchenko, S. Snizhko, E. Samchuk

The articles devoted to the main methodology problems, which can appear during researching of temperature anomalies in the big city, it uses analyzed the basic factors influencing on forming of urban heat island and determining its intensity, positive and negative consequences of urban heat island influence are characterized.

Key words: big city temperature anomalies, urban heat island, urban heat island intensity, big city microclimate, solar radiation on the urbanized territory.

ЭНЕРГЕТИКА БЛОКИРУЮЩЕГО ПРОЦЕССА

Рассматривается ситуация с блокирующим антициклоном, которая наблюдалась с 9 июля по 5 августа 2003 г. Исследуются энергетические характеристики атмосферы в указанный период. Показано, что имеет место связь между изменениями энергетических характеристик и развитием блокирующего процесса.

Ключевые слова: энергетика атмосферы, преобразования энергии, блокирующий антициклон.

Постановка проблемы в общем виде. Блокирующие ситуации, которые наблюдаются в атмосфере, могут вызывать различные неблагоприятные и опасные явления над районами, где наблюдаются процесс блокирования. В данное время не существует четкого и однозначного определения процесса блокирования. По всей видимости, это связано с различными научными точками зрения на исследуемый вопрос.

Большой интерес в современной науке вызывают исследования энергетических характеристик атмосферных процессов, а особенно, блокирующих ситуаций. Энергетика позволяет рассмотреть все разнообразие динамических процессов, которые происходят в атмосферных системах различного масштаба. На современном этапе развития науки единственным фактом, который не вызывает сомнения, является существование преобразований одних видов энергии в другие, за счет чего происходит энергетическая «подпитка» атмосферных процессов одного масштаба процессами другого. Таким образом, рассматриваемая проблема состоит в наиболее глубоком и точном с точки зрения физики исследовании и описании указанных выше преобразований энергии [1].

Анализ последних исследований и публикаций. Наиболее распространенное определение процесса блокирования было дано Рексом [2]. В основу определения блокирования положен некий субъективный критерий, который предполагает минимальную длительность процесса блокирования 10 дней, прослеживающуюся на картах АТ-500 гПа. Остин [3] предположил, что типичный блокирующий процесс связан с областью высокого давления на широте 60° с.ш. и низкого давления на широте 40° с.ш. Лейенас и Окленд [4], используя данную зависимость, применили разницу геопотенциальных высот между указанными широтами для создания долготного индекса блокирования. При этом долгота использовалась как блокирующая, если индекс блокирования был меньше нуля независимо от продолжительности блокирующего процесса. Тибальди и Монтени [5], исследуя возможность отображать начало и продолжительность ситуаций блокирования, несколько изменили формулировку для индекса блокирования. Методика Тибальди и Монтени была применена в данном исследовании.

Энергетика глобальной атмосферы исследуется уже на протяжении 50 лет. Взяв за основу зонально-симметричную структуру глобальной атмосферы, Лоренц в 1955 г. [6] разделил кинетическую (K) и доступную потенциальную (P) энергии на среднезональную (подстрочный индекс Z) и вихревую (подстрочный индекс E) компоненты, а также сформулировал превращение одного вида энергии в другой, основываясь на эйлеровой средней меридиональной циркуляции. За последние несколько десятилетий роль объектов синоптического масштаба как важных факторов атмосферной энергетики глобального масштаба освещена во многих научных трудах [6]. Но, как правило, в этих работах рассматривается преимущественно бюджет

кинетической энергии циклонов умеренных широт. Система уравнений для бюджетов кинетической (КЕ) и доступной потенциальной энергии (ДПЕ), предложенная Лоренцем, может применяться и для открытых атмосферных систем, которыми являются циклоны и антициклоны [7, 8].

Нерешенные аспекты проблемы. Используя энергетические характеристики для анализа эволюции вихрей синоптического масштаба, можно получить результаты, которые позволят существенно расширить представление о динамике вихрей. Расчет и анализ характеристик энергетики отдельных синоптических образований является показателем комплексного исследования их эволюции. В данной статье энергетический подход используется для исследования эволюции антициклона. Нужно заметить, что энергетика антициклонов, в отличие от циклонов, раньше исследовалась очень редко [9].

Материалы и методы исследования. В исследовании использовались данные о метеорологических величинах в узлах регулярной широтно-долготной сетки на поверхностях от АТ-1000 гПа до АТ-100 гПа для области, которая в горизонтальной плоскости ограничена $47,5^\circ$ и $72,5^\circ$ с.ш. и $35,0^\circ$ и $52,5^\circ$ в.д. Эта информация получена с сервера NCEP-NCAR, шаг составляет $2,5^\circ$ по широте и долготе. Метеорологические величины, которые используются в исследованиях, это зональная и меридиональная составляющие вектора скорости ветра u и v , аналог вертикальной скорости в изобарической системе координат τ и температура воздуха T .

В исследовании была применена методика Тибальди и Монтени [5] для определения дней с блокированием. Для описания синоптического процесса использовались приземные карты и карты АТ-500 гПа за 00 часов СГВ.

Цель исследования. Выявление закономерностей изменения энергетических характеристик атмосферы на различных стадиях эволюции блокирующего антициклона.

Результаты исследования. Объектом исследования является блокирующий антициклон, который наблюдался с 9 июля по 5 августа 2003 года. Этот процесс интересен тем, что во время его существования над территорией Украины наблюдались различные конвективные явления, такие как ливни, шквалы, грозы.

Данная ситуация была разбита на два процесса. Первая ситуация – это взаимодействие блокирующего антициклона с циклоном и серией фронтов, связанных с ним. Данный процесс наблюдался с 9.07 по 13.07.2003 г. Второй – это блокирующий антициклон, который наблюдался над исследуемой территорией с 14.07 по 5.08.2003 г. По северной и южной периферии антициклона перемещаются циклоны и, связанные с ними, фронты.

Рассмотрим первый процесс и краткое описание синоптической ситуации (рис.1). Над исследуемой областью 9 июля 2003 г. наблюдается антициклон с центром над Мурманском. Антициклон имеет одну замкнутую изобару 1020,0 гПа, максимальное давление в центре 1022,3 гПа. По южной периферии антициклона проходит теплый фронт, который связан с циклоном, находящимся за границей исследуемой области. На АТ-500 гПа наблюдается гребень, который ориентирован с юга на север исследуемой области, а с севера на юг распространяется ложбина. Данные барические образования имеют хорошо выраженную меридианальность. 10 июля на карте абсолютной топографии в гребне образовался высотный антициклон, который соответствует антициклону у земли. В области ложбины наблюдается высотный циклон, которому у земли соответствует ложбина. 11 июля циклон у земли переместился в рассматриваемую область. Его центр расположен севернее Харькова, имеет одну замкнутую изобару 1005,0 гПа. Минимальное давление в центре циклона составляет

1004,3 гПа. В исследуемую область переместилась и серия фронтов, связанная с данным циклоном. К концу рассматриваемого периода в северной части области

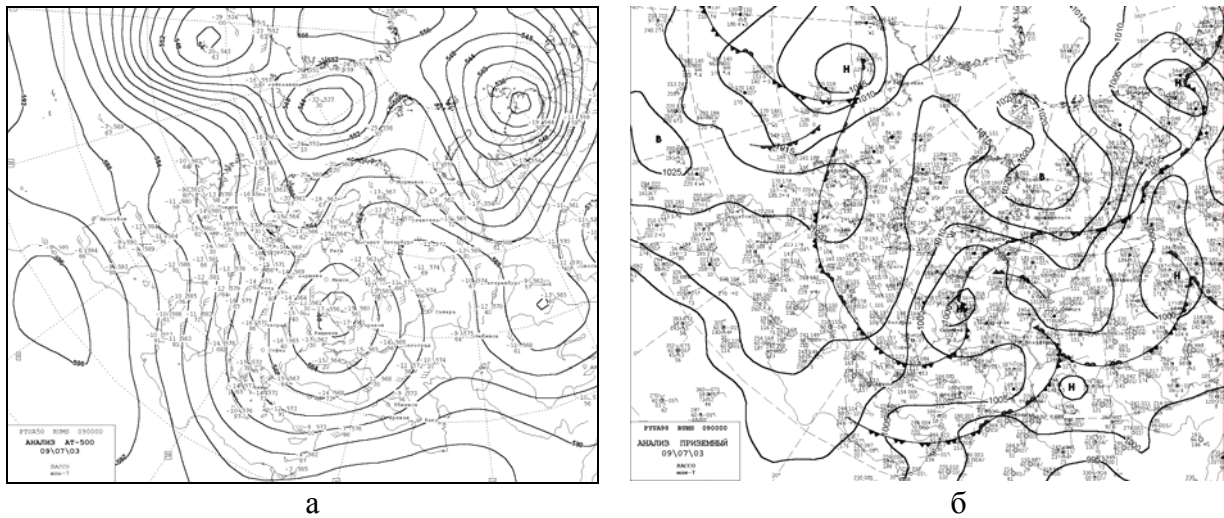


Рис. 1 – Карты АТ-500 гПа (а) и приземная (б) за 09.07.2003 г. 00 ч. СГВ.

наблюдается антициклон с одной замкнутой изобарой и максимальным значением давления 1022,2 гПа, над центром и югом – область пониженного давления с минимальным давлением южнее Москвы 1007,4 гПа. Через исследуемый район проходят теплые и холодные фронты. На высотных картах абсолютной топографии наблюдаются гребень, который соответствует антициклону у земли и циклон с квазивертикальной осью (рис. 1).

Рассмотрим второй процесс, который происходил с 14 июля по 5 августа 2003 г. (рис. 2).

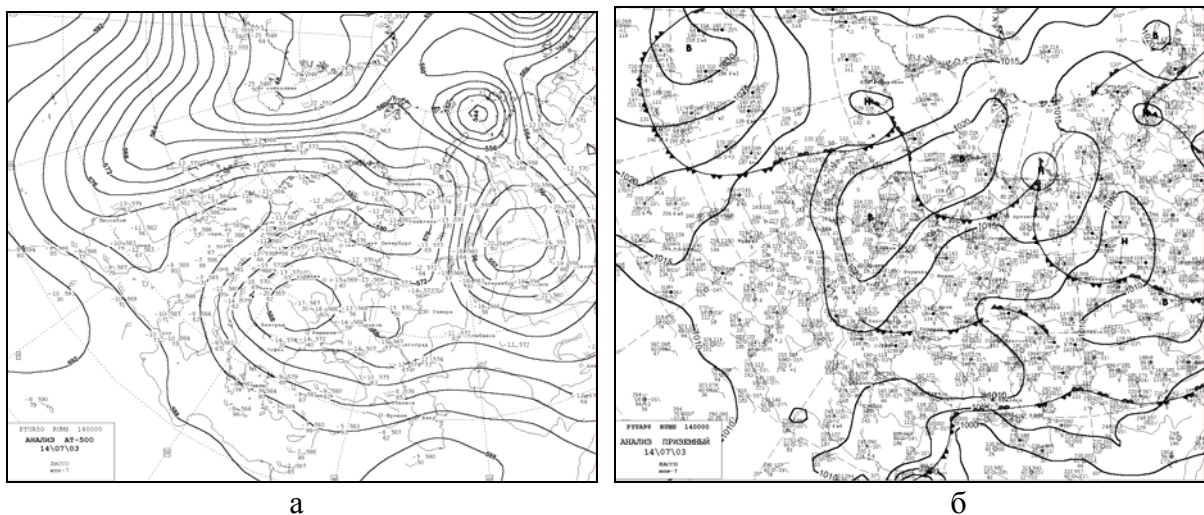


Рис. 2 – Карты АТ-500 гПа (а) и приземная (б) за 14.07.2003 г. 00 ч. СГВ.

14 июля произошла перестройка высотного барического поля. С северо-восточной части Атлантического океана на Западную Европу смещается гребень, который в области Скандинавии меняет свою ориентацию с меридиональной на зональную. Эта зонально-ориентированная часть гребня находится в области данного исследования. В районе Западной Сибири образовался мощный высотный циклон, который имеет три центра: над Карским морем, над Западной Сибирью и над Украиной и Восточной

Европой. Третий центр высотного циклона попадает в район данного исследования. В результате над исследуемой территорией в ее северной части имеет место высотный гребень, распространяющийся с Восточной Атлантики. В южной части наблюдается высотный циклон, который является отрогом от мощного циклона над Западной Сибирью. И гребень, и циклон над исследуемой областью ориентированы зонально. На приземной карте в рассматриваемом районе находится циклон над Баренцевым морем с одной замкнутой изобарой 1015,0 гПа, с минимальным давлением в центре 1014,9 гПа. С циклоном связаны теплый и холодный фронты. В юго-западной части исследуемой области наблюдается циклон с одной замкнутой изобарой 1010,0 гПа, с минимальным давлением в центре 1009,9 гПа. С циклоном также связана система фронтов. 15 июля над изучаемой территорией появляется приземный антициклон с тремя замкнутыми изобарами 1015,0, 1020,0 и 1025,0 гПа. В центре барического образования наблюдается максимальное давление 1025,8 гПа. До конца исследуемого периода в этой области стационарирует антициклон.

Для характеристики энергетики исследуемой области использовались следующие энергетические характеристики: зональная доступная потенциальная энергия P_Z , вихревая доступная потенциальная энергия P_E , зональная кинетическая энергия K_Z , вихревая кинетическая энергия K_E , а также преобразования этих энергий ($K_Z - K_E$), $(P_Z - P_E)$, $(P_Z - K_Z)$, $(P_E - K_E)$ и интегральные переносы данных видов энергии BPZ , BPE , BKZ , BKE .

Зональная потенциальная энергия P_Z рассматриваемой области вначале исследуемого периода 9 июля максимальна и составляет $11,67 \cdot 10^5$ Дж/м² (рис. 3). При этом на приземной карте имеет место холодный антициклон, по его южной периферии проходит теплый фронт. За теплым фронтом образовался теплый сектор, который занимает всю центральную и южную части исследуемого района. Данная синоптическая ситуация усиливает меридиональный градиент температуры у земли. В антициклоне температура воздуха составляет 4,4°C, а в теплом секторе 18,1°C. На карте АТ – 500 гПа при этом наблюдается адвекция холода с севера в переднюю часть гребня. Разность температур на периферии гребня и в его центральной части составляет 7,0°C. Затем значение P_Z резко уменьшается и к концу исследуемого периода 13 июля равно $2,49 \cdot 10^5$ Дж/м². Возможно, это связано с появлением в рассматриваемой области циклона у земли и перестройкой высотного барического поля. Зональная потенциальная энергия P_Z (рис. 3) исследуемой области 14 июля при перестройке высотного барического поля имела минимальное значение $1,93 \cdot 10^5$ Дж/м². 18 июля P_Z увеличивается, так как на изобарической поверхности 500 гПа имеет место адвекция холода от высотного циклона над Западной Сибирью в исследуемую область. Перепад температур составляет 8,0°C. На приземной карте наблюдается антициклон с одной замкнутой изобарой 1020,0 гПа и максимальным давлением 1022,8 гПа. Антициклон находится на стадии регенерации. В передней части барического образования наблюдается адвекция холода. Поэтому в области антициклона имеет место перепад температур от 7,5°C до 15,2°C. К 21 июля значение P_Z уменьшается до $2,35 \cdot 10^5$ Дж/м². Видимо, это связано с адвекцией тепла, которое переместил в исследуемую область гребень с Восточной Атлантики. На АТ-500 гПа наблюдается заполнение высотного циклона и 21 июля его центру соответствует высотная ложбина, которая распространяется с Западной Сибири. Минимум зональной потенциальной энергии за весь период исследования имеет место 24 июля $0,78 \cdot 10^5$ Дж/м², когда обширная область теплого воздуха вытеснила холодный на АТ-500 гПа. У земли в это время антициклон ослабляется и смещается на юг исследуемой области. Центральная и северная части рассматриваемой территории находятся под влиянием теплого фронта от циклона над Норвегией и обширного теплого сектора, образовавшегося в результате прохождения

этого фронта. 3 августа уменьшение P_Z и дальнейший ее рост можно объяснить очередной перестройкой барического поля.

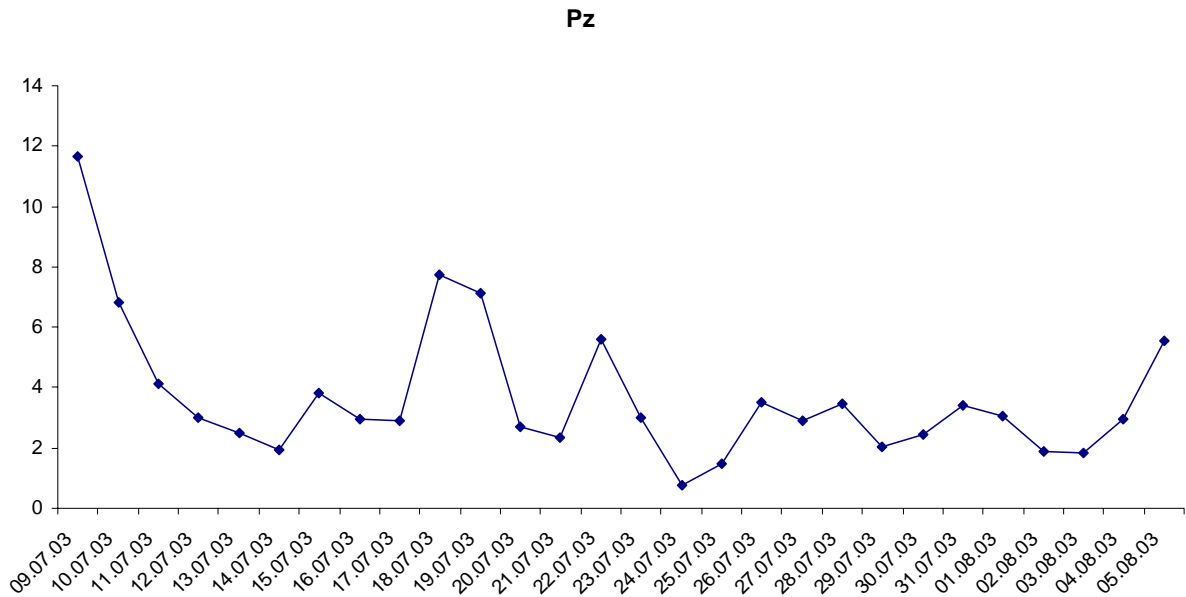


Рис. 3 – Запасы $P_Z \times 10^5$ Дж/м² за исследуемый период.

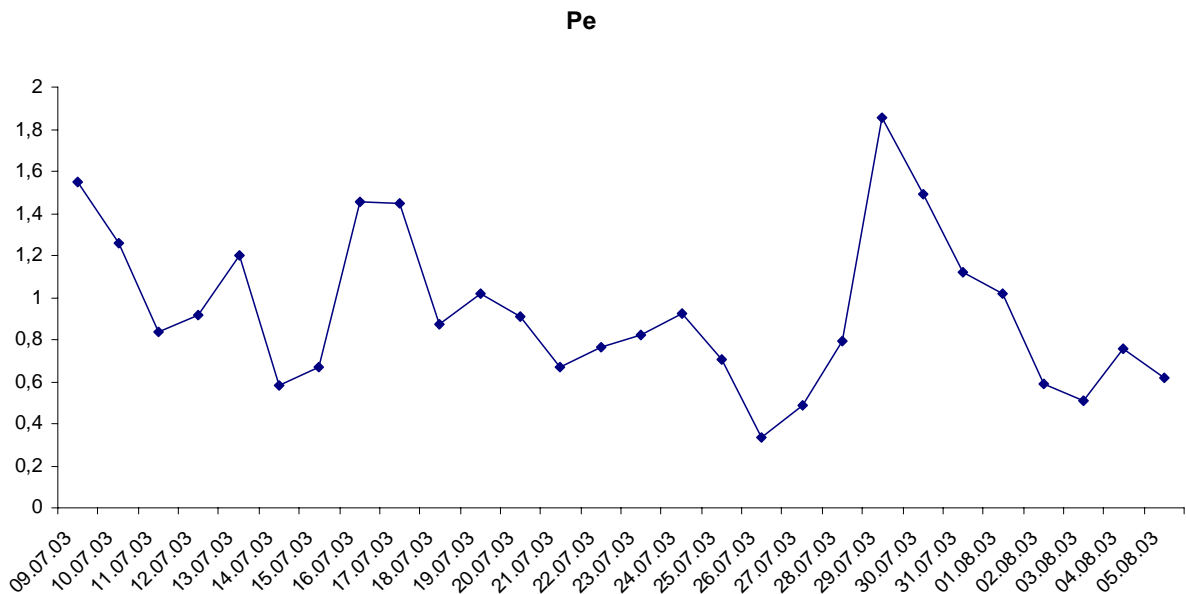


Рис. 4 – Запасы $P_E \times 10^5$ Дж/м² за исследуемый период.

Вихревая потенциальная энергия P_E в среднем повторяет ход зональной и изменяется от $1,55 \cdot 10^5$ Дж/м² 9 июля до $0,84 \cdot 10^5$ Дж/м² 11 июля (рис. 4). Небольшой скачок P_E до значения $1,20 \cdot 10^5$ Дж/м² 13 июля возможно связан с повышением температуры в циклоне у поверхности земли.

Увеличение вихревой потенциальной энергии P_E (рис. 4) 16 июля до значения $1,49 \cdot 10^5$ Дж/м², вероятно, связано с понижением температуры в передней части приземного и высотного антициклонов. При этом значение давления у земли и геопотенциала на АТ-500 гПа увеличивается. Максимум вихревой потенциальной

энергии P_E наблюдается 29 июля $1,85 \cdot 10^5$ Дж/м², когда антициклон у земли находится на максимальной стадии развития и давление в его центре равно 1030,3 гПа. Минимум P_E $0,33 \cdot 10^5$ Дж/м² наблюдается, когда антициклон у земли ослабевает и становится более теплым.

Зональная кинетическая энергия K_Z первого процесса увеличивается при усилении антициклона у земли и гребня на АТ-500. Ее значение меняется от $9,71 \cdot 10^5$ Дж/м² до $10,78 \cdot 10^5$ Дж/м² (рис. 5). Уменьшение K_Z наблюдается на стадии максимального развития антициклона у земли и на высоте, а также при максимальном углублении и заполнении высотного и приземного циклона. Зональная кинетическая энергия K_Z уменьшается и при перестройке барического поля на АТ-500 гПа. Результаты расчета зональной кинетической энергии K_Z второго процесса показали, что ее значение увеличивается при смещении в исследуемую область струйного течения, как это происходит 15, 18, 21, 31 июля (рис.5). Значения K_Z в эти дни могут увеличиваться от $12,45 \cdot 10^5$ Дж/м² до $15,68 \cdot 10^5$ Дж/м². Когда над рассматриваемым районом отсутствует струйное течение значение K_Z резко уменьшается. Зональная кинетическая энергия может увеличиваться на стадии усиления и стадии максимального развития антициклон, а также на стадии углубления и стадии максимального развития циклона. На стадии разрушения антициклона или заполнения циклона зональная кинетическая энергия уменьшается.

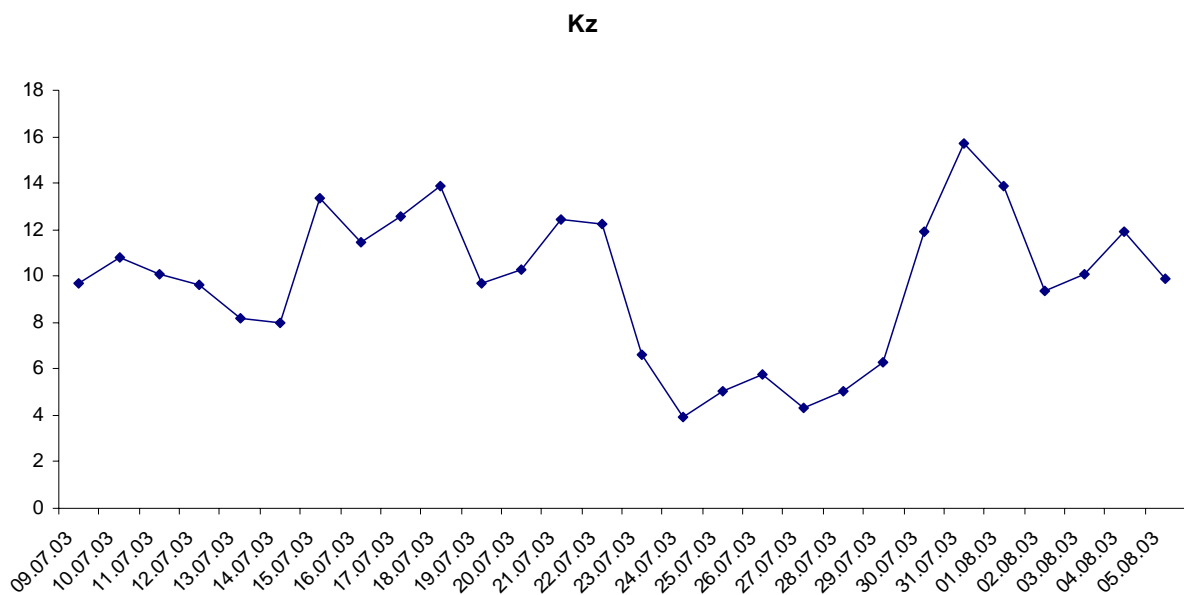


Рис. 5 – Запасы $K_Z \times 10^5$ Дж/м² за исследуемый период.

Вихревая кинетическая энергия K_E исследуемого первого процесса (рис.6) увеличивается при усилении антициклогенеза как у земли, так и на высотах. Значения K_E изменяются от $1,59 \cdot 10^5$ Дж/м² до $3,38 \cdot 10^5$ Дж/м². Максимуму K_E соответствует совпадение приземного и высотного циклона. Уменьшение вихревой K_E происходит при заполнении циклона и при перестройке высотного барического поля. Вихревая кинетическая энергия K_E второго процесса (рис. 6) увеличивается при усилении и на стадии максимального развития приземного и высотного антициклонов, а также при перемещении в исследуемую область циклона, находящегося в стадии максимального развития. Увеличение K_E также происходит при усилении фронтальной деятельности на северной и южной перифериях приземного антициклона. Уменьшается вихревая кинетическая энергия K_E при уменьшении давления в антициклоне и при заполнении антициклона.

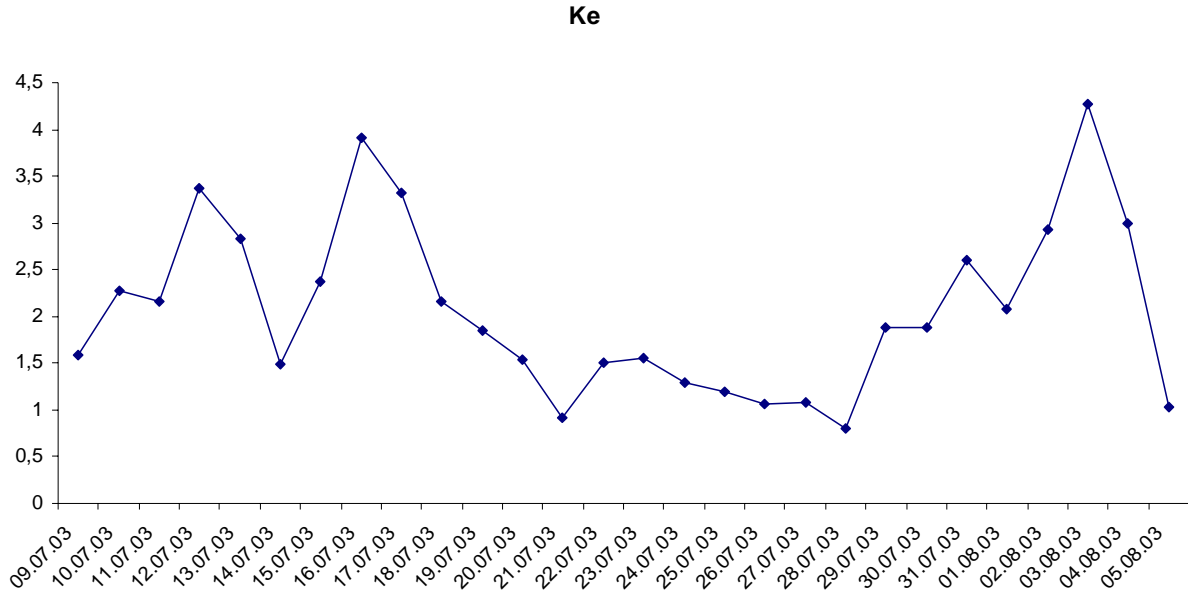


Рис. 6 – Запасы $K_E \times 10^5$ Дж/м² за исследуемый период.

Положительные значения преобразования K_Z в K_E говорят о том, что вихревая кинетическая энергия K_E подпитывается за счет зональной K_Z (рис. 7). Максимальное значение данного превращения составляет 12,08 Вт/м² и наблюдается, когда в исследуемую область 10 июля переместился циклон. Далее переход K_Z в K_E уменьшается, что соответствует заполнению приземного и высотного циклона. Преобразование ($K_Z - K_E$) имеет положительные значения в периоды появления струйного течения в области исследования в период второго рассматриваемого процесса (рис. 7). Это говорит о том, что зональная кинетическая энергия передает количество движения вихревым составляющим ветра. Также данные превращения положительны и максимальны в периоды образования, усиления барических образований, как у земли, так и на высотах. Отрицательные значения преобразования ($K_Z - K_E$) характерны для ослабления антициклонов и заполнения циклонов.

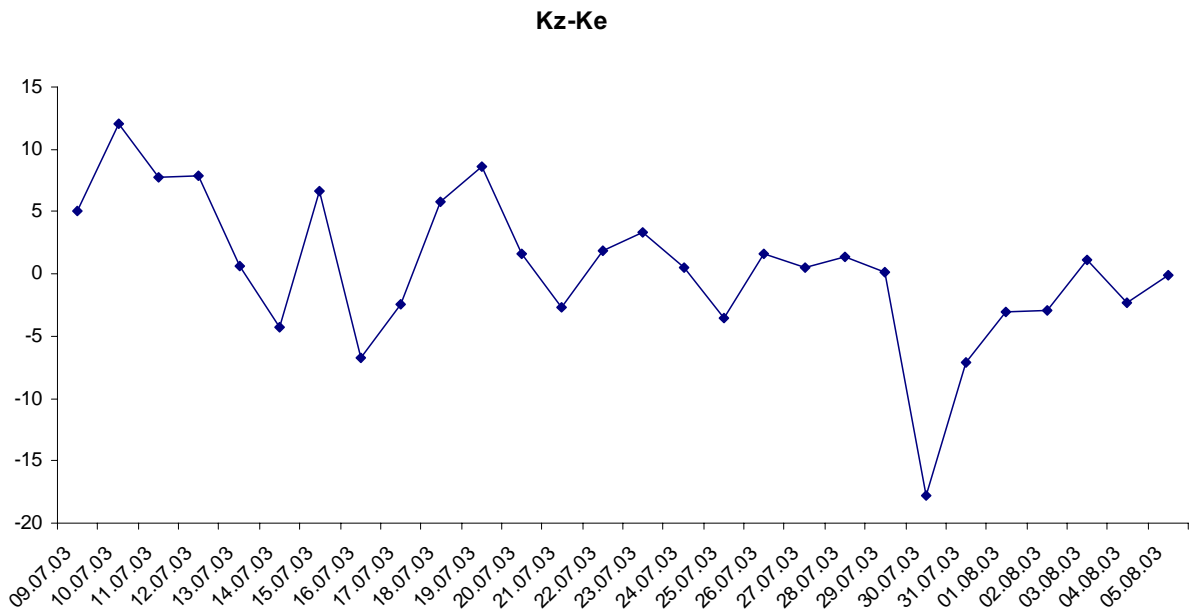


Рис. 7 – Преобразование ($K_Z - K_E$) Вт/м² за исследуемый период.

Значения преобразования P_Z в P_E положительны на протяжении всего первого периода (рис. 8). Максимум 1,22 Вт/м² наблюдается 10 июля, когда ярко выражена меридианальность высотного термобарического поля: далеко на север простирающийся гребень, несущий к полюсам более теплый воздух, и ложбина, направленная к югу и несущая с собой холодный воздух к экватору. 13 июля данное меридиональное распределение высотного термобарического поля исчезает и превращение ($P_Z - P_E$) резко уменьшается до значения 0,40 Вт/м². Преобразование ($P_Z - P_E$) во втором процессе максимально и положительно, когда усиливается адвекция холода с севера и ложбина от высотного циклона над Западной Сибирью углубляется и распространяется далеко на юг, при этом усиливается холодный антициклон у земли и увеличивается его площадь. Теплый высотный гребень с Восточной Атлантики ориентирован к полюсам и приносит в полярные районы тепло. Отрицательные значения данного превращения характерны для усиления фронтальной деятельности и ослабления приземного антициклона (рис. 8).

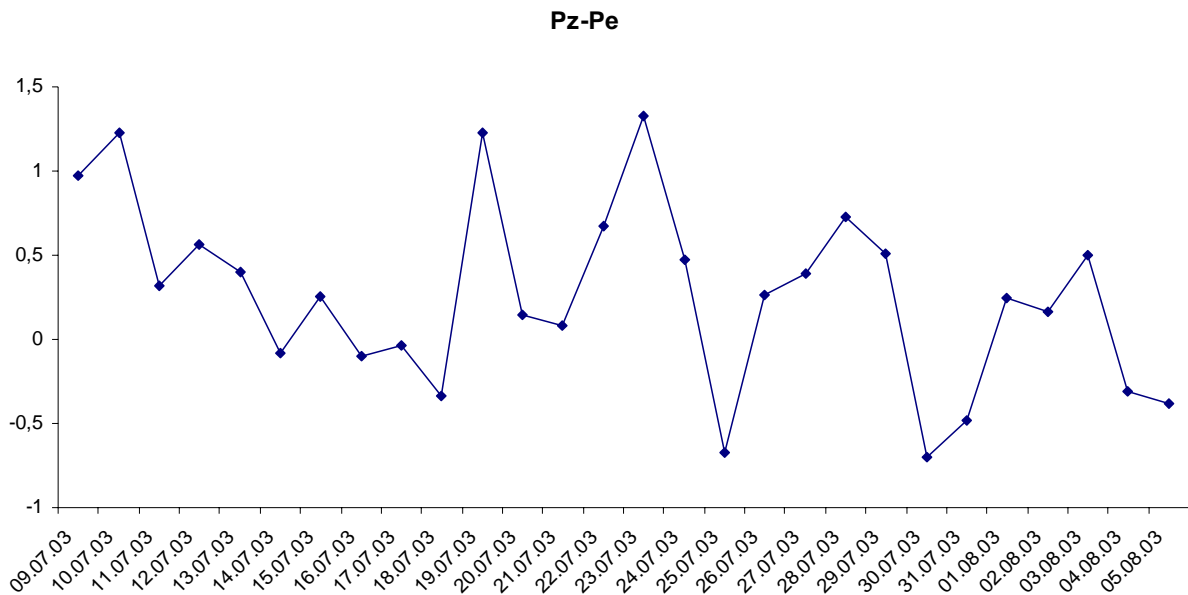


Рис. 8 – Преобразование ($P_Z - P_E$) Вт/м² за исследуемый период.

Преобразования ($P_Z - K_Z$) возникают при меридиональной циркуляции, когда наблюдается неоднородность поля температуры. В результате этого происходит подъем теплого воздуха и опускание холодного на одной широте. В данном исследовании переход P_Z в K_Z максимален 10 июля (рис. 9), когда высотный антициклон и циклон совпали с соответствующими приземными барическими образованиями. Это значит, что усилились вертикальные движения в атмосфере: в антициклоне – нисходящие, в циклоне – восходящие. Превращения ($P_Z - K_Z$) уменьшаются при заполнении циклона и ослаблении антициклона. Преобразования P_Z в K_Z второго процесса увеличиваются при увеличении температуры у поверхности земли и на АТ-500 гПа, уменьшаются при уменьшении температуры на указанных поверхностях (рис. 9). Данное описание перехода ($P_Z - K_Z$) подчеркивает неоднородность поля температуры. Также преобразования ($P_Z - K_Z$) ярко выражены в тех случаях, когда приземные барические образования территориально совпадают с высотными. Это усиливает вертикальную структуру барического образования, и, следовательно, способствует усилению вертикальных нисходящих в антициклонах и восходящих в циклонах движений.

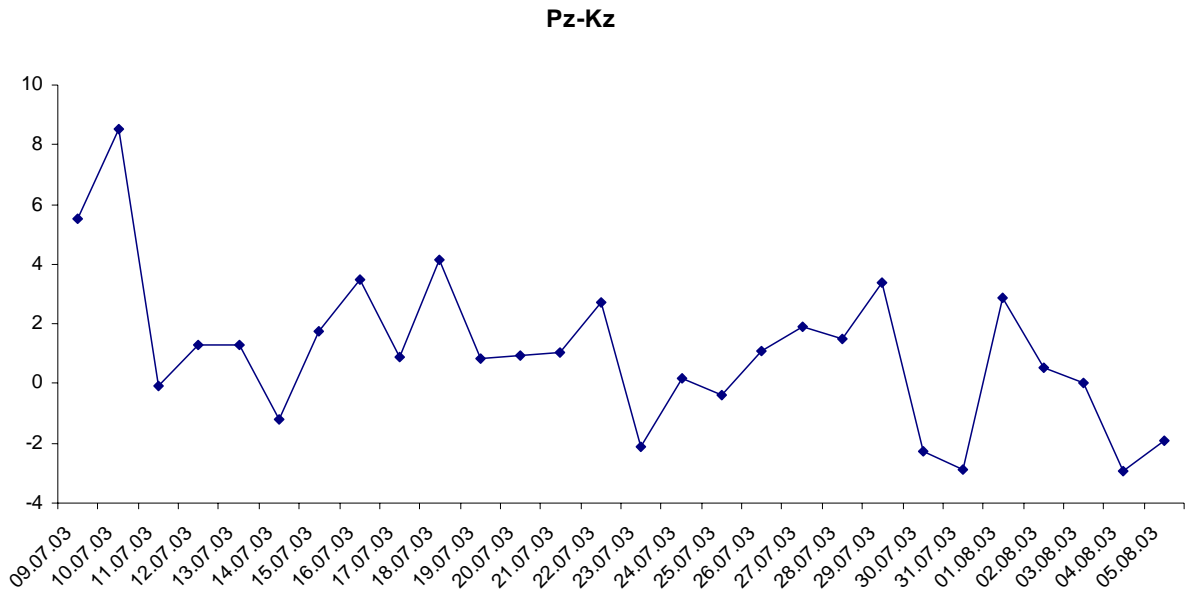


Рис. 9 – Преобразование ($P_Z - K_Z$) Вт/м² за исследуемый период.

Превращения ($P_E - K_E$) за первый исследуемый период уменьшаются и имеют положительные значения (рис. 10). Это говорит о том, что кинетическая вихревая энергия питается за счет вихревой потенциальной энергии. Преобразования ($P_E - K_E$) второго периода положительны при повышении температуры у земли и АТ-500 гПа, а также при усилении антициклона у земли. Отрицательны превращения ($P_E - K_E$) при уменьшении температуры и давления в области исследования (рис. 10).

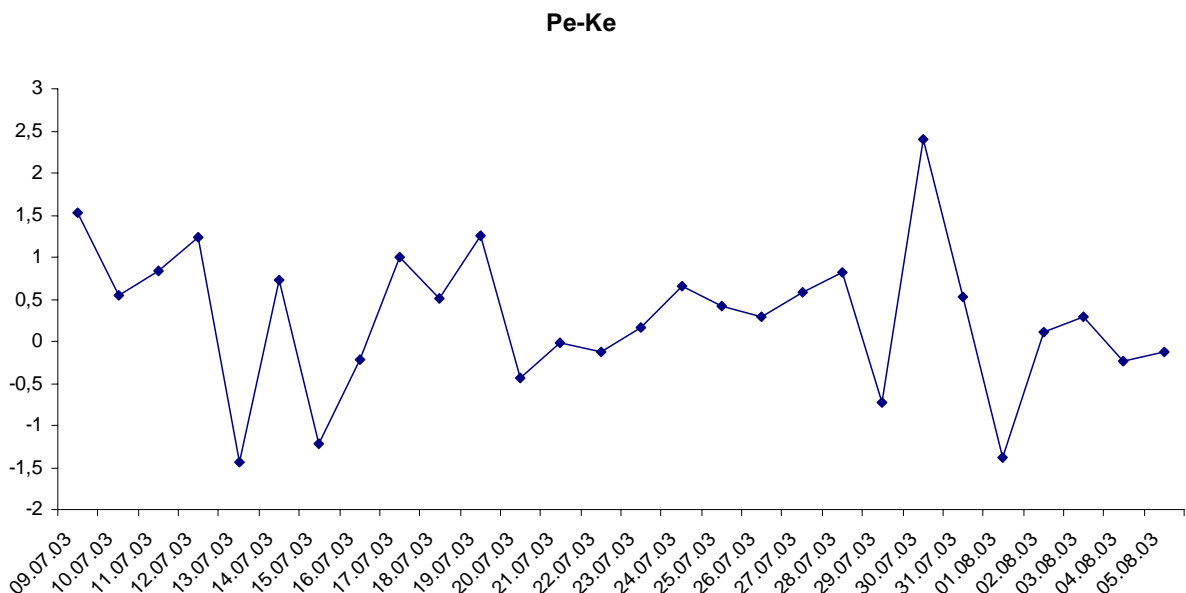


Рис. 10 – Преобразование ($P_E - K_E$) Вт/м² за исследуемый период.

Выводы. По результатам исследования можно сделать следующие выводы.

Запасы зональной потенциальной энергии P_Z увеличиваются при адвекции холода, а следовательно, при увеличении меридионального градиента температуры как у земли, так и на высотах. Уменьшение P_Z происходит при появлении в исследуемой области приземного циклона и при увеличении площади теплого сектора. Запасы зональной

кінетическої енергії збільшуються при появленні в області дослідження струйного течення, а також при посиленні антициклона або гребня як у землі, так і на висотах.

Запаси вихревої потенціальної енергії P_E і вихревої кінетическої енергії K_E збільшуються на максимальних стадіях барических образунків.

Преобразункі ($K_Z - K_E$) мають позитивні значення в періоди появи струйного течення в області дослідження. Також дані перетворення позитивні і максимальні в періоди образунку, посилення барических образунків, як у землі, так і на висотах. Отрицательні значення переходу K_Z в K_E характерні для ослаблення антициклонів і заповнення циклонів. Преобразункі ($P_Z - P_E$) максимально і позитивно, коли посилюється адвекція холоду, при цьому посилюється холодний антициклон у землі і збільшується його площа. Отрицательні значення даного перетворення характерні для посилення фронтальної діяльності і ослаблення приземного антициклона. Преобразункі ($P_Z - K_Z$) збільшуються при збільшенні температури у поверхні землі і на АТ-500 гПа, зменшуються при зменшенні температури на вказаних поверхностях. Дане описання перетворення ($P_Z - K_Z$) підкреслює неоднорідність поля температури. Також преобразункі P_Z в K_Z яскраво виражені в тих випадках, коли приземні барическі образунки мають квазивертикальну вісь. Це посилює вертикальну структуру барического образунку, і, відповідно, сприяє посиленню вертикальних нисходящих в антициклонах і восходящих в циклонах рухів. Перехід P_E в K_E позитивні при підвищенні температури у землі і АТ-500 гПа, а також при посиленні антициклона у землі. Отрицательні преобразункі ($P_E - K_E$) при зменшенні температури і тиску в області дослідження.

Список літератури

1. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы: Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 259 с.
2. Rex D.F. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate: part I // Tellus. – 1950. – Vol. 2. – P.275-301.
3. Austin J.F. The blocking of middle latitude westerly winds by planetary scale waves // Q.J.R. Meteorol. Soc. – 1980. – Vol. 106. – P. 327-350.
4. Lejenas H., Okland H. Characteristics of northern hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data // Tellus. – 1983. – Vol. 35A. – P.350-362.
5. Tibaldi S., Monteni F. On the operational predictability of blocking // Tellus. – 1990. – Vol. 42A. – P.343-365.
6. Lorenz E.N. Available potential energy and the maintenance of the general circulation // Tellus, 1955. – Vol. 7. – P. 157-167.
7. Michaelides S.C., Prezerakos N.G., Flocas Y.A. Quasi-Lagrangian energetics of an intense Mediterranean cyclone // Q. J. R. Meteorol. Soc., 1999. – Vol. 125. – P. 139-168.
8. Хохлов В.М. Енергетика атмосфери: Конспект лекцій. – Одеса: Екологія, 2008. – 62 с.
9. Хохлов В.Н. Енергетический бюджет антициклонів в процесі їх еволюції // Метеорологія, кліматологія і гідрологія, 1999. – Вып. 38. – С. 47-54.

Енергетика блокуючого процесу. Недострелова Л.В.

Розглядається ситуація з блокуючим антициклоном, яка спостерігалася з 9 липня по 5 серпня 2003 р. Досліджуються енергетичні характеристики атмосфери в зазначений період. Показано, що має місце зв'язок між змінами енергетичних характеристик та розвитком блокуючого процесу.

Ключові слова: енергетика атмосфери, перетворення енергії, блокуючий антициклон.

Energetics of blocking high. Nedostrelova L.V.

The situation with blocking high from July 9 to August 5, 2003 is considered. The Atmospheric energetics during this period is investigated. It is shown that there is a relationship between changes of energetics and evolution of blocking high.

Keywords: atmospheric energetics, energy conversion, blocking high.

УДК 633.11"324"+631.559

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

Одеський державний екологічний університет

ПРОСТОРОВО–ЧАСОВА ОЦІНКА МІНЛИВОСТІ ВРОЖАЇВ ОЗИМОЇ ПШЕНИЦІ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Наводиться аналіз рядів просторово–часової мінливості урожаїв озимої пшениці. Були розраховані лінії трендів урожаїв методом гармонійних зважувань, відхилення урожайності від лінії тренда, динаміка тенденції урожайності та дана оцінка кліматичної мінливості врожаїв культури стосовно території України.

Ключові слова: просторово-часова мінливість, урожайність, озима пшениця, Україна

Вступ. Прогрес сільського господарства привів до суттєвого підвищення врожаїв всіх культур. Але на фоні загального росту врожаїв їх коливання з року в рік ще досить значні.

Тому для одержання планованих урожаїв та науково обґрунтованого розміщення сільськогосподарських культур поряд з детальною оцінкою агрокліматичних ресурсів необхідне вивчення часової мінливості врожаїв у різних агрокліматичних зонах.

Матеріали та методи розрахунку. Для проведення оцінки часової мінливості врожаїв озимої пшениці використовувались дані про середньообласну урожайність культури на території України з 1996 по 2009 роки.

Мінливість врожаїв сільськогосподарських культур в окремі роки зумовлена впливом значної кількості факторів, які поділяють на дві групи. [1, 2, 3, 4]

Перша група включає ряд факторів, що зумовлюють рівень культури землеробства. Фактори цієї групи дуже різноманітні. Це і досягнення генетики та селекції, технологія обробітку культур, яка включає забезпеченість добривами, меліорацію земель, а також енергоозброєність сільського господарства. Друга група об'єднує метеорологічні фактори, які визначають значні відхилення урожайності в окремі роки від середнього рівня.

Однак при вирішенні практичних питань часто виникає необхідність роздільної оцінки ступеня впливу на урожайність як рівня культури землеробства, так і умов погоди. В основу такої оцінки покладено ідею В.М. Обухова [5] про можливість розкладання часового ряду урожайності будь-якої культури на дві складові: стаціонарну і випадкову. Ця ідея набула подальшого розвитку у дослідженнях інших авторів [6, 7, 8, 9]. У такій постановці ряд урожайності ($Y_t = 1, 2, \dots, n$) можна представити у вигляді загальної статистичної моделі такого роду

$$Y_t = f(t) + U_t, \quad (1)$$

де $f(t)$ – стаціонарна послідовність; U_t – випадкова послідовність.

Стаціонарна складова визначає загальну тенденцію зміни урожайності в аналізованому періоді. Вона являє собою плавну лінію, одержану в результаті згладжування ряду. Ця лінія називається трендом і описується зазвичай рівнянням прямої або параболою другого порядку. Лінія тренда досить точно характеризує середній рівень урожайності, зумовлений рівнем культури землеробства, економічними й природними особливостями конкретного району.

Випадкова складова зумовлюється погодними особливостями окремих років, визначає їх вплив на формування урожайності і представляє відхилення від лінії тренда.

Для оцінки урожайності сільськогосподарських культур у різних регіонах або прогнозування тенденції урожайності на найближчі роки в практиці агрометеорології найчастіше застосовують два методи - найменших квадратів і гармонійних зважувань. Метод гармонійних зважувань вперше був запропонований З.Хельвігом [10]. Пізніше цей метод набув подальшого розвитку у дослідженнях А.А.Френкеля [11], А.М.Польового [8] та інших. Основна ідея методу гармонійних зважувань (МГЗ) полягає в тому, що в результаті зважування певним чином окремих спостережень часового ряду, більш пізнім спостереженням часового ряду надаються більші ваги. При використанні МГЗ як деяке наближення істинного $f(t)$ тимчасового ряду урожайності сільськогосподарських культур береться ламана лінія

$$Y_i(t) \quad (t = 1, 2, 3, \dots, n),$$

що згладжує задане число точок тимчасового ряду Y_i . Окремі відрізки ламаної лінії (ковзаного тренда) представляють його окремі фази. Для визначення окремих фаз руху ковзаного тренда вибираємо число років, що утворюють окрему фазу, причому $k < n$, і за допомогою методу найменших квадратів знаходимо рівняння лінійних відрізків

$$Y_i(t) = a_i + b_i t \quad (i = 1, 2, \dots, n - k + 1) \quad (2)$$

причому

для $i = 1, t = 1, 2, \dots, k;$

для $i = 2, t = 2, 3, \dots, k + 1;$

для $i = n - k + 1, t = n - k + 1, n - k + 2, \dots, n.$

Параметри a_i, b_i рівняння (2) визначаються методом найменших квадратів.

Потім визначаємо значення кожної функції $Y_i(t)$ в точках $t = i + h - 1$ ($h = 1, 2, \dots, k$).

Із цих значень обираємо ті, для яких $t = l$, та через $Y_j(t)$ позначаємо функції $Y_i(t)$ для $t = i$. Нехай таких значень буде g_i . Середнє значення можна визначити за виразом

$$\bar{Y}_i = \frac{1}{g_i} \sum_j^{g_i} Y_i(t), \quad (j = 1, 2, \dots, g_i). \quad (3)$$

Прирости w_{t+1} функції $f(t)$ визначаємо як

$$w_{t+1} = f(t+1) - f(t) = \bar{Y}_{t+1} - \bar{Y}_t, \quad (4)$$

розраховуємо середню приростів

$$\bar{w} = \sum_{t+1}^{n-1} C_{t+1}^n \cdot w_{t+1}, \quad (5)$$

де C_{t+1}^n – коефіцієнти, які задовольняють такі вимоги

$$C_{t+1}^n > 0 \quad (t = 1, 2, \dots, n-1),$$

$$\sum_{t=1}^{n-1} C_{n+1}^n = 1.$$

Гармонійні коефіцієнти визначаємо за формулою

$$C_{t+1}^n = \frac{m_{t+1}}{(n-1)}, \quad (6)$$

де m_{t+1} - гармонійні ваги.

Вираз (4) дозволяє надавати більш пізнім спостереженням більші ваги. Якщо найбільш ранні спостереження мають вагу

$$m_2 = \frac{1}{(n-1)}, \quad (7)$$

то вага інформації m_3 , яка відноситься до наступного моменту часу, буде визначатися як

$$m_3 = \frac{m_2 + 1}{(n-2)}. \quad (8)$$

Таким чином, ряд гармонійних ваг визначається за рівнянням

$$m_{t+1} = m_t + \frac{1}{n-t} \quad (t = 2, 3, \dots, n-1) \quad (9)$$

з початковим значенням, яке виражається рівнянням (6).

Екстраполяція тенденції часового ряду урожайності визначається за виразом

$$\bar{Y}_{t+1} = \bar{Y}_t + \bar{w} \quad (10)$$

при початкових умовах $\bar{Y}_t = \bar{Y}_n$.

Запропонований алгоритм описує метод розрахунку точок динамічної складової часового ряду урожайності за МГЗ, а також дозволяє по тенденції часового ряду прогнозувати її величину на найближчі 1 - 2 роки.

Нами досліджувалися ряди урожайності озимої пшениці по кожній з областей України, які були об'єднані в окремі регіони – Полісся, Лісостеп, Степ, Закарпаття та Прикарпаття. Тенденція урожайності визначалася за допомогою методу гармонійних зважувань [3,6,7].

Для проведення аналізу динаміки тенденції урожайності нами розглядався абсолютний приріст тенденції урожайності ΔY_t

$$\Delta Y_t = Y_{T_i} - Y_{T_{i-k}} \quad (11)$$

та темп росту тенденції урожайності T_p

$$T_p = \frac{Y_{T_i}}{Y_{T_{i-k}}} \cdot 100\% \quad (12)$$

де Y_{T_i} – значення урожайності в i -й рік; $Y_{T_{i-k}}$ – базисний рівень врожаїв, віддалений від Y_{T_i} на k років, т/га.

Для оцінки властивостей послідовних випадкових відхилень від тренда нами розглядалися такі статистичні параметри: максимальний, мінімальний, середній урожаї та оцінка варіації випадкових відхилень урожаю за Пасовим В.М. [7].

Погодний коефіцієнт варіації урожайності C_p розраховується за формулою вигляду

$$C_p = \frac{1}{\bar{Y}} \sqrt{\frac{\sum(Y_i - \bar{Y})^2 - \sum(\hat{Y}_i - \bar{Y})}{n-1}}. \quad (13)$$

Таким чином, аналіз тимчасових рядів урожайності проводився за такою схемою:

- розрахунок тенденції урожайності;
- аналіз динаміки тенденції урожайності;
- дослідження випадкової компоненти (середні, максимальні та мінімальні значення, коефіцієнт варіації).

Аналіз результатів розрахунків.

Продуктивність сільськогосподарських культур залежить від відповідності кліматичних ресурсів біологічним особливостям та агротехніки вирощування культури. Тобто урожайність є інтегральним показником, який висвітлює вплив всього комплексу умов сільськогосподарського виробництва.

На основі проведеного аналізу динаміки врожаїв озимої пшениці були побудовані графіки динаміки урожаїв та лінії тренда озимої пшениці для визначення особливостей динаміки у різних регіонах України.

Для характеристики динаміки урожайності озимої пшениці у Поліссі на рис.1 представлена динаміка урожайності, її тенденція (а) та відхилення урожаїв від лінії тренда (б) на прикладі Житомирський області.

Так, за розрахунковий період середня урожайність озимої пшениці становила 24.7ц/га. Мінімальний врожай був зібраний у 2003 році і дорівнював 14.1 ц/га (рис. 1а), найбільший урожай був зібраний у 2008 році – 34.7 ц/га.

При цьому розрахований за методом гармонійних зважувань урожай за період має тенденцію до підвищення. Так, на початку розрахункового періоду врожай за трендом становив 20.5 ц/га, а на кінець періоду (2009 р) – 28.95 ц/га (рис. 1 б). У 2003 році спостерігалось найбільше від'ємне відхилення – -11 ц/га, а у 2008 році найбільше позитивне – 6.4 ц/га.

У 8 роках спостерігалися позитивні відхилення від лінії тренда, у 6 роках – від'ємні.

Аналіз динаміки урожайності озимої пшениці у Лісостепу (Харківська область) показує, що розрахований за методом гармонійних ваг урожай за період має тенденцію до підвищення. При середньому рівні фактичного врожаю у 28.8 ц/га спостерігалися його коливання від 12.5 ц/га (2003 рік) до 46.3 ц/га (2008 рік) (рис.2).

Найбільші позитивні відхилення від лінії тренда спостерігалися у 2008 році і становили 13.7 ц/га, при цьому позитивні відхилення урожаю озимої пшениці від лінії тренда спостерігалися у 9 роках. Найбільші від'ємні відхилення спостерігалися у 2003 році і становили – -16.7 ц/га, загальна кількість років з негативними відхиленнями склала 5 років.

У Херсонській області, на території Степу, спостерігалися значні коливання одержаних урожаїв. Так, при середньому рівні урожаю у 23.7 ц/га, мінімальний одержаний урожай становив лише 6.1 ц/га (2003 рік), а максимальний – 32.8 ц/га (2008 рік). У ці ж роки спостерігалися і екстремальні відхилення урожаїв від лінії тренда – -17.7ц/га та 8.12ц/га відповідно. При цьому лінія тренда характеризується стабільним поступовим зростанням урожаїв озимої пшениці від 22.6 у 1996 році до 24.9 ц/га у 2009 році.

У Закарпатській області на початку розрахункового періоду рівень урожайності по тренду становив 26.5 ц/га, на кінець періоду – 27.1 ц/га. Впродовж всього періоду спостереження урожайність по тренду майже не змінювалась. Проте коливання фактичного урожаю, навпаки, були значними. За період дослідження мінімальний урожай був зібраний у 2000 році і становив 19.0 ц/га. Максимальний урожай був зібраний у 2004 році і становив 40.6 ц/га.

Впродовж досліджуваного періоду спостерігалися значні відхилення урожайності, спричинені впливом погодних умов. За досліджуваний період у 3 роках спостерігалися від'ємні відхилення від -1.6(1998 р.) до -7.8 ц/га (2000 р.) В 11 роках спостерігалися позитивні відхилення від 2.0 (2001 р.) до 13.8 ц/га (2004р.).

В цілому по Україні за розрахунковий період середня урожайність озимої пшениці становила 27 ц/га, але в окремі роки спостерігалися значні коливання фактичного урожаю від 14.1 ц/га у 2003 році до 37.1 ц/га у 2008 році.

Лінія тренда характеризується стабільним поступовим позитивним зростанням від 28.9 ц/га у 1996 році до 30.1 у 2009 році. Значні відхилення фактичного урожаю, зумовлені впливом погодних умов, спостерігалися у 2003 році – -13.1 ц/га та у 2008

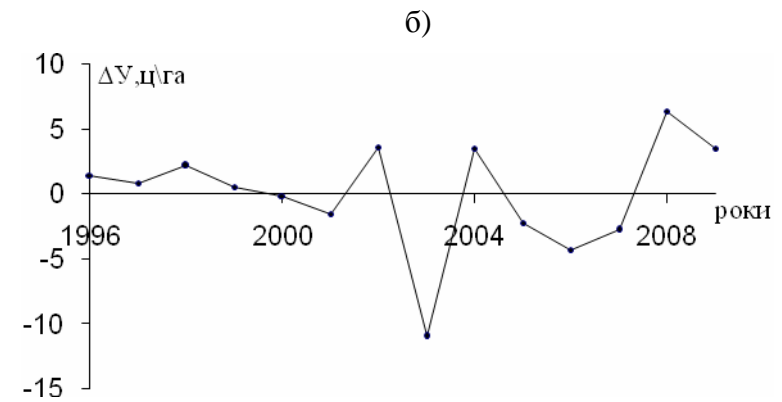
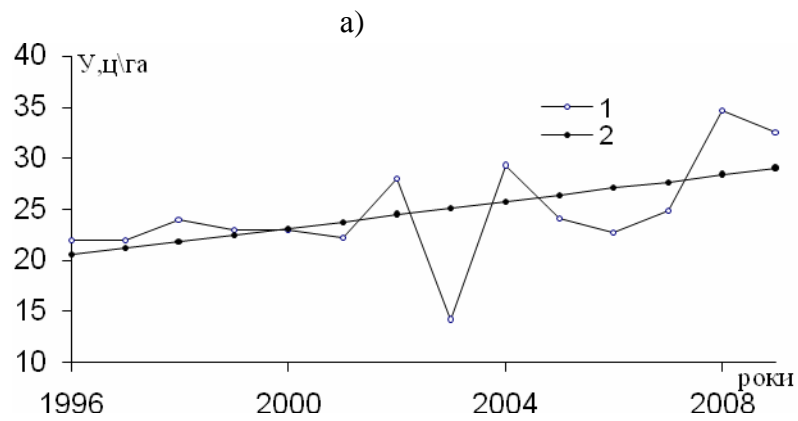


Рис. 1 - Динаміка урожайності озимої пшениці в Житомирській області (1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренду) (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б) за період з 1996 – 2009рр.

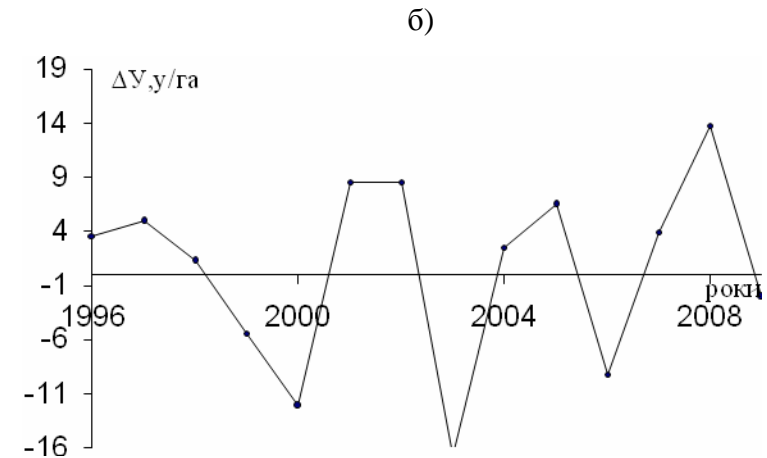
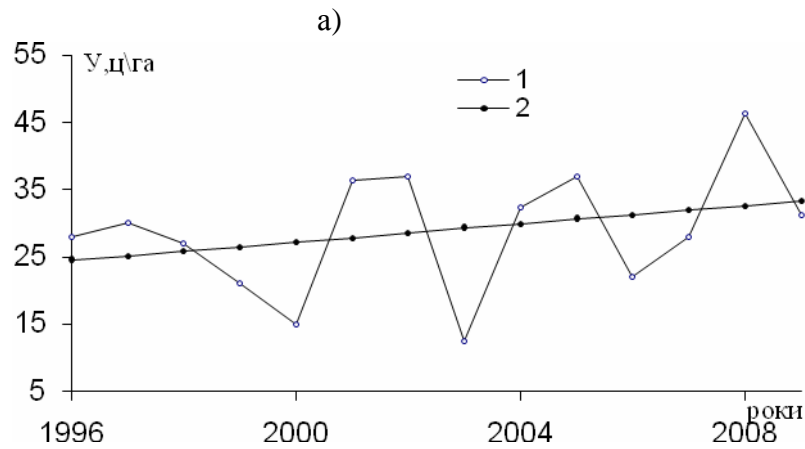


Рис. 2 - Динаміка урожайності озимої пшениці в Харківській області (1 – щорічні значення урожайності, 2 – лінія тренду) (а) та відхилення від тренда в окремі роки (б) за період з 1996 – 2009рр.

році – 7.48 ц/га. В цілому у 8 роках спостерігався позитивний вплив погодних умов, у 6 роках – негативний.

Числові значення середніх характеристик динаміки урожайності по періодах наведені у табл.1

На території Полісся з початку 1997 року спостерігається поступова, незначна тенденція до зростання урожайності на рівні 101–130%. Лише у Чернігівській області за період – 1997–2000 рр спостерігаються незначні падіння динаміки урожаю озимої пшениці.

У Лісостепу за період 1997-2000 роки у більшості областей спостерігається падіння темпів зростання урожаю з 97 до 87%. У період з 2001–2006 –2009 роки починається поступове зростання тенденції урожайності від 104 до 150%.

На території Степу у період 1997–2000 роки на сході зони спостерігається незначне падіння темпів урожайності озимої пшениці з 94 до 85%, на півдні зони, навпаки, спостерігається зростання темпів з 104 до 200%, яке продовжується і далі, але дещо повільніше – з 101 до 103%.

У Закарпатті та Прикарпатті протягом 1997-2000 років спостерігалось падіння динаміки урожаїв з 97 до 92%, протягом 2001–2005 років, навпаки, зростання з 104 до 124%, потім темпи приросту зростали дещо повільніше.

Як зазначалося вище, нами була проведена оцінка варіації урожайності озимої пшениці з урахуванням впливу клімату за Пасовим В.М. [7]. Погодний коефіцієнт варіації урожайності C_p розраховувався за формулою 13.

У таблиці 1 наведені результати розрахунків кліматичної складової мінливості врожаїв культури на території України.

Так, практично вся територія Полісся відноситься до зони стійких урожаїв озимої пшениці $C_p= 0.16$.

Таблиця 1 – Динаміка основних характеристик тенденцій середньообласної урожайності озимої пшениці по Україні в розрізі ґрунтово-кліматичних зон (перший рядок – абсолютний приріст, ц/га; другий – темп зростання, %)

Ґрунтово-кліматична зона, область	Характеристика тенденцій середньообласної урожайності			Коефіцієнт кліматичної складової мінливості урожаїв
	Роки спостереження			
	1997-2000	2001-2005	2006-2009	
1	2	3	4	5
Полісся				
Волинська	<u>1,25</u> 106,1	<u>0,77</u> 105,0	<u>-0,2</u> 100,6	0.12
Рівненська	<u>1,25</u> 105,8	<u>-0,04</u> 130,8	<u>1,25</u> 105,7	0.14
Житомирська	<u>0,25</u> 101,2	<u>0,22</u> 112,5	<u>2,1</u> 109,3	0.17
Чернігівська	<u>-0,75</u> 96,6	<u>2,1</u> 122,3	<u>20,03</u> 108,6	0.19

Продовження табл. 1

1	2	3	4	5
Лісостеп				
Львівська	<u>0,5</u> 102,9	<u>0,32</u> 103,3	<u>1,85</u> 107,2	0.10
Тернопільська	<u>-0,25</u> 101,0	<u>0,04</u> 108,8	<u>3,4</u> 112,9	0.18
Хмельницька	<u>0,25</u> 102,2	<u>-1,04</u> 104,8	<u>3,47</u> 114,1	0.21
Вінницька	<u>-1,25</u> 96,8	<u>1,00</u> 119,9	<u>2,7</u> 110,7	0.22
Київська	<u>-1,25</u> 98,8	<u>2,12</u> 123,3	<u>0,28</u> 103,2	0.21
Сумська	<u>-1,0</u> 96,9	<u>1,64</u> 128,9	<u>2,43</u> 112,4	0.25
Черкаська	<u>-2,25</u> 94,7	<u>2,52</u> 143,4	<u>2,13</u> 108,9	0.26
Полтавська	<u>-4,5</u> 86,1	<u>4,32</u> 176,3	<u>0,63</u> 105,3	0.31
Харківська	<u>-3,25</u> 86,6	<u>4,4</u> 150,2	<u>-1,45</u> 104,9	0.30
Степ				
Кіровоградська	<u>-1,5</u> 94,5	<u>3,08</u> 192,2	<u>-0,58</u> 106,5	0.32
Дніпропетровська	<u>-1,5</u> 95,0	<u>3,68</u> 206,1	<u>-1,35</u> 105,6	0.34
Донецька	<u>-2,5</u> 89,1	<u>3,28</u> 154,2	<u>-0,7</u> 101,5	0.28
Луганська	<u>-2,5</u> 85,4	<u>4,56</u> 157,6	<u>-1,88</u> 104,3	0.32
Одеська	<u>0,25</u> 109,4	<u>-0,82</u> 181,1	<u>0,6</u> 110,3	0.32
Миколаївська	<u>-0,5</u> 102	<u>1,28</u> 196,1	<u>1,78</u> 118,9	0.33
Запорізька	<u>-0,5</u> 102,9	<u>2,66</u> 148,9	<u>-0,45</u> 103,3	0.27
Херсонська	<u>0,5</u> 108,7	<u>1,1</u> 166,9	<u>0,00</u> 107,2	0.29
АР Крим	<u>1,00</u> 106,2	<u>0,3</u> 104,2	<u>0,8</u> 101,8	0.12
Закарпаття та Прикарпаття				
Закарпатська	<u>-2,5</u> 92,46	<u>2,78</u> 114,6	<u>-0,83</u> 97,5	0.34
Івано-Франківська	<u>2,00</u> 115,8	<u>0,1</u> 104,8	<u>1,57</u> 106,7	0.15
Чернівецька	<u>0,5</u> 107,9	<u>0,8</u> 118,9	<u>2,2</u> 109,1	0.22

Стійкі урожаї озимої пшениці у Лісостепу можна одержувати на території Львівської та Тернопільської областей ($C_p=0.10$, $C_p=0.18$). Території Хмельницької, Вінницької, Київської, Сумської та Черкаської областей відносяться до зони помірно стійких урожаїв озимої пшениці. На сході зони, у Полтавській та Харківській областях, слід очікувати нестійкі урожаї озимої пшениці ($C_p=0.31$, $C_p=0.30$ відповідно).

Стійкі урожаї озимої пшениці на території Степу слід очікувати лише на території Криму ($C_p=0.12$), більша частина зони відноситься до зони нестійких урожаїв ($C_p=0.32-0.34$), а території Донецької, Запорізької та Херсонської областей – до зони помірно стійких урожаїв.

У Прикарпатті стійкі урожаї озимої пшениці можна очікувати лише на території Івано-Франківської області, територія Чернівецької області відноситься до зони помірно стійких урожаїв ($C_p=0.22$), а територія Закарпатської області – до нестійких ($C_p=0.34$).

Список літератури

1. Френкель А.А. Математические методы анализа динамики и прогнозирования производительности труда. – М.: Экономика, 1972. – 190 с.
2. Gurry R.V. Dynamic simulation of plant growth. Development of a model //Trans. ASAE.- 1971. – Vol. 14, № 5 - P. 23-31
3. Полевой А.Н. Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 319 с.
4. Раунер Ю.Л. Климат и урожайность зерновых культур. – М.: Наука, 1981. – 163 с.
5. Обухов В.М. Урожайность и метеорологические факторы. – М.: Госпланиздат, 1949. – 318 с.
6. Манелля А.И., Нагнибедова Н.Н. и др.. Динамика урожайности сельскохозяйственных культур в РСФСР. – М.: Статистика, 1972 – 192 с.
7. Пасов В.М. Изменчивость урожаев и оценка ожидаемой продуктивности зерновых культур. Л.: – Гидрометеиздат, 1986. – 152 с.
8. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. - 175 с.
9. Платонова Т.Ф. Прогнозирование динамики урожайности сельскохозяйственных культур. – Кишинев : Штиинца, 1983. – 87 с.
10. Hellwig Z. Schemat budowy prognozy statycznej metody wag harmonicrnych.//Przegląd Statystyczny.- 1967. – V.14, N 2.- P. 133 – 153.
11. Френкель А.А. математические методы анализа динамики и прогнозирования производительности труда. М.: Экономика, 1972. – 190 с.

Пространственно-временная оценка изменчивости урожая озимой пшеницы на территории.

Украины Полевой А.Н., Божко Л.Е., Дронова Е.А.

Приводится анализ рядов пространственно-временной изменчивости урожаев озимой пшеницы. Были рассчитаны линии трендов урожаев методом гармонических весов, отклонения урожайности от линии тренда, динамика тенденции урожайности и дана оценка климатической изменчивости урожаев культуры на территории Украины.

Ключевые слова: *пространственно-временная изменчивость, урожайность, озимая пшеница, Украины*

The area spatio temporal variability of winter wheat harvests in Ukraine.

Polevoy A., Bozko L., Dronova E.

The analysis of time series variability in crop yields of winter wheat in Ukraine. Were calculated trend lines yield method of harmonic balance, yield deviations from the trend line, the dynamics of trends in crop yields, and the evaluation of climate variability sredneoblastnyh crop yields.

Key words: *space, the hourly variation, crop, winter wheat, Ukraine*

Г.В.Ляшенко, д.геогр.н.

Национальный научн. центр «Институт виноградарства и виноделия им. В.Е.Таурова

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ РЕСУРСОВ ВЛАГИ В УКРАИНЕ С УЧЕТОМ МЕЗО- И МИКРОКЛИМАТА

Дается обоснование показателей для комплексной оценки и разномасштабного районирования ресурсов влаги в Украине. Приводятся алгоритм расчетов показателей условий увлажнения с учетом мезо- и микроклимата. Представлена оценка ресурсов влаги по относительному показателю увлажнения, который характеризует отношение запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы к запасам влаги наименьшей влагоемкости ($\bar{W} / W_{нв}$) в Украине в разрезе зон увлажнения в зависимости от макрорайона, подрайона, экспозиции склона и местоположение на склоне.

Ключевые слова: ресурсы влаги, показатели увлажнения, алгоритм расчетов, мезо- и микроклимат.

Постановка проблемы. Вода относится к основным факторам жизни растений и поэтому важной составляющей агроклиматических ресурсов территорий являются ресурсы влаги. Для территории Украины с большими различиями в режиме увлажнения детальная оценка ресурсов влаги очевидна. Ценность информации о ресурсах влаги возрастает при их детализации в зависимости от формы и элементов рельефа, гранулометрического состава почв и т.д. При этом возникает ряд вопросов при выборе показателей увлажнения.

В настоящее время наиболее распространенными показателями увлажнения являются количество осадков и гидротермический коэффициент Селянинова (ГТК). Они достаточно надежно характеризуют ресурсы влаги при оценке и районировании территорий, сравнимых с зонами. Между тем, методология их применения базируется на возможности сравнения ресурсов влаги, как на больших территориях, так и за достаточно большой временной отрезок (как минимум, сезон). Однако данные показатели в последние годы все меньше используют при оценке роста, развития и формирования продуктивности сельскохозяйственных культур и абсолютно непригодны для оценки ресурсов влаги с учетом пространственной изменчивости под влиянием неоднородной подстилающей поверхности.

Целью данной работы является оценка пространственной изменчивости ресурсов влаги в Украине с учетом влияния условий неоднородной подстилающей поверхности.

Результаты исследований. Ранее автором выполнены исследования по оценке ресурсов влаги в Украине в зональном разрезе, завершающим этапом которых стало тематическое и комплексное агроклиматическое районирование Украины [1-3]. Основным показателем при районировании территории, в целях сохранения преемственности исследований и возможной привязки к аналогичному районированию, выполненного в 1962 году под руководством Сапожниковой С.А., был принят гидротермический коэффициент Селянинова. В дальнейшем, на основе применения метода уплотнения агроклиматической информации [5], получена серия уравнений регрессий, отражающая связь 18-ти показателей увлажнения с величиной ГТК. По полученным уравнениям были определены ресурсы влаги по каждому из показателей для выделенных подрайонов Украины. Необходимость столь значительного числа используемых показателей обусловлена дальнейшей направленностью исследований, в

особенности, детализацией ресурсов влаги с учетом влияния неоднородностей подстилающей поверхности.

На основе выполненных в 60-е годы прошлого столетия фундаментальных исследований и установленных механизмов формирования микроклиматической изменчивости ресурсов влаги по различным показателям [4, 7-8] были выделены основные типы подстилающей поверхности и разработан алгоритм расчетов их величин с учетом мезо- и микроклимата (рис.1). При этом, как наиболее целесообразный, принят относительный показатель увлажнения, который характеризует отношение средних запасов влаги за период с температурами выше 5 и 10 °С к запасам влаги наименьшей полевой влагоемкости (НВ) - $\bar{W} / W_{НВ}$. Этот показатель отражает реальные условия увлажнения почвы, определяющие влагопотребление растений и характеризующиеся наибольшей микроклиматической изменчивостью.

Известно, что диапазон микроклиматической изменчивости показателей ресурсов влаги и, прежде всего, запасов продуктивной влаги в почве, определяется типом (зоной) увлажнения. Согласно агрогидрологического районирования СССР [6] на территории Украины выделено пять зон увлажнения: зоны избыточного и достаточного увлажнения, слабозасушливая, засушливая и сухая зоны. Поэтому необходимо было провести идентификацию типа увлажнения для каждого из выделенных макрорайонов и подрайонов с учетом мезорайонов по глубине вертикального расчленения рельефа (рис.2). На основе проведенной идентификации были определены параметры микроклиматической изменчивости величин указанного относительного показателя для конкретного макрорайона и подрайона Украины в разрезе различных типов подстилающей поверхности. В дальнейшем результаты расчетов пространственной изменчивости этого показателя для периодов с температурой воздуха выше 5 и 10 °С в зависимости от макрорайона, подрайона и местоположения на склоне сгруппированы по зонам увлажнения (табл.1). Представленная таблица является легендой к карте агроклиматического районирования ресурсов влаги в Украине (рис.2)

Поскольку ресурсы влаги часто являются лимитирующим фактором, следует рассматривать их среднееголетние величины и величины, которые имеют 20-% обеспеченности. Как показывают результаты расчетов, в зоне избыточного увлажнения, в которую входят первый и второй макрорайоны, первый и второй подрайоны, представленный величина ресурсов увлажнения изменяется за период с температурой выше 5 °С по местоположениям от 75-85 (55-65) %НВ соответственно на верхних частях южных и западных склонов до 110-120 (90-100) %НВ – в нижней части южных и восточных склонов и подножиях всех склонов. За период с температурами выше 10 °С эти величины изменяются приблизительно на 5-7 %.

Анализ расчетных данных показывает, что в зоне избыточного увлажнения в среднем многолетнем (50% обеспеченности) оптимальные условия за период с температурами воздуха выше 5 и 10 °С отмечаются только на вершинах и средних частях южного и западного склонах (ВЮ, ВЗ, СЮ, СЗ). Два раза в десять лет (20 % обеспеченности) такие условия отмечаются на вершинах восточных склонов (ВВ) в период с температурой выше 5 °С и на ВВ, РМ, ВС, СС, НЮ, НЗ, НВ склонов за период с температурой выше 10 °С. В нижних частях и у подножий склонов всех экспозиций отмечается постоянное переувлажнение.

В зоне достаточного увлажнения, которую охватывают третий подрайон первого и второго макрорайона, а также первый и второй подрайоны третьего макрорайона, а величина $\bar{W} / W_{НВ}$ повсеместно снижается. Оптимальные условия ($\bar{W} / W_{НВ}$ 75-85 % НВ) наблюдаются на вершине восточного склона (ВВ) в среднем многолетнем.



Рис. 1- Алгоритм расчета ресурсов влаги с учетом мезо- и микроклимата.

