

Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Географічний факультет
Кафедра гідрології та гідроекології

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія

Періодичний науковий збірник
Том 2 (37)

Київ
2015

ГІДРОЛОГІЯ, ГІДРОХІМІЯ І ГІДРОЕКОЛОГІЯ:

Наук. збірник / Гол. редактор В.К. Хільчевський. – 2015. – Т. 2 (37). – 173 с.

HYDROLOGY, HYDROCHEMISTRY AND HYDROECOLOGY:

The scientific collection / The editor-in-chief V.K. Khilchevskiy. – 2015. – Vol. 2(37). – 173 p.

У збірнику вміщено статті, в яких викладено методичні розробки, а також результати теоретичних та прикладних гідрологічних, гіdroхімічних і гідроекологічних досліджень, що виконано в різних установах України.

- Науковий збірник “Гідрологія, гіdroхімія і гідроекологія” засновано у травні 2000 р.
 - Зареєстровано Міністерством юстиції України 8 жовтня 2009 р. (наказ № 1806/5).
 - Свідectво про державну реєстрацію друкованого засобу масової інформації КВ № 15819-4291Р від 8 жовтня 2009 р.
 - Постановою Президії ВАК України № 1-01/10 від 13 грудня 2000 р. включено до переліку фахових періодичних наукових видань за спеціальностями “Географічні науки”.
 - Атестовано Вищою атестаційною комісією України; Постанова Президії ВАК України № 1-05/2 від 10 березня 2010 р.
-
- **Видавець:** Київський національний університет імені Тараса Шевченка.
 - Виходить чотири рази на рік.

*Рекомендовано до друку Вченою радою
географічного факультету
Київського національного університету
імені Тараса Шевченка
(21 травня 2015 р., протокол № 3)*

Адреса видавця та редколегії:

м. Київ, МСП-680, проспект Глушкова, 2-А,
географічний факультет Київського національного університету
імені Тараса Шевченка,
кафедра гідрології та гідроекології,
Лук'янець Ользі Іванівні (з позначкою “Науковий збірник”).

Телефон редколегії: (044) 521-32-29.

E-mail: gidrolog@niv.kiev.ua
luko15_06@ukr.net

ISSN:2306-5680

© Київський національний університет імені Тараса Шевченка, 2015

РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ:

Хільчевський В. К., доктор географічних наук, *Київський національний університет імені Тараса Шевченка (головний редактор)*;

Гребінь В. В., доктор географічних наук, *Київський національний університет імені Тараса Шевченка (заступник головного редактора)*;

Гандзюра В. П., доктор біологічних наук, *Київський національний університет імені Тараса Шевченка*;

Гопченко Є. Д., доктор географічних наук, *Одеський державний екологічний університет*;

Линник П. М., доктор хімічних наук, *Інститут гідробіології НАН України*;

Ободовський О. Г., доктор географічних наук, *Київський національний університет імені Тараса Шевченка*;

Осадчий В. І., доктор географічних наук, член-кореспондент НАН України, *Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут*;

Самойленко В. М., доктор географічних наук, *Київський національний університет імені Тараса Шевченка*;

Сніжко С. І., доктор географічних наук, *Київський національний університет імені Тараса Шевченка*;

Тімченко В. М., доктор географічних наук, *Інститут гідробіології НАН України*;

Цюпа Тадеуш, доктор габілітований, *Інститут географії Університету Яна Кохановського в Кельцах (Польща)*;

Шищенко П. Г., доктор географічних наук, член-кореспондент НАПН України, *Київський національний університет імені Тараса Шевченка*;

Щербак В. І., доктор біологічних наук, *Інститут гідробіології НАН України*;

Яцик А. В., доктор технічних наук, академік НААН України, *Український науково-дослідний інститут водогосподарсько-екологічних проблем*;

Лук'янець О. І., кандидат географічних наук, *Київський національний університет імені Тараса Шевченка (відповідальний секретар)*.

З М І С Т

ЗАГАЛЬНІ МЕТОДИЧНІ АСПЕКТИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Ободовський О., Розлач З., Коноваленко О., Швейцер Ф., Іжак Т., Радванські Б. Нагальні питання протипаводкового захисту території Верхньої та Середньої Тиси (в межах України та Угорщини).....	8
Гребінь В.В., Хільчевський В.К., Бабій П.О., Забокрицька М.Р. Оцінка річкової мережі басейну Росі за типологією річок згідно Водної рамкової директиви Європейського Союзу	23
Ющенко Ю.С., Настюк М.Г., Опеченик В.М., Ющенко О.Ю. Зв'язок між числами Глушкова та критерієм Карасьова на гірських річках Українських Карпат.....	33
Медведева Ю. С., Шакірзанова Ж. Р. Метод розрахунку характеристик гідрографів схилового припливу тало-дощових вод до руслової мережі річок рівнинної території України	38

ГІДРОЛОГІЯ. ВОДНІ РЕСУРСИ

Лобода Н.С., Пилип'юк В.В. Визначення водних ресурсів річок Псел та Ворскла з урахуванням впливу підстильної поверхні на базі моделі «клімат-стік».....	48
Батог С. В. Гідродинамічна характеристика водойм м. Києва.....	55
Николаєв А.М. Антропогенні зміни термічного режиму річок міста Чернівці.....	68
Смирнова В.Г. Звивини русла ріки Псел та їх деформації	74
Корнієнко В.О., Данько К.Ю., Лук'янець О.І. Структура водного балансу та багаторічні зміни його складових у межах Закарпатської ВБС	80
Жовнір В.В., Гребінь В.В., Рахматулліна Е.Р. Оцінка однорідності характеристик термічного режиму води і повітря в межах басейну Південного Бугу.....	86

ГІДРОЕКОЛОГІЯ. ГІДРОБІОЛОГІЯ

Васенко О. Г., Верниченко-Цветков Д. Ю. Перспективи використання біохімічних показників у системі екологічного моніторингу поверхневих вод	94
Коржов Є.І., Гільман В.Л. Еколого-гідрологічна характеристика Кардашинського лиману в сучасний період.....	100

ГЕОГРАФІЧНІ АСПЕКТИ ГІДРОЕКОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Пясецька С.І.

Характеристика відкладень ожеледі категорії НЯ (небезпечні) та СГЯ (стихійні) на території України протягом у останнє десятиліття XX сторіччя (діаметри та маси відкладень)	109
---	-----

Шпиг В.М., Паламарчук Л.В., Гуда К.В.

Оцінка точності відновлення вертикальних профілів температури і вологості тривимірною діагностичною моделлю	118
---	-----

Польовий А.М., Ляшенко В.А.

Просторова мінливість врожайності сільськогосподарських культур за агрокліматичними ресурсами в умовах неоднорідного рельєфу.....	126
---	-----

Балабук В.О., Лук'янець О.І.

Зміна клімату та його наслідки у Рахівському районі Закарпатської області.....	132
--	-----

Самчук Є.

Порівняльний аналіз ефективності використання баричних індексів атмосферного блокування	149
---	-----

Підкова О. М.

Гідрогеологічні умови як чинник ґрунтотворення (на прикладі Розточчя)	156
---	-----

НАУКОВІ ПОВІДОМЛЕННЯ

Капочкіна А.Б., Капочкіна М.Б.

Оцінка субмаринного розвантаження в районі Каркінітської затоки	162
---	-----

Колодницька Р.В.

Вплив катастрофічних паводків та повеней на структуру агроландшафтів Карпатського національного природного парку	166
--	-----

Порядок подання і оформлення статей до періодичного наукового збірника “Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія”

171

CONTENTS

THE GENERAL METHODS ASPECTS OF INVESTIGATION

Obodovskiy O., Rozlach Z., Konovalenko O., Schweitzer F., Izhak T., Radvanszky B. Urgent issues in flood protection of Upper and Middle Tisza (within the territory of Ukraine and Hungary).....	8
Grebin' V., Khilchevskiy V., Babiy P., Zabokritska M. Evaluation of the Ros river basin network by the typology of rivers under the Water Framework Directive of the European Union	23
Yushchenko Y.S., Nastyuk N.G., Opechenyk V.N., Yushchenko A.Y. The relationship between Glushkov numbers and Karasev criteria for areas of hydrological observations on rivers of the Ukrainian Carpathians	33
Medvedeva J., Shakirzanova Zh. The method of calculating the characteristics hydrographs of inflow water from the slopes to the channel network plain rivers in Ukraine	38

HYDROLOGY. WATER RESOURCES

Loboda N.S., Pilipyuk V.V. Determination of water resources of Psyol and Vorskla rivers with accounting of influence of underlying surface on the basis of «climate- runoff» model.....	48
Batoh S. V. Hydrodynamic characteristic of Kyiv water bodies.....	55
Nykolaev A.M. Anthropogenic changes in the thermal regime of rivers of Chernivtsi	68
Smirnova V. River meanders of Psyol and their deformation.....	74
Korniienko V., Danko E., Lukianets O. Structure of water balance and long-term changes in its components within the limits Transcarpathian station water-balance	80
Zhovnir V., Grebin' V., Rachmatullina E. The evaluation of homogeneity characteristics of water and air thermal regime within the Southern Bug Basin	86

HYDROEKOLOGY. HYDROBIOLOGY

Vasenko A., Vernizenko-Tsvetkov D. Perspectives of use of the biochemical indicators in the system of ecological monitoring of surface waters.....	94
Korzhov E.I., Gilman V.L. Ecological and hydrological characteristics Kardashinskii estuary in modern times.....	100

GEOGRAPHICAL ASPECTS OF HYDROLOGICAL RESEARCH

Pyasetska S.I.

Characteristics ice deposits category AEs (dangerous) and OHSS (natural) in Ukraine during the last decade of the twentieth century (diameter and weight sediment) **109**

Shpyg V.M., Palamarchuk L.V., Huda K.V.

Evaluation of the accuracy of recovery of temperature and humidity vertical profiles of the three-dimensional diagnostic model **118**

Polevoy A. N., Lyashenko V. A.

Spatial variability of crops productivity by agroclimatic resources in terms of heterogeneous relief **126**

Balabukh V. O., Lukianets O.I.

Climate change and its consequences in Rakhiv district of Transcarpathian region..... **132**

Samchuk E.

Comparative analysis of efficiency indices of atmospheric blocking the pressure..... **149**

Pidkova O.M.

Hydrogeological conditions as a factor of soil formation (illustrated by Roztochchia) **156**

SCIENTIFIC REPORTS

Kapochkina A.B., Kapochkina M.B.

Calculation of debit subsea source in the region Karkinitzky bay **162**

Kolodnytska R.V.

The impact of catastrophic floods and floods on the structure of agricultural landscapes of the Carpathian National Nature Park..... **166**

**The presenting and official registration of the articles for the scientific
Periodical collection «Hydrology, hydrochemistry and hydroecology».....**

171

УДК 556.537:627.142

Ободовський О.¹, Розлач З.¹, Коноваленко О.¹, Швейцер Ф.², Іжак Т.³, Радванські Б.⁴

¹ Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Україна

² Угорська Академія Наук, Центр астрономічних та географічних досліджень, Інститут географії, Угорщина.

³ Закарпатський угорський інститут ім. Ференца Ракоці II, Україна.

⁴ Пейчський національний університет, Угорщина.

НАГАЛЬНІ ПИТАННЯ ПРОТИПАВОДКОВОГО ЗАХИСТУ ТЕРИТОРІЙ ВЕРХНЬОЇ ТА СЕРЕДНЬОЇ ТИСИ (В МЕЖАХ УКРАЇНИ ТА УГОРЩИНИ)

Ключові слова: річка Тиса, паводки, протипаводковий захист, руслові деформації, заплава, міждамбовий простір, протипаводкові рішення.

Вступ. Ріка Тиса розташована в самому центрі Європи, а територія її басейну вважається однією з найбільш мальовничих у цій частині світу. П'ять країн (рис. 1), які знаходяться у водозборі Тиси, розділяють не лише красу цієї річки, але часто й проблеми, що пов'язані з катастрофічними паводками. Для української ділянки Тиси, яка в адміністративному відношенні повністю відноситься до Закарпатської області і повністю входить до меж Верхньої Тиси [1], найбільш гострою проблемою є саме захист населених пунктів, виробничих, промислових об'єктів та сільськогосподарських угідь від паводкових вод Тиси та її приток. Ця територія належить до одного з найбільш паводконебезпечних регіонів Європи. Частота паводків на річках басейну Тиси становить у середньому 3-8 разів на рік [2]. Такі паводки часто охоплюють великі площі, особливо на території Закарпатської низовини, у прикордонній зоні з Угорщиною та Словаччиною. Збитки від проходження таких паводків сягають десятків, а іноді і сотень мільйонів гривень.

Із 93 000 км² території Угорщини 21 250 км² є паводконебезпечними. Значну заплаву територію там захищають 4220 км протипаводкових дамб. Паводкова небезпека в Угорщині, беручи до уваги і території заплави, поряд з Голандією в Європі є найвищою. На захищеній частині низької заплави, у небезпеці від паводків, розташовані близько 700 населених пунктів, де проживає 2,5 мільйони населення. На її поверхні простягаються близько 32% залізничних ліній, 15% автодоріг та розташовано понад 2000 промислових підприємств. Ці об'єкти займають територію 19–20 000 км² цінних сільськогосподарських земель. Варто зазначити, що практично вся територія басейну Тиси в межах Угорщини відноситься до Середньої Тиси [1].

У 2011 р. був офіційно затверджений Інтегрований План Управління Басейном Річки Тиса, який розроблений зусиллями всіх 5 країн, що розташовані в її басейні. Цей документ перш за все націлений на покращення екологічного стану басейну Тиси, але не менш важливе значення відводиться і безпеці життєдіяльності людей в його межах. В цьому Плані також перелічені різноманітні проекти, представлені Тисянськими країнами для реалізації у найближчому майбутньому. Вартим уваги є той факт, що 91 % з усіх запланованих інфраструктурних заходів спрямовано на покращення протипаводкової ситуації у басейні.

Методична основа та матеріали. В роботі використані статистичні методи аналізу, гідрологічні, гідроморфологічні та графічні методи, ретроспективний аналіз картографічних матеріалів, а також ГІС. Результати базуються на матеріалах, отриманих під час проведення польових експедиційних досліджень ділянок р. Тиси на території України та Угорщини. Враховуючи специфіку та розвиток флювіальних процесів в досліджуваних країнах, а також проблем протипаводкового захисту, що з цього випливають, авторами з українського боку, переважно застосовано гідрологічні та гідроморфологічні підходи з основною увагою до руслових процесів, а науковцями з угорського боку, виконано детальний аналіз заплавних процесів, використовуючи геоморфологічні методи досліджень.

Виклад основного матеріалу. Через надзвичайно високу загрозу паводків регулювання річок та будівництво протипаводкових дамб розпочалось ще 200 років тому. Образ сучасної Тиси є результатом масштабного втручання людини переважно в період з 1845 до 1910 рр. [3]. Широкі заплавні масиви були обваловані та дреновані з метою розвитку сільського господарства, промисловості, навігації та транспорту. Сама Тиса в результаті масштабного спрямлення її русла була скорочена приблизно на 30-40%, а похил її русла на Великій Угорській рівнині зріс удвічі з 0,02-0,04 до 0,04-0,08 ‰ [3]. Подальший розвиток регулювання русла Тиси та її стоку триває донині, що в основному виражається у будівництві протипаводкових водосховищ. Новий розділ в протипаводковій історії України відкрили катастрофічні паводки у 1998 та 2001 рр., а Угорщини - середньотисянські паводки 1999 та 2000 років, які створили передкатастрофічний стан і вимагали величезних людських та фінансових витрат. Підвищення рівнів води під час цих паводків були безпрецедентними у досі відомому житті Тиси.

Особливості фізико-географічного розташування р. Тиси створюють специфічний характер руслових процесів на різних її ділянках. Кліматичні характеристики, геологічна основа, орографія, морфологія русла та заплави суттєво відрізняються на українській та угорській ділянках Тиси. Це відображається не лише на відмінностях у водному режимі річки, але й умовах проходження екстремального стоку та його наслідках для життєдіяльності людей і господарських комплексів країн.

Українська ділянка. Для української частини басейну Тиси ключові природні фактори, що зумовлюють стихійні лиха, пов'язані з проходженням паводків, наступні [4]: складна гідрометеорологічна ситуація (інтенсивні тривалі дощі які можуть охоплювати всю територію водозбору, добовий максимум опадів досягає 130-140 мм); геолого-орографічні та гідрогеологічні умови, які призводять до формування зсувів, обвалів та селів); надзвичайно сприятливі умови для швидкого стікання води (значна крутизна схилів, близьке залягання водонепроникних гірських порід); нестійкість окремих частин гірських масивів та активні ерозійні процеси; різке зменшення здатності рослинного покриву в осінньо-зимовий період затримувати дощові води. Саме для «української» Тиси характерні так звані раптові паводки (flash floods). Лише за декілька годин після початку інтенсивних злив, тиха, спокійна Тиса здатна перетворитись на потужний бурхливий потік, який має величезну руйнівну силу. Підйоми рівнів води інколи досягають 2-2,5 м за 3-4 години [1]. З цим пов'язаний і той факт, що для верхньої течії Тиси характерний інтенсивний розвиток деформацій русла, який має як вертикальну, так і горизонтальну спрямованість.

Прояв вертикальних руслових деформацій. Ряд методів дозволяє досить чітко фіксувати інтенсивність руслових деформацій по вертикальному напрямку [5]. Найбільш вживані підходи базуються на аналізі кривих витрат води, а також

зіставленні різночасових поперечних перерізів річкового русла (рис. 2 а,б). Показовими є результати інтенсивності вертикальних деформацій отримані за даними спостережень 3-х гідрологічних постів: Чорна Тиса – Ясіня, Біла Тиса – Луги та Тиса – Рахів. У створі гідропоста Рахів за період з 1957 по 2013 рр., що враховував усі багатководні роки та роки з найбільш інтенсивними паводками спостерігається просідання рівнів води при відповідних витратах в середньому на 0,82 см за рік (табл. 1). Максимальні значення сягають 2 см за рік і дане явище ускладнюється тим, що має незворотний характер. Аналіз гідрологічних постів розташованих на Чорній та Білій Тисі (табл. 1), а також приток верхньої Тиси, підтверджує превалювання ерозійних процесів на цих ділянках.

Рисунок чітко демонструє як із часом для ділянки Тиси в створі гідропоста Рахів відбувається односпрямоване просідання рівнів води 'Н' (рис. 2а), що засвідчує врізання русла, і в той же час ширина русла 'В' зменшується (рис. 2б), зміщуючись до правого берега.