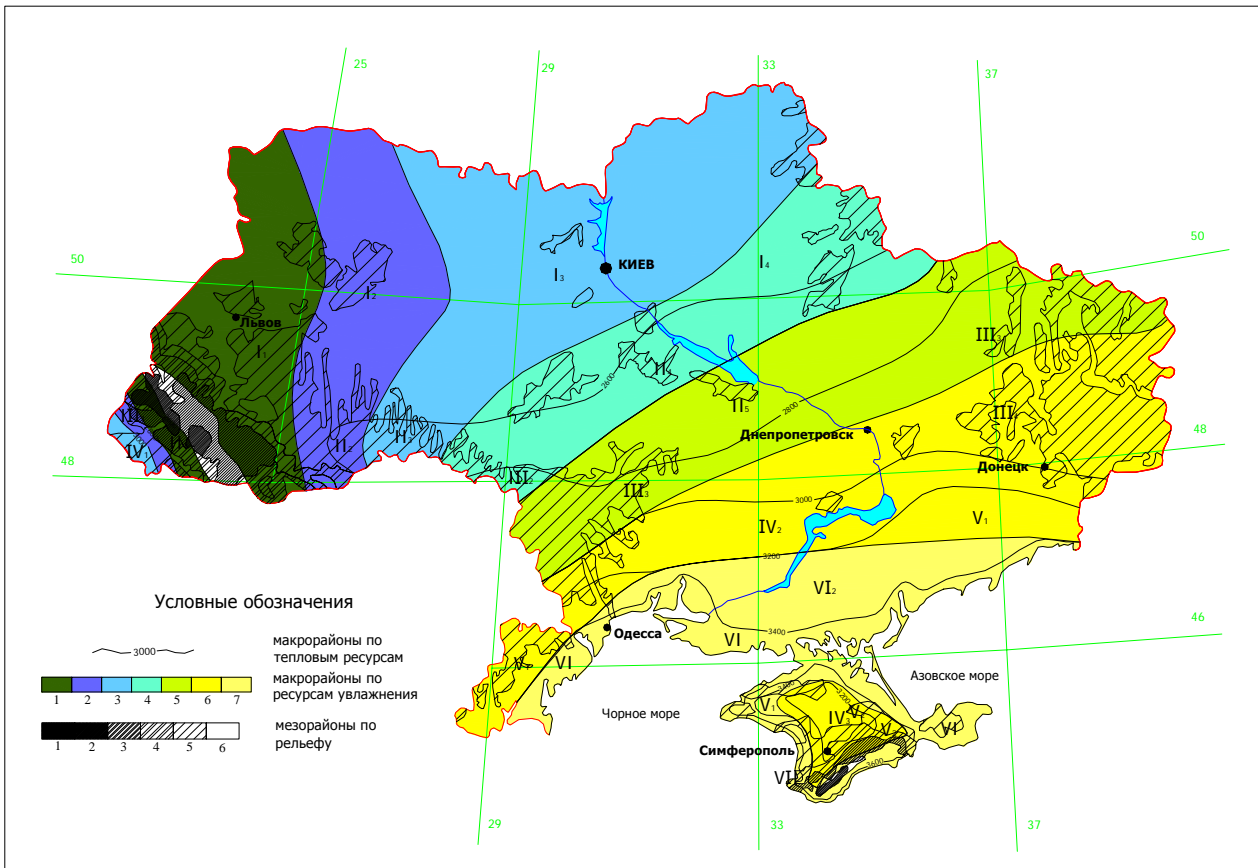


Рис.2 - Агроклиматическое районирование территории Украины по ресурсам влаги с учетом мезо- и микроклимата (Легенда к карте дана в табл.1).

Таблица 1 - Пространственная изменчивость ресурсов влаги в Украине

Зона увлажнения	Макро-район, подрайон	Место-положения	\bar{W} / W_{HB} (%)			
			с $T \geq 5^\circ C$		с $T \geq 10^\circ C$	
			средняя много-летняя	$P_M = 20\%$	Средняя много-летняя	$P_M = 20\%$
1	2	3	4	5	6	7
Избыточного увлажнения	I _{1, I₂} II _{1, II₂}	ВЮ, ВЗ	70-80	55-65	65-75	50-60
		СЮ, СЗ	80-90	65-75	75-85	60-70
		ВВ	90-100	75-85	85-95	70-80
		РМ, ВС, СС, НЮ, НЗ, НВ	100-110	85-95	95-105	80-90
		НЮ, НВ, ПЮ, ПЗ, ПВ, ПС	110-120	95-105	105-115	90-100
Достаточного увлажнения	I _{3, I₄} III _{1, III₂}	ВЮ, ВЗ	55-65	35-45	50-60	35-45
		СЮ, СЗ	65-75	45-55	60-70	45-55
		ВВ	75-85	55-65	70-80	55-65
		РМ, ВС, СС, НЮ	85-95	65-75	80-90	65-75
		НЗ, СВ	95-105	75-85	90-100	75-85
		ПЮ, ПЗ	105-115	85-95	100-110	85-95
		ПС, ПВ	115-125	95-105	110-115	95-105

Продолжение табл.1

1	2	3	4	5	6	7
Слабо засушливая	I ₄ , II ₄ , II ₅ , III ₃ , III ₄	ВЮ, ВЗ	40-50	30-40	35-45	25-35
		СЮ, СЗ, ВВ	50-60	40-50	45-55	35-45
		PM, BC, CC, HЮ, HЗ, CB	60-70	50-60	55-65	45-55
		HC, HB	70-80	60-70	65-75	55-65
		ПЮ, ПЗ	80-90	70-80	75-85	65-75
		ПC, ПB	90-100	80-90	85-95	75-85
Засушливая	IV ₁ , IV ₂ , IV ₃ , VI, VII	ВЮ, ВЗ	≤40	≤25	≤35	≤20
		СЮ, СЗ, ВВ	40-50	25-35	35-45	20-30
		PM, BC, CC, HЮ, HЗ, CB	50-60	35-45	45-55	30-40
		HC, HB	60-70	45-55	55-65	40-50
		ПC, ПB, ПЮ, ПЗ	70-80	55-65	65-75	50-60
Очень засушливая	V ₁ , V ₂	ВЮ, ВЗ, ВВ, СЮ, СЗ	≤35	≤25	≤30	≤20
		PM, BC, CC, HЮ, HЗ, CB	35-45	25-35	30-40	20-30
		HC, HB	45-55	35-45	40-50	30-40
		ПЮ, ПЗ	55-65	45-55	50-60	40-50
		ПC, ПB	65-75	55-65	60-70	50-60

Примечание. PM – равнинные участки, Первая буква – часть склона (В, С, Н, П – соответственно верхняя, средняя и нижняя части склонов, подножие склона), вторая буква – экспозиция склонов (С, Ю, З, В – соответственно северный, южный, западный и восточные склоны).

В отдельные годы оптимальность местоположений меняется - 75 % HB отмечается только в нижних частях западных и восточных склонов. В слабозасушливой зоне оптимальное увлажнение для средних многолетних условий бывает на таких местоположениях как низ северного и восточного склонов (HC, HB) в период с температурами выше 5 °C и в подножии северного и восточного склона (ПC, ПB) – в период с температурой выше 10 °C. В засушливой зоне такие условия отмечаются только в подножии северных и восточных склонов, а в сухой - \bar{W} / W_{HB} , равное 75-85 % HB, повсеместно наблюдается только в отдельные годы.

Выводы. Результаты выполненной работы дают в полной мере представление о пространственной изменчивости ресурсов влаги с учетом их мезо- и микроклиматической изменчивости и могут быть использованы при оценке влагообеспеченности различных сельскохозяйственных культур.

Список литературы

1. Ляшенко Г.В. Агроклиматическое районирование Украины по условиям увлажнения /Г.В.Ляшенко //Метеорологія, кліматологія і гідрологія. -2005.- № 49. – С.274-284.
2. Ляшенко Г.В. Агроклиматическое районирование Украины //Украинский гидрометеорологический журнал. – 2008. - № 3. – С.98-108.
3. Ляшенко Г.В. Комплексное разномасштабное районирование Украины // Метеорологія, кліматологія і гідрологія. – 2008. - № 50. - С.336-341.
4. Микроклимат СССР // Под ред. И.А. Гольцберг. – Л.: Гидрометеоздат, 1967. – 286 с.
5. Мищенко З.А. О методике уплотнения агроклиматической информации на примере радиационно-тепловых ресурсов //З.А.Мищенко, Г.В.Ляшенко. - Депон. в УкрИНЭИ, г.Киев, 28.07.94 за № 1435 –Ук 94.
6. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. – Л.: Гидрометеоздат, 1965. – Т. 1. - 663 с.
7. Романова Е.Н. Микроклиматическая изменчивость основных элементов климата.-Л.:Гидрометеоздат, 1977. - 280с.
8. Романова Е.Н. Микроклиматология и ее значение для сельского хозяйства / Е.Н. Романова, Г.И. Мосолова, И.А. Береснева. - Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 245 с.

Просторова мінливість ресурсів вологи в Україні з врахуванням мезо- і мікроклімату.

Ляшенко Г.В.

Надається обґрунтування показників для комплексної оцінки і різномасштабного районування ресурсів вологи в Україні. Наводиться алгоритм розрахунків показників умов зволоження з врахуванням мезо-і мікроклімату. Представлена оцінка ресурсів вологи за відносним показником зволоження, який характеризує відношення середніх запасів продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту до запасів вологи найменшої вологоємності ($\bar{w}/W_{\text{нв}}$) в Україні у розрізі зон зволоження в залежності від макрорайону, підрайону та експозиції схилу і місцеположення на схилі

Ключові слова: ресурси вологи, показники зволоження, алгоритм розрахунків, мезо- і мікроклімат.

Spatial variability of moistening resources of Ukraine with provision for meso- and microclimate consideration. Lyashenko G.V.

The motivation of the indices for complex assessment and different schemes of placing of moistening resources in Ukraine has been presented. The algorithm for calculation of indices under the conditions of the moistening taking into account meso- and microclimate has been determined. The assessment of moistening resources on relative factor of the moistening, characterized the attitude a spare productive moistening in a metre layer of ground to spare moistening level ($\bar{w}/W_{\text{нв}}$) in Ukraine depending on zones of the moistening on complex maps, map legend, exposures of the declivity and location on declivity has been presented.

Keywords: moistening resources, factors of the moistening, algorithm of calculation, meso- and microclimate.

С.М. Свидерская, к.геогр.н.

Одесский государственный экологический университет

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ ПРОДУКТИВНОСТИ КАРТОФЕЛЯ И РАЗВИТИЕ ПОПУЛЯЦИИ КОЛОРАДСКОГО ЖУКА В РОВЕНСКОЙ ОБЛАСТИ

Представлены результаты численных экспериментов по оценке влияния засушливых, влажных и среднемноголетних условий на развитие популяции колорадского жука и формирование урожайности картофеля применительно к условиям Ровенской области. В основу численных экспериментов положена модель формирования урожайности картофеля и развития популяции колорадского жука при различных агрометеорологических условиях.

Ключевые слова: колорадский жук, популяция, модель, картофель, осадки, температура воздуха, развитие, особь.

Введение. Картофель – многолетнее травянистое растение, но в культуре используется как однолетнее, потому что весь его жизненный цикл, начиная от прорастания клубня и кончая образованием и развитием новых клубней, проходит в один вегетационный период. Культура картофеля является для Украины одной из ведущих сельскохозяйственных культур. Многочисленными исследованиями установлено, что картофель культурных сортов является растением умеренного климата, обладает большой пластичностью, наиболее устойчивые его урожаи получают в районах средних широт, имеющих относительно невысокую температуру в период вегетации. Значительные колебания урожайности картофеля определяются как влиянием погодных условий на фотосинтетическую продуктивность растений, так и влиянием этих же условий на степень развития популяции вредителей и различных инфекций, определяющих их вредоносность. Наиболее распространенным вредителем картофеля является популяция колорадского жука, степень развития которой зависит от складывающихся агрометеорологических условий.

Цель этой работы – оценить развитие популяции колорадского жука и формирование урожайности картофеля при засушливых, влажных и среднемноголетних условиях в Ровенской области.

К **задачам** данной работы следует отнести проведение численного эксперимента по оценке развития популяции колорадского жука и формирования урожайности картофеля при засушливых, влажных и среднемноголетних условиях в Ровенской области.

Материалы и методы исследования. В основу исследования положены численные эксперименты с моделью формирования продуктивности картофеля и развития популяции колорадского жука [8]. Культурный картофель является излюбленной пищей колорадского жука. Собственно с переходом этого насекомого с дикого картофеля на культурный и начинается история его распространения как сельскохозяйственного вредителя. Роль колорадского жука по силе отрицательного влияния не уступает таким неблагоприятным факторам, как недостаток или избыток влаги, почвенная и атмосферная засуха, недостаток питательных веществ. Механизм отрицательного влияния колорадского жука на формирование урожая картофеля заключается в уничтожении части или всего фотосинтетического потенциала личинками и взрослыми особями в процессе питания. Колорадский жук относится к видам с полным циклом превращения. Развитие этих видов сопровождается прохождением четырех фаз: яйца, личинки, куколки и взрослой фазы [1]. В течение своего индивидуального развития, или онтогенеза, насекомое проходит два периода - внутри яйца

(эмбриональное) и после выхода из яйца (постэмбриональное) [2]. После выхода из яйца в постэмбриональный период развитие колорадского жука протекает с превращением одной фазы в другую, а не является простым ростом и увеличением размеров тела. Такой тип онтогенеза получил название метаморфоз, или развитие с превращением [1].

Срок выхода жуков из почвы имеет важное биологическое и хозяйственное значение. В зависимости от него в значительной мере находится возможность реализации самками полового потенциала, продолжительность периода активности молодых жуков и интенсивность их ухода в диапаузу.

Как показали специальные опыты, основная масса жуков выходит в сравнительно сжатые сроки. Сопряженный анализ динамики выхода жуков из почвы и хода среднесуточных температур воздуха позволяет установить, что начало устойчивого выхода совпадает с установлением среднесуточной температуры воздуха, близкой к 10°C . Таким образом, для определения начала весеннего выхода жуков из почвы может использоваться дата устойчивого перехода среднесуточной температуры через 10°C , которая устанавливается общепринятым способом - по сумме положительных и отрицательных отклонений [5].

После выхода с зимовки поведение жуков определяется их физиологическим состоянием и условиями среды, среди которых решающее значение принадлежит температурному фактору. Большое значение для возобновления активной жизнедеятельности жуков имеет также влажность почвы, а при созревании и откладывании яиц - условия питания и длина дня [11].

В зависимости от условий среды и качества пищи перезимовавшие самки могут откладывать яйца от весны до осени. Откладка яиц происходит при солнечной погоде, преимущественно в послеполуденные часы [10]. Опытным путем установлено, что в ночное время яйцекладка не происходит. Прекращалась она и в тех случаях, когда в дневное время самки перемещались в темноту. При частичном затемнении садков интенсивность яйцекладки снижалась [10].

Термические пороги яйцекладки примерно те же, что и термические пороги питания [12]. Однако, при температуре $15-18^{\circ}\text{C}$ интенсивность яйцекладки бывает еще слабой [11]. Максимальная плодовитость колорадского жука проявляется при температуре 25°C , так как при более высокой температуре продолжительность жизни имаго сокращается [12]. По данным [9] оптимальная для яйцекладки температура колеблется от 17 до 24°C , а относительная влажность воздуха составляет $60-75\%$; отрицательно сказывается температура до 14°C и выше $26-27^{\circ}\text{C}$ и относительная влажность ниже 45% и выше 80% .

Результаты исследования и их анализ. Процесс разработки моделей развития вредителей можно выделить по аналогии с моделями, описывающими влияние гидрометеорологических условий на продуктивность сельскохозяйственных культур, три этапа.

Первый этап - описательный. На этом этапе для установления связи между вредителем и факторами среды происходит накопление фактического материала об особенностях их взаимодействия, дифференциация теорий, используемых для объяснения динамики популяций.

На втором этапе основное внимание уделяется поиску прямых эмпирических связей между входом и выходом системы вредитель - среда обитания. В этом направлении на протяжении последних 20 лет наиболее последовательно ведутся исследования в [3, 4, 7]. В качестве показателей, характеризующих вредителя, при таком подходе используются статистические данные заселенности вредителями сельскохозяйственных угодий, обработок, численности вредителя на определенной фазе

развития. Состояние среды обитания выражается в виде месячных, реже декадных значений метеорологических величин за предшествующий и текущий годы.

Теоретической базой моделей, разрабатываемых на третьем этапе исследований, являются развитые в математической экологии представления о популяциях - элементарных структурных единицах экосистем как о динамических системах, развивающихся под воздействием внутренних и внешних факторов [6]. При этом под внутренними факторами понимается физиологическая конституция, наследственно закрепленная у вида, а под внешними весь комплекс биологических и абиотических факторов, играющих для него роль условий жизни [1].

Фундаментальным свойством, присущим любой популяции и характеризующим ее способность к размножению, является приспособленность. Она определяется как удельная скорость роста численности (N) или как среднее число потомков, произведенных одной особью в единицу времени (t)

$$\omega(t) = \frac{1}{N} \frac{dN}{dt}, \quad (1)$$

В случае исследования динамики не в непрерывном, а в дискретном времени приспособленность определяется как отношение ее размеров в последовательные моменты времени

$$g(k) = \frac{N(k+1)}{N(k)}, \quad (2)$$

где g – приспособленность;

k – момент времени ($k=1,2,3 \dots, n$).

Скорость созревания жуков - суточные проценты развития -рассчитывается по уравнению

$$y^* = \frac{100}{0.22t^2 - 8.738t + 4.1\Delta\tau + 94.6}, \quad (3)$$

где y^* - скорость развития в процентах;

t – температура воздуха;

$\Delta\tau$ - показатель календарного срока выхода жуков.

Суммарная плодовитость вычисляется по выражению

$$\sum F_{np} = \sum_{S_{ov}^*}^{S_{ov}^{**}} \sum F(t, \tau), \quad (4)$$

как сумма декадных сумм яиц, откладываемых за период продуктивной яйцекладки.

Понятие продуктивной яйцекладки вводится из-за следующих соображений. Самки колорадского жука откладывают яйца на протяжении довольно длительного периода времени, однако не из всех яйцекладок могут развиваться имаго, способные к перезимовке. Поэтому часть яиц, в ряде случаев весьма значительная, не играет ни какой роли в увеличении численности вредителя в следующем году. Следовательно, продуктивная плодовитость всегда меньше общей. Для учета этой особенности и введены пределы S_{ov}^* и S_{ov}^{**} . Предел S_{ov}^* зависит от срока выхода перезимовавших жуков и продолжительности их созревания. Предел S_{ov}^{**} является показателем конца периода продуктивной яйцекладки и определяется как дата той яйцекладки, из которой имаго появляются до перехода осенью температуры воздуха через 12°C . В этом случае период предпаузного питания составляет 10-15 дней и часть имаго сможет подготовиться к перезимовке.

Для визначення числа гинущих особей колорадського жука за період їх розвитку від яєць до імаго вивчають середнє кількість опадків, випадаючих за один день періода від початку масової яйцекладки (S_{ov}^*) до переходу температури повітря через 12°C восени. Середнє суточне кількість опадків множиться на середню тривалість розвитку генерації і вивчається середній відсоток гиніли μ_1

$$\mu_1 = 34.54 \ln Q + 20.29 \ln \sum W - 141.0, \quad (5)$$

де Q - середня тривалість розвитку генерації;

$\sum W$ - сума опадків за період.

Гиніли імаго за період зимівки, залежна від фізіологічного їх стану, визначається за рівнянням

$$\mu_2 = 74 - 5.6(t - 17.3), \quad (6)$$

де μ_2 - відсоток гиніли;

t - середня температура періода додаткового харчування жуків в межах від 14 до $20,5^{\circ}\text{C}$.

З рівняння (6) випливає, що відсоток гиніли може змінюватися від 98 до 57 .

В основу роботи покладена нами модель формування врожаю картоплі, яка включає опис впливу засушливих, вологих і середньорічних умов на популяцію колорадського жука і формування врожайності картоплі в умовах Рівненської області. Чисельні експерименти виконані з використанням матеріалів багаторічних агрометеорологічних спостережень за умовами формування продуктивності картоплі.

Оптимальні умови для життєдіяльності імаго колорадського жука складаються при температурі близько 25°C і відносній вологості повітря 60 - 75% . Максимальна кількість яєць самка жука відкладає при температурі 23 - 25°C . Неблагоприятними для розмноження умовами є температура вище 27°C і нижче 14°C і вологість повітря вище 80 і нижче 40% .

Найбільш стійкими до дії негативних температур є жуки, що пройшли передзимовку, яка заключається в накопленні жирового запасу, зниженні вмісту вільної води в організмі і збільшенні їх маси в результаті активного харчування. Недостатньо підготовленою до зимівки виявляється та частина популяції шкідника, яка входить в ґрунт під впливом зниження температури.

Розглянемо, як відбувається гиніли колорадського жука від температури. На рис. 1 представлено гиніли колорадського жука в залежності від температури повітря в Рівненській області.

Залежність гиніли колорадського жука після зимівки від температури повітря в Рівненській області дана на рис. 1. З рисунка видно, що гиніли колорадського жука після зимівки при температурі 11°C становить 100% . При збільшенні температури гиніли колорадського жука значно зменшується, так при температурі 17°C гиніли колорадського жука зменшується і становить 75% . При подальшому збільшенні температури гиніли колорадського жука зменшується, так, при температурі 21°C гиніли колорадського жука становить 53% . Рис. 1 говорить про те, що, при стійкій сприятливій температурі, а з рисунка видно, що така температура це 21°C , гиніли колорадського жука після зимівки буде мінімальною.

На рис. 2 представлена динамика площади листьев картофеля в Ровенской области при засушливых, увлажненных и среднемноголетних условиях. Из рисунка видно, что засушливые условия отрицательно влияют на площадь листьев картофеля, максимум составляет $0,25 \text{ м}^2/\text{м}^2$. В течение всей вегетации площадь листьев при засушливых условиях очень плохо развивается, что нельзя сказать о влажных условиях. При влажных условиях площадь листьев картофеля довольно хорошо развивается, даже лучше, чем при среднемноголетних условиях. Максимум при влажных условиях замечен в седьмую, восьмую и девятую декады и равен $1,35 \text{ м}^2/\text{м}^2$. Это говорит о том, что влажные условия хорошо влияют на площадь листьев картофеля. При среднемноголетних условиях в Ровенской области площадь листьев нормально развивалась в течение всей вегетации и достигла максимума в пятую декаду вегетации, затем немного снизилась. Максимум замеченный в пятую декаду вегетации равен $1,21 \text{ м}^2/\text{м}^2$. Из рисунка можно сделать вывод, что на площадь листьев картофеля хорошо влияют влажные условия и губительно влияют засушливые условия.

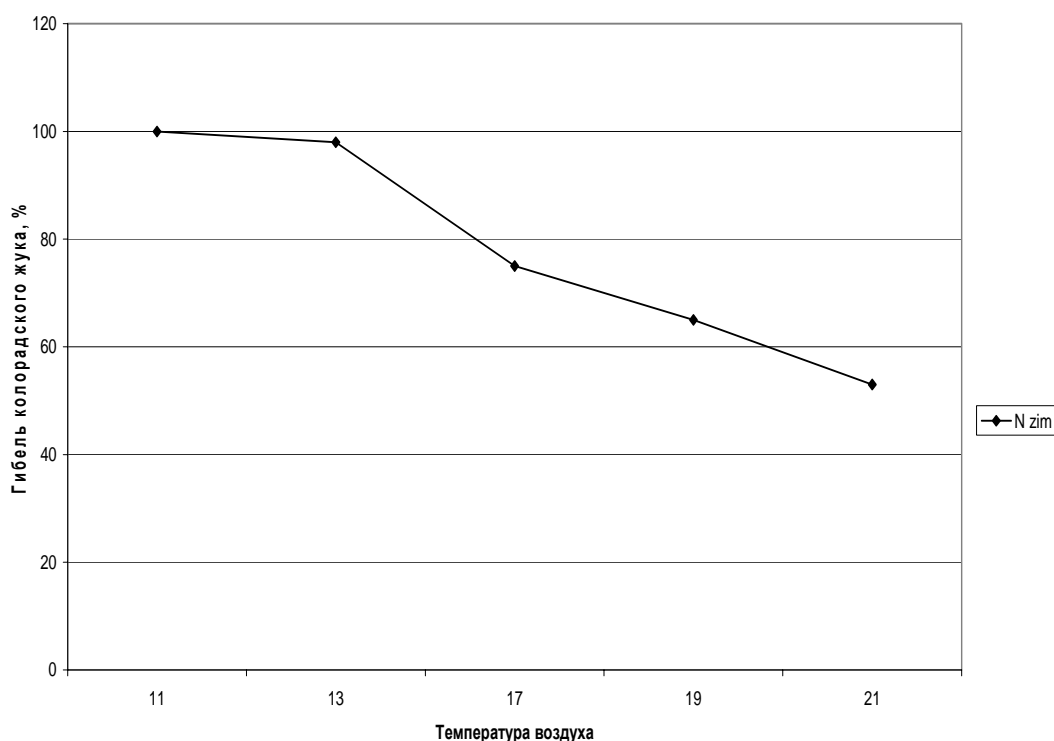


Рис. 1 – Гибель колорадского жука после зимовки в зависимости от температуры воздуха в Ровенской области.

Рассмотрим, как развивалась биомасса клубней картофеля при засушливых, влажных и среднемноголетних условиях в Ровенской области.

На рис. 3 представлена биомасса клубней картофеля при засушливых, влажных и среднемноголетних условиях в Ровенской области. Из рисунка видно, что засушливые условия губительно влияют на биомассу клубней картофеля, биомасса клубней картофеля в течение всей вегетации очень плохо развивается и не набирает массу, даже в конце вегетации биомасса клубней картофеля всего составляет $52,87 \text{ г}/\text{м}^2$. При влажных условиях биомасса клубней развивается хорошо, в конце вегетации биомасса клубней картофеля составляет $650,9 \text{ г}/\text{м}^2$. При среднемноголетних условиях биомасса клубней картофеля нормально развивается в течение всей вегетации и в конце вегетации набирает массу и составляет $583,7 \text{ г}/\text{м}^2$. Из рисунка можно сделать вывод,

що губительними для біомаси клубней картофеля являються засушливі умови, а нормальними умовами являються вологі та середньорічні умови в Рівенській області.

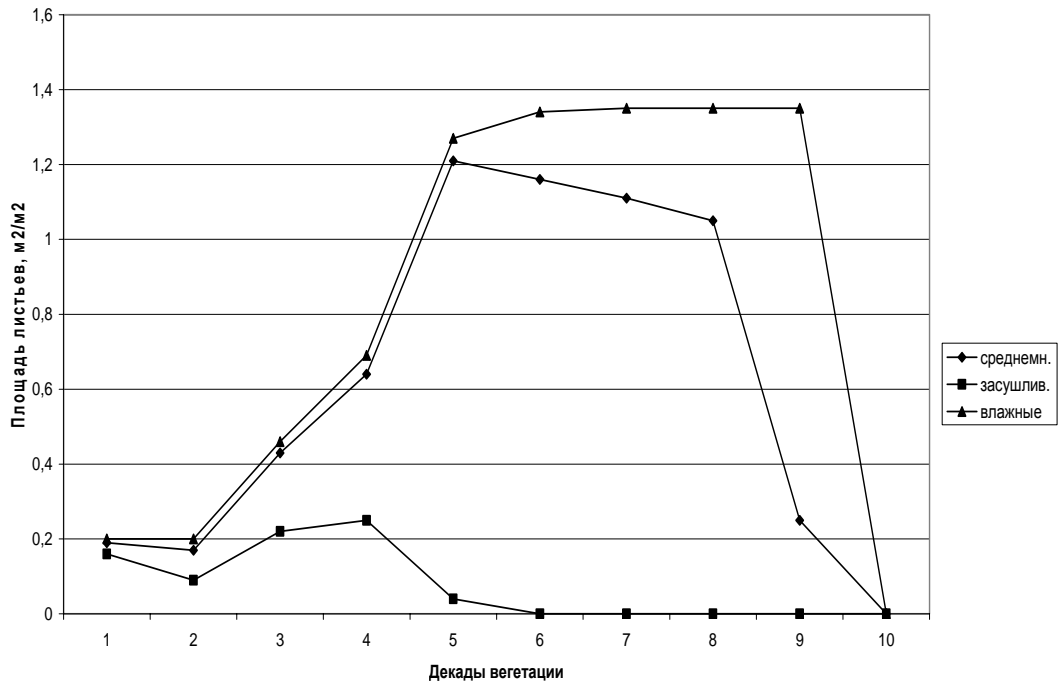


Рис. 2 – Динаміка площі листя картофеля в Рівенській області при засушливих, вологих та середньорічних умовах.

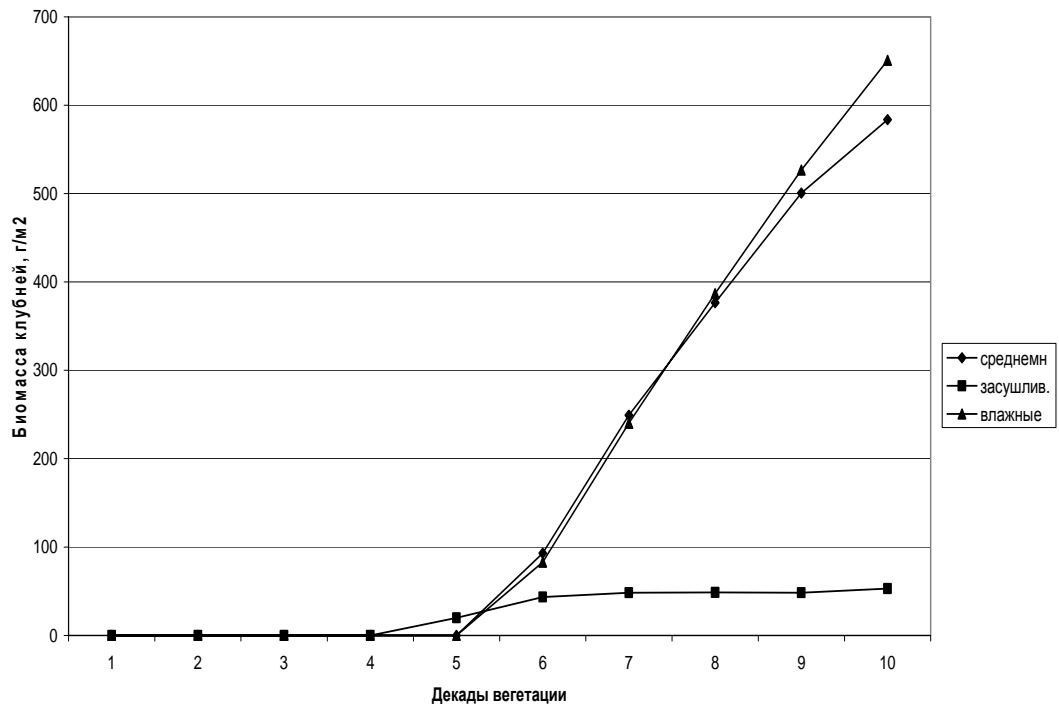


Рис. 3 – Біомаса клубней картофеля в Рівенській області при засушливих, вологих та середньорічних умовах.

На рис. 4 дана сравнительная характеристика биомассы целого растения картофеля при засушливых, влажных и среднемноголетних условиях в Ровенской области.

Биомасса целого растения при засушливых условиях в конце вегетации имела массу равную $55,8 \text{ г/м}^2$. При влажных условиях биомасса целого растения картофеля была равна $625,3 \text{ г/м}^2$. При среднемноголетних условиях биомасса целого растения картофеля составила $583,5 \text{ г/м}^2$. Все это говорит о том, что засушливые условия губительно влияют на биомассу целого растения картофеля, при влажных условиях не происходит значительного снижения биомассы целого растения, но массу растение набирает слабее.

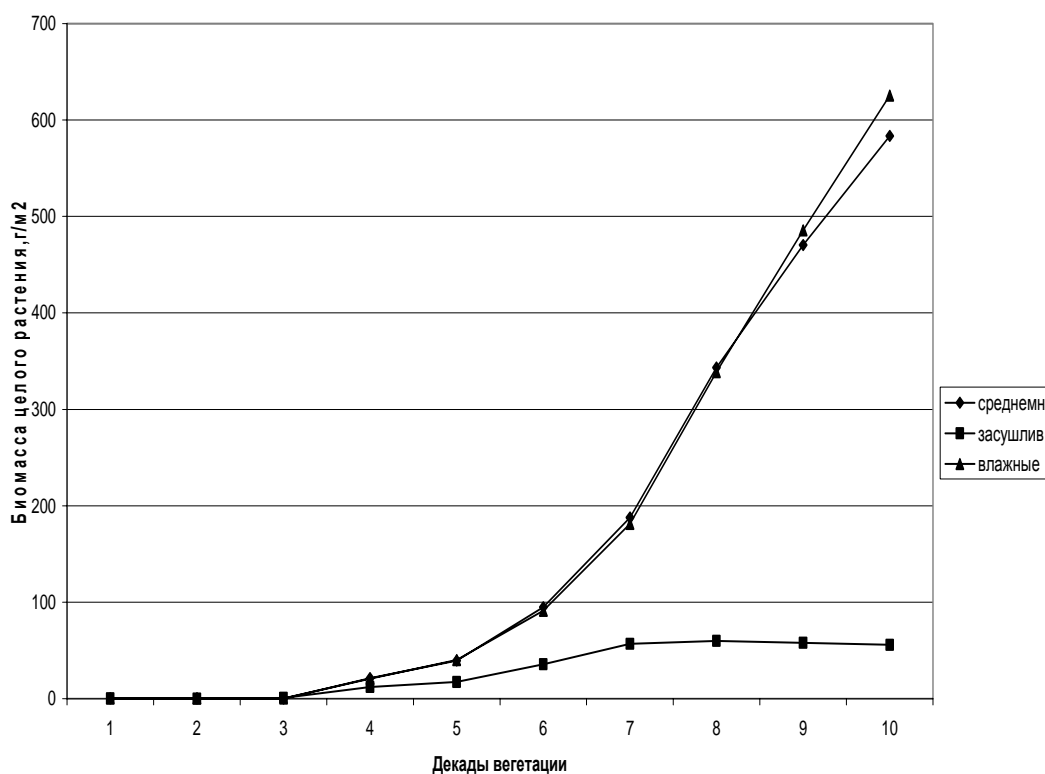


Рис. 4 – Биомасса целого растения картофеля в Ровенской области при засушливых, влажных и среднемноголетних условиях.

Выводы. В численных экспериментах с моделью выполнена оценка влияния засушливых, влажных и среднемноголетних условий на развитие популяции колорадского жука и формирование урожайности картофеля применительно к условиям Ровенской области.

Оценено развитие популяции колорадского жука и формирование урожайности картофеля в Ровенской области. Таким образом, нами получен комплекс количественных показателей, характеризующих влияние засушливых, влажных и среднемноголетних условий на формирование популяции колорадского жука и формирование урожайности картофеля в целом применительно к условиям Ровенской области.

Задача дальнейшего исследования. В дальнейшем полученные данные могут быть использованы при прогнозировании урожайности картофеля.

Список литературы

1. Бей-Биенко Г.Я. Общая энтомология. – М.: Высшая школа, 1980. – 416 с.
2. Богданов-Катъков Н.Н. Колорадский картофельный жук. – М.: Сельхозгиз, 1947. – 200 с.
3. Васильев С.В., Поляков И.Я., Саулич М.И., Сергеев Г.Е. Алгоритм решения задач прогнозирования многофакторного процесса динамики численности популяции // Труды ВИЗР. – 1975. – Вып. 50. – С. 139-165.
4. Васильев С.В., Поляков И.Я., Сергеев Г.Е. Теория и методы использования моделирования и ЭВМ в защите растений // Труды ВИЗР. – 1973. – Вып. 39. – С. 61-119.
5. Вольвач В.В. Методическое пособие гидрометеорологическим станциям и постам по прогнозированию сроков развития колорадского жука / Под ред. док. геогр. наук А.П. Федосеева. – М.: Гидрометеиздат, 1975. – С.6.
6. Полуэктов Р.А., Пых Ю.А., Швытов Н.А. Динамические модели экологических систем. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 286 с.
7. Поляков И.Я., Семенов А.Я. Научные и организационные проблемы прогнозов в защите растений // Экологические основы стратегии и тактики защиты растений. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – С. 17-29.
8. Свидерская С.М. Оценка влияния агрометеорологических условий на развитие колорадского жука с помощью модели экологических взаимодействий в системе «среда – инфекция – вредитель – растение» // Метеорология, климатология и гидрология. – 2001. – № 43. С. 116-127.
9. Финаков В.К. Колорадский жук и меры борьбы с ним. – Киев: Изд-во АН УССР, 1956. – 121 с.
10. Яковлев Б.В. Колорадский жук. – Рига, 1960. – 152 с.
11. Яхимович Л.А. Особенности развития и размножения колорадского жука (литературный обзор) // Труды ВИЗР. – 1967. – Вып. 27. – С. 245-294.
12. Curry R.V. Dynamic simulation of plant growth. I. Development of a model // Trans. ASAE. – 1971. – V.14, – №5. – P. 946-959.

Моделивання впливу агрометеорологічних умов на формування продуктивності картоплі та розвиток популяції колорадського жука в Рівненській області. Свидерська С.М.

Були представлені результати чисельних експериментів з оцінки впливу посушливих, вологих і середньобагаторічних умов на розвиток популяції колорадського жука і формування врожайності картоплі в умовах Рівненській області. В основу чисельних експериментів покладена модель формування врожайності картоплі та розвиток популяції колорадського жука при різних агрометеорологічних умовах.

Ключові слова: колорадський жук, популяція, модель, картопля, опади, температура повітря, розвиток, особь.

Modeling of influencing of agrometeorological terms on forming productivity of potato and development of Colorado beetle population in Rovno region. Sviderskaya S.M.

The results of numeral experiments as evaluated by influencing of droughty, moist and middle of long standing terms on development of Colorado beetle population and forming of potato productivity as it applies to the terms of the Rovno region. In the basis of numeral experiments the model of forming of productivity potato and development of Colorado beetle population at different agrometeorological terms is fixed.

Key words: Colorado beetle, population, model, potatoes, precipitation, temperature of air, development, an individual.

ОНТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ БИОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ РАСТЕНИЙ: ЯРОВЫЕ И ОЗИМЫЕ ФОРМЫ

На основе теории колебаний предложена единая динамическая модель роста общей сухой биомассы, процессов фотосинтеза и дыхания растений для озимых и яровых форм. Учитываются критические температуры вымерзания озимых, минимальные, оптимальные и максимальные значения факторов внешней среды: прихода ФАР, температуры воздуха, влажности почвы. Основное различие яровых и озимых форм растений обеспечивается начальной фазой колебаний устойчивой составляющей логистической кривой роста общей сухой биомассы растений в онтогенезе.

Ключевые слова: *рост, развитие, фотосинтез, дыхание, логистическая кривая, время, онтогенез, перезимовка, факторы среды.*

Введение. Вопрос о перезимовке озимых культурных растений и их контроль (пшеницы, рожь, ячмень) разрабатывался агрометеорологами [1 - 10], физиологами растений [11], морфофизиологами [12, 13]. Такие исследования, начатые в XX веке [5], продолжают до настоящего времени [7, 8, 9, 10]. В первую очередь были собраны данные, характеризующие состояние условий внешней среды (агрометеорологические факторы) и состояние зимующих растений, как на момент зимнего периода, так и на момент завершения зимнего периода – состояние озимых культур на начало весеннего периода жизни в зависимости от агрометеорологических условий перезимовки. При этом, в литературе, рассматриваются условия осеннего периода вегетации и их состояние в период перезимовки. Прежде всего, рассматриваются условия закалки растений, их жизнестойкость к неблагоприятным факторам внешней среды. Рассматриваются вопросы о величине накопления сахаров в озимом растении к моменту ухода в зиму и требования озимых к минимальному состоянию факторов внешней среды, прежде всего к минимальной температуре почвы на глубине узла кущения, которую способна выдержать озимая культура в период зимы. Согласно новейшим исследованиям В.С. Антоненко [7, 8, 9, 10] предложены динамические модели роста, развития и формирования урожая озимой пшеницы и в том числе динамический блок модели «перезимовка», в котором рассматривается динамический процесс накопления сахаров, их расход, и состояние зимующих растений в зимний период в зависимости от состояния агрометеорологических факторов внешней среды. При этом, весь онтогенез озимых форм культурных растений (на примере озимой пшеницы) разбивается на следующие отдельные периоды [7]: 1. Период прорастания семян; 2. Период осенней вегетации; 3. Период перезимовки; 4. Период весенне-летней вегетации. Как мы понимаем, для каждого периода, в неявной форме (моделируемой – расчетной) существует своя логистическая кривая. В то же время цельной логистической кривой для озимых культур нет. Предложены лишь логистические кривые для теплого времени года – весенне-летнего периода вегетации, или что, то же, для яровых культур [14]. Отметим так же и то, что Д.А. Сабинин, по данным [14], уделял большое внимание поиску определенного вида логистической кривой роста растений. Кроме того, как для озимых, так и для яровых физиологические процессы идут на протяжении всего онтогенеза. В данной работе мы рассмотрим вопрос о различии видов логистической кривой для яровых и озимых форм на основе теории колебаний биологического времени растений в онтогенезе [15, 16]. В основе такой теории лежат три уравнения:

$$\mu = -\frac{1}{2\pi} \sin(2\pi \cdot T) + T ; \quad (1)$$

$$\frac{d\mu}{dT} = -\cos(2\pi \cdot T) + 1 ; \quad (2)$$

$$\frac{d^2\mu}{dT^2} = 2\pi \cdot \sin(2\pi \cdot T) , \quad (3)$$

где заключительное дифференциальное уравнение колебаний имеет вид

$$\frac{d^2\mu}{dT^2} + \omega^2 \left(\mu - \frac{1}{\omega^2} T \right) = 0 , \quad (4)$$

где μ – устойчивая составляющая роста растений – нормированная логистическая кривая, изменяется от 0 до 1; T – весь онтогенез роста растений, нормированная временная величина, изменяется от 0 до 1; ω – период колебаний нормированной сухой биомассы всего организма растения в онтогенезе. Уравнения (1 – 4) выражают колебательный характер движений нормированной сухой биомассы растений в течение онтогенеза, то есть за период ω . Мы считаем, что, и биологическое время растений так же имеет колебательный характер движения в онтогенезе (см. так же [17, 18, 19])

$$\frac{d^2T}{dt^2} + \omega^2 \left(T - \frac{1}{\omega^2} T \right) = 0 , \quad (5)$$

где t – календарное или физическое время.

Материалы и методы исследования. Согласно теории колебаний [17, 18, 19], запишем уравнения колебаний (1 – 3) с необходимой начальной фазой колебаний Q_0

$$\mu = -\frac{1}{2\pi} \sin(2\pi \cdot T + Q_0) + T(1 + T_{сем}) ; \quad (6)$$

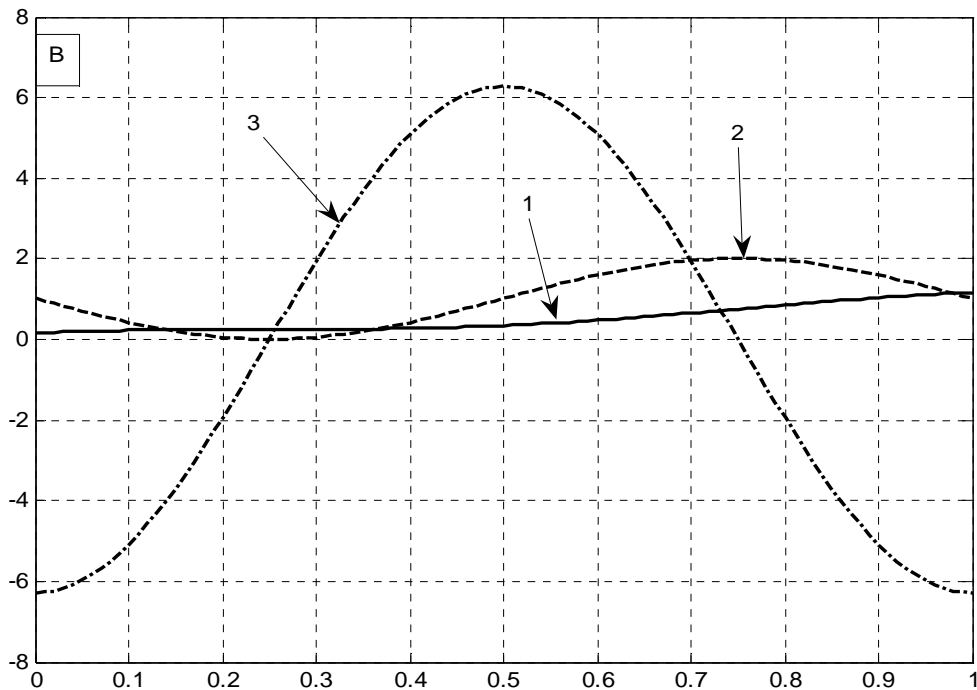
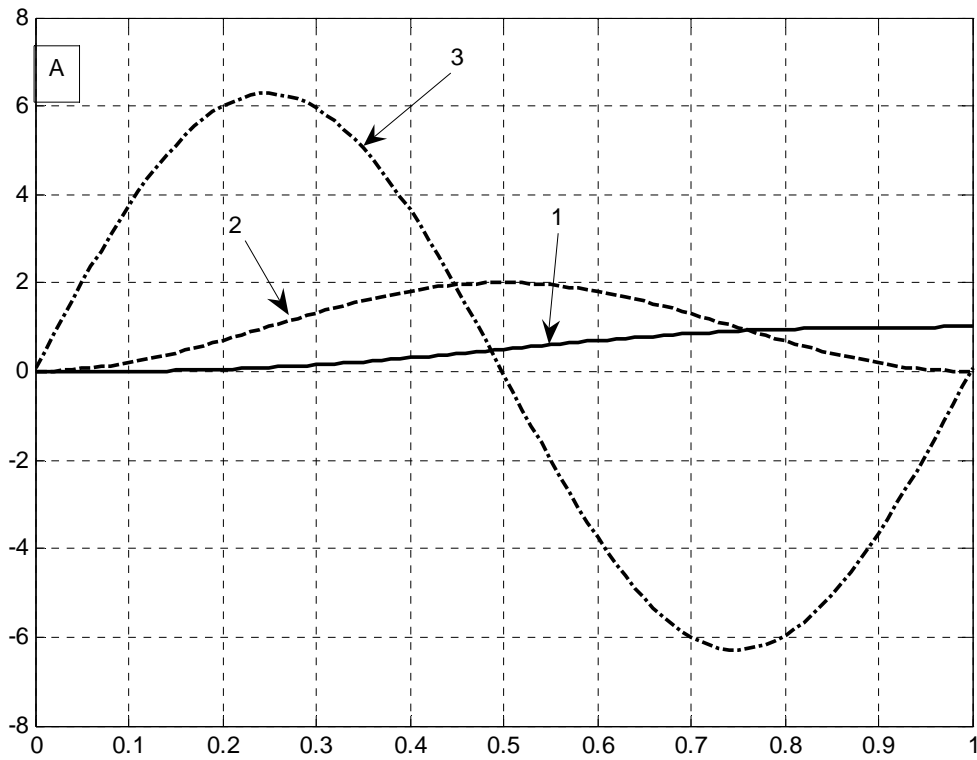
$$\frac{d\mu}{dT} = -\cos(2\pi \cdot T + Q_0) + 1 + T_{сем} ; \quad (7)$$

$$\frac{d^2\mu}{dT^2} = 2\pi \cdot \sin(2\pi \cdot T + Q_0) , \quad (8)$$

где Q_0 – начальная фаза колебаний биологического времени в онтогенезе растений, изменяется в радианах от начального значения до 2π , константа; $T_{сем}$ – биологическое время семян, отн. ед., константа .

Теперь нам осталось построить графики всех трех уравнений (6 – 8) на одном и том же рисунке для их сопоставления, для яровых (рис. 1А) и озимых форм (рис. 1В). При чтении рисунков необходимо отметить, что уравнение (6) – это устойчивая составляющая нормированной сухой биомассы роста растения, поэтому единицы измерения этого уравнения – нормированные граммы сухого вещества общей биомассы растения. Уравнение (7) – это скорость нормированного значения процесса фотосинтеза всего организма растения, согласно известному уравнению Давидсона и Филиппа [20], то есть скорость газообмена растения. Единицы измерения этого уравнения – нормированные граммы сухого вещества в единицу времени. Что касается уравнения (8), то это уравнение выражает характеристику процесса дыхания всего организма растения в онтогенезе. При этом, как мы видим, это не первая, как в уравнении процесса фотосинтеза (7), а вторая производная по переменной времени. В то же время, существующие методы измерения дыхания растения или его отдельных органов характеризуют этот процесс в единицах измерения грамм сухого вещества в единицу времени [21, 22]. То есть, получается, что мы вторую производную (дыхание)

$\mu, d\mu/dT, d^2\mu/dT^2$



T

Рис. 1 – Характеристики устойчивых составляющих процессов: роста – 1, фотосинтеза – 2, дыхания – 3, для яровых (А) и озимых форм (В) согласно теории колебаний ($Q_0 = 0.01\pi$ – график А; $Q_0 = 1.501\pi$ – график В).

измеряем интегральным показателем. Поэтому здесь, впервые получена дифференциальная оценка процесса дыхания, его устойчивая составляющая в онтогенезе растения, не зависящая от агрометеорологических условий.

Теперь рассмотрим графики яровых, рис. 1А, и озимых форм, рис. 1В. Как видно из данных, представленных на рис. 1А, дифференциальная характеристика дыхания в нулевой точке онтогенеза ($T=0$) отлична от нуля. То есть семена растений всегда дышат. Это зафиксировано в экспериментальных наблюдениях. В то же время, на рис.1А и рис.1В наблюдается сдвиг начальной фазы движения (колебания) дифференциальных процессов дыхания для яровых - рис.1А, и озимых форм - рис.1В. Кроме того, для процесса фотосинтеза, кривые 2 на рис.1, мы видим, что для яровых форм культурных растений скорость процесса фотосинтеза постепенно увеличивается, доходит до максимума и, затем снижается, в силу процессов старения организма растения. Точнее процессы старения организма растения для яровых форм культурных растений, очевидно, вызваны общим процессом колебаний биологического времени в онтогенезе, когда отталкиваясь от центрального процесса в растении – цветения, происходят колебания биологического времени: от состояния равновесия - «семена до посева», затем в момент цветения – максимальная скорость онтогенетического движения биологического времени и заканчивается такое колебание опять состоянием равновесия – «созревшие семена». В целом мы видим, что интегральный процесс – устойчивая составляющая роста μ (уравнение (6)) подчиняется сигмоидному закону роста, как для яровых, так и для озимых форм растений [23].

Отметим так же и то, что дифференциальная характеристика процесса дыхания в онтогенезе, как для яровых, так и для озимых форм культурных растений никогда не бывает постоянной величиной – она всегда изменяется по отношению к оси времени. То есть процесс дыхания происходит в растении как в весенне-летний период, так и в период перезимовки. То же самое можно отметить и для процесса фотосинтеза, только следует учитывать его скорость прохождения или интенсивность. Так, в период перезимовки, скорость процесса фотосинтеза является минимальной. Этот анализ целиком и полностью касается устойчивых составляющих роста, фотосинтеза и дыхания растений, не зависящих от погодных, агрометеорологических условий.

Результаты исследования и их анализ. Теперь представим динамическую модель роста общей биомассы культурных растений, как яровых, так и озимых форм. Отличие яровых от озимых характеризуется только лишь параметрами такой модели.

Развитие. Для начала расчетов необходимо определить биологическую ось времени, которая бы выражала возраст растений и по отношению к которой, мы могли бы определять интересующие нас процессы, проходящие в онтогенезе растений. Для этого мы воспользуемся следующим уравнением [24, 25], состоящим из двух кусков:

$$T^{j+1} = T_{сем} + T^j + DT_{opt} \cdot U_{SR}^j, \quad T_{сем} < T \leq 0.5; \quad (9)$$

$$T^{j+1} = T^j + \frac{DT_{opt}}{U_{SR}^j}, \quad 0.5 \leq T \leq 1, \quad (10)$$

где T – биологическая ось времени, изменяется от некоторого $T_{сем}$ до 1, отн. ед. биологического времени, где весь онтогенез составляет одну единицу биологического времени; $T_{сем}$ – биологическое время семян, отн. ед. биологического времени; DT_{opt} – константа, максимальная скорость развития, отн. ед. биологического времени·сут⁻¹; U_{SR} – уровень напряженности факторов внешней среды, изменяется от нуля (нулевая биологическая активность) до единицы (оптимальная биологическая активность), отн. ед.; j – номер суток расчетного периода.

Определив, таким образом, биологическую ось времени, мы теперь можем по отношению к ней рассматривать процессы роста растений.

Рост растений. Для описания роста общей сухой биомассы растений в зависимости от агрометеорологических условий в качестве основы, мы будем использовать устойчивую составляющую скорости процесса фотосинтеза растений (уравнение (7))

$$\frac{\Delta M^{j+1}}{\Delta t} = DM_{\max} \cdot U_{SR}^{j+1} \cdot \left[-\cos(2\pi \cdot T^{j+1} + Q_0) + 1 + T_{\text{сем}} \right], \quad (11)$$

где $\Delta M/\Delta t$ – реальная скорость роста общей, сухой биомассы посева растений, $\text{г}_{\text{с.в.}} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$; DM_{\max} – максимальная скорость роста общей, сухой биомассы посева растений в оптимальных условиях внешней среды, $\text{г}_{\text{с.в.}} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$.

Уровень напряженности агрометеорологических факторов. В первом приближении, мы будем рассматривать факторы света, тепла и влаги. При этом, при построении взаимосвязей мы воспользуемся фундаментальным принципом Либиха-Блекмана, который говорит о том, что фактор находящийся в минимуме определяет продуктивность роста растений:

$$\chi_{\text{свет}} = 1 - \exp(-C_i \cdot I_{\text{opt}} \cdot I_S); \quad (12)$$

$$\psi_{\text{тепло}} = 1 - a_t \cdot t_{\text{opt}}^2 (t_S - 1)^2; \quad (13)$$

$$\gamma_{\text{влажа}} = 1 - a_w \cdot W_{\text{opt}}^2 (W_S - 1)^2, \quad (14)$$

где $\chi_{\text{свет}}$ – нормированная световая кривая скорости фотосинтеза культуры, отн. ед; I_{opt} – оптимальный поток ФАР на верхней границе посева для прохождения процесса фотосинтеза с максимальной скоростью, $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$; I_S – нормированный, реальный поток ФАР на верхней границе посева, отн. ед; C_i – параметр световой кривой, вместе с величиной I_{opt} определяет степень изгиба световой кривой, $\text{м}^{-2} \cdot \text{Вт}^{-1}$; $\psi_{\text{тепло}}$ – нормированная температурная кривая фотосинтеза культуры, отн. ед; t_{opt} – оптимальная температура воздуха для прохождения процесса фотосинтеза культуры, $^{\circ}\text{C}$; t_S – нормированная, реальная температура воздуха внутри посева, отн. ед; a_t – параметр температурной кривой, наряду с величиной t_{opt} определяет критические точки прохождения процесса фотосинтеза: минимальную (критическую температуру вымерзания озимых), оптимальную и максимальную температуру воздуха для фотосинтеза, $^{\circ}\text{C}^{-2}$; $\gamma_{\text{влажа}}$ – нормированная влажностная кривая фотосинтеза культуры, отн. ед; W_{opt} – оптимальные запасы продуктивной влаги в корнеобитаемом слое почвы для прохождения процесса фотосинтеза, мм; W_S – нормированные, реальные запасы продуктивной влаги в корнеобитаемом слое почвы, отн. ед; a_w – параметр влажностной кривой фотосинтеза культуры, наряду с величиной W_{opt} определяет критические точки прохождения процесса фотосинтеза: минимальные, оптимальные и максимальные запасы продуктивной влаги в почве, мм^{-2} .

Для расчета потока ФАР на верхней границе посева используется стандартное уравнение С.И. Сивкова [26, 27]

$$I_{\text{ФАР}} = (12.66 \cdot SS^{1.31} + 315 \cdot (a+b)^{2.1}) \cdot \frac{41868}{3600 \cdot \tau_d}, \quad (15)$$

где $I_{\text{ФАР}}$ – поток ФАР на верхней границе посева, $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$; SS – продолжительность солнечного сияния в сутки, ч; $a+b=\sin h_0$ – где: h_0 – полуденная высота Солнца; τ_d – длина светлого времени суток, ч.

Нам остается найти реальные, нормированные значения потока ФАР, температуры воздуха и запасов продуктивной влаги в корнеобитаемом слое почвы:

$$I_S = \frac{I_{\Phi AP}}{I_{opt}} ; t_S = \frac{t_{возд}}{t_{opt}} ; W_S = \frac{W_{запасы}}{W_{opt}}, \quad (16)$$

где $t_{возд}$ – текущая температура воздуха, °C; $W_{запасы}$ – текущие запасы продуктивной влаги в корнеобитаемом слое почвы, мм.

Окончательно, уровень напряженности факторов внешней среды находится мультипликативным образом, где учтено влияние каждого фактора на скорость прохождения процесса фотосинтеза культуры

$$U_{SR} = \chi_{свет} \cdot \psi_{тепло} \cdot \gamma_{влажа} \cdot \quad (17)$$

Параметры модели для озимых и яровых форм растений. Мы рассмотрим различие параметров представленной модели на примере ярового ячменя (сорт «Одесский 115») и озимой пшеницы (сорт «Мионовская 61»), выращиваемых в условиях Киевской области ст. Мионовка в агрометеорологических условиях вегетации 1993 года. Посев ярового ячменя был произведен 22.04.1993 г., всходы появились 02.05.1993 г., цветение ярового ячменя наблюдалось 06.07.1993 г., полное созревание наблюдалось 02.08.1993 г. Весь вегетационный период (онтогенез), от посева до полного созревания ярового ячменя составил 102 суток вегетации. Посев озимой пшеницы был произведен 24.09.1992 г., всходы озимой пшеницы появились 08.10.1992 г., прекращение осенней вегетации наблюдалось 21.11.1992 г., возобновление вегетации наблюдалось 28.04.1993 г., цветение озимой пшеницы наблюдалось 18.06.1993 г., полная спелость наблюдалась 26.07.1993 г. Весь вегетационный период озимой пшеницы (онтогенез), от посева до полной спелости (включая перезимовку), составил 305 суток. Параметры динамической модели накопления общей сухой биомассы таких двух культур, как яровой ячмень и озимая пшеница представлены в табл. 1.

Таблица 1 – Параметры динамической модели роста общей сухой биомассы посева, для озимых и яровых форм культурных растений на примере ярового ячменя и озимой пшеницы

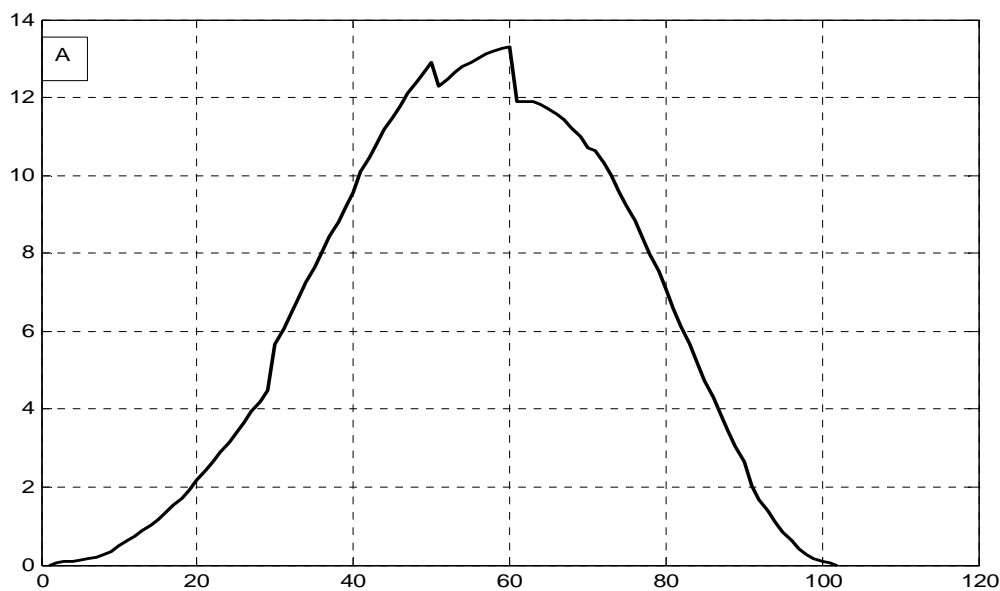
Культура	DT_{opt}	DM_{max}	Q_0	C_i	a_t	a_w	I_{opt}	t_{opt}	W_{opt}
Озимая пшеница	0.0044	4.70	1.51π	0.01	0.00077	0.000031	420	18.0	180
Яровой ячмень	0.0098	7.50	0.01π	0.01	0.00175	0.000040	420	18.0	142

Примечание к таблице: DT_{opt} – константа, максимальная скорость развития, отн. ед. биологического времени·сут⁻¹; DM_{max} – максимальная скорость роста общей, сухой биомассы посева растений в оптимальных условиях внешней среды, г·с.в.·м⁻²·сут⁻¹; Q_0 – начальная фаза колебаний биологического времени в онтогенезе растений, изменяется в радианах от начального значения до 2π, константа; C_i – параметр световой кривой, вместе с величиной I_{opt} определяет степень изгиба световой кривой, м⁻²·Вт⁻¹; a_t – параметр температурной кривой, наряду с величиной t_{opt} определяет критические точки прохождения процесса фотосинтеза: минимальную (критическую температуру вымерзания озимых), оптимальную и максимальную температуру воздуха для фотосинтеза, °C⁻²; a_w – параметр влажностной кривой фотосинтеза культуры, наряду с величиной W_{opt} определяет критические точки прохождения процесса фотосинтеза: минимальные, оптимальные и максимальные запасы продуктивной влаги в почве, мм²; I_{opt} – оптимальный поток ФАР на верхней границе посева для прохождения процесса фотосинтеза с максимальной скоростью, Вт·м⁻²; t_{opt} – оптимальная температура воздуха для прохождения процесса фотосинтеза культуры, °C; W_{opt} – оптимальные запасы продуктивной влаги в корнеобитаемом слое почвы для прохождения процесса фотосинтеза, мм;

Опираясь на эти параметры (табл. 1), были проведены расчеты на ЭВМ с учетом агрометеорологических данных вегетации озимой пшеницы и ярового ячменя 1993

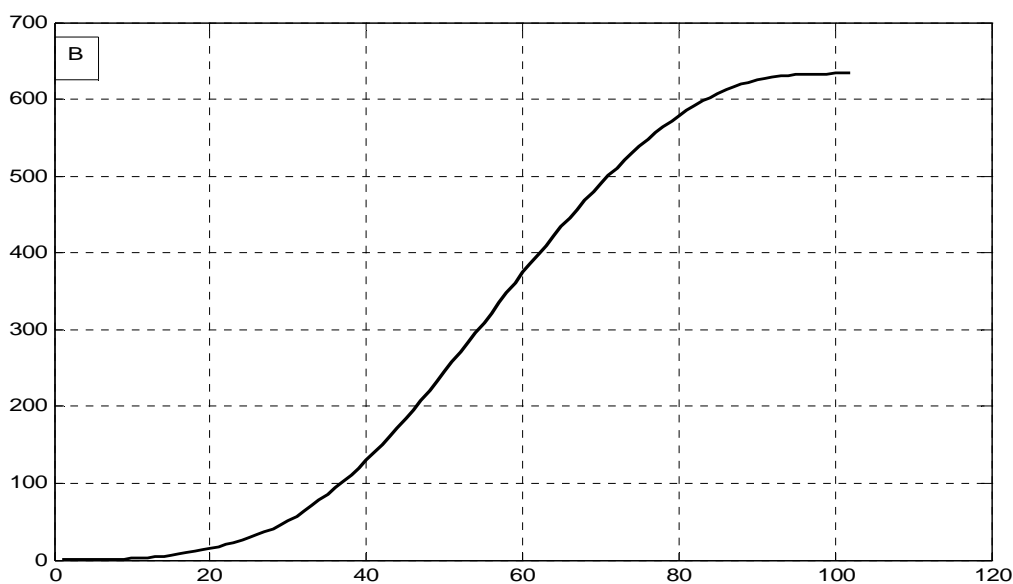
года. При расчетах бралась среднедекадная температура воздуха, запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы, среднедекадное число часов солнечного сияния в период онтогенеза. Результаты расчетов представлены на рис. 2 и рис. 3.

$$\Delta M/\Delta t, \text{Г}_{\text{с.в.}} \cdot \text{М}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$$



сутки от посева

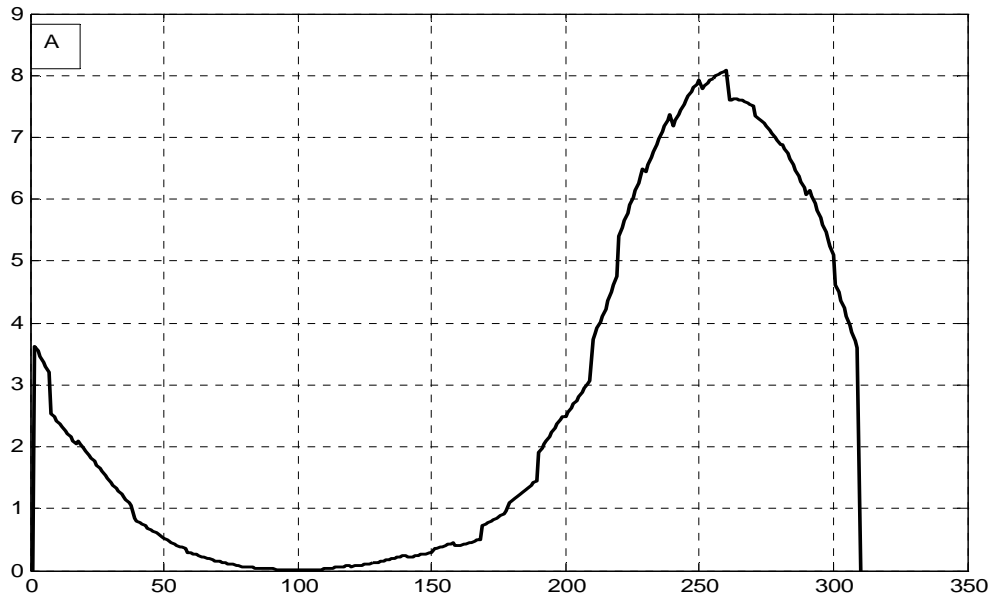
$$M, \text{Г}_{\text{с.в.}} \cdot \text{М}^{-2}$$



сутки от посева

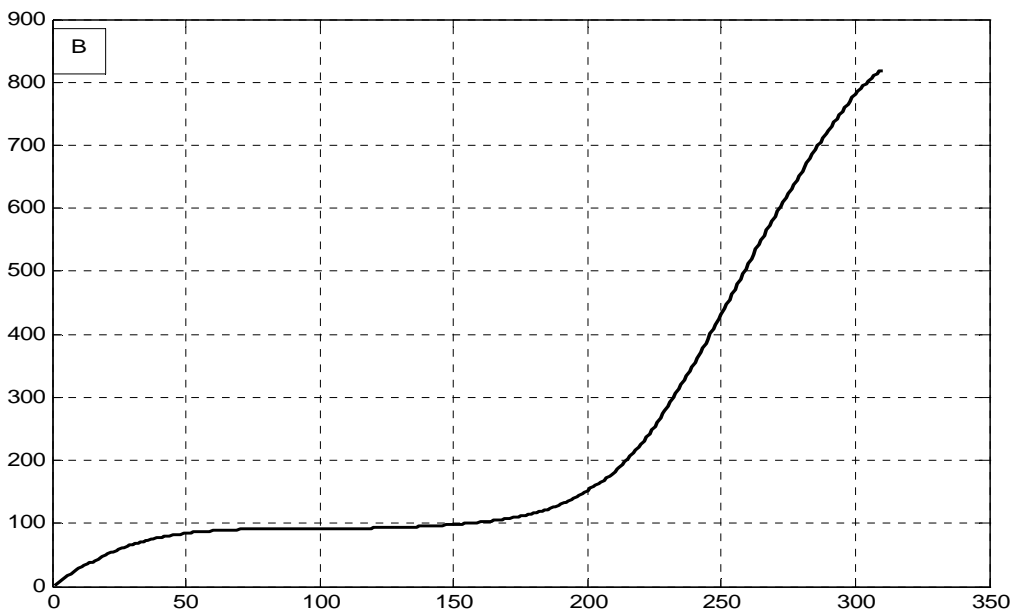
Рис. 2 – Скорость фотосинтеза (А) и рост общей сухой биомассы (В) посева ярового ячменя в агрометеорологических условиях вегетации 1993 года.

$\Delta M/\Delta t, \text{г}_{\text{с.в.}} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$



Сутки от посева

$M, \text{г}_{\text{с.в.}} \cdot \text{м}^{-2}$



Сутки от посева

Рис. 3 - Скорость фотосинтеза (А) и рост общей сухой биомассы (В) посева озимой пшеницы в агрометеорологических условиях вегетации 1992 - 1993 года.

Отметим, что как для яровых культур, так и для озимых культур данная модель интегрирует всю сухую биомассу, которая образуется в процессе роста растений, с учетом отмирающих частей растения в процессе старения или в процессе перезимовки. Процесс старения и отмирания отдельных частей растения не рассматривается. В этом смысле мы получаем всю продуцируемую сухую биомассу, которая образуется в

процессе фотосинтеза. Именно поэтому для озимых (рис. 3 В) отрастание весной, на 150-е сутки от посева, началось со значений общей сухой биомассы в $100 \text{ г}_{\text{с.в.}} \cdot \text{м}^{-2}$.

Выводы. Таким образом, проведенные расчеты по двум культурам (яровой ячмень и озимая пшеница) убедительно показали и подтвердили правильность выбранной, устойчивой составляющей логистической кривой роста растений, где яровые и озимые формы отличаются начальной фазой колебаний во всем онтогенезе. Нормированные кривые света, тепла, влаги обеспечивают подбор параметров с учетом критических значений вымерзания озимых, минимальных, оптимальных и максимальных значений температуры воздуха, влажности почвы, прихода ФАР для прохождения процесса фотосинтеза, дыхания и общего роста растений. Дальнейшее развитие предложенного подхода к предложенным расчетам может заключаться во включении в данную модель функций распределения ассимилятов, которые позволят вести динамический расчет роста отдельных органов растений, их отмирание, включая перезимовку и учитывать повреждения растений от низких температур.

Список литературы

1. *Моисейчик В.А.* Агрометеорологические условия и перезимовка озимых культур. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1975. – 295 с.
2. *Палагин Э.Г.* Математическое моделирование агрометеорологических условий перезимовки озимых культур. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1981. – 191 с.
3. *Личикаки В.М.* Перезимовка озимых культур. – Москва: «Колос», 1974. – 207 с.
4. *Коровин А.И.* Растения и экстремальные температуры. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1984. – 271 с.
5. *Петунин И.М.* К вопросу вымерзания озимых посевов пшеницы и ржи // Труды ЦИП. – 1949. – Вып. 18(45). – С. 36 – 37.
6. *Уланова Е.С.* Агрометеорологические условия и урожайность озимой пшеницы. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1975. – 302 с.
7. *Антоненко В.С.* Научно-методические основы идентификации параметров модели влияния агрометеорологических условий на рост, развитие и формирование урожая озимой пшеницы // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - 2001. - Вип. 43. – С. 98 – 105.
8. *Антоненко В.С.* Моделирование влияния агрометеорологических условий на процесс закаливания и перезимовку озимой пшеницы // Український гідрометеорологічний журнал. – 2006. - №1. – С. 95 – 103.
9. *Антоненко В.С.* Моделирование влияния агрометеорологических условий на процесс прорастания семян озимой пшеницы // Український гідрометеорологічний журнал. – 2009. - №5. – С. 158 – 162.
10. *Антоненко В.С.* Моделирование осенней вегетации озимой пшеницы // Вісник ОДЕКУ. – 2009. – Вип. 8. – С. 133 – 139.
11. *Туманов И.И.* Физиология закаливания и морозостойкость растений. – Москва: «Наука», 1978. – 350 с.
12. *Куперман Ф.М., Ржанова Е.И.* Биология развития растений. – Москва: «Высшая школа», 1963. – 450 с.
13. *Куперман Ф.М., Моисейчик В.А.* Методическое пособие. Оценка состояния озимых зерновых культур методом биологического контроля в осенний, зимний и весенний периоды. – Москва: Московское отделение Гидрометеоиздата, 1977. – 24 с.

14. Обручева Н.В., Ковалёв А.Г. О физиологической интерпретации сигмоидных кривых роста органов растений // Физиология растений. – 1979. – Т. 26. – Вып. 5. – С. 1029 – 1043.
15. Наумов М.М. Модель роста общей биомассы сельскохозяйственных культур, построенная на основе логистической кривой // Вісник ОДЕКУ. – 2010. – Вип. 9. – С. 63 – 72.
16. Наумов М.М. Простая модель развития и роста сельскохозяйственных культур // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. – 2009. - № 2[10], Декабрь 2009 г. – С. 218 – 227.
17. Самойленко А.М., Кривошея С.А., Перестюк Н.А. Дифференциальные уравнения: примеры и задачи. – Москва: «Высшая школа», 1989. – 383 с.
18. Крауфорд Ф. Волны. – Москва: «Наука», 1984. – 511 с.
19. Стрелков С.П. Введение в теорию колебаний. – Москва: «Наука», 1964. – 437 с.
20. Davidson J.L. Phillip J.R. Light and pasture growth // In.: Climatology and Microclimatology. - UNESCO. – 1958. – P. 181 – 187.
21. Фотосинтез, продукционный процесс и продуктивность растений. – Киев: «Наукова Думка», 1989. – 152 с.
22. Голик К.Н. Темновое дыхание растений. – Киев: «Наукова Думка», 1990. – 136 с.
23. Синнот Э. Морфогенез растений. – Москва: Из-во иностранной литературы, 1963. – 603 с.
24. Наумов М.М. Рост растений и биологическое время // Вісник ОДЕКУ. – 2005. – Вип. 1. – С. 72 – 78.
25. Наумов М.М. Рост растений и биологическое время. Результаты расчетов // Вісник ОДЕКУ. – 2006. – Вип. 2. – С. 101 – 107.
26. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1983. – 175 с.
27. Сиротенко О.Д. Математическое моделирование вводно-теплого режима и продуктивности агроэкосистем. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1981. – 167 с.

Онтогенетичні коливання біологічного часу рослин: ярові та озимі форми.

Наумов М.М.

На основі теорії коливань була запропонована єдина динамічна модель росту загальної сухої біомаси, процесів фотосинтезу і дихання рослин для озимих та ярових форм. Враховуються критичні температури вимерзання озимих, мінімальні, оптимальні і максимальні значення чинників зовнішнього середовища: приходу ФАР, температури повітря, вологості ґрунту. Основна відмінність ярових і озимих форм рослин забезпечується початковою фазою коливань стійкої становлячої логістичної кривої росту загальної сухої біомаси рослин в онтогенезі.

Ключові слова: ріст, розвиток, фотосинтез, дихання, логістична крива, час, онтогенез, зимівля, чинники середовища.

Ontogenetic vibrations of biological time of plants: spring and winter forms.

Naumov M.M.

On the basis of theory of vibrations the single dynamic pattern of growth of general dry mater biomass, processes of photosynthesis and rate of plants for winter and spring forms is offered. The critical temperatures of deaths of winter are taken into account, minimum, optimum and maximal values of factors of external environment: arrival of FAR, temperatures of air, water of soil. The fundamental difference of spring and winter forms of plants is provided by the initial phase of vibrations of steady making logistic curve of growth of general dry mater biomass of plants in ontogenesis.

Keywords: growth, development, photosynthesis, rate, logistic curve, time, ontogenesis, wintering, factors of environment.

Л. В. Лебедь, канд. геогр.н.

*Казахский научно-исследовательский институт экологии и климата
Министерства охраны окружающей среды Республики Казахстан*

АГРОКЛИМАТИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ФИТОМЕЛИОРАЦИИ ПАСТБИЩНЫХ ЗЕМЕЛЬ В КАЗАХСТАНЕ

Представлены результаты агроклиматического районирования пастбищных земель в пустынной зоне Казахстана для целей фитомелиорации, как составляющей современной системы кормопроизводства и управления пастбищами.

***Ключевые слова:** природные пастбища, агроклиматическое районирование, деградация растительности, фитомелиорация*

Введение. Практика пастбищепользования, сложившаяся в Казахстане к 60-тым годам прошлого столетия в условиях жесткой административной системы управления сельским хозяйством, не отвечает сегодняшним требованиям рационального, экологически сбалансированного ведения хозяйства. В результате многолетнего воздействия отрицательных факторов природопользования, включая нерегламентированный выпас животных, бесконтрольные действия на пастбищных землях организаций промышленного и военного комплексов, необоснованную распашку малопродуктивных земель в сухостепной зоне центрального региона, предгорьях юга и юго-востока, обусловивших перегрузку скота на участках с естественной растительностью, пастбищам Казахстана был нанесен невосполнимый ущерб. На конец минувшего столетия опустыниванием было охвачено 2724,9 тыс. км² или 44.2 % от общей площади аридных земель в Республике [1,2,3,4].

Ненормированная антропогенная деятельность, в сочетании с жесткими условиями современного климата, неблагоприятным прогнозом его перспективного изменения на текущее столетие, затянувшимися государственными реформами сельскохозяйственной отрасли, определяет достаточную неустойчивость современных пастбищ как природных экосистем, затрудняет процессы становления и развития животноводства, отрицательно сказывается на социально-экономических условиях жизни сельского населения.

Для повышения продуктивности пастбищных земель, улучшения их экологического состояния и сбалансированного использования климатических, почвенных и растительных ресурсов требуется восстановить систему пастбищного кормопроизводства в Казахстане. Наряду с планомерным использованием и охраной пастбищ, она включает также мероприятия по их восстановлению путем создания многолетних агрофитоценозов на участках с деградированной растительностью.

Объект исследования, биоэкологическое состояние. В Казахстане площадь пастбищных земель составляет около 182 млн. га, из которых 71 млн. приходится на пустынную зону. Состояние и развитие пастбищного животноводства, традиционной отрасли сельского хозяйства, определяется биоэкологическим состоянием и продуктивностью естественной растительности. На пастбищах до начала 90-ых годов минувшего столетия выпасалось до 95 млн. скота (в условных головах овец), что в условиях неравномерного его размещения по территории, определяло местами значительные нагрузки скота, превышающие допустимые экологические нормы.

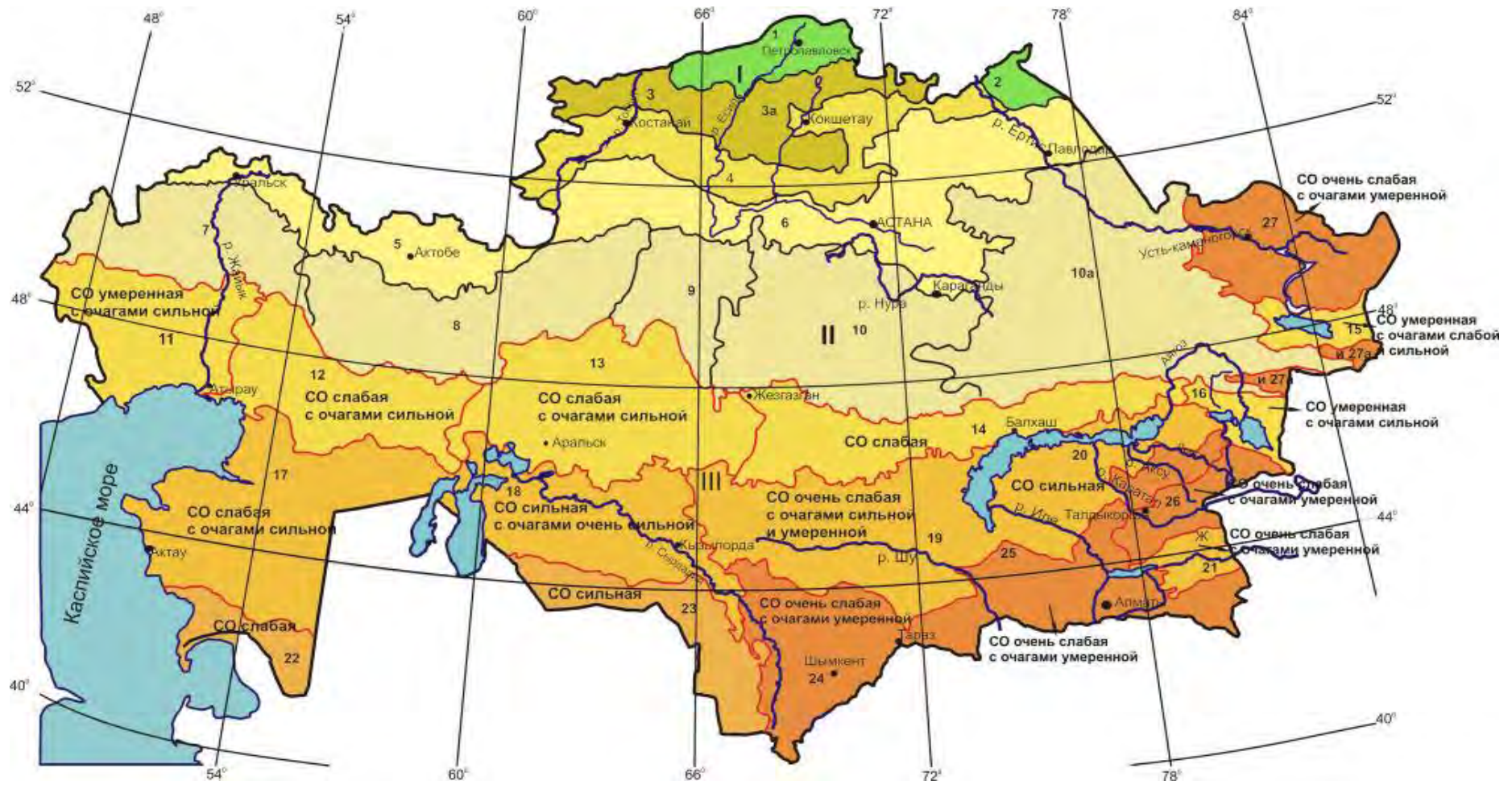
На пастбищных землях наибольшее распространение получил такой тип опустынивания, как деградация растительного покрова. В пустынной зоне площадь пастбищ с деградированной растительностью на 2005 год составляла более 30 млн. га

или 44 %, из которых сильно деградированные «сбитые» пастбища составляли 13 млн.га (рис.1).

На карте видно, что для Северной пустыни характерно опустынивание пастбищных земель от слабого до умеренного, с отдельными очагами сильного. Пастбища в пределах Средней пустыни наиболее контрастные, по экологическому состоянию, от очень слабого до очень сильного опустынивания (Аральско-Кызылкумский и Южно-Прибалхашский районы). Южная пустыня также экологически контрастна, от слабого опустынивания пастбищ (Южно-Прикаспийский район), до сильного (Жанадарьинско-Кызылкумский). Предгорные пустыни повсеместно характеризуются слабой деградацией растительности с очагами умеренной. В случаях сильной деградации на пастбищах распространяются кратковременно-производные неустойчивые растительные сообщества, в сложении которых встречаются в большом обилии сорные ядовитые виды с низкой продуктивностью. Очень сильно деградированные пастбища характеризуются коренными необратимыми изменениями в сообществах, представленных разреженными однолетними плохо поедаемыми и ядовитыми растениями. Локальные очаги техногенного опустынивания на пастбищах получили в Казахстане распространение в местах промышленного освоения и обогащения полезных ископаемых, в основном в Мойынкумско-Бетпақдалинском природном регионе. В Прикаспийском и частично Аральско-Кызылкумском регионах техногенное опустынивание приурочено к местам добычи и транспортировки углеводородного сырья. Ярко выраженное опустынивание пастбищных земель отмечается на осушенном дне Аральского моря, где за последние десятилетия появились новые формирования из суккулентной галлофитной растительности [1,4]. Невзирая на то, что количество скота в Казахстане в конце минувшего столетия резко сократилось (на 2005 год составляло около 45 млн. голов) и нагрузки скота на пастбища уменьшились, проблема оптимального пользования и сохранения пастбищных угодий в Казахстане остается довольно острой. Площадь улучшаемых ранее пастбищ составляла на 2005 год всего около 5 млн. га.

Внедрение эффективных технологий создания агрофитоценозов на деградированных участках аридных пастбищ предусматривает увеличение их емкости, повышение устойчивости растительного покрова к неблагоприятным природным явлениям и антропогенному воздействию [5,6]. Различные эдафические условия (почвенные, климатические, степень деградации растительности) обуславливают различные методы фитомелиорации пастбищ. Почва и состояние растительности определяют соответствующие агроприемы. От мезо-и микроклиматических условий местности, агрометеорологических условий года зависят всходы и степень приживаемости растений-фитомелиорантов, т.е. успешное проведение мероприятий по улучшению пастбищ. В этой связи важным является агроклиматическое районирование пастбищной территории, которое позволяет оценить местные агроклиматические ресурсы и рекомендовать размещение и сроки проведения фитомелиоративных мероприятий в различных агроклиматических условиях, с учетом сезонных погод и неблагоприятных гидрометеорологических явлений для выживания растений-фитомелиорантов в первый год их жизни.

Научные предпосылки фитомелиорации пастбищ. В последние десятилетия минувшего столетия в Казахстане и странах Центральной Азии были получены весомые результаты по разработке научно-технических основ ведения пастбищного хозяйства в аридных районах. В том числе разработан комплекс фитомелиоративных, агротехнических, лесомелиоративных, селекционно-интродукционных мероприятий, направленных на повышение продуктивности и устойчивости аридных экосистем [7, 8,



I- Лесостепь; II-Степь; III- Пустыни. CO- степень опустынивания по природным районам (11- 27)

Рис. 1 - Эколого-геоботаническое районирование Казахстана по степени опустынивания. М 1:10 000 000.
(По Л. Я. Курочкиной и Г. Макулбековой, 2007)

9, 10, 11, 12]. Комплекс этих действующих мер и приемов составляет систему устойчивого кормопроизводства и управления аридными пастбищами, включая:

- восстановление на пастбищах ранее действующих сооружений для водопоя скота на базе поверхностных и подземных вод, с переводом их на автономный режим энергопитания от возобновляемых источников энергии;

- внедрение в практику рациональных систем использования пастбищ, в том числе пастбищеоборотов на базе культурных огороженных участков;

- применение эффективных природоохранных технологий, в первую очередь создание на пастбищах многолетних агрофитоценозов, с последующим разносезонным использованием в системе пастбищеоборота, а также пастбищезащитных насаждений из древесных кустарниковых форм;

- производство дополнительных кормов путем посева засухоустойчивых многолетних кормовых трав в условиях естественного увлажнения и полива на базе подземных вод.

Современная практика и технологии фитомелиорации аридных пастбищ основываются на теории, которая разрабатывалась на протяжении многих лет в институте пустынь Академии наук Туркмении Н.Т. Нечаевой и другими [5], Всесоюзном НИИ каракулеводства З.Ш. Шамсутдиновым и другими [6,11,13], другими институтами [14]. Теория основана на концепции флористически-ценотической неполноценности природных фитоценозов т. е. наличия в них определенных недоиспользуемых резервов. Флористически неполноценные антропогенные варианты природных фитоценозов не в состоянии эффективно использовать материально-энергетические ресурсы среды и поэтому их продуктивность ниже потенциально-возможной. Наличие неосвоенных экологических ниш и недоиспользуемых ресурсов – важный экологический резерв обогащения видовой и популяционной структуры антропогенных фитоценозов и формирования дополнительной фитомассы. В этой связи посевы и подсевы из смеси кустарников, полукустарников и трав, способных освоить экологические ниши, могут служить радикальным средством фитомелиорации пустынных пастбищ [5, 11].

Также, не менее важно учитывать в практике фитомелиораций пастбищ концепцию типов стратегии жизни растений, разработанную ранее Л.Г. Раменским [15]. В данном случае подразумевается наличие у растений адаптивных признаков и свойств, развитых в процессе эволюции, которые обеспечивают возможность виду обитать совместно с другими организмами и занимать определенное положение в фитоценозе. Л.Г. Раменским и D. Grime [16] установлено три типа жизненной стратегии растений: виоленты (конкуренты) которые способны устойчиво и длительно доминировать в сообществе, патиенты (стресс-толеранты), которые способны существовать в жестких условиях среды и эксилеранты (рудералы), которые, обладая низкой конкурентноспособностью, могут быстро занимать освобождающуюся территорию.

В теории фитомелиорации аридных пастбищ незаменимой является концепция взаимодополняемости видов, которую необходимо учитывать при организации долголетних многоярусных пастбищ. Установлено, что продуктивность пастбищного агрофитоценоза определяется общим потенциалом сообщества, формируемым в результате взаимодействия видов и жизненных форм растений. Важной составляющей теории фитомелиорации является учет преобразовательных возможностей различных агротехнологий, включающих:

- *коренное улучшение* деградированных полынных пастбищ на и мелкобугристых слабо заросших песках, которое предусматривает создание долголетних пастбищ путем вспашки почвы и посева многолетних растений –

мелиорантов с улучшением экологических условий для их дальнейшего произрастания [8,13,17, 18];

- *поверхностное улучшение*, которое выполняется путем подсева семян дикорастущих и культурных кормовых растений на приколлдезных обарханенных песках, а также грядово-бугристых слабозаросших песках с изреженным травостоем на незадернованных почвах малого проективного покрытия [11, 12, 19];

- *создание пастбищезащитных лесных полос и лесопастбищных насаждений* в песчаных пустынях с деградированной растительностью путем введения в культуру древесно-кустарниковой растительности: саксаула, жузгуна, эфедры, черкеза;

- *лесомелиорация солончаков и засоленных почв* на осушенных участках бывшего дна Аральского моря, путем посадки в траншеи с предварительным пескованием, саженцев саксаула черного, тамарикса и других галофитов из семейства маревых, а также на подвижных песках, путем создания защитных насаждений для их закрепления из крупных кустарников [20, 21, 22];

- *посадки саксаула и других древесно-кустарниковых видов на такыровых землях* с использованием поверхностного стока такыров для полива саженцев [23, 24].

Как показывают результаты многолетних полевых наблюдений, проводимых различными исследователями на пустынных пастбищах Казахстана и других стран Центральной Азии, основным определяющим фактором условий произрастания естественной растительности является влага, в сочетании с температурным режимом. В том числе, исследователями отмечалось, что обильные всходы и высокий процент приживаемости молодого подроста у естественных видов приходится на годы максимального урожая эфемерово-растительности [25, 26, 27, 28].

Основной задачей агротехнических приемов, применяемых при создании пастбищных агроценозов в аридной зоне, является создание благоприятных условий увлажнения для роста и развития всходов и высаженных саженцев растений [29]. От количества накопленной влаги в почве, ее сохранения и использования зависит успех приживаемости растений и в последующем запасы первичной продукции на пастбищах.

Агроклиматические ресурсы и агроклиматическое районирование для целей фитомелиорации пустынных пастбищ. Природно-климатические условия, закономерно изменяясь по территории, обуславливают зональный характер размещения сельскохозяйственных мероприятий. Вместе с тем, распределение видов и способов мероприятий, осуществляемых в пределах крупных природных районов, также определяются особенностями регионального климата, почвенными разностями, рельефом местности. С учетом этих факторов, А. М. Шульгиным [30] на территории бывшего СССР было выделено пять природно-мелиоративных зон: лесная, лесостепная, степная, полупустынная и пустынная. В число важнейших мелиоративных мероприятий, рекомендованных им для полупустынной и пустынной зон, входит фитомелиорация и агролесомелиорация.

Для агроклиматического обоснования вопросов оптимального размещения, способов и сроков проведения фитомелиоративных мероприятий на пастбищных землях в настоящих исследованиях применялось частное агроклиматическое районирование. Особенностью частного природного районирования является детальный эколого-географический подход, комплексный учет климатических и почвенных ресурсов с оценкой благоприятности условий для возделывания культуры (культур) и формирования продукции. Ранее частное агроклиматическое районирование применялось Вериги С.А. и Разумовой Л.А. для оценки эффективности орошения [31], А.М. Шульгиным для районирования снежных мелиораций [30],

Ю.И. Чирковым для обоснования размещения посевов кукурузы [32] и решения других агроклиматических задач. Методические основы агроклиматического районирования разрабатывались Н.В. Гулиновой, Л. С. Кельчевской, З. А. Мищенко [33, 34, 35], для пастбищных территорий А.П. Федосеевым [25], П.И. Колосковым [36], в зависимости от масштаба местности, выделялись микро-, мезо- и макроклиматические мелиорации для оптимизации условий среды произрастания растений.

Агроклиматическое районирование пустынной пастбищной территории Казахстана по условиям проведения фитомелиорации выполнялось на мезоклиматическом уровне. В этой связи основные агроклиматические ресурсы пустынь представлялись годовыми величинами атмосферных осадков и суммами активных температур за вегетационный период пастбищной растительности. За интегральные показатели условий влагообеспеченности растительности принимались запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы и показатель увлажненности ПВ, получаемые расчетным путем. В качестве исходной информации использовались многолетние метеорологические данные за 1978-2007 гг. по 37 пустынным станциям национальной гидрометслужбы Казахстана. Районирование территории выполнялось на основе анализа ресурсов тепла, влаги и степени благоприятности агроклиматических условий для получения всходов растений-фитомелиорантов и их приживаемости в первый год жизни, с учетом видового состава растений, разновидности почвы и условий агротехники.

В пустынной зоне накапливается достаточное количество тепла за теплый период года. Общие ресурсы тепла за период вегетации пастбищных растений, который ограничен переходом температуры воздуха через 3...5°C весной и осенью, показаны на карте в виде сумм активных температур выше 4°C (рис. 2). На равнинах пустынь они изменяются от 3400°C до 5000°C уменьшаясь в предгорьях до 3200°C и в низкогорьях до 1600°C и менее. Вместе с тем, как было показано ранее А.П. Федосеевым [25], значительное количество тепла в пустыне не используется пастбищной растительностью по причине недостаточности влаги. Количество так называемого «активного» тепла составляет на пустынных равнинах от 1000°C и менее, увеличиваясь до 2700°C в местах с отрицательными формами рельефа и лучшими условия увлажненности за счет грунтовых вод. Всего в пустынях на активный период вегетации пастбищной растительности приходится от 25...30% аккумулированного тепла на равнинах и до 40% в предгорьях.

Основным фактором условий среды, лимитирующим создание в пустыне искусственных агрофитоценозов на расширенных площадях, является влага атмосферных осадков. Годовые суммы атмосферных осадков составляют на равнинах пустыни 125...250 мм, увеличиваясь на низкогорьях до 400 мм, в предгорье и низкогорье юга и юго-востока до 600...800 мм и более. Максимальные величины осадков приходятся на весенний период (март-май). В годовом разрезе действительные суммы осадков могут колебаться в пределах 50...500 мм на равнинах и 250...1000 мм и более в предгорьях и на низкогорьях. При таком пространственно-временном распределении годовых осадков создаются резко отличительные условия увлажненности для растений-улучшателей, отсюда различные результаты фитомелиоративных мероприятий. В результате полевых опытов проводимых И. И. Алимаевым в условиях предгорных пустынь [29], выявлено, что для успешной фитомелиорации пастбищ путем коренного улучшения требуется не менее 250 мм годовых осадков для посевов злаковых и не менее 200 мм для посевов растений-улучшателей из семейства маревых. Поскольку допустимые на практике уровни природного риска возделывания сельскохозяйственных культур составляют 25%, то в качестве условий успешного проведения фитомелиоративных мероприятий на

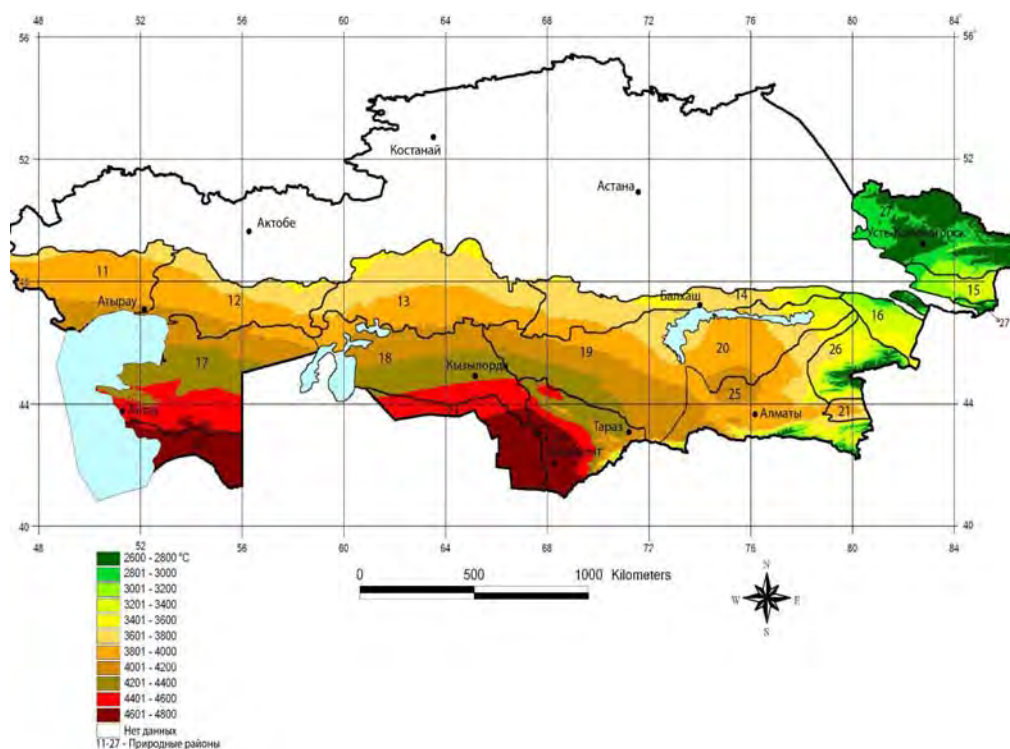


Рис. 2 - Суммы активных температур воздуха в пустынях Казахстана за вегетационный период пастбищных растений.

пастбищах были приняты суммы годовых осадков 75-процентной обеспеченности, соответственно по видам растений - улучшателей. На рис. 3 представлена карта с годовыми осадками 75-процентной обеспеченности, которая используется при оценке целесообразности проведения коренного улучшения пастбищ в условиях естественного увлажнения пустынной зоны Казахстана. В зимний период на пустынных пастбищах выпадает 25...35% осадков в виде снега, что обеспечивает на начало весны накопление в метровом слое почвы запасов продуктивной влаги от 40...80 мм на равнинах и до 120 и более в предгорьях. При запасах на весну продуктивной влаги на пастбищах 60% НПВ и более, агроклиматические условия можно оценивать как благоприятные для выживания растений-фитомелиорантов в первый год их жизни. В процессе агроклиматического районирования пустынной территории была получена карта вероятностей влажных весен с запасами почвенной влаги 60% НПВ и более, которые достаточно разнятся по территории: от 20% и менее до 60..80%.

Растения, создающие искусственный агрофитоценоз, проходят в первый год жизни три стадии развития: прорастание семян - всходы, укоренение и приживаемость. Благоприятное сочетание тепла и влаги в эти основные критические для растений периоды определяют успех фитомелиоративных работ на пастбищах.

Посев-всходы. Для прорастания семян и появления всходов требуется свет, оптимальная температура воздуха и почвы, влажности почвы и воздуха. В результате полевых наблюдений на пастбищах Туркмении и Казахстане было выявлено, что массовое прорастание семян и появление всходов растений из семейства маревых отмечаются при запасах влаги 10...20 мм в верхнем слое почвы 0...10 см [27, 37]. Также, для прорастания семян требуется предварительное воздействие на них переменных температур (от положительных до отрицательных) на протяжении от 3...6 до 20 суток, способствующих завершению гидролитических реакций в семени, или стратификации [6, 27]. Массовые всходы растений-фитомелиорантов приходятся на

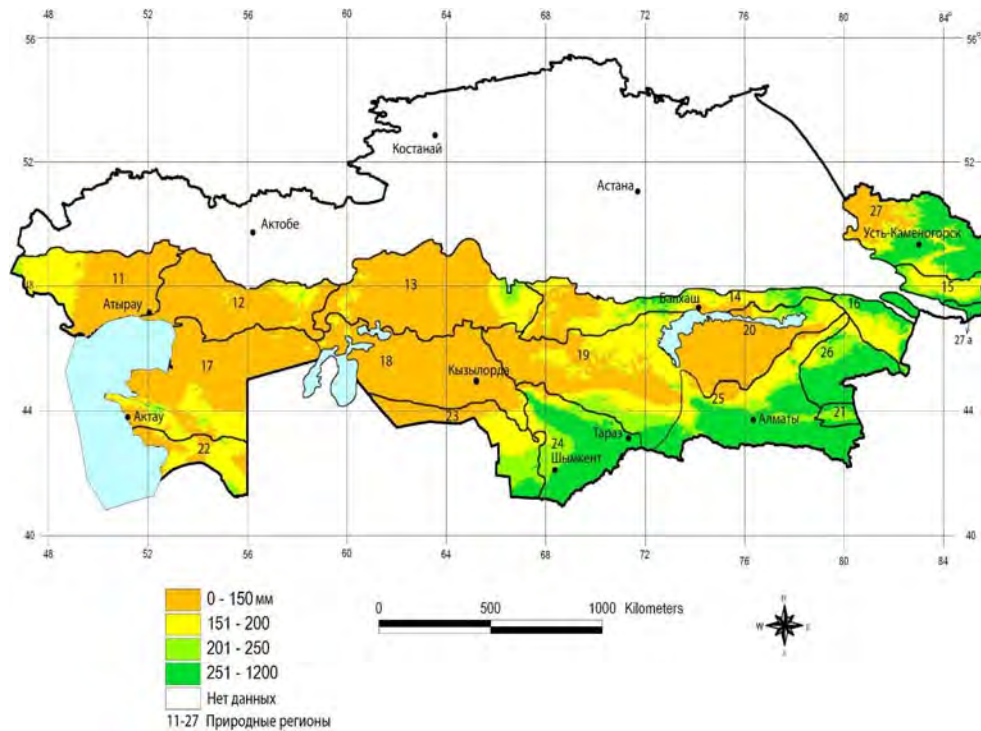


Рис. 3 - Годовое количество атмосферных осадков (мм) в пустынях Казахстана 75- процентной обеспеченности.

декаду с температурой воздуха плюс 8...10°C. В теплый период года для предотвращения от высыхания проросших семян, которые размещаются в поверхностном слое почвы, необходима повышенная (не менее 44%) влажность воздуха. Такое сочетание агрометеорологических условий для прорастания семян и появление всходов может быть обеспечено как подзимними, так и ранневесенними сроками сева. Для растений, высеваемых в пустыне под зиму, существует угроза погибнуть после устойчивого, на протяжении 5..7 суток и более, повышения дневных температур воздуха до плюс 10..13 и 16°C, которые провоцируют прорастание семян. С понижением в последующий период ночных температур воздуха до минус 5...7°C, проросшие семена погибают. Массовые всходы растений- мелиорантов обычно приходятся на весеннюю декаду с температурой воздуха 8...10°C. Опасными для всходов являются весенние заморозки на поверхности почвы. Заморозки до минус 2°C вызывают повреждение всходов до 20%, а при заморозках минус 7...10°C отмечается полная их гибель [26, 37].

Развитие всходов (укоренение). С появлением всходов отмечается интенсивный рост подземной части растений, обеспечивающей благоприятные условия для роста и развития надземной части растения. Рост корней зависит, главным образом, от условий влагообеспеченности. Хорошо развитая корневая система способна использовать влагу не только быстро иссушающихся верхних горизонтов почвы, но и более глубоких. Условия влагообеспеченности растений- мелиорантов в период укоренения оцениваются по показателю влагообеспеченности ПВ. В соответствии Н.Нечаевой и А. Федосеевым [6, 25], хорошие условия увлажнения для укоренения всходов отмечаются при величинах ПВ равных 0,80 и выше. В этих условиях корневые системы растений-фитомелиорантов к середине лета достигают длины 40см и более [38]. Ограничивающим фактором для укоренения всходов растений, при достаточном их увлажнении, являются высокие температуры воздуха, в сочетании с низкой

влажностью воздуха. По аналогии с эфемерами, произрастающими в естественных фитоценозах, интенсивный рост и развитие растений-фитомелиорантов первого года жизни ограничивается в пустынях Казахстана средней за декаду температурой воздуха 18°C и выше. Отсюда, продолжительность оптимальных условий для укоренения растений-фитомелиорантов, с учетом влажностных и термических условий, фактически наблюдается в пустыне от одной до пяти – семи декад. Успешное укоренение растений отмечается при количестве влажных и не жарких декад пять и более. В случае непродолжительного периода с оптимальными для укоренения растений условиями в пределах 1-3 декад, всходы растений укореняются плохо. Их корни не достигают глубоких увлажненных горизонтов почвы и растения могут подвергнуться массовой гибели. Вероятности успешного укоренения всходов растений-фитомелиорантов составляют в пустынях от 20% до 80% (рис. 4).

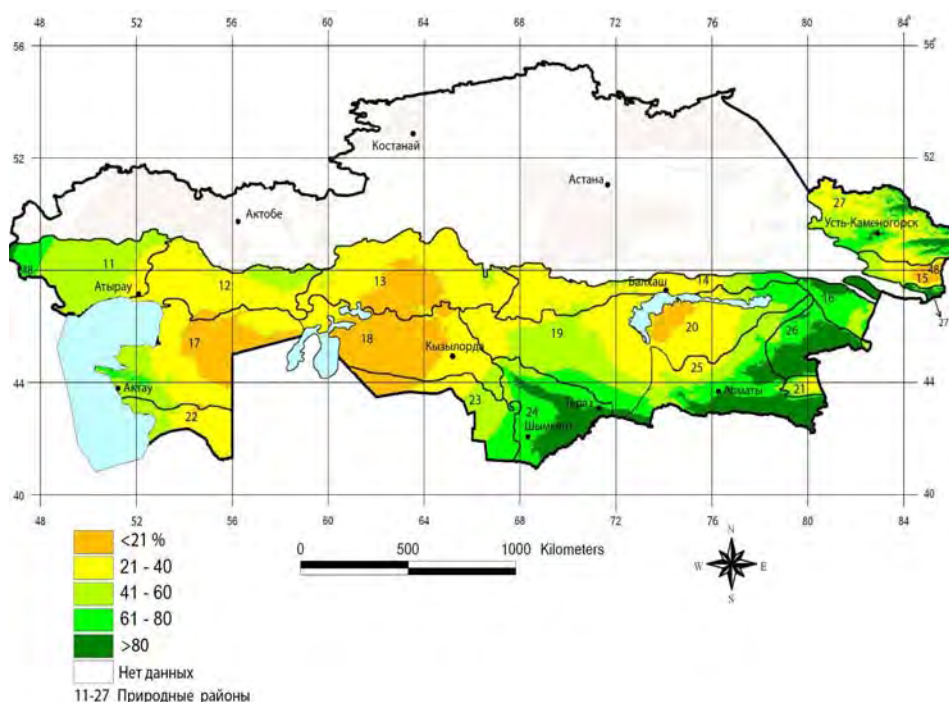


Рис. 4 - Вероятность лет (%) в пустынях Казахстана с влажными и не жаркими декадами весной в количестве пять и более для укоренения всходов растений-фитомелиорантов.

Приживаемость растений в летний период. В пустынях Казахстана рост и развитие молодых (ювенильных) растений из посевов и саженцев продолжают в летний период и завершаются осенью в наиболее жестких агрометеорологических условиях. Их выживаемость зависит от остаточного количества влаги в корнеобитаемом слое почвы, и редко выпадающих летних осадков. Исследования пятимесячных саженцев саксаула, черкеза и чогона, с одновременным отбором проб почвы на влажность в пустыне Каракум показали, что с уменьшением запасов влаги в метровом слое почвы до 10...16 мм у растений начинают желтеть листья, а при дальнейшем уменьшении влаги до 1...5 мм растения засыхают [27]. За показатели успешного продолжения роста и развития ювенильных растений в летний период принимаются величины ПВ не ниже 0,40 и температуры воздуха не выше 24°C на протяжении двух и более декад после успешного укоренения их всходов. Вероятность

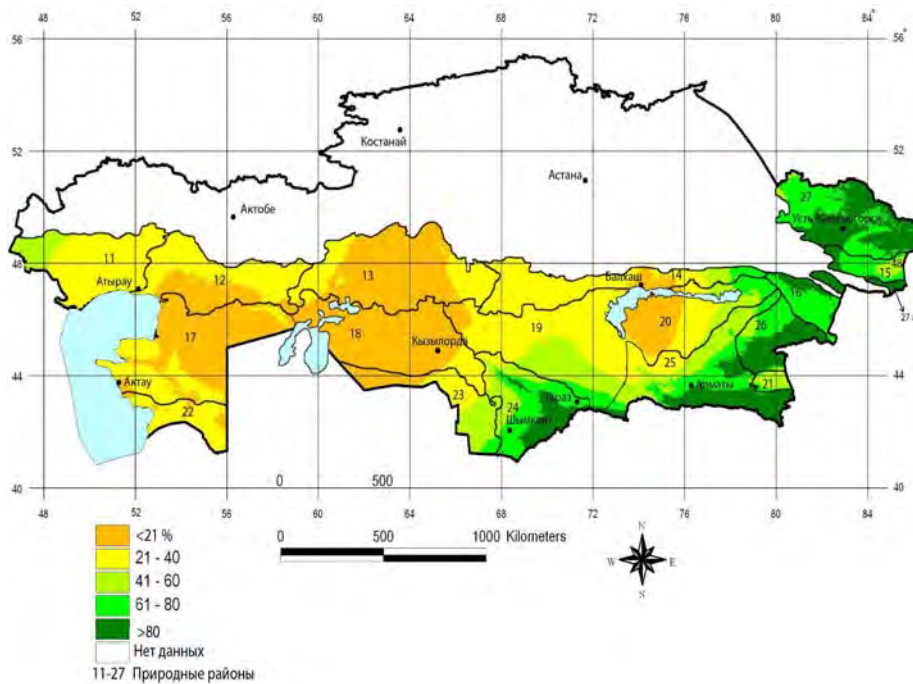


Рис. 5 - Вероятность лет (%) в пустынях Казахстана с влажными и не жаркими декадами летом в количестве трех и более для выживания укоренившихся всходов растений – фитомелиорантов.

сохранения таких агрометеорологических условий в пустынях летом составляет 10...90% (рис. 5). К концу вегетационного периода в пустынях обычно выживает не более 25...40% растений от их количества на стадии всходов. Корни выживших растений достигают к осени длины 90...100 см.

Агроклиматические карты применительно к фитомелиорации пастбищ Казахстана выполнены в сотрудничестве с З. Р. Токпаевым и Е. Царевой на базе ГИС Arc View 9.1 в комплексе с программой Annusplin (Австралия). Агроклиматические районы, выделяемые независимо на базе ГИС-программного обеспечения в процессе частного агроклиматического районирования пустынной территории, достаточно согласуются с эколого-геоботаническим ее районированием [2,3]. Отсюда можно предположить, что исполнителями объективно учитывались единые природные закономерности пространственно- временного распределения основных факторов природной среды.

Агроклиматическое обоснование уменьшения природных рисков мелиорации пастбищ. Природные риски фитомелиорации пустынных пастбищах оцениваются как достаточно высокие, в основном за счет ограниченных ресурсов влаги, неблагоприятного распределения сезонных погод и низкого почвенного плодородия. Вместе с тем, в масштабе конкретной местности они могут быть в определенной мере снижены за счет смещения фитомелиоративных мероприятий на лучшие по агроклиматическим условиям участки пастбищ, которые в первую очередь подвергались деградации как высокопродуктивные угодья.

Размещение посевов – фитомелиорантов и способов мелиорации

Допустимые природные риски. По агроклиматическим условиям, фитомелиорация деградированных пастбищ путем коренного их улучшения на расширенных площадях, ограничивается территорией предгорной пустыни, а также межгорнокотловинных районов Северной и Средней пустынь. Естественное увлажнение территории обеспечивается атмосферными осадками в сумме не менее

200мм, которые выпадают в 7...8 годах из 10, т.е. с 75-процентной обеспеченностью на фоне достаточного количества тепла для естественной растительности (2000...3500°С сумм активных температур за вегетационный период). Из годового количества осадков, выпадающих в этих районах, 25-35% обычно приходится на холодный период в виде снега. Это обеспечивает накопление к весне в метровом слое почвы от 40-80мм продуктивной влаги на равнинах и до 120 мм и более в предгорьях. Почвенные влагозапасы, соответствующие 60% НПВ и более на весну, как достаточные для выживания растений- фитомелиорантов в первый год жизни, отмечаются в 4...6 годах из 10 на предгорных равнинах и 6...8 годах в низкогорьях (обеспеченности 40...60% и 60...80% соответственно). В засушливые годы недостаток почвенной влаги для выживания растений – фитомелиорантов можно компенсировать за счет влагосберегающих технологий с высевом семян по паровому предшественнику. Исследование динамики запаса продуктивной влаги в почве на участке с посевом по пару и под естественной растительностью в опытах Казахского НИИ животноводства и кормопроизводства, проводимого на сероземах светлых и обыкновенных предгорной пустыни [29], подтверждает преимущества сеяного участка (табл.1).

Таблица 1 – Динамика запасов продуктивной влаги (мм) в слое почвы 0 – 100 см по годам наблюдений на сеяном и целинном пастбищных участках

Дата	Сеяный			Целинный		
	2-й год	3-й год	4-й год	1-й год	2-й год	3-й год
23 марта	30.7	65.2	40.5	15.7	31.0	23.5
17 апреля	29.5	41.5	49.5	14.4	22.6	30.2
21 мая	33.8	38.4	19.8	21.3	13.9	7.6
26 мая	7.1	23.9	4.0	1.8	9.0	1.6
25 августа	1.3	3.0	1.3	0	0	0

Увеличение количества влаги в почве под посевом растений-фитомелиорантов обусловлено лучшим проникновением ее в глубокие горизонты с улучшением скважности почвы после обработки и задержания стока талых вод растительными остатками в период снеготаяния.

В июне-августе на пастбищах предгорной пустыни и в межгорнокотловинных районах Северной и Средней пустынь выпадает в среднегодовом от 50 до 120 мм осадков в виде дождя. Они заметно улучшают условия увлажнения для укоренения всходов растений- мелиорантов и их приживаемости по сравнению с ранней весной. Летние периоды, характеризующиеся сбалансированным тепловым и влажностным режимом (показатель увлажненности ПВ >0.80 и декадная температура воздуха не выше 18(20) °С), продолжительностью от 5...6 и до 10...12 декад, отмечаются в этих районах в 5...8 годах из 10, а в низкогорьях почти ежегодно. В предгорных пустынях семена и всходы растений – фитомелиорантов чаще погибают в случаях отклонения сроков сева от оптимальных, прямого нарушения агротехнологий и использования некондиционных семян для посева.

Экологически оправданные компенсирующие природные риски. На равнинах, Средней и Южной пустынь, где годовые суммы атмосферных осадков, при 75 – процентной их обеспеченности, повсеместно составляют менее 150 мм, условия увлажнения для выживания фитомелиорантов складываются менее благоприятные. Запасы почвенной влаги на весну только в двух годах из 10 могут обеспечить всходы и их приживаемость на протяжении вегетационного периода. За счет дополнительно выпадающих осадков в теплый период года условия увлажненности растений для

укоренения всходов улучшаются не значительно. Число вегетационных периодов с благоприятными для растений условиями увлажнения почвы составляет от 3...5 до 6...7 из 10 лет, на окраинах пустынь (обеспеченности 30-50 и 60-70% соответственно).

В таких жестких для выживания растений – улучшателей, агроклиматических условиях требуется более гибкая тактика фитомелиоративных мероприятий. Для частичной компенсации на равнинах пустынь природных рисков мелиорации, ее рекомендуется ограничить относительно небольшими участками с лучшими почвами более легкого механического состава и в более увлажненных местах с отрицательными формами рельефа: межсочные понижения, межбугровые «чуротные» понижения в песках. При размещении посевов по элементам рельефа необходимо учитывать закономерности уменьшения запасов почвенной влаги в 2...3 раза на южных, юго-западных и западных склонах по сравнению с дном и северными склонами. Улучшение пастбищ в этих природных условиях нужно выполнять обязательно на распашанных полосах, чередующихся с полосами под естественной растительностью. Почву пахут без оборота пласта во избежание ветровой эрозии, которая исключительно опасна на равнинах пустыни с усиленной ветровой деятельностью. Особенно важно в этих условиях оценить фактические влагозапасы в почве на весну до сева культур и, в случае их критически малых величин, менее 40% НПВ, принять решение о возможном переносе посева на следующий год. В такие резко-засушливые годы также не исключается возможность повременить с высадкой из питомника саженцев кустарниковых и перенести их на следующий год. Задержка с посевом семян и высадкой саженцев после декады с температурой 8...10°C является недопустимой, так как шансы получить успешные всходы и прижитые саженцы резко уменьшаются.

В пустынных условиях с годовыми осадками менее 150 мм, в случаях необходимости проведения фитомелиоративных мероприятий на предельно-выбитых скотом приколхозных участках и вблизи населенных пунктов для пескозадержания, закрепления дефлирующих засоленных почво-грунтов, в отдельных случаях вынуждено допускаются двукратные, а в особо исключительных случаях и трехкратные посевы растений – фитомелиорантов. Эффективными в этих условиях являются посадки в траншеи саженцев полукустарниковых для песко- и влагонакопления и создания более благоприятного микроклимата для молодых растений в период их приживаемости.

Минимальные природные риски с использованием дополнительных водных ресурсов. В Казахстане накоплен определенный опыт улучшения природных пастбищ и сенокосов на увлажненных участках: пойменных участках с периодическим затоплением за счет поверхностного стока, возвышенных местностях (до 1500...1600 м) достаточно увлажненных за счет обильных летних осадков, мелкоозисных участков с местным орошением на базе подземных вод. В условиях кратковременного затопления пойменных участков практикуется поверхностное их улучшение с применением минеральных удобрений. При оазисном орошении на базе ресурсов подземных вод с минерализацией не более 1 г/л, предусматриваются посевы многолетних трав из бобовых, злаковых, а также из однолетних высокоурожайных культур. В этих случаях агроклиматическая информация будет касаться расчетов суммарного испарения и оптимальных норм орошения.

Оптимальные сроки сева растений-фитомелиорантов

В пустынях осенние сроки сева многолетних растений-фитомелиорантов оцениваются как достаточно рискованные по агроклиматическим условиям. Удачные посевы из злаковых рекомендуется проводить осенью только в отдельные годы, когда за 3...5 декад до перехода температуры воздуха через плюс 3-5°C выпадает не менее

20...25 мм осадков. В этих случаях запасы продуктивной влаги в пахотном горизонте почвы 0...20 см увеличиваются до 15...20 мм, обеспечивая формирование дружных всходов и их достаточное развитие перед уходом в зиму. Повторяемость таких лет составляет в пустынях всего 1-2 из 10.

Сроки сева растений - фитомелиорантов в значительной степени определяются устойчивостью зимы. На равнинах Северной и Средней пустыни зима достаточно устойчивая, наименьшая продолжительность залегания снежного покрова составляет 40-50 дней, что обеспечивает проведение подзимних по снегу и зимних (не позднее второй половины февраля) посевов из семейства маревых. Вместе с тем, в Предгорных, также и в Южных пустынях в двух...трех годах из 10 (20...30-процентов вероятности) возможна гибель прорастающих семян после глубоких зимних оттепелей во второй половине зимы [26]. С учетом продолжительности залегания снежного покрова и зимних оттепелей, для Предгорных и Южных пустынь в качестве оптимальных сроков для посевов фитомелиорантов из семейства маревых рекомендуется вторая половина февраля - начало марта, до перехода температуры воздуха через 0°C.

В случае затянувшейся холодной и сухой без осадков весны, всходы могут отмечаться не дружными. При отсутствии дождя на протяжении пяти суток и более, с которыми связано появление интенсивной корки на поверхности почвы и иссушение верхних ее горизонтов, может отмечаться частичная гибель уже проросших семян и неукоренившихся всходов. Однако такие весны в пустынях отмечаются сравнительно редко, в одном - трех годах из десяти, т.е. с 15...30-процентной вероятностью. В этих случаях бороновать или проводить другие технические мероприятия по всходам, в соответствии агротехническими требованиями, не рекомендуется. Интенсивные заморозки, от минус 5...7°C, которые способны в достаточной степени повредить всходы растений-фитомелиорантов, в пустынях отмечаются сравнительно редко, один раз в 10...15 лет (с 3...10 - процентной вероятностью). Поэтому случаи без дождя, как и случаи заморозков, не являются основными лимитирующими факторами для выживания растений в условиях пустынь и их можно не учитывать при организации фитомелиоративных мероприятий.

Заключение. Экологические выгоды и экономическая эффективность. Успешные фитомелиорации, организованные в соответствии с рекомендованными агротехническими приемами, с учетом местных агроклиматических ресурсов и агрометеорологических условий текущего года, обеспечивают получение всходов растений-улучшателей и их дальнейшую приживаемость в первый год жизни, а также потенциально возможную урожайность кормовой массы в последующие годы.

Экологические выгоды фитомелиорации в первую очередь вытекают из того, что высеянные растения – мелиоранты в количестве не менее 10 на одном квадратном метре создают на пастбищах устойчивый барьер против ветровой эрозии, которая возникает при взаимодействии воздушного потока с поверхностью почвы, разрушая наиболее плодородные верхние ее слои. Под посевом растений-фитомелиорантов, особенно многолетних злаковых трав (житняк, волоснец), обладающих мощной мочковатой корневой системой, улучшается структура почвы. По сведениям И. Алимаева [39], запасы продуктивной влаги в корнеобитаемом слое почвы на сеянном изеневом пастбище увеличивались весной до 1080 тонн на гектар против 474 тонн на естественном полынно-эфемеровом пастбище. Такой весенний запас почвенной влаги обеспечивал нормальный рост и развитие кормовых культур - улучшателей и позволял формировать до 1,7 т/га сухой массы кормов по сравнению с 0.17...0.21 т/га на естественном пастбище. Также в процессе опытов выяснилось, что на участке с искусственным фитоценозом изень + кейреук + терескен + полынь + камфоросма содержание гумуса и общего азота в корнеобитаемом слое 0...250 см увеличилось на 20%, общего фосфора на 50..55% по сравнению с естественным полынно-эфемеровым пастбищем.

Посевы растений-фитомелиорантов, полученные в рекомендованные оптимальные сроки сева на базе агроклиматической информации и текущих сведений об агрометеорологических условиях года, гарантируют получение и экономического эффекта. При средней (за шесть лет) урожайности сухой массы 1,7 т/га, полученной на искусственных посевах изеня в условиях предгорной пустыни юго-востока, единовременные затраты на посев (включая стоимость семян) окупаются в первый год их использования. Такое пастбище сохраняет свое продуктивное долголетие и ежегодную экономическую эффективность не менее десяти лет. Нарушение оптимальных сроков и способов сева снижает, как правило, урожайность угодья на 40...50% и более, что адекватно сказывается на уменьшении экономической эффективности. В случае создания сеяных угодий в более жестких агроклиматических условиях Средней и Северной пустынь, урожай кормовой биомассы может снижаться до 0,5...0,6 т/га. Однако экономический эффект от проведения мелиоративных мероприятий, с окупаемостью единовременных затрат за 2...3 года использования сеяного травостоя, также очевиден. Расчеты экономической эффективности фитомелиорации по первичной продукции (кормовой массе) также подтверждаются получением вторичной (животноводческой) продукции [39].

Список литературы

1. Харин Н.Г., Орловский Н.И., Коган Н.А., Макулбекова Г.Б. Современное состояние и прогноз пустынивания в аридной зоне СССР // Проблемы освоения пустынь. - 1986. - № 5. - С. 58-74.
2. Национальный атлас Республики Казахстан. - Алматы, 2006. - Т.3: Окружающая среда и экология. Деградация растительности.
3. Национальный атлас Республики Казахстан. - Алматы, 2006. - Т.3: Окружающая среда и экология. Эколого-геоботаническое районирование по степени опустынивания.
4. Курочкина Л. Я., Кокарев А. К. Методика составления карт опустынивания // Аридные экосистемы. - 2007. - № 33-34. - С 40-53.
5. Нечаева Н.Т. Экологические основы сохранения и обогащения пастбищ аридной зоны СССР // Проблемы освоения пустынь. - 1989. - № 2. - С.3-13.
6. Шамсутдинов З.Ш. Биологическая мелиорация деградированных сельскохозяйственных земель (на примере аридных территорий). - М.: ТОО «Коркие», 1996. - 172 с.
7. Шамсутдинов Н.З. Генетические ресурсы и проблемы селекции кормовых галофитов // Аридные экосистемы. - 2006. - Т.12, № 30-31. - С. 103-112.
8. Алимаев И.И. Агробиологические основы создания и использования аридных пастбищ // Материалы Всесоюзного семинара. Пути повышения продуктивности и рационального использования пастбищ аридной зоны. - Алма-Ата, 1989. - С. 46-49.
9. Абдраимов С.А. Улучшение и использование пастбищ в пустынных и полупустынных зонах Южного Казахстана // Материалы Всесоюзного семинара. Пути повышения продуктивности и рационального использования пастбищ аридной зоны страны. - Алма-Ата, 1989. - С. 17-19.
10. Жамбакин Ж.А. Крупнозагонное использование огороженных полынных пастбищ Казахстана // Материалы Всесоюзного семинара. Пути повышения продуктивности и рационального использования пастбищ аридной зоны страны. - Алма-Ата, 1989. -С. 23-24.
11. Шамсутдинов З.Ш. Пути ускорения научно-технического прогресса в пастбищном хозяйстве. // Проблемы освоения пустынь. - 1989. - № 2. - С. 14-22.
12. Верник Р., Земиров А., Таджиев С. и др. Экологические основы коренного улучшения адырных пастбищ Казахстана // Проблемы освоения пустынь. - 1985. - № 5. - С. 35-41.
13. Мухаммедов Г. М. Улучшение пастбищ песчаных и глинистых пустынь Центральных Каракумов // Проблемы освоения пустынь. - 1986. - № 2.-С.11-19.
14. Улучшение и правильное использование пастбищ в полупустынных и пустынных районах (методические материалы). - М.: Колос, 1974. - 47 с.
15. Раменский Л.Г. Введение в комплексное почвенно-ботаническое исследование земель // Избранные сочинения. - Л.: Наука, 1971.- 251 с.
16. Grime S.P. Plant strategies and vegetation process. - Chichester entniwiley, 1979.- 371 с.
17. Сенокосы и пастбища Казахстана//Казахское НПО«Корма и пастбища». - Алма-Ата, 1989.-101с.
18. Абдраимов С., Омбаев А., Абдраимов Ж. Рациональное использование и фитомелиорация аридных пастбищ в каракулеводстве Казахстана // Центральная Азия. Труды семинара «Оценка состояния животноводства в регионе». - Ташкент, Узбекистан, 1996. - С.33 - 41.

19. Нурбердиев М., Ниязмурадov Б. Агrometeorological исследования за 25 лет по данным агromетеостанции Каррыкуль // Проблемы освоения пустынь. - 1986. - № 2. - С. 19-26.
20. Гаяль А.Г. О рационализации облесительных работ на песках и пастбищных землях в Северном Прикаспии и Приаралье // Материалы симпозиума. Структура и продуктивность пустынной растительности, ее рациональное использование и улучшение. - Алма-Ата, 1974. - С. 97-100.
21. Кузьмина Ж.В., Трешкин С. Е., Мамутов Н.К. Результаты опытного формирования естественной растительности на засоленных землях обсыхающего дна Аральского моря // Аридные экосистемы. - 2006. - Т. 12, № 29. - С. 27-40.
22. Кузьмин Т.В., Трешкин Е.Е., Мамутов Н.К. Результаты опытного формирования естественной растительности на засоленных землях обсохшей части Аральского моря // Аридные экосистемы. - 2006. - № 39. - С. 27-39.
23. Лалыменко Н.К. использование поверхностного стока в растениеводческом освоении такыровых земель // Проблемы освоения пустынь. - 1989. - № 2. - С. 83-86.
24. Мамедов Б. К. Оценка водного потенциала и использование такырных водосборов в Республике Казахстан // Гидрометеорология и экология. - 2009. - № 3(58). - С.47-53.
25. Федосеев А.П. Климат и пастбищные травы Казахстана. - Л.: Гидрометеиздат, 1964.-320 с.
26. Коробова Е.Н., Антипова Е.В., Братунова Л.А. Агrometeorological обоснование фитомелиорации пастбищ пустынной зоны // Проблемы освоения пустынь. -1989.- № 2.- С. 31-32.
27. Нурбердиев М., Рейзвих О.Н. Продуктивность пастбищ пустынь Средней Азии, оценка и управление. - Ашгабат: Изд-во «Ылым», 1992. - 180 с.
28. Лебедь Л.В., Гаврилова Л.А., Царева Е.Г. К агrometeorological обоснованию примов улучшения аридных пастбищ путем фитомелиорации // Гидрология и экология.- 2009. - № 2. - С.41-50.
29. Алимаев И.И. Агрозологические особенности кормовых полукустарников в условиях северной казахстанской пустыни: Автореф. диссертации д-ра. с.х. наук. - 2000. - 29 с.
30. Шульгин А.М. Мелиоративная география. -М.: «Высшая школа», 1972. - 419 с.
31. Веригo С.А., Разумова Л.А. Почвенная влага и ее значения в сельскохозяйственном производстве. - Л.: Гидрометиздат, 1963. - 289 с.
32. Чирков Н.В. Агроклиматические условия и продуктивность кукурузы. -Л.: Гидрометиздат, 1969. - 251 с.
33. Гулинова Н.В. Методика агроклиматической обработки наблюдений. - Л.: Гидрометиздат, 1974. - 150 с.
34. Кельчевская Л.С. Методы обработки наблюдений в агроклиматологии. -Л.: Гидрометеиздат, 1976. - 212 с.
35. Мищенко З.А. Комплексное районирование агроклиматических ресурсов продуктивности винограда в Украине // Український гідрометеорологічний журнал. - № 1.-2006.-С. 104-118.
36. Колосков П.И. Климатический фактор сельского хозяйства и агроклиматическое районирование. -Л.: Гидрометиздат, 1971. - 328 с.
37. Герасименко Г.Д. Фенологическое развитие и семенное возобновление пастбищной растительности в связи с агrometeorological условиями Северного Приаралья (Малые Барсуки): Автореф. диссертации, Алма-Ата, 1971.- 22 с.
38. Артыков К. Особенности роста корневых систем некоторых кустарников - фитомелиорантов в зависимости от агrometeorological факторов. // Проблемы освоения пустынь.- 1984. - № 3. - С. 68-70.
39. Алимаев И.И. Агробіологічні аспекти створення і використання сєяних пастбищних фітоценозов в підзонє казахстанських пустєнь. - Алматы: Агроуниверситет, 2000. - С.17-27.

Агрокліматичне районування в цілях фітомеліорації пасовищ в Казахстані. Лебідь Л. В.

Розглядаються результати агрокліматичного районування пасовищ в пустинній зоні Казахстану в цілях фітомеліорації, як складової частини сучасної системи кормозабезпечення та управління пасовищами.

Ключові слова: природні пасовища, агрокліматичне районування, деградація рослинності, фітомеліорація.

Agroclimatic zoning for revegetation of grazinlang in Kazakhstan. L. Liebied.

It is presented the results of the agroclimatic zoning of grazing land in a desert area of Kazakhtan to revegetate as part of a modern system offorage and rangeland management.

Key words: agro-climatic zoning of rangelands, vegetation degradation, revegetation.

Л. В. Лебедь, канд. геогр. н.

*Казахский научно-исследовательский институт экологии и климата
Министерства охраны окружающей среды Республики Казахстан*

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОДУКТИВНОСТИ БИОГЕОЦЕНОЗОВ ТУРАНСКИХ ПУСТЫНЬ (В ПРЕДЕЛАХ КАЗАХСТАНА)

Рассматривается модель PASTURE для описания динамики продуктивности пустынных биоценозов. Модель является составляющим звеном технологии современного экологического мониторинга пастбищ на базе аэрокосмической и наземной информации.

Ключевые слова: пустынный биоценоз, системный анализ, агрометеорологическая модель, фотосинтетическая деятельность, первичная продукция, идентификация параметров, экологический мониторинг.

Введение. Первичная продукция на пастбищах служит основой вторичной продукции животноводства, а также показателем биоэкологического состояния и сохранности растительного покрова в условиях антропогенного воздействия и изменения климата. Перспективным методом изучения первичной продукции для оценки пастбищных экосистем и устойчивого управления является моделирование их на экосистемном уровне. В отличие от регрессионных моделей пастбищ, которые были разработаны и представлены в работах А. Федосеева [1], И Г Грингофа [2], А. Бедарева и Е. Коробовой [3], Л. Лебедь [4], О. Бабушкина в соавторстве [5], модели пастбищ экосистемного уровня предназначены для описания динамики и взаимосвязей множества экологических факторов и антропогенных воздействий (управлений). Основные методические принципы системного моделирования биоценозов излагаются Б.А. Быковым на примере пустынных формаций Северного Приаралья [6], А. Н. Полевым и И.Г. Грингофом на примере отдельного вида *Carex physodes*, наблюдаемого в условиях Центрально-Каракумского стационара Института пустынь АН Туркмении [7]. Для этого же природного региона Ю. Б. Кирстой разработана имитационная балансовая модель, описывающая динамику продуктивности пустынной растительности на уровне отдельных формаций [8]. К моделям пастбищ экосистемного уровня можно отнести модель SPUR (Simulation of Production and Utilization of Rangeland), Poss et al. 1987 [9] и модель CENTURY, Лаборатория экологии природных ресурсов университета штата Колорадо, Parton et al, 1993 [10]. Модель CENTURY применялась Т. Гильмановым для моделирования динамики продуктивности отдельных травяных фитоценозов, исследованных на территории Жаныбекского стационара в Западном Казахстане и Бадхызского заповедника в юго-восточной Туркмении [11].

Особый научный и практический интерес вызывают балансовые модели для изучения сезонных циклов обращения химических элементов и потоков органического вещества между почвой и растительными сообществами, начало разработок которых положили М.П.Ремезов, Л. Е. Родин, Н.И. Базилевич [12]. В последующем такие схематические балансовые модели потоков органического вещества были разработаны ими для отдельных экосистем, представляющих природные зоны на территории бывшего СССР [13,14]. Из них наибольшее развитие получили модели круговорота азота и углерода в работах А. А. Тытляновой и др. для травяных экосистем степей [15].

В настоящей статье рассматривается усовершенствованный вариант модели экосистемного уровня PASTURE для описания динамики процессов формирования продуктивности пастбищных фитоценозов Северо-Туранских (казахстанских) пустынь.

Модель носит прикладной характер и является составляющим звеном технологии экологического мониторинга пустынных пастбищ Казахстана на базе аэрокосмической и наземной информации. Предшествующий ей авторский вариант модели [16] был предназначен для практического применения в алгоритме мониторинга пастбищ с использованием данных аэрофотометрических съемок. В процессе работы над моделью автором использовались результаты научных достижений в геоботанике и пастбищной агрометеорологии, полученные в Казахстане ранее под руководством Б. А. Быкова, академика АН КазССР, С. А. Бедарева, член-корр. АН КазССР и А. Федосеева, доктора географических наук, профессора, а также результаты других исследователей пустынь. Всем им автор выражает свою признательность и благодарность.

Экобиоформы растительности как объект исследований, их изученность. Преобладающая часть территории пустынного Казахстана, в соответствии с районированием пустынь Е.М. Лавренко и его последователями Б. Быковым, Л. Курочкиной и другими учеными [17, 18], рассматривается в границах Ирано-Туранских пустынь. Это подобласть пустынь с жарким и сухим климатом (годовые температуры воздуха составляют около 5°C и атмосферные осадки 100-200мм), перевейанными песками и примитивными почвами на больших песчаных массивах, бурыми и серо-бурими почвами плакорных равнин, солончаковыми почвами и безжизненными ссорами плакатных понижений и бессточных впадин. По исследованиям Б. А. Быкова [19], в образовании растительного покрова Северо-Туранских (казахстанских) пустынь участвует более 1200 видов растений, которые принадлежат к 16 основным семействам. Среди них господствуют маревые, характеризующие самобытность туранской флоры. Она представлена более 160 экобиоформами, т. е. группами видов, имеющих сходные жизненные формы роста и развития (деревья, кустарники, полукустарники и полукустарнички, травы).

В условиях аридного климата пустынной зоны преобладают растительные виды с С3- типом фотосинтеза [20,21,22]. Также в южных пустынях Ирано-Туранской подобласти не исключается присутствие растений, осуществляющих фиксацию углекислого газа по типу С4, в первую очередь из семейства маревых, включая древесно-кустарниковые виды как *Halloxylon*, *Calligonum*, *Kochia* и другие [22, 23]. Растения типа С4 отличаются способностью более продуктивно фиксировать CO₂, им присущий повышенный уровень светового насыщения и относительно высокие температурные оптимумы [21].

Пустынные растения обладают различной биологической ритмикой, что особенно проявляется в продолжительности активной вегетации от 30-60 дней (эфемеры и эфемероиды) до 300 дней в году и более (полукустарнички и кустарники). С учетом различных адаптационных приспособлений к существованию в условиях недостаточного увлажнения, они подразделяются на ксерофиты, мезофиты, гигрофиты, а также их смежные группировки [17,24]. Ксерофиты обладают морфологией, которая соответствует условиям сухого воздуха и почв с высокими температурами в теплый период года. Ксероморфность выражается в предельном изменении листовой поверхности (редуцированные листья, передавшие ассимиляционные функции стеблям), увеличенном числе устьиц, наличии воскового налета или опушения, усиленном развитии механических тканей, сосредоточении наибольшей биомассы в почве и других признаках. Ксерофиты способны переносить сильное (до 25%) обезвоживание ткани, отличаются высоким осмотическим давлением клеточного сока (до 30-100 гПа), повышенной интенсивностью фотосинтеза. К ксерофитам относятся и галлофиты, которые нормально развиваются при высокой концентрации солей в почве. Мезофиты обладают более развитой листовой

поверхностью, и повышенной интенсивностью транспирации. Растения песчаных пустынь (псаммофиты) принадлежат в большинстве своем к группе ксеромезофитов и мезофитов. Морфологическая их адаптация выражается в глубоких корневых системах и вегетативной подвижности. К мезофитам относятся и эфемеры (однолетние) и эфемероиды (многолетние) травы, с укороченным развитием до 30-60 дней за счет высокой интенсивности фотосинтеза и транспирации в относительно благоприятных условиях почвенной влаги весеннего периода. В пониженных местах с поверхностным затоплением и близким залеганием грунтовых вод (в поймах пустынных рек и побережьях озер) формируется преимущественно травяная растительность из мезогигрофитов и гигрофитов.

Растительный покров в пустыне обычно не сомкнут в надземной части, что не исключает при этом сомкнутости корневых систем растений [17]. Проективное покрытие почвы растительностью составляет 25-50% с возможным уменьшением на такырах до 0-5 % и увеличением до 80-100% в поймах рек и в межбугровых понижениях «чуротах» с лугово-тугайными зарослями. В горизонтальной проекции растения распределены неравномерно, в том числе по видовому составу, продуктивности и энергетическим потокам. Вертикальная структура также формируется в основном из особой доминантов и «вставленных» среди них особой субдоминантов, располагающихся вне кроны первых, что создает в пустыне равномерное и достаточное поступление света для растений всех ярусов. Кормовая продуктивность пустынных пастбищ может изменяться ежегодно в два – три раза, что связано в основном с погодными условиями. Динамика плодоношения и восстановления у пустынной растительности выражена еще более значительно. Совокупность отдельных растительных видов (экобиоформ), по определению В. Н. Сукачева [25], образует элементарную единицу растительного покрова на Земле биоценоз (фитоценоз) или сообщество растений, или тип пастбища. Наиболее сложную структуру имеют фитоценозы песчаной пустыни. Состав эдификаторов в сообществе песчаной пустыни, как правило, полидоминантный, с преобладанием кустарников и полукустарников [26,27,28]. По сравнению с глинистой пустыней, они отличаются флористической насыщенностью, общим запасом биомассы, соотношением надземной и подземной ее части, умеренным водным режимом (табл. 1).

Таблица 1 - Сравнительная характеристика растительности Туранских пустынь на фитоценоотическом уровне. (По Б.Быкову, Н.Кириченко, Л.Курочкиной, И.Анапиеву и др., 1978)

Биоценоз	Количество видов	Проективное покрытие, %	Фитомасса, т/га	Фитомасса доминантов, т/га	Соотношение надземной к подземной
Глинистые и солончаковые пустыни					
Эфемероидный серополынный	44	35	33.74	83	1: 4.5
Биоргунник	25	24	8,26	92	1: 6,7
Боялычник	40	40	27.20	86	1: 2.3
Чернополынный	12	44	16,65	75	1: 8,0
Песчаные пустыни					
Песчаная акация	54	50	29.90	38	1: 2.3
Кзылчевник	29	35-40	12.85	48	1: 2,2
Изеневый серополынный	25	50	7.46	31	1: 2.0
Терескенник	34	30-45	10.33	71	1: 6.1
Жузгуновыи еркечник	31	40	53.5	24	1: 4.0

Совокупность биоценозов на определенной территории, представленной ландшафтом или его фациями, формирует единую экосистему с присущими ей эдафическими условиями. Согласно Б.А. Быкову [17], для Туранской низменности выделяется 7 основных типов пустынных экосистем: *ксерофильные полукустарнички* с доминированием полыней на бурых и серо-бурых почвах плакоров, *ксерофильные полукустарнички* с доминированием полыней и эфемеров на сероземных почвах, *галлоксерофильные кустарнички* на серо-бурых засоленных почвах плакоров, *ксерофильные полудеревья и полукустарнички* на такыровидных серо-бурых почвах древних речных террас, *псаммомезофильные полудеревья*, *кустарники и полукустарники* на песках и примитивных песчаных почвах, *галлоксерофитные кустарники, кустарнички и полукустарнички* на солончаках с в бессточных впадинах, *ксеромезофитные деревья и кустарники* на аллювиально-тугайных и луговых почвах пойменных террас пустынных рек. Годовая продукция экосистем составляет от 1 до 10 т/га, и до 100 в тугайных лесах. Кормовой запас от 0,1 до 0,01 т/га.

Наиболее полные исследования структуры и продуктивности растительного покрова песчаных и глинистых пустынь Казахстана, а также луговых сообществ, включающих фитоценологические наблюдения за транспирацией, фотосинтезом и дыханием растений, были выполнены в 60-70-тые годы минувшего столетия в рамках Международной биологической программы (МБП) под научным руководством Б. А. Быкова в Северном Приаралье, Л. Я. Курочкиной в Южном Прибалхашье, О.М. Деминой в низовьях реки Шу и др.[27,28,29,30,31,32,33]. Отдельные результаты наблюдаемой ими фотосинтетической деятельности растений представлены в статье на рис. 1 и 2.

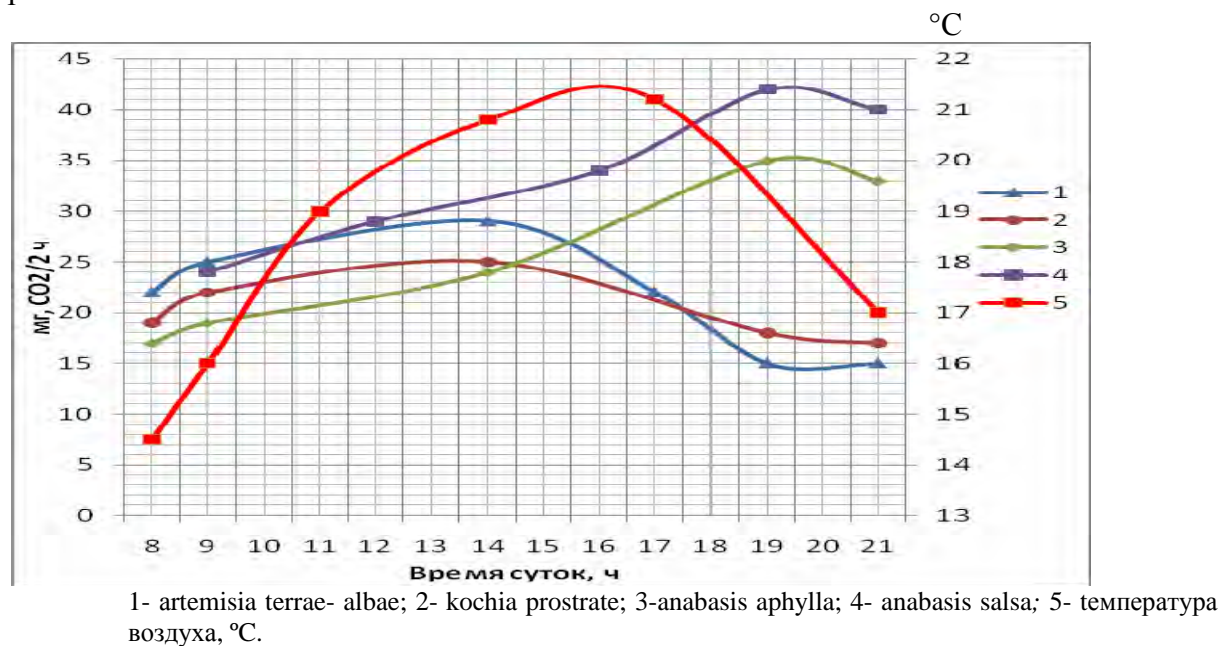
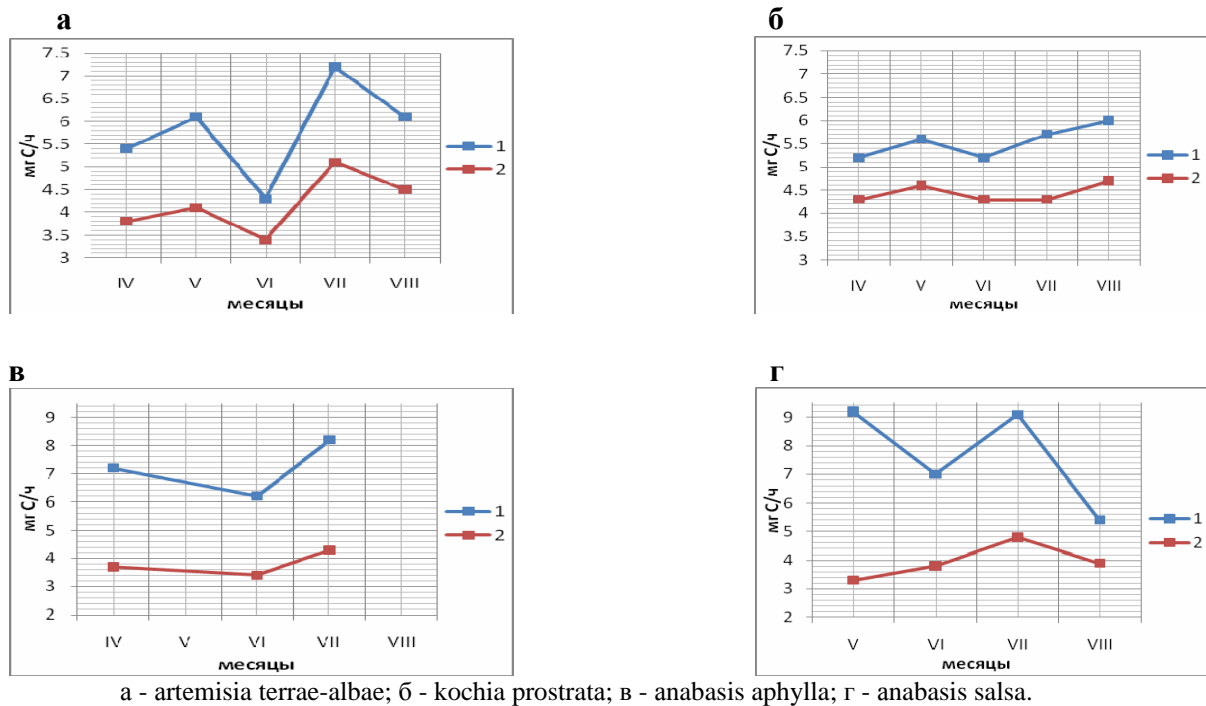


Рис.1 - Суточная динамика интенсивности наблюдаемого фотосинтеза (мг CO₂ /г·ч) пустынных растений 10 мая 1972 г.. Северное Приаралье (по Шабановой Л. и Беденко В).

Они подтверждают важное заключение экспериментаторов, что, несмотря на различный характер динамики накопления углерода единицей органического вещества, суммарная продуктивность за вегетационный период у всех наблюдаемых экобиоформ отличается незначительно и имеет общие закономерности в ассимиляционной деятельности растительности Северо-Туранской пустыни [32].



а - *artemisia terrae-albae*; б - *kochia prostrata*; в - *anabasis aphylla*; г - *anabasis salsa*.

Рис.2 - Сезонная динамика наблюдаемого фотосинтеза (1) и дыхания (2) пустынных растений за 1972 год. Северное Приаралье (по Шабановой Л. и Беденко В., 1977).

Теоретические предпосылки модели, идентификация параметров.

Математические модели биологических систем служат своего рода инструментом для логического представления теоретических выводов отдельных исследователей, и последовательного обобщения результатов многоплановых полевых наблюдений за пустынными экосистемами, выполняемые в годы с различными агрометеорологическими условиями. Разрабатываемая модель PASTURE предназначена для описания процессов роста пастбищных фитоценозов в пустынных условиях. В данном случае под ростом, в соответствии с определением К. Т. де Вита, приведенного в [34], понимается увеличение массы структурных тканей растений (отложение органического вещества в запас), путем ассимиляции из атмосферы углерода в процессе поглощения фотосинтетически активной радиации (ФАР).

При моделировании пустынных фитоценозов автором применяется экосистемный подход, в соответствии с которым изучаемый биологический объект расчленяется на элементы, которые находятся в разных состояниях, функционируют относительно автономно и взаимодействуют между собой [34, 35]. В соответствии с Л.Ляпуновым [35], состояние изучаемого элемента характеризуется запасом вещества и энергии, которые в этом элементе содержатся и той информацией, которая в нем хранится. Согласно Л. Курочкиной [36], системный подход позволяет выделить роль доминантных видов, их биологическую, экологическую и средообразующую индивидуальность в биоценозе и совместимость в общем обитании.

Теоретической основой моделирования пастбищных фитоценозов, в данном случае, служит Закон необходимого разнообразия, в соответствии с которым любая система не может быть сформирована из абсолютно одинаковых элементов, а также вытекающих из него Закона неравномерности развития системы и Правил полноты ее составляющих [37]. Исследование эдафических условий существования фитоценоза опирается на Закон равнозначности условий жизни, когда все природные факторы,

необходимые для жизни растений, играют равнозначную роль, а также на Закон минимума или лимитирующего фактора и Закон оптимума или совокупного действия факторов условий среды [37,38].

Пастбищный фитоценоз описывается в модели в тесном взаимодействии его с эдафическими условиями, включая воздействие консументов. В соответствие с Б.Быковым [6], влияние домашних животных на пустынную растительность значительно превосходит все воздействия природных консументов. Результатом является пастбищная дигрессия растительных сообществ и соответствующая ей антроподинамическая сукцессия. В системе мониторинга последняя учитывается косвенно через периодически обновляемые геоботанические карты фактического растительного покрова. Модель ориентирована в первую очередь на фоновые коренные и длительносуществующие модифицированные растительные сообщества, формирующие продукцию на пастбище в условиях умеренного и слабого его выпаса. При этом допускается практическая возможность дополнительных расчетов продукции и для сильно деградированных локальных участков, ограниченных по площади и «вкрапленных» в отдельные контуры на геоботанической карте. В процессе моделирования, используется термин *первичная продукция или продукция*, которые отождествляются с *чистой первичной продукцией* [12]. По определению Ю. Одума [35], *первичная продукция* характеризует интенсивность накопления органического вещества в тканях растительных организмов, сверх использованного ими на дыхание за период измерения.

Процесс фотосинтеза в природных условиях пустыни рассматривается в модели как функция не лимитированного поступления солнечной энергии, обеспечивающего высокую плотность светового потока и беспрепятственное его прохождение на всех уровнях ассимилирующего растительного слоя. По сведениям В. П. Беденко, на пустынную территорию Казахстана за вегетационный период поступает свыше 50 ккал/см² фотосинтетически активной радиации, с незначительными годовыми отклонениями в пределах 4-7%, по месяцам до 11%. Это позволяет предположить, что фотосинтез в пустынях на протяжении вегетационного периода протекает в идентичных условиях приближенных к световому насыщению.

О фотосинтетической деятельности растений обычно судят по основным его показателям: интенсивности фотосинтеза в мг СО₂ на 1 дм² листовой поверхности за часовой интервал времени и чистой продуктивности в граммах в расчете на 1 м² листовой поверхности за суточный интервал времени [20], или в миллиграммах органического вещества (углерода) накопленного в фотосинтезирующих органах за определенный интервал времени, в расчете на один грамм сухого вещества [39,40,41]. Фотосинтетическая деятельность растений оценивается в модели по приросту биомассы на единицу ассимилированного вещества. Для этого обратимся к формуле Б. И. Гуляева и А. С. Оканенко [42], в соответствие с которой интенсивность фотосинтеза можно формально записать как

$$\Phi = (M_2 - M_1) \cdot r \cdot a / t, \quad (1)$$

где M_2 и M_1 - масса сухого вещества в конце и начале учетного периода;
 r - коэффициент, учитывающий энергетические затраты на дыхание;
 a - коэффициент для пересчета накопленного органического вещества в ассимилированный углекислый газ;
 t - продолжительность светового времени в часах на протяжении учетного периода.

Световой поток фотосинтетически- активной радиации рассчитывается по формуле С. И. Сивкова [43], с использованием стандартной метеорологической информации:

$$J = q \cdot Q, \quad (2)$$

где Q – суммарная радиация на верхней границе растительного слоя, ккал/ см²·день; q – коэффициент для пересчета суммарной радиации в ФАР.

По исследованиям В. П. Беденко [44], численные значения коэффициента q мало изменяются с высотой Солнца, прозрачностью атмосферы, формами облачности и составляют для пустынной территории Казахстана величину 0,475.

В качестве основных эдафических факторов, лимитирующие биофизические и биохимические процессы в растениях, учитываются термический и влажностный режим в пределах основного горизонта их обитания (воздушная среда до двух метров над поверхностью почвы и почвенный горизонт с запасом влаги до двух метров и более). К перераспределяющим факторам среды отнесены микрорельеф, степень засоления почвы, уровень залегания грунтовых вод и антропогенные воздействия, в первую очередь отчуждение биомассы выпасающимся домашним скотом.

Исследуя фитоценоз, в соответствии с Феррари Т. Дж. [45], представим его как систему с положительной обратной связью, которая обеспечивает равновесное его (фитоценоза) состояние, которое часто именуется как неустойчивое равновесие. Динамику накопления продукции в процессе фотосинтетической деятельности растений опишем уравнением экспоненциального роста

$$B_t = B_{\max} / 1 + [(B_{\max} / B_{t-1}) - 1] \cdot \exp \int_0^t R_t dt, \quad (3)$$

где B_t – биомасса (надземная часть) растения - эдификатора данного фитоценоза на декаду t вегетации в год N с заданными агрометеорологическими условиями, кг сухого вещества / га;

B_{\max} - абсолютный максимум биомассы растения-эдификатора в заданных эдафических условиях местности, кг сухого вещества / га;

R_t –продуктивность фотосинтеза растения-эдификатора за вычетом дополнительных затрат на дыхание, из расчета на единицу органического сухого вещества на декаду t вегетации в N год, кг / кг сухого вещества за декаду.

В заданных агрометеорологических условиях продуктивность фотосинтеза растений представим как функцию

$$R_t = R_m \left[T_t \frac{CT}{\Delta T} \cdot K_t \frac{CK}{\Delta K} \right], \quad (4)$$

где R_m –максимальная продуктивность фотосинтеза растения- эдификатора на декаду t вегетации, кг / кг сухого вещества за декаду;

T_t - среднесуточная температура воздуха за декаду t , °С;

K_t – показатель увлажнения на декаду t ;

$\Delta T, \Delta K$, - амплитуды колебания T_t и K_t ;

CT, CK , - масштабные коэффициенты.

При оценке фотосинтетической деятельности пустынных растений, в соответствии с Дж. Франсу и Д. Торнли [46], в модели допускается, что R_m – величина, к которой стремится R_t в условиях светового насыщения. Показатель увлажнения K_t , по аналогии с показателем увлажненности А. П. Федосеева [1], отражает напряженность водного баланса корнеобитаемого слоя почвы для выровненной местности с автоморфным режимом увлажнения вне влияния грунтовых вод. Основные

запасы почвенной влаги формируются на равнинах Туранских пустынь за счет атмосферных осадков холодного периода года и почти полностью расходуются за вегетационный период в основном на транспирацию растений и физическое испарение из почвы. По сведениям Г. Г. Белобородой и Г. Д. Герасименко [47], заметный эффект у растительности от осадков, выпадающих в летние месяцы, отмечен только в редких случаях их выпадения не менее 20 мм за декаду в условиях глинистой пустыни и не менее 15 мм в песчаной пустыне. Показатель почвенного увлажнения K_t , на декаду t вегетационного периода рассчитывается по формуле

$$K_t = \frac{W_s + \sum R_t}{d \sum E_t}, \quad (5)$$

где W_s – запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы на весеннюю декаду с температурой воздуха 3-5°C, мм;

R_t – атмосферные осадки накопительным итогом от декады с температурой воздуха 3-5 °C по декаду t вегетационного периода, мм;

E_t – дефицит упругости водяного пара в воздухе накопительным итогом от декады с температурой воздуха 3-5°C по декаду t , мм;

d - коэффициент водопотребления растений, безразмерная величина.