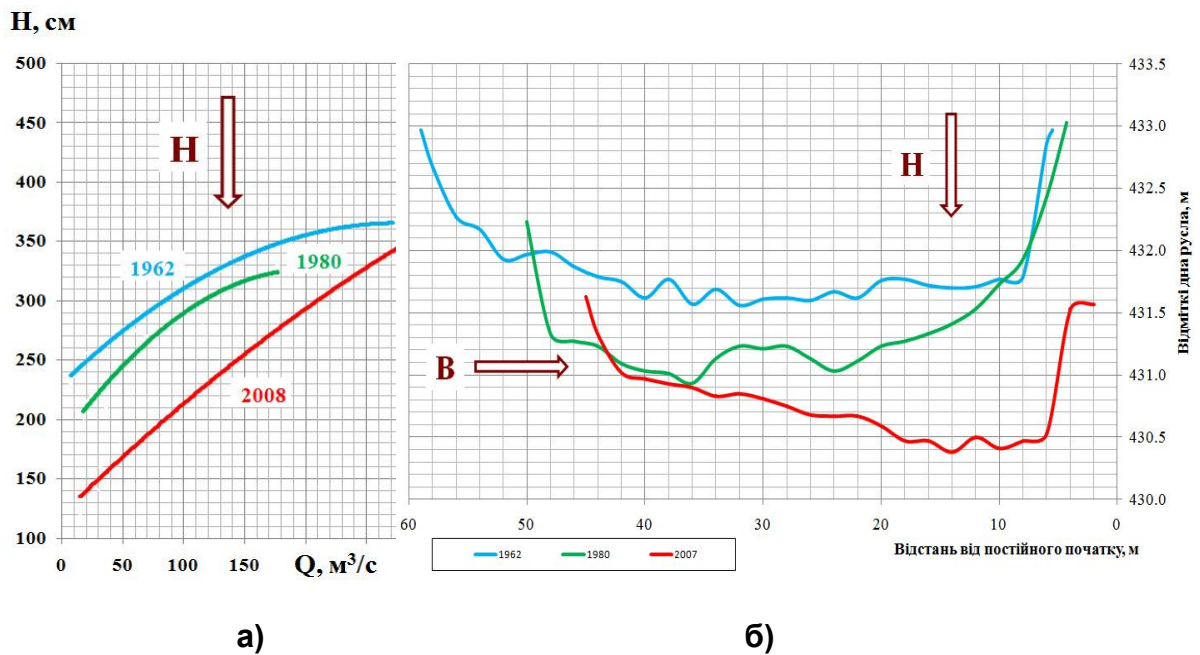
Таблиця 1. Оцінка інтенсивності вертикальних руслових деформацій р. Тиса за даними просідання рівнів води

Річка-пункт	Період спостережень	Прийнята розрахункова руслоформуюча витрата, м ³ /с	Максимальне просідання рівнів см/рік	Середнє просідання рівнів см/рік
р.Чорна Тиса- смт.Ясіня	1957-2013	30	-1,61	-0,58
р.Біла Тиса- с.Луги	1990-2013	50	-0,88	-0,42
р.Тиса- м.Рахів	1957-2013	80	-2,14	-0,82

Один з методів оцінки вертикальних руслових деформацій, запропонований у роботі [6], дозволяє отримувати результати по всій протяжності досліджуваної ділянки континуально. Він базується на зіставленні різночасових поздовжніх профілів. На основі даних геодезичної зйомки місцевості за 1976 та 2007 роки була оцінена верхня ділянка русла Тиси від с. Ділове до м. Тячів (рис. 3). Підвищення або зниження лінії профілю по відношенню до вихідної дозволяє стверджувати про превалювання акумуляції або ерозії на ділянці. Отримані дані засвідчили чітку тенденцію щодо прояву вертикальних руслових деформацій, яка полягає в загальному зниженні відміток дна. З рис. 3 видно, що майже по всій протяжності досліджуваної ділянки Тиси превалюють процеси ерозії. І якщо в межах гірської частини такі деформації незначні та коливаються у середньому в межах 0,0 – 3,2 см/рік, то при виході з гір, на передгірній субділянці, величини врізання русла зростають. Разом з тим у деяких випадках спостерігається підняття абсолютних відміток русла з часом. Таке зростання відміток з 4 по 5,5 км ділянки може пояснюватись впадінням р. Вишеу, яка по водності майже рівна з р. Тиса. Винесення руслового алювію р. Вишеу перевантажує потік, який може відкладати їх дещо нижче за течією. Схожий процес спостерігається й нижче впадіння р. Тересва. У нижній частині досліджуваної ділянки Тиси поступово процеси ерозії затухають. Тут похили річки дещо зменшуються, на фоні вільного меандрування розвивається або багаторукавність, або поперемінне утворення алювіальних форм. Варто зазначити, що дана оцінка є орієнтовною, проте вона засвідчує чітку тенденцію, а саме превалювання процесів ерозії й відповідно розмивання дна русла Тиси.



Рис. 1. Транскордонне розташування р. Тиси



а) б)
Рис. 2. Оцінка вертикальних руслових деформацій для ділянки Тиси в м. Рахів на основі: а) кривих витрат води; б) зіставленні різночасових поперечних перерізів русла

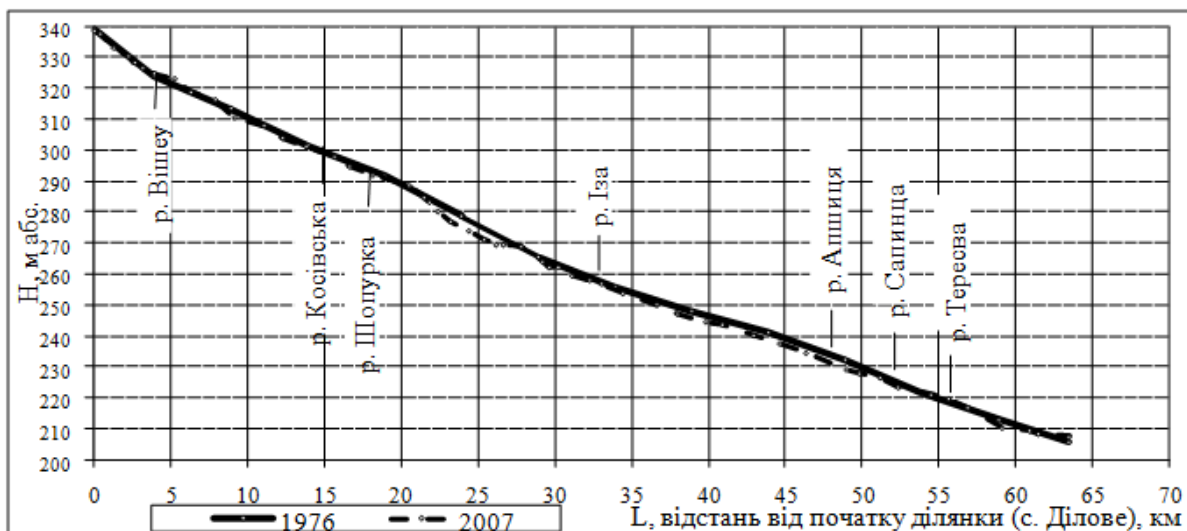


Рис. 3. Зміни поздовжніх профілів р. Тиса (ділянка від с. Ділове до м. Тячів)

Причинність інтенсивного розвитку вертикальних руслових деформацій, поряд із природними факторами (зокрема зростанням водності та інтенсивними паводками), полягає у суттєвому антропогенному навантаженні через влаштування значної кількості гідротехнічних споруд, зростання урбанізованості, відбору руслового алювію, освоєння заплавних територій, зведення лісів тощо. Така ситуація є характерною як для лівобережжя, так і для правобережжя Тиси. Особливо гострим моментом, що впливає на розвиток руслових деформацій загалом, та вертикальних деформацій зокрема, є зменшення водопропускнуго коридору річки за рахунок берегоукріплень та кар'єрні розробки у руслі [7].

Прояв горизонтальних руслових деформацій. Для оцінки інтенсивності горизонтальних руслових деформацій застосовано гідроморфологічний аналіз, який є сукупністю засобів вивчення натурних матеріалів з метою виявлення форм проявів руслових процесів, їх закономірностей і зв'язків із руслоформуючими чинниками. Вихідними для гідроморфологічного аналізу є картографічні матеріали та космо/аеро знімки, геоморфологічна, геологічна і гідрологічна інформації.

За допомогою ГІС, застосовуючи ретроспективний аналіз різночасових зйомок, визначена амплітуда зміщення берегової лінії за період з 1988 по 2003 рр. Результати цих досліджень вказують на досить суттєву ерозійну діяльність вод Тиси з інтенсивним розмиванням берегів і навіть, у деяких випадках, на блукання русла з одного рукава в інший. Узагальнені дані наведені у табл. 2 та на рис. 4.

Таблиця 2. Інтенсивність горизонтальних руслових деформацій на українській ділянці Тиси від м. Рахів до м. Тячів

№	Річка - пункт	Період спостережень	Максимальні значення планових зміщень русла м/рік
1	р. Тиса - м. Рахів	1988-2003	4,10
2	р. Тиса - с. Ділове	1988-2003	6,30
3	р. Тиса - с. Хмелів	1992-2003	3,8
4	р. Тиса - смт. В.Бичків	1992-2003	10,5
5	р. Тиса - нижче смт. В.Бичків	1992-2003	11,4
6	р. Тиса - с. Кричунешти	1992-2003	8,9
7	р. Тиса - с. Діброва	1992-2003	15,5
8	р. Тиса - с. Грушево	1992-2003	16,4
9	р. Тиса - м. Тячів	1992-2003	7,60

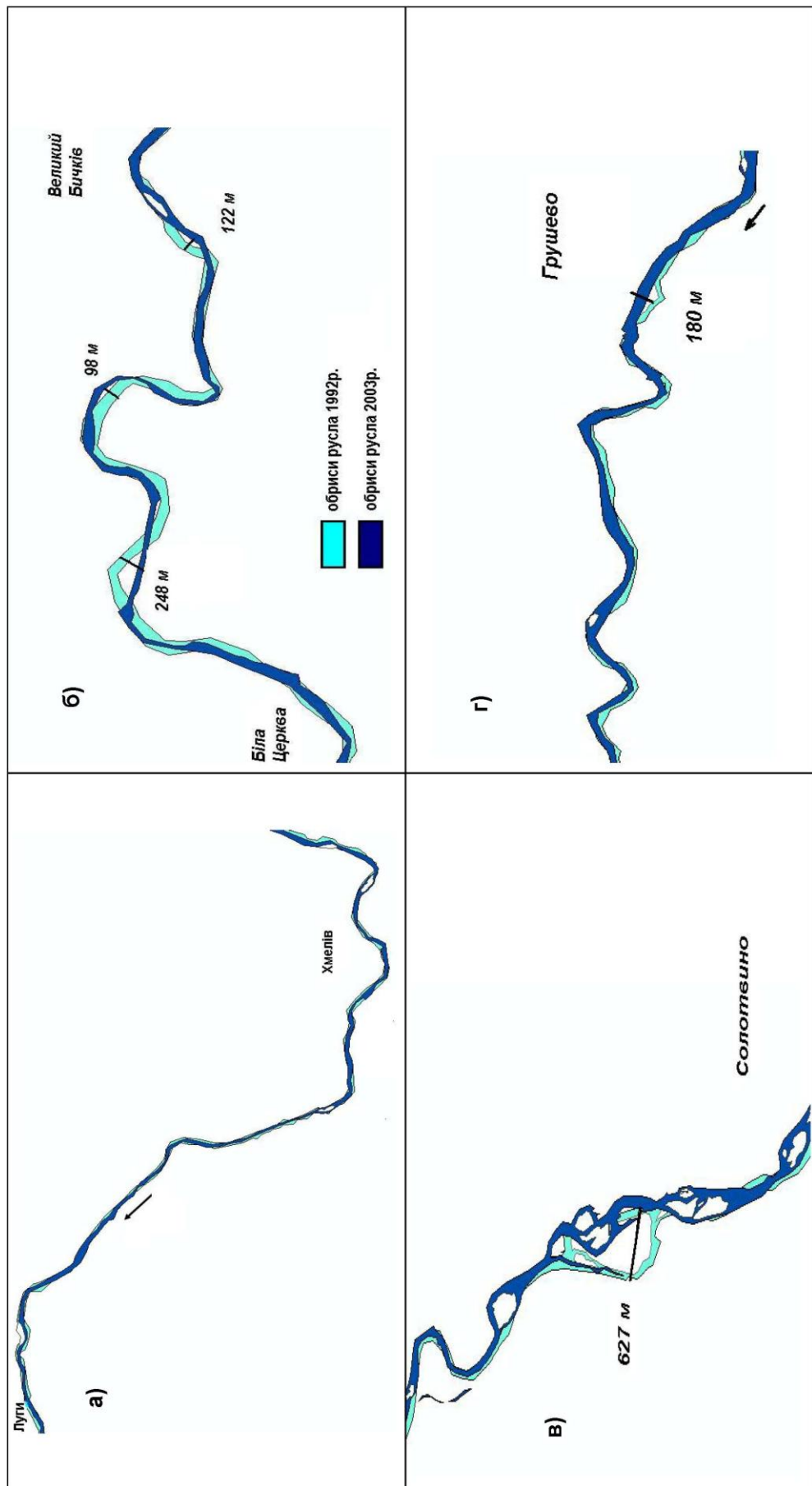


Рис. 4. Суміщенні положення русла р.Тиса: гірська ділянка – а) нижче с.Хмельів; б) нижче смт.В.Бичків; передгірна ділянка – в) нижче смт. Солотвине; г) нижче с.Грушево.

Вказаний період, для якого виконаний аналіз планових деформацій, хоч і не довготривалий, але охоплює визначні паводки на Верхній Тисі. За цей час у місцях активного розвитку горизонтальних деформацій русло Тиси зміщується в діапазоні від 3,8 м за рік (у районі с. Хмелів) до 16,4 м за рік (с. Грушево).

Помітно, що для гірської ділянки Тиси інтенсивність планових переформувань набагато нижча, а у деяких місцях - відсутня. Це обумовлено наявністю переважно русла з нерозвинутими алювіальними формами, що знаходиться у звуженій долині з виходами корінних порід, і яке є відносно стійким. Показова ділянка з таким типом русла - від с. Хмелів до с. Луги.

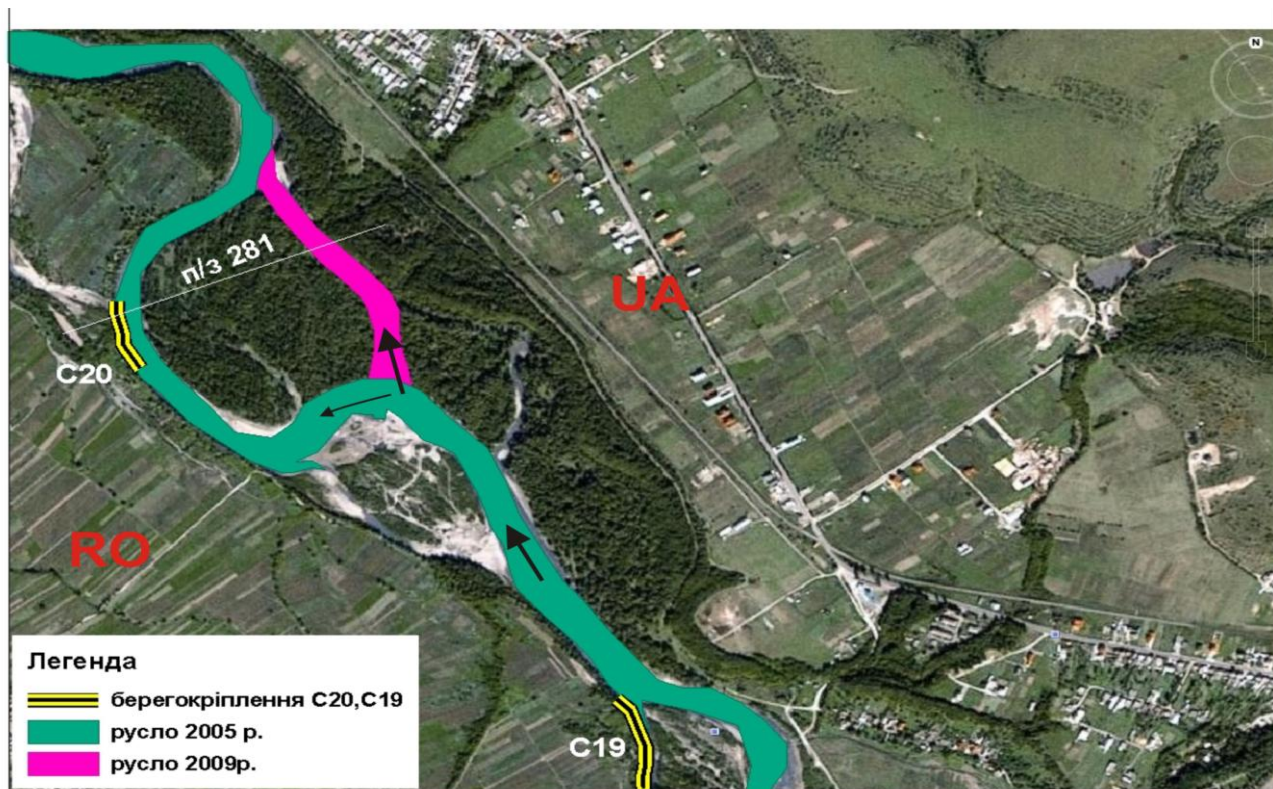
Для передгірних ділянок (нижче смт. Солотвино, в районі с. Діброва), де характерна руслова багаторукавність, швидкості планових деформацій досить суттєві. В цих умовах часто спостерігається зміщення осередків, перехід основної течії з одного рукава в інший. На таких ділянках після проходження руслоруйнуючих паводків [8] навіть може змінюватись тип русла річки Тиси.

Для русел з розвинутими алювіальними формами на фоні меандрування (нижче с. Грушево, нижче смт. В.Бичків до с. Біла Церква) також характерні значні планові деформації та переміщення звивин за течією. Яскраво виражена дискретність їх прояву залежить від проходження активних паводків, які обумовлюють стійкість цих русел.

Найбільш характерним є процес бічного розмивання, що прослідковується на розгалужених ділянках русел (руслова і заплавна багаторукавність), які формуються на фоні меандрування. Для таких ділянок темпи підмиву берегів і зміщення русел можуть бути дуже значними.

Для Української ділянки Тиси стійкість русла в плані є вкрай важливим питанням, так як це безпосередньо пов'язано з її територіальною стабільністю. Ділянка Тиси у 65 км є спільним кордоном для України та Румунії. Активні паводки, що призводять до суттєвих зміщень берегової лінії можуть призвести до територіальних суперечок. Яскравим прикладом "роботи" одного з таких паводків, що мав місце 2008 р. може слугувати ділянка русла р.Тиса біля с. Сарасеу - с. Діброва (рис. 5а). Наявність жорстких берегоукріплень з лівого румунського берега, що ускладнюється загатами у рукавах, призвело до спрямлення русла Тиси. Поступово, основне русло, яке йшло лівим рукавом, відмирає (рис. 5б) і фактичний фарватер, який утворює державний кордон, змістився на 460 м у оголовку колишньої звивини. Це підкреслює той факт, що будь-які гідротехнічні роботи на транскордонних ділянках Тиси мають бути чітко узгоджені та повинні базуватись на глибокому аналізі можливого розвитку руслових процесів.

Стан протипаводкового захисту та заплановані заходи. Основними методами захисту від паводків на Тисі впродовж тривалого часу були переважно структурні [1,4]. Це перш за все берегоукріплення, одамбування заплачних територій, будівництво дренажних каналів та насосних станцій, розчистка русла. Ця форма протипаводкового захисту і на сьогодні залишається домінуючою. Проте, наявні захисні елементи все ще не здатні знизити ризики від паводків у необхідній мірі. Це також ускладнюється не завжди належним станом конструкцій та компонувальних рішень протипаводкових захисних споруд. В басейні Верхньої Тиси в межах України налічується [1] 318,8 км берегоукріплень та 765,5 км річкових дамб. Ці дамби збудовані у різний час та за різними нормативами. Вони, відповідно, мають різну висоту та не створюють єдиного захисного комплексу. Частина дамб знаходиться у незадовільному стані та потребує капітального ремонту. Проблеми також часто ускладнюються "самобудівництвом" місцевих жителів, які самочинно зводять мости, підпірні стінки, загати тощо [9].



а)



б)

Рис. 5. Ділянка р.Тиса с.Сарасеу – с.Діброва: а) зображення положень русла в 2005 та 2009 рр.; б) русло в 2014 р.

Після проходження катастрофічних паводків, що мали місце у листопаді 1998 та березні 2001 років для басейну Тиси в межах Закарпатської області була розроблена Програма комплексного протипаводкового захисту на 2006-2015 роки [4], яка була актуалізована у 2006 р. Стратегічним напрямом оновленої Програми є інтегрований підхід до управління паводковим стоком за рахунок впровадження інженерно-технічних заходів для басейну Тиси в цілому. Зокрема, пріоритетними напрямками виділені: реконструкція існуючих та будівництво нових водозахисних дамб (загальною протяжністю більше 900 км); регулювання паводкового стоку за допомогою протипаводкових ємностей (42 шт.) та низинних польдерів (24 шт.); будівництво руслорегулюючих та укріплюючих споруд. Проте нажаль, бюджетне фінансування запланованих заходів останніми роками стрімко відстає від запланованого, що суттєво ускладнює реалізацію Програми у заплановані терміни.

Варто відмітити, що певний крок у покращенні протипаводкового захисту в українській частині басейну Тиси було зроблено завдяки створенню автоматизованої інформаційно-вимірювальної системи “Тиса” (скорочено АІВС-“Тиса”) [10]. Це стало можливим завдяки допомогі Уряду Угорщини, а також ряду проектів міжнародної технічної допомоги (USAID/USGS, TACIS, DANCEE) у 2000-2009 роках. Наразі у Закарпатській області функціонують 43 автоматизовані станції, які оперативнo (в режимі реального часу) та безперервно надають гідрометеорологічну інформацію. Для Верхньої Тиси, яка характеризується швидкоплинним проходженням паводків, це має величезне значення для складання достовірних короткотермінових прогнозів та прийняття оперативних управлінських рішень.