Для расчета на весенний период запасов влаги W_s в почвах различной влагоемкости используются, разработанные ранее А. П. Федосеевым и Г. Белобородовой [48], уравнения регрессии

для песков и супесчаных почв

$$W_s = W_a + (0.54R_w + 6.7), \quad (6)$$

для глинистых и суглинистых почв

$$W_s = W_a (0.60R_w + 8.3), \quad (7)$$

где W_a - запасы продуктивной влаги метрового слоя почвы на декаду с температурой воздуха 3-5°C осеннего периода, мм;

R_w – количество осадков за холодный период года, мм.

Коэффициент водопотребления растений d применяется в формуле 5 как постоянная величина равная 0.46. Он был рассчитан для полукустарничка *Artemisia terrae-albae*, характеризующегося широкой экологической амплитудой произрастания в аридных условиях, и условно используется в модели как стандартная величина водопотребления для пустынной растительности.

Идентификация параметра R_m , характеризующего максимальную продуктивность фотосинтеза, выполнена в модели для отдельных экобиоформ на видовом уровне, в отдельных случаях на уровне групп растений, путем решения обратной задачи (уравнения 3-4), с привлечением материалов эмпирических наблюдений за пастбищной растительностью на стационарах. Для этого использовались случаи определения эмпирическим путем продукции (прироста сухого вещества) из многолетней выборки наблюдений в годы, когда условия влагообеспеченности и теплообеспеченности растений за большую часть вегетационного периода приближались к оптимальным, на фоне не лимитированного поступления света. Сезонная динамика параметра модели R_m , представляющего по содержанию онтогенетические кривые продуктивности фотосинтеза основных экобиоформ Северо- Туранских пустынь, показана в табл. 2. Из анализа таблицы видно,

что для полукустарников и полукустарничков с продолжительным периодом весенне-летне-осенней вегетации, как *Artemisia terrae - albae*, *Eurotia*, *Kochia* и другие виды, величины R_m в наименьшей степени разнятся между собой и достигают на генеративные фазы величину порядка 0.70-0.80 кг на кг сухого органического вещества за декаду. Для травянистых экобиоформ весенне-летней вегетации как *Агроругоп* и другие виды, они повышаются до 0.90 кг на кг сухого вещества за декаду. Наибольшие значения R_m , до 2.80 кг / кг сухого вещества за декаду, были получены для травянистых эфемеров и эфемероидов с коротким периодом вегетации.

Если в значения R_m ввести поправку на дыхание, умножив на число 1,67 и на коэффициент 0,50, то получим величину продуктивности фотосинтеза за вегетационный период, выраженную в единицах углерода на единицу сухого органического вещества растений. Заменив значение коэффициента 0,50 на 1,47, получим величину углекислоты, ассимилированной растениями за вегетационный период. Поправочный коэффициент на дыхание (см. формулу 1), который рассчитан автором статьи на базе ранее полученных материалов полевых экспериментов в Северном Приаралье [31,33], оценен для пустынной растительности на уровне 1,56-1,92. В модели используется осредненная его величина.

Многочисленными опытами доказано, что интенсивность фотосинтеза у растений определяется как условиями освещенности, так и концентрацией углекислого газа в атмосфере [20,21]. Чтобы учесть в модели изменения в химическом составе атмосферы, примем условие, что продуктивность фотосинтеза R_m является линейной функцией содержания CO_2 в атмосфере, которую в соответствии с Дж. Франс и Дж.Торнли [46], запишем как

$$R_m(N) = C_o \cdot R_m, \quad (8)$$

где C_o – отношение величин содержания углекислого газа в атмосфере на год N к его содержанию на эталонный год.

В случаях расчетов по модели по 2010 год, значение коэффициента C_o приравнивается единице, а $R_m(N)$ соответственно записывается как R_m .

Индивидуальные биологические особенности растений сказываются на процессах накопления продукции через биоритмы роста и развития, как ответная фотопериодическая реакция растений на условия среды [21]. Ответные реакции заметно проявляются в различной приспособляемости растений к условиям почвенного увлажнения, термическим условиям и другим факторам среды. Отсюда, пустынные растения пребывают на протяжении вегетационного периода в различном биоэкологическом состоянии: с возобновлением вегетации отмечается активное начало фотосинтеза; усиленный линейный рост и соответственно максимальный прирост продукции, которые приходится на генеративные фазы развития, совпадают с высокой продуктивностью фотосинтеза; приостановление роста совпадает с уменьшением продуктивности фотосинтеза до величин, равных энергетическим затратам на дыхание; потери надземной биомассы в период летнего покоя, когда растения сбрасывают часть листьев, веток и семена, сопровождаются снижением фотосинтеза до минимума, когда превалируют энергетические затраты на дыхание; начало разрушения накопленной надземной биомассы связано с приостановлением процесса фотосинтеза. Поэтому, с учетом индивидуальных биологических особенностей растений, динамику роста B_t перепишем как B'_t и представим в виде экспоненциальной кривой

$$B'_t = B_t \cdot \exp^{-b}, \quad (9)$$

где B_t - накопленная в процессе фотосинтеза продукция (надземная часть биомассы), кг сухого вещества / га;

b - биологический коэффициент, безразмерная величина.

Биологический коэффициент несет в модели ограниченную информацию о сохранности и разрушении накопленной надземной биомассы и не отражает в точности фазового состояния растений. По абсолютной величине значение b может изменяться от единицы в период активной вегетации растений, приближаясь к нулю во второй ее половине, когда условия среды отмечаются особо напряженные. Биологический коэффициент растений b используется в модели как функция времени и показателей напряженности условий среды и в общем виде может быть записан как

$$b = F(K_{cr}, T_{cr}, t), \quad (10)$$

где K_{cr} и T_{cr} - критические (пороговые) значения показателей увлажнения K_t и термических условий T_t .

В табл.2 представлены характеристики оптимальных условий среды (K_{op} и T_{op}) и предельно возможных ее условий (K_{cr} , T_{cr}) для ассимиляционной деятельности отдельных экобиоформ растений и их биологические коэффициенты за вегетационный период. Они получены на базе материалов эмпирических наблюдений за пастбищной растительностью на пустынных стационарах. Из анализа таблицы видно, что наиболее приспособленные и, отсюда наиболее устойчивые к условиям внешней среды, крупные кустарники и полукустарники из ксерофитов и полукустарнички из галлофитов.

Для фитоценоза в целом продукция определяется путем суммирования величин продукции отдельных растений-эдификаторов, слагающих фитоценоз, по формуле

$$\sum B'_t = B_{t1} + B_{t2} + \dots + B_{tn}, \quad (11)$$

где $1 \dots n$ - растения – эдификаторы.

Параметр модели B_{max} характеризует максимальную продуктивность фитоценозов и, как производная комплекса переменных среды, является достаточно изменчивой величиной. По Х.Г Тоомингу [49], в многовидовых естественных фитоценозах максимальная продуктивность приходится на относительно стабильные, т. н. климаксовые сообщества. Потребности растений в существующих условиях среды удовлетворены в этих сообществах в наибольшей степени. При расчетах продукции на уровне фитоценозов (растительных сообществ) величины B_{max} задаются из материалов полевых наблюдений в годы с агрометеорологическими условиями, максимально благоприятными для растений. В случае моделирования продукции на уровне крупных пастбищных выделов значительных по площади, как природные ландшафты, крупные фации ландшафтов, численные значения B_{max} можно получать в рамках мониторинга пастбищ на базе аэрокосмической и наземной информации.

В представленной версии модели не учитывается, или учитывается только косвенно, семенная продуктивность, всходы и молодой подрост, ввиду незначительной их роли в сложении продукции фитоценоза [8]. В модели не ведутся расчеты запасов мортмассы, которые в общей продукции пустынных экосистем составляют относительно малую величину на уровне до 7-9%, а также динамики гумуса в пустынных почвах по причине отсутствия условий для его накопления (без мелиоративного вмешательства).

Для обоснования теоретических предпосылок модели PASTURE, идентификации ее параметров и последующей апробации автором использовались

Таблица 2 – Биологические параметры модели PASTURE и критические значения эдафических факторов для фотосинтетической деятельности отдельных экобиоформ пустынной растительности.

Экобиоформы	Параметры	Месяцы вегетации								Условия среды					
		март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	$\Delta B > 0$		$\Delta B = 0$		$\Delta B < 0$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	T_{cr}	K_{cr}	T_{cr}	K_{cr}	T_{cr}	K_{cr}
		11	12	13	14	15	16								
Травянистые и полутравянистые Эфемеры и эфемероиды (мезофиты, омброфиты)	R_m	1.20	1.90	1.60	1.10	-	-	1.10	1.10	> 3-4	-	> 18	> 0.80	> 18	< 0.80
		1.20	2.30	1.10	-	-	-	-	-	< 18	> 0.80	< 18	< 0.80	-	-
		-	2.85	1.10	-	-	-	-	-	< 18	> 0.60	-	-	-	-
	$CK/\Delta K$	1.0	1.0	1.0	1.0	-	-	1	1						
	$CT/\Delta T$	0.07	0.07	0.06	0.06	-	-	0.06	0.06						
	$T_{орь} \text{ } ^\circ C$	14	14-16	16	16	-	-	16	16						
	$K_{орь}$ b	1.0	1.0	1.0	1.0	-	-	0.80	0.80						
	1.0	1-0.70	0.35	0.35	0.50	0.0	1	1							
Agropyron (ксеромезофиты, Омброфиты)	R_m	0.70	0.70	0.90	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	> 3-4	-	> 22	> 0.40	> 22	< 0.40
	$CK/\Delta K$	1.0	1.0	1.0	1.25	1.25	1.25	1.05	1.0	< 22	> 0.40	-	-	-	-
	$CT/\Delta T$	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06						
	$T_{орь} \text{ } ^\circ C$	14	18	20	20	-	-	14	14						
	$K_{орь}$ b	-	1.0	1.0	0.80	0.60	-	0.60	0.60						
	1.0	1.0	1.0	0.80	0.80	0.80	1.0	1.0							
Полукустарнички Artemisia terrae-albae, A. turanica (мезофиты, Омброфиты)	R_m	0.65	0.65	0.72	0.65	0.65	0.65	0.73	0.65	> 4-5	-	-	-	-	-
	$CK/\Delta K$	1	1	1.30	1.25	1.66	1.66	1.30	1.30	≤ 24	≥ 0.35	> 24	≥ 0.35	-	< 0.35
	$CT/\Delta T$	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06						
	$T_{орь} \text{ } ^\circ C$	18	18	21	21	21	21	21	21						
	$K_{орь}$ b	1.0	1.0	0.80	0.60	0.60	0.60	0.80	0.80						
	1.0	1.0	1.0	1.0	0.60	0.80	1.0	1.0							
Kochia (ксерофиты, трихогигрофиты)	R_m	-	0.37	0.63	0.80	0.53	0.40	0.40	0.40	> 5	-	> 25	≥ 0.15	-	< 0.15
	$CK/\Delta K$	-	1.10	1.10	1.06	0.90	1.25	1.70	1.25	≤ 25	≥ 0.15	> 25	≥ 0.15	-	< 0.15
	$CT/\Delta T$	-	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05						
	$T_{орь} \text{ } ^\circ C$	-	19	19	21	23	23	23	23						
	$K_{орь}$ b	-	1.0	1.0	0.75	0.65	0.65	0.65	0.65						
	-	1.0	1.0	1.0	0.85	0.85	1.0	1.0							

Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Полукустарники и кустарники														
Eurotia	R_m	-	0.38	0.80	0.73	0.53	0.53	0.53	0.53	> 5-7	-	-	-	-
	$CK/\Delta K$	-	-	-	-	-	-	-	-	< 27	-	> 27	-	> 27
(ксерофиты, трихогигрофиты)	$CT/\Delta T$	-	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05					
	$T_{opt}, ^\circ C$	-	19	21	23	23	23	21	21					
	K_{opt}	-	-	-	-	-	-	-	-					
	b	-	1.0	1.0	1.0	1.0	0.80	1.0	1.0					
Calligonum	R_m	-	0.50	1.28	0.92	0.83	0.83	0.57	-	> 10-12		> 25		> 25
	$CK/\Delta K$	-	-	-	-	-	-	-	-					<10-12
(эуксерофиты, трихогигрофиты)	$CT/\Delta T$	-	0.05	0.045	0.045	0.05	0.045	0.45	-					
	$T_{opt}, ^\circ C$	-	20	22	22	22	22	22	-					
	K_{opt}	-	-	-	-	-	-	-	-					
	b	-	1.0	1.0	1.0	0.70	0.76	1.0	0.58					
Полудеревья														
Haloxylon persicum	R_m	-	0.66	0.90	0.70	0.70	0.70	0.85	-					
H. aphyllum	$CK/\Delta K$	-	-	-	-	-	-	-	-	> 14	-	≥ 27	-	< 10-12
	$CT/\Delta T$	-	0.07	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	-					
(эуксерофиты, (галлоксерофиты), фреатофиты)	$T_{opt}, ^\circ C$	-	20	20	25	25	25	20	-					
	K_{opt}	-	-	-	-	-	-	-	-					
	b	-	1.0	1.0	1.0	1.0	0.96	0.98	0.50					

опубликованные материалы многолетних полевых исследований пастбищной растительности в пустынях Казахстана, в основном за период с 1964 по 1980 годы. Они включают материалы фитоценологических исследований, полученные в рамках Международной биологической программы [8, 29, 30, 32, 50], а также результаты агрометеорологических наблюдений за пастбищной растительностью на стационарах, организованных отделом сельскохозяйственной метеорологии Казахского НИИ экологии и климата (бывший КазНИГМИ), с участием автора статьи, в песчаной пустыне Приаралья [51], глинистой и песчаной пустынях Бентпакдалы и Мобынқум [52], низкогорьях Улытау в полупустынной зоне [53]. При идентификации параметров модели использовались преимущественно результаты наблюдений за полночленными растительными сообществами в устойчивом их состоянии, которые были сформированы условиях слабого и умеренного выпаса животных.

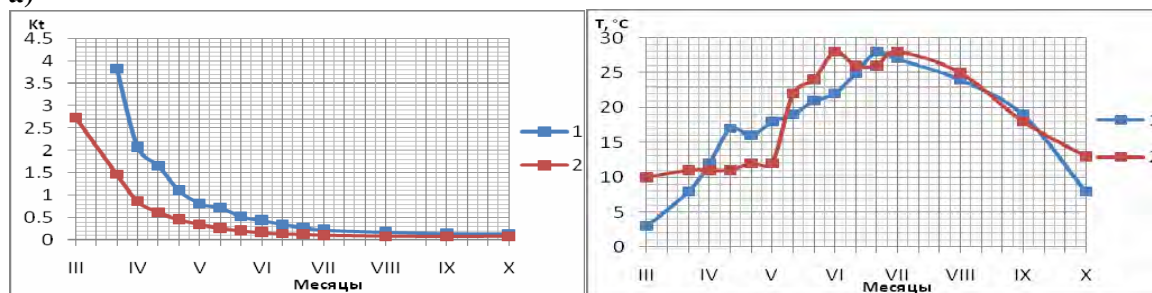
Результаты моделирования. Модифицированная модель PASTURE предусматривает расчеты биопродукции на уровне отдельных доминирующих в фитоценозе видов растительности, с учетом их индивидуальных биологических и биофизических особенностей, а также на уровне групп растительности со сходными биологическими признаками. Это позволяет в процессе мониторинга пастбищ обобщать и интерпретировать полученные результаты на различном уровне иерархических единиц (пастбищных, геоботанических, географических), использовать разномасштабные входные данные, а также картировать выходные результаты в различном масштабе на местности.

Отдельные результаты моделирования сезонной динамики накопления первичной продукции фотосинтеза для различных пастбищных экосистем показаны в статье на рис. 3 на примере 2007 и 2008 годов, характеризующихся различными агрометеорологическими условиями для роста растений. Экосистемы, выделены на ландшафтно- геоботанической карте Южного Прибалхашья масштаба 1 000 000 и представляют в основном пастбища в пределах территории Айдарлинского сельского округа Жамбылского района Алматинской области. Из них экосистема, представленная на карте под номером 143, характеризуется разнотравно-кустарниковой растительностью с участием эфемеров, которая сформирована на песчаных почвах и песках южной окраины песчаного массива Тауқум, под влиянием выпаса скота в осеннее- зимнее- весенний период года. Экосистема, выделенная под номером 78 на карте, представлена эфемерово-полынной растительностью, сформированной на глинистых и суглинистых сероземных почвах, местами защелбненных, на предгорной равнине, примыкающей к Шу- Илийскому низкогорному массиву. Выпас скота на пастбищах проводится в весеннее-летне-осенний периоды года. Под влиянием усиленной нагрузки скота на протяжении многолетнего периода эти растительные группировки можно рассматривать как длительно-существующие модификации, представленные, наряду с коренными кормовыми растениями, также сорными и непоедаемыми видами типа *Ammodendron argenteum*, *Artemisia scoraria* на песчаных почвах, *Reganum harmala* и другие на глинистых почвах.

В процессе расчетов использовались результаты стандартных наблюдений пустынной метеорологической станции Айдарлы, расположенной в радиусе наблюдений до 18 км. Значения параметра модели *V_{max}* для исследуемых экосистем оценивались заранее на базе материалов космических съемок. Расчеты продукции выполнялись при фиксированном значении параметра концентрации углекислого газа в атмосфере *C_o*, который приравнялся единице.

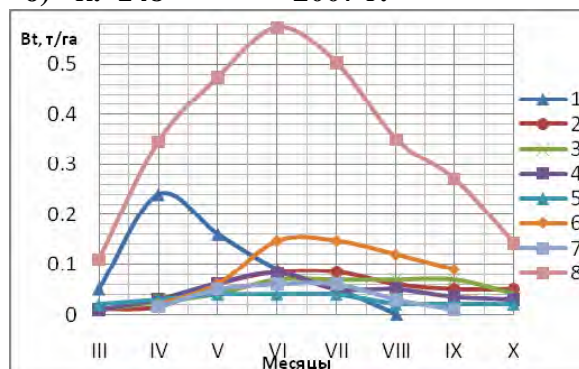
Результаты моделирования продукции на участках пастбищ, значительных по площади, можно оценить путем прямого сопоставления их с данными полевых наблюдений за годичным приростом биомассы на уровне мелких делянок и модельных

а)

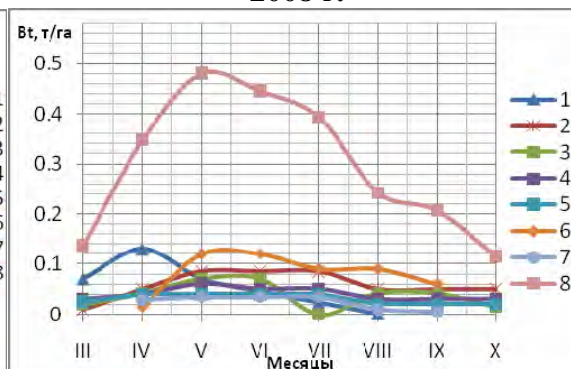


б) к. 148

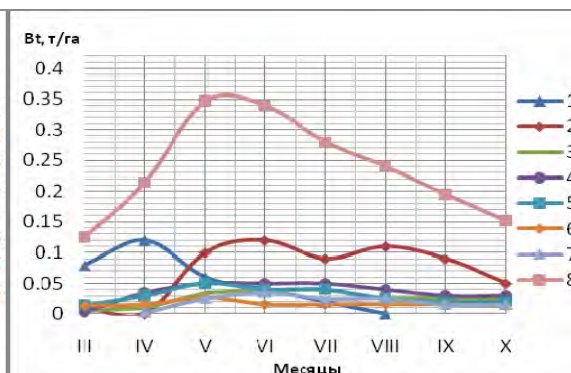
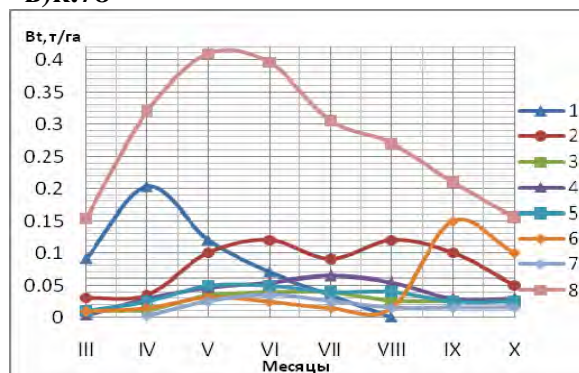
2007 г.



2008 г.



в) к.78



- а) 1- показатель увлажнения (Kt) и температура воздуха (Tt) за 2007 год;
2- показатель увлажнения (Kt) и температура воздуха (Tt) за 2008 год;
- б) 1- Ephemeral group; 2- Eurotia ceratoides; 3- Kochia prostrate; 4- Artemisia terrae- albae;
5- Artemisia turanica ; 6- Summer group ; 7- Peganum garmala; 8- Итого биомассы.
- в) 1- Ephemeral group; 2- Calligonum aphillum; 3- Ammodendron argentium; 4- Eurotia ceratoides; 5- Artemisia terrae- albae; 6- Agropyrom fragile; 7- Artemisia scoparia; 8- Итого биомассы.

Рис.3 - Динамика продукции (надземная часть биомассы) на предгорной равнине с эфемерово- полынной растительностью на сероземных почвах (к. 148) и песках Таукум с разнотравно- кустарниковой растительностью на песчаных почвах (к.78), смоделированная в агрометеорологических условиях 2007 (влажного) и 2008 (сухого) года.

кустов [54]. Аналогичные наблюдения выполнялись в Южном Прибалхашье в рамках проекта К-1396р в 2006- 2008 гг., на экспериментальных участках пастбищ размером 1000м * 500 м на местности. Разница в продукции, полученной в процессе моделирования и в результате

полевых наблюдений, составила величину в пределах 42 -84 кг сухого вещества, в расчете на гектар или 17 -32 %. При оценке продукции двумя независимыми методами, полученную разницу можно считать приемлемой, если учесть то обстоятельство, что точность определения биомассы в полевых условиях обычно составляет не выше 25- 30 % [8].

Рассчитываемые на базе модели PASTURE сезонные величины продукции (годовой прирост) являются исходными базовыми данными для получения ряда мониторинговых показателей состояния пастбищных экосистем для их экологической и экономической оценки. Они включают: сезонные кормовые запасы, экологическую емкость пастбищ, общую биопroduкцию, которая накапливается ежегодно в наземной и подземной сферах, а также энергоемкость и углеродоемкость пастбищных экосистем. Модель получила практическую реализацию в алгоритме экологического мониторинга пустынных пастбищ, предназначенного для регулярной оценки растительного покрова на больших площадях на базе аэрокосмической и наземной информации в условиях современного климата Казахстана и с учетом его перспективных изменений.

Список литературы

1. Федосеев А.П. Климат и пастбищные травы Казахстана. - Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 316 с.
2. Грингоф И. Г. Пастбищные растения Кызылкума и погода // Труды САРНИГМИ. - 1964. - Вып.34 (49). – С.138.
3. Коробова Е. Н., Бедарев С. А. Агрометеорологическое обоснование хозяйственного использования пастбищ пустынной зоны Казахстана // Труды КазНИГМИ. -1981.- Вып.54. - С.45-55.
4. Лебедь Л. В. Пойменные луга и хозяйственно- гидрометеорологическая оценка их продуктивности // Труды КазНИГМИ. – 1980. - Вып. 70. - С.45-50.
5. Бабушкин О. Л., Сумочкина Т.Е., Ситникова М. В. Комплексная оценка каракулеводческих пастбищ Узбекистана // Под редакцией А. Абдуллаева.- Ташкент, 2007. - 153 с.
6. Быков Б. А. Динамика экосистем // Продуктивность растительности аридной зоны Азии (Итоги советских исследований по международной биологической программе 1965- 1974 гг.).-Л.:Наука, 1977. – 36 с.
7. Полевой А. Н., Грингоф И. Г. Основные принципы динамического моделирования продуктивности пустынных пастбищ // Проблемы освоения пустынь.- 1990. - № 1. -С.28-34.
8. Кирста Ю. В. Моделирование пустынных экосистем. –Ашхабад: Ылым, 1986. – 129 с.
9. Ross W. J., Sciles J.W. (Eds). 1987. SPUR: Simulation of utilization and production of rangelands Documentation and user guide :U.S.Department of Agriculture. Agriculture Research Service.- 367 p.
10. Parton W.J., Mc Keown B., Kirshner Vand Ojima D. 1992. CENTURY users manual. Fort Collins, CO: NREL Publ. Colorado State University.- 313 p.
11. Гильманов Т. Экология пастбищ Центральной Азии и моделирование их первичной продуктивности // Центральная Азия, Оценка состояния животноводства в регионе. – Ташкент, 1996. - С.150-182.
12. Родин Л. Е., Ремезов Н. П., Базилевич Н.И. Методические указания к изучению динамики и биологического круговорота в фитоценозах.- Л.: Наука, 1968. – 20 с.
13. Родин Л. Е., Базилевич Н.И. Динамика органического вещества и биологический круговорот зольных элементов и азота в основных типах растительности Земного шара.– Л.: Наука, 1965 -350 с.
14. Базилевич Н.И., Гребенщиков О.С., Тишков А. Географические закономерности структуры и функционирования экосистем. - М.: Наука, 1986. - 296с.
15. Тытянова А.А. Биологический круговорот углерода в травяных биогеоценозах. - Сибирское отделение наук. Изд-во Наука, 1977. - 204с.
16. Лебедь Л.В., Беленкова З.С. Основы нестационарной модели сезонной урожайности природных пастбищ // КазНИГМИ, Алматы.- 1995г, КазГосИНТИ 5.03.95, № 5892-К-95.- 74 с.
17. Быков Б. А. Растительность пустынных экосистем, структура и основные тенденции ее развития // Экологическое управление и продуктивность пастбищ .Часть.2. - М.: Наука, 1981. – С. 81-100 .
18. Курочкина Л. Я. Псаммофильная растительность пустынь Казахстана .Часть 2.-Алма-Ата: Наука, 1978. - 253 с.
19. Быков Б.А. Вводный очерк флоры и растительности Казахстана // Растительный покров Казахстана. Т. 1- Алма-Ата : Наука , 1966. – С. 1-36.
20. Лебедев С. И. Физиология растений . Из-во «Колос», 1982. - 447 с.
21. Гудриан Дж. Процессы определяющие потенциальную продуктивность // Моделирование роста и продуктивности сельскохозяйственных культур. - Л.: 1986. - С.114-127.
22. Пьянков В.И., Вахрушева Д.В., Бурундукова О.Л. Типы фотосинтеза растений Центральных Куракумов и их экологическое значение // Проблемы освоения пустынь. - 1986. - №2 - С. 45-54.
23. Атаханов Б.О., Биль К.Я. Сравнительная оценка распространения С3 и С4 видов в разрезе сезонов вегетации флоры пустыни Каракумы// Проблемы освоения пустынь. - 1990. - №5. - С. 35-42.
24. Бедарев С.А. Транспирация и расход воды растительностью аридной зоны Казахстана. Часть 1.- Л: Гидрометеиздат, 1968. - 264 с.
25. Сукачев В.Н.Основные понятия в лесной биоценологии // Основы лесной биоценологии. – М.: Наука, 1957. - С.3-12.
26. Курочкина Л.Я. Растительность песчаных пустынь Казахстана // Растительный покров Казахстана.- Алма- Ата: Наука, 1966. – С.191-282.

27. Быков Б.А., Кириченко Н.Г. Сообщества глинистых и солончаковых пустынь // Структура и продуктивность растительности пустынной зоны Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1978. - С. 8-20.
28. Анапиев И.М., Курочкина Л.Я., Османова Л.Т. Сравнение структуры песчаных сообществ // Структура и продуктивность растительности пустынной зоны Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1978. - С.53-55.
29. Кириченко Н.Г. Динамика продуктивности полных и биоргуновых пастбищ // Биоэкологические основы использования и улучшения пастбищ Северного Приаралья. - Алма-Ата: Наука, 1968. - С.96-109.
30. Пастбища и сенокосы Казахстана // Под редакцией Б. А. Быкова, О. М. Деминой, Курочкиной Л. Я. - Алма-Ата: Наука, 1970. - 233 с.
31. Шабанова Л. В., Беденко В. П. Экосистемные процессы. Фотосинтез, дыхание // Продуктивность растительности аридной зоны Азии. Итоги советских исследований по международной биологической программе, 1965-1974. - Л.: Наука, 1974. -С. 18-20.
32. Шабанова Л. В. Фотосинтез пустынных растений Северного Приаралья // Структура и продуктивность растительности пустынной зоны Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1978. -С.53-58.
33. Шабанова Л. В. Ассимиляционная деятельность при антропогенных сменах на пастбищах // Смены пустынной и субальпийской растительности. - Алма-Ата: Наука, 1982. - С.63-73.
34. Пеннинг де Фриз Ф.В.Т. Системный анализ и модели роста сельскохозяйственных культур // Моделирование роста и продуктивности сельскохозяйственных культур. - Л., 1986.-С.18-31.
35. Ляпунов А. А., Тютлянова А. А. Структура возможных моделей биогеоценозов сухих степей // Ботанический журнал. -1974.-Т.59, №8. - С. 71-80.
36. Курочкина Л. Я., Вухрер В. В. Развитие идей В. Н. Сукачева о сингенезе // Вопросы динамики биогеоценозов. - М.: 1987.-С.5-27.
37. Реймерс Н. Ф. Природопользование. Словарь –справочник. М.: Мысль, 1990. - 636 с.
38. Толковый словарь по сельскохозяйственной метеорологии // Под ред. И.Г. Грингофа и др. - Санкт-Петербург: Гидрометеиздат. - 470 с.
39. Вознесенский В.Л. Кондуктометрический прибор для измерения фотосинтеза и дыхания растений в полевых условиях. -Л., 1971.- 29 с.
40. Вознесенский В. Л. Фотосинтез пустынных растений. - Л.: Наука, 1977. - 208 с.
41. Быков О. Д. Бескамерный способ изучения фотосинтеза (методические указания) - Л., 1974.- 34с.
42. Гуляев Б. И. и Оканенко А. С. Фотосинтез и потенциальная продуктивность растений с С3 и С4 путями фиксации СО2 в различных климатических условиях. // С-х. биол. - 1974. - № 5. - С.402-411.
43. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации.-Л.: Гидрометеиздат, 1968.-232 с.
44. Беденко В. П. Фотосинтез и продуктивность пшеницы на юго- востоке Казахстане.-Алматы: Наука, 202 с.
45. Феррари Т. Дж. Введение в динамическое моделирование // Моделирование роста и продуктивности сельскохозяйственных культур.- Л., 1986. - С. 46-59.
46. Франс Дж., Торнли Дж. Математические модели в сельском хозяйстве. Москва: Агропромиздат, 1987. - 400 с.
47. Белобородова Г. Г., Герасименко Г. Д. Об эффективности использования летних осадков пастбищной растительностью пустынных и полупустынных районов Казахстана // Труды КазНИГМИ. - 1965. - Вып.24. - С. 12-19.
48. Федосеев А.П., Белобородова Г.Г. Расчет запасов доступной влаги в почве на пастбищах Казахстана//Труды КазНИГМИ. - 1965. - Вып.24. - С. 21-38
49. Тооминг Х. Г. Экологические принципы максимальной продуктивности посевов. Л.: Гидрометеиздат, 1984. - 263с.
50. Кириченко Н. Г. Пастбища пустынь Казахстана (глинистые пустыни). - Алма-Ата, 1980. - 268 с.
51. Бедарев С.А., Коробова Е. Н., Герасименко Г.Д. Агрометеорологические и эколого- геоботанические исследования в песках Малые Барсуки // Биоэкологические основы использования и улучшения пастбищ Северного Приаралья. - Наука, 1968. - С.110-126.
52. Погода и урожай сенокосов и пастбищ Муюнкумско- Бетпакалинского природного комплекса // Под ред С. А. Бедарева, Е.Н. Коробовой. - М.: Гидрометеиздат, 1978. - 158 с.
53. Погода и урожай сенокосов и пастбищ полупустынной зоны Казахстана // Под ред. Бедарева С.А., Коробовой Е. Н. - М.: Гидрометеиздат, 1981. -109 с.
54. Инструкция по производству агрометеорологических и зоометеорологических наблюдений в районах пастбищного животноводства. - Л.: Гидрометеиздат, 1978. - 211 с.

Моделивання продуктивності біогеоценозів Туранських пустель (в межах Казахстану). Лебідь Л. В. Запропоновано модель PASTURE для дослідження коливань продуктивності пустельних біоценозів. Модель являється складовою частиною сучасного екологічного моніторингу пасовищ на базі аерокосмічної та наземної інформації. **Ключові слова:** природні пасовища, біогеоценоз, екосистемний аналіз, агрометеорологічна модель росту, фотосинтез, продукція.

The simulation of the productivity of the biogeocenosis of Turanian deserts (in the limits of Kazakhstan). L. Liebid.

*It is examined model PASTURE for describing the dynamics of the productivity of desert biocenoses. Model is a component of the technology of the contemporary ecological monitoring of pastures on the base of aerospace and ground-based information. **Keywords:** desert biocenosis, systems analysis, agrometeorological model, photosynthetic activity, primary production, the identification of the parameters, ecological monitoring.*

ДИНАМИКА БИОМАССЫ ОТДЕЛЬНЫХ ОРГАНОВ РАСТЕНИЙ ПРОСА

На основании полевых экспериментов установлено закономерности динамики биомассы органов растений.

Ключевые слова: просо, динамика биомассы, сроки сева, урожай.

Введение. Просо относится к числу важнейших культур второй группы хлебных злаков. Просяная крупа, пшено, обладает хорошими вкусовыми качествами, высокими пищевыми достоинствами, легкой развариваемостью и усвояемостью.

В непереработанном виде просо широко используется как высокоценный концентрированный корм, а частично как сырьё для спиртовой промышленности. По качеству сена и зеленой массы просо превосходит другие кормовые культуры [1].

Широко используется просо как "страховая" культура при пересеве погибших озимых или ранних яровых; оно меньше других зерновых культур страдает от вредителей и болезней, устойчиво к полеганию.

Просо – одна из самых засухоустойчивых и жаростойких культур, способная противостоят запалам и захватам, что весьма важно для засушливых районов и в засушливые годы, когда другие зерновые культуры сильно снижают урожай.

В Украине просо наиболее распространено в Степи и Лесостепи. Средние урожаи проса колеблются от 14,9 до 19,4 ц/га.

Используя прогрессивные технологии, лучшие хозяйства Украины выращивают до 45-55 ц/га и более зерна на всей площади посева.

Производство сельскохозяйственной продукции требует глубокой и всесторонней оценки влияния погодных условий на процессы формирования продуктивности сельскохозяйственных культур [2].

В настоящее время в Украине отсутствует оценка агроклиматических условий формирования продуктивности проса, не выполнено агроклиматическое районирование возделывания культуры проса.

Материалы и методы исследований. Полевой эксперимент проводился в 2008 – 2009 году. В качестве опытной культуры было выбрано сорт проса Харьковское - 57, районированное в степной зоне Украины.

Опыты проводились с тремя сроками сева: ранним, средним и поздним. Программа полевого опыта наряду со стандартными метео- и агрометеорологическими наблюдениями, включала в себя проведение ряда специфических биометрических наблюдений [3].

Сухая масса растений определялась еженедельно, начиная с даты всходов проса. Для этого в четырех местах участков в трех кратной повторности брались пробы по 20 растений.

Отбирались растительные пробы, после этого у растений отрезались корни и отделялась мертвая масса, в которую входят отмершие части растений: сухие листья с влагалищами или их усохшие части, отмершие побеги и стебли. Взвешивалась мертвая и общая живая масса пробы. Умножением этих величин на густоту стояния растений определялись живая и мертвая сырая растительная масса на 1 м² посева. На трех участках (ранний, средний, поздний сроки сева) производился детальный разбор растительной пробы на фитоэлементы: листья, стебли, метелки. Определение процента сухого вещества в отдельных фитоэлементах пробы производилось путем высушивания небольшой навески (не менее 20 г) фитоэлементов до абсолютного сухого состояния.

Сушка проб проводилась в течение первого часа при температуре 100-105 °С, а в дальнейшем – при 70-80 °С и продолжалась до того момента, когда масса при последующем взвешивании меняется не более чем на 0,1 г. Процент сухого вещества рассчитывался путем деления сухой массы элемента на сырую массу. Расчет сухой массы элемента в г на единицу площади посева производился путем умножения сырой массы элемента в г на 1 м² посева на процент сухого вещества в нем.

В данной статье перед нами ставилась задача количественно оценить влияние различных сроков сева на динамику биомассы отдельных органов растений проса.

Результаты исследования и их анализ. В основу исследований был положен комплексный биолого-агрометеорологический эксперимент, целью которого было исследование влияния факторов внешней среды на состояние растения проса.

В ходе полевых экспериментов 2008 – 2009 гг. проводились наблюдения за состоянием посевов проса и комплексом агрометеорологических условий, начиная с даты сева проса.

Представлены агрометеорологические условия периода вегетации культуры проса по основным межфазным периодам (табл. 1).

Два эти года очень сильно различались по влаго-температурному режиму и режиму влагообеспеченности.

В 2008 году наибольшая средняя температура воздуха составляла 23,3 °С, количество осадков – 99 мм, запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы – 201 мм.

В 2009 году наибольшая средняя температура воздуха составляла 24,7 °С, количество осадков – 34 мм, запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы – 125 мм.

2008 год был более благоприятным, что и проявилось в динамике показателей фотосинтетической деятельности посевов.

В целом, погодные условия 2008 года можно считать оптимальными, а 2009 года – удовлетворительными для возделывания проса.

В 2008 году всходы проса появились на 8-ой день при всех трех сроках после посева. Появление третьего листа отмечалось через 10 дней при раннем сроке сева, при среднем сроке через 9 дней, при позднем – через 12 дней после всходов. Кущение отмечалось через 19 дней (ранний), 22 дней (средний), 27 дней (поздний) после всходов, в то время как в 2009 году наступление этих фаз затянулось. Так, в 2009 году всходы проса появились на 10-ый день (ранний), у среднего срока через 9 дней и через 10 дней у позднего срока после посева, появление третьего листа отмечалось через 11, 13, 11 дней после всходов соответственно; кущение отмечалось через 20 дней (ранний), 26 дней (средний), 28 дней (поздний) после всходов. Несмотря на календарные различия сроков прохождения межфазных периодов, можно уверенно утверждать о высокой степени синхронности ростовых процессов проса в 2008 и 2009 годах. Подтверждением тому служат результаты исследования динамики накопления биомассы отдельных органов растений.

График динамики накопления общей сухой биомассы растений проса построен по данным биометрических наблюдений 2008 г. (рис. 1) и 2009 г. (рис. 2), включающих в себя, согласно программе полевого опыта, определение биомассы листьев, стеблей, корней и метелок.

Начальная биомасса растений на 1 м² в 2008 году при раннем сроке составляла 12 г/м², при среднем – 15 г/м², при позднем – 8 г/м² (рис. 1). На дату созревания конечная сухая биомасса составляла соответственно 930, 943 и 830 г/м². Максимальные значения суммарной биомассы отмечались в конце вегетации.

Таблица 1 - Агрометеорологические условия периода вегетации культуры проса по основным межфазным периодам (2008-2009 гг.)

Показатели	Посев - всходы			Всходы – кушение			Кушение – выметывание метелки			Выметывание метелки – созревание		
	1 срок	2 срок	3 срок	1 срок	2 срок	3 срок	1 срок	2 срок	3 срок	1 срок	2 срок	3 срок
2008 год												
Продолжительность периода (дни)	8	8	8	19	22	27	23	19	24	44	45	40
Средняя температура воздуха (°С)	12,1	13,4	15,5	14,2	16,5	18,9	18,3	17,3	22,5	20,8	22,5	23,3
Сумма активных температур (°С)	96,4	106,8	124,2	269,5	363,6	511,7	420,8	329,5	541	916,2	1011,6	932,9
Сумма эффективных температур (°С)	16,4	26,8	44,2	34,5	143,6	241,4	190,8	199	301	506,2	561,6	532,9
Сумма осадков (мм)	15	6	2	6	8	33	18	33	33	99	87	64
Гидротермический коэффициент (ГТК)	1,6	0,6	0,2	0,2	0,2	0,6	0,4	1,0	0,6	1,1	0,9	0,7
Запасы продуктивной влаги в слое почвы 0-100 см (W_{0-100})	164	182	201	189	199	201	201	189	195	192	177	148
2009 год												
Продолжительность периода (дни)	10	9	10	20	26	28	27	15	23	40	48	43
Средняя температура воздуха (°С)	12,7	14,7	17,0	15,9	18,0	19,6	19,4	20,9	24,7	24,0	24,2	22,9
Сумма активных температур (°С)	126,8	132,6	170,4	319,2	469,1	547,4	523,1	313,5	567,9	975,0	1162,2	985,5
Сумма эффективных температур (°С)	18,8	42,0	45,5	119,2	209,1	396,1	253,1	163,5	337,9	677,0	682,2	555,5
Сумма осадков (мм)	6	31	6	18	18	25	25	13	11	33	34	28
Гидротермический коэффициент (ГТК)	0,5	2,3	0,4	0,6	0,4	0,5	0,5	0,4	0,2	0,3	0,3	0,3
Запасы продуктивной влаги в слое почвы 0-100 см (W_{0-100})	136	125	123	124	121	107	114	101	92	94	91	92

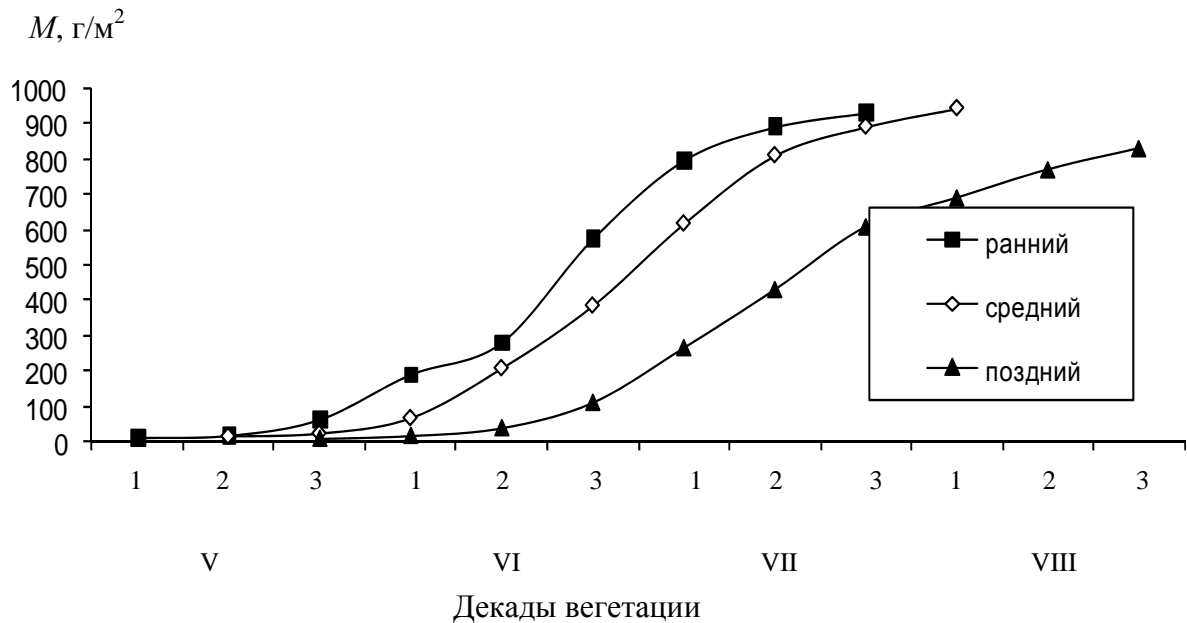


Рис. 1 - Динамика накопления общей сухой биомассы (M) растений проса различных сроков сева в 2008 году.

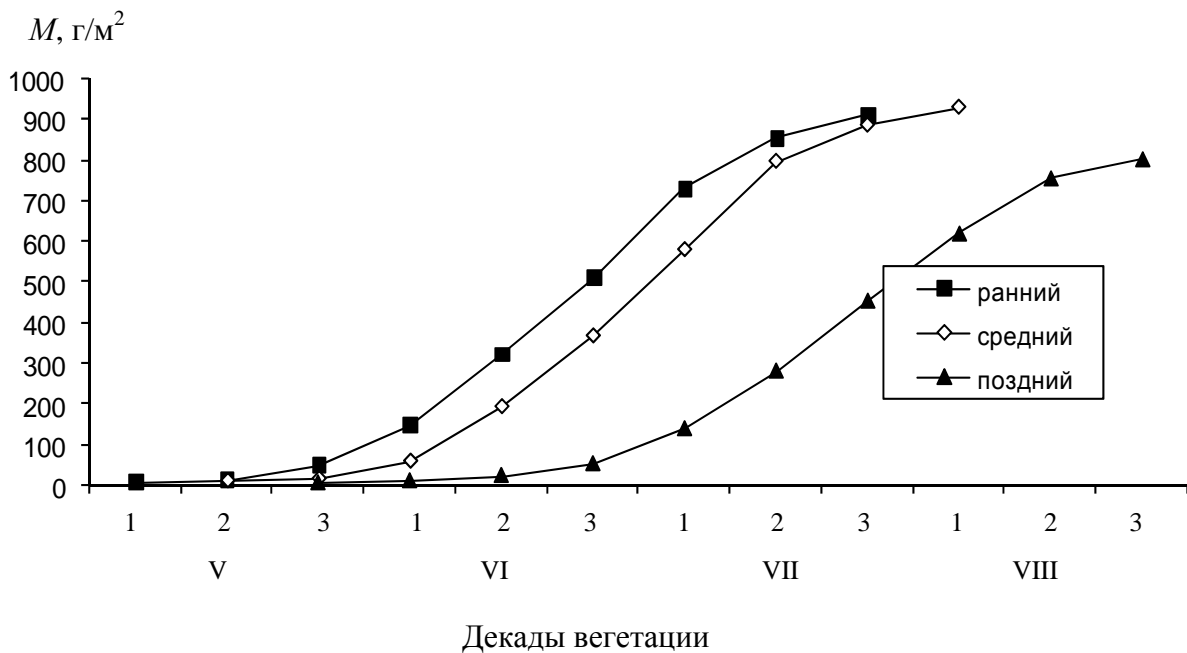


Рис. 2 - Динамика накопления общей сухой биомассы (M) растений проса различных сроков сева в 2009 году.

В 2009 году начальная биомасса растений на 1 м² составляла 8 г/м² (ранний), 13 г/м² (средний), 7 г/м² (поздний). На дату созревания конечная сухая биомасса составляла соответственно 912, 931 и 802 г/м² (рис. 2). Максимальные значения суммарной биомассы (также как и 2008 году) отмечались в конце вегетации.

Синхронность процессов накопления биомассы проса в 2008 и 2009 гг. определяется, во-первых, генетической и экологической обусловленностью интенсивности и направленности роста растений одного и того же сорта [4].

Исследовались также динамика и скорость накопления биомассы отдельных органов растений в 2008 году (рис. 3) и в 2009 году (рис. 4).

Наибольший рост стеблей проса происходит в межфазный период - выметывание метелки – цветение. Среднесуточный прирост стебля составляет от 0,4 до 2,5 см. Наименьший – в конце цветения. Высоту стеблестоя культуры необходимо учитывать для правильного выбора способа и техники уборки урожая.

В создании урожая участвует всё растение. Но ведущую роль играют органы, содержащие хлорофилл (листья, стебли и др.).

Существует прямая зависимость между количеством хлорофилла и энергией фотосинтеза. Из простейших продуктов в процессе фотосинтеза образуются углеводы, белки. Динамика их накопления оказывает влияние на формирование урожая, его величину и качество.

Корневая система растений также способна синтезировать органические вещества и доставлять их вместе с водой и минеральными веществами в вегетативные и генеративные органы растения. Поэтому урожай и его качество зависят как от корневой системы растений, так и от мощности развития надземных органов с наступлением фазы формирования зерна пластические вещества, накопившиеся в вегетативных органах, начинают поступать в зерновку (происходит налив и формирование зерна).

Листья верхних ярусов, особенно флаговые, являются основными поставщиками органических веществ проса в стебель и метелку.

Листья нижних ярусов в этот период утрачивают способность снабжать ассимилянтами репродуктивные органы. Поэтому, чем выше ярус листа, тем активнее его участие в процессе формирования и налива зерна.

Стебель и метелка проса играют большую роль в процессе формирования и налива зерна. Чем выше вегетативная масса растения, тем больше питательных веществ используют они на урожай. Отношение соломы к зерну не должно превышать 2,5:3, так как после этого урожайность проса резко снижается и ухудшается качество зерна [5].

Лучшей температурой для налива зерна является 20-26 °С при достаточной обеспеченности растений питанием и влагой, а также отсутствие вредителей и болезней.

Период налива зерновки проса длится 16-26 дней. Наибольшее накопление сухой биомассы происходит в период выхода растения в трубку – выметывание метелки.

До фазы кущения величина сухой биомассы незначительна (1,9-4 ц/га).

Резкое нарастание сухой биомассы происходит от фазы кущения до выхода в трубку. В фазу выметывания метелки величина биомассы уменьшается. Увеличение биомассы в эту фазу могут вызвать подкормки минеральными удобрениями.

Снижение сухого вещества происходит в фазе полной спелости растений. В это время происходит перераспределение минеральных элементов NPK по органам растения и отмирание нижних листьев.

На рис. 3 (*a* - ранний, *б* - средний, *в* - поздний сроки сева) и 4 (*a* - ранний, *б* - средний, *в* - поздний сроки сева) представлены кривые изменчивости сухой биомассы корней, листьев, стеблей и метелок растений проса в 2008 и 2009 годах.

Из анализа представленных на графиках кривых можно сделать вывод, что в течение вегетации наблюдалось начальное увеличение сухой биомассы вегетативных органов (листьев, стеблей, корней) с некоторым последующим снижением, обусловленным естественным отмиранием части вегетативной массы и перетоком пластических веществ в репродуктивные органы.

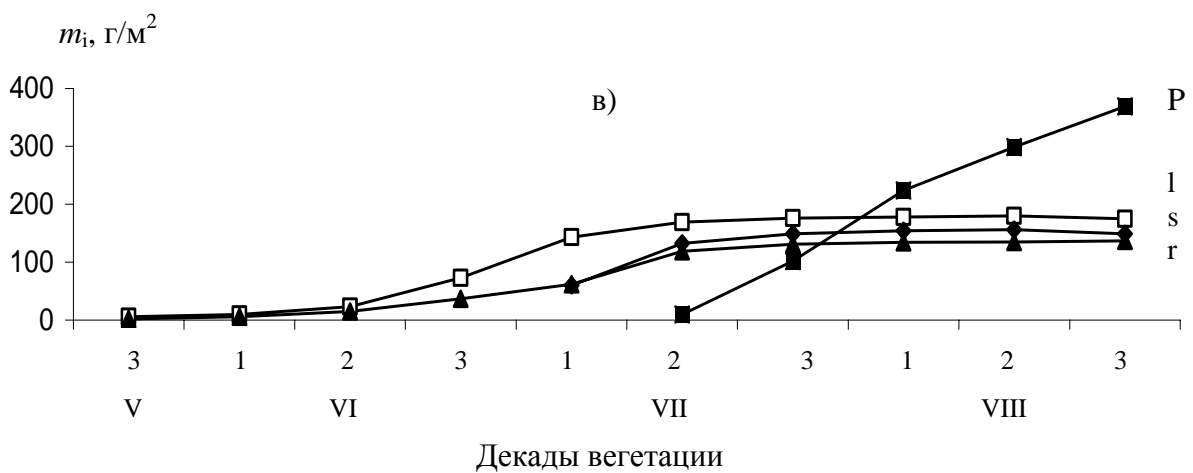
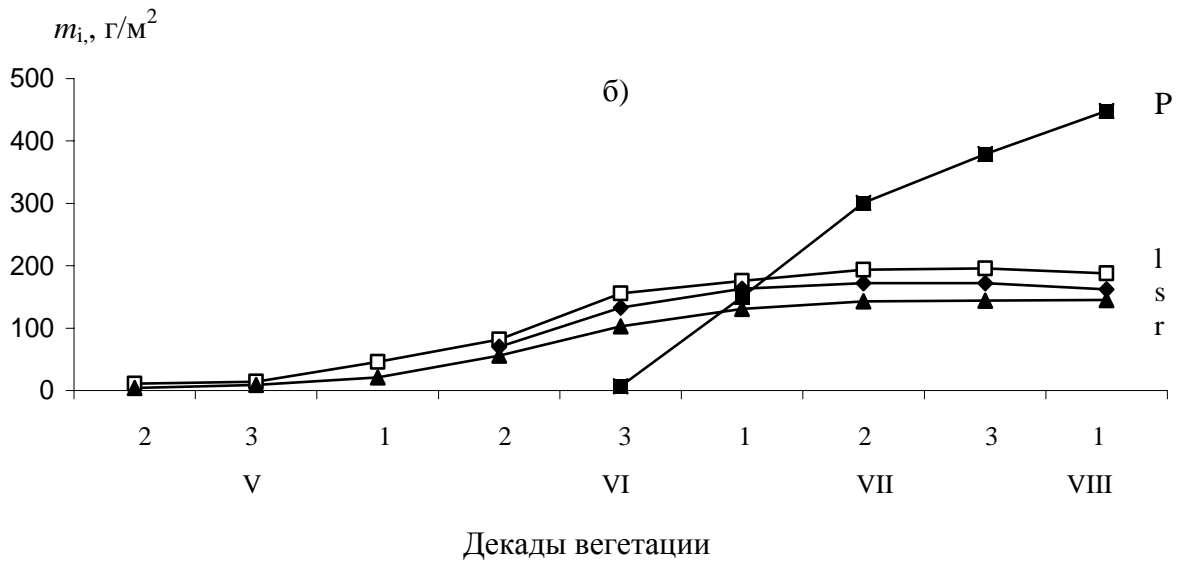
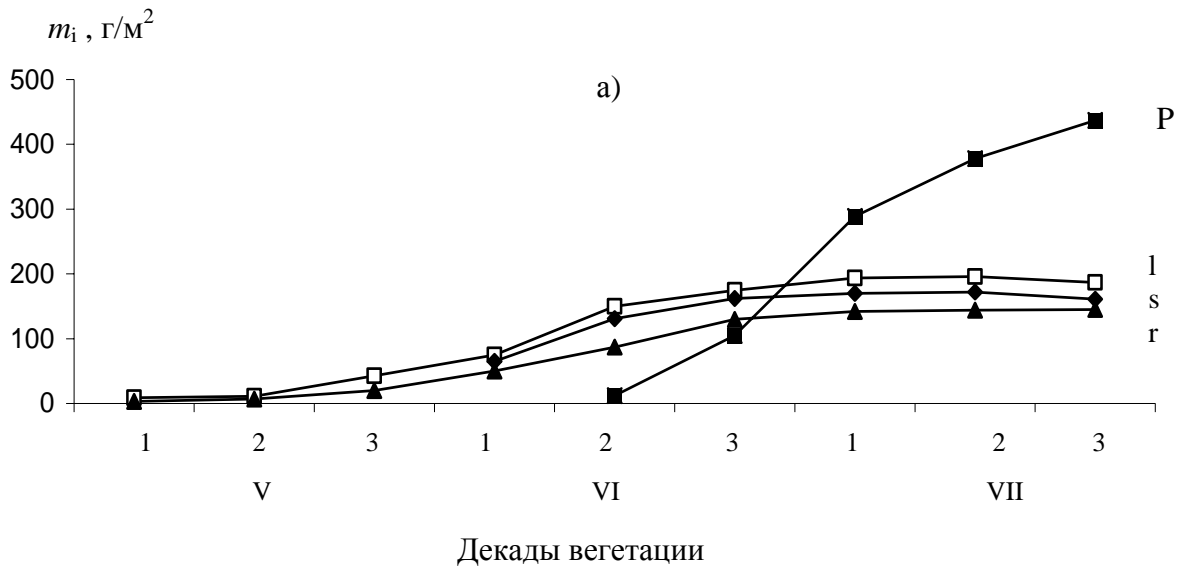


Рис. 3 - Динамика накопления сухой биомассы (m) листьев (l), стеблей (s), корней (r) и метелок (P) проса по данным 2008 года при раннем сроке сева (а), при среднем сроке сева (б), при позднем сроке сева (в).

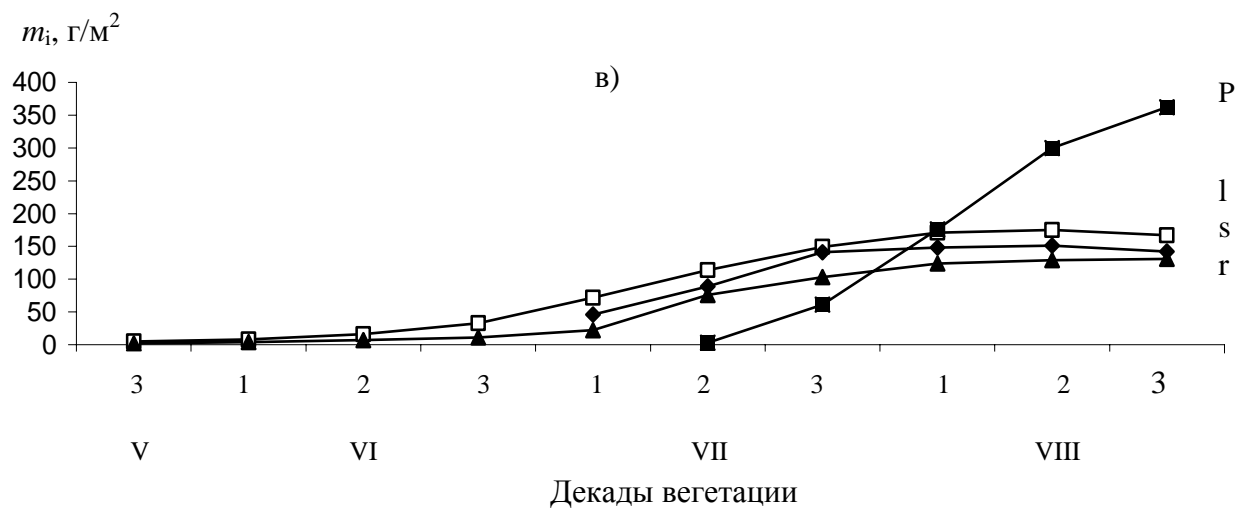
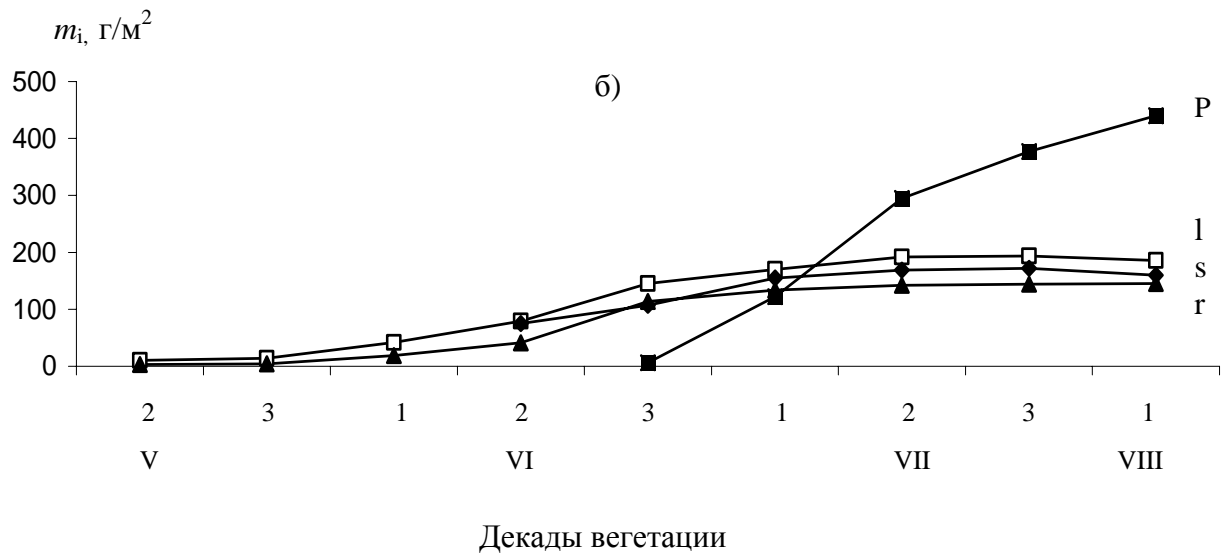
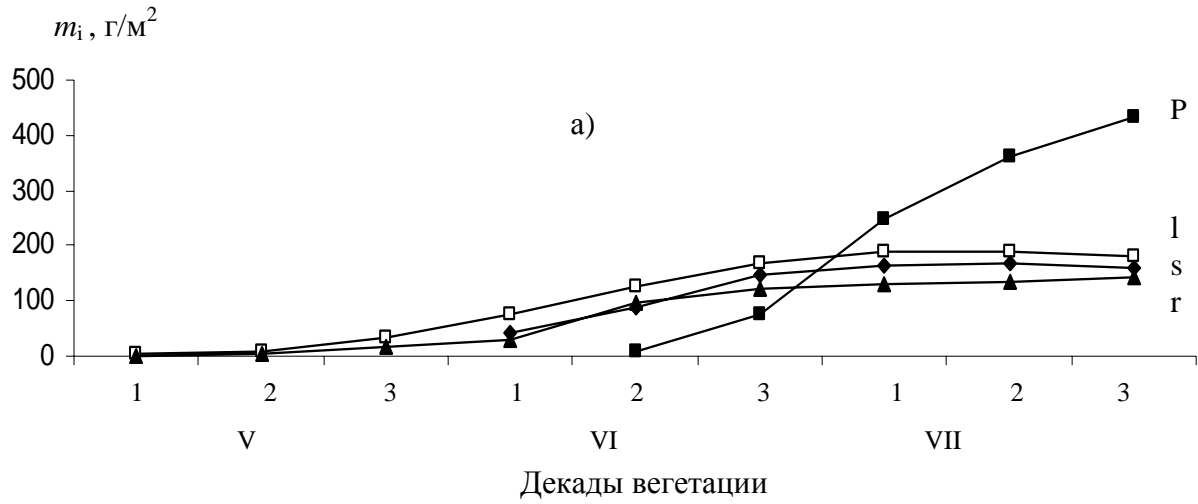


Рис. 4 – Динамика накопления сухой биомассы (m) листьев (l), стеблей (s), корней (r) и метелок (P) по данным 2009 года при раннем сроке сева (а), при среднем сроке сева (б), при позднем сроке сева (в).

В 2008 году размеры максимальной сухой биомассы листьев достигают 196 г/м² (ранний, средний), 180 г/м² (поздний), стеблей – 172 г/м² (ранний, средний), 156 г/м² (поздний), корней – 145 г/м² (ранний, средний), 137 г/м² (поздний). Для кривых накопления сухой биомассы репродуктивных органов (метелок) характерен сигмоидный вид, они содержат участок интенсивного нарастания, точку перегиба и участок интенсивного роста. Максимальные значения биомассы метелок наблюдаются на дату созревания и составляют соответственно 437, 448 и 369 г/м² (рис. 3 а, б, в).

В 2009 году размеры максимальной сухой биомассы листьев достигают 187 г/м² (ранний), 194 (средний), 175 г/м² (поздний), стеблей – 167 г/м² (ранний), 172 (средний), 151 г/м² (поздний), корней – 142 г/м² (ранний), 145 (средний), 131 г/м² (поздний). Максимальные значения биомассы метелок наблюдаются на дату созревания и составляют соответственно 431, 440 и 362 г/м² (рис. 4 а, б, в).

Выводы. В результате выполненной работы нами было изучено влияние агрометеорологических условий на динамику биомассы отдельных органов растений. В целом, погодные условия 2008 года можно считать оптимальными, а 2009 года – удовлетворительными для возделывания проса. В 2008 году на дату созревания конечная сухая биомасса составляла соответственно 930, 943 и 830 г/м². В 2009 году на дату созревания конечная сухая биомасса составляла соответственно 912, 931 и 802 г/м². Максимальные значения суммарной биомассы (также как и 2008 году) отмечались в конце вегетации. В 2008 году максимальные значения биомассы метелок наблюдаются на дату созревания и составляют соответственно 437, 448 и 369 г/м². В 2009 году максимальные значения биомассы метелок наблюдаются на дату созревания и составляют соответственно 431, 440 и 362 г/м². Полученные результаты показали, что ранние и поздние сроки сева при менее благоприятных агрометеорологических условиях приводят к снижению биомассы растения проса.

Список литературы

1. Просвиркина А.Г. Гидрометеорология. Сер. Метеорология. Обзорная информация. – Л: Гидрометеиздат, 1985. Вып. 4. -28 с.
2. Тимирязев К.А. Жизнь растений. – М., 1978. – 245 с.
3. Доспехов Б.А. Методика полевого опыта. – М.: Агропромиздат, 1985. – 351 с.
4. Польовий А.М. Методи експериментальних досліджень в агрометеорології: Навчальний посібник. – Одеса, Вид-во «ТЭС», 2003. – 246 с.
5. Коломейченко В.В. Использование показателей продукционного процесса в земледелии, растениеводстве и селекции. // Земледелие. – 2007. – № 5. – С. 6–7.

Динаміка біомаси окремих органів рослин проса. Сиряк Н.В.

На підставі польових експериментів встановлено закономірності динаміки біомаси органів рослин.

Ключові слова: просо, динаміка біомаси, терміни сівби, урожай.

The dynamics of biomass of separate organs of plants of millet. Siriak N.

On the basis of the field experiments conformities to law of dynamics of biomass of organs of plants are set.

Keywords: millet, dynamics of biomass, terms of sowing, harvest.

КОНТРОЛЬ ЗАБРУДНЕННЯ ВАЖКИМИ МЕТАЛАМИ БАГАТОРІЧНИХ ТРАВ НА ЗРОШУВАНИХ ЗЕМЛЯХ ОДЕЩИНИ

За допомогою методу математичного моделювання забруднення сільськогосподарських культур важкими металами проведено розрахунки і дана оцінка продуктивності та екологічної чистоти багаторічних трав на прикладі люцерни посівної.

Ключові слова: важкі метали, ртуть, кадмій, зрошувальні води, мінералізація, люцерна посівна.

Постанова проблеми. Україна – великий європейський регіон з дуже високою концентрацією промислових, хімічних, енергетичних та інших виробництв, значним рівнем аграрного освоєння земель (70%), широким використанням водних й хімічних меліорацій.

Агроекологічні системи, що стали невід'ємною складовою частиною сучасної біотехносфери, зазнають постійної техногенної дії, підпадають під вплив різних джерел забруднення локального, регіонального і глобального характеру. Посилення хімізації сільського господарства зумовлює поступове накопичення важких металів у ґрунті. В землеробстві України за останні 10-15 років об'єм вживання органічних і мінеральних добрив і різних пестицидів зріс в 1,5-1,8 разу, що спричинило хімічне і біологічне забруднення ґрунтів і водних джерел [4].

Токсичні елементи в умовах сільської агломерації можуть надходити в ґрунт при поливі, тому що вода, яка використовується в цих цілях, часто містить підвищену їх концентрацію. Також джерелом важких металів може бути фосфогіпс, який вноситься на поля при іригації для попередження осолонцювання ґрунтів. В умовах зрошення норми мінеральних добрив зростають практично у 2 рази, а вони в свою чергу можуть бути виготовлені з неякісної сировини. Ця обставина робить необхідною організацію постійного моніторингу забруднення ґрунтово-рослинного покриву на зрошуваних землях [1,2,6].

Для одержання придатної в їжу продукції рослинництва необхідно грамотно вирішувати питання її вирощування. Необхідно враховувати якість зрошувальних вод та мінеральних добрив, міграцію і накопичення найбільш небезпечних для життєдіяльності важких металів в різних агрофітоценозах. Це, у свою чергу, залежить і від типу ґрунту, і від виду рослин, і від кліматичних умов, в яких вони вирощуються, а також від агротехнічних та меліоративних заходів.

Екологічна ситуація, яка складається в цей час, потребує ретельного контролю, оцінки й прийняття конструктивних рішень по стабілізації ситуації в агропромисловому комплексі.

Основна мета досліджень – провести контроль забруднення важкими металами багаторічних трав (на прикладі культури *Medicago sativa L.*) в умовах зрошення чорноземів південних водами Дунай-Дністровської зрошувальної системи.

Матеріали та методи дослідження. Теоретичною основою для проведення контролю є динамічна модель забруднення сільськогосподарських культур важкими металами [3,7]. Основні концептуальні положення такі:

- ріст й розвиток рослин визначається генотипом і факторами зовнішнього середовища;

- моделюється ріст рослин (накопичення сухої біомаси) шляхом розподілу продукту фотосинтезу та поглинутих елементів мінерального живлення з урахуванням потреби для росту в асимілятах надземної та підземної частин рослин;
- моделюються радіаційний та водно-тепловий режими системи «грунт-рослина-атмосфера»;
- моделюється мінеральне живлення рослин;
- моделюються засолення та осолонцювання ґрунтів;
- моделюється кореневе засвоєння важких металів рослинами та їх розподіл між окремими органами рослин.

Процес формування урожаю, його кількості та екологічної чистоти люцерни посівної розглядається як складна сукупність синтезу, розпаду, взаємоперетворення основних компонентів біомаси, швидкості накопичення рослинами забруднюючих речовин.

Під кількістю урожаю розуміємо накопичення зеленої біомаси люцерни, під екологічною чистотою – вміст в зеленій масі важких металів.

Природно-фізична система «грунт-рослина-атмосфера» в моделі подана трьома основними частинами.

Перша частина системи – вхід, якій містить характеристики зовнішнього середовища: географічні (широта місця); кліматичні (сонячне сяяння, температура повітря та ґрунту, опади, вологість повітря); ґрунтові (глибина залягання ґрунтових вод, загальні запаси вологи в ґрунті, найменша вологемність, вологість стійкого в'янення, азот, який легко гідролізується, рухливі фосфор і калій, вміст солей у водній витяжці, натрієво-кальцієвий потенціал); біологічні (фази розвитку, період вегетації), антропогенні (зрошувальні води, фосфогіпс, мінеральні добрива).

Друга частина представляє внутрішню структуру системи, яка описується системою рівнянь радіаційного, теплового та водного балансів, балансу біомаси та важких металів у рослинному покриві, рівняннями засолення та осолонцювання ґрунтово-рослинного покриву, а також мінерального живлення.

Основні рівняння моделі. Показником росту біомаси (ΔM) є приріст за розрахунковий період часу Δt . При визначенні приростів біомаси у цій моделі враховуються основні фізіологічні процеси – фотосинтез (Φ^j) та дихання (R^j), а також вплив процесів мінерального живлення $\{K_{NPK}^j\}$, осолонцювання $\{K_{Na-Ca}^j\}$, засолення $\{K_S^j\}$ та вмісту важких металів $\{K_{e.m.}^j\}$ на продукційний процес рослин

$$\frac{\Delta M^j}{\Delta t} = (\Phi^j - R^j) \min\{K_{NPK}^j, K_{Na-Ca}^j, K_S^j, K_{e.m.}^j\}. \quad (1)$$

Опис швидкості зміни вегетативної надземної маси протягом періоду відновлення вегетації - утворення суцвіть визначається системою рівнянь

$$\begin{cases} m_l^{j+1} = m_l^j + (\beta_l^j \frac{\Delta M}{\Delta t} - g_l^j m_l^j) n^j \\ m_s^{j+1} = m_s^j + (\beta_{sp}^j \frac{\Delta M}{\Delta t} - g_s^j m_s^j) n^j \end{cases}, \quad (2)$$

де m_l, m_s - загальна суха біомаса листків та стебел; β_l, β_s - функції розподілу «свіжих», наново створених асимілятів; $\mathcal{G}_l, \mathcal{G}_s$ - функції розподілу «старих» асимілятів, що були раніше запасені; n - кількість днів.

Вплив забезпечення елементами мінерального живлення на продукційний процес рослин визначається в моделі за принципом Лібіха з врахуванням функції забезпечення (K_{NPK}) азотом (N), фосфором (P) і калієм (K):

$$K_{NPK} = \min \{K_Y\}, \quad (3)$$

$$Y \in N, P, K$$

Значення функції оптимальності азотного, фосфорного та калійного живлення розраховується з рівняння

$$K_Y = \left(\frac{Y}{Y_{opt}} \right)^{1.35} \ell^{1.1 \left(1 - \frac{Y}{Y_{opt}} \right)}, \quad (4)$$

де Y – сумарна кількість N, P_2O_5, K_2O (внесених з добривами та вміщених в ґрунті), еквівалентна добриву, яке вживається, кг/га; Y_{opt} – оптимальна кількість N, P_2O_5, K_2O , необхідна для максимального врожаю, забезпеченого ресурсами світла, тепла та вологи, кг/га.

Вплив осолонцювання ґрунту на формування врожаю сільськогосподарських культур враховується за допомогою функцій впливу рівня натрієво-кальцієвого потенціалу ґрунту на приріст рослинної маси

$$K_{Na-Ca}^j = 1 - (0.31 P_{Na-Ca}^{ep(j)} - 0.4) \mu^j TSI^j n^j \quad (5)$$

де K_{Na-Ca}^j – функція впливу натрієво-кальцієвого потенціалу ґрунту на приріст сухої біомаси цілої рослини; $P_{Na-Ca}^{ep(j)}$ – натрієво-кальцієвий потенціал ґрунту; μ^j – потенційна інтенсивність росту рослин; TSI – середня за декаду ефективна температура; n – кількість днів у розрахунковій декаді.

Зниження продуктивності рослин під впливом засолення ґрунту розраховується за допомогою функції впливу міри засолення ґрунту на приріст біомаси рослин:

$$K_S^j = 1 - q_s (S_{ep}^j - S_{ep}^{crit}) \mu^j TSI^j n^j, \quad (6)$$

де K_S^j – функція впливу вмісту солей у ґрунті на приріст біомаси рослин; q_s – зниження приросту біомаси на одиничний приріст засолення; S_{ep} – вміст солей у водній витяжці ґрунту; S_{ep}^{crit} – критичний рівень засолення.

Рівень антропогенного забруднення ґрунту та рослин важкими металами визначається з урахуванням їх фітотоксичного впливу за допомогою коефіцієнта фітотоксичності $K_{в.м.}^j$

$$K_{в.м.}^j = \min \{K_q^j\}, \quad (7)$$

$$q \in Cd, Cu, Hg, Pb, Sr, Zn,$$

кожний з яких визначається з виразу

$$K_q^j = 1 - \left(\frac{\mu_{A_q}^{crit}}{\frac{A_q^{crit.2}}{A_q} - A_q^{crit.1}} \right) \cdot \overline{A_q}^{roc j}, \quad (8)$$

де $\mu_{A_q}^{крит}$ – зниження продуктивності рослин в інтервалі критичних величин концентрації важких металів в рослині $\overline{A_q}^{крит.1}$ и $\overline{A_q}^{крит.2}$.

Третя частина – вихід, якій є результатом діяльності системи, має вихідну інформацію у вигляді кількісних показників (продуктивність, урожайність) та екологічної чистоти урожаю (концентрація важких металів у рослинній масі).

Робота виконана на основі агрокліматичних і агроекологічних даних по Одеській області.

Аналіз результатів досліджень. В роботі були проведені розрахунки зміни кількості й екологічної чистоти врожаю люцерни при різній якості зрошувальних вод і вмісті важких металів (ртуті та кадмію) в ґрунті.

Розрахунки проведені за таким сценарієм:

- 1) I тип води - мінералізація добра для зрошення и становить 0,4 г/л, II тип - потребує обережного застосування (1,0 г/л), III тип - не придатна для зрошення (1,5 г/л);
- 2) вміст в ґрунті ртуті й кадмію: а) становить 0,003 й 1,65 мг/кг ґрунту; б) досягає 0,03 й 16,5 мг/кг ґрунту відповідно;
- 3) зрошувальна норма змінюється від 500 до 3500 м³/га, з інтервалом в 500 м³/га.

Погодні умови, що складаються в період вегетації люцерни, характерні для середньобогаторічного року на території, яка досліджується в цій роботі.

Характеристика ґрунту: чорнозем південний, потужність гумусового горизонту – 55...75 см, вміст гумусу - 2,1-3,9 %, сума поглинених основ -27,9...37,9мг·екв/100г ґрунту, ступінь насиченості ґрунтів основами - 98 -99 %, рухливі форми: азоту - 5,1...11,4, фосфору - 6,5...12,9, калію - 8,4...13,4 мг/100 г ґрунту.

Варіант 1.

- Мінералізація зрошувальної води - 0,4 г/л.
- Забруднення ґрунту ртуттю 0,003 і 0,03; кадмієм 1,65 і 16,5 мг/кг.

Числові розрахунки концентрації важких металів у зеленій масі люцерни в залежності від зрошувальної норми подані в табл.1. З таблиці видно, що найбільша концентрація важких металів в рослинах спостерігається при мінімальній зрошувальній нормі. При збільшенні кількості води, що подається на посіви люцерни, забруднення рослин зменшується. При зрошувальній нормі 3500 м³/га концентрація ртуті знижується практично в 2 рази, кадмію - в 2-5 разів.

Варіант 2.

- Мінералізація зрошувальної води: 0,4; 1,0; 1,5 г/л.
- Концентрація ртуті: 0,003 й 0,03 мг/кг.

Ртуть (Hg) легко поглинається кореневою системою й переноситься в самій рослині. Шкідливий вплив ртуті виявляється на порушенні різних метаболічних процесів, у тому числі фотосинтезу, утворення хлорофілу, газового обміну й дихання [5].

Розрахунки забруднення люцерни ртуттю в умовах зрошення водами різної якості представлено на рис. 1. Аналіз даних показав, що при мінералізації води 0,4 г/л урожайність найбільша в обох випадках забруднення, найбільші втрати

врожайності відбуваються при підвищеному вмісті ртуті в ґрунті до 0,43 мг/кг сухої маси. Втрати урожаю в цьому випадку становлять приблизно 20%.

Кількість урожаю при максимальній мінералізації води (1,5г/л) і вмісті ртуті 0,03мг/кг, при зрошувальній нормі 3500 м³/га становить 298,5 ц/га, майже такого ж урожаю можливо очікувати при добрій якості води (мінералізація - 0,4 г/л), але при зрошувальній нормі в 2,5 рази меншій (298,3 ц/га).

Таблиця 1 – Залежність концентрації важких металів у зеленій масі люцерни посівної (*Medicago sativa L.*) від умов зволоження. Одеська область

Концентрація важких металів в чорноземах південних, мг/кг	ЗРОШУВАЛЬНА НОРМА, м ³ /га						
	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500
Концентрація ртуті (Hg) в рослинах, мг/кг сухої маси							
0,003	0,0410	0,0396	0,0361	0,0312	0,0262	0,0221	0,0172
0,03	0,430	0,413	0,383	0,326	0,275	0,232	0,179
Концентрація кадмію (Cd) в рослинах, мг/кг сухої маси							
1,65	2,27	1,95	1,59	1,25	1,04	0,52	0,41
16,5	30,94	26,61	21,66	17,02	14,23	7,12	5,57

Варіант 3.

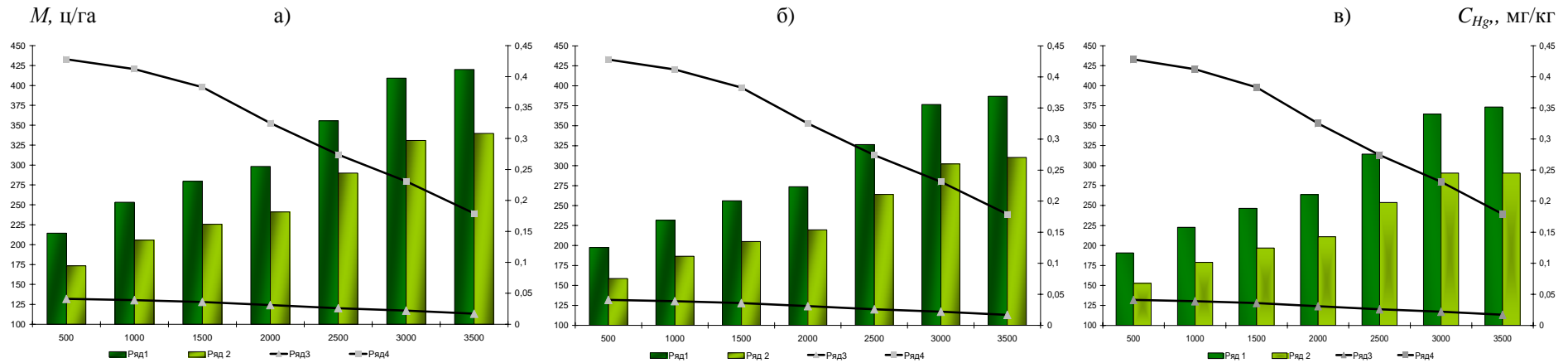
- Мінералізація зрошувальної води: 0,4; 1,0; 1,5 г/л.
- Концентрація кадмію: 1,65 й 16,5 мг/кг.

Значна концентрація кадмію в рослинах, яка наближається або досягає гранично допустимої концентрації, негативно відбивається на продуктивності первинного біологічного продукту. Урожай може знижуватися через гальмування процесів життєдіяльності рослин до 30% і більше. При цьому екологічна чистота такого врожаю так само не відповідає санітарним нормам і одержувана продукція повинна бути переглянута й визначені заходи щодо запобігання потрапляння цієї продукції в раціон харчування тварин [5].

Розрахунки забруднення люцерни кадмієм представлено на рис.2. З рисунку видно, що при мінералізації води 0,4 г/л, урожайність найбільша в обох випадках забруднення, однак, найбільші втрати врожайності спостерігаються при підвищеному вмісті кадмію в ґрунті (16,5 мг/кг), до 36 % урожаю гине.

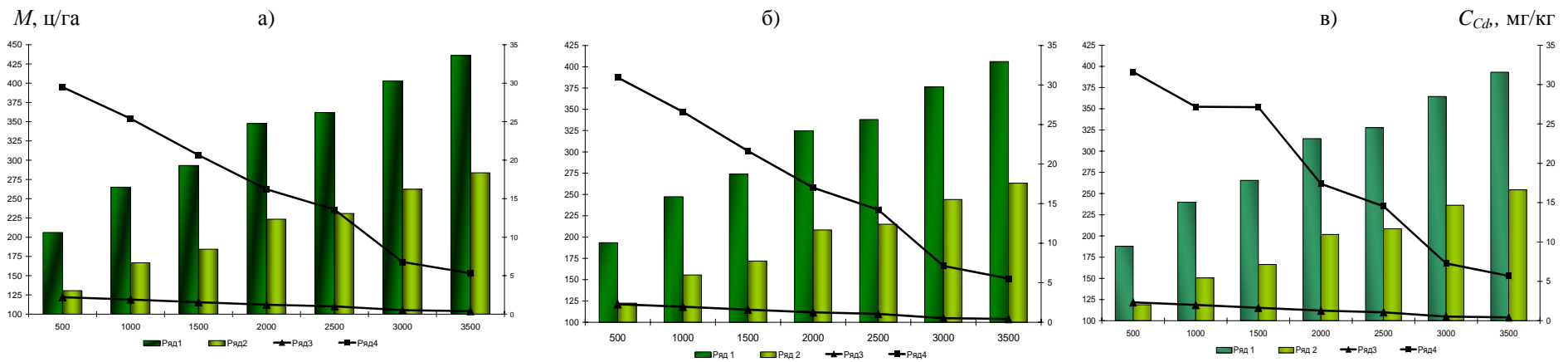
Кількість урожаю при максимальній зрошувальній нормі (3500 м³/га) у випадку забруднення ґрунту при підвищеній мінералізації води - 1,5 г/л і концентрації кадмію 16,5мг/кг становило 254,5ц/га, майже такого ж урожаю можливо очікувати при мінералізації води 0,4 г/л, при зрошувальній нормі 1000 м³/га (264,9 ц/га).

Висновки. Вирощування багаторічних трав в умовах зрошення високо мінералізованими водами й забруднення ґрунтів важкими металами, вміст яких понад ГДК, призводять до втрати 20...36 % урожаю. Однак цього можливо уникнути, якщо раціонально скласти норму та термін вегетаційного поливу й зрошувальної норми в цілому.



Ряд 1 й 2 – біомаса люцерни (M , ц/га); ряд 3 й 4 - концентрація Hg у зеленій масі (C_{Hg} , мг/кг). Якість зрошувальної води а) I тип ; б) II тип; в) III тип.

Рис. 1 - Залежність продуктивності та екологічної чистоти зеленої маси люцерни від вмісту ртуті (Hg) в ґрунті при різноманітному зволоженні й якості зрошувальної води.



Ряд 1 й 2 – біомаса люцерни (M , ц/га); ряд 3 й 4 - концентрація Cd у зеленій масі (C_{Cd} , мг/кг). Якість зрошувальної води а) I тип; б) II тип; в) III тип.

Рис. 2 - Залежність продуктивності та екологічної чистоти зеленої маси люцерни від вмісту кадмію (Cd) в ґрунті при різноманітному зволоженні й якості зрошувальної води.

Одержані дані рекомендується використовувати для оптимізації зрошуваних норм з ціллю зниження концентрації важких металів в зеленій масі люцерни.

Список літератури

1. Балюк С. А., Головина Л.П., Носоненко А.А. Тяжелые металлы в орошаемом земледелии Украины / Тяжелые металлы и радионуклиды в агроэкосистемах (материалы научно-практической конференции). - М.: РАСХН, 1994.- С. 66 – 71.
2. Жигайло Е. Л., Вольвач О.В. Агроэкологическая оценка загрязнения агрофитоценозов тяжелыми металлами// Метеорологія, кліматологія та гідрологія.- 2004.- Вип. 48. – С. 242-247.
3. Жигайло Е. Л. Оценка антропогенного загрязнения сельскохозяйственных культур в Украине. // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. – 2008.- № 3 (7). – С. 73 - 80.
4. Жовинский Э.Я., Кураева И.В. Геохимия тяжелых металлов в почвах Украины. - К.: Наукова думка, 2002.- 213с.
5. Кабате-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. – М.: Мир, 1989. – 439 с.
6. Кулибабин А.Г., Незвинский А.Ф., Кичук И.Д. Эколого-экономические аспекты орошения и рационального природопользования в зоне Дунай-Днестровской оросительной системы Одесской области. – Одесса: Укр. экологическая академия наук, 1997. - 85 с.
7. Полевой А.Н., Хохленко Т.Н. Моделирование формирования урожая сельскохозяйственных культур в условиях орошения черноземов придунайской провинции // Почвоведение. – 1995. - № 12. – С. 1518 –1524.

Контроль загрязнения тяжелыми металлами многолетних трав на орошаемых землях Одещины Жигайло О.Л

С помощью метода математического моделирования загрязнения сельскохозяйственных культур тяжелыми металлами проведены расчеты и дана оценка продуктивности и экологической чистоты многолетних трав на примере люцерны посевной.

Ключевые слова: *тяжелые металлы, ртуть, кадмий, орошаемые воды, минерализация, люцерна посевная.*

The control for lasting grass heavy metals contamination in the Odessa Province irrigation land Zhigailo E.

The calculation and estimation of lasting grass productivity and ecological purity on the pattern of Lucerne have been made with the help of mathematical modeling of agricultural crop heavy metals contamination.

Key words: *heavy metals, mercury, cadmium, irrigating water, mineralization, Lucerne.*

Одесский государственный экологический университет

ОЦЕНКА БИОКЛИМАТИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ЛЕСОСТЕПНЫХ ОБЛАСТЕЙ УКРАИНЫ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ВОЗДЕЛЫВАНИЮ КУКУРУЗЫ

Выполнены региональная оценка показателей биоклиматического потенциала территории лесостепных областей Украины, а также сравнительная оценка эффективности использования биоклиматического потенциала территории при возделывании кукурузы.

Ключевые слова: продуктивность климата, региональная оценка, биоклиматический потенциал, кукуруза, лесостепные области.

Введение. Климатические и погодные условия оказывают большое влияние на сельскохозяйственное производство. Они в значительной степени определяют урожаи сельскохозяйственных культур, качество сельскохозяйственной продукции, затраты на ее производство, особенности агротехнических и технических мероприятий, территориальную специализацию.

Кукуруза - одна из основных культур современного мирового растениеводства. Это связано с ее высокой урожайностью и разносторонним использованием. Кукурузу на зерно возделывают в основном в теплых регионах мира. Однако благодаря селекции раннеспелых гибридов она продвигается и в более северные регионы Европы.

В последнее время наблюдается негативная тенденция к сокращению посевных площадей под многими ценными и традиционными для сельского хозяйства Украины культурами, в частности - кукурузой. Это не может не сказываться отрицательно на всем сельскохозяйственном производстве Украины.

Основная цель исследований. Для рационального размещения посевных площадей необходимо всесторонне учитывать агроклиматические ресурсы территории. Целью данного исследования является оценка агроклиматических ресурсов и биоклиматического потенциала территории Лесостепных областей Украины (Сумской, Черкасской, Полтавской и Харьковской) применительно к возделыванию кукурузы.

Материалы и методы исследования.

Применительно к территории бывшего СССР для сравнительной оценки продуктивности климата наиболее известны исследования С.А. Сапожниковой [1], П.И. Колоскова [2], Д.И. Шашко [3]. В настоящее время на кафедре агрометеорологии и агрометпрогнозов ОГЭКУ З.А. Мищенко и Н.В. Кирнасовская [4] выполнили региональную оценку и районирование показателей биоклиматического потенциала земель на территории Украины при естественном и оптимальном увлажнении с учетом горных районов.

В основе данных исследований лежит предложенная Д.И. Шашко физико-статистическая модель расчета биоклиматического потенциала (БКП), который определяется в относительных значениях или баллах [3]. Биоклиматический потенциал характеризуется комплексом климатических факторов, определяющим возможности сельскохозяйственного производства. К их числу относятся показатели тепло и влагообеспеченности, совместное влияние которых на продуктивность растений выражается формулой для определения БКП применительно к крупной территории в виде

$$БКП = K_p \cdot \frac{\sum T_{c > 10^0 C}}{\sum T_{c(баз)}} \quad (1)$$

где BKP – относительное значение биоклиматического потенциала; K_p – коэффициент роста по годовому показателю атмосферного увлажнения (Md); $\sum T_c > 10^0C$ – сумма активных среднесуточных температур воздуха за период активной вегетации; $\sum T_{C(баз)}$ – базисная сумма температур.

В приведенной формуле 1 коэффициент роста K_p представляет собой отношение урожайности культуры в данных условиях влагообеспеченности к максимальной урожайности в условиях оптимального увлажнения. Его значения подсчитываются по формуле

$$K_p = 1,5 \lg (20 Md) - 0,24 + 0,63Md - Md^2, \quad (2)$$

где Md – показатель атмосферного увлажнения, который рассчитывается по формуле

$$Md = \frac{\sum P}{\sum (E - e)}, \quad (3)$$

где $\sum P$ – количество осадков за год (мм), $\sum (E - e)$ – сумма дефицитов влажности воздуха за год.

Формулы для сравнительной оценки в баллах биологической продуктивности климата (B_k) относительно средней для страны продуктивности и продуктивности в оптимальных условиях роста растений ($B_{k(on)}$) имеют следующий вид:

$$B_k = K_p \frac{\sum T_c \cdot 100}{1900^0 C} = 55 BKP, \quad (4)$$

$$B_{k(on)} = K_p \frac{\sum T_c \cdot 100}{3100^0 C} = 0,6 B_k \quad (5)$$

Здесь 1900^0C и 3100^0C – базисные суммы температур для сравнения со средней по стране продуктивностью климата и для сравнения с продуктивностью в оптимальных условиях роста.

При оценке комплекса факторов биологической продуктивности ведущее звено – тепло и влага. Остальные сопутствующие факторы являются корректирующими. Их учет важен для региональной оценки продуктивности экологических типов сельскохозяйственных культур. Приходом тепла и влаги определяется биоклиматический потенциал местности, который можно принять за ведущее звено природного комплекса факторов. Поэтому в данной работе дана оценка биоклиматического потенциала, характеризующего биоклиматическую продуктивность климата при естественном увлажнении (BKP , B_k и $B_{k(on)}$) для 20 станций четырех областей Украины, находящихся в лесостепной зоне – Харьковской, Полтавской, Черкасской и Сумской.

Для каждой станции были рассчитаны значения сумм среднесуточных температур воздуха выше 10^0C за теплый период ($\sum T_{>10}$), годовые суммы дефицитов влажности воздуха ($\sum d$) и осадков ($\sum R$). Для каждой станции были определены даты

перехода температуры через 10°C весной (D_B) и осенью (D_O), а также продолжительность теплого периода ($N_{ТП}$). А дальше, используя описанные выше формулы, был рассчитан биоклиматический потенциал территории ($БКП$) при естественном увлажнении для сравнительной оценки биологической продуктивности климата по исследуемой территории. Балловая оценка биоклиматического потенциала территории была произведена по формулам 4 и 5.

Сумская область находится в северной части исследуемой территории. Для расчетов мы выбрали четыре станции, находящиеся во втором средневлажном умеренно-теплом районе. Это западные станции Конотоп и Ромны, восточная станция Сумы и южная – Лебедин. Только одна станция, находящаяся на северо-востоке Сумской области – Глухов, входит в первый влажный агроклиматический район.

Результаты расчетов представлены в табл.1. Анализируя суммы температур за теплый период, можно сказать, что в их распределении по территории области прослеживается четкая тенденция к увеличению с севера на юг. Например, на станции Глухов $\Sigma T > 10^{\circ}\text{C}$ равна 2424°C , а в районе Лебедина - 2640°C . Показатель увлажнения Md , предложенный Д.И. Шашко для характеристики условий увлажнения, изменяется от 0,46 до 0,40. Агроклиматологи считают, что при значениях $Md = 0,5$ создаются оптимальные условия для влагообеспеченности растений. Однако, в данном случае имеет место некоторый недостаток увлажнения территории, который снижает значения $БКП$ и его балловую оценку.

Таблица 1 – Количественная оценка биоклиматического потенциала при естественных условиях увлажнения по районам Сумской области

Станция	D_B	D_O	$N_{ТП}$	$\Sigma T > 10,^{\circ}\text{C}$	$\Sigma R, \text{мм}$	$\Sigma d, \text{мм}$	Md	k_p	$БКП$	B_K	$B_{K(оп)}$
Глухов	27.04	26.09	152	2424	600	1306	0,46	0,96	2,33	128	77
Конотоп	24.04	29.09	158	2580	590	1350	0,44	0,94	2,42	133	80
Сумы	24.04	29.09	158	2600	603	1386	0,44	0,94	2,44	134	81
Ромни	24.04	1.10	159	2614	628	1393	0,45	0,95	2,48	137	82
Лебедин	23.04	1.10	160	2640	586	1460	0,40	0,90	2,38	131	78

Например, в районе северной станции Глухов, где Md самый высокий – 0,46, значение $БКП$ не превышает 2,33, а в баллах – 128. В районе Лебедина (южная часть Сумской области) наблюдаются самые засушливые условия, здесь $Md = 0,40$, а $БКП$ равен 2,38, а в баллах, соответственно, 131.

Представляет интерес и сравнительная оценка биологической продуктивности относительно оптимальных условий роста. Выполнив соответствующие расчеты, можно сделать вывод, что на территории Сумской области самая низкая биоклиматическая продуктивность наблюдается в районе северо-восточной станции Глухов (77 баллов) и южной станции Лебедин (78 баллов). Поскольку $БКП$ – это комплексный показатель условий теплообеспеченности и увлажнения, можно сказать, что в первом случае снижение значений $БКП$ определяется недостатком тепла, а во втором – недостатком влаги. На остальной части территории значения B_K изменяются незначительно и равны 80-82 баллам.

Черкасская область расположена в западной части изучаемой территории. Станции, выбранные для исследований, расположены в северо-восточной части (Золотоноша), на западе (Жашков), на юго-западе (Умань), в центральной части

области (Звенигородка) и на юго-востоке (Чигирин). Результаты расчетов представлены в табл. 2. Суммы температур выше 10°C увеличиваются в направлении с запада и юго-запада на северо-восток и юго-восток. На западе и юго-западе области, судя по значениям показателя Md , наблюдаются лучшие условия увлажнения, здесь $Md = 0,42-0,45$. На юго-востоке, в районе Чигирина, условия наиболее засушливые. В целом, значения $B_{КП}$ и $B_{К(ОП)}$ равны по территории 2,39-2,47 и 131-136 соответственно, что практически аналогично показателям в Сумской области.

Таблица 2 – Количественная оценка биоклиматического потенциала при естественных условиях увлажнения по районам Черкасской области

Станция	D_B	D_O	$N_{ТП}$	$\Sigma T_{>10}$ °C	ΣR , мм	Σd , мм	Md	k_p	$B_{КП}$	B_K	$B_{К(ОП)}$
Золотоноша	22.04	05.10	165	2810	569	1496	0,38	0,88	2,47	136	82
Жашков	23.04	05.10	165	2600	618	1387	0,45	0,95	2,47	136	82
Звени- городка	23.04	06.10	166	2720	595	1607	0,37	0,88	2,39	131	79
Чигирин	20.04	07.10	169	2925	555	1680	0,33	0,82	2,40	132	79
Умань	23.04	04.10	164	2651	633	1496	0,42	0,92	2,44	134	80

Полтавская область характеризует центральную часть исследуемой территории. Для расчетов были выбраны следующие станции: Гадяч (север области), Гребенка и Лубны (северо-западная территория), Веселый Подол (запад области) и южная станция Кобеляки. Результаты расчетов представлены в табл.3.

Таблица 3 – Количественная оценка биоклиматического потенциала при естественных условиях увлажнения по районам Полтавской области

Станция	D_B	D_O	$N_{ТП}$	$\Sigma T_{>10}$ °C	ΣR , мм	Σd , мм	Md	k_p	$B_{КП}$	B_K	$B_{К(ОП)}$
Гадяч	25.04	01.10	158	2645	615	1533	0,40	0,90	2,38	131	79
Гребенка	24.04	03.10	161	2720	605	1533	0,39	0,90	2,45	135	81
Вес.Подол	24.04	03.10	161	2765	543	1533	0,35	0,85	2,35	129	78
Кобеляки	21.04	07.10	163	2950	524	1788	0,29	0,77	2,27	125	75
Лубны	22.04	03.10	164	2762	627	1569	0,40	0,90	2,49	137	82

Анализируя полученные данные, можно сделать вывод, что теплый период в Полтавской области наступает в те же самые сроки, что и на территории соседней Черкасской области, но длится немного меньше. Наилучшие условия увлажнения наблюдаются в северо-западной и северной частях области, где значения Md равны 0,39-0,40, а самые засушливые условия наблюдаются на юге (в районе Кобеляк $Md = 0,29$). Рассчитав значения $B_{КП}$, его балловой оценки и величины $B_{К(ОП)}$, можно сказать, что из-за недостатка увлажнения на юге наблюдаются самые низкие их значения, тогда как на севере и северо-западе области $B_{КП}$ и B_K равны соответственно 2,38-2,49 и 131-137.

Харьковская область является самой восточной на исследуемой территории. Теплый период здесь (табл. 4) начинается в те же самые сроки, что и в Полтавской

области, но заканчивается на 2-3 дня раньше. Наибольшие суммы температур выше 10°C наблюдаются здесь в районе центральной станции Комсомольское и на востоке – в четвертом, наименее увлажненном районе, где расположена станция Купянск. Здесь же формируются наиболее засушливые условия ($Md = 0,29-0,31$). Значения BKP здесь самые низкие по всей территории исследования. Например, в районе Приколотного и Коломака $BKP = 2,37$, а в районе Комсомольского $BKP = 2,22$. Это самое низкое значение этого показателя на всей территории исследования.

BKP в баллах от оптимального выше всего в районе Приколотного (северо-восток) и Коломака (восток), а самое маленькое значение $B_{K(OП)}$ на всей исследуемой территории наблюдается также в Комсомольском и равняется 73. В целом же можно сказать, что наивысшая биологическая продуктивность климата наблюдается на территории Черкасской области, а с продвижением на восток она уменьшается.

Таблица 4 – Количественная оценка биоклиматического потенциала при естественных условиях увлажнения по районам Харьковской области

Станция	D_B	D_O	$N_{ТП}$	$\Sigma T_{>10}$ $^{\circ}\text{C}$	ΣR мм	Σd , мм,	Md	k_p	BKP	B_K	$B_{K(OП)}$
Комсо- мольское	22.04	04.10	164	2885	538	1369	0.39	0.89	2.57	141	85
Богодухов	24.04	2.10	160	2683	561	1150	0.49	0.99	2.66	146	88
Приколотное	24.04	01.10	159	2725	608	1204	0.50	1.00	2.73	150	90
Коломак	24.04	01.10	159	2720	576	1178	0.49	0.99	2.69	148	89
Купянск	22.04	03.10	163	2880	556	1341	0.42	0.92	2.65	146	88

Согласно общей шкале оценки общей биологической продуктивности, разработанной Д.И. Шашко, на территории бывшего СССР выделено семь регионов от очень низкой оценки ($BKP = 0,8$) до очень высокой оценки ($BKP > 3,4$). Исходя из полученных нами данных, территорию лесостепных областей Украины, а именно Черкасскую, Сумскую, Полтавскую и Харьковскую области, можно отнести к зоне повышенной биологической продуктивности климата.

При решении вопроса рационального размещения зерновых и технических культур необходимо проводить сравнительную оценку эффективности использования биоклиматического потенциала территории конкретными культурами в том или ином регионе Украины.

Мы сравнили с величиной BKP используемую каждой культурой часть общего биоклиматического потенциала в виде BKP_K . Он рассчитывается по формуле

$$BKP_K = K_p \cdot \frac{\Sigma T_{ВП}}{1000^{\circ}\text{C}}, \quad (6)$$

где сумма активных температур воздуха выше 10°C рассчитывается за период вегетации культуры.

BKP_K удобнее рассчитывать в баллах по формуле

$$B'_K = 55BKП_K \quad (7)$$

Тогда коэффициент эффективности использования биоклиматического потенциала территории культурой ($k_{\text{э}}$) можно рассчитывать по соотношениям

$$k_{\text{э}} = \frac{BKП_K}{BKП} \cdot 100\% \quad \text{или} \quad k_{\text{э}} = \frac{B'_K}{B_K} \cdot 100\%. \quad (8)$$

По вышеизложенной методике нами выполнена сравнительная оценка использования биоклиматического потенциала на территории четырех лесостепных областей Украины применительно к кукурузе. Результаты представлены в табл. 5.

Анализируя результаты расчетов по территории Сумской области, можно сделать следующие выводы. Наименьшие значения $BKП_K$ для кукурузы наблюдаются в районе станции Глухов, которая характеризует северную часть исследуемой территории. Здесь $BKП_K$ равен 2,03, а его оценка равна 112 баллам.

Коэффициент эффективности использования ресурсов территории не превышает 67%. На западе и на востоке области биоклиматические ресурсы используются кукурузой более эффективно, здесь значения $k_{\text{э}}$ равны 70-71%. В целом же можно сказать, что кукуруза использует на территории Сумской области порядка 70% биоклиматических ресурсов.

Наибольшее в Черкасской области значение $BKП_K$, а именно 2,19 или 120 баллов наблюдается в районе западной станции Жашков (табл. 5). Здесь же кукуруза наиболее эффективно использует биоклиматические ресурсы территории, $k_{\text{э}}$ равен 73. В районе же северо-восточной станции Золотоноша, где значение $BKП$ такое же, как и в районе Жашкова, а именно 136 баллов, степень его использования кукурузой намного ниже: B'_K равен 113 баллов, а $k_{\text{э}}$ лишь 68. Очевидно, здесь сказывается недостаток тепловых ресурсов.

Самое низкое значение $BKП_K$ и его балловой оценки на территории Черкасской области наблюдается в районе Чигирина и равны они соответственно 1,99 и 110. Коэффициент эффективности использования $BKП$ территории здесь равен 66, что говорит о том, что на территории Чигиринского района недостаток влагообеспеченности создает преграду для более полного использования биоклиматических ресурсов. В целом же можно сказать, что кукуруза в Черкасской области использует также не более 70% биоклиматических возможностей территории.

В табл. 5 представлены результаты расчетов эффективности использования $BKП$ территории посевами кукурузы в Полтавской области. Можно видеть, что наибольшее значение $BKП_K$, а именно 2,13 или 117 баллов наблюдается в районе северо-западной станции Лубны. Здесь же кукуруза наиболее эффективно использует биоклиматические ресурсы территории, $k_{\text{э}}$ равен 70. В районе же южной станции Кобеляки наблюдается самое низкое значение $BKП_K$ и его балловой оценки на территории Полтавской области, которые соответственно равны 1,86 и 102. Коэффициент эффективности использования $BKП$ территории здесь равен 61, что говорит о том, что на юге Полтавской области недостаток влагообеспеченности также создает преграду для более полного использования биоклиматических ресурсов. В целом же можно сказать, что кукуруза в Полтавской области использует не более 67% биоклиматических возможностей территории.

Таблица 5 – Количественные показатели степени использования биоклиматического потенциала территории кукурузой по областям лесостепи Украины

Станция	k_p	B_k , баллы	Даты		$\Sigma T_{вл}, ^\circ C$	$B_{КП К}$	$B_{К'}$, баллы	$кЭ$
			Посев	Полная спелость				
Сумская область								
Глухов	0,96	128	14.05	20.09	2115	2,03	112	67
Конотоп	0,94	133	10.05	18.09	2209	2,08	114	69
Сумы	0,94	134	6.05	16.09	2265	2,13	117	70
Ромны	0,95	137	6.05	17.09	2260	2,15	119	71
Лебедин	0,90	131	6.05	16.09	2275	2,05	113	68
Черкасская область								
Золотоноша	0,88	136	4.05	13.09	2345	2,06	113	68
Жашков	0,95	136	4.05	17.09	2305	2,19	120	73
Звенигородка	0,88	131	1.05	14.09	2365	2,08	115	69
Чигирин	0,82	132	2.05	11.09	2430	1,99	110	66
Умань	0,92	134	3.05	15.09	2294	2,11	116	70
Полтавская область								
Гадяч	0,90	131	7.05	16.09	2292	2,06	113	68
Гребенка	0,90	135	6.05	14.09	2310	2,08	114	69
Веселый Подол	0,85	129	4.05	12.09	2358	2,00	110	66
Кобеляки	0,77	125	3.05	9.09	2413	1,86	102	61
Лубны	0,90	137	6.05	14.09	2363	2,13	117	70
Харьковская область								
Комсомольское	0,89	141	5.05	12.09	2397	2,13	117	70
Богодухов	0,99	146	6.05	15.09	2304	2,28	125	75
Приколотное	1,00	150	6.05	15.09	2304	2,30	127	76
Коломак	0,99	148	6.05	13.09	2312	2,29	126	76
Купянск	0,92	146	6.05	13.09	2413	2,22	122	73

Как видно из таблицы 5, наибольшие значения $BKП_K$ для посевов кукурузы в Харьковской области наблюдаются в районе Приколотного и Коломака, т.е. в северо-восточной и в северо-западной частях Харьковской области. Здесь $BKП_K$ равен 2,29-2,30, а его балловая оценка – 126-127 баллов. Таким образом, степень эффективности использования биоклиматического потенциала этих районов для кукурузы равна 76%.

В районе Богодухова, который характеризует север области, $BKП_K$ равен 125 баллам, а в районе Купянска, который характеризуется самыми засушливыми условиями, $BKП_K$ равняется 122 баллам. В соответствии с величиной $BKП_K$ изменяется и $кЭ$: он находится в пределах 73-75 %.

Проведенные выше расчеты дают возможность оценить степень использования $BKП$ территории четырех областей Лесостепной зоны Украины такой важнейшей сельскохозяйственной культурой, как кукуруза.

Можно видеть, что $кЭ$ по всей исследуемой территории изменяется довольно существенно. Его значения находятся в пределах 57-76%. Среднее значение $кЭ$ на исследуемой территории порядка 70%. В Харьковской области же наблюдаются наивысшие значения $кЭ$, что говорит о том, что именно здесь кукуруза наиболее полно использует биоклиматические ресурсы территории.

Однако согласно шкале Д.И. Шашко территория Сумской, Черкасской, Полтавской и Харьковской областей является благоприятной зоной для растениеводства.

Выводы. В целях рационального использования биоклиматических ресурсов территории лесостепных областей Украины можно рекомендовать не сокращать посевные площади под такой ценной и ведущей для Украины сельскохозяйственной культурой, как кукуруза, а рационально использовать сельскохозяйственные угодья, повышать урожайность, используя засухоустойчивые сорта и различные приемы мелиораций, а также учитывать особенности местного климата.

Список литературы

1. Сапожникова С.А. Принципы сельскохозяйственной бонитировки климатов СССР // Труды Всесоюзного научного совещания. - 1963. - Т. 8. - С. 3-17.
2. Колосков П.И. О биоклиматическом потенциале и его распределении на территории СССР // Труды НИИАК. - 1963. - Вып. 23 - С. 90-111.
3. Шашко Д.И. Агроклиматические ресурсы СССР. - Л.: Гидрометеиздат, 1985. - 247 с.
4. Мищенко З.А., Кирнасовская Н.В. Метод региональной оценки и районирования биоклиматического потенциала Украины с учетом микроклимата // Метеорология и гидрология. - 2005. - №5. - С. 72-81.

Оцінка біокліматичного потенціалу лісостепових областей України стосовно вирощування кукурудзи. Вольвач О.В.

Виконані регіональні оцінки показників біокліматичного потенціалу території лісостепових областей України, а також порівняльна оцінка ефективності використання біокліматичного потенціалу території при вирощуванні кукурудзи.

Ключові слова: продуктивність клімату, регіональна оцінка, біокліматичний потенціал, кукурудза, лісостепові області.

The assessment of bioclimatic potential in Ukrainian forest-steppe provinces related to maize growing. Volvach O. V.

Regional assessment of bioclimatic forest-steppe regions potential in Ukraine has been made, also have comparative evaluation of using bioclimatic region potential efficiency related to maize cultivation has been made.

Key words: climate productivity, regional assessment, bioclimatic potential, maize, forest-steppe region.

УДК 556.166

Е.Д. Гопченко, д.г.н., Г.М. Андреевская, к.г.н.

НОРМА ГОДОВОГО СТОКА РЕК ЗАКАРПАТЬЯ

Рассматриваются научно –методические проблемы расчета нормы годового стока рек Закарпатья.

Ключевые слова: норма стока, годовой сток, сток горных рек, гидрологические расчеты.

Введение. Норма годового стока – одна из важнейших характеристик в гидрологических расчетах. В горных районах она отличается большой изменчивостью, что связано не только с высотой местности, но и ориентацией склонов по отношению к влагонесущим потокам.

Обобщения по годовому стоку рек Закарпатья, приведенные в СНиП 2.01.14-83, относятся к 1980 году. С тех пор, прошло уже около 30 лет, и за этот период накоплены новые данные наблюдений за стоком рек, что позволяет уточнить характеристики годового стока.

Объект исследования. Объектом исследования являются реки Закарпатья с площадями водосборов от 25.4 км² (р.Студеный - с. Нижний Студеный) до 9140 км² (р.Тиса - пгт Вилоч) и со средней высотой водосборов от 300 (р.Стара- с.Зняцево) до 1200 м (р.Белая Тиса – с.Луги). Используются ряды наблюдений от 22 до 57 лет и с периодами наблюдений до 2002 года, включительно.

Состояние вопроса. Среднее многолетнее значение годового стока неизученных горных рек, согласно [1], следует определять по районным зависимостям стока от средней высоты водосбора $\bar{q} = f(\bar{H}_g)$, установленным по данным изученных рек. Координаты этих зависимостей для различных горных районов даны в таблицах нормативного документа. На юго-западном склоне Карпат (Закарпатье) выделяется три района. Первый, наиболее сильно подверженный воздействию влагоносных юго-западных ветров (бассейны рек Шопурки, Мокранки, Красной, Боржавы, Пилипча, Турьи и верховья Латорицы), характеризуется наибольшими величинами годового стока – 20 - 40 л/с·км². Наименьший сток имеет место в бассейнах рек Черной и Белой Тисы, а также в среднем и нижнем течении Ужа. Район находится в котловине, вследствие чего сюда проникает значительно меньше влагоносных масс, чем в другие районы. Средние многолетние модули годового стока здесь находятся в пределах 10 - 25 л/с·км². Сток остальных водотоков, протекающих по этому склону занимает промежуточное положение, т.е. в пределах 15-30 л/с·км².

Анализ данных по годовому стоку рек Закарпатья. Сравнивая средние многолетние модули годового стока, приведенные в «Ресурсах поверхностных вод» [2] и рассчитанные по данным наблюдений до 2002 года (рис.1), получено уравнение

$$\bar{q} = 0.87\bar{q}_{pec}, r = 0.88, \quad (1)$$

где \bar{q} - нормы годового стока по состоянию до 2002 года; \bar{q}_{pec} – нормы годового стока, приведенные в [2] (до 1980 года, включительно).

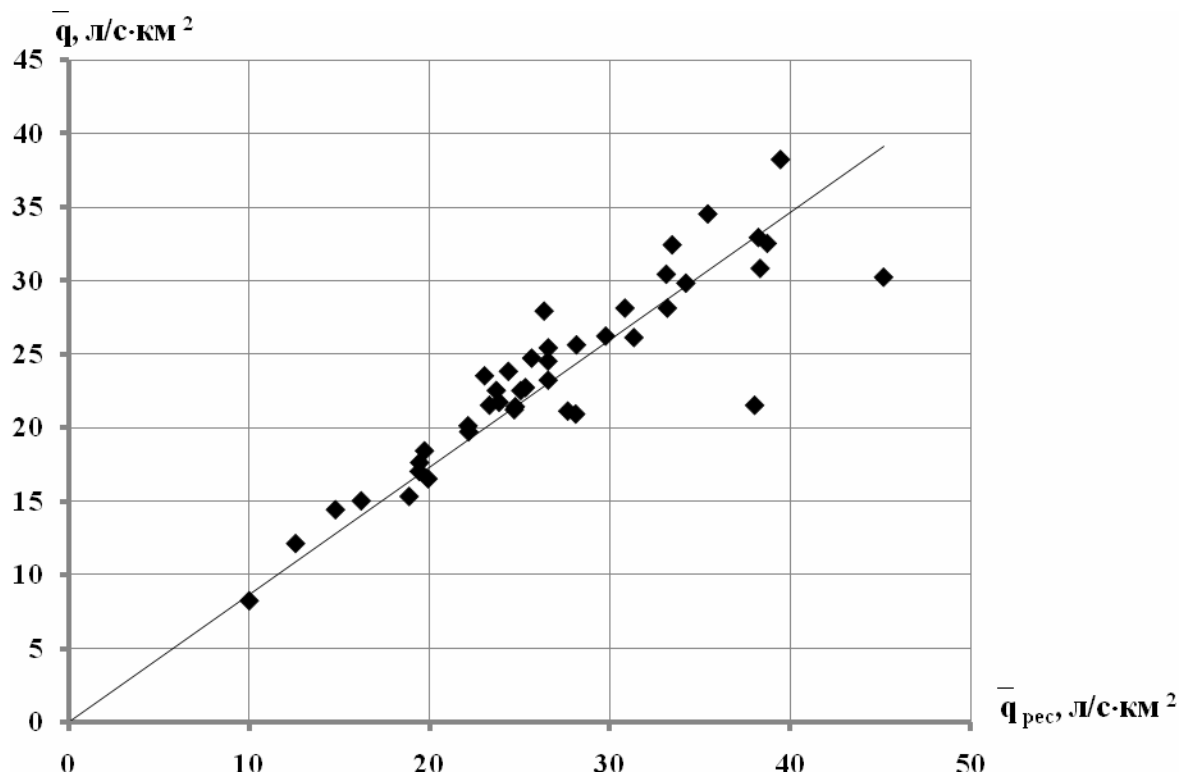


Рис.1 - Сравнение средних многолетних модулей годового стока (по данным «Ресурсов поверхностных вод» и рассчитанных по временным рядам до 2002 года).

Причем, можно отметить уменьшение норм стока за исследуемый период в среднем на 13%. При установлении норм годового стока следует иметь в виду, что временным рядам присуща закономерность в виде чередования группировок многоводных и маловодных лет разной продолжительности. Учесть это обстоятельство можно путем включения в расчетную продолжительность рядов годового стока с одинаковым количеством многоводных и маловодных групп водности.

В математической статистике очень хорошо разработан аппарат проверки гипотезы про статистическую однородность двух рядов X и Y , которые подчиняются нормальному закону распределения. В этом случае чаще всего используются параметрические критерии Фишера-Снедекора (F) и Стьюдента (t) [3].

Для анализа выбраны пять водосборов (табл.1), равномерно расположенных по всему району исследований (в направлении с северо-запада на юго-восток) с наиболее длинными рядами наблюдений – 47-57 лет. Площади водосборов находятся в пределах от 189 (Белая Тиса – с.Луги) до 550 км² (Рика - пгт Межгорье).

Исходные ряды разбивались на две выборки, каждая из которых имеет длину 24-28 лет. Статистические характеристики исследуемых рядов и результаты проверки на однородность на уровне 5% приведены в табл.1. Установлено, что исследуемые ряды являются однородными, т.к. выполняются условия $F < F_\alpha$ и $t < t_\alpha$ и, следовательно, их можно использовать для расчета норм годового стока.

Таблица 1 - Проверка временных рядов на однородность (при помощи критериев Фишера-Снедекора и Стьюдента)

№	Река -пост	n, лет	$q_{сер}, л/с км^2$	σ	C_v	$r(1)$	F	F_a	t	t_a
6	Белая Тиса-с.Луги	48	26.5	5.69	0.21	0.10	1.27	2.39	1.70	2.02
13	Мокранка-с.Русская Мокрая	47	38.8	8.4	0.22	-0.04	1.38	2.39	0.10	2.02
19	Рика – пгт Межгорье	57	25.1	6.34	0.25	-0.07	1.99	2.55	1.77	2.4
26	Боржава-с.Долгое	56	27.5	8.05	0.29	0.18	1.28	2.58	1.83	2.40
30	Латорица-с.Подполозье	49	29.6	8.53	0.29	0.34	1.41	2.27	1.89	2.01

Примечание: F и F_a – статистика критерия Фишера и ее критическое значение; t и t_a – статистика критерия Стьюдента и ее критическое значение.

При обобщении данных по территории Закарпатья была исследована зависимость норм годового стока (табл.2) от таких местных факторов, как высотное положение и залесенность водосборов. Зависимость от высоты водосбора показана на рис.2 и описывается уравнением

$$\bar{q} = \bar{q}_{H_e=500} + 0.014(H_e - 500), r = 0.50, \quad (2)$$

где свободный член – значение нормы годового стока, приведенное к условной высоте водосбора $H_e=500$ м.

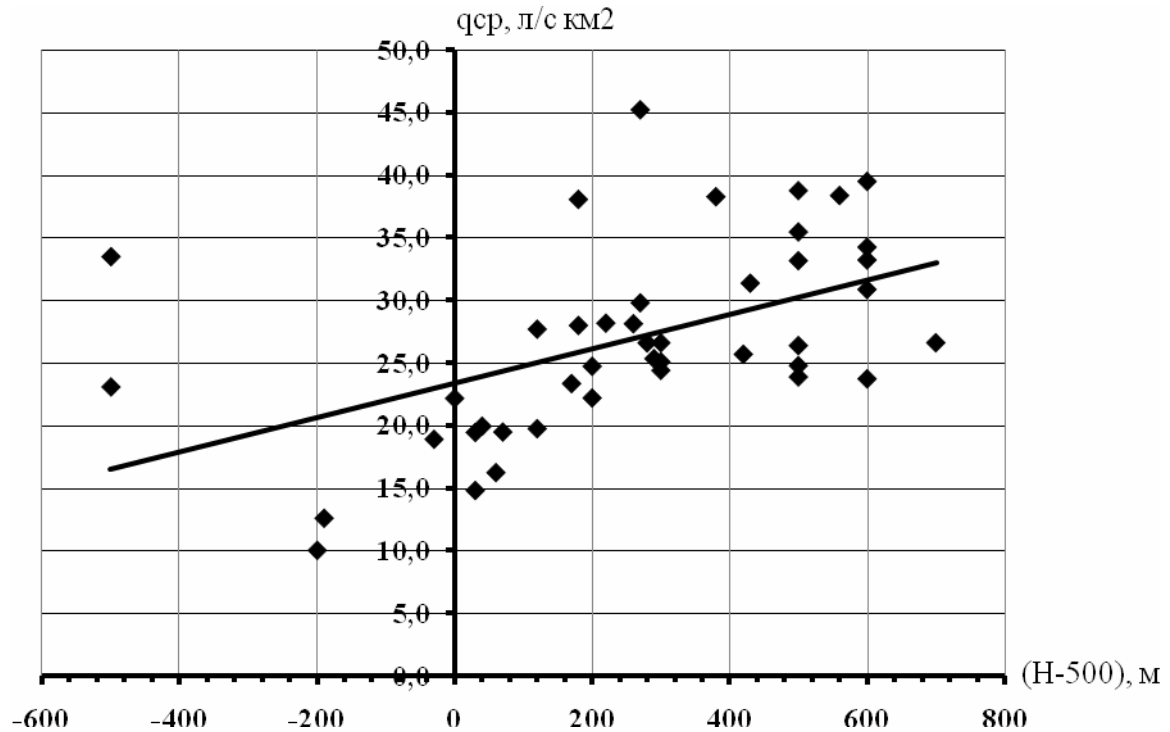


Рис.2 - Зависимость средних многолетних величин годового стока от высотного положения водосборов.

В дальнейшем, приведенные значения $\bar{q}_{H=500}$ были поставлены в зависимость от залесенности водосбора. Зависимость выражена недостаточно хорошо, коэффициент корреляции составляет всего 0.28. Это дает основание приведенные значения $\bar{q}_{H=500}$ картировать (рис.3).

Наибольшими величинами годового стока характеризуются верховья рек Латорицы, Жденявки ($\bar{q}_{H=500} = 30 - 40$ л/с·км²), Теребли, Рики, Тересвы ($\bar{q}_{H=500} = 25-30$ л/с·км²), расположенные в высокогорных районах описываемой территории. Низовья этих же рек, также как и вся западная часть, отличаются более низкими значениями стока $\bar{q}_{H=500}$ (15 - 20 л/с·км²).

Таблица 2 - Исходные и расчетные данные по годовому стоку рек Закарпаття

Номер поста	Река-пункт	Площадь водосбора, F , км ²	Количество лет наблюдений	Залесенность, f , %	\bar{q} , л/с·км ²	Средняя высота водосбора, $H_{в}$, м	k_H	$q_{H=500}$, л/с·км ²
1	Тиса-Рахов	1070	56	68	23.7	1100	1.36	15.52
2	Тиса-с.Деловое	1190	50	69	26.4	1000	1.30	19.54
3	Тиса-пгт Вилок	9140	48	55	23.1			
4	Черная Тиса-пгт Ясиня	194	46	75	24.8	1000	1.30	17.94
5	Черная Тиса-с.Белин	540	41	65	23.9	1000	1.30	17.04
6	Белая Тиса-с.Луги	189	47	77	26.6	1200	1.42	17.02
7	Белая Тиса-с.Ростоки	473	32	72	30.9	1100	1.36	22.65
8	Косовская-с.Косовская Поляна	122	39	83	38.4	1060	1.34	30.69
9	Шопурка-с.Кобилецкая Поляна	240	33	81	35.5	1000	1.30	28.61
10	Тересва-пгт Усть-Чорна	572	53	77	33.2	1100	1.36	25.0
11	Тересва-пгт Дубовое	757	41	76	33.2	1000	1.30	26.31
12	Тересва-с.Нересница	1100	34	72	31.4	930	1.26	25.47
13	Мокранка-с.Русская Мокрая	214	44	80	39.5	1100	1.36	31.27
14	Брустуранка-с.Лопухов	257	41	77	34.2	1100	1.36	26.02
15	Красна - с.Красна	50.7	29	89	38.3	880	1.23	33.06
16	Лужанка-с.Нересница	149	31	65	29.8	770	1.16	26.10
17	Теребля-с.Колочава	369	46	67	38.8	1000	1.30	31.9

Продолжение табл.2

Номер поста	Река-пункт	Площадь водосбора, F , км ²	Количество лет наблюдений	Залесенность, f_n , %	\bar{q} , л/с·км ²	Средняя высота водосбора, $H_{ср}$, м	k_H	$q_H=500$, л/с·км ²
18	Рика-с.Верхний Быстрый	165	44	64	25.7	920	1.25	19.94
19	Рика – пгт Межгорье	550	57	41	25.1	800	1.18	20.98
21	Рика-г.Хуст	1130	34	52	38.1	680	1.11	35.59
22	Голятинка-с.Голятин	59.0	23	35	26.6	800	1.18	22.5
23	Голятинка-с.Майдан	86.0	42	40	25.3	790	1.17	21.38
24	Репинка-с.Репино	203	44	22	26.6	780	1.17	22.76
25	Пилипец-с.Пилипец	44.2	46	29	33.5			
26	Студеный-с.Нижний Студеный	25.4	44	18	24.4	800	1.18	20.3
27	Боржава-с.Долгое	408	56	71	27.7	620	1.07	26.05
28	Боржава-с.Шаланки	1100	36	54	18.9	470	0.98	19.32
29	Иршава-пгт Иршава	230	32	59	22.2	500	1.00	22.17
30	Латорица-с.Подполозье	324	56	50	28.2	720	1.13	25.17
31	Латорица-г.Свалява	680	41	61	22.2	700	1.12	19.47
32	Латорица-г.Мукачево	1360	56	63	19.5	570	1.04	18.53
33	Латорица-г.Чоп	2870	46	41	12.6	310	0.89	15.22
34	Жденявка-с.Верхняя Грабовница	150	50	66	45.2	770	1.16	41.5
35	Веча-с.Нелепино	241	44	72	28.1	760	1.16	24.57
36	Пиние-пгт Поляна	166	34	79	19.5	530	1.02	19.05
37	Стара-с.Зняцево	224	50	42	10.0	300	0.88	12.78
38	Уж-Жорнава	286	50	45	23.4	670	1.10	21.03
39	Уж-пгт Великий Березный	653	32	55	19.8	620	1.07	18.11
40	Уж-с.Зарчево	1280	56	54	16.3	560	1.04	15.43
41	Уж-г.Ужгород	1970	56	57	14.8	530	1.02	14.41
42	Люта-Черноголовка	169	31	80	24.7	700	1.12	21.99
43	Турья-с.Турья Поляна	98.6	22	83	28.0	680	1.11	25.53
44	Турья-с.Симер	464.0	45	61	20.0	540	1.02	19.41

Выводы. На основании выполненных исследований средние многолетние значения стока для неизученных рек Закарпатья определяются следующим образом:

1. С карты (рис.3) снимается значение $\bar{q}_H=500$, отнесенное к центру тяжести водосбора.
2. По формуле

$$k_H = 1 + 0.6 \cdot 10^{-3} (H_6 - 500) \quad (3)$$

рассчитывается поправка на высоту водосбора k_H .

3. Расчетное значение нормы годового стока для отдельно взятого водосбора равно

$$\bar{q} = \bar{q}_{H=500} \cdot k_H. \quad (4)$$

Предложенная карта норм годового стока (рис.3) с учетом высотного положения водосборов рекомендуется для практического применения, являясь своего рода уточнением действующего в Украине СНиП 2.01.14-83.

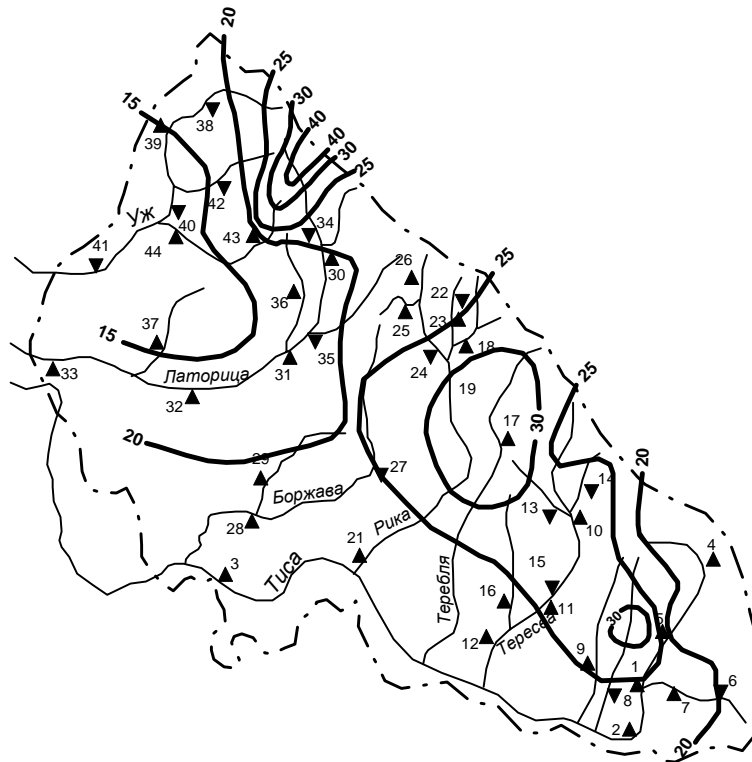


Рис.3 - Распределение по территории Закарпатья норм годового стока, приведенных к условной высоте $H_6=500$ м, в л/с·км².

Список литературы

1. *Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик.* – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447 с.
2. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Западная Украина и Молдавия.* – Л.: Гидрометиздат, 1969. – Т.6, вып.1. – 884 с.
3. *Лобода Н.С. Збірник методичних вказівок до практичних занять з дисципліни «Гідрологічні розрахунки».* – Одеса: ОДЕКУ, 2005. – 56 с.

Норма річного стоку річок Закарпаття. Гопченко Є.Д., Андреєвська Г.М.

Розглядаються науково – методичні проблеми розрахунку норми річного стоку річок Закарпаття.

Ключові слова: норма стоку, річний стік, стік гірських річок, гідрологічні розрахунки.

Norm of an annual drain of the Zakarpatyie rivers. Gopchenko E., Andreewskaja G.

Scientifically-methodical problems of calculation of an annual drain norm of the Zakarpatyie rivers are considered.

Keywords: norm of flow, annual flow, flow of the mountain rivers, hydrological calculations.

СУЧАСНІ ПОКАЗНИКИ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ НАСЕЛЕННЯ УКРАЇНИ ВОДНИМИ РЕСУРСАМИ

На основі оновлених статистичних даних щодо чисельності наявного населення в областях України станом на 1 січня 2011 року уточнені питомі показники забезпеченості населення водними ресурсами в розрахунку на одного жителя.

Ключові слова: водні ресурси, річковий стік, приплив, підземні води, забезпеченість, питомі показники.

Вступ та постановка проблеми. На початку 21 сторіччя в період зростаючого дефіциту багатьох природних ресурсів вода є стратегічним ресурсом і однією із основних складових сталого розвитку будь-якої країни. Використання в економічній системі водних ресурсів потребує їх постійної адекватної оцінки [1, 2].

Метою даної роботи є своєчасне уточнення показників забезпеченості населення України водними ресурсами в умовах його постійного щорічного скорочення.

Основними матеріалами досліджень є розподіл річкового стоку в регіональному розрізі (за даними «Загальнодержавної програми розвитку водного господарства» - 2002 року [3]); прогнозні ресурси, експлуатаційні запаси та загальне використання підземних вод станом на 01.01. 2011 р. [3,4], дані щодо водних ресурсів та водозабезпеченості областей України за минулі роки [3,4,5,6]; експрес – інформація щодо чисельності наявного населення в областях України станом на 01.01.2011 року.

Для співставлення показників водозабезпеченості жителів кожної області розраховувалась питома водозабезпеченість в тис. м³ на 1 особу на рік окремо для річкового стоку (місцевого та припливного із інших країн) різної забезпеченості, підземних вод, а також їх сумарні питомі показники (табл. 1,2,3).

Загалом Україна слабо забезпечена водними ресурсами і визначається формуванням місцевого та припливного з інших країн річкового стоку, наявністю підземних та морських вод.

Потенційні ресурси річкового стоку з урахуванням стоку Дунаю по Кілійському гирлу оцінюються у 209,8 км³, з яких приплив становить 157,4 км³, а місцевий стік у середній за водністю рік - 52,4 км³. Приплив із суміжних з Україною країн у середній за водністю рік по Дніпру, Сіверському Дінцю та інших водних артеріях (без Дунаю) становить 34,7 км³, а у дуже маловодний рік - 22,9 км³ [3].

Однією з найбільших водних артерій України є Дніпро з площею водозбору (в межах України) – 294500 км² або 48,8 % площі країни. Його водні ресурси у дуже маловодний рік (95 %) становлять 35 км³, а норма річного стоку – 53,9 км³. Другим за водністю є Дністер з площею водозбору (в межах України) 53490 км² (8,86%) та нормою річного стоку 10,7 км³, а у дуже маловодний рік - 6,56 км³. Далі за нормою річного стоку 5,08 км³, а у маловодний рік 2,08 км³, буде Сіверський Донець з площею водозбору (в межах України) 53540 км² (8,87%) та Південний Буг відповідно 3,4 км³, 1,33 км³, 64100 км² (10,62%). Стік річки Дунай у середній за водністю рік становить 123 км³, а у маловодний рік – 60 км³. В цілому територіальний розподіл поверхневих водних ресурсів України є нерівномірним і не відповідає розміщенню водомістких господарських комплексів.

Запаси підземних вод в Україні визначаються як прогнозні 22,5 км³ на рік, експлуатаційні – 5,7 км³ на рік та забір підземних вод – 2,56 км³ на рік (станом на

1.01.2004 р.). Основна частина підземних вод зосереджена у західній та північній частинах країни, а глибина їх залягання збільшується від 100 м (на півночі) до 600 м (на півдні країни) [2]. Кількість розвіданих родовищ підземних вод – 900 [3].

Сумарні водні ресурси у середній за водністю рік дорівнюють 94,1 км³, у маловодний (75%) - 77,2 км³, у дуже маловодний (95%) рік – 59,4 км³ [1,3].

Чисельність наявного населення в Україні на 1.01. 2011 р. становить 45778,5 тис. осіб. Для порівняння у 1985 р – 50993,6 тис. осіб, тобто на 5.21 млн осіб (10,2%) більше, а у 1993 р.- 52144 тис. осіб, що більше на 6.36 млн. осіб або на 12.2%. Відповідне, але не рівномірне, скорочення населення відбулось і по областях України [7].

Результати досліджень та їх аналіз. Питома водозабезпеченість населення (в тис. м³ на рік) по областях України місцевим стоком та припливом із суміжних країн різної забезпеченості станом на 1.01.2011 року наведена в табл.1, питома водозабезпеченість населення підземними водами – в табл.2, питома водозабезпеченість сумарними водними ресурсами – в табл.3.

Якщо розглядати три економічних райони із областями: Західний (Вінницька, Волинська, Житомирська, Закарпатська, Івано-Франківська, Київська, Львівська, Рівненська, Тернопільська, Хмельницька, Черкаська, Чернівецька, Чернігівська) площею 269,4 тис. км² (44,6% території України), Південний (Одеська, Миколаївська, Херсонська, АР Крим) – 113,4 тис. км² (18,8%), Східний (Дніпропетровська, Донецька, Запорізька, Кіровоградська, Луганська, Полтавська, Сумська, Харківська області) – 220,9 тис. км² (36,6%), то населення їх за 25 років (1985-2011 рр) зменшилось по Західному економічному району із 21937 до 20497,5 тис. осіб, тобто на 6,6%, по Південному – із 7488 до 7004,5 (6,5%), по Східному – із 21568 до 18276,5 (15,3%). На аналогічні відсотки збільшилась питома водозабезпеченість населення цих районів: Західний економічний район - місцевий середньорічний стік із 1,79 до 1,91 тис.м³ на рік, сумарний стік із 3,51 до 3,76; Південний, відповідно, із 0,26 до 0,28, із 9,29 до 9,94; Східний – із 0,52 до 0,61, із 3,06 до 3,61; по Україні – із 1,03 до 1,145, із 1,71 до 1,90 тис.м³ на рік. У розрахунку на одну особу питома водозабезпеченість ресурсами місцевого стоку у Західному економічному районі в три рази вища, ніж у Східному і майже в сім разів вища, ніж у Південному.

Щодо окремих областей, то слід відзначити максимальну питому водозабезпеченість населення (6,34 тис.м³ на рік) місцевим середньобагаторічним стоком в Закарпатській області, 3,33 - в Івано-Франківській, 3,14 – в Чернігівській, 2,46 – в Житомирській, 2,10 – у Волинській, а мінімальну - 0,13 тис.м³ на рік в Херсонській, 0,15 – в Одеській, 0,23 – в Донецькій, 0,26 – в Дніпропетровській, 0,34 – в Запорізькій. По Україні - 1,145 тис.м³ на рік (табл.1).

З урахуванням припливу із суміжних територій сумарна максимальна питома водозабезпеченість населення 56,75 тис.м³ на рік (із Дунаєм) належить Одеській області, 49,99- Херсонській, 49,70 -Кіровоградській, 36,88 –Черкаській, 34,61- Полтавській. Мінімальні сумарні показники питомої водозабезпеченості в АР Крим - 0,39 тис.м³ на рік, в Донецькій області – 0,99, в Харківській – 1,24, у Львівській – 2,18, в Луганській – 2,22, в Житомирській – 2,90, в Миколаївській - 3,38, по Україні - 4,58.

Прогнозні ресурси підземних вод на 1 км² території області найбільші (95,27 тис.м³ на рік) в Чернігівській області, по 65 тис.м³ на рік в Луганській та Рівненській, 63,7 –в Херсонській. Найменші ресурси – в Кіровоградській – 6,0, Миколаївській–6,55, Житомирській– 7,67, Одеській – 8,08.

Таблиця 1 – Питома забезпеченість річковим стоком населення України, тис. м³/рік на 1 особу

Область	Середньоводний рік			Рік 75% забезпеченості			Рік 95% забезпеченості		
	Приплив	Місцевий	Сумарний	Приплив	Місцевий	Сумарний	Приплив	Місцевий	Сумарний
Україна	3,44	1,14	4,58	0,67	0,90	1,57*	2,66	0,65	3,31
АР Крим	-	0,39	0,39	-	0,28	0,28	-	0,18	0,18
Вінницька	5,17	1,50	6,67	4,04	1,11	5,15	2,92	0,71	3,63
Волинська	1,80	2,10	3,90	1,38	1,44	2,82	0,93	0,91	1,84
Дніпропетровська	15,62	0,26	15,88	12,70	0,12	12,82	9,70	0,04	9,74
Донецька	0,76	0,23	0,99	0,53	0,12	0,65	0,43	0,05	0,38
Житомирська	0,44	2,46	2,90	0,30	1,54	1,84	0,18	0,82	1,00
Закарпатська	4,32	6,34	10,66	3,44	4,98	8,42	2,26	3,58	5,84
Запорізька	29,08	0,34	29,42	23,59	0,17	23,76	18,30	0,07	18,37
Івано-Франківська	3,48	3,33	6,81	2,67	2,42	5,09	1,89	1,57	3,46
Київська	9,82	0,45	10,27	8,09	0,29	8,38	6,21	0,17	6,38
Кіровоградська	48,76	0,94	49,70	39,56	0,54	40,10	30,72	0,27	30,99
Луганська	1,58	0,64	2,22	0,08	0,38	1,46	0,67	0,20	0,87
Львівська	0,25	1,93	2,18	0,21	1,46	1,67	0,14	1,04	1,18
Миколаївська	2,90	0,48	3,38	2,07	0,28	2,35	1,31	0,13	1,44
Одеська	56,60	0,15	56,75	4,16	0,07	4,23*	43,00	0,03	43,03
Полтавська	33,31	1,30	34,61	27,08	0,88	27,96	20,73	0,51	21,24
Рівненська	4,05	2,02	6,07	3,07	1,55	4,62	1,99	1,10	3,09
Сумська	2,87	2,11	4,98	2,05	1,51	3,56	1,34	0,99	2,33
Тернопільська	5,03	1,67	6,70	3,93	1,32	5,25	2,81	0,97	3,78
Харківська	0,64	0,60	1,24	0,44	0,41	0,85	0,28	0,26	0,54
Херсонська	49,86	0,13	49,99	39,27	0,06	39,33	33,98	0,02	34,00
Хмельницька	5,79	1,61	7,40	4,51	1,19	5,70	3,21	0,80	4,01
Черкаська	36,09	0,79	36,88	29,26	0,54	29,80	22,32	0,32	22,64
Чернівецька	9,81	1,36	11,17	7,74	0,95	8,69	5,65	0,54	6,19
Чернігівська	23,79	3,14	26,93	19,69	2,42	22,11	15,90	1,78	17,68

*) без припливу Дунаю

Таблиця 2 – Питома забезпеченість підземними водами станом на 1.01.2011 року

Область	Прогнозні ресурси		Експлуатаційні запаси		Забір підземних вод на 1.01.2004		Прогнозні ресурси	Експлуатаційні запаси	Забір підземних вод
	на 1 км ²	на 1 особу	на 1 км ²	на 1 особу	на 1 км ²	на 1 особу			
	тис.м ³ /рік								
Україна	37,30	0,492	9,47	0,125	4,24	0,056	1,35	0,34	0,15
АР Крим	17,59	0,202	15,58	0,179	4,59	0,053	0,55	0,49	0,14
Вінницька	12,19	0,197	1,80	0,029	1,02	0,016	0,54	0,08	0,04
Волинська	46,73	0,910	6,14	0,120	3,17	0,062	2,49	0,33	0,17
Дніпропетровська	12,51	0,120	7,93	0,076	5,55	0,053	0,33	0,21	0,14
Донецька	33,94	0,203	14,52	0,087	17,85	0,107	0,56	0,24	0,29
Житомирська	7,67	0,179	2,52	0,059	0,97	0,023	0,49	0,16	0,06
Закарпатська	30,84	0,316	9,66	0,099	3,20	0,033	0,87	0,27	0,09
Запорізька	20,81	0,314	4,20	0,063	2,10	0,032	0,86	0,17	0,09
Івано-Франківська	19,81	0,199	7,16	0,072	0,72	0,007	0,54	0,20	0,02
Київська	53,24	0,341	24,55	0,157	4,67	0,030	0,93	0,43	0,08
Кіровоградська	6,00	0,146	3,25	0,079	1,83	0,045	0,40	0,22	0,12
Луганська	65,48	0,763	24,48	0,285	18,50	0,216	2,09	0,78	0,59
Львівська	61,01	0,523	22,15	0,190	9,36	0,080	1,43	0,52	0,22
Миколаївська	6,55	0,136	1,17	0,024	0,73	0,015	0,37	0,06	0,04
Одеська	8,08	0,113	3,74	0,052	1,08	0,015	0,31	0,14	0,04
Полтавська	54,35	1,052	10,23	0,198	3,30	0,064	2,88	0,54	0,17
Рівненська	65,42	1,141	8,21	0,143	2,64	0,046	3,13	0,39	0,13
Сумська	52,64	1,079	8,86	0,182	2,90	0,059	2,96	0,50	0,16
Тернопільська	58,35	0,743	6,96	0,089	3,04	0,039	2,03	0,24	0,11
Харківська	47,77	0,544	12,00	0,137	2,23	0,025	1,49	0,38	0,07
Херсонська	63,66	1,667	11,82	0,309	2,84	0,074	4,57	0,85	0,20
Хмельницька	34,80	0,540	7,72	0,120	2,91	0,045	1,48	0,33	0,12
Черкаська	31,55	0,513	5,08	0,083	2,73	0,044	1,41	0,23	0,12
Чернівецька	18,26	0,164	7,70	0,069	3,46	0,031	0,45	0,19	0,08
Чернігівська	95,27	2,767	5,89	0,171	2,19	0,064	7,58	0,47	0,18

Таблиця 3 – Питома забезпеченість водними ресурсами областей України, тис. м³ на рік на 1 особу

Область	Населення на 1.01.2011, тис. осіб	Підземний експлуатаційний запас	Середньоводний рік		Дуже маловодний рік (95%)	
			Сумарний річковий	Сумарний	Сумарний річковий	Сумарний
Україна	45778,5	0,125	4,58	4,705	3,31	3,435
АР Крим	1963,5	0,179	0,39	0,569	0,18	0,359
Вінницька	1641,2	0,029	6,67	6,699	3,63	3,659
Волинська	1037,2	0,120	3,90	4,020	1,84	1,960
Дніпропетровська	3336,5	0,076	15,88	15,956	9,74	9,816
Донецька	4433,0	0,087	0,99	1,077	0,38	0,467
Житомирська	1279,0	0,059	2,90	2,959	1,00	1,059
Закарпатська	1247,4	0,099	10,66	10,759	5,84	5,939
Запорізька	1801,3	0,063	29,42	29,483	18,37	19,000
Івано-Франківська	1379,8	0,072	6,81	6,882	3,46	3,532
Київська	4516,8	0,157	10,27	10,427	6,38	6,537
Кіровоградська	1010,0	0,079	49,70	49,779	30,99	31,069
Луганська	2291,3	0,285	2,22	2,505	0,87	1,155
Львівська	2544,7	0,190	2,18	2,370	1,18	1,370
Миколаївська	1183,3	0,024	3,38	3,620	1,44	1,464
Одеська	2388,7	0,052	56,75	56,802	43,03	43,082
Полтавська	1487,8	0,198	34,61	34,808	21,24	21,438
Рівненська	1152,5	0,143	6,07	6,213	3,09	3,233
Сумська	1161,5	0,182	4,98	5,162	2,33	2,512
Тернопільська	1084,1	0,089	6,70	6,789	3,78	3,869
Харківська	2755,1	0,137	1,24	1,377	0,54	0,677
Херсонська	1088,2	0,309	49,99	50,299	34,00	34,309
Хмельницька	1326,9	0,120	7,40	7,520	4,01	4,130
Черкаська	1285,4	0,083	36,88	36,963	22,64	22,723
Чернівецька	904,3	0,069	11,17	11,239	6,19	6,289
Чернігівська	1098,2	0,171	26,93	27,101	17,68	17,851

По Україні - 37,3 тис.м³ на рік. На одну особу також найбільші прогностичні ресурси підземних вод (2,77 тис.м³ на рік) в Чернігівській області, 1,67 – в Херсонській, 1,14 – в Рівненській, більше 1 тис.м³ на рік в Сумській та Полтавській областях, а найменші показники в Одеській – 0,113 тис.м³ на рік, в Дніпропетровській – 0,12, в Миколаївській – 0,136, в Кіровоградській – 0,146, в Чернівецькій – 0,164. По Україні – 0,49 тис.м³ на рік.

Експлуатаційні запаси підземних вод на 1 особу найбільші (0,309 тис.м³ на рік) в Херсонській області, 0,285 – в Луганській, 0,198 – в Полтавській, 0,190 – у Львівській, 0,182 – в Сумській, 0,179 – в АР Крим, 0,157 – в Київській області. По Україні - 0,125 тис.м³ на рік.

Щодо забору підземних вод на 1 особу на першому місці Луганська область – 0,216 тис.м³ на рік, Донецька – 0,107, Львівська – 0,08. Найменший забір води на 1 особу в Івано-Франківській області – 0,007 тис.м³ на рік, в Одеській та Миколаївській – 0,015, у Вінницькій – 0,016, в Житомирській – 0,023, в Харківській – 0,025. По Україні – 0,056 тис.м³ на рік.

Якщо розглядати питому водозабезпеченість на одну особу в м³/д, то найвищі показники в Чернігівській області по прогностичних ресурсах – 7,58, в Херсонській – по експлуатаційних запасах – 0,85, а по забору підземних вод – в Луганській – 0,59. Найменші показники відповідно 0,31 – в Одеській області, 0,06 – в Миколаївській, 0,02 – в Івано-Франківській областях. По Україні відповідно – 1,35, 0,34, 0,15 м³/д.

Висновок. Прісна вода для України є стратегічним ресурсом. На сучасному етапі в умовах зростаючого дефіциту якісної питної води та кліматичних змін першочерговим заходом повинно бути її раціональне використання та всебічне збереження.

Список літератури

1. *Розміщення продуктивних сил України: Навч.-метод. посібник для самост. вивч. дисц./ С.І. Дорогунцов, Ю.І. Пітюренко, Я.Б. Олійник та ін. – К.: КНЕУ, 2000.- 364 с.*
2. *Заставний Ф.Д. Географія України: У 2-х книгах.– Львів: Світ, 1994.- 472 с.*
3. *Яцик А.В. Водні ресурси: використання, охорона, відтворення, управління: Підручник для студентів вищих навч. закладів / А. В. Яцик, Ю.М. Грищенко, Л.А Волкова, І. А. Пашенюк. – К.: Генеза, 2007. - 360 с.*
4. *Справочник по водным ресурсам / Под ред. Б.И.Стрельца.– К.: Урожай, 1987.- 304 с.*
5. *Обухов Є.В. Водне господарство України/ Підручник для студ. гідрометеоро – напрямку навч./ Одеськ. Гідрометеорологіч. ін.-т.- Одеса: АО БАХВА, 2001. - 172 с.*
6. *Обухов Є.В. Водне господарство України: Підручник.- 2- видання.- Одеса: «Поліграф» 2009. - 198 с.*
7. *Експрес-інформація Держкомстату України, 2011. - 30 с.*

Современные показатели обеспеченности населения Украины водными ресурсами.

Обухов Е. В.

На основе обновленных статистических данных по численности населения в областях Украины по состоянию на 1 января 2011 года уточнены удельные показатели обеспеченности населения водными ресурсами в расчете на одного жителя.

Ключевые слова: водные ресурсы, речной сток, приток, подземные воды, обеспеченность, удельные показатели.

Current coverage ratios of water resources of the population of Ukrain. E.V. Obukhov

Based on updated statistics of population in the areas of Ukraine as of January 1, 2011., specific parameters population supply of water resources per person were clarified.

Keywords: water resources, river flow, flow, groundwater, supply of water, specific indicators.

В.Р. Алексеев, д.г.н.,

Сибирское отделение института географии РАН, Иркутск, Россия

Е.Л. Бояринцев, к.г.н., Е.Д. Гопченко, д.г.н., Н.Г. Сербов, к.г.н.,

Н.В. Завалий

Одесский государственный экологический университет, Украина

МЕХАНИЗМ КРИОГЕННОГО РЕГУЛИРОВАНИЯ СТОКА В ФОРМИРОВАНИИ ВОДНОГО БАЛАНСА МАЛЫХ ГОРНЫХ РЕК ЗОНЫ МНОГОЛЕТНЕМЁРЗЛЫХ ПОРОД

Исследован механизм криогенного регулирования стока и дана его количественная оценка в условиях различных типов подстилающей поверхности (на примере водного баланса малых водосборов Верхней Колымы).

***Ключевые слова:** многолетняя мерзлота, испарение, конденсация, криогенное регулирование, Колымская воднобалансовая станция.*

Введение. Рассматриваемый регион расположен в центральной части Магаданской области России и включает верхнюю часть бассейна Колымы. Климат суровый, резко континентальный. Среднегодовая температура составляет минус 13 °С, минимальная (обычно в январе) опускается до минус 65 °С, а максимальная – в июле – достигает 30 °С. Результатом сурового климата является повсеместное распространение низкотемпературных многолетнемёрзлых пород, мощность которых достигает 200-400 метров в долинах и 500-700 метров – под горными сооружениями. В соответствии с мерзлотным районированием (Калабин, 1960), произведенным по температурному признаку, рассматриваемая территория относится к району с температурой пород от -3,5 до -7,0°С. Среднегодовая сумма осадков составляет 350 мм, причём около 70% их выпадает в твёрдом виде. Водный режим рек характеризуется чётко выраженным весенним половодьем и летне–осенней меженью, прерывающейся частыми дождевыми паводками. Глубина сезонного протаивания (мощность деятельного слоя) не превышает 1,5 – 2 метров на южных склонах и 0,2 – 0,8 - на северных. Сплошность мёрзлой толщи прерывается только под днищами крупных водотоков. Особенности массопереноса и теплового баланса в системе атмосфера – деятельный слой – мёрзлые породы в условиях многолетнемёрзлых пород изучены недостаточно.

Цель исследований. Важным фактором формирования водного баланса склона в условиях многолетнемёрзлых пород является деятельный слой, под которым понимается слой оттаявшего грунта вместе с напочвенным растительным покровом. В нём происходит энерго – и массообмен между атмосферой и верхним слоем литосферы. Именно характер деятельного слоя определяет водный и энергетический баланс склона. Одной из основных, но малоизученных особенностей водного баланса малых водосборов в условиях низкотемпературных многолетнемёрзлых пород является процесс криогенного перераспределения стока, как между отдельными генетическими периодами, так и в многолетнем разрезе. Формированию стока в условиях Верхней Колымы посвящены работы В.В.Бойчука, Б.Л.Соколова, А.С.Кузнецова, В.Ф.Залесского, А.И.Ипатьевой, Ш.С.Насыбулина, В.Е. и Л.П.Глотовых, других авторов.

Б.Л.Соколов [1] отмечает, что «результаты исследований последнего времени привели к чрезвычайно важному выводу о значительной роли в водообмене криолитозоны фазовых превращений воды, которые ранее практически не учитывались в водном балансе речных бассейнов. Оказалось, что криосфера, как водообменная

система, «работает» с существенно большей нагрузкой, чем было принято считать прежде».

Следует отметить, что характер подстилающей поверхности играет большую роль в системе в динамике фазовых превращений воды в разные фазы водного режима. Этому вопросу посвящено настоящее исследование.

Материалы исследований. Для анализа использованы материалы многолетних наблюдений (с 1960 по 1989 гг.) Колымской воднобалансовой станции, расположенной в верховьях р. Колымы, в пределах горной системы хребта Черского.

Основные типы подстилающей поверхности. В одинаковых климатических условиях формирование энергетического и водного баланса наиболее контрастно проявляется в пределах двух основных типов подстилающей поверхности, характерных для горно-таёжных регионов Верхней Колымы – каменных осыпей и россыпей и сфагново – лишайниковых редколесий.

Каменные осыпи и россыпи гранодиоритовых пород приурочены к высотной зоне, отметки которой превышают 1000м над уровнем моря, мелкозернистый заполнитель здесь практически отсутствует, макропористый слой хорошо аэрируется, поэтому в некоторых местах глубина протаивания достигает 2.5 метров и более. В то же время у подножия склонов чистый лёд находится под камнями практически у дневной поверхности даже в конце лета

В период весеннего снеготаяния значительная часть талых вод подвергается повторному замерзанию в толще макропористого чехла, образуя «гольцовый лёд» [2]. Аккумулированная в твёрдой фазе влага поступает в русло подповерхностным путём в течение летне-осеннего периода, по мере протаивания деятельного слоя, формируя высокий базисный сток. В таких условиях исключается капиллярная подпитка испаряющей поверхности с горизонта надмерзлотных грунтовых вод. Испарение с поверхности бассейна ограничивается только частью влаги, идущей на смачивание камней в период выпадения осадков.

Поверхность сфагново-лишайниковых склонов характеризуется сложным микрорельефом, солифлюкционными буграми и понижениями. В период снеготаяния значительная часть талых вод подвергается повторному замерзанию в толще растительности, а в понижениях у подножий бугров перекристаллизовавшийся снег и лёд сохраняются ещё длительный период после окончания половодья. Расчёт водного баланса весеннего половодья для малых водосборов Колымской воднобалансовой станции позволил установить, что объём криогенной аккумуляции части талого стока в толще растительного напочвенного горизонта несколько выше, чем в макропористом чехле каменной осыпи [3].

Подстиляется сфагново-лишайниковый ковёр хорошо промытым элювиально-делювиальным щебнем, который в зимний период находится в морозном состоянии, т.е. макропорное пространство которого имеет отрицательную температуру, но свободно от льда. Мощность слоя «сухой мерзлоты» в среднем составляет 25 – 35 см, а ниже расположен «переходный слой» [4], представленный сильнольдистым щебнем.