Угорська ділянка. Великі стокорегулюючі роботи річок (після утворення Товариства Тисянської долини у 1846 році), будівництво системи протипаводкових дамб на Дунаї, Тисі та на їх притоках, облаштування штучних ділянок русел, перерізання крутих ділянок меандрів, осушення боліт, були найзначнішими природоперетворюючими заходами тодішньої Європи, і до того часу найбільшою програмою розвитку територій Угорщини. Проведені втручання тоді відповідали тим економічним і господарським вимогам, які були покладені на них.

Це також було обумовлено значною кількістю наносів, які транспортувались Тисою та її притоками. Ще перед протипаводковими заходами, найдавніші поселення, які розташувались на островоподібних територіях високих частин заплав, які знаходились над нижчими заплавами, інколи заливались під час паводків, тому що навколишні низько розташовані заплави замулювались.

Бурхливі урбанізаційні зміни на територіях водозбірних басейнів (наприклад: видобувна діяльність, вирубування лісів, збільшення населення та розвиток поселень) напевно збільшили природний стік наносів. За 150 років протипаводкової роботи на певних ділянках збільшилася замуленість заплав, пришвидшився розвиток поверхні заплав та утворення прируслових пляжів і валів. У ході розпочатої у 1974 році, але незавершеної підготовки тисянських картографічних робіт, під час аналізу стану т.з. маркерних каменів виявилось, що їх значна частина занурилась в алювіальні відклади.

Накопичення відкладів на заплаві між дамбами та утворення прируслової обмілини і прируслових валів до межі тисячоліття не потрапили до розгляду, хоча постійна зацікавленість прирусловими валами спостерігалась у фаховій літературі [11] (рис. 6).

Тому, в дебатах про концепцію Вашаргельї (по регулюванню річок) це було одним з ключових питань. Враховувалось й те, що на вузькій заплаві висота рівня повені буде підвищуватись, але не були встановлені значні розміри відкладення наносів. Дивно, чому розглядаючи величезні дамби на річці Хуанхе, яка меандрує

на Великій Китайській рівнині, Йенев Чольноки не додумався, що таке може утворюватися й на Тисі та на значних річках рівнинних територій [12]. А роль накопичення відкладів на заплаві між дамбами, з точки зору виникнення паводків, досить значна [13]. Це привело до того, що протипаводкові дамби з часом, напевно внаслідок замулення та утворення прируслових валів, потрібно було підвищити з 1850 року у 5–7 разів. А якщо все так і залишається, то й надалі треба їх підвищувати (рис. 7).

Після регулювання річок, заплава Середньої Тиси в районі міста Сольнок, на деяких ділянках замулилась на товщу 200–240 см, у долині Тиси, на заплаві річки Кереш в районі поселення Бекешсентандраш – на 140–160 см. При цьому можна відслідкувати відклади паводків останніх десятиріч, товща яких складала 5–13 см [14]. Під час паводків на Тисі 1976 та 1983 років, між населеними пунктами Кішкоре і Сегед, річка підвищувала свою заплаву в середньому на 30 см [15]. Варто зазначити, що у водосховище у Кішкоре також відкладається значна частина річкових наносів. На деяких ділянках річка Тиса, під час паводку у 2000 році, вище міста Сольнок, відклала до 14 см шару наносів [11]. Цей процес може привести до того, що річка, внаслідок постійного намулювання заплав між дамбами, буде текти вище, ніж рівень нижньої заплави до регулювання, що колись була під водою під час паводків. Отже, русло річки Тиси буде розміщуватися не на найнижчій частині поверхні заплави між дамбами, а на намуленій, підвищеній ділянці заплави, та вода вже не може текти назад у русло. Таким чином, має місце значна ймовірність того, що рано чи пізно річку Тису та її притоки, які течуть на території низовинної частини, спіткає доля річки Хуанхе або італійської річки По.

Захист від паводків долини Тиси – питання національної безпеки Угорщини, тому що воно торкається безпеки існування близько 2,5 мільйонів жителів. На противагу постійному підвищенню рівнів паводку, треба було підсилювати протипаводкові дамби, та іноді підвищувати їх висоту. У долині Тиси, частка розбудованості захисних споруд, які відповідають сучасним вимогам становить ледь 50% від потреб. Треба підкреслити, що побудовані на основі сучасних вимог протипаводкові споруди вже на сьогодні не надають відповідного захисту, а їх захистоспроможність через підвищення рівнів паводків та інших причини в майбутньому і далі буде знижуватися. Тим не менш, не варто ставити питання, чи вони відповідають вимогам майбутніх сторіч?

Гідрологічні інвестиції, що пов'язані з будівництвом протипаводкових дамб, мають сторічну дію. Змінити їх надзвичайно дорого, і цей процес проходить повільно. На річках суббасейну Кереші, як на це звернув увагу Алфельді Л. [16], в кінці 19 сторіччя побудували дуже вузьку, шириною приблизно 50–70 м заплаву між протипаводковими дамбами. До цієї вузької заплави, з боку Трансільванії причленовані заплави (між дамбами) з шириною до 150–200 метрів. Саме тому на цих ділянках через лійкоподібне їх звуження утворюється стиснення потоку річок. Так, вздовж річок Кереші, майже при кожному значному паводку може відбуватися сповзання схилів, прорив дамб і загроза прориву води на навколишню територію.

Усунення цієї небезпеки вимагало б розширення заплави між дамбами на угорських ділянках річок, накопичення вод на низьких заплавах, розміщення протипаводкових дамб. На основі подальшого розвитку концепції Вашаргельї [17] для того, щоб зменшити максимальні рівні паводків, мало би реалізуватися розміщення частини паводкових водних мас на низьких заплавах у запропонованих водосховищах.

Але також існує можливість розширення міждамбового простору на низьких заплавах, іноді до висоти високих заплав, які утворюють природні вали. Таким розширенням заплави повинні передувати дуже обережні ефективні розрахунки,

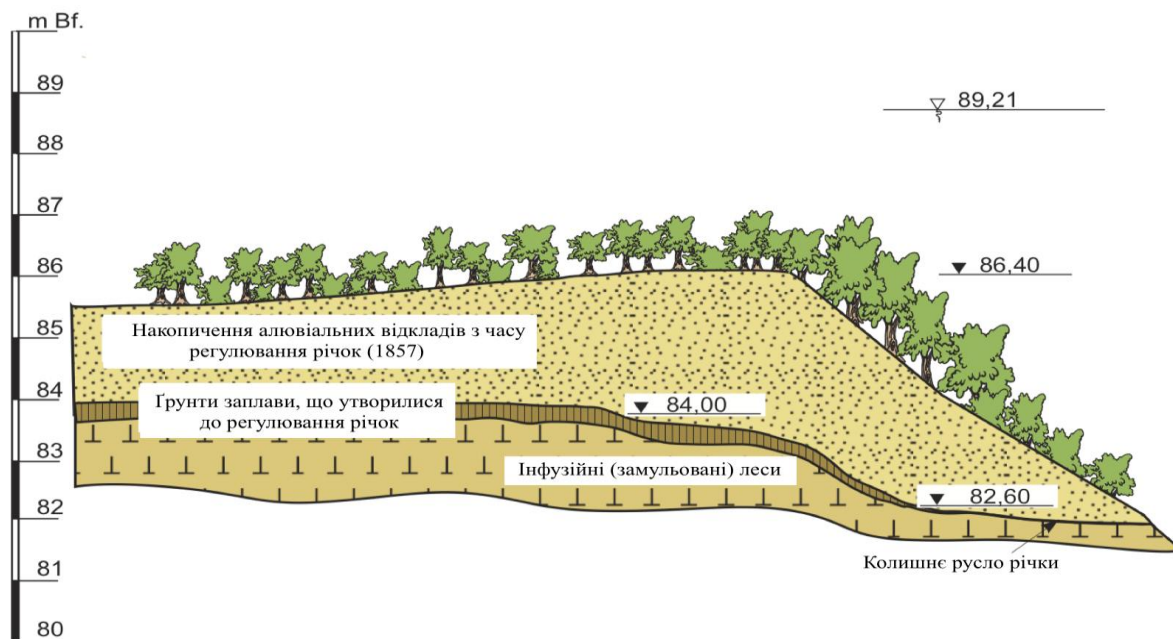


Рис. 6. Замулення території між протиаводковими дамбами біля Альчисігет, м. Сольнок [11]

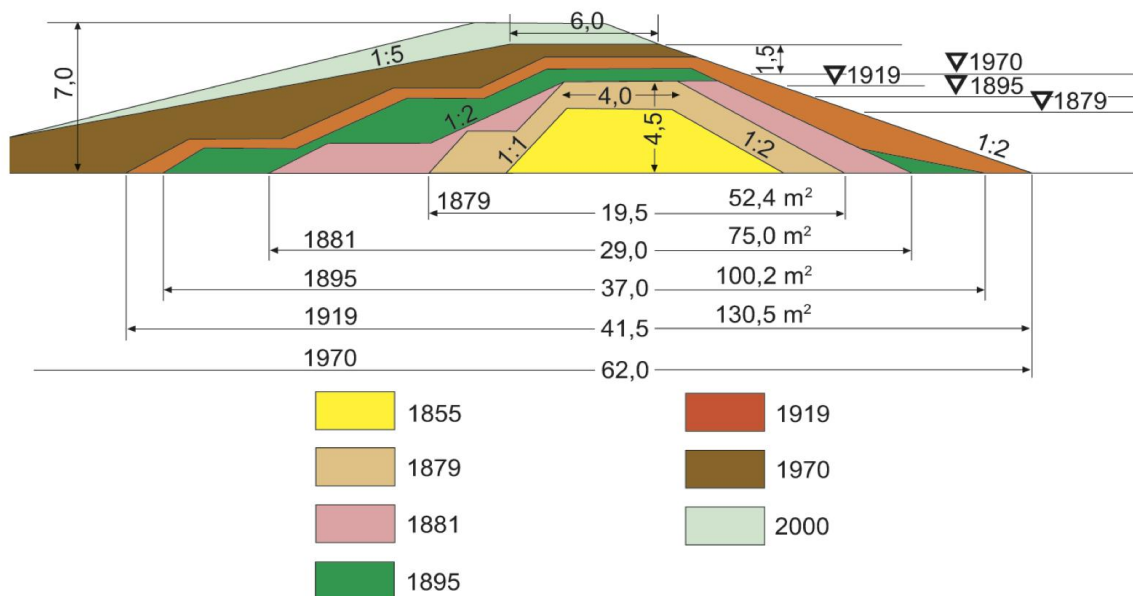


Рис. 7. Поступове підвищення протиаводкових дамб на території Середньої Тиси [13]

погодження цих заходів із місцевим населенням і політичне рішення. Після цього може з'явитися можливість створення на захищеному низькозаплавному боці разом із старицями системи водосховищ. Такі органічно вміщені водосховища в навколишнє середовище (наприклад Бодрогзуг, Керешзуг, болото Ечеді) можуть також прийняти на себе екологічну роль боліт 19 сторіччя. Реалізація цих проектів – це велика відповідальність для наукових досліджень.

Такі об'єкти також треба планувати на кілька сотень років уперед, вибрати таку реалістичну концепцію, яка повинна бути реалізованою. У цьому контексті 150 років тому Пал Вашаргелі та інженери після нього розробили свої концепції на відповідному науковому рівні того часу, але реалізувати змогли тільки можливі на той час. Ними сформована система ще й сьогодні мала б бути дієвою, якщо за останні півсторіччя не множили б нашу спадщину безліччю проблем.

У водозбірному басейні річки Тиси, після 1970 року та між 1998 і 2006 роками, посерійно відбувались паводки рекордних величин, виникнення яких могли спричинити припустимі зміни клімату, але переважали події антропогенного втручання. Тому, для землезнавчих та суспільних наук, поряд з концепцією Закону розвитку міст і периферій, багато завдань ще потрібно вирішувати, щоб довгостроково розв'язати протипаводкову безпеку, виробити стратегію, щоб уникнути катастрофічних наслідків їх дії. Ось найголовніші серед них для території Угорщини:

- Ретроспективний аналіз майже тисячолітнього розвитку заплави Тиси, яка захищена протипаводковими дамбами, картографування живих та похованих, замулених перехресть русел та заплавних територій.
- Вивчення, з точки зору небезпеки, правобережних дамб річки, сучасний і майбутній вплив так званої сили Коріоліса, яка впливає на Тису і відштовхує річку на захід, а також через звуження правобережної заплави [18] (рис. 8).
- Вивчення і вимірювання замулення заплави, звертаючи особливу увагу на зміни, які відбулися від регулювання річки; визначення забруднюючих матеріалів, що прибувають з водозбірних територій на заплаву й там накопичуються. Потрібно було б детально вивчати розмір замулювання заплави між дамбами, в подальшому вивчати взаємозв'язок між замулюванням та відстанню між дамбами.
- Дослідження високозаплавного рівня і розміщення дамб, що включають в себе можливості збільшення територій низьких заплав (частина заплав між дамбами), ліквідацію тих дамб, яких у майбутньому можуть замінити високі заплави.
- Проведення розвідки можливостей побудови нових дамб, які розташуються подалі одна від одної, та визначення можливостей акумуляції вод, що очікуються при плановому збільшенні території заплави між дамбами.
- Проведення геоекоекологічно-геоморфологічних досліджень на заплаві, на основі критеріїв швидшого відводу води із заплав та зберігання води на її поверхні при паводках.
- Перегляд питання утворення та розвитку прибережних валів, визначення їх зв'язку із замуленням заплав між дамбами.
- Раціональне управління вегетацією густих заростей на заплаві. Через утворені щільні зарості значно уповільнюється течія під час паводків, а замулювання заплави пришвидшується. Заплава між дамбами, у повному перерізі має забезпечувати безпечне стікання паводкових вод, твердого матеріалу, льоду. Тому, рослинний покрив заплави та величина її замуленості може у певній мірі впливати на ефективність відводу паводків.

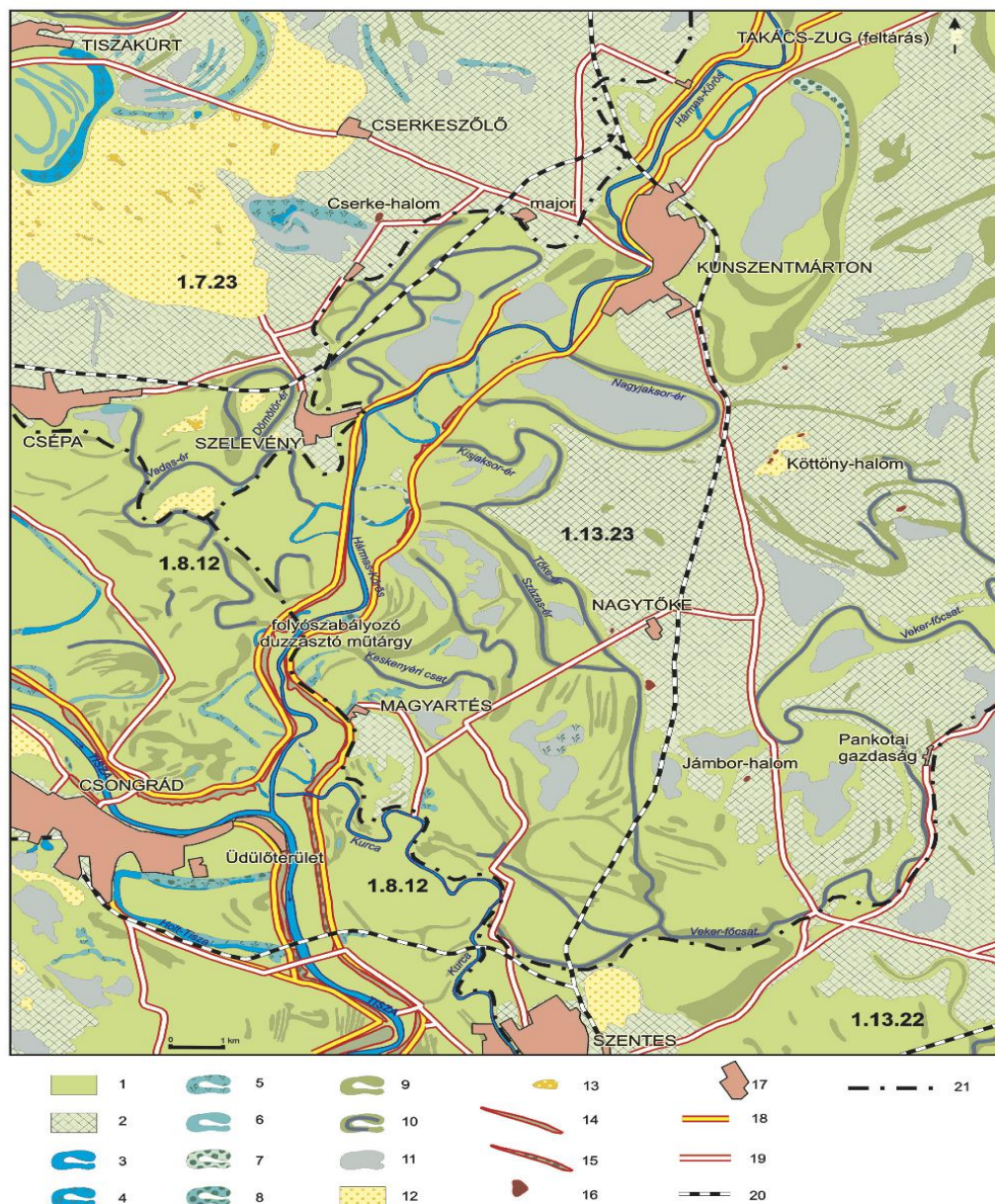


Рис. 8. Геоморфологічна карта території гирла річки Кереш [18].

1 - низька заплава; 2 - висока заплава; 3 - меандр, частково заболочений; 4 - меандр, постійно покритий водою, очеретом і осокою; 5 - меандр, періодично покритий водою; 6 - заповнений меандр, періодично покритий водою; 7 - заповнений меандр у лісі на заплаві; 8 - заповнений меандр у заплавних лісах періодично покритий водою; 9 - заповнений меандр розораний; 10 - заповнений меандр з дренажем; 11 - засолені території; 12 - поверхня із сипучими пісками; 13 - дюни із сипучими пісками. Антропогенні форми: 14 - глиняні ями (для будівництва дамб); 15 - глиняна яма покрита заплавними лісами; 16 - курган; 17 - поселення; 18 - протипаводкова дамба; 19 - дорога; 20 - залізниця; 21 - межі ландшафтів; 1.7.23 - Тисазуг; 1.8.12 - долина Південної Тиси; 1.12.22 - Чонградська рівнина; 1.13.23 – Керешсег

Чомусь, із деяких причин, частина дослідників-спеціалістів водного господарства не вважали реальними можливості зберігання води на низьких заплавах угорської ділянки Тиси, хоча на річці Кереш це вже було результативною практикою. З поверхні водозбірних територій Тиси та її приток прибуває та накопичується на заплаві величезна кількість мулу і замуленого піску, кількість яких може, під впливом кліматичних змін, лише збільшуватися. Тому, не можна враховувати тільки подальше підвищення висоти протипаводкових дамб, але потрібно вивчати й інші можливості, тому що через 20–30 років це буде знову актуальним, бо за неповних 20 років (1986-2000 рр.) заплава підвищилася на 30–35 см.

Саме тому, може отримати визначну роль рівнинне зберігання води, можливості якого розробили в новому варіанті концепції Вашаргельї. За минулі роки із запланованих в рамках концепції побудови водосховищ були побудовані два, а будівництво ще двох знаходиться у процесі. Друге доповнює рішення може стосуватись накопичення води на певних територіях низької заплави, між наявними протипаводковими дамбами і рівнів високих заплав, а також новостворених дамб на високій заплаві. Наприклад, для низькозаплавного накопичення води підходить інерхатська територія, в районі впадіння річки Шайо в річку Тиса. Цю та інші території придатні для накопичення води, потрібно було би позначити у планах землекористування для зберігання паводкових вод. На цих територіях необхідно заборонити будівництво, і для протипаводкової стратегії країни потрібно було би регулювати використання цих територій. Повчальним прикладом цього є прояв мислення байдужості до протипаводкового захисту та до інтересів Угорщини, як наприклад лінія автомагістралі №6, яка ділить навпіл Адонський басейн, який був би здатний зберігати значну кількість паводкової води.