Оттаивание мохо-торфяной и растительной подстилки весной происходит относительно равномерно, сток осуществляется в приповерхностном горизонте мохового очёса, а при выпадении осадков влага выклинивается на дневную поверхность. В этот период испарение лимитируется только факторами тепла. Как только фронт оттаивания достигает горизонта «сухой мерзлоты», скорость оттаивания возрастает. При этом оттаявший макропористый слой дренирует поверхностные воды и наблюдается резкое падение уровня надмерзлотных грунтовых вод, который опускается ниже каймы торфяника. С этого момента происходит перестройка составляющих вертикального водообмена. Прекращается подпитка влагоёмкой

дернины надмерзлотными грунтовыми водами, а испарение с её поверхности обеспечивается за счёт перехвата атмосферных осадков. Увеличиваются потери стока на перехват, в то время как грунтовое питание водотоков несколько возрастает. Таким образом, на склоне одновременно существует две зоны, на одной из которых (нижняя его часть) испарение обеспечивается за счёт влаги весеннего периода (учтённой в балансовом соотношении как весенние потери), а сток от выпадающих осадков происходит практически без потерь, как «вода по воде», а на второй, верхней по склону, испарение в бездождный период осуществляется за счёт сработки влагозапасов мохово – лишайниковой подушки, дефицит которых в дальнейшем восстанавливается в процессе перехвата осадков.

К моменту окончания половодья (в среднем к концу июня) фирн на склоне сохраняется только в тальвегах и у подножия солифлюкционных бугров, а площадь переувлажнения практически совпадает с площадью, занятой сфагново–лишайниковой растительностью. В дальнейшем пояс мхов, лежащих на дренирующем слое, приуроченный к верхней части сфагново–лишайниковой зоны, постоянно расширяется по мере нарастания глубины оттаивания, и достигает максимума в конце лета, а площадь переувлажнённых мхов (там, где глубина протаивания меньше мощности моховой подушки), наоборот, сокращается. По данным специальных съёмок установлено, что к концу весеннего половодья, зона переувлажнения занимала около 80% площади северных склонов, и только 30% - южных. К концу лета (третья декада августа) площадь переувлажнения сократилась до 40 процентов на северных склонах и шести процентов – на южных. Эти соотношения значительно колеблются от года к году, и определяются в основном температурным режимом и величиной снегонакопления отдельных лет.

Водный баланс отдельных генетических периодов стока. В условиях, когда инфильтрация в глубинные горизонты отсутствует, а изменения влагозапасов на водосборе незначительны, уравнение водного баланса годового стока имеет вид

$$Y_2 = X_2 - E_2 \pm \Delta W_2, \quad (1)$$

где Y_2, X_2, E_2 , - соответственно, годовые слои стока, осадков и испарения, мм; ΔW_2 - невязка водного баланса, которая учитывает все погрешности определения его составляющих.

Под потерями стока в гидрологии понимается разность между приходной и расходной частями водного баланса за соответствующие генетически однородные периоды, т.е. для годового цикла:

$$P_2 = X_2 - Y_2 \pm \Delta W_2. \quad (2)$$

Для периода весеннего половодья балансовое уравнение принимает вид

$$Y_6 = (S_{\max} + X_6) - E_6 \pm \Delta W_6, \quad (3)$$

Переходя к потерям стока за период половодья, имеем

$$P_6 = (S_{\max} + X_6) - Y_6 \pm \Delta W_6. \quad (4)$$

Здесь P_6 - потери весеннего стока; S_{\max} - запас воды в снежном покрове на дату максимального снегонакопления; X_6 - сумма осадков от даты проведения снегосъёмки на максимальные снегозапасы до конца половодья; Y_6 - слой весеннего стока; E_6 - испарение за весенний период;

Для летнее – осеннего периода

$$Y_{л-ос} = X_{л-ос} - E_{л-ос} \pm \Delta W_{л-ос}; \quad (5)$$

а

$$P_{л-ос} = X_{л-ос} - Y_{л-ос} \pm \Delta W_{л-ос}, \quad (6)$$

где $Y_{л-ос}$, $X_{л-ос}$, $E_{л-ос}$, $P_{л-ос}$, $\Delta W_{л-ос}$, - соответственно, стоки, осадков, испарения и потерь, а также невязка уравнения водного баланса летне-осеннего периода. Учитывая (1-6), можно записать

$$Y_2 = [(S_{max} + X_{в}) + X_{л-ос}] - (E_{в} + E_{л-ос}) \pm \Delta W_2, \quad (7)$$

а

$$P_2 = [(S_{max} + X_{в}) + X_{л-ос}] - (Y_{в} + Y_{л-ос}) \pm \Delta W = E_2 \pm \Delta W_2. \quad (8)$$

В 1948 году в верховьях Колымы была открыта Колымская воднобалансовая станция. Её целью было исследование формирования стока в условиях низкотемпературных многолетнемерзлых пород. Здесь были организованы наблюдения за всеми составляющими водного баланса. Сток измерялся в семи створах, замыкающих площадь от 0,38 до 21,2 км². Причём, все гидрометрические створы оборудованы гидрометрическими лотками или водосливами и самописцами уровня воды, что позволяет с высокой точностью фиксировать сток во всём диапазоне его изменений. Наблюдения за жидкими осадками фиксировались на 18 дождемерных пунктах, шесть из которых оборудованы самописцами дождя. Твёрдые осадки учитывались путём проведения сплошных маршрутно-ландшафтных снегомерных съёмок на каждом водосборе в момент максимального снегонакопления (конец апреля – начало мая). Наблюдения за испарением осуществлялись на пяти почвенноиспарительных, одной снегоиспарительной и одной водноиспарительной площадках, за динамикой оттаивания и промерзания деятельного слоя – в восьми пунктах. Проводились также разнообразные специальные наблюдения и экспериментальные исследования.

Результаты исследований опубликованы в «Материалах наблюдений Колымской воднобалансовой станции» за период с 1948 по 1989 годы. В этих справочниках также приведены результаты расчётов водного баланса в соответствии с выражениями (1) – (8). Из этих выражений следует, что единственным видом потерь в данных условиях являются потери на испарение.

На склонах, покрытых растительностью, основная часть временно аккумулированной в период весеннего половодья в твёрдой фазе влаги в толще почвогрунтов, в дальнейшем, в течение летнего периода, по мере оттаивания деятельного слоя, частично расходуется на испарение, компенсируя потери летне-осеннего периода и частично формируют базисный сток. Причём наиболее интенсивное испарение отмечается в мае - июне, при совпадении во времени максимумов проходящей солнечной радиации и площади переувлажнения.

На крупнообломочной осыпи испарение летом происходит исключительно за счёт перехвата осадков на смачивание камней. Влага, аккумулированная в толще осыпи в весенний период, поступает в русло по мере протаивания деятельного слоя, практически не расходуясь на испарение. Здесь также возможно многолетнее криогенное регулирование стока.

При анализе данных о снегонакоплении необходимо учитывать следующее. На участках, сложенных крупнообломочной осыпью, снег под влиянием ветровой активности втрамбовывается в макропустоты между камнями. В соответствии с существующими рекомендациями по производству снегомерных съёмок, на таких участках отмечается отсутствие снега, что не соответствует действительности. За счёт отмеченного явления происходит занижение величин снегонакопления, составляющее, по нашим оценкам, не менее 20 – 30 мм.

Криогенная аккумуляция на поверхности водосбора, вне зависимости от характера подстилающей поверхности, происходит и в предзимний период (сентябрь – начало октября). Выпадающие в твёрдом виде осадки в дневные часы суток под влиянием солнечной радиации частично переходят в жидкую фазу и вновь замерзают в толще промёрзшего грунта. Эта влага (до 10 – 25мм) также не может быть учтена при снегомерных съёмках, но участвует в формировании водного баланса следующего года.

Следует отметить также немаловажное, с точки зрения формирования потерь стока, обстоятельство, что гольцовая зона в период циклонального характера погоды находится выше нижней границы облачности. В то же время осадкомерные приборы не предназначены для улавливания так называемых «горизонтальных осадков» (в виде тумана и мороси), которые обычно предваряют выпадение дождя. Объём таких осадков относительно невелик, но в значительной степени компенсирует потери на смачивание при формировании паводков.

Выявленные экспериментальным путём закономерности формирования стока можно оценить по материалам многолетних исследований элементов водного баланса двух малых водосборов Колымской воднобалансовой станции - ручьёв Южный и Морозова, основные характеристики которых приведены в табл.1.

Таблица 1 - Основные гидрографические характеристики исследуемых водосборов

Название водотока	Площадь водосбора, км ²	Средняя высота водосбора, м	Преобладающий тип подстилающей поверхности
Руч. Южный	0,27	985	Сфагново-лишайниковое редколесье
Руч. Морозова	0,63	1370	Грубообломочные осыпи и россыпи гранодиоритовых пород

Период наблюдений охватывает 1960 –1989 годы для руч. Южный и 1969 – 1989 годы – для руч. Морозова.

Данные по руч. Южный характеризуют условия формирования стока на водосборах с преобладанием сфагново – лишайникового напочвенного покрова, характерного для таёжной зоны, а по руч. Морозова – для условий гольцовой зоны. По характеру подстилающей поверхности эти два бассейна наиболее контрастны среди всех малых водосборов КВБС.

Расстояние между центрами водосборов составляет около четырёх километров. Оба гидрометрических створа оборудованы тонкостенными водосливами и самописцами уровня воды, позволяющими с высокой точностью производить учёт стока, вплоть до исчезающе малых величин. Регистрация жидких осадков производится по четырём осадкомерам, а твёрдые осадки учитываются при производстве сплошных маршрутных снегомерных съёмок на дату максимального снегонакопления.

Формирование составляющих водного баланса на сфагново-лишайниковых склонах. Как отмечалось выше, сток и осадки для исследуемых водосборов определяются с достаточной точностью. Что же касается испарения с поверхности суши, то здесь возникают некоторые затруднения. Дело в том, что стандартные испарители, применяемые на почвенно-испарительной сети, достаточно адекватно моделируют процесс испарения только для тех участков и для того

промежутка времени, когда глубина оттаивания превышает 0,5 м, а оттаявший горизонт почвогрунтов лежит на дренирующем слое. Для наблюдений на участках склонов, где оттаивание грунта не превышает 30 см, эти приборы не пригодны. Поэтому для оценки испарения в весенний период на КВБС применялись специальные испарители выполненные из плексигласа, которые устанавливались непосредственно в грунт, и в которых поддерживался уровень воды, соответствующий окружающей территории. По результатам этих исследований была построена расчетная методика оценки испарения со сфагново – лишайниковой поверхности в весенний период [3].

Для наблюдений за режимом испарения в нижней части склона, где сезонное оттаивание не превышает 20 см, на КВБС в 1980 году был сконструирован и введен в действие специальный лизиметр, позволяющий с точностью до 0,1 мм непрерывно регистрировать испарение со сфагново–лишайникового ковра при фиксированной глубине грунтовых вод, а также водоотдачу в период выпадения осадков [6]. В различное время на водосборе устанавливалось до шести таких приборов. Частично результаты этих исследований опубликованы в работе [7]. На рис.1 показано соотношение пентадных и декадных величин испарения с суши по двум почвенно – испарительным площадкам КВБС в летний период 1983 года.

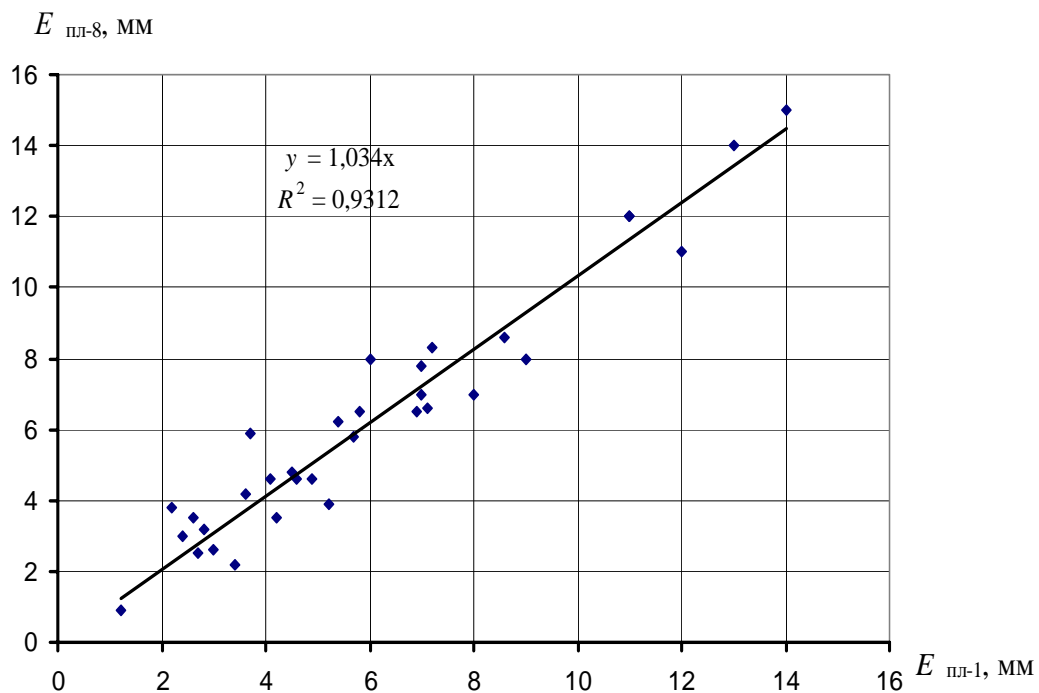


Рис. 1- Соотношение пентадных и декадных величин испарения с суши по почвенно – испарительным площадкам №1 и №8.

Показания площадки №1 представляют испарение с мерзлотно–таёжной почвы, площадки №8 – со сфагново–лишайниковой поверхности. Близкое соответствие величин свидетельствует о слабом влиянии различия испаряющей поверхности на интенсивность испарения по данным стандартных испарителей. Отметим, что почвенноиспарительная площадка №8 расположена в зоне, где глубина сезонного оттаивания не превышает 0,3 – 0,4м.

На рис. 2 приведена зависимость пентадных величин испарения в том же году по данным почвенноиспарительной площадки №8 и лизиметра №1, расположенного поблизости, от пентадных сумм дефицита влажности воздуха. Из этого графика следует, что в засушливые периоды испарение с участков с неограниченным

увлажнением в 4-5 раз превышает испарение с моховой подушки, лежащей на дренирующем слое.

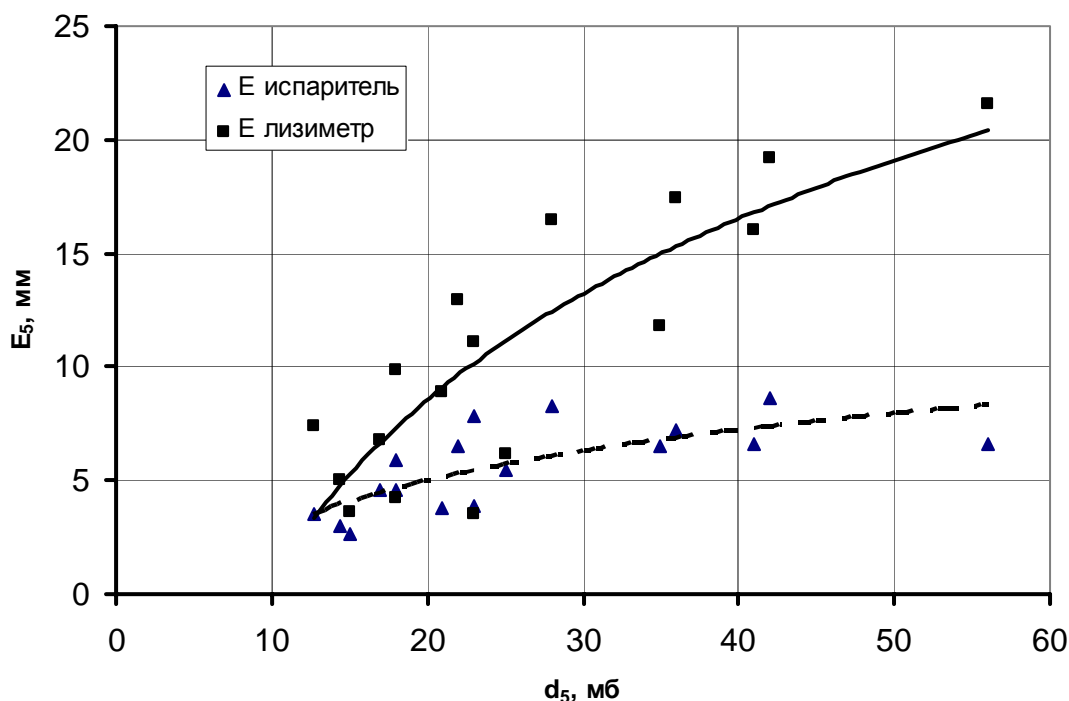


Рис. 2 -Зависимость пентадных величин испарения по данным почвенноиспарительной площадки №8 и лизиметра №1, от пентадных сумм дефицита влажности воздуха.

Подчеркнём, что в первом случае испарение обеспечивается влагой за счёт перехвата осадков текущего сезона, а во втором – влагой, образованной в результате криогенного перераспределения в весенний период.

Испарение с суши за год рассматривалось как сумма величин за весну и летнее – осенний период.

На рис.3 показано соотношение между измеренными величинами испарения за год и за отдельные генетические периоды по водосбору руч. Южный. Испарение за весну в многолетнем разрезе колеблется от 20 до 70 мм, а за летне – осенний период – от 70 до 100 мм при изменении годовых величин от 90 до 190 мм.

На рис.4 приведено соотношение между величинами годовых потерь, рассчитанных по выражению (2), и потерями за отдельные генетические периоды (по выражениям (4) и (6) для руч. Южный).

Расположение точек в поле этого графика коренным образом отличается от зависимости, приведённой на рис.3. Потери весеннего стока колеблются от 60 до 130 мм, а летнего - от 40 до 60 мм, при колебании годовых величин от 95 до 190 мм.

При этом между годовыми величинами потерь и испарения связь вообще не прослеживается. Причина такого несоответствия возможно кроется в методически неверном определении потерь либо в несовершенстве инструментальных наблюдений за испарением с суши.

Влага, подверженная криогенной аккумуляции, принимает участие в водном балансе летне – осеннего периода, поступая в русло по мере протаивания деятельного

слоя, частично формируя базисный сток, а частично расходуясь на испарение. Причём в засушливые годы эта влага является основным источником питания рек в течение летнего периода.

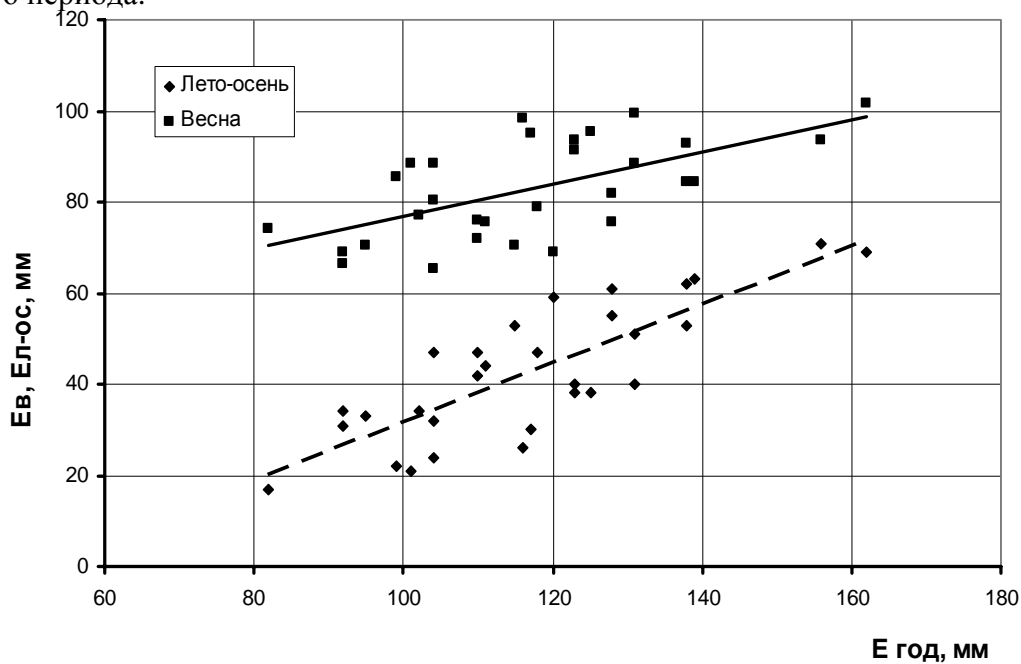


Рис. 3 - Соотношение между измеренными величинами испарения в целом за год ($E_{\text{год}}$) и за отдельные генетические (весенний $E_{\text{в}}$ и летнее – осенний $E_{\text{л-ос}}$) периоды по водосбору руч. Южный.

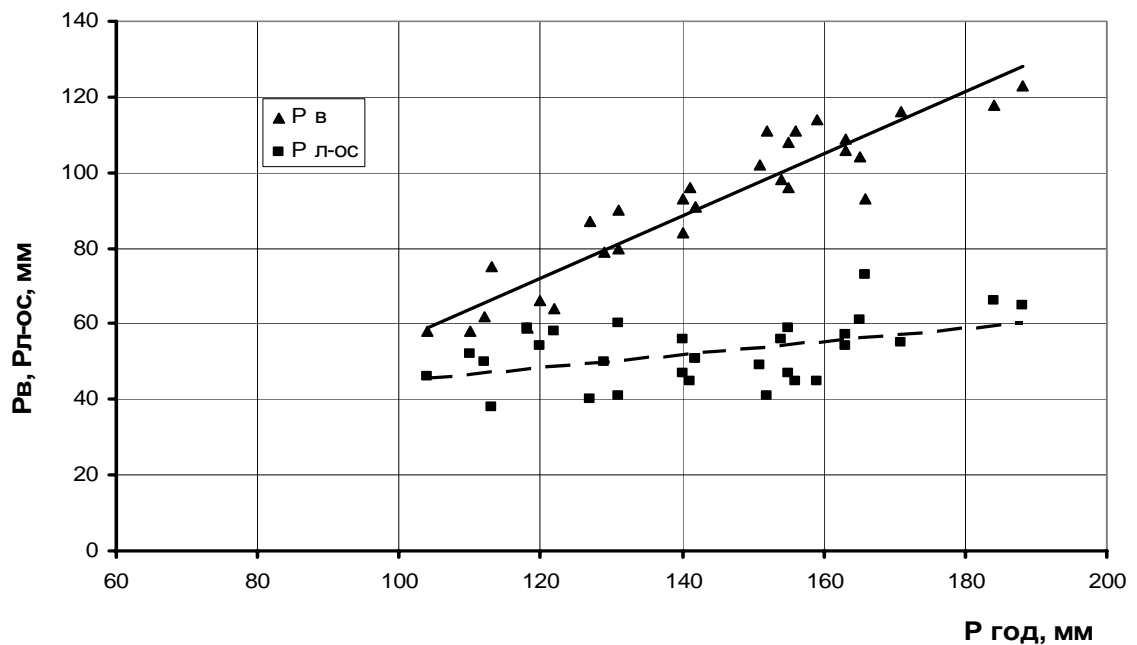


Рис. 4 - Соотношение между величинами годовых потерь, и потерями за отдельные генетические периоды для руч. Южный

Впервые криогенное перераспределение стока на каменных осыпях за счёт образования и вытаивания\ так называемого «гольцового льда» было описано в

упомянутой выше работе Г.Ф.Грависа. Это явление характерно также и для других горных регионов с распространением многолетнемерзлых пород. Например, для малых водотоков зоны БАМ объём криогенной аккумуляции определён балансовым методом в работе Н.И. Лобанова и В.В.Полтавской [5].

Анализ многолетних наблюдений за стоком с малых водосборов Колымской воднобалансовой станции показал, что криогенное перераспределение стока характерно не только для каменной осыпи, но и для водосборов подгольцовой и таёжной зон. Причём в таёжной зоне эта величина зависит от температурного режима периода снеготаяния и величины снегонакопления [2].

Уравнение водного баланса весеннего половодья малых водосборов в зоне многолетней мерзлоты с учётом эффекта криогенной аккумуляции весеннего стока запишем в несколько ином виде

$$Y_B = (S_m + X) - P. \quad (9)$$

В свою очередь:

$$P = E_g - Z \pm L' \pm \Delta W_g, \quad (10)$$

где E_g – испарение со снега и очистившихся от него участков склона; Z – конденсация водяных паров приземного слоя воздуха на поверхности снежного покрова и почвогрунтов; L' – слой криогенной аккумуляции талого стока в толще низкотемпературных макропористых грунтов.

Положительное значение L' означает, что часть талого стока временно аккумулятирована на водосборе в твёрдом виде, и поступит в русло (или израсходуется на испарение) в течение летнего периода, т.е. по мере протаивания деятельного слоя. Знак минус означает, что в весеннем половодье приняла участие влага, законсервированная в мерзлой толще с предшествующей осени (или более раннего периода). Поскольку L' и ΔW_g не могут быть непосредственно оценены, а определяются только путём обратных расчётов в рамках выражения (10), их можно объединить. С другой стороны, когда величина конденсации учитывается при измерениях испарения весовым методом, то

$$L' = (S_m + X) - E_g - Y_B \pm \Delta W_g, \quad (11)$$

откуда

$$P = L' + E_g \pm \Delta W_g. \quad (12)$$

Таким образом, потери весеннего половодья слагаются из двух частей: испарения с водосбора E_g и криогенной аккумуляции L' . Если испарение относится к безвозвратным потерям в годовом цикле, то L' относится к временным потерям, участвуя в формировании водного баланса летне – осеннего периода.

Русловой слой стока летне – осеннего периода на малых водосборах слагается из двух генетически неоднородных составляющих: $Y_{л-ос} = Y_x + Y_{баз}$. При этом слой Y_x обусловлен осадками текущего летне-осеннего периода, а базисная составляющая $Y_{баз}$ – криогенным перераспределением части весеннего стока.

Из анализа составляющих водного баланса по руч. Южный за многолетний период видно, что потери на испарение за весеннее половодье для этого бассейна ниже, чем потери на криогенную аккумуляцию. Слой базисного стока летнего периода за многолетний период для этого бассейна колеблется в пределах от 11 до 29 мм. Учитывая вышесказанное, можно предположить, что разница между величиной криогенной аккумуляции L' и слоем базисного стока летнего периода $Y_{б}$, соответствует превышению испарения с переувлажнённых участков склонов, не

зафиксированной стандартными испарителями, т.е. величине, уже учтённой при расчёте весенних потерь:

$$R = L' - Y_{zp} . \quad (13)$$

Причём невязка водного баланса за год хорошо согласуется с величиной R и выражается линией, близкой к линии равных значений (рис.5).

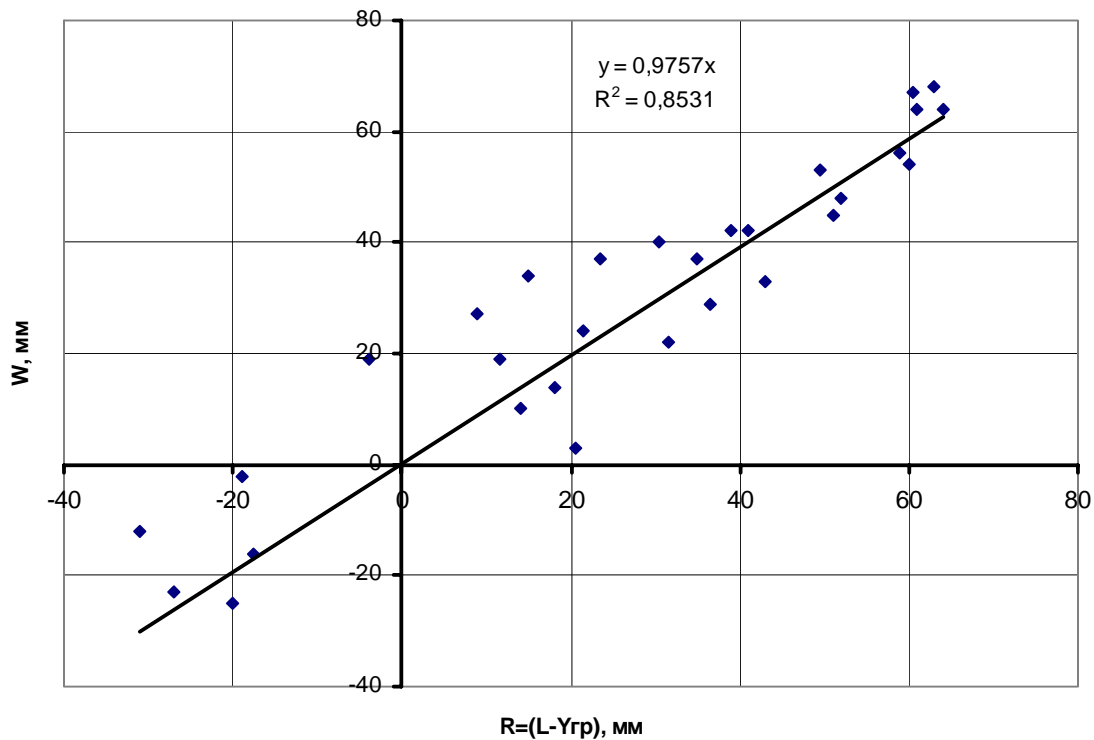


Рис. 5 - Соотношение между невязкой водного баланса за год (W) и параметром R .

На рис.6 представлено соотношение между годовыми величинами потерь и измеренными величинами испарения с почвы с учётом поправки на превышение испарения с переувлажнённых участков. Как видно из графика, эти величины хорошо согласуются между собой.

Поскольку многолетние колебания базисного стока невелики относительно колебания величин L' , а последние находятся в тесной зависимости от температурного режима весны, то и R также определяется суммой температур за период весеннего половодья (рис. 7).

Отрицательные значения R соответствует годам, когда отмечалось многолетнее криогенное регулирование стока.

Формирование составляющих водного баланса на каменной осыпи. Поскольку интенсивность водоотдачи при протаивании деятельного слоя определяется в основном интенсивностью теплового потока от поверхности, то между суммой температур воздуха и слоем базисного стока должна существовать устойчивая зависимость [8]. На рис.8 показано соотношение между слоем грунтового стока и суммой температур за летний период для руч. Морозова. Величина грунтового стока изменяется от 50 мм при сумме температур около 500 градусов до 120 мм - при сумме более 850 градусов. Высокий коэффициент корреляции (более 0,9) свидетельствует о надёжности полученной зависимости. На этом же графике приведена зависимость потерь стока за год по этому водосбору от суммы температур.

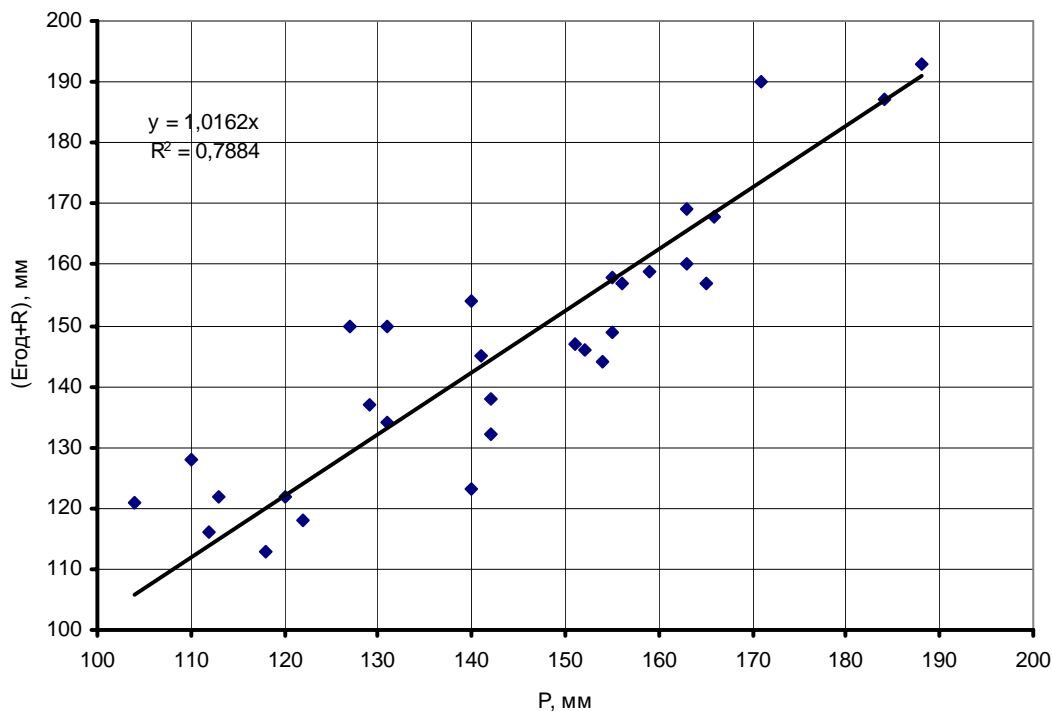


Рис. 6 - Соотношение между величинами потерь стока за год (P) и испарением с суши за год с учётом превышения испарения с переувлажнённых участков.

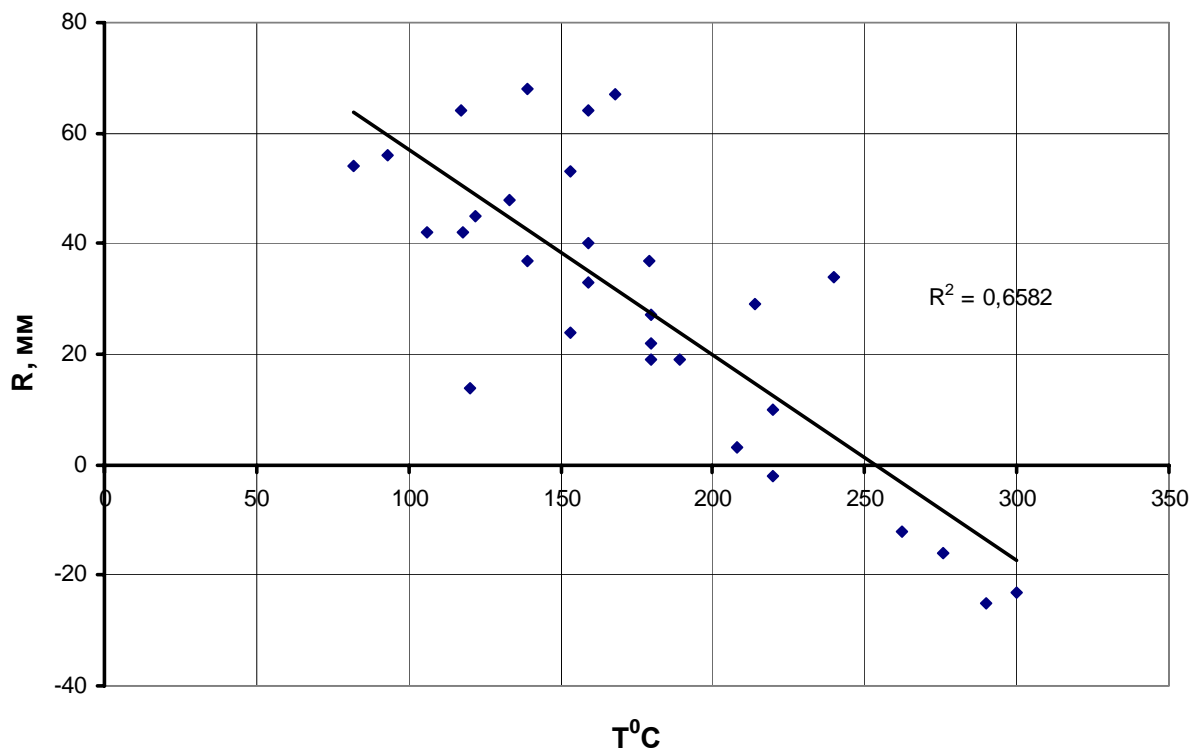


Рис.7 - Зависимость слоя превышения испарения R от суммы среднесуточных температур воздуха за период половодья.

Из приведённого графика следует, что величина годовых потерь стока в бассейне руч. Морозова колеблется от 55 мм при сумме температур около 500 °C до минус 50 мм при сумме температур около 900 °C. При этом сумма температур в 700 °C

является граничной. Если накопленная за летний период сумма меньше этой величины, потери положительны, т.е. происходит криогенное накопление влаги на водосборе.

Если же сумма температур превышает эту величину, происходит обратный процесс - разгрузка накопленных за предыдущий период в твёрдом виде запасов влаги. Впрочем, учитывая зависимость, приведённую на рис. 8, можно сделать вывод, что величина годовых потерь на водосборах, расположенных в гольцовой зоне, определяется объёмом базисного стока, т.е. интенсивностью криогенного регулирования, и практически не зависит от испарения.

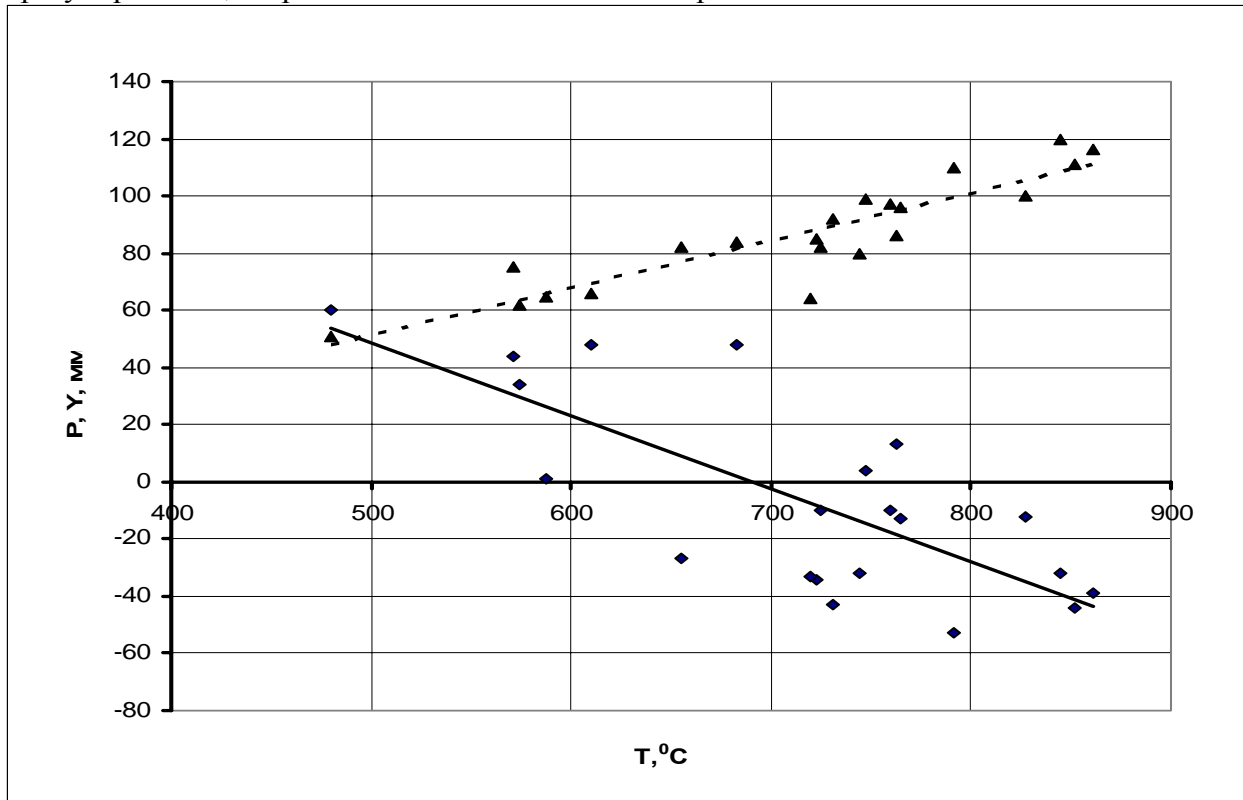


Рис. 8 - Зависимость годовых потерь стока (P , мм), и слоя базисного стока ($Yб$, мм) от суммы температур воздуха за летний период (T , °C) для бассейна ручья Морозова.

Выводы. Формирование водного баланса в зоне низкотемпературных многолетнемёрзлых пород происходит в специфических условиях. Особое значение здесь приобретает эффект криогенного перераспределения весеннего стока между отдельными генетическими периодами. Временно аккумулярованная в твёрдом виде в толще деятельного слоя влага принимает участие в водном балансе летнего периода и по мере протаивания деятельного слоя формирует базисный сток и обеспечивает повышенное испарение с переувлажнённых участков склонов. Объём криогенной аккумуляции зависит от характера подстилающей поверхности, температурного режима, величины снегонакопления. В среднем величина криогенной аккумуляции составляет 50мм, из них на сток в течении летнего периода расходуется 20мм, а на избыточное испарение 30 мм

На склонах, покрытых сфагново-лишайниковым ковром, в течение летне – осеннего периода выделяются две зоны: в верхней части склона, где сезонное оттаивание превышает 25 – 30 см, испарение с суши формируется в основном за счёт перехвата части осадков летнего периода; в нижней части, где склоновый сток в бездождный период формируется за счёт оттаивания мерзлоты, испарение лимитируется только ресурсами тепла. Граница между этими зонами весьма динамична

в течение тёплого периода. Испарение с нижних участков склонов в засушливые периоды значительно превосходит величину испарения с верхних участков. Стандартные приборы, используемые для наблюдений за испарением на наблюдательной сети, в силу своих конструктивных особенностей, не могут моделировать процесс испарения на переувлажнённых склонах. Невязка водного баланса за год, рассчитанная по данным прямых инструментальных наблюдений, хорошо коррелируется с величиной измеренного с помощью лизиметров избыточного испарения.

В гольцовой зоне, где склоновый сток происходит в толще макропористых минеральных отложений, оттаивание мерзлоты обеспечивает высокий базисный сток, и практически не расходуется на испарение. Потери стока за год, так же как и величина грунтового стока, зависят от суммы среднесуточных температур летнего периода.

Список литературы

1. Соколов Б.Л. Особенности гидрологии рек криолитозоны // Труды V Всесоюз. гидрол. съезда. 1988. - Т. 2.- С. 371 – 379.
2. Гравис Г.Ф. Гольцовый лёд и закономерности его образования. //:Подземный лёд.-1965.-Вып.11.- С.100-111.
3. Бояринцев Е.Л., Сербов Н.Г., Попова Н.И. Формирование водного баланса весеннего половодья малых горных водосборов Верхней Колымы (по материалам Колымской воднобалансовой станции) // Вестник Северо–Восточного научного центра ДВО РАН.. - 2006. - №4(8)Б. - С.12 – 19.
4. Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщ мёрзлых пород и термокарст. – Новосибирск: «Наука», 1988. -212 с.
5. Лобанов Н.И. Полтавская В.В. Общие черты формирования половодья и расчёт элементов водного баланса за весенний период на реках зоны БАМа // Труды ДВ НИГМИ. – 1982.-Вып.105.-С.39-37.
6. Бояринцев Е.Л., Михайлов В.Н. Установка для исследования потерь стока на внутрпочвенное задержание // Информационное письмо Колымского УГМС.- Магадан, 1979. - № 3(82)-С.29 - 31.
7. Бояринцев Е.Л., Сербов Н.Г., Довбыш В.Н., Попова Н.И. Экспериментальные исследования испарения и конденсации в горных регионах многолетнемёрзлых пород // Труды VI Всероссийск. Гидрол. съезда.. - Москва, 2006.-С.78-82.
8. Boyarintsev E.L., Serbov N.G., Bolgov M.V. The formation of the runoff of small rivers in the zone of permafrost. XXIV Nordic Hydrological Conference “Nordic water 2006”.- Vingsted, Denmark, 2006. P.444-447.

Механізм криогенного регулювання стоку у формуванні водного балансу малих гірських річок зони багаторічно мерзлих порід.

Алексеев В.Р., Бояринцев Е.Л., Гопченко Е.Д., Сербов Н.Г., Завалий Н.В.

Досліджений механізм криогенного регулювання стоку і дана його кількісна оцінка в умовах перевантаження різних типів підстильної поверхні на прикладі водного балансу малих водозборів Верхньої Колыми.

Ключові слова: , багаторічна мерзлота, випаровування, конденсація, криогенне, регулювання, Колымська водно балансова станція.

The mechanism of cryogenic runoff control at the formation of water balance of small mountain rivers in the area of permafrost rocks.

V.R. Alekseev, Ye.L. Boiaryntsev, Ye.D. Gopchenko, M.G. Serbov, N.V. Zavaliy.

The mechanism of cryogenic runoff control is under study and its quantitative estimation under surcharge of various kinds of underlying surface is given on the example of water balance of small water catchment areas of the Upper Kolyma.

Keywords: , permafrost, evaporation, condensation, cryogenic control, Kolyma water balance station

МЕТОДИКА РОЗРАХУНКУ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ З НЕВЕЛИКИХ ВОДОЗБОРІВ

Розглядаються науково-методичні проблеми розрахунку характеристик максимального стоку паводків і водопіль з невеликих водозборів.

Ключові слова: максимальний стік, паводки, водопілля, невеликі водозбори, нормативна база.

Вступ. Відомі в Україні науково – методичні підходи щодо нормування характеристик максимального стоку річок умовно поділяються на дві групи. До першої відносяться емпіричні і напівемпіричні редуційного і об'ємного типів. Виходячи з [1], слід зауважити, що вони в теоретичному відношенні ґрунтуються на моделі одномодальних гідрографів схилового і руслового (або тільки руслового) стоку. Серед редуційних формул відомі дві розрахункові структури. Зокрема, нормування характеристик весняного водопілля ґрунтується на формулі вигляду [2]

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + b)^{n_1}} \delta \delta_1 \delta_2, \quad (1)$$

де q_m - розрахунковий модуль річкового стоку; k_0 - коефіцієнт схилової трансформації паводків і водопіль, який згідно з [1], дорівнює

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}; \quad (2)$$

b - параметр, за допомогою якого враховується різний характер редуції максимальних модулів на невеликих і значних за площею водозборах; F - площа водозборів; $\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу до руслової мережі представляє собою відношення

$$\frac{n+1}{n} = \frac{Q'_m}{\bar{Q}'_{T_0}} > 1.0, \quad (3)$$

Q'_m - максимальна витрата схилового припливу; \bar{Q}'_{T_0} - середня за паводок чи водопілля витрата припливу; T_0 - тривалість схилового припливу; $\delta, \delta_1, \delta_2$ - редуційні коефіцієнти для урахування впливу на максимальний модуль стоку озер (водосховищ) руслового типу, залісеності та заболоченості.

В [1] доводиться, що структурний вираз (1) відповідає лише умові осереднення у межах тієї чи іншої території (або окремого водозбору) тривалості схилового припливу T_0 . Свого часу такий підхід було реалізовано при запровадженні союзного нормативного документа СН 435-72, бо k_0 відповідало природним зонам, але з урахуванням категорії рельєфу. В діючому нині в Україні СНіП 2.01.14-83 k_0 визначається для розрахункового басейну на основі підбору річки – аналога. Необхідно мати на увазі, що така рекомендація є досить суб'єктивною процедурою.

Для розрахунку характеристик дощових паводків за основу взято дещо інший варіант формули (1), а саме

$$q_m = \frac{q_{200}}{(F/200)^{n_2}} \delta. \quad (4)$$

Область використання (4) знаходиться у межах $F \geq 200$ км². Причому, приведений до $F=200$ км² модуль стоку q_{200} закартовано.

При застосуванні редуційних формул (1) і (3) виникає принципове питання, чому при розрахунках дощових паводків обмеження редуційних кривих $lg q_m = f[lg(F+1)]$ з показником степеня n_1 стосуються водозборів з площею $F \geq 200$ км², а при весняних водопіллях – лише до $b=10$ км². З іншого боку, така диференціація характеристик редуції максимальних модулів стоку у верхній частині залежностей $lg q_m = f[lg(F+1)]$ є свідченням того, що коефіцієнт редуції $\frac{1}{(F+1)^{n_1}}$

при фіксованих показниках степеня n_1 взагалі не відповідає особливостям зменшення максимальних модулів при збільшенні розмірів водозборів.

При розмірах водозборів $F < 200$ км² у варіантах СН 435-72 і СНіП 2.01.14-83 чомусь використовується (і при тому ж не досить коректно у теоретичному відношенні) формула, яку традиційно відносять до методики граничної інтенсивності,

$$q_m = 16,67 \bar{\psi}(\tau) H_{\delta} \eta \delta, \quad (5)$$

де $16,67 \bar{\psi}(\tau)$ – ординати редуційних кривих середньої (з максимальних) інтенсивності за розрахункову тривалість опадів τ

$$\tau = 1,2 t_p^{1,1} + t_{cx}. \quad (6)$$

Очевидно, що τ буде більшим за басейнову тривалість переміщення паводкових хвиль гідрографічною мережею τ_{δ} , оскільки

$$\tau_{\delta} = t_p + t_{cx}, \quad (7)$$

де t_p – тривалість руслового добігання паводкових хвиль; t_{cx} – тривалість добігання паводкових хвиль схилами.

У нормативних документах, між іншим, не пояснюється природа фізичного навантаження на t_p у (6). На нашу думку, різниця між τ_{δ} і τ пояснюється лише одним – ігноруванням трансформацією атмосферних опадів на схилах. Відношення $\frac{\tau_{\delta}}{\tau}$, розраховане при $t_{cx}=0,5$ год, що відповідає тривалості схилового добігання під час дощових паводків в залежності від розмірів водозборів, представлено на рис.1.

З нього видно, що в усьому діапазоні $\frac{\tau_{\delta}}{\tau}$ це відношення менше одиниці, за виключенням $\frac{\tau_{\delta}}{\tau} = 1,0$, коли $t_p = 0$.

Сучасний стан проблеми. Найбільші відмінності спостерігаються в області невеликих водозборів, тобто для тих, для яких власне і розроблялась формула (5).

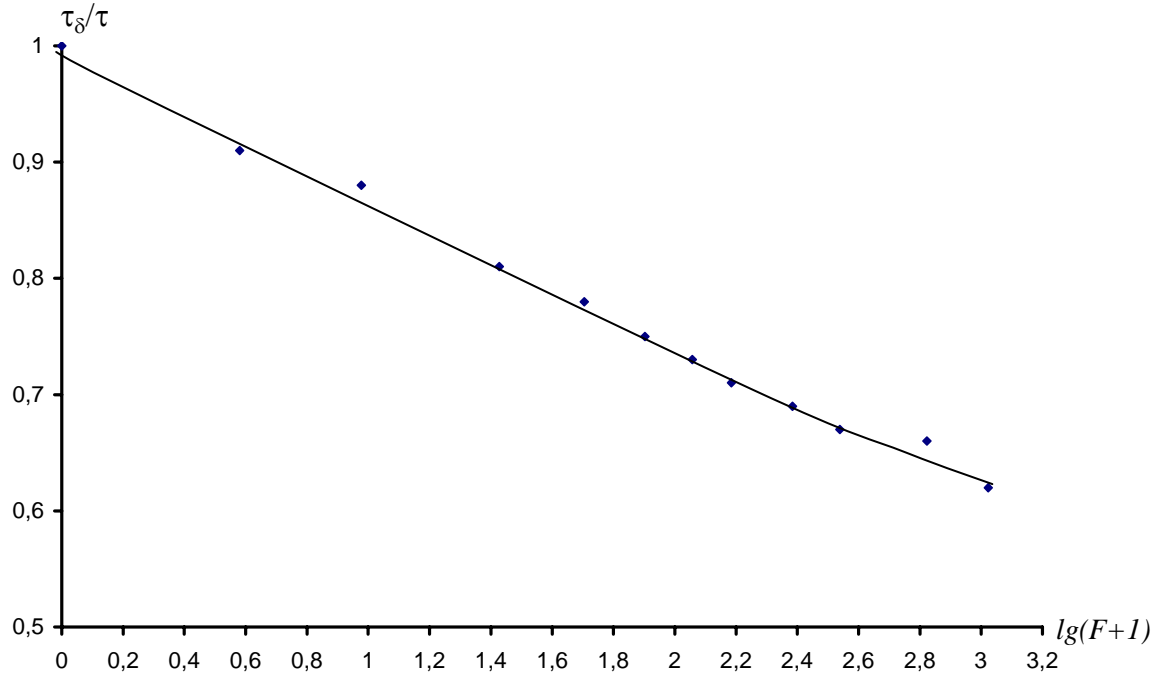


Рис.1 - Залежність відношення τ_δ/τ від розмірів водозборів (при $t_{cx}=0,5$ год)

Для невеликих водозборів, які можна моделювати у вигляді прямокутника з одним руслом посередині, А.М. Бефані [3] запропонував диференціальне рівняння

$$\frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = q'_t \quad (8)$$

В результаті його інтегрування одержані розрахункові формули:

а) при $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{Y_{t_p}}{t_p}; \quad (9)$$

б) при $t_p > T_0$

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p}, \quad (10)$$

де Y_{t_p} – так званий «діючий шар схилового припливу», який формує максимальну ординату паводка, тобто

$$Y_{t_p} = \int_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} q'_t dt, \quad (11)$$

$t_{кр}$ - час настання q_m ; Y_m - загальний шар схилового припливу за паводок, причому

$$Y_m = \int_0^{T_0} q'_t dt, \quad (12)$$

q'_t - ординати редуційного гідрографа схилового припливу.

Розглядаючи (8), необхідно зауважити, що в ньому не повною мірою враховуються ефекти русло – заплавного водообміну і регулювання. У більш загальній математичній моделі А.М. Бефані [4] здійснив спробу включити до рівняння (8) комплекс параметрів саме для врахування руслового і заплавного регулювання, після чого воно набуло вигляду

$$\frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial t} (\omega + \omega_a + \omega_3) = \alpha q'_t B_t, \quad (13)$$

де ω - переріз річкового русла; ω_a - переріз алювію; ω_3 - переріз заплави; α - коефіцієнт густоти гідрографічної мережі, який береться автором постійним у межах річкових басейнів; B_t - ширина водозборів по ізохронах руслового добігання.

Припускаючи, що між ω , з одного боку, а ω_a і ω_3 , з іншого, існує лінійна залежність у вигляді променів, А.М. Бефані здійснив інтегрування (13) і одержав такі розрахункові рівняння:

а) при $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{Y_{t_p}}{t_p} k_1 \varepsilon; \quad (14)$$

б) при $t_p > T_0$

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} k_2 \varepsilon, \quad (15)$$

де ε – коефіцієнт русло-заплавного регулювання, величина якого, судячи з (14) і (15), не залежить від розмірів водозборів; k_1 і k_2 - гідрографічні коефіцієнти, які дозволяють врахувати форму річкових водозборів, причому

$$k_1 = \frac{\int_0^{t_{kp}} q'_t B_t dt}{B_{сер} \int_0^{t_{kp}-t_p} q'_t dt}, \quad (16)$$

а

$$k_2 = \frac{\int_0^{T_0} q'_t B_t dt}{B_{сер} \int_0^{T_0} q'_t dt}, \quad (17)$$

$B_{сер}$ - середня ширина водозборів по ізохронах руслового добігання.

Запропонована науково-методична база та її аналіз. Стосовно невеликих водозборів, модель руслових ізохрон, як і у вихідній схемі А.М. Бефані [1], розглядається авторами у вигляді прямокутника. Боковий, тобто схиловий приплив

поверхневих вод до руслової мережі і русло – заплавне регулювання розглядаються як довільні функції часу (q'_t і ε_t , відповідно). За цих умов можливі два варіанти формування максимального стоку – коли $t_p < T_0$, і коли $t_p > T_0$. Зокрема,

при $t_p < T_0$

$$Q_m = \sum_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} q_t f_t \varepsilon_t. \quad (18)$$

Вважаючи, що за прямокутної форми водозборів і більш – менш незалежних по довжині водотоку швидкостях переміщення паводкових хвиль, $f_1 = f_2 = \dots = f = BV\Delta t$, (де B – ширина водозбору, а Δt – розрахунковий крок у часі), (18) можна переписати в редакції

$$Q_m = BV \sum_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} q_t \varepsilon_t \Delta t \quad (19)$$

або в інтегральній формі

$$Q_m = BV \int_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} q'_t \varepsilon_t dt, \quad (20)$$

де $t_{кр}$ - час настання максимальної витрати води у руслі.

Оскільки відомості стосовно функції регулювання ε_t відсутні, доцільно здійснити наближене інтегрування (20), а саме

$$(Q_m)_{np} = BV \bar{\varepsilon}_{t_p} \int_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} q'_t dt. \quad (21)$$

Підінтегральна функція схилового припливу q'_t за розрахунковий час t_p представляє собою шар стоку Y_{t_p} , який бере безпосередню участь у формуванні максимальної витрати води. Тоді

$$(Q_m)_{np} = BV \bar{\varepsilon}_{t_p} Y_{t_p}. \quad (22)$$

Щоб (20) виразити за допомогою (22), запишемо відношення

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} = k_\varepsilon, \quad (23)$$

де k_ε – допоміжний коефіцієнт, який ураховує змінність у просторі і часі русло-заплавного регулювання.

З (23) та (22) максимальна витрата води дорівнює

$$Q_m = k_\varepsilon (Q_m)_{np} = BV \bar{\varepsilon}_{t_p} k_\varepsilon Y_{t_p}. \quad (24)$$

Параметри $\bar{\varepsilon}_{t_p}$ і k_ε , що входять до (24), з одного боку, не вимірюються, а з іншого, очевидно, будуть залежати від одного аргументу – площі водозборів. А це є підставою для їх об'єднання, тобто

$$\bar{\varepsilon}_{t_p} \cdot k_\varepsilon = \varepsilon_F, \quad (25)$$

де ε_F - коефіцієнт русло-заплавного регулювання паводків або водопіль.

Максимальний модуль стоку, виходячи з (24) та з урахуванням (25), буде дорівнювати

$$q_m = \frac{Q_m}{F} = \frac{Y_{t_p}}{t_p} \varepsilon_F. \quad (26)$$

За умови $t_p > T_0$

$$Q_m = \sum_{T_0} q'_t f_t \varepsilon_t = BV \sum_{T_0} q'_t \varepsilon_t \Delta t \quad (27)$$

або в інтегральному вигляді

$$Q_m = BV \int_0^{T_0} q'_t \varepsilon_t dt. \quad (28)$$

Запишемо спрощене рівняння стосовно $(Q_m)_{np}$, тобто

$$(Q_m)_{np} = BV \bar{\varepsilon}_{T_0} \int_0^{T_0} q'_t dt = BV \bar{\varepsilon}_{T_0} Y_m. \quad (29)$$

З урахуванням

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} = k_\varepsilon, \quad (30)$$

рівняння (28) набуде розрахункового вигляду

$$Q_m = (Q_m)_{np} \cdot k_\varepsilon = BV Y_m k_\varepsilon, \quad (31)$$

звідки

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varepsilon_F. \quad (32)$$

Порівнюючи (26) і (32), можна бачити, що $Y_{t_p} \leq Y_m$, причому їх тотожність має місце, коли $t_p = T_0$.

Реалізувати на практиці і (26), і (32) досить складно, оскільки невідомою в них залишається така характеристика гідрографів схилового припливу як Y_{t_p} , а крім того, ще й коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F . З іншого боку, досить складно на базі (26) побудувати розрахункову методику, в якій використовувались би снігозапаси

(весняне водопілля) або дощові опади (паводки). А така необхідність має місце у тих випадках, коли вихідні дані по максимальному стоку досить обмежені, а більш поширеними є матеріали спостережень за метеорологічними величинами.

З метою вирішення наведених об'єктивних труднощів, доцільно структури формул (26) і (32) дещо видозмінити. Зокрема, відомо, що Y_{t_p} і Y_m можна записати у параметричному вигляді, якщо мати функцію q'_t . Для високих паводків і водопіль можна, наприклад, функцію q'_t представити у редуційному вигляді [5]

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (33)$$

де q'_m - максимальний модуль схилового припливу; T_0 - тривалість схилового припливу; n - степеневий показник, який залежить від форми руслових гідрографів.

Щоб визначити Y_{t_p} і Y_m , досить (33) проінтегрувати послідовно по t_p і T_0 , тоді

$$Y_{t_p} = \int_0^{t_p} q'_t dt = q'_m t_p \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right], \quad (34)$$

а

$$Y_m = \int_0^{T_0} q'_t dt = \frac{n}{n+1} q'_m T_0. \quad (35)$$

Підставимо тепер (34) в (26), а (35) – у (32):

а) при $t_p < T_0$

$$Y_{t_p} = q'_m \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (36)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Y_m = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} q'_m. \quad (37)$$

Безрозмірні складові цих рівнянь: $\left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]$ і $\frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p}$ залежать від співвідношення між t_p і T_0 та форми гідрографів схилового припливу. Представимо їх у вигляді довільної функції $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$, причому

а) при $t_p < T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n; \quad (38)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p}. \quad (39)$$

Загальне ж розрахункове рівняння для визначення q_m буде мати вигляд

$$q_m = q'_m \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F. \quad (40)$$

Таким чином, в (40) ефекти трансформації паводків і водопіль відображаються окремими параметрами - $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ і ε_F . Максимальний модуль схилового припливу q'_m можна виразити з (37)

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \quad (41)$$

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

Верхньою межею для $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ є одиниця, коли $\frac{t_p}{T_0} = 0$, а нижньою - 0 (при $t_p \gg T_0$). Характер залежностей $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ від співвідношення $\frac{t_p}{T_0}$ наводиться на рис.2.

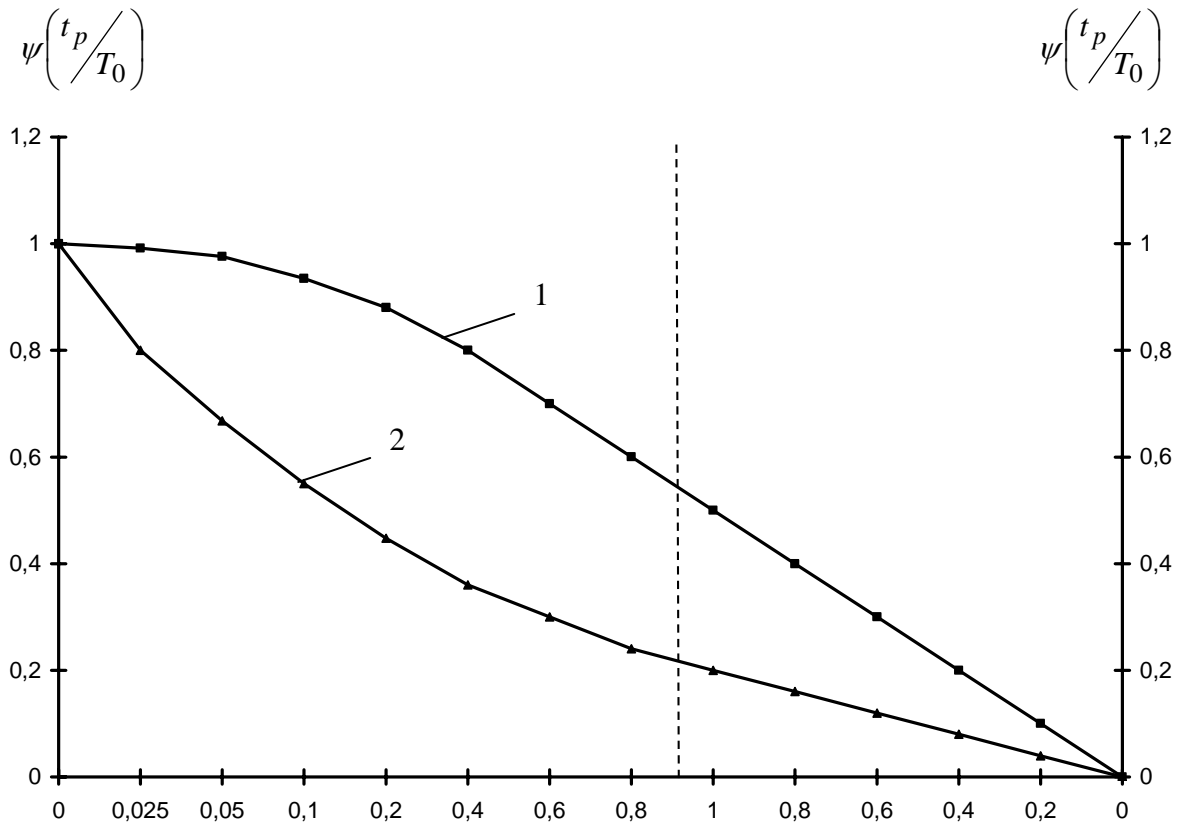


Рис.2 -Залежність трансформаційного коефіцієнта $\psi(t_p/T_0)$ від співвідношення t_p/T_0 при $n=1.0$ (1) і 0.25 (2).

Як видно з цього рисунка, коефіцієнт розпластування паводкових або повеневих хвиль під впливом часу руслового добігання залежить суттєво не лише від t_p/T_0 , але й від форми гідрографів схилового припливу, особливо при $n < 1.0$. Привертає увагу й те, що найбільшою часовою змінністю $\psi\left(t_p/T_0\right)$ відрізняється в межах $t_p/T_0 < 0.2$. Модуль схилового припливу характеризує його потенціальні максимальні значення на тій чи іншій території. Крім того, вираз (41) дає змогу пристосувати розрахункову схему до використання дощових опадів (паводки) або максимальних снігозапасів (водопілля). Зокрема, для дощових паводків

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} H_m \eta, \quad (42)$$

а для весняних водопілля

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_m + x) \eta, \quad (43)$$

де H_m - паводкоформуєчі опади; η - об'ємний коефіцієнт паводкового (повеневого стоку); S_m - максимальні снігозапаси на початку сніготанення; x - кількість опадів за період від дати S_m до кінця водопілля.

Висновок. Враховуючи, що структурні вирази (1) і (3) не повною мірою відповідають редуційній закономірності зі степеневим показником n_1 в області невеликих водозборів, запропоноване рівняння (40) рекомендується для розрахунку максимальних модулів весняного водопілля і дощових паводків на річках з водозбірними площами $F \leq 100 \text{ км}^2$.

Список літератури

1. Гопченко Е.Д., Гушля А.В. Гидрология с основами мелиорации. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 303 с.
2. Пособие по определению расчётных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447 с.
3. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока // Труды ОГМИ, 1958. – Ч.2. – Вып.14. – 302 с.
4. Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д. Региональные модели формирования паводочного стока на территории СССР. - Обнинск, 1981. - Вып.2. - 60 с.
5. Гопченко Е.Д. О редуционных формулах максимального стока // Труды УкрНИГМИ, 1980. – Вып.175. – С.85-93.

Гопченко Е.Д., Романчук М.Е., Дорошенко О.Н.

Методика расчета характеристик максимального стока с малых водосборов.

Рассматривается научно-методическая проблема расчета характеристик максимального стока паводков и половодий с небольших водосборов.

Ключевые слова: максимальный сток, паводки, половодье, небольшие водосборы, нормативная база.

Gopchenko E.D., Romanchuk M.E., Doroshenko O.N.

Method of calculation maximal runoff descriptions from small watersheds.

The scientifically-methodical problem of calculation maximal runoff description of floods and high waters from small watersheds are examined.

Keywords: maximal runoff, floods, high water, small watersheds, normative base.

Ж.Р.Шакірзанова, к.г.н.

Одеський державний екологічний університет

МЕТОД ПРОСТОРОВИХ ПРОГНОЗІВ СТРОКІВ ПОЧАТКУ ТА ПРОХОДЖЕННЯ МАКСИМУМІВ ВЕСНЯНИХ ВОДОПІЛЬ НА РІВНИННИХ РІЧКАХ УКРАЇНИ

Запропонована методика фонових прогнозів дат початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля на річках рівнинної території України на основі метеорологічного прогнозу температури повітря та при регіональному узагальненні параметрів прогнозної схеми для різних за площею та географічним положенням водозборів. Передбачається встановлення частоти повторюваності строків водопіль у багаторічному періоді.

Ключові слова: *фонові прогнози, строки початку та настання максимальних витрат води весняного водопілля*

Вступ. На відміну від прогнозів характеристик водного режиму річок, у тому числі й стоку весняного водопілля, строки проходження водопіль практично не досліджувалися, а в оперативній практиці часто надається лише оцінка очікуваних аномалій цих строків відносно середньобогаторічних дат по окремих річках.

Ще декілька десятиріч тому можливості прогнозів дат початку та проходження максимальних витрат або рівнів води розглядалися у зв'язку з методами прогнозів гідрографа стоку водопілля [1,2], які включали способи визначення дат проходження водопіль в залежності від метеорологічних умов весни або при врахуванні попередніх закономірностей змін атмосферних процесів [3].

В сучасній гідрологічній практиці методи прогнозування дат початку та максимальних витрат води весною ґрунтовані на встановленні індивідуальних кореляційних зв'язків цих дат зі строками сталого переходу температури повітря до плюсових значень [4]. Значні коливання погодних умов в період сніготанення, що особливо відчутні на великих водозборах з площею близько 200 тис.км², призводять до послаблення залежностей такого вигляду.

Найбільш тісні залежності мають місце для невеликих річок степової і лісостепової зон [4]. У багатьох випадках пряма, що відображає залежність, наприклад, для прогнозу дати максимальної витрати води, має коефіцієнт регресії B дещо менший за одиницю

$$D_{Q_m} = B D_{0^{\circ}} + A, \quad (1)$$

де D_{Q_m} - дата настання максимальних витрат води весняного водопілля;

$D_{0^{\circ}}$ - дата переходу температури повітря через $0^{\circ}C$ до плюсових значень весною;

A і B – параметри.

Це свідчить про те, що при пізньому початку танення буде спостерігатися інтенсивніше наростання тепла і дружніше сніготанення, ніж при ранньому. Параметр A в залежності (1) виражає різницю у часі між строками переходу температури повітря через $0^{\circ}C$ до плюсових значень і настанням явища, яке прогнозується. Так, для великих річок різниця в часі між строками переходу температури повітря через $0^{\circ}C$ весною і настанням максимуму водопілля в середньому становить до 30 діб.

Але такі залежності як (1), навіть коли вони достатньо точні, дозволяють складати прогноз часу проходження піка водопілля лише на невеликих річках, особливо, коли хвиля водопілля в основному формується у верхній частині басейну. Проте і в цих випадках завчасність прогнозу рідко перевищує 10-15 діб.

Довгостроковий прогноз строків початку весняного водопілля та настання його максимальних витрат або максимальних рівнів води, по-суті, зводиться до довгострокового прогнозу часу весняного танення снігу. На сучасному рівні розвитку метеорологічні прогнози великої завчасності поки не завжди відповідають потребам довгострокових гідрологічних прогнозів. З цієї причини довгострокові прогнози строків початку і настання максимуму водопілля також не відрізняються надійністю, тому практично реальнішими є прогнози малої завчасності [5].

В цьому дослідженні запропоновано просторовий метод прогнозу строків початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води водопілля, заснований на синоптичному прогнозі середньодекадної температури повітря при узагальненні параметрів прогновної схеми по території в залежності від географічної широти та площі водозборів [6,7].

Об'єкти та вихідні матеріали дослідження. Розробка та практична реалізація методики просторових прогнозів строків проходження водопіль виконана на матеріалах багаторічних гідрометеорологічних спостережень (1965-2000 рр.) в басейнах 70-ти опорних річок рівнинної території України. Перевірку методики прогнозу строків водопілля здійснено для інших річок рівнинної території країни, у тому числі й при обмеженості гідрологічних спостережень на них (таких, як річки північно-західного Причорномор'я).

Крім того, за прогнозною схемою при використанні розробленої комп'ютерної програми складені та оцінені прогнози дат початку та настання максимумів водопіль і в найбільш багатоводні роки останнього десятиріччя – 2003, 2006 та 2010 рр. Слід зазначити, що в сучасний період у зв'язку з потеплінням клімату зимового й весняного сезонів і відповідно зменшенням запасів снігу на водозборах дати як початку водопілля, так і його максимальних витрат чи рівнів води часто мають значну часову мінливість і неоднорідність за територією.

Методи дослідження. Строки розвитку та інтенсивність водопіль залежать від метеорологічних умов весняного періоду – наявності снігу на водозборах, часу початку сніготанення і температурного режиму повітря цього періоду. Крім того, проходження водопіль значною мірою пов'язані з розмірами водозборів, ступенем їхньої залісеності, заболоченості, озерності й для тієї чи іншої географічної зони визначаються кліматичними характеристиками [4].

Використовуючи досвід Б.М.Гінзбурга [3] про те, що основним фактором інтенсивності розвитку весняних процесів є температурні умови періоду танення снігу на водозборах, прогнозування строків проходження весняних водопіль на річках може здійснюватись шляхом встановлення їх залежностей від температурних характеристик цього періоду. За даними багаторічних спостережень встановлено, що менший вплив на строки початку та проходження максимуму водопіль мають самі значення максимальних запасів води в сніговому покриві S_m , від яких залежать строки початку водовіддачі снігу, появи поверхневого стоку і припливу тало-дощової води до річкової мережі.

Результати дослідження та їх аналіз. В запропонованій методиці прогнозу визначення дат початку весняного водопілля на річках здійснюється за схемою

$$D_{\epsilon} = D_{S_m} + t_{\epsilon}, \quad (2)$$

де D_{θ} – дата початку весняного водопілля;

D_{S_m} – дата утворення максимальних запасів води в сніговому покриві, яка встановлюється за даними снігомірних зйомок на водозборах;

t_{θ} – тривалість періоду від дати D_{S_m} до дати початку водопілля D_{θ} , д.

У зв'язку з цим встановлено, що існують залежності тривалості водоутримуючої спроможності снігу (t_{θ}), як періоду від дати утворення максимальних снігозапасів (D_{S_m}) до дати початку водопілля (D_{θ}), визначеного за виразом

$$t_{\theta} = D_{\theta} - D_{S_m}, \quad (3)$$

від середньодекадної температури повітря за першу після D_{S_m} декаду ($\theta_1^{\circ}C$) у вигляді

$$t_{\theta} = f(\theta_1^{\circ}). \quad (4)$$

Слід відзначити, що температура $\theta_1^{\circ}C$ визначається за даними метеостанцій, розташованих близько до геометричних центрів водозборів. Зв'язків же величини t_{θ} , наприклад, з максимальними перед початком весняного водопілля снігозапасами у кожному році S_m або номером місяця, в якому спостерігалось сніготанення, виявлено не було.

Залежності $t_{\theta} = f(\theta_1^{\circ})$ не досить тісні, але простежується тенденція до зменшення числа днів t_{θ} при підвищенні температури $\theta_1^{\circ}C$. Такі зв'язки описуються рівняннями прямої (але при температурі повітря θ до 3.5-5.5 °C)

$$t_{\theta} = d_1 - c_1\theta_1^{\circ}, \quad (5)$$

де d_1 і c_1 – емпіричні параметри, що підлягають встановленню й узагальненню.

Просторове узагальнення параметрів d_1 і c_1 для всієї рівнинної території України виконувалось шляхом встановлення залежностей цих параметрів від географічної широти геометричних центрів водозборів (φ , в частках °півн.ш.), приведених до умовної широти (наприклад, $\varphi=50^{\circ}$ півн.ш.), тобто за залежностями вигляду:

$$d_1 = 0.43(\varphi - 50) + 7.72 \quad (6)$$

та

$$c_1 = 0.16(\varphi - 50) + 1.64. \quad (7)$$

Таким чином, відповідно до (5), для визначення тривалості періоду від дати максимальних снігозапасів до дати початку водопілля – t_{θ} , одержане рівняння

$$t_{\theta} = [0.43(\varphi - 50) + 7.72] - [0.16(\varphi - 50) + 1.64] \cdot \theta_1. \quad (8)$$

Прогнозування дат початку водопілля у поточному році здійснюється за схемою

$$D'_e = D_{S_m} + t'_e, \quad (9)$$

де D'_e – очікувана дата початку весняного водопілля;

D_{S_m} – дата максимальних запасів води в сніговому покриві;

t'_e – очікувана тривалість періоду від дати максимальних снігозапасів D_{S_m} до дати початку водопілля D'_e (д). Вона визначається за регіональним рівнянням (8) при використанні метеорологічного прогнозу середньодекадної температури повітря ($\theta_1^o C$) за декаду, наступну після D_{S_m} .

Прогноз D'_e за схемою (9) складається у поточному році в дату накопичення максимальних снігозапасів (D_{S_m}). Завчасність прогнозів цих дат визначається величиною t'_e , тобто дорівнює очікуваному періоду від дати прогнозу D_{S_m} до дати початку водопілля D'_e . В цілому за багаторічний період для розглядуваних річок рівнинної території України спостерігається незначне збільшення завчасності прогнозу дат початку водопіль (у вигляді середньобагаторічних значень t_{e0}) з північного заходу на схід (при $r=0.55$) [8], оскільки

$$t_{e0} = 0.79(\varphi^o - 50) + 12.0. \quad (10)$$

Таким чином, завчасність прогнозів дат початку весняного водопілля у поточному році також є прогнозною величиною і оцінюється при прогнозі цих дат, але збільшується при збільшенні географічної широти водозборів.

Строки проходження максимальних витрат або рівнів води водопіль визначаються погодними умовами зимово-весняного сезону – інтенсивністю та тривалістю сніготанення, кількістю опадів у період танення снігу, швидкістю зростання і накопичення плюсових температур повітря та ін. [3]. Крім того, дати настання максимумів водопіль, як і самі максимальні витрати води (або модулі), залежать від розмірів водозборів та їх географічного положення.

Дати проходження максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля визначаються за схемою

$$D_{Q_m} = D_e + t_n, \quad (11)$$

де D_{Q_m} – дата максимальної витрати води водопілля;

D_e – дата початку весняного водопілля;

t_n – тривалість підйому весняного водопілля, д.

При розробці методики прогнозу дат проходження максимальних витрат води весняного водопілля (D_{Q_m}) були виявлені залежності тривалості підйому водопілля (t_n , д), представлені як

$$t_n = D_{Q_m} - D_e, \quad (12)$$

від середньодекадної температури повітря за першу після дати початку водопілля D_e декаду ($\theta_2^{\circ}C$) у вигляді

$$t_n = f(\theta_2^{\circ}). \quad (13)$$

Залежності тривалості t_n від таких характеристик весняного водопілля, як, наприклад, максимальні снігозапаси S_m і кількість опадів періоду танення снігу X_1 не встановлено.

Такі залежності для рівнинних річок України також не дуже тісні і мають спадний характер при зростанні температури повітря $\theta_2^{\circ}C$. Вони описуються рівняннями вигляду (але при температурі повітря θ_2 до 7.0-10.0 $^{\circ}C$)

$$t_n = d_2 - c_2\theta_2^{\circ}, \quad (14)$$

де d_2 і c_2 – емпіричні параметри, що підлягають визначенню та узагальненню.

В межах рівнинних річок України узагальнення параметрів здійснено таким чином: d_2 – в залежності від площ басейнів F (км²), що визначають тривалість поверхневого добігання тало-дошових вод

$$d_2 = 3.45 \cdot \exp[0.42 \cdot \lg(F + 1)], \quad (15)$$

а c_2 – в залежності від географічної широти геометричних центрів водозборів (φ – в частках $^{\circ}$ півн.ш.), приведених до умовної широти $\varphi = 50^{\circ}$ півн.ш.,

$$c_2 = 0.12(\varphi - 50) - 1.75. \quad (16)$$

Відповідно до (14) для визначення тривалості періоду підйому водопілля t_n одержано вираз

$$t_n = \{3.45 \cdot \exp[0.42 \cdot \lg(F + 1)]\} - [-0.12(\varphi - 50) + 1.75] \cdot \theta_2. \quad (17)$$

Дата складання прогнозу D'_{Q_m} за схемою (11) можлива в спостережену дату початку водопілля D_e у вигляді

$$D'_{Q_m} = D_e + t'_n, \quad (18)$$

де D'_{Q_m} – очікувана дата настання максимальної витрати води водопілля;

D_e – спостережена у поточному році дата початку весняного водопілля;

t'_n – очікувана тривалість підйому весняного водопілля (д), що визначається за (17), спираючись на метеорологічний прогноз середньодекадної температури повітря $\theta_2^{\circ} C$ за декаду, наступну після дати початку водопілля D_g .

За наявності прогнозу дати початку весняного водопілля D'_g , визначеної за рівнянням (9), або картосхеми розподілу цих дат по території і довгострокового прогнозу температур повітря (близько 2-х декад), схема прогнозу D''_{Q_m} така

$$D''_{Q_m} = D'_g + t'_n, \quad (19)$$

а дата його випуску буде віднесена до дати настання максимальних снігозапасів D_{S_m} .

При цьому завчасність прогнозів дат проходження максимальних витрат води весняного водопілля визначається тривалістю підйому водопілля t_n у кожному році. Але для середньобагаторічних значень $(t_n)_0$ встановлено, що завчасність прогнозів D_{Q_m} в басейнах річок розглядуваної території збільшується зі збільшенням площ водозборів [8]

$$(t_n)_0 = 4.96 \cdot \exp(0.32 \cdot \lg F), \quad (20)$$

де F – площі водозборів, км².

Очевидно, що при прогнозі дат максимальних витрат води водопілля за схемою (19), завчасність прогнозів дещо збільшується, а точність – знижується.

Запропонований метод територіального прогнозу дат початку та настання максимальних витрат чи рівнів води весняного водопілля передбачає його використання й для річок, на яких спостереження за гідрологічними характеристиками весняного водопілля обмежені або зовсім відсутні. Йдеться про невивчені у гідрологічному відношенні річки розглядуваної території, а також про регіони, де в цілому по території відсутні спостереження за стоком води, як наприклад, на річках північно-західного Причорномор'я. Запропонована методика прогнозів дат проходження водопіль на таких річках дає змогу встановлювати поля очікуваних строків початку і настання максимумів водопіль. Але її можна використовувати лише за наявності вимірів снігозапасів на водозборах річок та за метеорологічним прогнозом температури повітря на п'ять-десять діб.

В розробках, присвячених аналізу та прогнозуванню дат гідрологічних явищ (строків замерзання та розкриття річок), є досвід встановлення ймовірнісних характеристик цих строків шляхом побудови емпіричних кривих забезпеченостей дат [9]. При цьому для апроксимації кривих забезпеченостей використано біноміальне рівняння Пірсона III типу.

За наявності багаторічних рядів спостережень встановлення забезпеченості дат початку та настання максимальних витрат води весняних водопіль, також як й інших гідрологічних характеристик, може виконуватись шляхом побудови емпіричних кривих забезпеченостей цих дат (у вигляді кількості діб від 31.01 до дати настання явища).

Для опорних водозборів річок досліджуваної території були побудовані емпіричні криві забезпеченості дат початку та проходження максимальних витрат води. Встановлено, що такі криві можна узагальнити для річок, розташованих в межах однорідних за умовами формування водопіль районах. Встановлення ймовірності $P\%$ по таких кривих здійснюється за прогнозною датою початку водопілля чи настання

максимальної витрати води (як кількості діб від 31.01 до прогнозованої дати настання явища).

Оцінка методики прогнозу строків настання явищ відповідно до “Наставлення по службі прогнозів” [10] здійснюється в залежності від дати складання прогнозу. Прогнози строків початку і настання максимальних витрат (рівнів) води не мають фіксованої дати їх випуску, тому показником точності методики є середня квадратична похибка перевірних прогнозів або показник точності методики прогнозу дат S (д), а також величина забезпеченості допустимої похибки при прогнозах дат гідрологічних явищ P %.

При цьому, допустима похибка при короткострокових прогнозах дат настання весняних процесів береться в залежності від їх завчасності. Однак за рекомендаціями [10], у методиках прогнозу дат гідрологічних явищ, що базуються на використанні очікуваних за метеорологічним прогнозом температур повітря навесні, допустима похибка береться рівною 6 добам. За показник ефективності та якості методики прогнозу гідрологічних явищ (при $\delta_{дон} = 6$ діб) береться така шкала оцінок методики прогнозів дат початку та настання максимальних витрат води весняного водопілля [10]: при значенні середньої квадратичної похибки S перевірних прогнозів до 4.5 д - методика вважається «доброю», а при значенні S до 7.1 д - «задовільною». Слід зауважити, що “...оценка методик, предусматривающих использование краткосрочных прогнозов погоды (температур воздуха и др.), производится по фактическим значениям метеорологических элементов” [10].

Оцінка розробленої методики прогнозів строків проходження весняного водопілля по територіальних залежностях виконана шляхом складання перевірних прогнозів по 70 гідрологічних постах рівнинних річок України: дат початку водопілля D'_6 за схемою (9) та дат максимальних витрат води D'_{Q_m} – за схемою (18) при значеннях температур повітря, середніх на десять діб. Взагалі за багаторічний період (з 1961 по 2000 рр., тобто за 40 років) зв'язки спостережених і одержаних при перевірних прогнозах дат проходження водопілля на рівнинних річках України достатньо тісні – з коефіцієнтами кореляції для дат початку водопілля $r=0.96-0.65$, а для дат максимальних витрат води водопілля – $r=0.91-0.60$.

Величина показника якості методики прогнозу S дат проходження весняних водопілля на рівнинних річках розглядуваної території, дані по яких використовувалися при розробці методики прогнозу, та забезпеченість допустимої похибки P % змінюється в межах: для дат початку водопілля $D'_6 - S = 4-13$ д, $P = 93-62\%$; для дат максимальних витрат води $D'_{Q_m} - S = 5-15$ д, $P = 83-60\%$.

Похибки прогнозів в окремі роки багаторічного періоду пов'язані зі зміною погодних умов у період розвитку водопілля. Встановлено, що в деякі роки повернення холоду на початку і в період сніготанення може значно зміщувати дату D'_6 і дату D'_{Q_m} відносно дати випуску прогнозу (наприклад, 1988, 1996, 1998 рр.). При прогнозах дат проходження максимальних витрат (рівнів) води (D'_{Q_m}) за схемою (18) в окремі роки ці дати можуть спостерігатися значно раніше прогнозних строків при інтенсивному розвитку весняних процесів, як у 1961, 1981, 1995 рр. (похибка прогнозу становила порядку 10 діб) або, навпаки, затримка сніготанення чи дощові опади зміщують D'_{Q_m} до більш пізніх строків (наприклад, у 1972, 1990, 2010 рр.). В такі роки необхідний ретельний аналіз погодних умов періоду сніготанення і, за відповідних умов весняного сезону, уточнення прогнозу, орієнтуючись на довгостроковий прогноз погоди.

Інші похибки прогнозів дат (наприклад, у 1973 р.) пов'язані з тим, що у режимних виданнях за дату настання максимальної витрати води весняного водопілля на деяких річках, наприклад, береться дощовий максимум у період водопілля, а не сніговий.

Зважаючи на не дуже високу якість методики прогнозу дат початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля і використання прогнозних температур повітря, очікувані строки проходження водопілля на річках представляються у вигляді консультацій.

Оцінка оперативних прогнозів дат початку (D'_e) і максимальних витрат води (D'_{Q_m}) в поточному році здійснюється шляхом розрахунку похибки прогнозу (δD_e або δD_{Q_m} , д) відносно фактично спостережених дат, як:

$$\delta D_e = D_e - D'_e; \quad (21)$$

$$\delta D_{Q_m} = D_{Q_m} - D'_{Q_m}. \quad (22)$$

При цьому прогноз вважається виправданим, якщо похибка прогнозу дат менша або дорівнює допустимій ($\delta_{дон} = 6$ діб).

Використовуючи регіональну методику прогнозу дат початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води на рівнинних річках України, були складені оперативні прогнози строків початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля 2010 р. Початок весняного підйому води в річках у 2010 році розпочалася при першому потеплінні у другій-третьій декадах лютого і початку танення снігу. Але розвиток весняних процесів був перерваний вторгненням на територію країни нового похолодання у першій-другій декадах березня. При цьому водопілля на річках пройшло двома хвилями (басейни Прип'яті, Десни, Сіверського Дінця), мало затяжний характер (деякі річки басейну Прип'яті, басейнів Орелі і Самари) або зовсім не було вираженим (рр. Південний Буг, Синюха, Кодима).

Показником оцінки оперативних прогнозів дат початку та настання максимальних витрат води весняного водопілля є також графік збіжності спостережених і прогнозованих дат. Для весняного водопілля 2010 р. такі графіки мають коефіцієнт кореляції $r=0.88$ для дат початку водопілля і $r=0.80$ – для дат проходження максимальних витрат води водопілля.

В гідрологічній практиці при прогнозуванні строків гідрологічних явищ (льодових або водного режиму) найбільш поширеною є форма представлення прогнозу дат у вигляді відхилень очікуваних строків (аномалій) від середньобагаторічних дат [9]. Прогнозні дати початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля представляються при оперативному їх прогнозуванні й в інтервальних оцінках з урахуванням допустимої похибки прогнозів цих дат.

Але при територіальному прогнозуванні найбільш наочною формою просторового представлення прогнозних дат весняних водопілля є, безумовно, картографічна. Побудова картосхем здійснюється лише для дат початку весняного водопілля, причому таким чином: очікувані дати D'_e відносяться до замикальних створів річок і проводяться ізолінії змінності цих дат по території. Приклад такої картосхеми для весняного водопілля 2010 р. на річках рівнинної території півдня України представлений на рис.1.

Прогнозні дати проходження максимальних витрат води водопілля D'_{Q_m} залежать від розмірів водозборів, тому не можуть бути картовані безпосередньо. У прогнозному варіанті вони встановлюються по даті початку водопілля за (18) або (19) та тривалості підйому водопілля, що прогнозується за регіональною залежністю (17) з використанням очікуваної середньодекадної температури повітря.

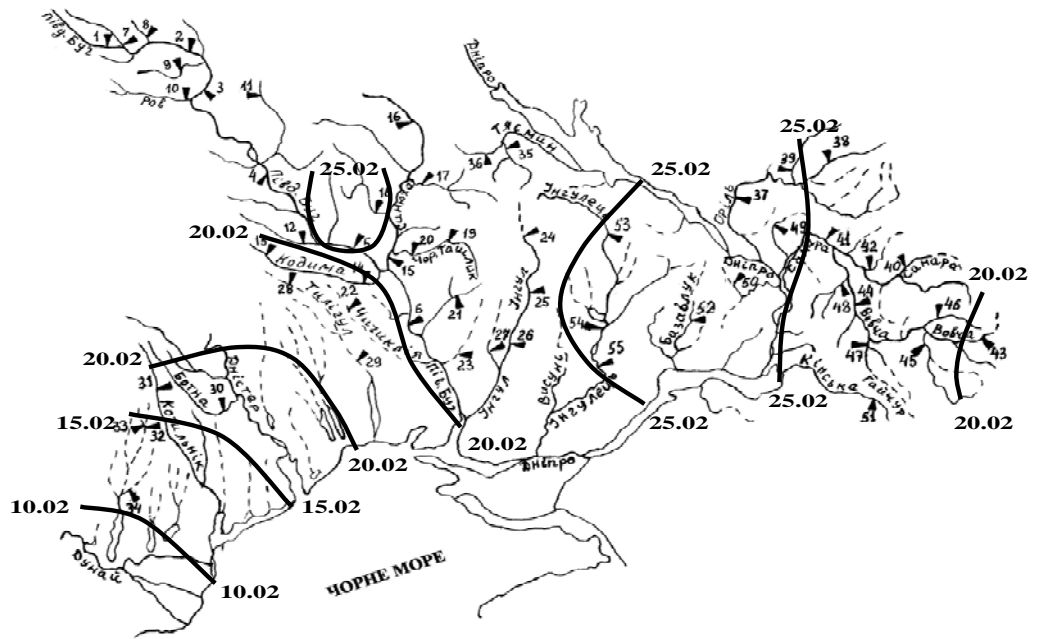


Рис. 1 – Розподіл по території півдня України очікуваних дат початку весняного водопілля у 2010 р.

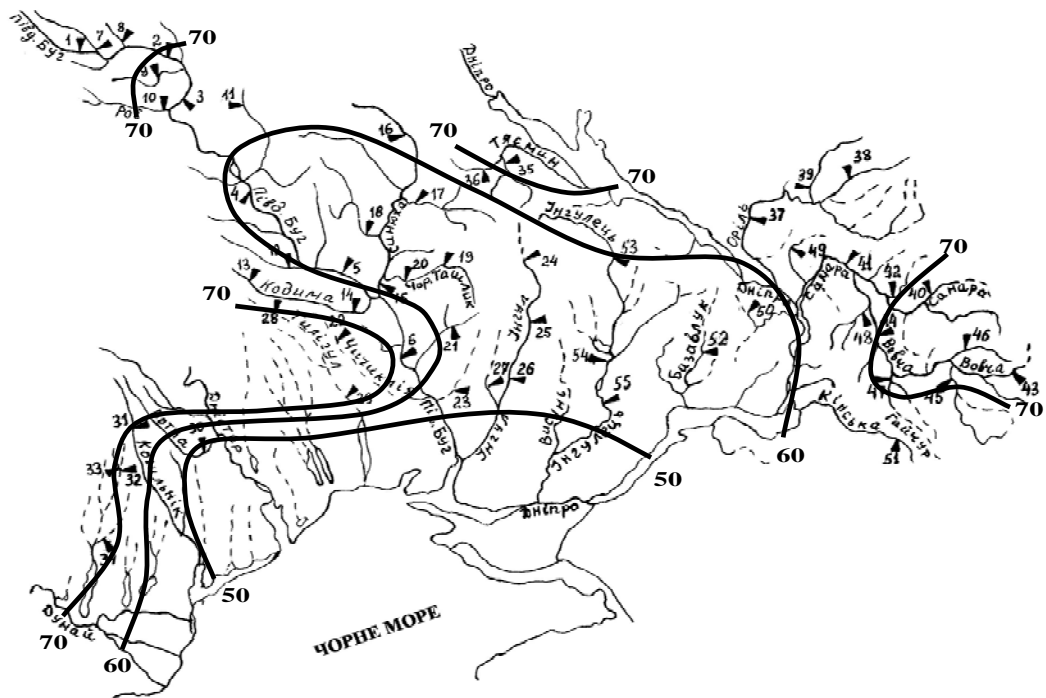


Рис. 2 – Розподіл по території півдня України забезпеченостей очікуваних дат початку весняного водопілля у 2010 р. ($P\%$)

При цьому за відсутності спостережень за стоком води на річках, але в цілому по регіону (річки північно-західної частини Причорноморської низовини) дата початку водопілля встановлюється за картосхемою (рис.1).

Одночасно з картосхемами прогнозних дат початку весняного водопілля надаються й картосхеми ймовірності їх настання (рис.2) та проходження максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля у багаторічному розрізі ($P\%$). Це дає змогу встановити частоту

повторюваності очікуваних строків весняного водопілля у будь-якій частині території, незалежно від стану її гідрометеорологічної вивченості.

Висновки. В статті науково обґрунтовано і доведено до практичної реалізації метод фонових прогнозів строків початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля на рівнинних річках України. В основу методу покладені регіональні залежності цих дат від середньодекадних (або пентадних) температур повітря, що визначаються за синоптичним прогнозом, а коефіцієнти одержаних регіональних рівнянь узагальнюються по території в залежності від географічної широти і площі водозборів річок.

В методиці прогнозу дат початку та проходження максимумів витрат води весняного водопілля обґрунтована можливість ймовірної оцінки настання цих дат у багаторічному розрізі шляхом побудови кривих забезпеченостей. Формою представлення прогнозних дат початку весняного водопілля є картосхеми цих дат, що будуються в дату випуску прогнозу, тобто в дату максимальних снігозапасів на басейнах. У картографічному вигляді представляються й забезпеченості дат початку і максимуму водопілля.

Визначення очікуваних дат максимальних витрат води для будь-якої річки території, у тому числі й для тих, на яких немає спостережень за весняним стоком, здійснюється шляхом встановлення по картосхемі прогнозної дати початку водопілля плюс розрахункова тривалість його підйому, визначена на регіональному рівні при наявності метеорологічного прогнозу температур повітря.

Список літератури

1. Макарова Т.Т. Исследование формирования весеннего половодья р.Камы и методика его прогноза // Труды ЦИП. – 1955. – Вып. 39(66). – С. 86-126.
2. Сапожников В.И. Долгосрочный прогноз гидрографа незарегулированного притока воды в Куйбышевское водохранилище через входные створы на Волге, Каме и Вятке // Метеорология и гидрология. – 1975. – №12. – С. 67-75.
3. Гинзбург Б.М., Бориц С.В., Ефремова Н.Д., Сильницкая М.И., Полякова К.Н. Метод долгосрочных и краткосрочных прогнозов дат максимальных уровней весеннего половодья на Европейской территории России // Метеорология и гидрология. – 2002. – №11. – С. 81-82.
4. Руководство по гидрологическим прогнозам. – Вып. 1. Долгосрочные прогнозы элементов водного режима рек и водохранилищ. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 358 с.
5. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 419 с.
6. Гонченко С.Д., Шакирзанова Ж.Р. Обґрунтування методики прогнозування строків весняного водопілля в басейні Прип'яті // Український гідрометеорологічний журнал. – 2007. – №2. – С.156-163.
7. Гонченко С.Д., Шакирзанова Ж.Р. Метод просторового довгострокового прогнозування максимального стоку весняного водопілля та строків його проходження // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2008. – Вип. 50. ч. II. – С. 158-168.
8. Шакирзанова Ж.Р. Аналіз та просторове узагальнення строків проходження весняних водопілля на рівнинних річках України // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2008. – Вип.6. – С.157-164.
9. Гинзбург Б.М. Вероятностные характеристики сроков замерзания и вскрытия рек и водохранилищ Советского Союза // Труды IV всесоюзного гидрологического съезда. – 1976. – Том 7. – С.296-304.
10. Наставление по службе прогнозов. – Вып.3, ч.1, Л.: Гидрометеиздат. – 1962. – 194 с.

Метод пространственных прогнозов сроков начала и прохождения максимумов весенних половодий на равнинных реках Украины. Шакирзанова Ж.Р.

Предложена методика фоновых прогнозов дат начала и прохождения максимальных расходов (уровней) воды весеннего половодья на реках равнинной территории Украины на основе метеорологического прогноза температуры воздуха и при региональном обобщении параметров прогнозной схемы для разных по площади и географическому положению водосборов. Предусматривается установление частоты повторяемости сроков половодий в многолетнем периоде.

Ключевые слова: фоновые прогнозы, сроки начала и наступления максимальных расходов воды весеннего половодья.

The method of spatial forecasts of terms began and passing of maximums of spring floods on the flat rivers of Ukraine. Shakirzanova J.R.

The method of base-line forecasts of dates of the begining and passing of maximum charges (levels) of spring flood on the rivers of Ukraine flat territory on the basis of meteorological forecast of temperature of air and at the regional generalization of parameters of forecasting chart for different on an area and geographical position of the basins is offered. Establishment of floods terms frequency repetition is foreseen in a long-term period.

Keywords: base-line forecasts, terms of the beginning and passing of maximum charges of spring flood

УДК 551.465.4

В.Ф.Суховей, д.г.н., И.Г.Рубан, к.ф.-м.н

Одесский государственный экологический университет

ОСОБЕННОСТИ СИСТЕМЫ ТЕЧЕНИЙ НА АКВАТОРИИ ТИХОГО ОКЕАНА К ВОСТОКУ ОТ АВСТРАЛИИ

Рассмотрена система течений в западной субтропической зоне Тихого океана. Получено, что вследствие сложного рельефа дна, изобилующего подводными хребтами, котловинами и многочисленными островами, поток вод, направленный к югу, разделяется на несколько отдельных ветвей. Интенсивность этих ветвей периодически меняется, однако периоды этих изменений непостоянны. Предполагается, что данное явление представляет собой автоколебательный процесс, состоящий из нескольких звеньев

Ключевые слова: Тихий океан, система течений, Восточно-Австралийское течение, рельеф дна, аномалии температуры поверхности моря.

Введение. В статье рассматриваются течения Тихого океана, направленные на юг из района Кораллового моря, Северо-Фиджийской котловины, а также, частично, Меланезийской котловины, так как именно оттуда поступают воды южной ветви Южного пассатного течения (ЮПТ). Около двух столетий тому назад М.Флиндерсом вместе с Г.Бассом было обнаружено течение, направленное на юг у берегов Тасмании, которое представляло собой продолжение более сильного течения, проходящего вдоль восточного берега Австралии. В дальнейшем новые наблюдения позволили установить, что это течение является постоянным потоком, аналогичным течениям вдоль восточных берегов континентов в обоих полушариях, переносящих теплые воды из тропических в высокие широты, и названо Восточно-Австралийским течением (ВАТ). Действительно, по своему географическому положению, наличию узкой сильной струи Восточно-Австралийское течение представляется аналогом других западных пограничных течений – Гольфстрима, Курисио, Бразильского и Агульяс. Все они берут начало в западных частях тропических зон океанов, куда пассатные течения приносят большие объемы теплых вод. Помимо существования экваториальных противотечений, уменьшающих наклон уровня с востока на запад, во всех океанах вдоль их западных границ образуются сильные струйные течения.

Наиболее мощным из всех западных пограничных течений является Гольфстрим. Северное пассатное течение в Атлантике проходит между 10 и 23°с.ш., а Южное занимает более широкую полосу, примерно от 5°с.ш. до 20°ю.ш. Между 10 и 5°с.ш. в восточной части океана развивается Межпассатное противотечение. Южное пассатное течение, натекая на выступ Южной Америки разветвляется. Северная его часть проходит вдоль берегов Гвианы на северо-запад (Гвианское течение). Значительная часть этих вод нагоняется пассатными ветрами в Карибское море через широкий пролив между побережьем Южной Америки и о.Гренада, образуя южную ветвь Карибского течения. Через более глубокие проливы в центральной части Малых Антильских островов - Сент-Люсия, Сент-Винсент и Доминика нагоняются воды южного края Северного пассатного течения, образуя центральную ветвь Карибского течения. Подходя к Юкатанскому проливу, воды обеих ветвей соединяются, проходят в Мексиканский залив и, описывая антициклоническую петлю, с большой скоростью выходят в океан через Флоридский пролив. Флоридское течение принято считать началом системы Гольфстрима. Согласно многолетним измерениям, средний расход

Флоридского течения составляет 32.2 Св. После соединения Флоридского течения с Антильским расход Гольфстрима резко увеличивается, при этом наблюдается дальнейшее вовлечение воды в струю. При удалении от Флоридского пролива расход Гольфстрима увеличивается на 7% через каждые 100 км пути и на расстоянии 2270 км достигает наибольшего своего значения – 147 Св. При подходе Гольфстрима к 40°с.ш. от него отходят отдельные ветви [1]. Восточнее Ньюфаундлендской банки течение приобретает основное направление с запада на восток (Северо-Атлантическое течение), одна из ветвей которого проходит в Норвежское море, благодаря чему здесь никогда не образуются льды, а температура воды остается положительной на протяжении всей зимы. Воды Норвежского течения, минуя о. Западный Шпицберген и пролив Фрама, опускаются под поверхностную арктическую воду вследствие своей высокой солености и распространяются по всему Центральному Арктическому бассейну в промежуточном слое (150-900 м), сохраняя положительные значения температуры. Таким образом, система течений Гольфстрима оказывает влияние на гидрологические условия всей Северной Атлантики и Арктического бассейна, а также на атмосферные процессы и климатические особенности Европы.

Аналогом Гольфстрима в северной части Тихого океана является система течений Куро-сио, формирующаяся водами Северного пассатного течения, которое достигая на западе Филиппинских островов раздваивается – большая часть его вод проходит на север к о. Тайвань (течение Тайвань). Самый южный край Северного пассатного течения поворачивает на юг, проходит вдоль острова Минданао, затем воды этого течения вливаются в Межпассатное противотечение, которое в Тихом океане представляет собой узкий (от 5 до 10°с.ш.) сильный и длинный, протекающий через весь океан поток. Течение же Тайвань (некоторый аналог Флоридского течения) следует на север, постепенно увеличивая скорость и объем переносимой воды. На участке от о. Тайвань до 160°в.д. течение называется Куро-сио. Его расход составляет 40-50 Св, но в отдельные периоды может увеличиваться до 70 Св.

В Южной Атлантике западным пограничным является Бразильское течение. Оно образуется южной ветвью Южного пассатного течения, поворачивающейся на юг несколько южнее м. Сан-Роки. Хотя Бразильскому течению свойственны особенности западных пограничных течений – узкая струя, большие скорости, вовлечение в общую струю воды сбоку, его расход относительно невелик и составляет около 40 Св, а иногда несколько превышает эту величину. Это существенно меньше объема вод, переносимого к побережью Бразилии пассатным течением. Это объясняется тем, что в отличие от других западных пограничных течений Бразильское течение не столь глубокое, что вызвано наличием под ним промежуточного течения обратного направления. Наибольшие скорости этого промежуточного противотечения совпадают с ядром промежуточной водной массы и достигают 6-9 см/с по данным расчетов динамическим методом [2] и 25 см/с (а иногда 40 см/с) по инструментальным измерениям [3]. В связи с этим нижний слой Бразильского течения может полностью затухать, и даже увлекаться промежуточным течением на север. Поэтому Бразильское течение оказывается более слабым, чем аналогичное течение в Индийском океане (Агульяс) и по величине расхода занимает четвертое место среди западных пограничных течений.

Течение Агульяс по величине его расхода принято ставить на третье место после Гольфстрима и Куро-сио. Оно формируется водами Южного пассатного течения Индийского океана, где Северного пассатного течения вообще нет. В северной части океана развит муссонный круговорот, меняющий направление вод – северным летом (при юго-западном муссоне) круговорот направлен по часовой стрелке, а северной зимой (при северо-восточном муссоне) против часовой стрелки. Ширина и положение

пассатного течения в Индийском океане такие же, как южной ветви Южного пассатного течения в Атлантическом и Тихом океанах, а расход его при средней скорости в верхнем 500-метровом слое составляет около 100 Св. Приближаясь к о.Мадагаскар течение делится на три ветви: северный край течения поворачивает к северу, давая начало Восточно-Африканскому течению, которое при юго-западном муссоне переходит в Сомалийское течение, а при северо-восточном уходит на восток, образуя аналог Межпассатного течения в других океанах. Две другие ветви пассатного течения поворачивают к югу – одна с восточной стороны, другая с западной стороны о.Мадагаскар (Мадагаскарское и Мозамбикское течения). Южнее 25°ю.ш. оба течения сливаются, дальше на юг течение (это и есть Агульяс) прижимается к африканскому берегу, средняя скорость его на поверхности около 100 см/с, а в ядре иногда достигает 150-200 см/с, в глубину оно заметно не менее, чем до 2000 м. Расход течения по некоторым оценкам составляет 60-70, по другим 80-100 Св. Часть вод отделяется и следует в обратном направлении (Возвратное течение Агульяс), но основное течение поворачивает к западу, а затем резко разворачивается на восток, образуя крутую петлю, изгиб которой вытягивается в сторону Атлантики, конец этого изгиба время от времени отрывается и в виде образующихся круговоротов проходит на запад. По нашим данным [4] существует и слабая постоянная ветвь течения в Атлантический океан, однако основной объем вод течения Агульяс приобретает устойчивое направление на восток в виде более теплого северного края западно-восточного переноса (Северо-Индоеокеанское течение). Таким образом можно считать, что течение Агульяс подобно Гольфстриму и Курисио также образует систему Агульяс.

Восточно-Австралийское течение, как принято считать, начинается в Коралловом море, куда южная ветвь Южного пассатного течения приносит воду, поднимая его уровень. Течение проходит на юг вдоль австралийского берега узкой струей, наибольших значений скорость его достигает между 28 и 30-32°ю.ш. и составляет 30-50 см/с (иногда достигает 70 см/с), а расход в среднем около 30 Св, в иные годы повышаясь до 40, а в другие падает до 20-15 Св. Большая междугодичная разница в расходах течения может объясняться естественными причинами, она существует и в других течениях, но также и тем, что в качестве океанской границы течения разные авторы выбирают неодинаковую долготу: 156, 157, 158°в.д., а В.А.Бурков [2] предлагал считать этой границей 159°в.д. Однако основная неясность, на наш взгляд, состоит в том, что южная ветвь Южного пассатного течения (ЮПТ), учитывая его ширину в западной части океана – от 8-9°ю.ш. до 18°ю.ш., переносит около 170 Св, слабое и неглубокое Южное экваториальное противотечение, которое формируется восточнее Кораллового моря (согласно Буркову только около 160°з.д.) переносит 100 Св, а Восточно-Австралийское только 30 Св. Чем объясняется такое несоответствие пока неясно.

В связи с изложенным целью настоящей работы является исследование следующих вопросов: 1 – что именно представляет собой Восточно-Австралийское течение; 2 – каковы его ширина, глубина, скорости и расходы; 3 – куда проходят воды южной ветви ЮПТ Тихого океана, достигая его западной границы?

Изученность циркуляции вод региона. Как уже упоминалось, Восточно-Австралийское течение начинается в Коралловом море вблизи 20°ю.ш. Однако между 20 и 23°ю.ш. Большой барьерный риф имеет наибольшую ширину и окружен глубинами менее 1000 м. На этом участке вода из Кораллового моря, образующая южнее течение вдоль берега, может пройти через узкий проход между краем мелководья с запада и островами Бёрд и Кейто с востока. Южнее 23°ю.ш. котловина Тасманова моря расширяется, шельф резко сужается, и большие глубины наблюдаются

на незначительном удалении от берега. Далее на юг течение усиливается и на участке 28 - 32° ю.ш. достигает в среднем 30 Св.

На широте 33-35° ю.ш. от струи Восточно-Австралийского течения отделяется ветвь на восток в сторону Новой Зеландии и обходит ее с севера. Оставшийся объем теплой воды следует далее на юг вдоль Австралии и Тасмании, по крайней мере, до широты м. Южный и только здесь вливается в общий западно-восточный перенос. Между поднятием Милл, расположенным южнее Тасмании, и плато Кэмпбелл (южнее Новой Зеландии), холодные субполярные воды заходят в Тасманово море и распространяются к северу до теплой ветви Восточно-Австралийского течения на 33-35° ю.ш. Поэтому эта ветвь называется фронтом Тасманова моря. Этот фронт нельзя назвать субполярным, так как по определению субполярные фронты во всех океанах разделяют субтропические и субполярные воды. Воды же Тасманова моря южнее фронта не являются собственно субполярными, с ними смешиваются воды теплой ветви, проходящей до южного берега Тасмании, а также, в некоторой мере, и воды течения Ливина, проходящие и Большом Австралийском заливе на восток (в сторону Тасмании) [5].

Отходящая от Восточно-Австралийского течения на 33-35° ю.ш. ветвь на восток, образует сначала петлю с антициклоническим движением вод, а затем волнистую полосу, продвигаясь в сторону о. Северный Новой Зеландии. Образование петлеобразных изгибов течениями при пересечении хребтов известно давно [6-8], а отходящее на восток течение пересекает хребты – узкий и невысокий хребет Дампье (который и заканчивается около 33° ю.ш.), широкий Лорд-Хау с островами Лорд-Хау и Болс-Пирамид, а также вершиной, глубина над которой около 770 м, и ещё восточнее – хребет Норфолк. На самом деле волнистая линия фронта имеет несколько изгибов. Предполагается [6-9], что длинные волны, распространяющиеся в сторону Северного острова с его мелководьями, отражаются от твердой границы. Отраженные волны складываются с падающими на эту границу, в результате чего и возникает сложная структура фронта. Петли, образуемые течением, время от времени замыкаются в круговороты, что наблюдается и в других струйных течениях. На рис.1 схематически изображено образование круговорота, оторвавшегося от основного течения. Сама же причина отделения от Восточно-Австралийского течения ветви, пересекающей Тасманово море, не одинаково объясняется разными авторами [7-10]: некоторым расширением шельфа, небольшими выступами берега или другими морфологическими особенностями.

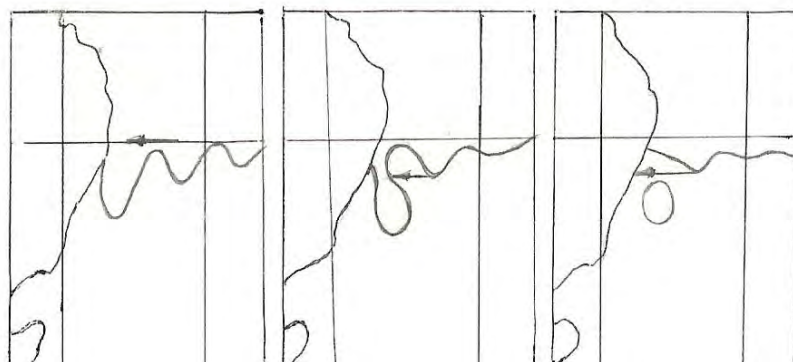


Рис.1 - Схема образования теплых круговоротов южнее фронта Тасманова моря вследствие обрыва отдельных меандров [9].

Сравнивая все западные пограничные течения между собой и отвлекаясь от причин, вследствие которых они различны по своей мощности (величинам скоростей и расходов воды), можно отметить, что все они, распространяясь в сторону высоких широт, достигают наибольшего развития примерно к 32° , далее от них начинают отходить ветви, которые частично рециркулируют, образуя большие антициклонические круговороты. Течения обратного направления в рециркуляционных системах получили свои названия: Южная ветвь Гольфстрима [11,12], Противотечение Курошио, Возвратное течение Агульяс. В каждом конкретном случае место отделения от океанского края части течения и его поворота в обратном направлении обусловлено определенными морфологическими особенностями. Гольфстрим поворачивает около мыса Гаттерас (35° с.ш., 75° з.д.), где шельф Северной Америки резко расширяется. Курошио отходит от берега о. Хонсю вблизи п-ова Босо (35° с.ш., 40° в.д.), однако в этом случае основную роль может играть даже не полуостров, а наличие в этом месте отходящего от берега высокого подводного хребта, вершины которого выступают на поверхность в виде небольших островков Нампо. Возвратное течение Агульяс отделяется от основного течения около $35-36^\circ$ ю.ш. В Бразильском течении океанский край отходит влево также около 35° ю.ш., хотя никаких крупных особенностей шельфа или дна океана здесь нет.

То обстоятельство, что во всех пяти западных пограничных течениях океанский край отходит от прибрежной ветви около 35° (возможно между 33 и 36°) широты, дает основание считать, что морфологические особенности берега, шельфа, рельефа дна играют в этом процессе не главную роль. Выступы берега или шельфа привели бы к тому, что течение обходило бы эти препятствия и возвращалось к своему первоначальному направлению. Очевидно, основную роль здесь играет ветер, вернее изменение его направления. Пассаты, дующие между экваториальной ложбиной низкого давления и субтропическими зонами высокого давления в обоих полушариях (в океанах это субтропические антициклоны), ограничены $25-30^\circ$ широты. В субполярных же зонах дуют западные ветры, но смена направления ветра не может происходить без некоторой довольно широкой переходной полосы с переменными ветрами. В данном случае речь идет о западных перифериях субтропических антициклонов. В Южном полушарии ветер будет постепенно поворачивать от востока к западу через северо-восточное, северное, северо-западное направления. В Северном полушарии переход от восточного к западному направлению ветра будет происходить через юго-восточное, южное, юго-западное направления, т.е. в переходной полосе меридиональная составляющая тангенциального напряжения ветра будет менять знак, что и служит причиной отрыва и поворота части течения. Авторами [10] разработаны численные модели течения с учетом изгибов береговой линии, рельефа дна и, наконец, с учетом особенностей поля ветра в районе, где Тасманов фронт отходит от Восточно-Австралийского течения. В обсуждении результатов своих моделей авторы также пришли к заключению, что основную роль отрыва и поворота части течения на восток играет ветер. Морфологические же особенности могут повлиять лишь на положение конкретного места отрыва. Вопрос же о том, почему отделившаяся часть Восточно-Австралийского течения не следует в обратном направлении, а затем снова, попадая в более низкие широты, не соединяется с основным течением (рециркулирует), авторы [10] не рассматривают.

В заключение настоящего раздела рассмотрим еще одну схему течений вокруг Австралии, предложенную Кирхом и Крейгом и приведенную в [9]. Отметим сразу, что некоторые детали схемы противоречат известным и выполненным на основе измерений в океане описаниям течений. Во-первых, неясно для какого сезона муссонных ветров (или это средние годовые их направления) изображены течения к северо-востоку и

северо-западу от Австралии. Судя по показанному на схеме (рис.2) направлению Яванского течения (на восток), рассматривается период северо-восточного муссона, когда Яванское течение является продолжением Экваториального противотечения (его Индоокеанского аналога в этот сезон), проходящего с запада на восток между течением северо-восточного муссона и Южным пассатным течением Индийского океана. Однако этому направлению муссона не соответствует поток воды из моря Банда вдоль о. Тимор. Отсутствует и Новогвинейское течение, которое в сезон северо-восточного муссона проходит с северо-востока на юго-запад и, вероятно, увеличивает приток воды в Соломоново и Коралловое моря. На рисунке же изображено ответвление Южного пассатного течения Тихого океана в сторону Новой Гвинеи, которое должно служить началом Новогвинейского течения, направленного вдоль ее океанского берега на северо-восток, что происходит лишь при юго-западном муссоне.

Далее, от 15° ю.ш. вдоль западного берега Австралии проходит на юг течение Ливина и, согласно схеме, оно ослабевает, проходя на юг в сторону м. Ливина (линия, изображающая течение, становится все тоньше), хотя на той же схеме к течению Ливина присоединяется ответвление Западно-Австралийского течения. Кроме того, давно показано на основе наблюдений в океане и расчетов, что расход течения Ливина увеличивается в направлении к м. Ливина. В Большом Австралийском заливе вместо круговорота в схеме нарисовано продолжение течения Ливина, которое, однако, вблизи о. Кенгуру наталкивается на встречное течение, идущее из Бассова пролива на запад, хотя до сих пор вроде бы считалось, что через мелководный Бассов пролив воды проходят с запада на восток. Не очень ясно, что именно изображают винтовые линии южнее Большого Австралийского залива и на юге Тасманова моря. Тем не менее, несмотря на некоторое несоответствие схемы ранее опубликованным результатам исследования течений вокруг Австралии (в том числе и наблюдениям), эта схема показывает, что в районе 33-36° ю.ш. и, примерно, 152-157° в.д. при отделении от Восточно-Австралийского течения ветви на восток (Тасманов фронт) образуется антициклонический круговорот. В восточной части круговорота как раз и отделяется ветвь на восток, однако часть воды, завершая круговорот с севера, снова вливается в прибрежную ветвь Восточно-Австралийского течения (рециркулирует). Таким образом, несмотря на сложный рельеф дна, несколько меридиональных хребтов в этом регионе, течение образует антициклонический круговорот на тех же широтах, что и в других западных пограничных течениях. На схеме (рис.2) Восточно-Австралийское течение образует еще один антициклонический круговорот между 25 и 30° ю.ш.

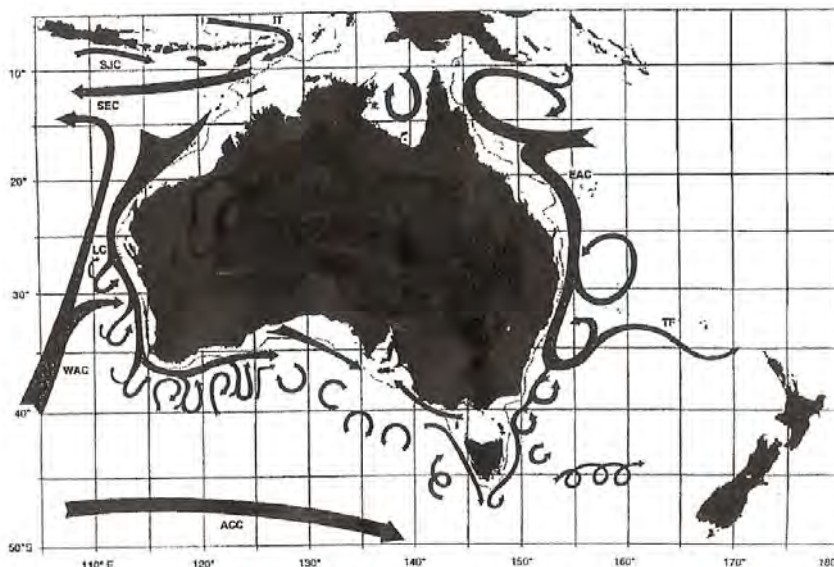


Рис.2 - Предполагаемая схема течений вокруг Австралии согласно [9].

Однако в описаниях течения, основанных на фактических наблюдениях, о нем нет упоминаний, в следующем разделе мы остановимся подробнее на этом факте. В заключение отметим, что анализ доступной нам литературы (отечественной и зарубежной) все же не дает ответа на вопрос, почему Восточно-Австралийское течение является наиболее слабым среди всех пяти западных пограничных течений со средним расходом около 30 Св, а также почему только прибрежное течение называется Восточно-Австралийским, хотя его восточный край часто выходит за пределы устанавливаемой границы – 156,157, 158° в.д., и куда уходят остальные воды, выносимые в Северо-Фиджийскую котловину и Коралловое море южной ветвью ЮПТ.

Что же касается поворота на запад концевых участков всех западных пограничных течений на 40-42° широты в обоих полушариях, то он достаточно понятен. Течения попадают здесь в зону сильных и устойчивых западных ветров ("ревущие сороковые") и соединяются с общим западно-восточным переносом вод, образуя его более тёплый край. Кроме того, наклон изобарических поверхностей в сторону высоких широт, обусловленный понижением температуры воды, поддерживает западно-восточный перенос до больших глубин.

Использованные материалы. Для того, чтобы получить обоснованные результаты в качестве ответа на поставленные в работе задачи, следовало построить карты динамического рельефа хотя бы верхних изобарических поверхностей всего региона, куда поступают воды южной ветви ЮПТ. Такие карты дали бы возможность для составления схемы всей системы течений от их истоков до выхода их из этого региона и образования Южно-Тихоокеанского течения как северного края западно-восточного переноса вод Южного полушария. Спутниковые снимки являются недостаточным материалом для такой цели. Поэтому в течение последних лет авторы настоящей работы собирали материалы глубоководных измерений из разных архивов, а также через INTERNET. В результате этой работы создан некоторый фонд глубоководных измерений температуры и солёности воды, выполнявшихся судами разных стран. Именно потому, что измерения выполнялись разными судами, разными организациями и в разные годы, направления выбиравшихся разрезов не особенно согласованы между собой. Всего таких направлений 19, положение и длина разрезов представлены на рис.3, на котором изображены и рельеф дна региона, положение хребтов, глубоководных котловин, желобов и островных дуг. Общее число случаев выполнения разрезов по всем показанным направлениям - 74. Однако распределены наблюдения неравномерно. Наибольшее число разрезов пересекает прибрежное течение, которое называется Восточно-Австралийским, его пересекают следующие направления: 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14. Глубоководные измерения здесь выполнены 32 раза, хотя по направлениям 10, 11, 13 измерения велись не всегда по всей длине разрезов, а ограничивались лишь пересечением полосы, прилегающей к австралийскому берегу (шириной 4-5° по параллели). К сожалению, такие информативные разрезы: 3, 4, 19 и ломаная линия 16 выполнялись только по одному разу, а вдоль направления 12 измерения производились 14 раз в разные годы и месяцы. Для построения карты динамического рельефа использовались все наблюдения. На тех направлениях, где наблюдения производились более одного раза, значения температуры и солёности осреднялись по станциям, расположенным примерно в одних и тех же координатах. В качестве отсчетной выбрана поверхность 1000 дбар, хотя на многих станциях измерения производились до 3000, 4000 м, однако в других случаях они ограничивались 1000 м, это и явилось причиной указанного выбора отсчётной поверхности. Вычисления динамических высот выполнялись по методике Н.Н.Зубова, т.е. с использованием условного удельного объёма и получением величины динамической высоты в дин. мм.

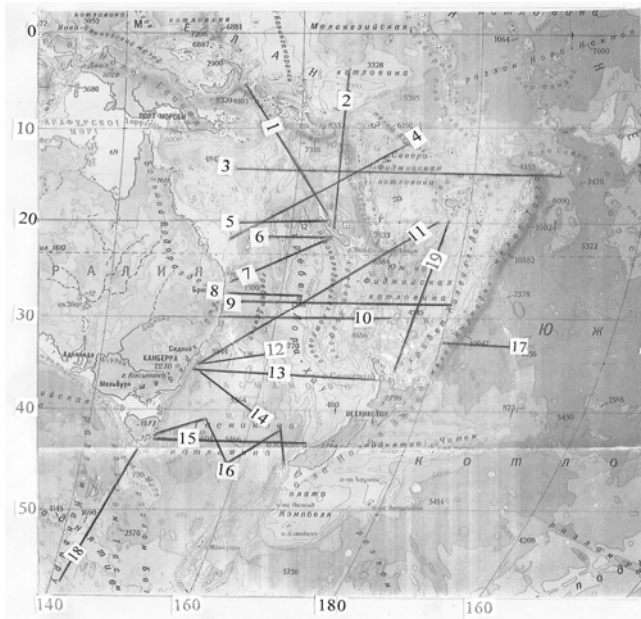


Рис.3 - Схема глубоководных разрезов в исследуемом районе.

На картах с изображением изолиний динамических высот дин. мм переведены в дин. см и для краткости цифрового обозначения каждой изолинии из всех полученных значений динамических высот вычтена постоянная величина, что не меняет разности между соседними их величинами или расстояния между двумя изолиниями, которое составляет 10 дин. см.

Полученные результаты. Принято считать, что южный край ЮПТ в Тихом океане проходит около 20°ю.ш. Однако у западного побережья эта часть течения должна обходить о-ва Тонга и Фиджи, поэтому оно может разделяться на две отдельные ветви, одна из которых может проходить севернее 14, а вторая южнее 20°ю.ш. Противотечение Кромвелла ограничено с юга 2°ю.ш., а Южное экваториальное противотечение только формируется около 160°в.д. и в западной части океана еще слабое и неглубокое, а иногда и вообще не заметно. Все же сделаем допущение, что часть ЮПТ от 2 до 10°ю.ш. уходит частью в противотечение Кромвелла, а частью в Южное экваториальное противотечение, и будем считать, что южная ветвь ЮПТ имеет ширину около 10° по меридиану. Хотя скорости ЮПТ в верхнем слое океана достигают 70 см/с, а нередко и 100 см/с, в западной части океана они уменьшаются в среднем до 30-40 см/с. Этот верхний слой здесь составляет 150-180 м, ниже скорости существенно уменьшаются, хотя само течение прослеживается не менее, чем до 1000 м. Если считать, что верхний слой течения имеет толщину 150 м, а скорость течения 30 см/с, то перенос воды на запад южной ветвью ЮПТ только в этом слое составляет 45 Св.

Сочтем скорость течения в среднем слое от 150 до 500 м равной 10 см/с, тогда расход воды в этом слое составит 35 Св. Если скорость в нижнем слое от 500 до 1000 м положить равной 3-4 см/с (если бы она была меньше, вряд ли течение могло быть измерено или вычислено), то даже в этом случае расход всей южной ветви будет около 100 Св, и приходиться эта вода может только в Северо-Фиджийскую котловину и в самую южную часть Меланезийской котловины. Далее на запад на пути южной ветви ЮПТ в Коралловое море расположены вытянутые вдоль меридиана о-ва Санта-Крус и Новые Гебриды. Отсюда вода в Коралловое море может поступать только через широкий и глубокий пролив между о-вами Санта-Крус и самыми южными из Соломоновых островов. Именно здесь сходятся глубоководные желоба Сан-Кристоваль и Санта-Крус (около 10°ю.ш.). Возможно, конечно, еще поступление воды в Коралловое море через два узких прохода – один из самой южной части Восточно-Каролинской котловины между северными о-вами из группы Соломоновых и южной оконечностью о.Новая Ирландия (около 5°ю.ш.), второй из Ново-Гвинейского моря между Новой Гвинеей и Новой Британией (около 6-7°ю.ш.). Однако в этом последнем случае воды на юг будут проходить только в период северо-восточного муссона. При

юго-западном муссоне Ново-Гвинейское течение направлено в противоположную сторону. В обоих случаях воды будут попадать сначала в Соломоново море и лишь затем между о-вами Д'Антраксто и Соломоновыми в северную часть Кораллового моря. Так как эта часть моря находится в зоне пассатного ветра, направление которого отчасти нарушается муссонным эффектом, то в период северо-восточного муссона течение вероятнее всего пройдет на запад южнее архипелага Луизиана и южного края Новой Гвинеи, а далее повернет вдоль мелководья залива Папуа и Торресова пролива, затем вдоль Большого Барьерного рифа и о-вов Уиллис и Трегресс, описав, таким образом, вытянутую на запад антициклоническую петлю. Далее часть течения, образующего этот круговорот, как уже отмечалось во многих работах, пройдет на юг между Барьерным рифом и о-вами Честерфилд (с их обширным мелководьем). Именно южнее этого прохода и формируется прибрежное Восточно-Австралийское течение (20-23°ю.ш.). Учитывая то обстоятельство, что проход на юг между о-вами Честерфилд и Большим Барьерным рифом неширокий, кроме того на поднятии, примыкающем к о-вам Честерфилд есть выступающие из воды рифы, а также о-ва Берд и Кейто, на юг из Кораллового моря в Тасманово не может пройти объем воды более 30-40 Св даже при значительных скоростях прибрежного течения. Большая же часть вод южной ветви ЮПТ должна проходить на юг, а затем поворачивать на запад иными проходами, образуя своеобразную систему течений в регионе, расположенном на восток от побережья Австралии вплоть до 180° долготы, а скорее всего до 170°з.д. Причиной образования такой системы является не только большой объем воды, переносимой южной ветвью ЮПТ, но и совершенно особые морфологические условия региона, наличие нескольких меридиональных хребтов, котловин между ними, островных дуг и глубоководных желобов, а севернее 23°ю.ш. большого количества рифов, окружающих острова и препятствующих водообмену.

Самым восточным является хребет Тонга-Кермадек, на котором расположены вытянутые с севера на юг островные группы Тонга и Кермадек. Хребет начинается около 16°ю.ш. и 170-172°з.д. и проходит на юг в направлении м.Восточный Северного острова Новой Зеландии. С океанской стороны вдоль островов проходят глубоководные желоба Тонга и Кермадек. Между этими группами островов есть понижение дна, разделяющее острова между 23 и 28°ю.ш. Глубина океана в этом понижении 1000-2000 м, через него может выходить вода из Южно-Фиджийской котловины в океан или входить из океана. Следующее понижение хребта – южнее о-вов Кермадек, примерно между 33°ю.ш. и северным берегом Новой Зеландии. Параллельно хребту Тонга-Кермадек со стороны моря Фиджи проходит узкий хребет Колвилл-Лау. Он начинается островами Лау (Восточные) около 18°ю.ш. и простирается также до северного побережья Новой Зеландии, на нем много мелководных участков, около 23-24°ю.ш. из воды поднимаются рифы, однако южнее 31°ю.ш. хребет понижается. Таким образом, течение из моря Фиджи может свободно проходить севернее Новой Зеландии.

С запада Южно-Фиджийскую котловину (море Фиджи) ограничивает хребет Норфолк. В его северной части находится о.Новая Каледония, вернее этот остров является как бы наиболее высокой частью хребта. На север от Новой Каледонии простирается узкое мелководье, заканчивающееся о-вом Ион примерно на 18°ю.ш. На юг хребет Норфолк простирается до оконечности о.Северный Новой Зеландии. Посредине хребта (около 28-30°ю.ш.) имеется высокое поднятие с о-вом Норфолк и еще несколькими мелкими островками. Севернее и южнее этого поднятия хребет понижается и здесь может проходить на восток вода из Новокаледонской котловины, расположенной западнее хребта Норфолк.

Новокаледонская котловина начинается в Коралловом море между о-вом Ион, Новой Каледонией и хребтом Норфолк, ограничивающими котловину с востока, и

широким хребтом Лорд-Хау с запада. Котловина узкая с крутыми склонами и довольно ровным дном. Глубина котловины между подножиями хребтов превышает 3000 м. В южной части дно котловины поднимается, а сама котловина заканчивается с западной стороны о-ва Северный Новой Зеландии. В котловину может проходить на юг вода из Кораллового моря через неширокий, но глубокий проход между северным высоким концом хребта Лорд-Хау (минимальная глубина 12 м) и Новой Каледонией с ее северным мелководьем, на котором находятся о-ва Ион, Белеп и большое число рифов.

На запад от Новокаледонской котловины располагается хребет Лорд-Хау, который начинается в Коралловом море. Его северный конец представляет собой мелководье. Эта мелководная часть простирается от 17-18 до 22-23°ю.ш. Далее на юг хребет расширяется, но высота его резко уменьшается. Между 23 и 30°ю.ш. на хребте почти нет возвышенностей, глубина моря над которыми была бы меньше 1500 м.

В средней части хребта (между 30 и 35°ю.ш.) есть возвышенность с глубинами 700-1000 м и островами Лорд-Хау и Болс-Пирамид. Далее на юг хребет снова понижается, но около 37-38°ю.ш. он сильно расширяется, глубины под ним уменьшаются и он переходит в обширный мелководный участок дна вдоль западного берега обоих островов Новой Зеландии, середина этого мелководья находится на широте пролива Кука. Западное подножие хребта Лорд-Хау проходит примерно вдоль 160°в.д. и поэтому ширину Восточно-Австралийского течения можно было бы определять от континентального берега до 160 меридиана в.д. Некоторая путаница в определении восточной границы течения возникла, как нам представляется, в связи с тем, что западнее хребта Лорд-Хау есть еще один узкий и короткий хребет Дампье. Около 30°ю.ш. хребет Дампье соединяется с хребтом Лорд-Хау и здесь на нем есть два довольно высоких пика, глубина над которыми небольшая. Заканчивается хребет очень узким и мало возвышающимся над глубоководным дном участком примерно около 32-33°ю.ш. [13]. Именно наличие хребта Дампье приводит в иных случаях к отрыву части прибрежной струи, которая также проходит параллельно берегу. Местами обе струи сливаются, но не на поверхности, а на некоторой глубине, именно поэтому правильнее было бы назвать Восточно-Австралийским все течение, проходящее на юг между берегом Австралии и 160°в.д., а не только узкую прибрежную ветвь, выбирая восточной границей течения меридианы 155, 156, 157°в.д. в зависимости от ширины прибрежной ветви.

На рис. 4 показана карта динамического рельефа свободной поверхности океана вокруг Австралии. Течения вдоль западных и южных берегов уже рассматривались в работах [5,14], здесь же рассматривается система течений в западной части Тихого океана между берегами Австралии (и Тасмании) с запада, хребтами Тонга-Кермадек и Новой Зеландией с востока. Как уже упоминалось выше, при вычислении динамических высот использовались результаты глубоководных измерений, выполнявшихся в разные месяцы разных лет. Следовательно, показанная схема представляет некоторое среднее состояние течений верхнего слоя этой части океана, хотя следует заметить, что данных, полученных в период юго-западного муссона (южная зима) несколько больше, чем в период северо-восточного муссона. Так как не только скорости, но и направление течений верхнего слоя морей Новогвинейского, Соломонова и северо-западной части Кораллового испытывают сезонные изменения, обусловленные сменой направления муссонных ветров, результаты, представленные на рис.4 в районе, прилегающем к северной оконечности Австралии, южному краю Новой Гвинеи и островам Новая Британия и Соломоновым могут в большей мере относиться именно к зимнему периоду Южного полушария.



Рис.4 - Карта динамического рельефа свободной поверхности океана вокруг Австралии. Изолинии динамических высот обозначены в дин.см.

Рассмотрим полученные результаты сначала для верхнего слоя океана, а затем для глубины, ниже которой муссонные изменения ветров не оказывают влияния на систему течений. Из обширной литературы [2,13,15,16] известно, что субтропическая конвергенция в Тихом океане проходит с запада на восток с некоторым изменением по широте. В западной части ее ось находится около 20° ю.ш., слегка отклоняется к северу в районе Новых Гебридских островов, далее на восток около 170° з.д. она отклоняется к югу и проходит одним-двумя градусами южнее Южного тропика. В рассматриваемом регионе, как можно видеть на рис.4, зона субтропической конвергенции с наибольшими значениями динамических высот не представляет собой сплошной полосы. Меридиональными хребтами, островными дугами и котловинами она разделена на отдельные области. Между австралийским берегом и 180° таких областей две, разделенных между собой островом Новая Каледония и протянувшимся на юг хребтом Норфолк. От этих областей в южном направлении проходят три гребня повышенных значений динамических высот: один из них вдоль берега Австралии до Тасмании, второй – вдоль узкой Новокаледонской котловины почти до мелководного участка, примыкающего к острову Южный Новой Зеландии и третий – вдоль Южно-Фиджийской котловины до оконечности хребта Колвилл-Лау у северного берега новой Зеландии (примерно около 35° ю.ш.).

Общий наклон свободной поверхности океана от зоны субтропической конвергенции (самое высокое положение поверхности) около 23° ю.ш. до 40° ю.ш. составляет 70 дин.см. Течение в соответствии с таким наклоном уровневой поверхности южнее 23° ю.ш. поворачивает на восток. Однако последовательное чередование хребтов и ложбин приводит к образованию глубоких изгибов линий тока, т.е. при общем следовании на восток течение обтекает сильно вытянутые к югу гребни, по западной стороне которых струя проходит в южном направлении, а по восточной стороне – на север.

Первый из гребней простирается от $22-23^{\circ}$ ю.ш. до южной оконечности Тасмании. Именно по его прибрежной стороне и проходит Восточно-Австралийское течение, которое может иметь и параллельную ветвь в связи с появлением на его пути меридионального, узкого и невысокого хребта Дампье. И следующей за ним также узкой котловины перед широким и простирающемся далеко на юг хребтом Лорд-Хау, который на $36-37^{\circ}$ ю.ш. поворачивает на юго-восток и смыкается с мелководьем Новой Зеландии вблизи пролива Кука. Эта отделившаяся струя проходит над западным склоном хребта Лорд-Хау. Восточный край этой второй струи находится около 160° в.д. Именно по этой причине мы и предлагаем считать ширину Восточно-Австралийского

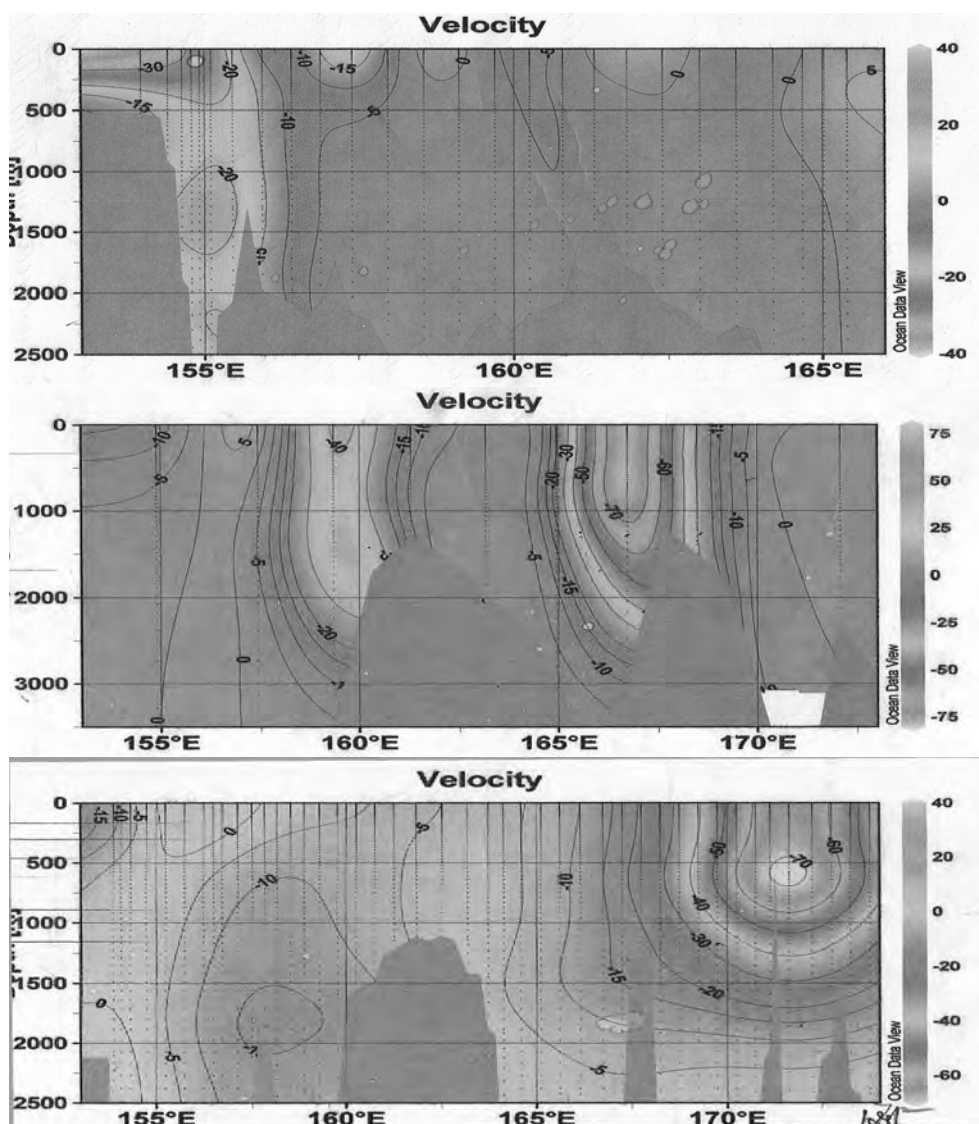
течения от берега до 160°в.д. Иногда этого восточного края течения может и не быть, но если каждый раз выбирать ширину течения произвольно, то можно при расчетах его расхода получить некоторую искусственную изменчивость.

Вторая струя, которая не соединяется с Восточно-Австралийским течением, проходит на юг вдоль Новокаледонской котловины, она может смещаться от средней линии котловины либо к восточному склону Лорд-Хау, либо к западному склону хребта Норфолк. Третья струя на юг проходит через Южно-Фиджийскую котловину, чаще в западной ее части (на рис.5 показаны сечения упомянутых струй по 30°ю.ш.).

Обходя гребни динамического рельефа струи течений южнее 25°ю.ш. выходят в океан через понижения в хребте Колвилл-Лау, между хребтами с выступающими на них группами островов Тонга и Кермадек, а также между южной оконечностью хребта Кермадек и северным берегом Новой Зеландии. В статье [10] показано, как, обходя северный берег Новой Зеландии, течение образует круговороты в его изгибах (рис.6), однако мы не располагаем столь густой сетью глубоководных измерений, чтобы получить такую подробную схему течений, обтекающих северный берег Новой Зеландии, да это и не было целью нашей работы. Тем не менее, течения, названные Восточно-Оклендским, Восточного мыса, а также Южное течение, обходящее Новую Зеландию с юга, на полученной карте видны достаточно хорошо.

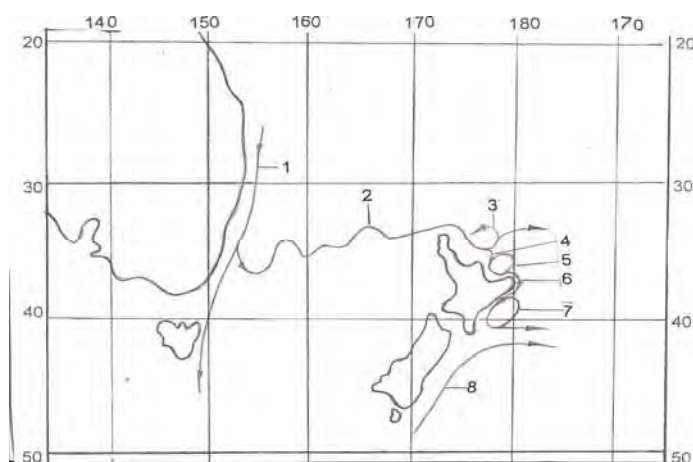
Кроме описанных выше деталей можно отметить, что от северного края кругового антарктического течения между возвышенностью Милл (южнее Тасмании) и плато Кэмпбелл (южнее Новой Зеландии) в Тасманово море широкой петлей поступает холодная субполярная вода. Продвигаясь к северу от параллели 40°ю.ш. субполярные воды смешиваются с более теплыми субтропическими водами, поступающими с севера. Они образуют довольно широкую извилистую полосу поперек Тасманова моря (около 33-35°ю.ш.) с повышенными градиентами температуры воды – фронт Тасманова моря. Этот фронт, как уже отмечалось выше, не является субполярным, так как к югу от него находятся воды смешанные (а не субполярной структуры). Течение на восток, соответствующее фронту, обходит мыс Восточный и направляется на юг вдоль восточного берега о.Северный (течение Восточного Мыса), а затем поворачивает на восток в открытый океан. Субполярные воды, обходящие плато Кэмпбелл (Южное течение), перед поднятием Чатем также поворачивают на восток. Таким образом, в западной части Тихого океана около 40°ю.ш. образуется классический субполярный фронт, который заметно выражен до 140°з.д. Далее на восток он размывается. В восточной части океана северный край Кругового Антарктического (Южно-Тихоокеанского) течения начинает поворачивать к северу, образуя Перуанское течение, начинающееся от 40°ю.ш., а воды, поворачивающие от 40°ю.ш. к югу, образуют течение вдоль берегов Чили, которое в статье [17] мы условно назвали Чилийским. Обходя Огненную Землю Чилийское течение в проливе Дрейка превращается в сильную струю (течение м.Горн), переносящую тихоокеанские воды в Атлантический океан.

Показанная на рис.4 схема течений юго-западной части не противоречит представлениям относительно общей циркуляции вод Тихого океана. Однако распределение теплых вод, приносимых в западную часть океана южной ветвью ЮПТ, не согласуется со схемами, представленными другими авторами. Одна из этих схем (рис.2) была уже рассмотрена выше, остановимся теперь на более детальной схеме (рис.7) с обозначениями и названиями отдельных ветвей течений. Севернее 20°ю.ш. она существенно отличается от изображенной на рис.4 настоящей статьи.



а) прибрежное ВАТ; б) ВАТ вместе с ветвью вдоль западного склона хребта Лорд-Хау и вдоль Новокаледонской котловины; в) самая восточная ветвь – вдоль Южно-Фиджийской котловины.

Рис.5 – Геострофические скорости отдельных струй на разрезе по 30°ю.ш.

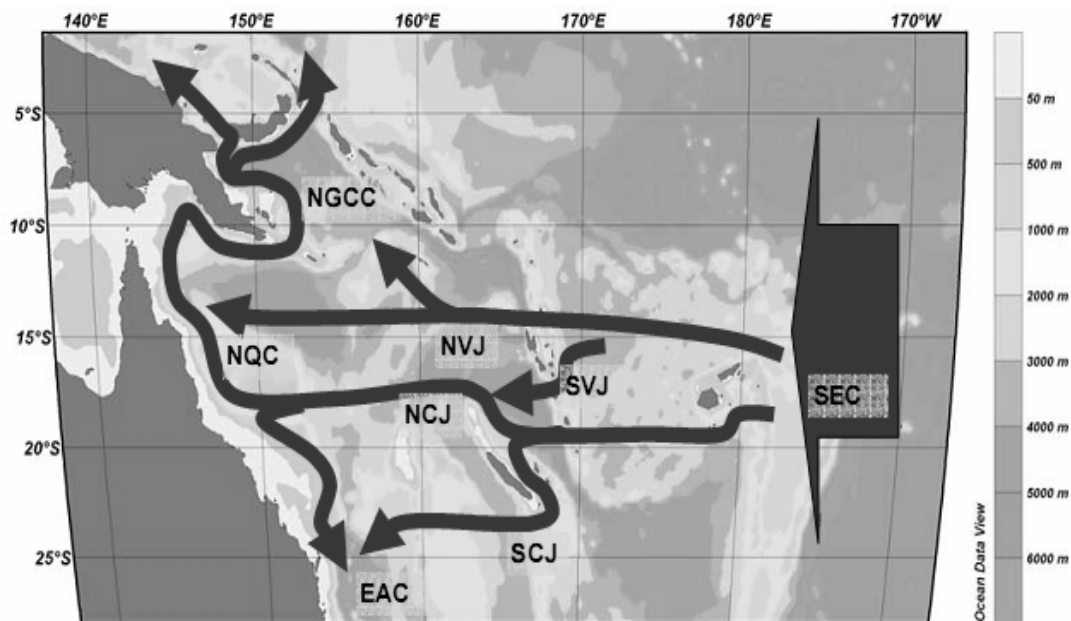


1 – Восточно-Австралийское течение; 2 – Тасманов фронт; 3 – круговорот Северного мыса;
 4 – Восточно-Оклендское течение; 5 – круговорот Восточного мыса; 6 – течение Восточного мыса;
 7 – круговорот Вейрарапа; 8 – Южное течение

Рис.6 – Течения, обтекающие Новую Зеландию.

На ней показаны течения вдоль Гебридских островов (Северная и Южная ветви), Северная и Южная ветви Новокаледонского течения, но все они, направляясь на запад, в конце концов поворачивают к северу вдоль берега Австралии (Североквинслендское течение), обходят с юга Новую Гвинею (Новогвинейское течение), последнее из них снова разветвляется – одна из веток образует течение вдоль Новой Гвинеи, вторая обходит Новую Британию с юга и через пролив между Новой Британией и о.Бугенвиль также направляется к экватору. При этом нет указаний о том, относится ли эта схема к какому либо сезону, или течения, изображенные на ней, являются постоянными (т.е. представляют некоторое среднее их положение). Согласно описанной схеме (рис.7) Восточно-Австралийское течение формируется только самым южным краем ЮПТ, проходящим в Коралловое море около 20°ю.ш., а все ЮПТ питает Экваториальное подповерхностное противотечение. Очевидно, что речь идет о течении Кромвелла (так как только оно проходит по экватору), а не о слабом Южном экваториальном противотечении, проходящем южнее экватора и даже не всегда обнаруживаемом наблюдениями.

В случае такого разделения ЮПТ Восточно-Австралийское течение действительно должно быть слабым, во всяком случае, самым слабым из западных пограничных течений. ЮПТ занимает полосу от 4°с.ш. до 20°ю.ш., если вычесть из его ширины полосу в 4° шириной (от 2°с.ш. до 2°ю.ш.) и оценить скорость течения в среднем 10 см/с (хотя скорость ЮПТ на поверхности нередко достигает 100 см/с), то и в этом случае его средний расход будет около 200 Св. Расход же Восточно-Австралийского течения оценивается около 30 Св, следовательно, Экваториальное противотечение Кромвелла переносит на восток 170 Св воды, чего не может быть. А тот факт, что в восточной части океана вдоль экватора проходит язык холодной воды на поверхности, не может служить доказательством того, что почти все ЮПТ питает именно течение Кромвелла.



SEC – Южное экваториальное течение; NVJ – Северная Новогвинейская ветвь; SVJ – Южно-Новогвинейская ветвь; NCJ – Северно-Каледонская ветвь; SCJ – Южно-Каледонская ветвь; EAC – Восточно-Австралийское течение; NQC – Северо-Кливлендское течение; NGCC – Новогвинейское Прибрежное течение.

Рис.7 – Система течений в юго-западной части Тихого океана [18].

Уже довольно много лет назад было установлено [2,15], что течение Кромвелла начинает формироваться около 130°в.д., т.е. немного восточнее Молуккских о-вов, на 140°в.д. его верхняя граница находится на глубине 150 м, а ядро течения на глубине 250 м. В направлении на восток течение поднимается к поверхности, вблизи Галапагосских островов его верхняя граница выходит на поверхность, а ядро на глубину около (или даже менее) 50 м. В связи с тем, что на западе течение сформировалось в слое ниже 150 м, в восточной части вода этого слоя выходит на поверхность и появляется язык холодной воды. Это происходило бы независимо от того, в каком из районов сформировалось течение Кромвелла, так как во всем Мировом океане, кроме Красного моря, на глубинах ниже 150 м нет воды с температурой выше 20°С, а «холодный язык» на поверхности океана вблизи экватора как раз имеет температуру 22, в каких-то случаях 20°С. Поэтому во всех случаях: формируется ли течение Кромвелла самой северной ветвью ЮПТ (проходящей севернее экватора), средней ли его ветвью или подпитывается водами из Молуккского моря (выходящими в океан в период северо-восточного муссона), либо моря Серам или даже моря Банда результат был бы тот же, т.е. при подъеме течения Кромвелла к поверхности от центральной части океана на восток вдоль экватора появился «холодный язык».

Выше была сделана грубая, но достаточно достоверная оценка переноса объемов воды на запад Южным пассатным течением. Сделаем для сопоставления такую же оценку расхода течения Кромвелла в западной части. Ширина течения 4° по меридиану, верхняя граница здесь на глубине 140-150 м, ядро на глубине 250 м, нижняя граница расплывчата, но лежит на глубине около 450 м (или от 400 до 500 м в разных случаях). Положим толщину течения 300 м, а среднюю скорость по всему сечению 35 см/с, хотя, в соответствии с измеренными данными [2], в этой части океана максимальная скорость в ядре около 50 см/с, по краям течения и вниз от ядра она быстро уменьшается (только в центральной части океана были измерены максимальные скорости в ядре около 150 см/с). Таким образом, в западной части океана, где формируется течение, его расход не превышает 42 Св. Это также соответствует результатам измерений расходов течения, которые в периоды его ослабления составляют всего 10 Св, а в периоды усиления могут превышать 40 Св [2].

Для того чтобы уточнить вопрос о том, какие именно ветви ЮПТ поворачивают к югу, а какая часть течения уходит в сторону экватора, целесообразно исключить влияние муссонного эффекта. С этой целью была построена карта изолиний динамического рельефа 250 дб поверхности (поскольку на этой глубине муссонные течения уже не заметны [19]). На рис.8 изображена такая карта, построенная по тем же данным и от той же самой отсчетной поверхности (1000 дб), что и на рис.4. Надписи над изолиниями сделаны в дин. мм, однако последние цифры пришлось округлить, чтобы исключить мелкие детали и облегчить анализ основных особенностей. Как и ранее, записаны только три последние цифры, так как для определения разности между изолиниями, а также направления течений первые одинаковые цифры не нужны. Из приведенного рисунка видно, что зона субтропической конвергенции смещена к югу по сравнению с ее положением на поверхности океана. В этом нет ничего нового, так как известно [2,4,15], что с увеличением глубины субтропические конвергенции смещаются в более высокие широты и на глубинах 400-800 м обычно сходятся с субполярными фронтами. В зоне конвергенции есть замкнутые изолинии: в области формирования Восточно-Австралийского течения, а также в западной части Южно-Фиджийской котловины, где вода частью рециркулирует, а частью направляется на восток.

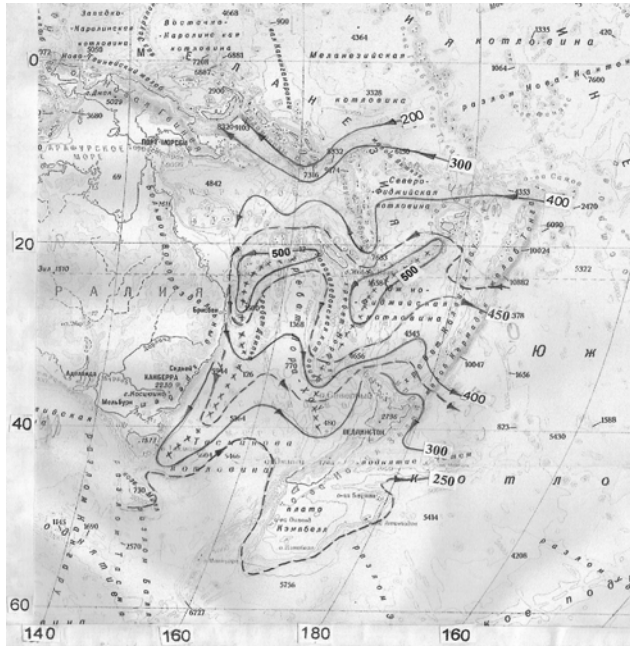


Рис.8 – Карта динамического рельефа поверхности 250 дбар к востоку от Австралии.

Общий наклон поверхности 250 дбар от 23 до 40° ю.ш. составляет 25-27 дин.см, т.е. течения по сравнению с поверхностными на этой глубине существенно ослабевают. Прибрежное Восточно-Австралийское течение и ветвь, проходящая на юг вдоль Новокаледонской котловины, простираются примерно до тех же широт, что и на поверхности океана, однако ветвь в западной части Южно-Фиджийской котловины сначала поворачивает вдоль восточного склона хребта Норфолк, а на 27-30° ю.ш.

частично рециркулирует, а частично, вместе с ветвью из Новокаледонской котловины, выходит в океан севернее хребта Кермадек.