Паводкову небезпеку можливо знизити за допомогою накопичення води на низькій заплаві, тому що від Хуста до Тітеля ще наявні ті водосховища, які пропорційні до кількості паводкових вод Тиси, а накопичення води можливо реалізувати в рамках міжнародної співпраці в близькому майбутньому. Історично, близько 70% водозбірного басейну річки Тиса потрапили за межі Угорщини. З них 25–30% займають вітчизняні передгірні та гірські території, але тут немає значних водотоків, і не утворюються великі додаткові водні маси.

Висновки. Дослідженнями встановлено, що в межах ділянок русел Верхньої Тиси більш активно проявляються ерозійні процеси, які пов'язані з врізанням русла річки, що може досягати більше 2 см на рік. Планові деформації на ділянках можуть коливатись у діапазоні 3,8 – 16,4 м/рік. Обидва види деформацій мають активний прояв під час проходження паводків. Для Середньої Тиси притаманним є активне накопичення алювію на поверхні заплави у міждамбовому просторі, що засвідчує превалювання акумулятивних процесів. Це призвело до підвищення висот гребенів дамб обвалування з 1850 р. в 5-7 разів. Для обох ділянок Тиси одними з основних протипаводкових заходів є розширення міждамбового простору та створення польдерів, що надасть змогу зменшити максимальні рівні паводків і, певним чином, убезпечити від їх наслідків значні території.

Список літератури

1. Integrated Tisza River Basin Management Plan, 2011, ICPDR [електронний ресурс]. Режим доступу: <http://www.icpdr.org/main/danube-basin/tisza-basin>
2. Сосєдко М.М. Паводки в Карпатах – причини їх виникнення та повторюваність // М.М. Сосєдко, О.І. Лук'янець / Екологічні та соціально-економічні аспекти катастрофічних стихійних явищ у Карпатському регіоні (повені, селі, зсуви). – Рахів, 1999. – С. 316-321.
3. Tockner K. Rivers of Europe. // K. Tockner, C.T. Robinson and U.Uehlinger / Elsevier/Academic Press, 2009, - 700 p.
4. Програма комплексного протипаводкового захисту в басейні р. Тиси у

Закарпатській області на 2006-2015 роки. - 2005. **5. Розлач З.В.** Підходи до оцінки вертикальних руслових деформацій // З.В. Розлач / Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Київ, – 2011. – Т. 4 (25). – С. 114–120. **6. Ободовський О.Г.** Продольные профили основных водотоков в бассейне Днестра в контексте определения направленности вертикальных деформаций русла // О.Г. Ободовський, З.В. Розлач, Ю.М. Легка та ін. / Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Київ, – 2008. – Т. 15. – С. 43–53. **7. Латориця: гідрологія, гідроморфологія, руслові процеси: монографія / О.Г. Ободовський, В.В. Онищук, З.В. Розлач [за ред. О.Г. Ободовського].** – К.:Видавничо-поліграфічний центр „Київський університет”, 2012 - 319 с. **8. Ободовський О.Г.** Руслоформуючі витрати та класифікація паводків на гірських річках // О.Г. Ободовський, В.В. Онищук, О.С. Коноваленко / Вісн. Київ. ун-ту. Географія. – 2002. – Вип. 48. – С. 42–47. **9. Obodovskiy O.** Hydromorphological changes in the Botar River Basin under human impact // O. Obodovskiy, Z. Rozlach et al. / S4C (Science for the Carpathians). 2014. Forum Carpaticum 2014: Local Responses to Global Challenges. Sep. 16-18, 2014, Lviv. P. 34-35. **10. AIBC – 'Тиса'[електронний ресурс].** Режим доступу: http://buvrtyisa.gov.ua/newsite/?page_id=107 **11. Nagy I.** A hullámtéri hordalék-lerakódás (övezet) (Sedimentation in the Floodplain (Point Bar)). / I. Nagy, F. Schweitzer, L. Alföldi / Vízügyi Közlemények 83, 4. – 2001. – pp. 539-564. **12. Cholnoky J.** A Tiszameder helyváltozásai (The Changes of Tisza River Watercourse). / J. Cholnoky / Földrajzi Közlemények 35, 9. – 1907. – pp. 381-405. **13. Schweitzer F.** A magyarországi folyószabályozások geomorfológiai vonatkozásai: folyóink hullámtereinek fejlődése, kapcsolatuk az árvizekkel és az árvízvédelmi töltésekkel (The Geomorphological References of River Regulations in Hungary: the Alluvial Development, Floods and Embankments) / F. Schweitzer / Földrajzi Értesítő 50, 1–4. – 2000. – pp. 9-31. **14. Kis É.** Mindszent környékének geomorfológiai vázlata (Geomorphological Sketch of Mindszent and Its Surroundings). / É. Kis / Az Alföld gazdaságföldrajzi kutatásának eredményei és további feladatai. Természeti Környezet. A plenáris ülés előadásai. Békéscsaba. – 1984. – pp. 212-220. **15. Laczay I.** A folyószabályozás tervezésének morfológiai alapjai (The Morphological Basis of the River Regulations Planning). / I. Laczay / Vízügyi Közlemények 64, 2. – 1982. – pp. 235-255. **16. Alföldi L.** A vízgazdálkodás jelenének, jövőjének kérdőjelei (Question Marks of the Present and Future of Water Management). / L. Alföldi / Ezredforduló (Stratégiai kutatások a Magyar Tudományos Akadémián) 1. – 1999. – pp. 3-8. **17. Váradi J.** A Tisza-völgy vízgazdálkodásának jövőképe (The Vision of the Water Management of Tisza Valley). / J. Váradi, I. Nagy / In: Teplán I. (ed.) A Tisza és vízrendszere. I. Kötet. MTA Társadalomkutató Központ, Budapest. – 2003. – pp. 117-132. **18. Balogh J.** A vízföldrajzi környezetértékelés néhány fontos tényezője (Some Important Factors of the Hydro-Geographical Environment Assessment). / J. Balogh, F. Schweitzer / In: Kovács J. – Lóczy D. (eds.) A vizek és az ember: tiszteletkötet Lovász György professzor úr 70. Születésnapjára. Pécs: PTE Természettudományi Kar Földrajzi Intézet. – 2001. – pp. 13-31.

Нагальні питання протипаводкового захисту території Верхньої та Середньої Тиси (в межах України та Угорщини)

Ободовський О., Розлач З., Коноваленко О., Швейцер Ф., Ижак Т., Радванські Б.

Наведені результати досліджень природних та антропогенних факторів формування паводків Верхньої та Середньої Тиси. Оцінена реакція русла і заплави на паводковий режим. Встановлено, що для Верхньої Тиси притаманним є врізання її русла та активні горизонтальні деформації. Натомість для Середньої Тиси характерним є превалювання акумуляції наносів на заплаві. Запропоновані заходи, які спрямовані на забезпечення територій русло-заплавного комплексу від стихійних лих, пов'язаних з проходженням паводків.

Ключові слова: річка Тиса, паводки, протипаводковий захист, руслові деформації, заплава, міждамбовий простір, протипаводкові рішення.

Неотложные вопросы противопаводковой защиты территории Верхней и Средней Тисы (в пределах Украины и Венгрии)

Ободовский А., Розлач З., Коноваленко О., Швейцер Ф., Ижак Т., Радвански Б.

Приведены результаты исследований естественных и антропогенных факторов формирования паводков Верхней и Средней Тисы. Оценена реакция русла и поймы на паводковый режим. Установлено, что для Верхней Тисы свойственно врезание её русла и активные горизонтальные деформации. В свою очередь для Средней Тисы характерно

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

превалирование аккумуляции наносов на пойме. Предложены мероприятия, направленные на улучшение безопасности территорий русло-пойменного комплекса от стихийных бедствий, связанных с прохождением паводков.

Ключевые слова: река Тиса, паводки, противопаводковая защита, русловые деформации, пойма, междумбовое пространство, противопаводковые решения.

Urgent issues in flood protection of Upper and Middle Tisza (within the territory of Ukraine and Hungary)

Obodovskiy O., Rozlach Z., Konovalenko O., Schweitzer F., Izhak T., Radvanszky B.

Research results of natural and man-made factors of flood formation at Upper and Middle Tisza are given. Channel and floodplain response on flood regime is assessed. It was determined that for the Upper Tisza channel incision and active lateral deformations are common. As for the Middle Tisza sediment accretion on the floodplain is prevailing. Flood risk reduction measures are proposed.

Keywords: river Tisza, floods, flood protection, channel deformations, floodplain, area between dikes, flood protection measures.

Надійшла до редколегії 14.04.2015

УДК 556.5 + 556.18

Гребінь В.В.¹, Хільчевський В.К.¹, Бабій П.О.², Забокрицька М.Р.³

¹ – Київський національний університет імені Тараса Шевченка

² – Басейнове управління водних ресурсів р. Рось

³ – Східноєвропейський національний університет імені Лесі Українки

ОЦІНКА РІЧКОВОЇ МЕРЕЖІ БАСЕЙНУ РОСІ ЗА ТИПОЛОГІЄЮ РІЧОК ЗГІДНО ВОДНОЇ РАМКОВОЇ ДИРЕКТИВИ ЄВРОПЕЙСЬКОГО СОЮЗУ

Ключові слова: водний фонд, річка, басейн річки, типологія

Вступна частина. У 2014 р. опубліковано науковий довідник «Водний фонд України: Штучні водойми – водосховища і ставки», у якому систематизовано і узагальнено дані про штучні водойми (водосховища і ставки) та їх розташування в межах основних районів річкових басейнів і територіально-адміністративних утворень України [3]. Виклад матеріалу в ньому базується на типології штучних водних об'єктів згідно Водного кодексу України (1995) [2] з урахуванням розробленого сучасного гідрографічного районування території України згідно вимог Водної рамкової директиви Європейського Союзу (ВРД ЄС, 2000) [1]. У подальшому стоїть завдання при характеристиці інших компонентів водного фонду максимально використовувати методичні підходи, закладені у ВРД ЄС (2000).

Коротко зупинимося на відмінностях у трактуваннях різних типів (категорій) водних об'єктів за національним і європейським документами.

Водний фонд України – це усі води (водні об'єкти) на території України. Згідно Водного кодексу України (1995) [2], водний фонд України включає:

I - поверхневі води:

- 1) водотоки (річки, струмки);
- 2) природні водойми (озера);
- 3) штучні водойми (водосховища, ставки) і канали;
- 4) інші водні об'єкти;

II - підземні води та джерела;

III - внутрішні морські води та територіальне море.

Згідно Водної рамкової директиви ВРД ЄС (2000) [1] всі *поверхневі водні об'єкти*, які розташовані на території того чи іншого району річкового басейну, при реалізації плану управління мають бути віднесені до однієї з шести категорій:

- 1) річки;
- 2) озера;
- 3) перехідні води (водні об'єкти поблизу гирла річок);
- 4) прибережні води (прибережні морські води);
- 5) істотно змінені водні об'єкти;
- 6) штучні водні об'єкти.

Істотно змінені водні об'єкти - поверхневі водні об'єкти (природні за початковою ґенезою), які в результаті фізичних змін (модифікацій) під впливом людської діяльності суттєво змінили свій характер (наприклад, гідрологічний режим, морфологію). Приклади істотно змінених водних об'єктів:

- руслові водосховища Дніпровського каскаду, які виникли внаслідок перекривання русла річки Дніпро;
- річки-водоприймачі дренажних вод осушувальних систем, які, фактично, повністю перетворилися на головні магістральні канали (як, наприклад, р. Копаївка – притока Західного Бугу на Копаївській осушувальній системі у Шацькому районі Волинської області), або частково на певних спрямлених ділянках (наприклад, верхів'я р. Стохід в районі Верхньостоходської осушувальної системи у Волинській області).

Штучні водні об'єкти - поверхневі водні об'єкти, які утворено цілковито завдяки діяльності людини. До них належать водосховища, ставки та канали, створення яких не є результатом певних модифікацій природних водних об'єктів. Прикладом таких штучних водних об'єктів може бути Північно-Кримський канал, канал Дніпро - Сіверський Донець, водойма-охолоджувач Чорнобильської АЕС тощо.

Таким чином, існує певна відмінність у поняттях «штучні водойми (водосховища, ставки) і канали» за Водним кодексом України (1995) та «штучні водні об'єкти» за ВРД ЄС (2000). Так, за ВРД ЄС (2000) одні водосховища чи ставки можуть бути віднесені до категорії «істотно змінені водні об'єкти» (як, наприклад, каскад руслових водосховищ на Дніпрі), інші ж - до категорії «штучні водні об'єкти» (як, наприклад, водойма-охолоджувач Чорнобильської АЕС, цілковито створена діяльністю людини). Така ж альтернативна ідентифікація за категоріями виконується і для каналів.

Для перших чотирьох категорій водних об'єктів (природних) згідно ВРД ЄС (2000) визначається екологічний статус.

Для п'ятої та шостої категорій водних об'єктів (істотно змінені та штучні) екологічний статус не визначається, але для них встановлюється екологічний потенціал, який в результаті реалізації плану управління району річкового басейну має бути щонайменше «добрим».

Найважливішим компонентом водного фонду є річки, в басейнах яких зосереджується прояв природних чинників та інтереси різних водокористувачів. Водним кодексом України (1995) встановлено, що державне управління в галузі використання і охорони вод здійснюється за басейновим принципом на основі державних, цільових, міждержавних та регіональних програм використання і охорони вод та відтворення водних ресурсів (стаття 13) [2].

Законом України від 24.05.2012 р. № 4836-VI затверджена «Загальнодержавна цільова програма розвитку водного господарства та екологічного оздоровлення басейну річки Дніпро до 2021 року», яка передбачає реалізацію комплексу заходів із впровадження системи інтегрованого управління водними ресурсами за басейновим принципом [5].

Інтегроване управління водними ресурсами за басейновим принципом - процес управління водними ресурсами, запроваджений ВРД ЄС (2000). Ним

зокрема передбачено, що основною одиницею управління є район річкового басейну. Як свідчить світова практика, такий інтегрований підхід сприяє максимальному досягненню цілей і завдань охорони та відтворення водних екосистем, забезпечення раціонального використання водних ресурсів [7].

Наближенням до європейських стандартів у галузі управління водними ресурсами стане впровадження сучасних схем гідрографічного та водогосподарського районування території України згідно з вимогами ВРД ЄС (2000), які розроблено та опубліковано у 2013 р. вченими Київського національного університету імені Тараса Шевченка та Вінницького національного технічного університету спільно з фахівцями Державного агентства водних ресурсів України (Держводагентства України) [6]. Гідрографічне районування території України - це поділ території України на гідрографічні одиниці, який здійснюється для розроблення планів управління річковими басейнами. Гідрографічними одиницями є райони основних річкових басейнів (Вісли – Західного Бугу та Сану, Дунаю, Дністра, Південного Бугу, Дніпра, Дону – Сіверського Дінця, річок Причорномор'я, річок Приазов'я та річок Криму) та суббасейни у їхніх межах. Райони основних річкових басейнів є головною одиницею управління в галузі використання і охорони водних об'єктів, які складаються з басейнів відповідних річок і пов'язаних з ними підземних водоносних горизонтів.

Важливим елементом інформаційного забезпечення переходу до басейнового принципу управління водними ресурсами має бути чіткий облік природних і штучних водних об'єктів, як основних складових частин водного фонду, що наразі здійснюється недостатньо ефективно через невизначеність з структурними компетенціями його ведення [10].

Компоненти водного фонду повинні підлягати ретельному обліку, кількісній та якісній оцінці для отримання достовірних даних щодо природного, господарського та правового стану водних ресурсів (водних об'єктів) з метою організації управління раціональним та ефективним їх використанням та охороною.

Вихідні передумови. У даній статті розвиваються та поглиблюються підходи, що було започатковано у науковому довіднику «Водний фонд України: Штучні водойми – водосховища і ставки» (2014), у якому систематизовано і узагальнено дані про штучні водойми (водосховища і ставки) та їх розташування в межах основних районів річкових басейнів і територіально-адміністративних утворень України [3]. Довідник розроблено на основі даних обліку штучних водойм басейновими та обласними управліннями Держводагентства України станом на 1 січня 2014 р.

Згідно Водного кодексу України (1995), штучні водойми є лише одним з компонентів водного фонду України. Увага до цього компоненту водного фонду була обумовлена тим, що впродовж останніх десяти років водогосподарськими організаціями Держводагентства України спільно з районними державними адміністраціями, органами місцевого самоврядування та службами Державного агентства земельних ресурсів України проводиться уточнення відомостей і матеріалів раніше виконаної інвентаризації наявності водосховищ і ставків в областях, районах і містах України. Результати сучасної інвентаризації [3] виявили суттєві відмінності у кількісному складі штучних водойм в межах основних районів річкових басейнів і територіально-адміністративних утворень України порівняно з раніше опублікованими даними [8].

Наведемо для порівняння сучасні та раніше опубліковані дані про загальну кількість штучних водних об'єктів в Україні, штук: водосховищ – 1103 [3], 1052 [8]; ставків – понад 49,4 тис. [3], майже 28,9 [8].

До того ж, у новому довіднику вперше показано сучасний стан з орендою штучних водних об'єктів. Так зафіксовано, що місцевими органами виконавчої влади та органами місцевого самоврядування в Україні передано в оренду [3]: водосховищ – 39 %; ставків – 36 %.

На балансі водогосподарських організацій знаходиться по Україні [3]: водосховищ – 16 %; ставків – 0,3 %.

Опубліковані у довіднику [3] дані узагальнено, переважно, для означених вище 9 районів річкових басейнів України і вони стосуються головних річок щодо яких є матеріали басейнових та обласних управлінь Держводагентства України. Характеристики щодо менших за площею басейнів річок України, наведені у довіднику, є неповними.

В даній статті, при розгляді питання оцінки річкової мережі за типологією річок згідно Водної рамкової директиви Європейського Союзу було звернуто увагу на басейн Росі, яка є середньою за розмірами водозбірної площі згідно Водного кодексу України (1995) і якою опікується «Басейнове управління водних ресурсів річки Рось» (БУВР р. Рось), як структурний підрозділ Держводагентства України.

Метою даного дослідження є апробація типології річок за водозбірною площею згідно Водної рамкової директиви Європейського Союзу для оцінки річкової мережі басейну Росі.

Виклад основного матеріалу. Згідно Водного кодексу України (1995) типологія річок за площею водозбору наступна [2] :

- великі – понад 50 тис. км²;
- середні – 2 – 50 тис. км²;
- малі – менше 2 тис. км².

В той же час, типологія річок за площею водозбору згідно Водної рамкової директиви ЄС (2000) значно відрізняється [1] :

- дуже великі – понад 10 тис. км²;
- великі – 1,0 - 10 тис. км²;
- середні – 100 – 1000 км²;
- малі – 10 – 100 км².

Слід зазначити, що типологія річок за площею водозбору, прийнята у Водному кодексі України (1995), має на собі «тінь» підходів, що мали місце у колишньому СРСР, який на 1/6 частині суші світу мав достатню кількість великих річок. Типологія річок згідно ВРД ЄС (2000) значно «компактніша», виходячи з реалій гідрографії європейських країн.

Річкова мережа басейну Росі. Басейн Росі розташований на правобережній Придніпровській височині на території двадцяти двох адміністративних районів чотирьох областей: Київської, Вінницької, Житомирської і Черкаської (табл.1). Басейн Росі межує з басейнами річок Тетерів, Ірпінь, Вільшанка, Південний Буг.

Річка Рось є правою, однією з найбільших приток р. Дніпро. За типологією річок згідно ВРД ЄС вона відноситься до дуже великих (площа водозбору понад 10 тис. км²). У 2014 р. для проведення гідрографічного та водогосподарського районування території басейну Росі на картографічній основі Інститутом водних проблем і меліорації НААН України виконано наукову роботу з уточнення гідрографічних характеристик басейну р. Рось. Відповідно до уточнених даних довжина річки становить 378 км (за попередніми даними 346 км), середній похил 0,55%, площа басейну – 12616 км²(за попередніми даними - 12600 км²). Річкова мережа басейну р. Рось розвинена добре. Коефіцієнт її густоти з урахуванням річок довжиною менше 10 км становить 0,38 км/км², без урахування – 0,31 км/км².

Середні багаторічні витрати води р. Рось: нижче м. Біла Церква – 17,9 м/с; нижче м. Корсунь-Шевченківський – 24,5 м/с; гирло - 28,4 м/с [4].

Таблиця 1. Питома частка території областей в межах площі басейну Росі

Область (район)	Площа області в межах басейну, тис. км ²	Питома частка площі області в межах басейну, %
Вінницька (Погребіщенський, Козятинський, Оратівський)	1,82	14,4
Київська (Тетіївський, Володарський, Білоцерківський, Рокитнянський, Білоцерківський, Сквирський, Фастівський, Миронівський, Кагарлицький, Васильківський, Ставищенський, Таращанський)	7,84	62,3
Житомирська (Попільнянський, Ружинський)	1,30	10,3
Черкаська (Корсунь-Шевченківський, Канівський, Черкаський, Жашківський, Лисянський)	1,64	13,0
Всього:	12,6	100,0

Всього у р. Рось впадають три великі річки: Роська, Роставиця та Росава, що мають площі водозбору від 1 до 10 тис. км², 34 середні річки (площі водозбору яких від 100 до 1000 км²) та 1097 малі річки, з них довжиною менше 10 км – 1034. Загальна довжина річок в басейні становить 5,24 тис. км, в тому числі по Київській області – 3,04 тис. км., Вінницькій області – 1,04 тис. км., Житомирській області – 0,48 тис. км., Черкаській області – 0,68 тис. км.

Основними притоками р. Рось є річки: Росава – довжина 100,3 км, площа водозбору 1813 км², Роставиця – довжина 124,2 км, площа водозбору 1432 км², Роська – довжина 77,9 км, площа водозбору 1117 км², Кам'янка – довжина 113,9 км, площа водозбору 731 км², Протока – довжина 64 км, площа водозбору 630 км², Гороховатка – довжина 58 км, площа водозбору 480 км².

У табл. 2 наведено перелік річок басейну Росі довжиною понад 25 км з прив'язкою до місця розташування (область, район), а в табл. 3 охарактеризовано всю річкову мережу басейну Росі за типологією річок за площею водозбору згідно ВРД ЄС (дуже великі, великі, середні, малі річки).

Отже, із загальної кількості річок басейну Росі (всього 1135 річок) 96,6% становлять (згідно типології ВРД ЄС) малі річки. Переважна їх більшість – 1034 з 1097 або 94,3% - є водотоками, довжина яких не перевищує 10 км. Лише 3,0% річок басейну становлять середні річки. Частка великих та дуже великих річок від загальної кількості водотоків басейну становить, відповідно, 0,3 та 0,1%.

Зарегульованість річкової мережі. Річка Рось є однією з найбільш зарегульованих річок України. Вода, яка накопичується під час повеней і дощових паводків у ставках та водосховищах басейну Росі, використовується в меженний період для збереження водності річок, коли стік малий, а потреба у воді найбільша.

Басейнове управління водних ресурсів (БУВР) Росі забезпечує режими роботи водосховищ та ставків на відповідний гідрологічний період року: (льодостав, повінь, паводки, межень). Режими роботи водойм розробляються відповідно до правил експлуатації та нормативних документів, що регламентують їх роботу (НД33-5.2-04-2008 «Порядок встановлення режимів роботи каскадів ставків та водосховищ на малих річках України») з урахуванням умов спільної роботи як верхніх так і нижніх водойм, пропозицій зацікавлених водокористувачів, поточної гідрометеорологічної та водогосподарської обстановки, прогнозу водності річок та з обов'язковим здійсненням санітарно-екологічних попусків та підтриманням санітарних витрат.

Таблиця 2. Перелік річок басейну Росі довжиною понад 25 км, ранжованих за типологією річок за водозбірною площею згідно Водної рамкової директиви Європейського Союзу (з місцем розташування по областях і районах)

№ п/п	Річка, права (п) чи ліва (л) притока	Куди впадає річка, (басейн головної річки)	Місце розташування		Довжина, км	Площа басейну км²
			область	район		
1	2	3	4	5	6	7
Дуже великі річки						
1	Рось (п)	Дніпро	Вінницька	Погребищенський	378,3	12616
			Київська	Тетіївський, Володарський, Білоцерківський, Рокитнянський, Богуславський		
			Черкаська	Корсунь- Шевченківський, Канівський, Черкаський		
Великі річки						
2	Роська (л)	Рось	Київська	Тетіївський	77,9	1117
			Вінницька	Оратівський		
3	Роставиця (л)	Рось	Київська	Білоцерківський, Сквирський	124,2	1432
			Житомирська	Попільнянський, Ружинський		
			Вінницька	Козятинський		
4	Росава (л)	Рось	Київська	Богуславський, Миронівський, Кагарлицький	100,3	1813
			Черкаська	Канівський, Корсунь- Шевченківський		
Середні річки						
5	Самець (л)	Рось	Вінницька	Погребищенський	30,3	240
			Житомирська	Ружинський		
6	Горіхова (л)	Рось	Вінницька	Погребищенський	35,5	339
7	Молочна (л)	Рось	Київська	Володарський, Тетіївський, Ставищенський	40	347
			Черкаська	Жашківський		
8	Торц (п)	Рось	Київська	Володарський, Ставищенський	31	145,1
9	Тарган (п)	Рось	Київська	Володарський, Ставищенський	39	247
10	Березянка (л)	Рось	Київська	Володарський, Сквирський	47,7	286
			Житомирська	Ружинський		
11	Сквирка (л)	Рось	Київська	Сквирський	44,6	344,6

Продовження табл. 2

1	2	3	4	5	6	7
12	Кам'янка (л)	Рось	Київська	Білоцерківський, Сквирський, Фастівський	113,9	731
			Житомирська	Попільнянський		
13	Протока (л)	Рось	Київська	Білоцерківський, Васильківський	64,5	630
14	Узин (л)	Рось	Київська	Білоцерківський	28,4	236,3
15	Поправка (п)	Рось	Київська	Білоцерківський, Таращанський	36,6	417
16	Гороховатк а (л)	Рось	Київська	Рокитнянський, Кагарлицький	57,6	480
17	Безіменна (л)	Гороховатка, Рось	Київська	Кагарлицький, Рокитнянський	31,4	253
18	Котлуй (п)	Рось	Київська	Таращанський	25	137
19	Нехворощ (л)	Рось	Київська	Богуславський,	25,1	138
			Черкаська	Лисянський		
20	Росавка (п)	Росава, Рось	Київська	Рокитнянський, Кагарлицький, Миронівський	42	383
21	Потік (л)	Росава, Рось	Київська	Миронівський	32	176
22	Порозовиця (п)	Рось	Черкаська	Корсунь- Шевченківський	26,2	132

Таблиця 3. Річки басейну Росі, ранжовані за типологією річок згідно Водної рамкової директиви Європейського Союзу

№ п/п	Річки басейну (довжиною понад 10 км)	Площа басейну, км²	Довжина річки, км	Малі річки довжиною менше 10 км		Густота річкової сітки, км/км²
				кількість, шт.	довжина, км	
1	2	3	4	5	6	7
Дуже великі річки						
1	Рось	12616,00	378,30	24	182,00	0,38
Великі річки						
2	Роська	1117,00	77,90	20	35,00	0,1
3	Роставиця	1432,00	124,20	251	437,35	0,51
4	Росава	1813,00	100,30	75	58,00	0,12
Середні річки						
5	Смотруха	109,00	20,00	7	29,00	0,45
6	Самець	245,00	29,00	15	22,70	0,21
7	Білуґа	128,00	24,00	19	28,00	0,41
8	Коза	124,00	18,00	10	19,50	0,3
9	Горіхова	332,00	34,00	13	68,00	0,31
10	Жидь, с. Скала	196,00	23,00	-	-	0,12
11	Гнила	187,00	22,00	9	16,00	0,2
12	Злодіївка	112,00	19,00	9	25,00	0,39
13	Молочна	347,00	40,00	33	86,00	0,36
14	Торч (Торц)	145,00	31,00	10	17,00	0,33

Продовження табл. 3

1	2	3	4	5	6	7
15	Тарган	247,00	39,00	7	18,00	0,23
16	Березянка	286,00	48,00	31	50,00	0,34
17	Сквирка	345,00	45,00	27	52,00	0,28
18	Мурованка	158,70	22,00	22	85,90	0,68
19	Постіл	161,80	32,00	30	95,10	0,76
20	Кам'янка	731,00	113,90	70	317,90	0,55
21	Сободь (Собот)	151,00	21,00	15	22,00	0,28
22	Протока	630,00	64,00	15	41,00	0,17
23	Чернявка	152,00	20,00	4	8,00	0,18
24	Узин	236,00	28,00	2	43,00	0,3
25	Красна	103,50	21,00	1	6,50	0,2
26	Поправка	417,00	37,00	3	6,00	0,1
27	Насташка	251,00	19,00	3	12,00	0,12
28	Жигалка (Баламутка)	137,00	14,00	8	25,00	0,28
29	Рокита	142,00	22,00	2	11,00	0,23
30	Гороховатка	480,00	58,00	5	24,00	0,12
31	Безіменна	252,00	31,00	9	11,00	0,17
32	Котлуга (Котлуй)	137,00	25,00	8	23,00	0,35
33	Нехворощ (Рясковиця)	138,00	25,10	3	5,00	0,2
34	Хоробра	138,00	25,00	3	16,00	0,3
35	Росавка	383,00	42,00	10	25,00	0,17
36	Козарка	102,00	24,00	-	-	0,23
37	Мартинка	108,00	13,90	-	-	0,13
38	Порозовиця (Боровиця)	132,00	26,20	3	15,00	0,2
Малі річки						
39	Котлярка	38,60	11,00	-	-	0,28
40	Без назви, с. Огаївка	39,00	10,00	3	7,00	0,43
41	Без назви, с. Павлівка	30,80	11,00	2	4,50	0,5
42	Супрунка, с. Збаржівка	48,40	13,00	1	3,00	0,33
43	Без назви, с. Морозівка	78,30	14,00	-	-	0,19
44	Без назви, с. Сніжна	44,10	12,00	-	-	0,27
45	Бистрик, с. Скибинці	22,60	12,00	-	-	0,53
46	Кожанка	46,80	11,00	16	44,80	0,6
47	Фоса, с. Скоморошки	42,70	13,00	2	9,00	0,51
48	Без назви, смт Оратів	35,80	10,00	-	-	0,28
49	Пікалка	28,90	10,00	2	8,00	0,62
50	Осична	90,80	19,00	13	10,00	0,32
51	Без назви, с. Прушинка	33,80	11,00	-	-	0,33
52	Журбинка, с. Дубові Махаринці	35,00	10,00	-	-	0,29
53	Ситна	48,70	15,00	20	45,50	1,14
54	Шапова	43,10	13,00	12	32,00	1,01
55	Коса	57,30	19,00	12	13,00	0,56
56	Дзвеняче	48,50	12,00	-	-	0,25
57	Росішка	74,20	15,00	9	17,00	0,43
58	Без назви, с. Дібровка	91,30	16,00	10	12,00	0,31
59	Ваконець	71,20	11,00	3	6,00	0,24
60	Турово	37,80	14,00	3	7,00	0,55
61	Без назви, с. П'ятигори	41,80	10,00	-	-	0,24
62	Рогозяна	81,20	23,00	16	21,00	0,54
63	Біліївка	59,60	18,00	12	16,00	0,57
64	Домантівка	78,00	19,00	8	14,00	0,42

Продовження табл. 3

1	2	3	4	5	6	7
65	Без назви, с. Тхорівка	41,80	10,00	-	-	0,24
66	Без назви, с. Голуб'ятин	45,00	11,00	13	23,90	0,77
67	Новоселка	75,00	14,00	14	46,30	0,8
68	Яр Баришів	60,80	14,00	13	41,00	0,9
69	Яр Цапиного Хутора	55,10	14,00	9	35,70	0,9
70	Ягнятка	43,20	10,00	-	-	0,43
71	Паволочка	69,40	25,00	11	42,90	0,98
72	Без назви, с. Красноліси	60,50	14,00	5	14,00	0,46
73	Без назви, с. Гайок	70,00	15,00	-	-	0,21
74	Рутка	70,20	16,50	3	15,00	0,45
75	Струмок Лісовий, с.Сухоліси	58,80	23,00	-	-	0,39
76	Без назви, с. Чернин	54,00	13,00	8	25,00	0,7
77	Салиха	34,00	10,00	-	-	0,29
78	Без назви, ксп Воровського	54,30	15,00	-	-	0,28
79	Без назви, с. Суцани	51,20	14,00	1	4,50	0,27
80	Киндюха	63,90	15,50	4	4,00	1,31
81	Синиця	92,00	18,45	3	7,00	0,28
82	Без назви, с. Хохітва (Реп'яшка)	28,00	12,00	-	-	0,43
83	Без назви, с. Семигори	28,20	10,00	-	-	0,35
84	Котова	90,30	18,00	-	-	0,19
85	Киданівка	47,90	10,00	-	-	0,21
86	Сухий Кагарлик	81,00	22,00	3	11,00	0,41
87	Без назви, с. Землянка	29,00	11,00	-	-	0,38
88	Сталівка	44,80	10,00	-	-	0,22
89	Шевелюха	96,00	24,00	11	36,00	0,62
90	Ключики	42,00	10,50	-	-	0,25
91	Яблунівка	56,00	8,30	-	-	0,15
92	Смотруха	51,50	12,50	-	-	0,24
93	Броваха	26,00	13,30	-	-	0,51
94	Гарбузинка	70,80	18,27	-	-	0,26
95	Струмок Фоса	49,00	14,40	-	-	0,29
96	Листв'янка (Струканева)	94,00	14,90	-	-	0,16
97	Соковиця	83,60	16,90	-	-	0,21
98	Сотничанка	29,00	11,30	-	-	0,39
99	Мирополка	25,00	7,90	-	-	0,31
100	Черепинка	21,00	6,30	-	-	0,3
101	Набутівка	23,00	9,10	-	-	0,4
Всього			2307,52	1034	2558,05	

Для узгодження пропозицій водокористувачів щодо встановлення оптимальних режимів роботи водосховищ комплексного призначення і водогосподарських систем при БУВР Росі створена Міжвідомча комісія по узгодженню режимів роботи та управлінню водними ресурсами в басейні р. Рось.

БУВР Росі постійно проводить роботу з уточнення кількості штучних водних об'єктів в басейні р. Рось. Станом на 1.01.2015 р. у басейні р. Рось знаходиться 2388 штучних водних об'єктів з площею водного дзеркала 21967,91 га, зарегульованим об'ємом 352,33 млн. м³, що практично дорівнює стоку Росі в маловодний рік 95% забезпеченості.

В басейні р. Рось побудовано 66 водосховищ, загальною площею 8571,41 га, зарегульованим об'ємом води 150,58 млн. м³.

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

На самій річці Рось створено 10 руслових водосховищ, сумарний об'єм яких становить 59,97 млн.м³. Найбільшу кількість водосховищ (44) побудовано в Київській області.

В басейні Росі розташовано 2322 ставки, загальною площею 13355,18 га, сумарним об'ємом 201,75 млн. м³. Найбільшу кількість ставків побудовано у Київській області – 1584 шт. У Вінницькій області побудовано – 352 шт., у Житомирській області – 273 шт., у Черкаській області – 113 шт.

У басейні Росі розташовано 4 водозабори господарсько-питного водопостачання – Білоцерківський, Богуславський, Миронівський (Київська область) і Корсунь-Шевченківський (Черкаська область).

Від Білоцерківського водозабору побудовано водоводи:

- до м. Умань Черкаської області - довжиною 130 км, пропускною здатністю 0,23 м³/с ;
- до м. Узин Київської області - довжиною 36,8 км, пропускною здатністю 0,14 м³/с.

У 2014 р. подано води на м. Умань - 0,40 млн. м³. На м. Узин – протягом 2013, 2014 років вода не подавалася. У попередні роки обсяги водоподачі до Узина становили 0,39 – 0,57 млн. м³ на рік.

З водозабору в с. Тептіївка Богуславського району Київської області побудовано водовід до м. Миронівка Київської області - довжиною 12,97 км, пропускною здатністю 0,3 м³/с. У 2014 р. подано води до Миронівки 0,25 млн. м³.

Висновки. Найважливішим компонентом водного фонду України є річки, в басейнах яких зосереджується прояв природних чинників та інтереси різних водокористувачів. Слід зазначити, що типологія річок за площею водозбору, прийнята у Водному кодексі України, має на собі «тінь» підходів, що мали місце у колишньому СРСР, який на 1/6 частині суші світу мав достатню кількість великих річок. Типологія річок згідно ВРД ЄС значно «компактніша», виходячи з реалій гідрографії європейських країн.

Результатом даного дослідження є апробація типології річок за водозбірною площею згідно Водної рамкової директиви Європейського Союзу для оцінки річкової мережі басейну Росі, однієї з найбільших приток р. Дніпро.

Аналіз структури річкової мережі басейну згідно підходів ВРД ЄС показав наявність у басейні Росі однієї дуже великої річки, 3 - великих, 34 - середніх та 1097 – малих річок. Довжина переважної більшості останніх не перевищує 10 км.

Список літератури

1. *Водна рамкова директива ЄС 2000/60/ЄС*. Основні терміни та їх визначення. – К., 2006. - 240 с. 2. *Водний кодекс України* /Відомості Верховної Ради України, 1995, №24, ст.189 (зі змінами та доповненнями протягом 2000-2014 рр.). 3. *Водний фонд України: Штучні водойми - водосховища і ставки: Довідник* / [В.В. Гребінь, В.К. Хільчевський, В.А. Сташук, О.В. Чунарьов, О.Є. Ярошевич] / За ред. В.К. Хільчевського, В.В. Гребеня. – К. : «Інтерпрес», 2014. – 192 с. 4. *Гідроекологічний стан басейну річки Рось* / [В.К. Хільчевський, С.М. Курило, С.С. Дубняк та ін.] / За ред. В.К. Хільчевського. – К.: Ніка-Центр, 2009. – 116 с. 5. *Закон України* від 24.05.2012 р. №4836-VI "Про затвердження Загальнодержавної цільової програми розвитку водного господарства та екологічного оздоровлення басейну річки Дніпро до 2021 року" / Відомості Верховної Ради України, 2013, № 17, ст.146. 6. *Методики гідрографічного та водогосподарського районування території України відповідно до вимог Водної рамкової директиви Європейського Союзу* / В.В. Гребінь, В.Б. Мокін, В.А. Сташук, В.К. Хільчевський та ін. – К. : Інтерпрес ЛТД, 2013. – 55 с. 7. *Наукові засади раціонального використання водних ресурсів України за басейновим принципом: Монографія* / [В.А.Сташук, В.Б.Мокін, В.В.Гребінь, О.В.Чунарьов] / За ред. В.А.Сташука. – Херсон: Грін Д.С., 2014. – 320с. 8.

Паламарчук М.М., Загорчевна Н.Б. Водний фонд України: Довідковий посібник. – 2-е вид., доп. – К. : Ніка-Центр, 2006. – 320 с. **9.** Польові та лабораторні дослідження хімічного складу води річки Рось / [В.К. Хільчевський, В.М. Савицький, О.А. Красова та ін.] / За ред. В.К. Хільчевського. – К. : ВПЦ «Київський університет», 2012. – 143 с. **10.** Сташук В.А. Еколого-економічні основи басейнового управління водними ресурсами. – Дніпропетровськ: Зоря, 2006. – 480 с.

Оцінка річкової мережі басейну Росі за типологією річок згідно Водної рамкової директиви Європейського Союзу

Гребін В.В., Хільчевський В.К., Бабій П.О., Забокрицька М.Р.

Виконаний аналіз гідрографічних характеристик річок басейну Росі згідно типології річок за водозбірною площею Водної рамкової директиви Європейського Союзу показав наявність у басейні Росі: 1 - дуже великої річки, 3 - великих, 34 - середніх та 1097 – малих річок.

Ключові слова: водний фонд, річки, басейн річки, типологія.

Оценка речной сети бассейна Роси по типологии рек согласно Водной рамочной директиве Европейского Союза

Гребень В.В., Хильчевский В.К., Бабий П.А., Забокрицкая М.Р.

Выполненный анализ гидрографических характеристик рек бассейна Роси согласно типологии рек по водосборной площади Водной рамочной директивы Европейского Союза показал наличие в бассейне Роси: 1 – очень большой реки, 3 – больших, 34 – средних и 1097 – малых рек.

Ключевые слова: водный фонд, реки, бассейн реки, типология.

Evaluation of the Ros river basin network by the typology of rivers under the Water Framework Directive of the European Union

Grebini V., Khilchevskiy V., Babiy P., Zabokritska M.