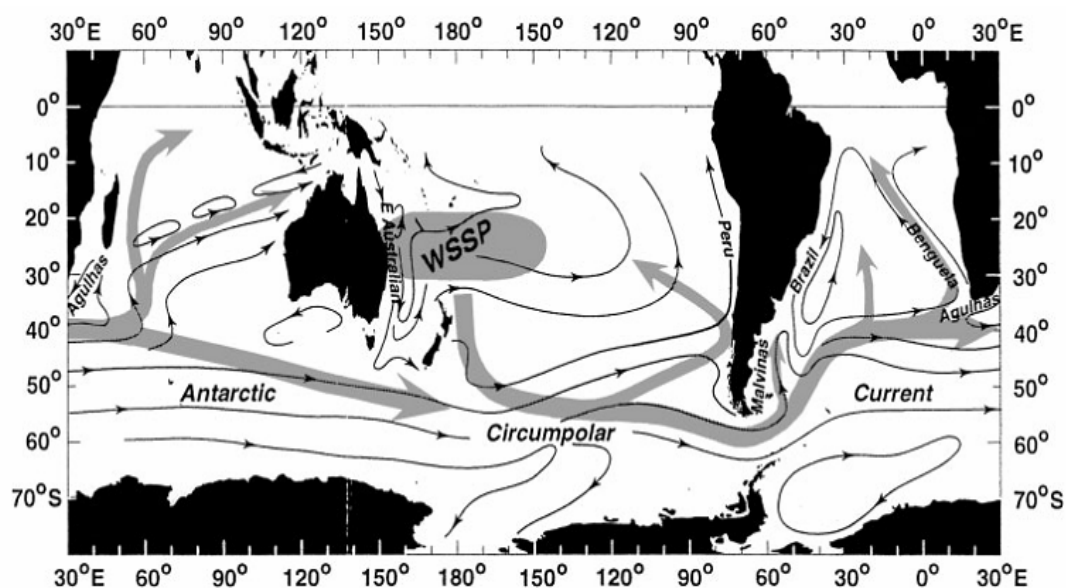
Наиболее важной деталью карты 250 дб поверхности является тот факт, что одна из ветвей ЮПТ действительно проходит через широкий и очень глубокий пролив между самыми южными островами из группы Соломоновых и островами Санта-Крус, обходит с юга Соломоновы острова и выходит в Ново-Гвинейское море через два пролива: между Соломоновыми о-вами и Новой Ирландией, а также между Новой Британией и Новой Гвинеей. Сейчас нельзя утверждать, что обе эти ветви доходят до экватора и полностью вливаются в течение Кромвелла. Можно, однако, предполагать, что часть воды, выходящей в Меланезийскую котловину мимо о-вов Санта-Крус, обходит их с севера и поворачивает на восток, давая начало Южному экваториальному противотечению. Во всяком случае, глубоководные разрезы по меридиану 165° в.д. фиксируют это противотечение (по отношению к пассатному течению). По-видимому, противотечение начинается на 160° или 162-163° в.д. Противотечение в этом регионе неустойчиво по направлению, на 165° в.д. оно обнаруживается иногда на 4-5° ю.ш., в других случаях на 7-8° или 9-10° ю.ш., а в отдельных случаях, пройдя в Коралловое море, продвигается на юг, обходит о-ва Санта-Крус с юга и выходит в Северо-Фиджийскую котловину. Его максимальные скорости, как правило, не превышают 20 см/с, течение развито в глубину до 300-500 м и в западной части является поверхностным противотечением, так как пассат здесь ослабевает. Далее, в центральной части, где пассат усиливается, течение сверху перекрывается ЮПТ и становится подповерхностным.

Выполненный в работе анализ позволяет считать, что в противотечения Кромвелла и Южное экваториальное, являющееся в некотором роде аналогом Межпассатному противотечению, могут уходить северная и средняя ветви ЮПТ, однако южная ветвь ЮПТ примерно от 10 до 20° ю.ш., а с увеличением глубины - до 21-22° ю.ш., расход ее составляет не менее 100 Св. Эти воды распространяются на юг в виде отдельных ветвей. Образуя глубокие петли между меридиональными хребтами, эти воды распространяются в обширном районе субтропической зоны Тихого океана от австралийского берега до 170° з.д.

Следует отметить, что расходы отдельных ветвей изменяются, не все ветви наблюдаются одновременно, в отдельные годы происходит их усиление, в другие –

значительное ослабление и даже исчезновение. На рис.5 показаны разрезы через отдельные ветви по 30° ю.ш. в годы их высокой интенсивности. Их суммарный расход свидетельствует о том, что та часть ЮПТ, из воды которой сформировались эти ветви, значительно превышала 100 Св. Однако в числе использованных в настоящей работе материалов наблюдений разных лет есть, по крайней мере, несколько случаев, когда расход той части ЮПТ, которая формирует направленные на юг ветви течения, сокращался в три и более раза. Например, в ноябре 1967 г. разрез по 28° ю.ш. от берега Австралии до 180° показал наличие только одной довольно слабой струи, прижатой к берегу, достигающей глубины не более 500 м и с расходом не более 30 Св. В марте 1960 г. на разрезе по 30° ю.ш. также наблюдалось течение только вдоль берега, струя при этом была раздвоенной и ее ветвь, проходящая вдоль западного склона Лорд-Хау, была сильнее прибрежной струи, а все течение было шириной от берега до 162° в.д. Никаких иных струй не было. В марте 1993 г. также по 30° ю.ш. (разрез от берега до 173° в.д.) обнаруживается только узкая прибрежная струя с расходом не более 30 Св, дальше на восток нет ни одной струи, а скорости течения не превышают 3-5 см/с, т.е. находятся на грани точности их определения.

Учитывая приведенные выше факты о системе течений в западной части субтропической зоны Тихого океана, представляется наиболее важным не столько вопрос о месте бифуркации (т.е. разделении ЮПТ на ветви, идущие на север к экватору и на юг), сколько исследование долговременных колебаний ЮПТ с периодами (или циклами) в несколько лет. При значительном усилении ЮПТ (и особенно его южной ветви), следовательно, прежде всего, усилении юго-восточного пассата, в западной части южной субтропической зоны от берега Австралии до 170° з.д. (а, возможно, и восточнее) между 20 и 33° ю.ш. образуется область положительных аномалий температуры воды, а при ослаблении пассата и ЮПТ – область отрицательных аномалий. При этом аномалии температуры в обоих случаях охватывают слой довольно большой толщины – не менее 50 м. На существование такой аномальной области в западной части субтропической зоны Тихого океана уже обращалось внимание [20] и рассматривалось ее возможное влияние на субполярный тихоокеанский сектор Южного океана. В той же работе приведена схема возможного распространения образовавшейся аномалии в Южном океане, перенос ее Круговым Антарктическим течением (рис.9).



Сплошными стрелками показана геострофическая циркуляция в поверхностном слое [23]
 Рис.9 – Распространение межгодовой аномалии ТПО от места образования в западной части субтропической зоны Тихого океана (WSSP) по акватории Южного полушария.

При этом делается предположение, что обойти Земной шар в южных субполярных широтах она может за 7-8 лет. Это действительно так, если считать, что распространяются аномалии со скоростью течения 0,1 м/с вдоль параллели 50° ю.ш. Но аномалия (особенно положительная) не сможет сохраняться в средних условиях столь долгий срок, она исчезнет вследствие теплообмена с атмосферой в течение гораздо более короткого времени. В настоящее время можно представить три способа передачи тепловых аномалий в океане на большие расстояния. Первый из них – адвекция течениями, второй – распространение аномалий в виде длинных волн и третий – передача их влияния в другие регионы через атмосферные процессы. Этим последним вопросом занимаются многие специалисты в разных странах [20-24]. Именно такая точка зрения представляется наиболее всеобъемлющей применительно к разным известным в настоящее время климатическим явлениям. Остановимся хотя бы на вопросе, рассмотренном в настоящей статье – образовании и влиянии положительных аномалий температуры воды в западной субтропической зоне южной части Тихого океана. Появление таких аномалий приведет к дополнительному нагреванию воздуха в нижнем слое атмосферы, подъему его вверх и перетеканию в субполярные широты. В связи с этим понизится давление в субтропическом антициклоне, уменьшатся градиенты атмосферного давления между экваториальной ложбиной и субтропической областью высокого давления, вследствие чего скорость пассатного ветра уменьшится, а затем сократится и перенос вод на запад Южным пассатным течением. После значительного затухания ЮПТ могут исчезнуть и направленные к югу струи в западной субтропической области, кроме слабого прибрежного течения, а положительные аномалии температуры воды исчезнут и начнут формироваться отрицательные аномалии. Появление отрицательных аномалий температуры воды приведет к повышению приземного давления в субтропическом антициклоне, а затем и к увеличению скорости пассатного ветра и ЮПТ. Таким образом, процесс изменения скорости течения существует в виде автоколебаний с обратной связью. Такое же автоколебание представляет собой и Эль-Ниньо. Автоколебательный процесс, возможно, охватывает и субполярные широты, так как повышение давления в субтропической зоне повлечет увеличение меридиональных градиентов между этой зоной и субполярной депрессией и повышение скоростей западных ветров и западно-восточного переноса вод. Однако последующее затем понижение приземного давления в субтропической зоне может привести к его повышению в области субполярной депрессии, уменьшению меридиональных градиентов между субтропическим антициклоном и субполярной депрессией, ослаблению западных ветров и уменьшению скорости Кругового Антарктического течения, по крайней мере, в верхнем его слое, где эта скорость наибольшая.

Таким образом, отдельные автоколебательные процессы: изменение интенсивности пассатных ветров, попеременное образование холодной и теплой фаз в восточной экваториально-тропической зоне; изменение интенсивности направленных к югу течений в западной части субтропической зоны и попеременное образование положительных и отрицательных аномалий температуры воды между 20° и 33° ю.ш. на западе океана; попеременное увеличение и уменьшение меридиональных градиентов приземного давления между субтропической областью высокого давления и субполярной ложбиной, изменение скоростей западно-восточного переноса воды – эти автоколебательные механизмы с обратной связью существуют вроде бы отдельно. Однако они образуют общую цепочку последовательных изменений в распределении аномалий температуры воды, атмосферного давления, циркуляции атмосферы и океана.

В этой автоколебательной системе пока остаются неясными многие ее элементы: продолжительность существования отдельных звеньев цепочки, фазовые сдвиги между

отдельными событиями и, как во всякой автоколебательной системе, наличие прерывателя направления процесса в каждую сторону. В отличие от технических автоколебательных систем с обратной связью, где прерыватель предусмотрен при ее проектировании, в природных явлениях типа автоколебаний прерывателем может служить некое критическое состояние процесса, после которого он неизбежно должен пойти в обратном направлении. Исследование этих вопросов осуществляется постепенно. В настоящей статье рассмотрен только один вопрос – причины образования аномалий температуры воды в западной части субтропической Пасифики. Следующим этапом станет изучение продолжительности существования отдельных фаз этого процесса и фазового сдвига между интенсивностью Южного пассатного течения (главным образом его южной ветви) и усилением течений в западной субтропической части, а также фазового сдвига между формированием аномалий в восточной части экваториально-тропической и в западной части субтропической зон океана.

Выводы:

1. В западной субтропической части Тихого океана существует система течений, состоящая из нескольких струй, разделенных меридиональными хребтами и направленных сначала на юг, а затем поворачивающихся на восток и формирующих Южно-Тихоокеанское течение.

2. Обычно Восточно-Австралийским течением принято называть прибрежную ветвь этой системы, направленную на юг и чаще всего достигающую о.Тасмания.

3. При значительном усилении Южного Пассатного течения, особенно его южной ветви, могут образоваться следующие струи: а) прибрежная, которая часто оказывается разделенной на две параллельные ветви, по-видимому, благодаря наличию узкого хребта Дампье. Одна из них обычно прижата к австралийскому берегу, вторая проходит на юг вдоль подножия или западного склона широкого хребта Лорд-Хау; б) струя на юг вдоль узкой Новокаледонской котловины, доходящая до Новой Зеландии и обходящая ее с севера и выходящая в океан между Новой Зеландией и хребтом Кермадек (с островами того же названия); в) реже других образуется еще одна струя вдоль западной части Южно-Фиджийской котловины, иногда по восточному склону хребта Норфолк, которая также обходит о. Северный Новой Зеландии с севера и выходит в океан между о-вами Тонга и Кермадек.

4. Не все перечисленные струи могут наблюдаться одновременно, при слабой южной ветви ЮПТ сохраняются только две параллельные струи вдоль берега, соединенные между собой полосой течения того же направления (на юг), но с малыми скоростями.

5. Прижатая к австралийскому берегу узкая струя (собственно лишь она называется Восточно-Австралийским течением) существует даже при очень значительном ослаблении южной ветви ЮПТ, но расход ее составляет менее 30 Св, а в глубину она развита не более чем до 500 м. Возможны случаи, когда эта струя не достигает Тасмании.

6. Повышение интенсивности течений, переносящих теплые воды через западную субтропическую часть Тихого океана, которые и формируют Южно-Тихоокеанское течение и субполярный гидрологический фронт на широте пролива Кука (около 40° ю.ш.), приводит к образованию положительных аномалий температуры воды в этом регионе, а их ослабление - к исчезновению этих аномалий.

Список литературы

1. Кнаусс Дж. Перенос вод Гольфстримом// Основные проблемы океанологии.-М.: Наука, 1968 – с.78-96.
2. Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. –Л.:Гидрометиздат,1980.– 251с.
3. Богуславский С.Г., Беляков Ю.М. Особенности динамики вод субантарктического промежуточного течения в Атлантике// Изв.АН СССР. ФАО. – 1966.-Т.2, №10. – С.1082-1088.
4. Суховой В.Ф., Рубан И. Г. Взаимодействие меридиональных течений Южного полушария и Антарктического Кругового течения//Метеорологія, кліматологія та гідрологія. -2008.-Вип.50, ч.ІІ.- С.225 -232.
5. Суховой В.Ф., Рубан И. Г. Особенности восточных пограничных течений вдоль западного берега Австралии// Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2010. -Вип.10. – С.187-192.
6. Andrews J.C., Lawrence M.W. and Nilsson C.S. Observations of the Tasman front// J.Phys.Oceanogr. – 1980.- Vol.10. – P.1854-1869.
7. Godfrey J.S., Cresswell G.R., Golding T.J. and Pears A.F. The separation of East Australian Current// J.Phys.Oceanogr. – 1980.- Vol.10. - P.430-440.
8. Nilsson C.S. and Cresswell G.R. The formation and evolution of East Australian Current warm-core eddies// Progress in Oceanography. – 1981. – Vol.9. – P.133-183.
9. Marchesiello P. and Middleton J.H. Modelling the East Australian Current in the western Tasman sea// J.Phys.Oceanogr. – 2000. - Vol.30. – P.2956-2971.
10. Tilburg C. E., Hurlburt H.E., O'Brien J.J., and J. F. Shriver The dynamics of the East Australian Current system: the Tasman Front, the East Auckland Current, and the East Cape Current// J. Phys. Oceanogr. – 2001. – Vol. 31. – P. 2917- 2943.
11. Барышевская Г.И. О разделении Гольфстрима при переходе его в Северо-Атлантическое течение// Труды ГОИН. – 1977. – Вып.137. – С.114-120.
12. Барышевская Г.И. Распределение вод Гольфстрима по акватории Северной Атлантики// Труды ГОИН. – 1979. – Вып.146. – С.14-23.
13. Атлас океанов: Тихий океан. – Л.: Издательство ГУНИО, 1974. – 302 с.
14. Суховой В.Ф., Баскаран Б.В. Особенности циркуляции вод юго-восточной части Индийского океана // Морской гидрофизический журнал. - 1995. - №3. – С.21-35.
15. Бурков В.А. Общая циркуляция вод Тихого океана. – М.: Наука, 1972. – 196с.
16. Атлас океанов: Атлантический и Индийский океаны. – Л.: Издательство ГУНИО, 1977. – 306 с.
17. Суховой В.Ф., Рубан И.Г., Пятакова В.Ф. Циркуляция вод юго-восточной части Тихого океана // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2006. -Вип.3. – С.201-209.
18. Ridgway et al. Southwest Pacific ocean circulation and climate experiment// Materials of “Workshop on the southwest Pacific ocean circulation and its relation with climate”. Cairns: – 2005. - 21p.
19. Бурков В.А., Нейман В.Г. Общая циркуляция вод Индийского океана. – М.: Наука, 1977. – С.3-90.
20. Turner J. The El Nino-Southern oscillation and Antarctica// Intern.J.of climatology. – 2004. – N24. – P.1-31.
21. Zhang C. Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperatures in the tropics// J.of Climate. – 1993. – N6. – P.1898-1913.
22. Jones D.A., Simmonds I. A climatology of southern hemisphere anticyclones// Climate Dynamics. – 1994. – N6. – P.333-348.
23. Li Z.X. Influence of tropical Pacific El Nino on the SST of the Southern ocean through atmospheric bridge// Geophys.Res.Letters. – 2000. -N27. – P.3505-3508.
24. Peterson R.G., White W.B. Slow oceanic teleconnections linking the Antarctic circumpolar wave with the tropical ENSO// J.Geophys.Res. – 1998. – N103. – P.24573-24583.

Особливості системи течій на акваторії Тихого океану на схід від Австралії. Суховій В.Ф., Рубан І.Г.

Розглянута система течій в західній субтропічній зоні Тихого океану. Отримано, що внаслідок складного рельєфу дна, де дуже багато підводних хребтів, улоговин та численних островів, потік вод, направлений до півдня, розділяється на декілька окремих гілок. Інтенсивність цих гілок періодично змінюється, однак періоди змін нестійкі. Припускається, що це явище уявляє собою автоколивальний процес, який складається з декількох ланок.

Ключові слова: Тихий океан, система течій, Східно-Австралійська течія, рельєф дна, аномалія температури поверхні моря.

The features of current system on the area of Pacific ocean eastward to Australia. Suhovey V.F., Ruban I.G.

Current system in western subtropical zone of Pacific ocean is examined. Relief of the bottom in region is very complicated – numerous islands, meridional underwater ridges are the cause of formation of few separate branches of currents. A strength of all current branches periodically changed, but periods or cycles of this oscillations are unstable. This natural phenomena is autooscillation consisting of the several links.

Keywords: Pacific ocean, current system, East Australian current, relief of bottom, sea surface temperature anomalies .

УДК 551.465.5 (262.5)

Р.Р. Белевич*, к.г.н., **О.Р. Андрианова***, к.г.н., **Ю.И. Попов****, к.г.н.,
М.И. Скипа*, к.т.н.

*Отделение гидроакустики МГИ НАН Украины

**Украинский научный центр экологии моря

ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ ВЫСОТ ВДОЛЬ ОСИ ЗОНЫ ЧЕРНОМОРСКОЙ ДИВЕРГЕНЦИИ

Рассмотрено пространственное положение, сезонная изменчивость и интенсивность развития основных потоков и циклонических круговоротов вод вдоль оси черноморской дивергенции, выявленной и выделенной по результатам динамических расчетов климатического массива данных о температуре и солёности воды в поверхностном и промежуточном слоях Чёрного моря. Отмечена важная роль весеннего паводка рек СЗЧМ в формировании и развитии особенностей циркуляции вод, в результате взаимодействия их и ОЧТ с перифериями западного и восточного циклонических круговоротов. Показано, что этот процесс вызывает доминирование на поверхности моря западного циклона в весеннее время года и восточного в летне - осеннее. Оценены скорости потоков и характер сезонной миграции центров круговоротов.

Ключевые слова: Чёрное море, климатическая циркуляция вод, динамическая топография, ось зоны дивергенции.

В настоящее время, благодаря огромному количеству собранных материалов глубоководных гидрологических наблюдений (свыше 130000 станций [1]), анализу многократных постановок автономных буйковых станций с измерителями течений (АБС) [2, 3], активному внедрению в практику изучения течений дрейфтеров со спутниковым определением их местонахождения [4, 5], а также успехам в численном моделировании динамики вод [6, 7], удалось существенно уточнить схему общей циркуляции вод Чёрного моря и выявить многие важные ее детали. Можно также констатировать, что больший прогресс достигнут в изучении динамики прибрежных вод моря [7, 8].

В общих чертах циркуляция вод Чёрного моря определяется циклоническим круговоротом – основным черноморским течением (ОЧТ), огибающим все море по периметру свала глубин шельфа. Считается [7], что ОЧТ усиливается и стабилизируется в осенне-зимний период года под воздействием интенсивной атмосферной циркуляции. В тёплый период года, в связи с ослаблением атмосферной циркуляции и преобладанием маловетреной погоды, ОЧТ становится заметно слабее, что проявляется в его меандрировании. Взаимодействие потока с особенностями донного рельефа на материковом склоне способствует образованию и развитию прибрежных квазистационарных антициклонических вихрей на внешней периферии ОЧТ [7, 8]. Важной особенностью общей циркуляции вод моря является также существование двух или трех циклонических круговоротов в западной и восточной глубоководных частях его.

Целью настоящей работы явилось выявление особенностей циркуляции вод в поверхностном и промежуточном слоях открытых акваторий Чёрного моря, базируясь на характере распределения динамических высот вдоль оси зоны основной черноморской дивергенции.

Материалами для анализа послужил массив данных температуры и солёности воды объемом свыше 53000 станций осредненных и рассортированных по условным квадратам (40' по широте и 60' по долготе), месяцам (сезонам) и горизонтам для всего Чёрного моря, представленных в пособии [9], авторы которого считают возможным

рассматривать их как некие климатические нормы. Сам массив сформирован таким образом, что помесячное осреднение осуществлено от поверхности до 50 м, а свыше (75-500 м) по 4 сезонам. По данным этого массива были проведены динамические расчеты и по ним построены климатические среднемесячные карты динамической топографии на горизонтах 0, 10, 20 и 30 м относительно 50-ти метровой условной поверхности, а также аналогичные сезонные (зима, весна, лето, осень) карты на горизонтах 0, 50, 75, 100, 150, 200 и 300 м относительно 500-метровой нулевой поверхности.

На построенных картах динамической топографии были выделены квадраты с минимальными значениями динамических высот. Проведенная по ним кривая, простирающаяся от южного побережья Болгарии через центры циклонических круговоротов к южному побережью Кавказа, представляет собой ось зоны основной черноморской дивергенции. На рис.1 представлено среднегодовое положение оси дивергенции для слоя 0-50 м и 0-500 м. Несмотря на то, что изучению динамики вод Черного моря посвящено много работ, выделение подобным образом зоны основной дивергенции моря представляется новым подходом, поскольку в литературных источниках этого обнаружить не удалось.

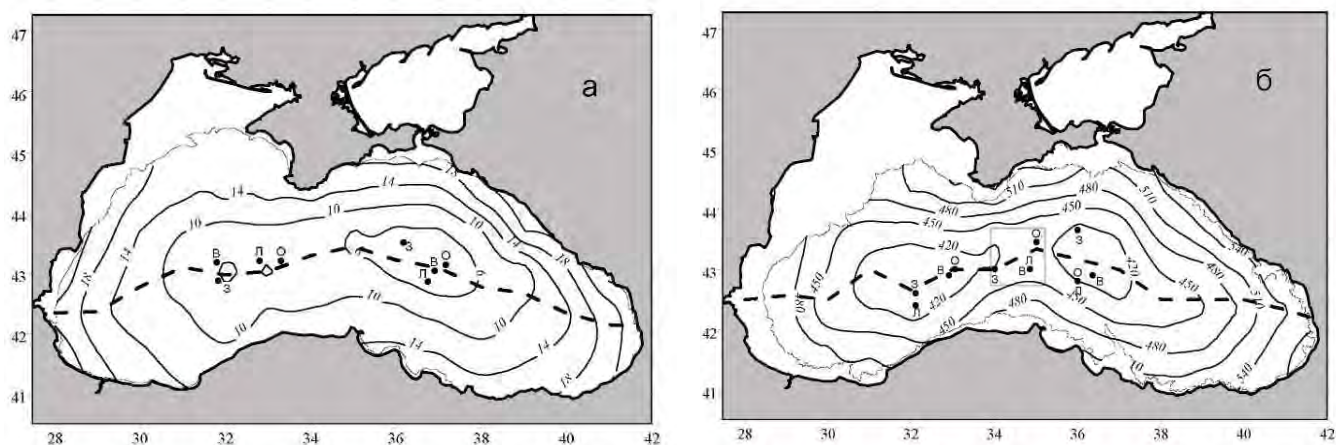


Рис. 1 – Среднегодовые климатические карты динамической топографии слоя 0-50 м (а) и 0-500 м (б) Черного моря (пунктир - положение осей зоны дивергенций, ЗВЛО - сезоны, точки - центры циклонических круговоротов и гребня между ними в квадрате).

Переходя к анализу полученных результатов, рассмотрим распределение динамических высот вдоль оси зоны дивергенции, простирающейся от 28° в.д. до 41,6° в.д. в верхнем слое моря, вычисленных относительно условной поверхности 50 м (рис.2). Хорошо видно чередование гребней и ложбин водного рельефа, отражающих известные элементы циркуляции вод, присущие Черному морю в его прибрежных и открытых водах. Так, у западного (28-29° до 30° в.д.) и восточного (41,6-40° до 39° в.д.) побережий четко выделяется поток вод ОЧТ. В осенне-зимнее время (октябрь-декабрь) климатическое состояние ОЧТ в западной половине моря размыто, струйного характера течения не отмечается.

В открытых глубоководных частях моря циркуляция характеризуется наличием хорошо выраженных циклонических возмущений с доминированием в течение большего числа месяцев двух циклонических круговоротов, расположенных в западной и восточной частях.

Существование в течение большей части года на открытой акватории двух круговоротов (на западе и востоке его) согласуется с общим представлением о циркуляции вод моря и обусловлено, помимо динамических причин [7, 8], также крупномасштабными особенностями береговой орографии [3].

В зимний период года (декабрь, февраль, март) поток вод ОЧТ, соприкасающийся с осью дивергенции в западной части моря у южного побережья Болгарии (рис.2), занимает на поверхности полосу шириной не более 1° долготы (28° - 29° в.д.). И хотя поток в этот период довольно интенсивен, вследствие усиления зимних термодинамических процессов взаимодействия с атмосферой, тем не менее, он не вступает в контакт с западной ветвью западного циклонического круговорота. В марте крупномасштабные циклонические круговороты экстремально выражены и обособлены.

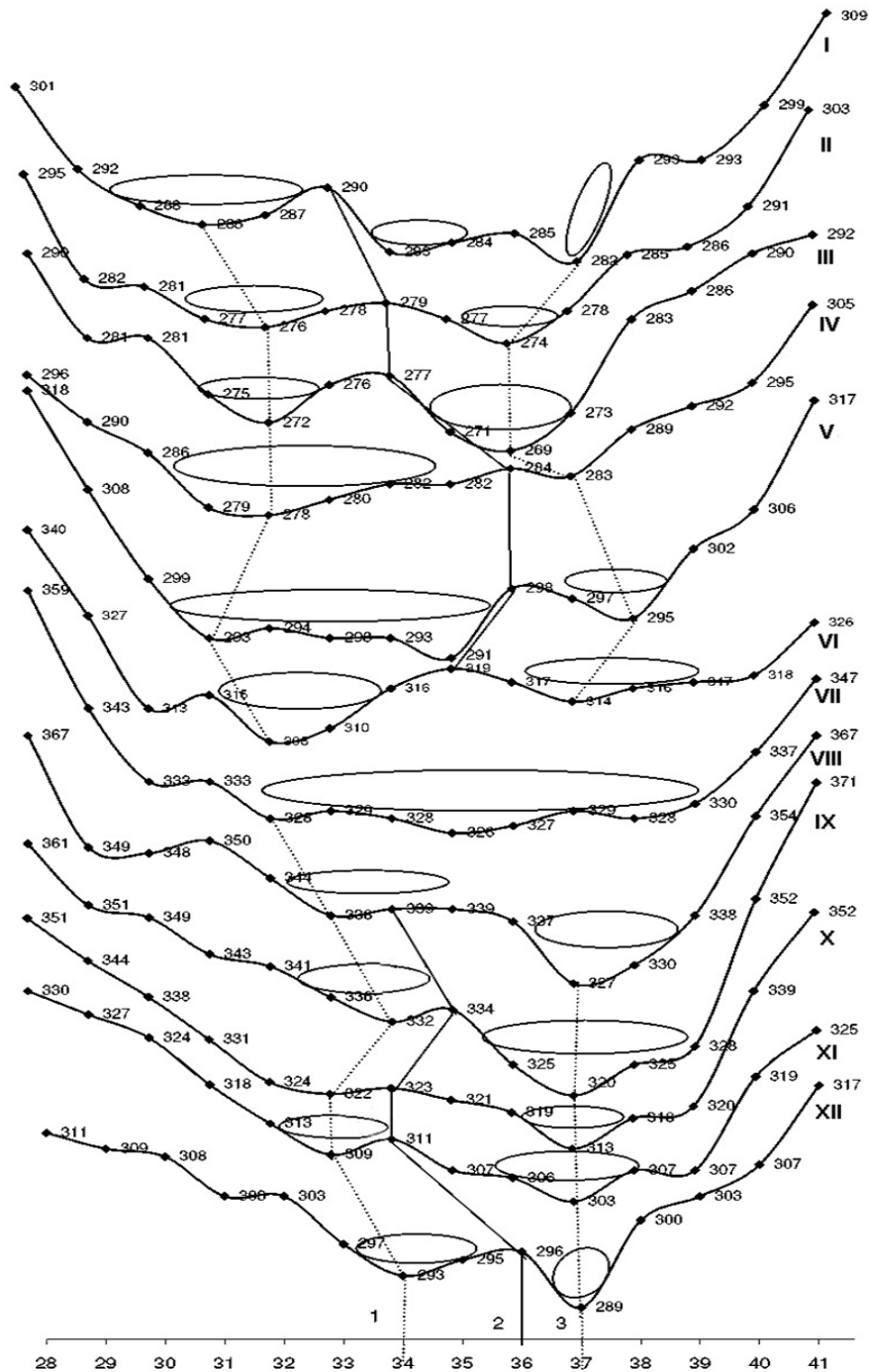


Рис. 2 – Распределение динамических высот вдоль оси дивергенции Черного моря по месяцам (I-XII) для слоя 0-50 (1, 3–центры западного и восточного циклона, 2–гребень, эллипсами схематично показано положение циклонических круговоротов).

К апрелю происходит резкое усиление западного круговорота и быстрое ослабление восточного. Это обусловлено поступлением из северо-западной части моря (СЗЧМ) большого количества слабо трансформированных паводковых речных вод. Ширина потока заметно возрастает (до 3° долготы – 28-31° в.д.). В результате эти воды достигают в зоне дивергенции западной периферии западного циклонического круговорота и вступают с ним в активное взаимодействие, резко усиливая его и ослабляя восточный циклонический круговорот. При этом происходит расширение (укрупнение) приповерхностной структуры западного круговорота, линейзация динамических «стенок» и его доминирование над восточным круговоротом вплоть до июля.

Наиболее равновесное состояние динамических высот вдоль всей зоны дивергенции открытого моря наблюдается в июле.

Достигнув, к августу восточного побережья Черного моря и соприкасаясь у южного побережья Кавказа с восточной периферией дивергенции, воды повышенной плавучести вместе с потоком ОЧТ вновь вступают во взаимодействие, но уже с восточной ветвью восточного циклонического круговорота. Повторяется процесс, имевший место в апреле в западной части моря. При этом происходит резкое усиление восточного циклонического круговорота и ослабление или полное разрушение западного. Этот процесс сохраняется в море до ноября включительно, а с декабря начинается новый цикл зимнего усиления циркуляционного режима в обоих круговоротах, но уже, в основном, под действием другого механизма – термического и динамического взаимодействия с приводной атмосферой.

Для того чтобы оценить компоненты скоростей течений в потоках нормальных линии дивергенции, был рассмотрен характер циркуляции вод в более глубоких слоях. Повторяя описанный выше подход, но уже к промежуточному слою моря (0-300 м), были проведены соответствующие динамические расчеты, построены климатические сезонные карты динамической топографии и выделено (по графикам) распределение динамических высот вдоль оси дивергенции по сезонам и горизонтам (рис 3). При рассмотрении, представленного на рис.3 распределения динамических высот были выделены основные потоки, пересекающие ось дивергенции.

В прибрежных зонах Болгарии и Кавказа (между 28-29° в.д. и 41-41,6° в.д. соответственно) располагаются либо периферия ОЧТ, либо слабые прибрежные течения, названные Кривошея В.Г. возвратно-поступательными (ПрВПТ) [8], скорости которых колеблются в среднем в пределах от 0 до 13 см/с. Исключением является побережье Кавказа зимой, когда скорость в прибрежных водах возрастает до 22 см/с (рис.3, табл. 1).

Мористее, за пределами полосы прибрежных вод, располагаются на западе и востоке моря, направленные соответственно на юг и север потоки ОЧТ, которые хорошо прослеживаются на рис. 3 по максимальному наклону динамических высот (их крутизне). Зимой и осенью ширина потока (по долготе) на западе моря составляет 1°, а на востоке 2°.

Весной на западе моря, а летом на западе и востоке его из-за слияния ОЧТ с перифериями циклонических круговоротов и образования единого потока эти соотношения оказались равными – 4° и 2°; 3° и 5° соответственно (рис.3, табл. 1). Так же значительно различаются и максимальные скорости в ОЧТ (соответственно на западе и востоке моря) (табл. 1).

Интересно заметить, что зимой и осенью на западе и востоке моря, весной на востоке его на всех рассмотренных горизонтах, а летом на глубинах свыше 100-150 м ОЧТ отделено в мористой своей части от периферий внутренних циклонических круговоротов слабыми противотечениями (или попутными течениями) (ПТЧ, рис. 3,

табл. 1). В отличие от вышесказанного, весной на западе моря, а летом на западе и востоке его, ОЧТ, наоборот, сливается в единый поток с водами западной ветви западного циклонического круговорота (ЗВЗЦ) и водами восточной ветви восточного циклонического круговорота (ВВВЦ). И, если весной в начале процесса слияния вод еще четко выделяется ОЧТ (рис. 3), то летом процесс вовлечения вод ОЧТ в периферийные части обоих циклонов достигает такой стадии развития, что ОЧТ и ЗВЗЦ на западе моря и ОЧТ и ВВВЦ на востоке его представляются едиными потоками, соответственно, южного и северного направления (рис. 3).

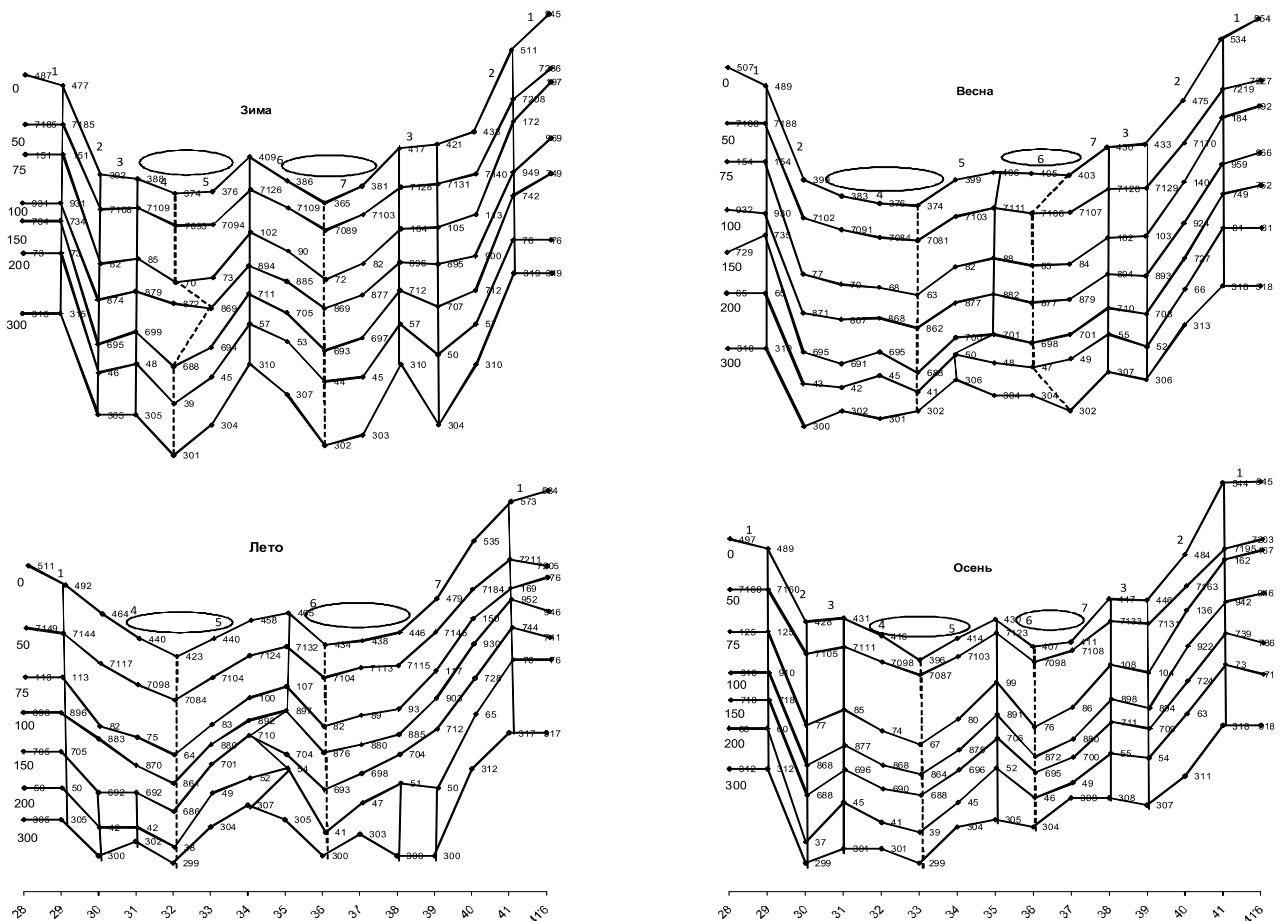


Рис. 3 – Распределение динамических высот вдоль оси зоны дивергенции, по сезонам и горизонтам 0-300 м (1-ПрВПТ, 2-ОЧТ, 3-ПТЧ, 4-ЗВЗЦ, 5-ВВЗЦ, 6-ЗВВЦ, 7-ВВВЦ; эллипсами схематично показано положение циклонических круговоротов; вертикальные линии - гребни, пунктирные линии - центры круговоротов).

Циклонические круговороты весной на востоке моря, а зимой и осенью как на востоке, так и на западе его выглядят относительно изолированными образованиями, слабо связанными с ОЧТ, тогда как весной на западе моря, а летом – на западе и востоке его, как уже упоминалось выше, они интенсивно взаимодействуют с ОЧТ. По нашему мнению, этот процесс играет важную роль в динамике и обновлении вод открытых акваторий моря.

Следует обратить также внимание на заметные пространственные сезонные миграции центров циклонических круговоротов (рис.3, табл. 1, 2). Для наглядной иллюстрации этого, положение центров циклонов по сезонам приведено на рис.1.

Хорошо видно, что в промежуточном слое (рис.1б) зимой и летом центр западного циклона занимает крайнее юго-западное положение, располагаясь на 32° в.д., а весной и осенью он смещается на северо-восток, примерно на 1° долготы и располагается на 33° в.д.

Хорошо видно, что в промежуточном слое (рис.1 б) зимой и летом центр западного циклона занимает крайнее юго-западное положение, располагаясь на 32° в.д., а весной и осенью он смещается на северо-восток, примерно на 1° долготы и располагается на 33° в.д.

Примерно такой же характер смещения зимой к западу (относительно других сезонов) происходит и с зимним гребнем, разделяющим циклоны. Если центры весеннего, летнего и осеннего гребней располагались примерно на 35° в. д., то зимний гребень был смещен к западу и располагался на 34° в. д.

Интересно также поведение центра восточного циклона в зимний период. В этот период он смещен заметно к северу. Так, если положение центров весеннего, летнего и осеннего циклонов приходится на 42,8° с.ш. и 36° в.д., то положение центра зимнего циклона смещается к северу на 43,6° с.ш. и 36° в. д

Таблица 1 - Средние (нормальные компоненты) скорости течений (см/с) по сезонам в потоках вод, выделенных вдоль оси дивергенции по горизонтам (м)

Зима

м	ПрВПТ	ОЧТ	ПТЧ	ЗВЗЦ	ВВЗЦ	ЗВВЦ	ВВВЦ	ПТЧ	ОЧТ	ПрВПТ
0	-6	-55	-3	-25	1 22	-14 -14	5 23	3	8 51	22
10	-4	-52	-2	-10	1 21	-14 -14	10 22	3	8 46	19
30	-1	-51	-1	-9	0 22	-14 -13	10 17	3	6 46	19
50	0	-50	1	-10	1 21	-11 -13	9 16	1	6 44	18
75	0	-45	2	-10	2 19	-8 -12	6 14	1	5 38	16
100	0	37	3	-3	16	-8 -10	5 12	-1	3 32	13
150	0	25	3	-7	4 11	-4 -8	3 10	-3	3 19	4
200	0	17	1	-6	4 8	-3 -6	1 8	-4	4 12	0
300	0	6	0	-3	2 4	-2 -3	1 1	0	4 6	0

Весна

м	ПрВПТ	ОЧТ+ЗВЗЦ				ВВЗЦ	ЗВВЦ	ВВВЦ	ПТЧ	ОЧТ	ПрВПТ
0	-12	-58	-10	-4	-1	16 10	1	-1 17	2	27 38	13
10	-10	-56	-10	-4	-2	16 6	3	-2 17	2	27 35	8
30	-10	-52	-9	-4	-1	15 6	-3	0 15	1	27 33	4
50	0	-56	-7	-5	-2	14 5	-2	1 14	1	26 32	5
75	0	-50	-4	-1	-3	12 4	-3	1 12	1	24 29	5
100	-1	-38	-2	1	-4	10 3	-3	1 10	-1	21 23	4
150	4	-26	-2	3	-4	8 1	-2	2 6	-1	12 14	2
200	0	-14	-1	2	-3	6 -1	-1	1 4	-2	9 10	0
300	0	-6	1	-1	3	3 -1	0	-1 3	-1	4 3	0

Лето

м	ПрВПТ	ОЧТ+ЗВЗЦ			ВВЗЦ	ЗВВЦ	ВВВЦ + ОЧТ				ПрВПТ
0	-12	-18	-16	-11	11 12 4	-20	4 5 22	36 25	-7		
10	-9	-17	-16	-10	11 11 3	-16	2 4 17	28 23	-4		
30	-6	-17	-15	-10	13 14 4	-12	5 2 21	28 19	-2		
50	-3	-17	-12	-9	13 13 5	-18	6 1 25	25 17	-4		
75	0	-14	-11	-7	12 11 4	-16	4 3 9	28 12	4		
100	0	-9	-9	6	12 8 3	-14	3 3 12	17 14	-4		
150	0	-9	0	-4	10 6 -4	-7	3 4 5	10 10	-2		
200	0	-5	0	-3	7 2 1	-9	4 3 -1	9 7	0		
300	0	-3	1	-2	3 2 -1	-3	2 1 -3	8 2	1		

Продолжение табл. 1

Осень															
м	ПрВПТ	ОЧТ	ПТЧ	ЗВЗЦ		ВВЗЦ		ЗВВЦ		ВВВЦ		ПТЧ	ОЧТ	ПрВПТ	
0	-5	-39	2	-11	-13	12	10	-15	3	23	-1	25	39	-1	
10	-4	-39	3	-11	-15	11	12	-16	3	22	-1	24	26	10	
30	-2	-39	3	-10	-9	12	12	-16	6	17	-1	23	23	7	
50	0	-36	4	-8	-9	10	13	-16	6	16	-1	21	21	5	
75	0	-31	5	-7	-4	9	12	-14	6	14	-3	21	17	3	
100	0	-27	6	-6	-3	7	10	-12	5	12	-3	18	13	3	
150	0	-19	5	-3	-1	6	6	-7	3	7	-1	10	10	-2	
200	0	-15	5	-3	-1	4	4	-4	2	4	-1	6	6	-1	
300	0	-2	1	0	-1	3	1	-1	3	0	0	0	6	0	
В.д	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	41,6

Центры циклонов, выделенные в поверхностном слое моря по месяцам, дали на карте весьма пеструю (в виде двух пучков точек) картину их положения на акватории. Проведенное осреднение среднемесячных центров по сезонам (рис. 1а), а также сравнение их положения в поверхностном и промежуточном слоях, показало примерную согласованность центров в восточном циклоне и различие в положении их центров в западном. По сравнению с промежуточным, в поверхностном слое – летние и весенние центры циклонов поменялись местами (рис.1а).

Таблица 2 – Некоторые климатические характеристики положения циклонических круговоротов в Черном море вдоль оси дивергенции

Сезон	Западный циклонический круговорот			Промежуточный гребень	Восточный циклонический круговорот		
	Зональная протяженность, °в.д.	Ширина, °долготы	Зональное положение центра, °в.д.	Зональное положение центра °в.д.	Зональная протяженность °в.д.	Ширина, °долготы	Зональное положение центра, °в.д.
Зима	31-34	3	32	34	34-38	4	36
Весна	29-35	6	33	35	35-38	3	36
Лето	29-35	6	32	35	35-41	6	36
Осень	31-35	4	33	35	35-38	3	36

В заключение, отметим, что благодаря проведенным динамическим расчетам климатической циркуляции вод в поверхностном и промежуточном слоях Черного моря по статистическим данным температуры и солености воды вдоль оси основной дивергенции моря получены следующие результаты:

1. Впервые на акватории Черного моря выявлена и выделена путем динамических расчетов по климатическим данным термохалинных характеристик зона основной черноморской дивергенции вод. Найдено положение оси зоны, простирающейся от южного побережья Болгарии через всю среднюю часть моря к южному побережью Кавказа.

2. Расчеты характера климатической циркуляции вод в поверхностном и промежуточном слоях Черного моря вдоль оси дивергенции позволили выявить ряд важных особенностей в структуре, пространственном распределении и сезонной изменчивости, расположенных вдоль нее потоков и круговоротов.

3. Оценены особенности сезонной изменчивости положения и интенсивности развития ОЧТ, циклонических образований, а также скоростей течений в них.

4. Отмечена важная роль весеннего паводка на реках СЗЧМ, как фактора, ответственного за формирование и развитие особенностей циркуляции вод в поверхностном слое открытой акватории моря.

5. Показано существование в открытых водах Черного моря в годовом цикле 3-х видов циркуляции. В зимний период в результате интенсификации атмосферных процессов происходит

развитие примерно равнозначных западного и восточного циклонических круговоротов. В весенний период в результате взаимодействия ОЧТ с периферией западного круговорота, усиленного речным стоком, отмечается доминирование западного циклона, а в летне-осеннее время по аналогичной причине доминирует восточный циклон.

Приведенные результаты исследований базируются на относительно крупномасштабном (40' широты и 60' долготы) осреднении. Поэтому не исключено «просеивание» более мелких форм циркуляции. Несомненно, наряду с выделенной нами основной зоной дивергенции вод, в море присутствует и ряд более мелких, локальных зон сходимости и расходимости потоков. В частности, данные экспедиции «Гидроблэк-91» свидетельствуют о существовании подобных зон на северо-востоке моря в районе Керченского пролива (куда поступают азовоморские воды), у свала глубин шельфа СЗЧМ, и к востоку от пролива Босфор у Анатолийского побережья Турции. Поэтому дальнейшее развитие исследований Черного моря, в подобном плане видится в привлечении большего количества исходных данных, имеющихся в настоящее время, с использованием более мелких квадратов осреднения, например (10'×10') [1].

Список литературы

1. Артамонов Ю.В., Белокопытов В.Н., Скрипалева Е.А. Сезонная динамика крупномасштабных циклонических круговоротов Черного моря // Системы контроля окружающей среды: Сб. научн. трудов НАН Украины. МГИ. – Севастополь. – 2007. – С.268-270.
2. Богатко О.Н., Богуславский С.Г., Беляков Ю.М., Иванов Р.И. Поверхностные течения Черного моря // Комплексные исследования Черного моря. – Севастополь, МГИ АН УССР. – 1979. – С.25-33.
3. Богуславский С.Г., Иванов В.А., Янковский А.Е. Особенности Черноморского течения у берегов Крыма // Морской гидрофизический журнал. – 1995. – №9. – С.36-45.
4. Ратнер Ю.Б., Толстошеев А.П., Холод А.Л., Лунев Е.Г. База данных дрейфтерных экспериментов в Черном море // Системы контроля окружающей среды. Сб. научн. трудов НАН Украины. МГИ. – Севастополь. – 2007. – С.112-114.
5. Журбас В.М., Зацепин А.Г., Григорьева Ю.В., Еремеев В.Н., Кременецкий В.В., Мотыжев С.В., Поярко С.Г., Пулейн П.М., Станичный С.В., Соловьев Д.М. Циркуляция вод и характеристики разномасштабных течений в верхнем слое Черного моря по дрейфтерным данным // Океанология. – 2004. – Т.44, №1. – С. 34-48.
6. Кныш В.В., Демьшев С.Г., Коротаев Г.К. Методика реконструкции климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе ассимиляции гидрологических данных в модели // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – №2. – С. 36-52.
7. Коротенко К.А., Дитрих Д.Е., Боуман М. Дж. Моделирование циркуляции и переноса нефтяных пятен в Черном море // Океанология. – 2003. –Т.43, №3. – С. 367-378.
8. Динамические процессы береговой зоны моря. / Под ред. Р.Д. Косьяна, И.С. Подымова, Н.В. Пыхова. – М.: Научный мир, 2003. – 320 с.
9. Статистические характеристики термохалинной структуры вод Черного моря // Сб. под ред. Э.Н.Альтмана. Государственный комитет СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды. Государственный океанографический институт. Севастопольское отделение. – Севастополь, 1987. – 302 с.

Особливості кліматичної циркуляції вод Черного моря за даними розподілу динамічних висот уздовж осі зони чорноморської дивергенції. Белевич Р.Р., Андріанова О.Р., Попов Ю.І., Скіпа М.І.

Розглянуто просторове положення, сезонна мінливість та інтенсивність розвитку основних потоків і циклонічних кругообігів вод уздовж осі чорноморської дивергенції, виявленої та виділеної за результатами динамічних розрахунків кліматичного масиву даних про температуру та солоність води в поверхневому і проміжному шарах Черного моря. Показано важливу роль весняного наводку на річках ПнЗЧМ у формуванні та розвитку особливостей циркуляції вод, в результаті взаємодії їх та ОЧТ з периферіями західного і східного циклонічних кругообігів. Показано, що цей процес викликає домінування на поверхні моря західного циклону у весняний час року і східного в літньо-осінній. Оцінені швидкості потоків та характер сезонної міграції центрів кругообігів.

Ключові слова: Чорне море, кліматична циркуляція вод, динамічна топографія, вісь зони дивергенції.

The features of the Black Sea climatic water circulation on the distribution of dynamic heights along the axis of the Black Sea divergence zone. Belevich R.R., Andrianova O.R., Popov Yu.I., Skipa M.I.

It is considered a spatial position, seasonal variability and intensity of the main flow and cyclonic circulation of the Black Sea waters along the axis of divergence, identified and selected according to the results of dynamical calculations of the climatic data set of temperature and salinity in surface and intermediate layers of the Black Sea. The important role of spring floods on the rivers of the NWBS in the development of the water circulation features was shown because of this river's water and MBSC interaction with the periphery of the western and eastern cyclonic circulation. This process causes domination at the western part sea surface cyclone – in spring and at eastern – in summer and autumn. The flow rate and nature of seasonal migration cyclonic centers were estimated.

Key words: Black Sea, climatic circulation of water, dynamic topography, axis of zone divergence.

В.Я. Илюшин, к.г.н.

Одесский государственный экологический университет

МНОГООБРАЗИЕ ФОРМ ЗАКОНА СОХРАНЕНИЯ МАССЫ РЕЧНОЙ СТРУИ, ВЫТЕКАЮЩЕЙ НА ВЗМОРЬЕ

В результате анализа уравнения сохранения массы речной струи, вытекающей на взморье, получены различные двухмерные его аппроксимации в характеристиках изменяющейся ширины этой струи. Эти уравнения обладают новизной, поэтому требуют внимательного и многостороннего анализа других исследователей, имеющих интерес в области динамики взаимодействия речных и морских вод на взморье.

Ключевые слова: закон сохранения массы, анализ, речная струя, двухмерные уравнения.

Введение. При выходе речной струи на взморье, наряду с сохранением основного направления движения происходит ее растекание, боковое расширение и увеличение толщи распресненного слоя. Это растекание определяется гидромеханическими особенностями среды, морфометрией взморья, физическими свойствами струи и окружающей ее морской водной массы [1-12].

В одних условиях речная струя имеет форму плоско-параллельного движения. В других – радиального растекания, иногда веерообразного. Наблюдается также погружение струи в толщу вод взморья.

При не нарушенной сплошности речной струи, убыль или увеличение ее массы при движении на взморье, происходит за счет вовлечения морской воды или интенсивного испарения с ее поверхности. Обмен массой может осуществляться также с водами в донных отложениях или в береговых грунтах. Этот обмен всегда происходит на ее границах: боковых поверхностях или поверхности ограничивающей ее снизу (с донными отложениями, в случае отмелого взморья, или морской водой – в условиях приглубого взморья), а также на открытой водной поверхности. Границы речной струи в естественных условиях, как правило, подвижны. Поэтому исходное уравнение сохранения массы можно записать в следующем виде

$$\int_w \left[\frac{\partial \rho}{\partial z} + \nabla(\rho \vec{V}) \right] dW = 0, \quad (1)$$

где $\rho = f(x, y, z, t)$ - мгновенная плотность произвольной единицы массы в момент t ; $V = f(x, y, z, t)$ - мгновенная скорость; W – объем речной струи, ограниченный замкнутой поверхностью. Уравнение (1) справедливо при любом W и сохранении сплошности рассматриваемой массы в нем. Во всех точках этой массы имеет место стандартное уравнение неразрывности [8]

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla(\rho \vec{V}) = 0. \quad (2)$$

Уравнение (2) входит в систему фундаментальных уравнений гидромеханики.

Возможность решения трехмерного уравнения (2) с комплексом реальных краевых условий – задача чрезвычайная, в связи с чем исследователи используют одно- или двухмерное его приближение. Именно эти приближения, не точно записанные, порождают искажения основных представлений о процессах переноса массы речных вод на взморье в эстуарии или лимане. Это подметил в 1958 г. Д. Притчард [1]. Однако положение до сих пор, все-таки не улучшилось. Показанная Д. Притчардом правильная

двухмерная аппроксимация уравнения (2) ограничивается условием не протекания границ и условием однородности усредненного по времени поля скоростей и турбулентного обмена по ограничиваемому направлению.

Цель исследования. Целью данной статьи является рассмотрение алгоритма аппроксимации закона сохранения массы, а задачей получение различных точных форм двухмерной аппроксимации закона сохранения массы в более простых характеристиках речной струи, вытекающей на обширное отмелое или приглубое взморье.

Результаты исследований. Традиционно при рассмотрении турбулентных процессов мгновенные значения скорости (V) и плотности (ρ) можно аппроксимировать суммой усредненных по времени величин ($\bar{V}, \bar{\rho}$) и их пульсаций [8].

$$\begin{aligned} \rho &= \bar{\rho} + \rho'; \\ V &= \bar{V} + V', \end{aligned} \quad (3)$$

стандартно вводя понятие коэффициента диффузии ($k_{\rho i}, i = x, y, z$)

$$\overline{\rho'V'_x} = -\kappa_{\rho x} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x}; \quad \overline{\rho'V'_y} = -\kappa_{\rho y} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial y}; \quad \overline{\rho'V'_z} = -\kappa_{\rho z} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} \quad (4)$$

будем иметь

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\bar{\rho} \bar{V}_x - \kappa_{\rho x} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\bar{\rho} \bar{V}_y - \kappa_{\rho y} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\bar{\rho} \bar{V}_z - \kappa_{\rho z} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} \right) = 0. \quad (5)$$

Систему координат возьмем такой: продольная координатная ось X располагается на низшей отметке дна рассматриваемой области, а ее положительное направление совпадает с общим направлением течения речной струи; ось Z направлена снизу вверх; Y – находится в плоскости поперечного сечения. Ширина струи $B = f(x, z, t)$

изменяется произвольно от $y = -\frac{B}{2}$ до $y = +\frac{B}{2}$, ее наибольшая величина – поверху.

Интегрирование уравнения сохранения массы (5) в горизонтально-поперечном направлении от $y = -\frac{B}{2}$ до $y = +\frac{B}{2}$, по правилу Лейбница при подвижных боковых границах и с использованием теоремы о среднем значении, приводит к результату

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial B}{\partial t} + \rho V_x \frac{\partial B}{\partial x} + \rho V_z \frac{\partial B}{\partial z} &= -B \frac{\partial \bar{\rho}^y}{\partial t} - \bar{\rho}^y \frac{\partial B}{\partial t} - \\ - \bar{B}^x \frac{\partial}{\partial x} \left(\overline{\rho V_x^y} \right) - \bar{B}^z \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{\rho V_z^y} \right) &+ \underbrace{\left(\frac{1}{2} \rho \frac{\partial B}{\partial t} \right)_{+\frac{B}{2}} + \left(\frac{1}{2} \rho \frac{\partial B}{\partial t} \right)_{-\frac{B}{2}}}_{=} \\ - \overline{\rho V_x^{xy}} \cdot \frac{\partial B}{\partial x} + \underbrace{\left(\frac{1}{2} \rho V_x \frac{\partial B}{\partial x} \right)_{+\frac{B}{2}} + \left(\frac{1}{2} \rho V_x \frac{\partial B}{\partial x} \right)_{-\frac{B}{2}}}_{=} &+ \bar{B}^x \frac{\partial}{\partial x} \left(\overline{\kappa_{\rho x} \frac{\partial \rho}{\partial x}} \right)^y + \\ + \underbrace{\left(\overline{\kappa_{\rho x} \frac{\partial \rho}{\partial x}} \right)^{xy} \cdot \frac{\partial B}{\partial x} - \left(\frac{1}{2} \kappa_{\rho x} \frac{\partial \rho}{\partial x} \cdot \frac{\partial B}{\partial x} \right)_{+\frac{B}{2}} - \left(\frac{1}{2} \kappa_{\rho x} \frac{\partial \rho}{\partial x} \cdot \frac{\partial B}{\partial x} \right)_{-\frac{B}{2}}}_{=} &+ \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & + \left(\kappa_{\rho y} \frac{\partial \rho}{\partial y} \right)_{+\frac{B}{2}} - \left(\kappa_{\rho y} \frac{\partial \rho}{\partial y} \right)_{-\frac{B}{2}} - \overline{\rho V_z^{xy}} \cdot \frac{\partial B}{\partial z} + \\
 & + \left(\frac{1}{2} \rho V_z \frac{\partial B}{\partial z} \right)_{+\frac{B}{2}} + \left(\frac{1}{2} \rho V_z \frac{\partial B}{\partial z} \right)_{-\frac{B}{2}} + \overline{B^z} \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{\kappa_{\rho z} \frac{\partial \rho}{\partial z}} \right)^y + \\
 & + \left(\overline{\kappa_{\rho z} \frac{\partial \rho}{\partial z}} \right)^{xy} \cdot \frac{\partial B}{\partial z} - \left(\frac{1}{2} \kappa_{\rho z} \frac{\partial \rho}{\partial z} \cdot \frac{\partial B}{\partial z} \right)_{+\frac{B}{2}} - \left(\frac{1}{2} \kappa_{\rho z} \frac{\partial \rho}{\partial z} \cdot \frac{\partial B}{\partial z} \right)_{-\frac{B}{2}}.
 \end{aligned} \tag{6}$$

В уравнении (6) все знаки усреднения по времени опущены, - все его члены записаны в усредненном во времени смысле. Усреднение в горизонтально-поперечном направлении показано чертой сверху и соответствующим индексом. Двойной чертой сверху с индексом обозначены также множители членов уравнения, имеющих смысл фиксированных по направлению величин, по известному правилу

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[B \left(\overline{\rho V_x^y} \right) \right] = \overline{B^x} \frac{\partial}{\partial x} \left(\overline{\rho V_x^y} \right) + \overline{\rho V_x^{xy}} \cdot \frac{\partial B}{\partial x}. \tag{7}$$

Уравнение (6) справедливо в любой момент времени во всех точках пространства произвольно фиксированного объема, образованного перемещением в направлении оси y от левой границы струи $y = -\frac{B}{2}$ до правой $y = +\frac{B}{2}$ единичной площадки, и обладающего сплошностью речной массы.

Обычно, следуя эвристическим соображениям приведения уравнения к более простому виду, пренебрегают высшими степенями производных и их произведениями, что не всегда обосновано. В зависимости от пространственно-временного положения рассматриваемой точки численные значения производных отдельных характеристик могут изменяться в широких пределах – от нулевых значений до бесконечных величин. Поэтому результат умножения таких производных – величины часто неопределенные. Примером может служить величина $\kappa_{\rho x} \frac{\partial \rho}{\partial x} \cdot \frac{\partial B}{\partial x}$, которая при радиальном на все 180 градусов растекании речной струи является величиной неопределенной, типа $(0 \cdot \infty)$.

В других условиях произведение этих производных характеризуется соотношением $\kappa_{\rho x} \frac{\partial \rho}{\partial x} \gg \frac{\partial B}{\partial x}$ (при скачках плотности на ограничивающих струю боковых поверхностях, а также при струйном растекании речных вод на взморье) и т.д. В других случаях двухмерное приближение является промежуточным этапом при получении одномерного приближения уравнения сохранения массы и его интегрировании по второму направлению. Это действие приводит к понижению степени производных, имевших до этой операции более высокий порядок. Поэтому, при двухмерных и одномерных аппроксимациях уравнения сохранения массы, должно неукоснительно соблюдаться правило пренебрежения отдельными членами (на основании ограниченной точности, по Буссинеску), в результате обязательного анализа всех членов уравнения в конкретных условиях физико-географической системы. То есть, при учете гидрографических особенностей, особенностей динамики вод, проницаемости границ и их других физических свойств, концентраций в воде

различных веществ, влияющих на плотность: солей, взвешенных наносов, химических веществ, тепла и т.п., их пространственно-временной изменчивости и т.д. Только такой анализ позволяет полное двухмерное уравнение (6) привести к более простому виду, отвечающему конкретным условиям, и избежать недостаточно обоснованного эвристического подхода.

Рассмотрим частный, обладающий все-таки достаточной общностью, случай одинаковой интенсивности соответствующих процессов на боковых границах. Анализ состояний на боковых границах речной струи, при одинаковой интенсивности одних и тех же обменных процессов на них, показывает, что подчеркнутые в уравнении (6) члены всегда тождественно равны нулю. Записывая подобные члены в правой части уравнения в компактной форме, получим одну из развернутых форм двухмерной аппроксимации закона сохранения массы речной струи, вытекающей на взморье

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial B}{\partial t} + \rho V_x \frac{\partial B}{\partial x} + \rho V_z \frac{\partial B}{\partial z} = & - \frac{\partial}{\partial z} (B \bar{\rho}^y) - \\ & - \bar{B}^x \frac{\partial}{\partial x} \left(\overline{\rho V_x^y} - \overline{\kappa_{\rho x} \frac{\partial \rho}{\partial x}} \right) - \bar{B}^z \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{\rho V_z^y} - \overline{\kappa_{\rho z} \frac{\partial \rho}{\partial z}} \right) - \\ & - \left(\overline{\overline{\rho V_x^{xy}}} - \overline{\overline{\kappa_{\rho x} \frac{\partial \rho}{\partial x}}} \right) \cdot \frac{\partial B}{\partial x} - \left(\overline{\overline{\rho V_z^{xy}}} - \overline{\overline{\kappa_{\rho z} \frac{\partial \rho}{\partial z}}} \right) \cdot \frac{\partial B}{\partial z}. \end{aligned} \quad (8)$$

Преобразовывая левую часть уравнения (8) с учетом соотношений

$$\rho \frac{\partial B}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} (\rho B) - B \frac{\partial \rho}{\partial t}; \quad (9)$$

$$\rho V_x \frac{\partial B}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} (B \rho V_x) - \bar{B}^x \frac{\partial}{\partial x} (\rho V_x); \quad (10)$$

$$\rho V_z \frac{\partial B}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} (B \rho V_z) - \bar{B}^z \frac{\partial}{\partial z} (\rho V_z), \quad (11)$$

будем иметь эквивалентное (равноценное) ему уравнение

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z} (\rho B) + \frac{\partial}{\partial x} (B \rho V_x) + \frac{\partial}{\partial z} (B \rho V_z) - B \frac{\partial \rho}{\partial t} - \bar{B}^x \frac{\partial}{\partial x} (\rho V_x) - \bar{B}^z \frac{\partial}{\partial z} (\rho V_z) = \\ = - \frac{\partial}{\partial t} (B \bar{\rho}^y) - \bar{B}^x \frac{\partial}{\partial x} \left(\overline{\rho V_x^y} - \overline{\kappa_{\rho x} \frac{\partial \rho}{\partial x}} \right) - \bar{B}^z \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{\rho V_z^y} - \overline{\kappa_{\rho z} \frac{\partial \rho}{\partial z}} \right) - \\ - \left(\overline{\overline{\rho V_x^{xy}}} - \overline{\overline{\kappa_{\rho x} \frac{\partial \rho}{\partial x}}} \right) \cdot \frac{\partial B}{\partial x} - \left(\overline{\overline{\rho V_z^{xy}}} - \overline{\overline{\kappa_{\rho z} \frac{\partial \rho}{\partial z}}} \right) \cdot \frac{\partial B}{\partial z}. \end{aligned} \quad (12)$$

Умножая правую и левую части уравнения (12) на минус единицу и суммируя его с уравнением (8), получим тождество

$$\begin{aligned} - \left[\frac{\partial}{\partial t} (\rho B) + \frac{\partial}{\partial x} (B \rho V_x) + \frac{\partial}{\partial z} (B \rho V_z) \right] + \\ + B \frac{\partial \rho}{\partial t} + \bar{B}^x \frac{\partial}{\partial x} (\rho V_x) + \bar{B}^z \frac{\partial}{\partial z} (\rho V_z) + \rho \frac{\partial B}{\partial t} + \rho V_x \frac{\partial B}{\partial x} + \rho V_z \frac{\partial B}{\partial z} = 0. \end{aligned} \quad (13)$$

Тождество (13) сохраняется в том случае, если каждая сумма однородных членов тождественно равна нулю. Таким образом, при одинаковой интенсивности обменных процессов на боковых границах, получаем следующие три формы двухмерной

аппроксимации закона сохранения не турбулентного течения массы речных вод, вытекающих на взморье

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho B) + \frac{\partial}{\partial x}(B\rho V_x) + \frac{\partial}{\partial z}(B\rho V_z) = 0; \quad (14)$$

$$B \frac{\partial \rho}{\partial t} + \bar{B}^x \frac{\partial}{\partial x}(\rho V_x) + \bar{B}^z \frac{\partial}{\partial z}(\rho V_z) = 0; \quad (15)$$

$$\frac{\partial B}{\partial t} + V_x \frac{\partial B}{\partial x} + V_z \frac{\partial B}{\partial z} = 0. \quad (16)$$

Уравнение (15) подчиним условию течения в твердых берегах, положив $B = f(x, z, t) = const$. Приложение этого условия к (15) позволяет записать двухмерную аппроксимацию закона сохранения массы речной струи в виде уравнения неразрывности

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\rho V_x) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho V_z) = 0. \quad (17)$$

Раскроем (17) в виде (18)

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + V_x \frac{\partial \rho}{\partial x} + V_z \frac{\partial \rho}{\partial z} + \rho \frac{\partial V_x}{\partial x} + \rho \frac{\partial V_z}{\partial z} = 0. \quad (18)$$

Напомним, что во многих случаях течения жидкостей их плотность считается неизменяющейся. О таком движении говорят как о движении несжимаемой жидкости. Незначительная сжимаемость воды – хорошо известное и подтвержденное лабораторными экспериментами свойство [6]. Поэтому из (18), когда $\rho = const$, следует двухмерное уравнение неразрывности речной струи в обычной его форме

$$\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_z}{\partial z} = 0 \quad (19)$$

Уравнения (17) – (19) соответствуют определенным ограничениям, наложенным на массу речной струи, вытекающую на взморье. Эти ограничения соответствуют течению воды в речном русле, поэтому, как видим, указанные уравнения совпадают с фундаментальными уравнениями закона сохранения массы воды в речной гидравлике. Другая форма закона сохранения массы речной струи, записанная в виде (16), при условии $B = f(x, z, t) = const$ и перемещении речного потока в речном русле, в твердых берегах подчеркиваем, – не обнаруживается, а уравнение (14) – переходит в (15), которое можно записать еще проще.

Если боковые поверхности речной струи на взморье не жесткие (нет аналогии с твердыми берегами), из (16) немедленно следует условие флуктуации боковых границ, как неотъемлемого свойства речной струи, вытекающей на взморье. Флуктуация боковых границ должна наблюдаться даже при рассмотрении стационарных условий, что не достаточно детально рассмотрены в [7].

При радиальном растекании речной струи и пренебрежении, как и в предыдущем случае, турбулентным переносом массы, двухмерный закон сохранения массы речной струи, вытекающей на взморье, получаем в виде

$$V_x \frac{\partial B}{\partial x} + V_z \frac{\partial B}{\partial z} = -V_y(x, z). \quad (20)$$

Из соотношения (20) видно, что при радиальной форме течения речной струи на взморье, присоединение боковой массы к ней – процесс неизбежный. О присоединении массы свидетельствует знак минус в правой части уравнения. Интенсивность присоединения боковой водной массы определяется коэффициентами при частных производных – численными значениями продольной и вертикальной составляющими

вектора скорости, - и величиной горизонтально-поперечной скорости. Безразмерная форма уравнения более удобная для анализа, поэтому (20) запишем так

$$\frac{V_x}{V_y} \cdot \frac{\partial B}{\partial x} + \frac{V_z}{V_y} \cdot \frac{\partial B}{\partial z} = -1. \quad (21)$$

Каждый член левой части (21) выражает скорость присоединения боковой массы в форме вовлечения ее в речную струю. Из (21) следует:

- скорость вовлечения боковой массы воды в продольном направлении и в направлении снизу вверх убывает;

- на поверхности речной струи $V_z = 0$, поэтому при конечном численном значении производной $\frac{\partial B}{\partial z}$, скорость вовлечения достигает здесь наибольших составляющих вектора скорости;

- ограничивая на приглубом взморье речную струю снизу поверхностью нулевых скоростей, т.е. рассматривая условия $V_x = 0$ и конечном численном значении

производной $\frac{\partial B}{\partial x}$, получаем вывод о быстром здесь уменьшении ширины речной струи. Интенсивность присоединения морской воды к речной струе, в этом случае, определяется размером горизонтально-поперечной составляющей вектора скорости.

Используя (21) легко записать изменение ширины речной струи, для приглубых условий на взморье, в проекциях на горизонтальное сечение ($V_z = 0$).

Профиль ширины речной струи в плане описывается соотношением

$$B_x = -\int \frac{V_y}{V_x} dx + const, \quad (22)$$

а в проекции на поперечную речной струе плоскость формулой

$$B_z = -\int \frac{V_y}{V_z} dz + const. \quad (23)$$

Формулы (22) и (23) показывают, что при нулевом численном значении горизонтально-поперечной скорости, речной струе свойственна плоско-параллельная форма движения. Таким образом, здесь получен вывод о том, что уравнение (16) тоже описывает случай плоско-параллельного течения речной струи на взморье. Изменчивость массы речной струи в этом случае выражается в других характеристиках – в форме подвижности ее боковых границ. Следует заметить, что при других целях плоско-параллельному движению речной струи больше соответствует закон сохранения массы речных вод на взморье представленный формулой (15).

Оценивая порядок членов уравнения (21) получаем сигнальные соотношения о механизме формирования речной струи. Для взморья в этом смысле можно утверждать:

$$\frac{\partial B}{\partial x} \ll \frac{\partial B}{\partial z}; \quad \frac{V_x}{V_y} \gg \frac{V_z}{V_y} \quad \text{и} \quad V_x \gg V_z. \quad (24)$$

Поэтому видим, что механизм формирования формы речной струи на взморье определяется, в первую очередь, полем продольной составляющей вектора скорости. Величиной и характером распределения поперечной его составляющей, а также вертикальным переносом массы воды в ней. При этом весьма существенное значение имеет соотношение между шириной струи и глубиной на взморье.

При равенстве нулю горизонтально-поперечной составляющей вектора скорости, и пренебрежении турбулентными эффектами, присоединения боковой массы

к речной струе нет. Уравнение сохранения массы речной струи на взморье в этом случае принимает вид

$$V_x \frac{\partial B}{\partial x} + V_z \frac{\partial B}{\partial z} = 0 \quad (25)$$

Уравнение (25) больше приемлемо для широких речных струй, вытекающих на взморье. Поперечной неоднородностью горизонтальных скоростей течения вод в этом случае, вероятно, можно пренебречь без существенного ущерба для конечных результатов.

Обратимся теперь к уравнениям (8) и (12). Подставляя (16) в (8), получим аппроксимации двумерного закона сохранения речной массы для турбулентных условий течения и усредненных характеристик речной струи на взморье;

$$\bar{\rho}^y \frac{\partial B}{\partial t} + B \frac{\partial \bar{\rho}^y}{\partial t} + \bar{B}^x \frac{\partial}{\partial x} \left(\overline{\rho V_x^y} - \kappa_{\rho x} \frac{\partial \rho^y}{\partial x} \right) + \bar{B}^z \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{\rho V_z^y} - \kappa_{\rho z} \frac{\partial \rho^y}{\partial z} \right) = 0; \quad (26)$$

$$\left(\overline{\rho V_x^{xy}} - \kappa_{\rho x} \frac{\partial \rho}{\partial x} \right) \cdot \frac{\partial B}{\partial x} + \left(\overline{\rho V_z^{xy}} - \kappa_{\rho z} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) \cdot \frac{\partial B}{\partial z} = 0. \quad (27)$$

Подстановкой в (12) соотношений (14) и (15) убеждаемся в тех же (26) и (27).

Сравнивая отдельные члены уравнений (15) и (26), а также (16) и (27), приходим к выводу о том, что горизонтально-поперечная неоднородность скоростей V_x и V_z и турбулентный характер движения, ответственные за флуктуацию боковых границ речной струи, вытекающей на взморье. Использование усредненных скоростей, сглаженных по всему полю, и излишне большого масштаба усреднения по времени, должны исключить, в соответствии с этим выводом, саму возможность обнаружения флуктуаций боковой поверхности, ограничивающей речную струю на взморье. Здесь, вероятно, правомерен вывод об определенной регулярности флуктуаций, иначе путем усреднения характеристик этих флуктуаций исключить это свойство речной струи было бы невозможно. Это указывает на стационарный характер изменчивости боковых поверхностей ограничивающих речную струю. При анализе речной струи на взморье из этого вывода вытекает логическое следствие о предпочтительности привлечения уравнения закона сохранения массы речной струи в той или иной его записи, и в зависимости от характера решаемой задачи.

В случае если флуктуациями боковой поверхности можно пренебречь, то предпочтительнее формулы (15) и (27). Если рассматривается задача, связанная с флуктуациями границ речной струи, - форма записи двумерного закона сохранения массы речной струи предпочтительнее в виде (16) и (26).

Уравнение (15) и (27), а также (16) и (26), представляют записанное в общем виде уравнение сохранения массы речной струи (14). Они выражены в более простых и понятных характеристиках, поэтому уменьшают неопределенность при анализе конечного результата и вызывают меньше вопросов при оперативном анализе.

Выводы. В результате анализа уравнения закона сохранения массы речной струи, вытекающей на обширное отмелое или приглубое взморье, получены достаточно корректные двумерные аппроксимации в характеристиках изменяющейся ширины этой струи. Эти уравнения обладают новизной представляют очевидный интерес для дальнейшего многостороннего анализа, в частности, с приложением к изучению динамики взаимодействия речных и морских вод на взморье. Уравнение (14) впервые было получено Д. Притчардом, но для более жестких граничных условий. Вывод был подчинен условию не протекания боковых границ. Условие не протекания границ - частный случай требования одинаковой

интенсивности обменных процессов на боковых границах струи, используемый в данной статье. Поэтому полная аналогия этих уравнений для частного случая, используемого Д. Притчардом, служит в пользу обоснованности и других уравнений, приведенных в статье.

Список литературы

1. Pritchard D.W. The equations of mass continuity and salt continuing in estuaries//Journ. of marine Res.-1958.- Vol.17.-P.412-423.
2. Ghanem A., Steffler P.M., Hicks F.E., Katopodis C. Two dimensional finite element model for aquatic habitats// Water Resources Engineering Rep.95-S1, Dept. of Civil Engineering, University of Alberta, 1995.- 189p.
3. Hicks F.E., Steffler P.M. Characteristic Dissipative Galerkin scheme for open-channel flow//ASCE Journal of Hydraulic Eng.-1992.-Vol.118,N2.-P.337-352.
4. Blanco J.F., Scatena F.N. Hierarchical contribution of river-ocean connectivity, water chemistry, hydraulics, and substrate to the distribution of diadromous snails in Puerto Rican streams//Journ.of North Amer.Bent. Soc.-2006.-Vol.25,N1.-P.82-98.
5. Xiaohong Chen, Dongyu Xie, Ming Dou, Dedi Liu, Xiaohua Li. Cadmium transportation modeling under accident release in Pearl river delta network//Journ. of Coastal Res.-2008.-Vol.24.-P.3-12.
6. Попов В.И., Федоров К.Н., Орлов В.М. Морская вода. Справочное руководство.- М.: Наука, 1979.-327с.
7. Войнич-Сяноженцкий Т.Г. Гидродинамика устьевых участков рек и взморий безприливных морей.-Л.: Гидрометеиздат, 1972.-203с.
8. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Гидродинамика, Курс теоретической физики, Т.4.- М.: Наука, 1988.-736с.
9. Тучковенко Ю.С. Математическая модель для расчета ветровых течений в Одесском регионе северо-западной части Черного моря// Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2002. – Вып. 45. – С. 107-117.
10. Глушков А.В., Хохлов В.Н., Свиначенко А.А., Серга Э.Н. Глобальные механизмы в атмосферных моделях и баланс углового момента Земли// Український гідрометеорологічний журнал.-2010.-№5.-С.63-76.
11. Глушков А.В., Сафранов Т.А., Баланюк Е.П. К оценке размерности аттрактора уравнений гидродинамической модели прибрежной циркуляции// Метеорологія, кліматологія, гідрологія. – 2004. – Вып. 48. – С. 308-312.
12. Dargahi B., Cvetkovic V. Hydrodynamic and transport properties of Saltsjö Bay in the inner Stockholm archipelago// Journ. of Coastal Res.-2011.-Vol.27.-P.572-584.

Різноманіття форм закону збереження маси річкового струменя, який витікає на узмор'ї.

Ілюшин В.Я.

В результаті аналізу рівняння збереження маси річкового струменя, який витікає на узмор'ї, отримані різні двомірні його апроксимації в характеристиках ширини цього струменя, що змінюється. Ці рівняння мають новизну, тому вимагають уважного і багатобічного аналізу інших дослідників, які мають інтерес в області динаміки взаємодії річкових і морських вод на узмор'ї.

Ключові слова: закон збереження маси, аналіз, річковий струмінь, двомірні рівняння.

Variety of forms of mass conservation law for river stream flowing out on a coast. V.Ya.Ilyushin

As a result of the analysis of mass conservation equation law for a river stream flowing out on a coast, its different two-dimensional approximations are received in descriptions of the width of this changing stream. These equations possess a novelty, therefore they require the attentive and multilateral analysis by other researchers having interest in the field of dynamics of the interaction between river and sea waters on a coast.

Keywords: mass conservation law, analysis, river stream, two-dimensional equations.