The analysis of hydrographic characteristics of the Ros river basin according to the typology of catchment area of the Water Framework Directive of the European Union showed the presence in the pool Rosie: 1 - a very large river, 3 - large, 34 – medium and 1097 - small rivers.

Keywords: water fund, the river basin, typology.

Надійшла до редколегії 21.04.2015

УДК 556.537

Ющенко Ю.С., Настюк М.Г., Опеченик В.М., Ющенко О.Ю.

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича, м. Чернівці

ЗВ'ЯЗОК МІЖ ЧИСЛАМИ ГЛУШКОВА ТА КРИТЕРІЄМ КАРАСЬОВА НА ГІРСЬКИХ РІЧКАХ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Ключові слова: система потік-русло; струменева самоорганізація; числа Глушкова; критерій Карасьова.

Вступ. У дослідженнях закономірностей функціонування системи потік-русло (СПР) важливо звертати увагу на роль цілісних, самоорганізованих струменів. Для цього потрібно виділяти та аналізувати відповідну інформацію.

Дані гідрологічних спостережень можуть бути поєднані з руслознавчими дослідженнями ділянок річок, на яких вони проводяться, іншою інформацією. Перевірка на взаємну відповідність, непротирічливість, врахування відомих закономірностей, що описують СПР річок дозволяє значно підвищити якість інформації і створює підґрунтя для наступних досліджень. Розповсюдженням способом відображення цілісних річкових струменів є застосування чисел Глушкова та критерію Карасьова. Об'єктивно виникає задача їх порівняння, виявлення взаємного зв'язку. Це, зокрема, можна зробити на прикладах річок певного регіону, відносно однорідного за природними умовами.

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

Аналіз передумов дослідження. В.Г. Глушков писав : "... нормальне співвідношення ширини та глибини річкового потоку може існувати лише при такому стані потоку, коли він активно виробляє собі русло" [1]. При пониженні рівнів води потік (СПР) переходить через нейтральний стан до пасивного. Нормальне співвідношення та відхилення від нього запропоновано досліджувати через співвідношення $\frac{\sqrt{B}}{h} = K$, яке потім отримало назву чисел Глушкова (Г). Для піщаних русел, котрі сприймалися як найбільш оптимально розвинуті, $K=2.75$. Для русел у скельних породах - 1.4. Для русел у легко розмивних породах з великими швидкостями течії річок - 5.5.

Пізніше у річковій гідравліці почали використовувати критерій $\frac{B}{h} \lambda$ [2], для аналізу динаміки та моделювання планових потоків. Ще пізніше Й.Ф. Карасьов прийшов до висновку, що можна використовувати критерій $\theta = \frac{B}{h} \sqrt{\lambda}$ [3]. Він назвав його критерієм квазіоднорідності кінематичної структури у поперечному січенні потоку. Досліджуючи його зв'язок з особливостями кінематичної структури турбулентних потоків Й.Ф. Карасьов дійшов висновку що при $\theta < 4.5$ потік зберігає форму компактного струменя з розмірами всього русла [3]. При $\theta > 4.5$ починається внутрішній (первинний, слабкий) поділ потоку. А при $\theta \geq 9.5$ потік утворює принаймні дві розділені гілки течії. Все це впливає на розвиток річкових русел.

Особливості розвитку річкових струменів і загалом роль струменів у функціонуванні СПР розглянута нами у праці [5]. Надалі такі підходи розвинуті у ряді досліджень річок Українських Карпат. Зокрема у дослідженні [4].

Мета: виявити основні особливості зв'язку між числами Глушкова та критерієм Карасьова за даними гідрологічних спостережень на річках Українських Карпат враховуючи характер системи потік-русло.

Основні результати дослідження. У роботі [4] на основі комплексного геогідроморфологічного аналізу інформації про системи потік-русло ділянок гідрологічних спостережень в басейнах Верхнього Пруту та Сірету нами було виявлено зв'язок між числами Глушкова та критерієм Карасьова. Якщо розглядати всі дані, котрі відносяться і до меженних і до паводкових періодів то характер зв'язку досить неясний, складний (рис. 1а).

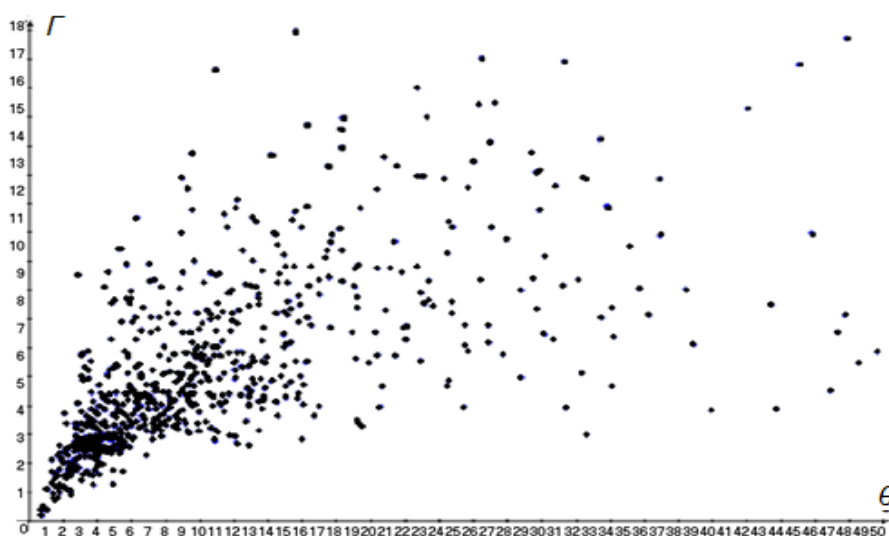


Рис. 1а. Залежність між числом Глушкова та критерієм Карасьова для річок басейнів Верхнього Пруту та Сірету

Водночас можна звернути увагу на концентрацію точок в діапазонах оптимальних значень обидвох показників, що відповідає концентрації потоку у цілісний самоорганізований струмінь (рис. 16).

Для аналізу зв'язку нами враховано, що на графіках режимних змін чисел Глушкова та критерію Карасьова чітко відображається їх зменшення при збільшенні витрат води. Це відповідає виявленій нами закономірності [4] переходу СПР з меженних пасивних станів у паводкові активні. Виділення інформації саме для останніх дозволило виявити залежність між числами Глушкова та критерієм Карасьова (рис. 2).

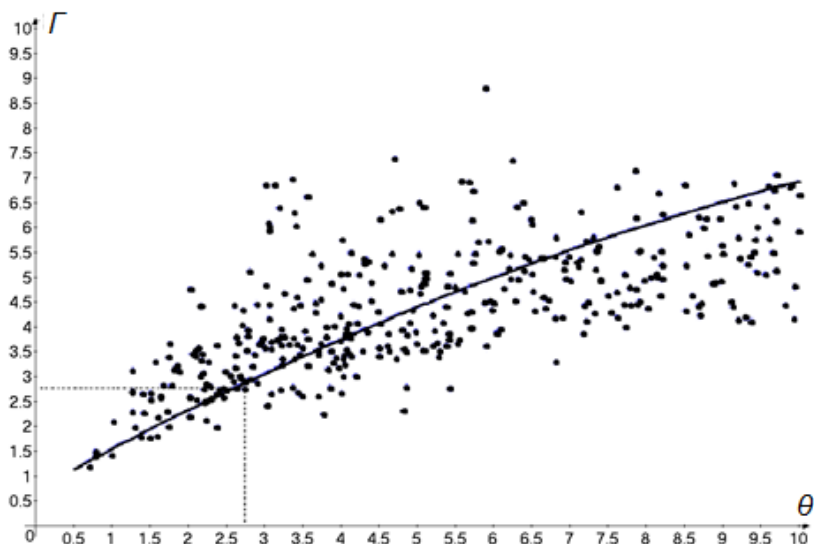


Рис. 16. Залежність між числом Глушкова та критерієм Карасьова для річок басейнів Верхнього Пруту та Сірету в діапазоні концентрації струменя

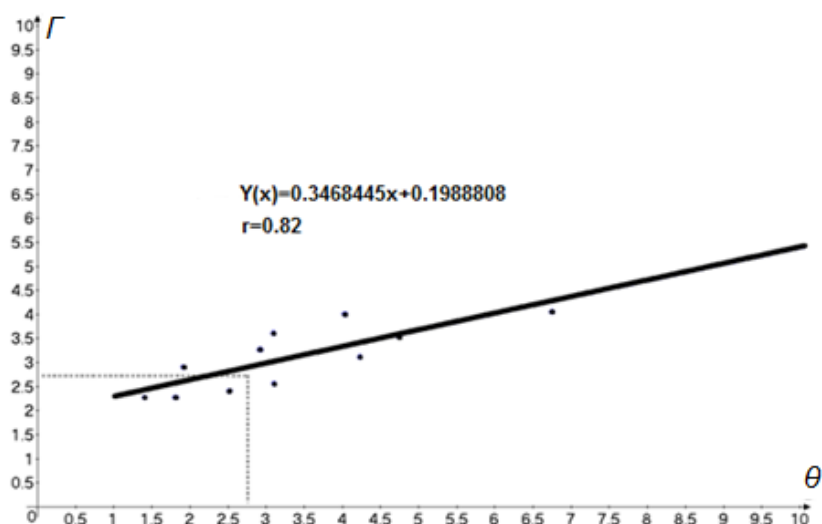


Рис. 2. Зв'язок між числом Глушкова і критерієм Карасьова визначеними для нижньої межі активних станів СПР

Подібне дослідження доцільно розвивати. Зокрема на прикладах річок Українських Карпат Для цього нами проведено КГА даних гідрологічних спостережень по майже 70 пунктам. Виділено інформацію для активних станів СПР річок, характерні значення досліджуваних показників. На цій основі побудовано загальний графік (рис 3).

Аналіз точок, що найбільше відхиляються від основної лінії зв'язку показав наступне. Відхилення "вверх" пов'язані з великими значеннями Глушкова (розпластані русла) і великою інтенсивністю течії (значення чисел Фруда). Найбільш імовірно на цих ділянках цілісність струменя зазнає найбільших навантажень і може бути порушена. Основним чинником тут виступає транспорт значної кількості наносів. Розпластування русел призводить до того, що цілісні струмені вже не займають всю їхню ширину. З необхідністю з'являються сектори уповільненої течії зі значними опорами. Це зародки островів, заплав. Відповідно загальний рівень опору також збільшується. Здавалося б значення критерію Карасьова повинні настільки збільшуватися, що точки будуть зміщуватися вправо вниз від основного графіка. Але спостерігається зворотна картина. Це пояснюється тим, що значно зменшуються середні глибини, що призводить до фіктивного зменшення коефіцієнту опору λ . Подібне, але протилежне завищення може проявлятися і у розрахунках чисел Фруда якщо формально включати в нього частини заплави і занижувати середню глибину. відхилення "вниз" найбільш чітко пов'язані з малою інтенсивністю руху потоку (малі числа Фруда). Це улоговини або локальні ділянки де швидкості течії відносно падають, а глибини зростають. Русла тут переважно компактні, хоча є випадки і зі значними числами Глушкова (у поєднанні з дуже великими значеннями критерію Карасьова - до 12).

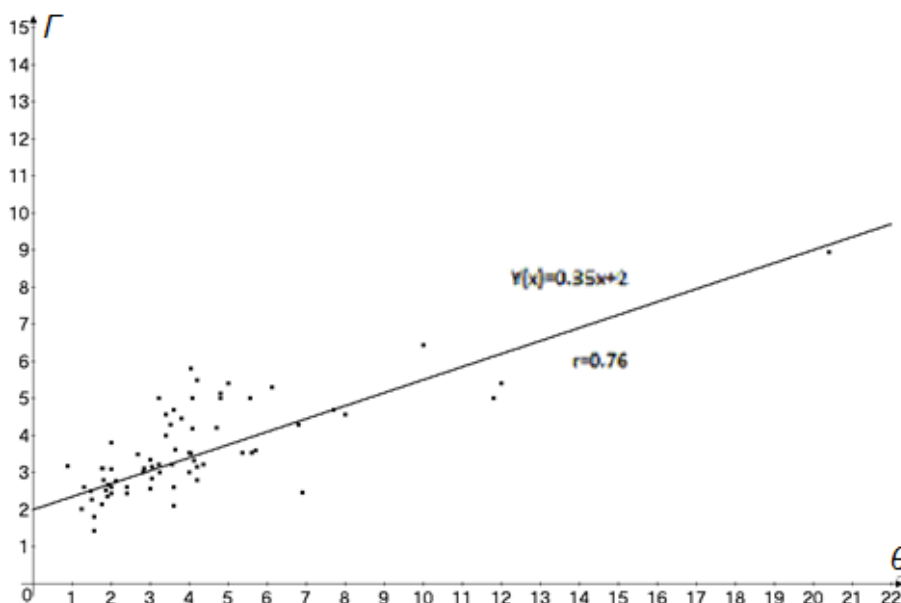


Рис. 3. Загальний графік зв'язку між числом Глушкова і критерієм Карасьова визначеними для активних станів СПР річок Українських Карпат (68 елементів)

Аналіз даних також виявив певні відмінності між річками Закарпаття та Передкарпаття. Перші з них характеризуються більшою розпластаністю та інтенсивністю течії (на загальному графіку, Рис., точки зміщені вгору вліво). Це підтверджують і середні значення чисел Глушкова (Закарпаття - 3.89; Передкарпаття - 3.50), а також чисел Фруда (Закарпаття - 0.556; Передкарпаття - 0.458). Відмінності можна пов'язати з особливостями природних, геоморфологічних умов. Відомо, що поздовжні профілі річок Закарпаття у верхів'ях більш круті і далі сполучаються з низовиною. Відповідно СПР інтенсивніше транспортують воду та наноси. Долини річок більш врізані, днища і русла розширені.

Якщо загалом розглядати всі ділянки гідрологічних спостережень то частка русел з числами Глушкова менше 3.50 (компактних) становить 57%. Це вказує на значну кількість відносно розпластаних русел, що пояснюється транспортуванням гірськими річками значної кількості наносів, що порушує цілісність і компактність активних струменів.

Якщо розглянути лише близькі до оптимальних співвідношення чисел Глушкова та критерію Карасьова (відкинути крайні відхилення вгору і вниз), то отримаємо графік залежності представлений на рис.4.

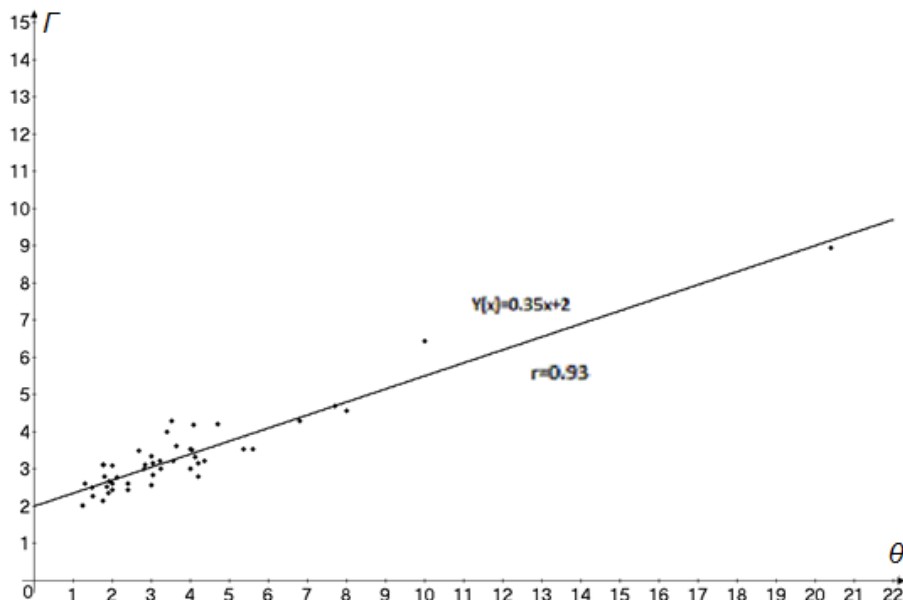


Рис. 4. Графік зв'язку між оптимальними співвідношеннями чисел Глушкова і критерію Карасьова визначеними для активних станів СПР річок Українських Карпат (46 елементів)

Як бачимо, його рівняння співпадає з рівнянням отриманим в роботі [4], (див. рис. 2). Також добре співпадають і коефіцієнти кореляції. Їх значення дуже високі. Фактично така залежність відображає оптимум самоорганізації СПР річок. Відмітимо також, що вона стає лінійною та вираженою саме у зоні (умовах) оптимуму.

Висновки.

1. Зв'язок між числами Глушкова та критерієм Карасьова розрахованими для активних станів СПР річок Українських Карпат досить добре виражений. Його рівняння орієнтовно можна представити як $\Gamma = 0.35\Theta + 2$.

2. Відхилення співвідношень цих показників від основної залежності вказують на особливості функціонування СПР і дію відповідних чинників. Чинники пов'язані з особливостями природних умов. Зокрема виявлено відмінність умов Закарпаття та Передкарпаття.

Список літератури

1. Глушков В. Г. Вопросы теории и методы гидрологических исследований. / В. Г. Глушков – М.: Издательство академии наук СССР, 1961. – 416 с.
2. Знаменская Н. С. Донные наносы и русловые процессы. / Н. С. Знаменская – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 192 с.
3. Карасев И. Ф. Русловые процессы при переброске стока. / И. Ф. Карасев – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 288 с.
4. Настюк М.Г. Гідролого-руслознавчий аналіз даних гідрометричних спостережень у басейнах Верхнього Пруту та Сірету: афтореф. дис... к. геогр. наук : 11.00.07 / Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича. –

К., 2015. – 20 с. 5. Ющенко Ю. С. Геогідроморфологічні закономірності розвитку русел. / Ю. С. Ющенко – Чернівці: Рута, 2005. – 320 с.

Зв'язок між числами Глушкова та критерієм Карасьова на гірських річках Українських Карпат.

Ющенко Ю.С., Настюк М.Г., Опеченик В.М., Ющенко О.Ю.

Досліджено зв'язок між числами Глушкова і критерієм Карасьова для річок Українських Карпат. При визначенні даних показників враховані особливості функціонування систем потік-русло на ділянках гідрологічних спостережень. Для цього застосовано комплексний геогідроморфологічний аналіз інформації. Отримані зв'язки характеризуються високими коефіцієнтами кореляції і дозволяють аналізувати дію основних чинників на особливості структури потоку та русла.

Ключові слова: система потік-русло; струменева самоорганізація; числа Глушкова; критерій Карасьова.

Связь между числами Глушкова и критерием Карасева на горных реках Украинских Карпат

Ющенко Ю.С., Настюк Н.Г., Опеченик В.Н., Ющенко А.Ю.

Исследована связь между числами Глушкова и критерием Карасева для рек Украинских Карпат. При определении данных показателей учтены особенности функционирования систем поток-русло на участках гидрологических наблюдений. Для этого применен комплексный геогидроморфологический анализ информации. Полученные связи характеризуются высокими коэффициентами корреляции и позволяют анализировать действие основных факторов на особенности структуры потока и русла.

Ключевые слова: система поток-русло; струйная самоорганизация; числа Глушкова; критерий Карасева.

The relationship between Glushkov numbers and Karasev criteria for mountain rivers of the Ukrainian Carpathians.

Yushchenko Y.S., Nastyuk N.G., Opechenyk V.N., Yushchenko A.Y.

The connection between Glushkov numbers and Karasev criteria for Ukrainian Carpathians rivers was investigated. In determining these indicators were taken into account peculiarities of the flow-channel systems in areas of hydrological observations. To do this, a complex geogidromorphological analysis of information was applied. The resulting relationships are characterized by high correlation coefficients and allow to analyze the effect of the main factors on the structural peculiarities of flow and channel.

Keywords: flow-channel system; inkjet self-organization; Glushkov number; Karasev criterion.

Надійшла до редколегії 10.04.2015

УДК 556.166

Медведева Ю. С.¹, Шакірзанова Ж. Р.²

¹Одеська національна морська академія

²Одеський державний екологічний університет

МЕТОД РОЗРАХУНКУ ХАРАКТЕРИСТИК ГІДРОГРАФІВ СХИЛОВОГО ПРИПЛИВУ ТАЛО-ДОЩОВИХ ВОД ДО РУСЛОВОЇ МЕРЕЖІ РІЧОК РІВНИННОЇ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Ключові слова: тривалість припливу води зі схилів, коефіцієнт нерівномірності схилового припливу у часі

Вступ. Виходячи з фізичного процесу формування максимально стоку річок – від випадіння опадів чи танення снігу, стікання води по поверхні схилів водозборів і до формування гідрографу стоку у замикаючому створі річки в роботі обґрунтовується і практично реалізується метод розрахунку характеристик гідрографів схилового припливу вод до руслової мережі в межах рівнинної території України. При цьому використані способи узагальнення гідрологічних величин таких як картографічне (у вигляді ізоліній) представлення інформації та

побудова регіональних залежностей характеристик від географічного положення водозборів річок чи їх розмірів.

Обґрунтовані в роботі підходи щодо визначення складових формування весняного стоку в річкових басейнах особливо важливі для неохоплених даними регулярних гідрологічних спостережень невеликих річок.

Стан вивчення питання. У гідрологічній науці при розрахунках характеристик паводків і весняних водопіль знайшли, головним чином, методи, основані на використанні безпосередніх матеріалів спостережень мережі державних служб. Але, на жаль, до програм стаціонарних вимірювань не включені базові чинники формування паводків і водопіль. Зокрема, йдеться про тривалості схилового припливу тало-дощових вод, коефіцієнти його часової нерівномірності, а також трансформацію характеристик максимального стоку під впливом природніх ефектів русло-заплавного регулювання.

Теоретичні аспекти проблеми визначення розрахункових параметрів схилового припливу розглядаються в роботі А.М.Бефані (1958). Щодо практичного застосування розрахункових і прогнозних методик з використанням в них характеристик схилового припливу, то в [1,2] запропоновані методичні підходи, засновані на вирішенні чисельним шляхом обернених задач в структурі формул, які побудовані на теорії руслових ізохрон або геометричних моделях гідрографів стоку.

Саме базова методологія руслових ізохрон використовується авторами при удосконаленні прогнозних схем тало-дощового стоку річок у межах рівнинної території України.

Мета дослідження полягає в обґрунтуванні методу розрахунку характеристик гідрографів схилового припливу тало-дощових вод до руслової мережі, зокрема, такої невимірюваної характеристики максимального стоку весняного водопілля, як тривалість схилового припливу тало-дощових вод в басейнах річок, а також коефіцієнтів нерівномірності схилового припливу у часі. Така задача вирішується в рамках операторної моделі формування максимального стоку паводків і водопіль, яка запропонована Є.Д.Гопченком [1].

Авторами робіт [1-3] використовується метод, що дозволяє розраховувати величини характеристик гідрографів схилового припливу вод до руслової мережі в рамках моделі типових одномодальних гідрографів максимального стоку весняного водопілля.

Об'єктами дослідження є басейни рівнинних річок України – Середнього та Нижнього Подніпров'я, річки басейну Сіверського Дінця та Південного Бугу. Вихідними даними для обґрунтування методики розрахунку тривалості схилового припливу води слугували багаторічні величини шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля по 217 гідрологічних постах, які мають тривалі часові ряди гідрологічних спостереження за стоком води.

Виклад основного матеріалу з обґрунтуванням отриманих наукових результатів. *Методи дослідження.* Операторна модель для встановлення величин максимальних модулів весняного водопілля представляється авторами [1] у вигляді

$$q_0 = q'_0 \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \cdot r, \quad (1)$$

де q_0 – середньобагаторічний модуль максимального стоку, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$; q'_0 – середньобагаторічний модуль максимальної витрати води схилового припливу, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$; $\psi(t_p / T_0)$ - трансформаційна функція розпластування повеневих хвиль під впливом руслового добігання; ε_F - коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

r – коефіцієнт трансформації водопіль під впливом озер і водосховищ руслового типу.

Середньобогаторічний модуль максимальної витрати води схилового припливу визначається в рамках типизованих гідрографів схилового стоку [1,2]

$$q'_0 = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_0, \quad (2)$$

де $(n+1)/n$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу; T_0 – тривалість схилового припливу тало-дощових вод, год; Y_0 – середньобогаторічний шар стоку весняного водопілля, мм.

Визначення трансформаційної функції $\psi(t_p/T_0)$ здійснюється за рівняннями, обґрунтованими Є.Д. Гопченком [1,2]:

а) при $0 < t_p < T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n; \quad (3)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]; \quad (4)$$

в) при $t_p/T_0 = 0$

$$\psi(t_p/T_0) = 1,0, \quad (5)$$

t_p – тривалість руслового добігання, год.; m – показник степені у рівнянні кривих ізохрон, представлених в розгортці від максимальної ширини басейнів B_m [4],

$$B_x = B_m \left[1 - \left(\frac{x}{L} \right)^m \right], \quad (6)$$

де B_x – ширина водозборів по ізохронах руслового добігання на відстані x від головного вододілу; L – довжина головного водотоку.

Очевидно, у формулах (3) і (4), крім співвідношення між тривалостями добігання повеневих хвиль t_p і припливу води зі схилів до руслової мережі T_0 , враховується й динаміка надходження води зі схилів (за допомогою n) і форма водозборів річок (за допомогою m).

За [5], показник степені m у рівнянні кривої ізохрон (6) змінюється у межах від 2,0 (при площах водозборів $F < 2000 \text{ км}^2$) до 0,5 (при $F > 5000 \text{ км}^2$), а в діапазоні $2000 - 5000 \text{ км}^2$ – $m = 1,0$.

Для врахування індивідуальних особливостей річкових водозборів доцільною є побудова у кожному конкретному випадку емпіричної кривої ізохрон. Якщо швидкість руслового добігання V при переміщенні паводкових або повеневих хвиль по довжині річок змінюється незначно, то (6) можна записати в редакції

$$B_t = B_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right]. \quad (7)$$

Середня ширина водозбору $B_{сер}$, виходячи з (7), є

$$B_{сер} = 1/t_p \int_0^{t_p} B_t dt = \frac{m}{m+1} B_m, \quad (8)$$

а m буде дорівнювати

$$m = 1/[(B_m / B_{сер}) - 1]. \quad (9)$$

Оскільки параметр m входить до (3) і (4), доцільно здійснити розрахунки функції $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ з метою дослідження впливу форми водозборів на кінцевий результат. Зауважимо також, що в межах досліджуваної території формування максимального стоку переважно відбувається за співвідношенням $t_p/T_0 < 0,5$.

Експертні оцінки $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ при $n = 0,14$ (див.далі) і різних значеннях $m(2,0; 1,0; 0,5)$ наведені в табл.1. Для зручності розрахунків і з метою їх спрощення пропонується прийняти у подальшому, незалежно від розмірів водозборів, значення $m = 1,0$. Як видно з табл.1, максимальні відхилення при $t_p/T_0 < 1,0$ будуть зростати при збільшенні t_p/T_0 , але при цьому можлива похибка $t_p/T_0 < 0,5$ не перевищує 7%. На підставі викладеного, зроблений висновок про можливість прийняття $m = 1,0$ (за умови $(t_p/T_0) < 1$), не виходячи за межі точності вихідної інформації по максимальному стоку.

Таблиця 1. Розрахунок трансформаційного параметра $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$

t_p/T_0	0,0	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,8	1,0
$m = 2,0$	1,0	0,45	0,39	0,33	0,29	0,26	0,24	0,22	0,19	0,16
$m = 1,0$	1,0	0,46	0,41	0,35	0,31	0,28	0,26	0,24	0,21	0,18
$m = 0,5$	1,0	0,47	0,42	0,36	0,32	0,29	0,27	0,25	0,22	0,20
%	0,0	2,68	3,37	4,41	5,29	6,12	6,93	7,74	9,44	11,3

Далі в роботі обґрунтовуються параметри базової формули модуля максимальної витрати води: схилового припливу q'_0 (коефіцієнти часової нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n$, тривалості схилового припливу T_0 і шари стоку Y_0); трансформаційні коефіцієнти $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$, ε_F та r .

Результати дослідження та їх аналіз. Для врахування впливу на максимальний стік весняного водопілля озер і водосховищ проточного типу рекомендується використовувати формулу СНіП 2.01.14-83 [6]

$$r = 1/(1 + Cf'_{оз}), \quad (10)$$

де $f'_{оз}$ – середньозважена озерність; C – емпіричний коефіцієнт, який визначається величиною Y_0 .

Визначення коефіцієнтів русло-заплавного регулювання ε_F здійснюється зворотнім шляхом з (1)

$$\varepsilon_F = (q_0 / q'_0) / [\psi(t_p / T_0) \cdot r], \quad (11)$$

а потім узагальнюється в залежності від площ річкових водозборів F .

Визначення коефіцієнтів часової нерівномірності схилового припливу поверхневих вод $(n+1)/n$. Виходячи з редукційного гідрографа схилового припливу поверхневих вод [4],

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

де q'_m – максимальна ордината схилового гідрографу, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$; T_0 – тривалість схилового припливу, год.

Після інтегрування (12) по T_0 одержимо

$$Y_m = q'_m \frac{n}{n+1} T_0, \quad (13)$$

а коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу поверхневих вод дорівнює

$$\frac{n+1}{n} = \frac{q'_m \cdot T_0}{Y_m} = \frac{Q'_m \cdot T_0}{W}, \quad (14)$$

де Q'_m – максимальна витрата води схилового припливу, $\text{м}^3/\text{с}$; $W = Y_m \cdot F$ – об'єм схилового припливу, м^3 .

Є.Д. Гопченком [3] запропонований методичний підхід до визначення коефіцієнтів $(n+1)/n$ (через відсутність спостережень за схиловим припливом). Він полягає в тому, що спочатку за даними мережових спостережень розраховуються коефіцієнти часової нерівномірності не схилового, а руслового стоку $[(m_1+1)/m_1]$

$$\frac{m_1+1}{m_1} = 86,4 \frac{Q_0 \cdot (T_n)_0}{W_0}, \quad (15)$$

де Q_0 – середньобогаторічні максимальні витрати води руслового стоку, $\text{м}^3/\text{с}$; $(T_n)_0$ – середньобогаторічна тривалість водопілля, діб; W_0 – середньобогаторічний об'єм стоку весняного водопілля, м^3 .

Здійснення екстраполяції $(m_1+1)/m_1$ на вісь ординат залежності $[(m_1+1)/m_1] = f[\lg(F+1)]$ дає змогу встановити значення $(n+1)/n$ для будь-якого регіону (рис.1).

Так, для розглянутих басейнів рівнинних річок України отримано, що

$$\frac{n+1}{n} = \left(\frac{m_1+1}{m_1} \right)_{F=0} = 8,1, \quad (16)$$

звідки одержуємо, $n = 0,14$.

Тривалість схилового припливу тало-дощових поверхневих вод до руслової мережі - T_0 . Визначення тривалості припливу води зі схилів до руслової мережі T_0 (через відсутність спостережень за схиловим стоком) відбувалося числовим шляхом за методом, запропонованим Є.Д. Гопченком [3] в рамках розрахункової формули максимального стоку (1) і застосуванням простої однокрокової ітерації [1].

Обчислення величин T_0 виконано при використанні комп'ютерного комплексу «Gaguar», який дозволяє в автоматичному режимі здійснювати

розрахунки та будувати залежності в межах розглядуваного регіону рівнинної території України.

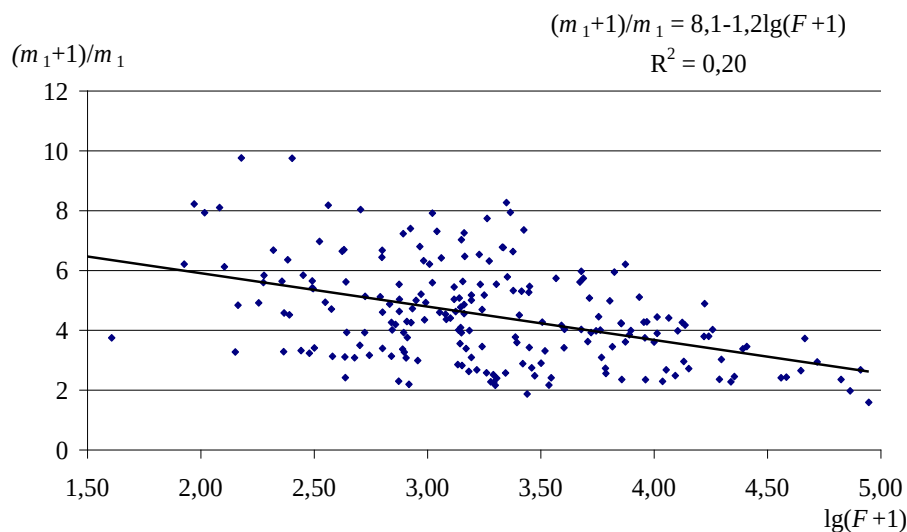


Рис. 1. Залежність коефіцієнтів нерівномірності руслового стоку у часі від розмірів водозборів річок рівнинної території України

З урахуванням одержаного з (16) $n = 0,14$ і $m = 1,0$ операторні рівняння для визначення T_0 набудуть вигляду:

а) при $t_p < T_0$

$$T_0 = \left[\frac{2,28 \cdot Y_m \cdot \varepsilon_F}{q_m} (T_0^{0,14} - 0,82 \cdot t_p^{0,14}) \right]^{0,88}; \quad (17)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$T_0 = \left[3,53 \cdot \left(1 - \frac{1,90 \cdot q_m}{Y_m \cdot \varepsilon_F} \right) \cdot t_p \right]. \quad (18)$$

Як видно, кожне з рівнянь (17) і (18) має два невідомих, а тому вирішуються вони у декілька етапів. У комп'ютерному комплексі „Gagua” використовується метод простої однокрокової ітерації.

Розрахунок тривалості схилового припливу талих вод у першому наближенні. Відомий шлях числового визначення тривалості схилового припливу T_0 на базі рівнянь (17) і (18) на першому етапі передбачає прийняття $\varepsilon_F = 1,0$. В залежності від співвідношення t_p / T_0 перші наближені величини T'_0 пов'язуються з розмірами водозборів річок.

Використовуючи екстраполяцію залежностей $T'_0 = f[\lg(F+1)]$ на вісь ординат, знаходиться орієнтовне для району значення T_0 . Саме воно дозволяє, спираючись на (1), визначити коефіцієнти русло-заплавного регулювання ε_F

$$\varepsilon_F = \left(\frac{q_0}{q'_0} \right) / \left[\psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \cdot r \right]. \quad (19)$$

Одержане рівняння для рівнинної території України має вигляд

$$\varepsilon_F = e^{-0,18\lg(F+1)}. \quad (20)$$

Обчислення тривалості схилового припливу тало-дощових вод у другому наближенні й узагальнення її по території. При розрахунку у другому наближенні для кожного поста вводиться свій коефіцієнт ε_F визначений за (20).

Пристаючи до просторового узагальнення тривалості схилового припливу, досліджувався вплив на T_0 місцевих факторів – залісеності і заболоченості. Для виключення впливу географічної складової у межах рівнинної території України всі значення T_0 були приведені до умовної широти $\varphi = 50^\circ$ півн.ш., тобто

$$(T_0)_{\varphi=50} = T_0 - 24,2(\varphi^\circ - 50). \quad (21)$$

Побудована залежність $(T_0)_{\varphi=50}$ від залісеності водозборів свідчить про збільшення тривалості припливу тало-дощової води зі схилів при збільшенні частки лісів на водозборах

$$(T_0)_{\varphi=50} = (T_0)_{\varphi=50, f_n=0} + 140 \cdot \lg(f_n + 1). \quad (22)$$

Характер зв'язку між T_0 і заболоченістю водозборів f_δ (після приведення T_0 до умовної широти $\varphi=50^\circ$ півн.ш. і виключення впливу залісеності) свідчать також про зростання тривалості схилового припливу зі збільшенням заболоченості ($r = 0,41$)

$$(T_0)_{\varphi=50, f_n=0} = (T_0)_{\varphi=50, f_n=0, f_\delta=0} + 312 \cdot \lg(f_\delta + 1). \quad (23)$$

Після приведення величин тривалості схилового припливу до умов відсутності впливу боліт та лісів побудовано картосхему розподілу $T_0/(k'_n k'_\delta)$ у межах рівнинної території України (рис.2) [7].

Складний розподіл величини тривалості по території пояснюється неоднорідністю геолого-геоморфологічної будови території (наприклад, у межах степової зони), що визначає як сучасний стан рельєфу її поверхні, так і особливості процесів формування поверхневого і підземного стоку річок.

По рівнинній території України значення тривалості схилового припливу, після виключення впливу лісів і боліт на T_0 , в середньому змінюються в межах 200-300 годин. Однак, на їх фоні відмічаються області (навіть замкнені) підвищених значень – на рівні 400-500 годин. Найбільші величини $T_0/(k'_n k'_\delta)$ відносяться до зони поширення карсту, який сприяє перехопленню і регулюванню частини поверхневих вод (басейни рр. Стир, Горинь зони мішаних лісів).

В зоні лісостепів райони, де $T_0/(k'_n k'_\delta)$ сягають 400-500 год, мають місце в межах басейнів лівих приток Середнього Дніпра (рр. Остер, Супой, Сула, Псел, Ворскла), що пов'язано з розташуванням їх на межі Дніпровсько-Донецької западини і Українського кристалічного щита. Ця територія охоплює Полтавську рівнину і Придніпровську низовину та характеризується плоским низовинним рельєфом з уповільненим стоком поверхневих схилових вод. Крім того, в басейні наявні карстові явища.

Складний розподіл тривалості схилового припливу має місце й у степовій зоні. Так, підвищення її значень до 300-350 год на території правобережжя зони (середня і нижня течії Південного Бугу), що знаходиться на межі з Подільською височиною, обумовлені наявністю карстових областей в басейні сусідньої р. Дністер. Доволі неоднорідний розподіл величин тривалості схилового припливу й у лівобережній частині території – в басейнах рр. Оріль і Самара, а також нижньої течії Сіверського Дінця з його правими притоками ($T_0/(k'_n k'_\delta)$ досягають значень 350-400год).

В геолого-геоморфологічному відношенні ця територія є місцем з'єднання

трьох геоструктурних областей – Придніпровської низовини (басейни рр. Оріль і Самара), Донецького Кряжу, який простягається вздовж правого берега Сіверського Дінця і Приазовської височини. Таке поєднання трьох різномірних геоморфологічних структур призводить до складної геологічної будови і характерних рис формування основних форм ландшафту.

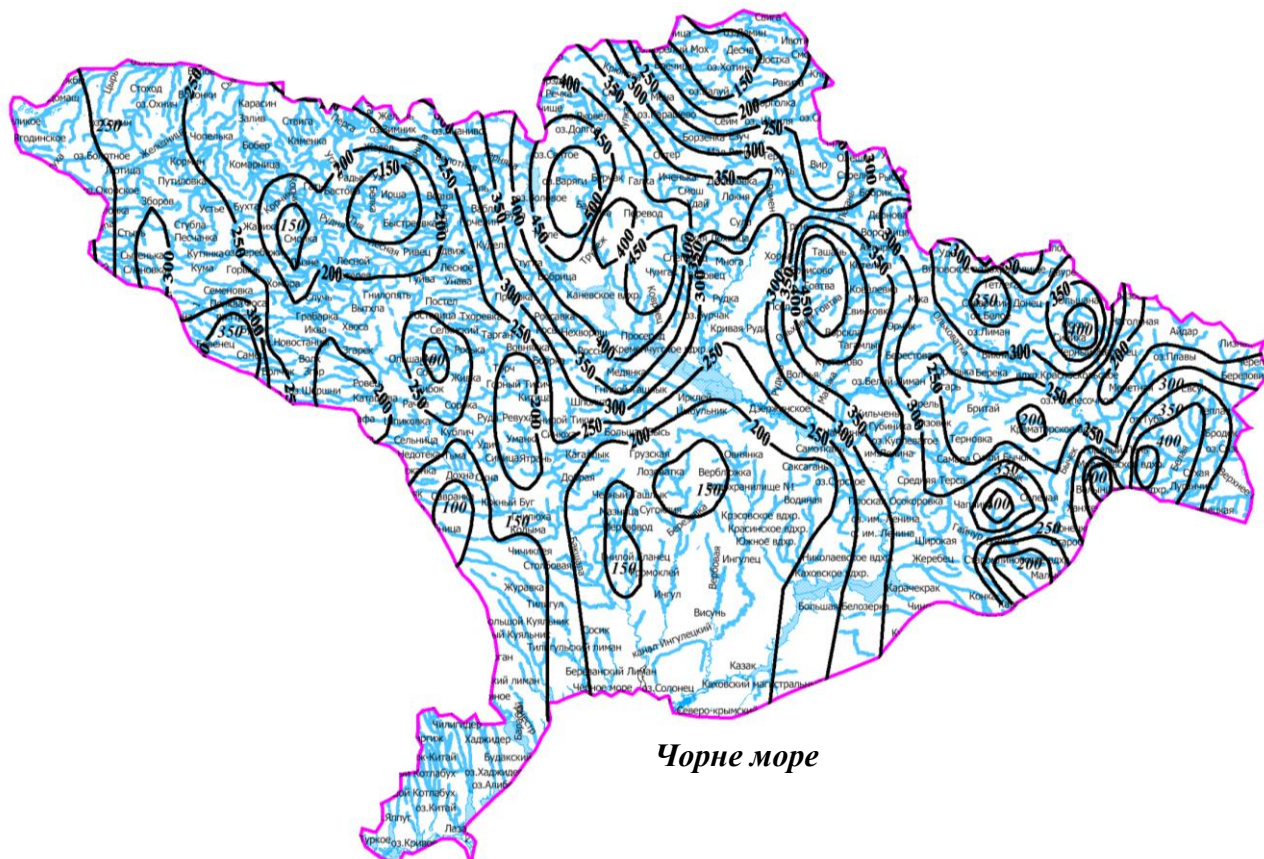


Рис.2. Розподіл по території тривалості схилового припливу тало-дощової води (при $f_n = 0$, $f_6 = 0$) в басейнах річок рівнинної території України, год.

Так, наприклад, в районі Кінсько-Ялинської западини поверхня кристалічного фундаменту нижче рівня моря, а в межах Дніпровсько-Донецької западини цей фундамент знижений на глибину до 1000 м і більше. Карстові явища призводять до збільшення величин тривалості схилового припливу води на водозборах річок.

Одержання значень T_0 при використанні картосхеми (рис.2) здійснюється за рівнянням

$$T_0 = (T_0)_{\text{карт}} \cdot k'_n k'_6. \quad (24)$$

Значення коефіцієнтів впливу залісненості k'_n і заболоченості k'_6 на величину тривалості схилового припливу T_0 одержані з (22) та (23) і визначаються за рівняннями [7]:

$$k'_n = 1 + 0,37 \cdot \lg(f_n + 1); \quad (25)$$

$$k'_6 = 1 + 1,23 \cdot \lg(f_6 + 1). \quad (26)$$

Перевірні розрахунки значень тривалості схилового припливу води T_0 показали, що кутовий коефіцієнт зв'язку величин, отриманих за картосхемою та розрахунковими їх значеннями, становить 0,95 (при $r = 0,93$).

Отримані за викладеною методикою розрахункові величини T_0 та Y_0 використані для встановлення середньобаторічних максимальних модулів стоку q_0 за рівнянням (1). Їх відповідність вихідним даним характеризується лінією рівних значень при $r = 0,92$ і точності розрахунку середньобаторічних величин q_0 по часових рядах спостережень $\sigma_{q_0} = 16\%$.

Слід зазначити, що така характеристика базової структури (1) як розрахункові середньобаторічні величини шарів стоку весняного водопілля Y_0 можуть встановлюватися за картосхемами їх розподілу по території (з урахуванням впливу на Y_0 таких місцевих факторів річкових водозборів як залісеність і заболоченість), що одержані в роботі авторів [7].

Висновки і перспективи подальших досліджень. В рамках операторної моделі формування максимального стоку паводків і водопіль авторами обґрунтовано методику визначення характеристик гідрографів схилового припливу тало-дощових вод до руслової мережі: схилового припливу q'_0 (коефіцієнти часової нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n$, тривалості схилового припливу T_0 і шари стоку Y_0); трансформаційні коефіцієнти $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$, ε_F та r .

Базові величини цієї моделі (середньобаторічні величини шарів стоку Y_0 і тривалості схилового припливу тало-дощових вод T_0) узагальнені у вигляді картосхем їх розподілу по території з виключенням впливу місцевих факторів – залісеності і заболоченості водозборів.

Відповідність розрахункових значень Y_0 і T_0 , а також максимальних модулів стоку весняного водопілля q_0 вихідним даним характеризується кутом регресії близьким до одиниці та тісноті зв'язків $r = 0,96-0,92$. Це дасть можливість визначення розрахункових характеристик для будь-яких водозборів річок розглядуваної території, навіть й невивчених у гідрологічному відношенні.

Список літератури

1. Гопченко Е.Д. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности / Е.Д.Гопченко, М.Е. Романчук. – Київ, КНТ, 2005. – 148 с.
2. Гопченко Е.Д. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины / Е.Д.Гопченко, В.А.Овчарук. – Одесса, ТЭС, 2002. – 110 с.
3. Гопченко Е.Д. О редукции максимальных модулей дождевого стока по площади / Е.Д.Гопченко // Метеорология и гидрология. – 1973. – №2. – С.66-71.
4. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока / А.Н.Бефани // Труды Одесского гидрометеорологического института. – 1958. – Вып. 14, ч. II. – 311 с.
5. Гушля А.В. Влияние формы бассейна на величину максимальных расходов дождевых паводков / А.В.Гушля // Метеорология, климатология и гидрология. – 1972. – Вып. 8. – С. 155-158.
6. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 448 с.
7. Шакірзанова Ж.Р. Довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок та естуаріїв території України / Ж.Р. Шакірзанова: Монографія.- Одеса: ФОБ Бондаренко М.О., 2015. – 252 с.

Метод розрахунку характеристик гідрографів схилового припливу тало-дошових вод до руслової мережі річок рівнинної території України

Медведева Ю. С., Шакирзанова Ж. Р.

Методика визначення характеристик гідрографів схилового припливу талих і дошових вод до руслової мережі дасть можливість визначення розрахункових характеристик для будь-яких водозборів річок розглядуваної території.

Ключові слова: тривалість припливу води зі схилів, коефіцієнт нерівномірності схилового припливу у часі.

Метод расчета характеристик гидрографов склонового притока тало-дождевых вод в русловую сеть рек равнинной территории Украины

Медведева Ю. С., Шакирзанова Ж. Р.

Методика определения характеристик гидрографов склонового притока талых и дождевых вод в русловой сети даст возможность определения расчетных характеристик для любых водосборов рек рассматриваемой территории.

Ключевые слова: продолжительность притока воды со склонов, коэффициент неравномерности склонового притока во времени.

The method of calculating the characteristics hydrographs of inflow water from the slopes to the channel network plain rivers in Ukraine

Medvedeva J., Shakirzanova Zh.

Method of determining the of characteristics hydrographs of inflow water from the slopes to the channel network will allow determination of design characteristics for all catchments of rivers of examining the territory.

Keywords: duration of inflow water from the slopes, coefficient uneven inflow water from the slopes in time.

Надійшла до редколегії 11.04.2015

УДК 556.165

Лобода Н.С., Пилип'юк В.В.

Одеський державний екологічний університет, м. Одеса

ВИЗНАЧЕННЯ ВОДНИХ РЕСУРСІВ РІЧОК ПСЕЛ ТА ВОРСКЛА З УРАХУВАННЯМ ВПЛИВУ ПІДСТИЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ НА БАЗІ МОДЕЛІ «КЛІМАТ - СТІК»

Ключові слова: водно-тепловий баланс, кліматичний стік, природний стік, коефіцієнти впливу підстильної поверхні

Актуальність теми. обумовлена необхідністю розробки методів розрахунків та прогнозування стоку в умовах змін глобального клімату [1]. Сучасні сценарії потепління передбачають зміни метеорологічних характеристик. Отже, з метою прогнозування стану водних ресурсів необхідно використовувати математичні моделі, які описують гідрологічні процеси у їх залежності від кліматичних чинників формування стоку [2]. Моделі такого типу набули назву моделей «клімат - стік».

Стан проблеми. В Одеському державному екологічному університеті під керівництвом Є.Д. Гопченка та Н.С. Лободи розроблено модель розрахунків характеристик річного стоку річок України при відсутності або недостатності даних спостережень, а також при їх значній трансформації водогосподарською діяльністю [3,4]. Особливістю моделі є використання на її вході метеорологічних даних. Математична модель базується на рівняннях водно-теплого та водогосподарського балансів із застосуванням імітаційного стохастичного моделювання. Розроблена модель відноситься до моделей типу «клімат-стік» [5]. Вона дозволяє виконувати оцінки водних ресурсів України у природних та порушених водогосподарською діяльністю умовах, а також при змінах глобального клімату [6]. Методи розрахунків характеристик природного та побутового річного стоку при відсутності або недостатності даних спостережень увійшли до складу проекту нових Державних будівельних норм України “Визначення розрахункових гідрологічних характеристик”.

Складові рівняння водно-теплого балансу (річні норми максимально можливого випаровування, опадів, кліматичного стоку) були представлені у виді карт ізоліній [7]. Ці просторово-часові узагальнення відповідають кліматичним умовам минулого сторіччя, які мали місце до початку суттєвих змін температурного режиму на території України, тобто до 1989р. (за В.В. Гребінем) [8]. Вони можуть розглядатися як базові при оцінці змін водних ресурсів за кліматичними сценаріями [9]. Середні багаторічні значення річного стоку, розраховані за рівнянням водно-теплого балансу на основі метеорологічних даних, отримали назву кліматичного стоку. Установлено, що норма кліматичного річного стоку відповідає зональному природному стоку (у межах $\pm 10\%$). На малих та середніх водозборах норми кліматичного річного стоку можуть суттєво відрізнятися від природного через вплив підстильної поверхні. Для переходу від кліматичного (зонального) стоку до природного отримуються поправочні коефіцієнти та їх регіональні залежності від чинників підстильної поверхні [10].

Метою роботи є визначення норм річного кліматичного стоку для водозборів річок Псел та Ворскла та розробка регіональних залежностей, які дозволяють оцінити коефіцієнти переходу від норм річного кліматичного стоку до природного за показниками підстильної поверхні.

Матеріали та методи. У роботі використані матеріали по 161 метеорологічним станціям, розташованим на північному сході України та на території Російської Федерації, де знаходяться верхів'я річок Псел та Ворскла [11,12]. Норми кліматичного стоку розраховувались за рівнянням водно-теплогового балансу у редакції В.С. Мезенцева [13]

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E}_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (1)$$

де $\bar{Y}, \bar{X}, \bar{E}_m$ - середні багаторічні величини (норми) річного стоку, опадів та максимально можливого випаровування (теплоенергетичного еквівалента), відповідно; n - інтегральний показник умов формування стоку, який приймається рівним 3.

Величина $\bar{E}_m$ (максимально можливе випаровування) обчислювалась через прибуткову частину теплового балансу земної поверхні

$$LE_m = R^+ + P^+ + (B_1 - B_2), \quad (2)$$

де R^+ - додатна (прихідна) частина радіаційного балансу; P^+ - додатна складова турбулентного теплообміну або тепло, що приходить на ділянку суші в зв'язку з рухом повітря, тобто адвективне тепло; $B_1 - B_2$ - зміна запасів тепла в діяльному шарі ґрунту (теплообмін у ґрунті ΔB); L - приховане тепло пароутворення.

Характеристика LE_m являє собою граничні ресурси енергії ("теплоенергетичні ресурси клімату"), які забезпечують процес випаровування у заданих кліматичних умовах. Величина E_m , яка входить до (2), отримала назву "теплоенергетичний еквівалент" або "максимально можливе випаровування" і являє собою шар води, який міг би випаритися з поверхні суші, якби на процес випаровування були витрачені усі теплоенергетичні ресурси клімату LE_m [14]

$$E_m = \frac{R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)}{L}. \quad (3)$$

Певні труднощі при розрахунках за формулою (2) викликало визначення ($B_1 - B_2$) – зміна запасів тепла у діяльному шарі ґрунту. Але у цілому за рік і тим більше за багаторічний період виконується умова $B_1 - B_2 = 0$, звідки:

$$E_m = \frac{R^+ + P^+}{L}. \quad (4)$$

Для території України Є.Д. Гопченком та Н.С.Лободою за даними актинометричних станцій були розраховані середні багаторічні значення $\bar{E}_m$ та отримана залежність величини $\bar{E}_m$ від норм середньої місячної температури повітря за теплий період (травень – вересень), коли переважає антициклоніальна погода з малою хмарністю і слабкими вітрами

$$\bar{E}_m = 13,3 \sum_V^{IX} T_M - 307, \quad (5)$$

де $\sum_v^{IX} \overline{T_M}$ - сума норм середньої місячної температури повітря за теплий період (травень – вересень).

За даними про опади та температури повітря на основі формули (1) були визначені норми річного кліматичного стоку для кожної метеостанції водозборів річок Псел та Ворскла й прилеглих до них територій.

Отримані результати та їх обговорення. Установлено, що норма кліматичного стоку у межах басейнів річок Псел та Ворскла, визначена за метеорологічними даними минулого сторіччя, змінювалася від 130 мм у верхів'ї до 40 мм при впадінні річок у Дніпро (рис. 1). На той час норми річних опадів у басейнах річок Псел та Ворскла зменшувалися від 700 мм до 500 мм у напрямку північний схід – південний захід, норми максимально можливого випаровування зростали від 875 до 775 мм.

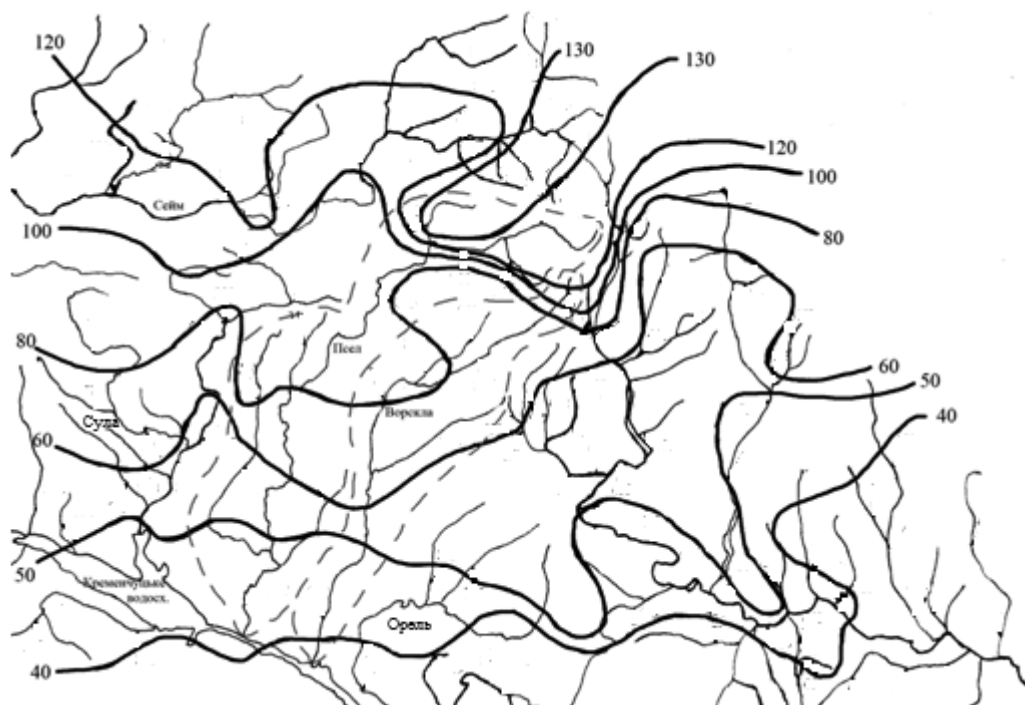


Рис. 1. Норми річного кліматичного стоку, мм, на території басейнів річок Псел та Ворскла (граничі водозборів Псел та Ворскла показані пунктиром)

З метою урахування впливу чинників підстильної поверхні для досліджуваних водозборів були визначені коефіцієнти переходу $K = \frac{\bar{Y}_{ПР}}{\bar{Y}_K}$ від норм кліматичного $\bar{Y}_K$

стоку до природного $\bar{Y}_{ПР}$. Норми природного стоку річок бралися із літературних джерел [15,16]. В результаті були отримані коефіцієнти переходу для 7 водозборів річки Псел (площа водозбору змінюється від 1100 км² до 21800 км²) та 11 водозборів річки Ворскла (площа розглянутих водозборів змінюється від 56 км² до 13500 км²). Надалі виконувався пошук зв'язків установлених коефіцієнтів K з показниками дії підстильної поверхні на базі регресійного аналізу. Як предиктори розглядалися лісистість, заболоченість, середня висота водозбору, площа водозбору. Установлено, що перехідні коефіцієнти K залежать від площ водозборів. Площа водозбору за А.М. Бефані [17] є інтегральним показником впливу підстильної поверхні. Як правило, вплив підстильної поверхні є

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

статистично значущим для водозборів із площею меншою другої критичної $F < F_{2KP}$. Другою критичною є площа водозбору F_{2KP} , при якій річка отримує стійке підземне живлення.

На рис. 2 представлені залежності, які описують лінійний зв'язок між коефіцієнтами переходу K та площею водозбору. З рисунку видно, що характер отриманих залежностей для Псела та Ворскли різний. Водозбір р. Псел відноситься до області від'ємних виправлень ($K < 1$), а водозбір р. Ворскла – до області додатних виправлень $K > 1$. На основі аналізу даних по малих та середніх водозборах Є.Д. Гопченком та Н.С. Лободою було встановлено, що до області від'ємних виправлень відноситься зона мішаних лісів України, де основною причиною різниці між кліматичним та природним стоком є недостатнє дренавання руслом річки водоносних горизонтів підземних вод. Чим більша площа водозбору, тим більше ерозійне врізання русла річки у земну поверхню і тим більше водоносних горизонтів зони активного водообміну її живить. При площі водозбору $F \geq F_{2KP}$ підземне живлення річки стає стабільним (за термінологією В.В. Гребіня річка отримує “глибоке (постійне) підземне живлення” [8]).

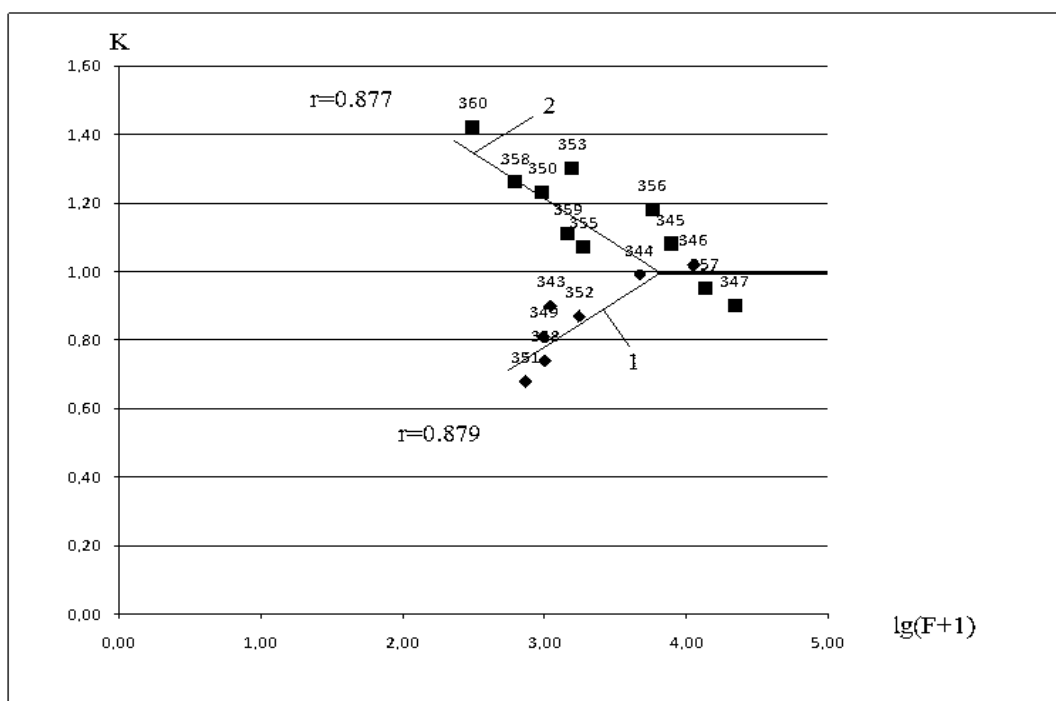


Рис. 2. Залежність коефіцієнтів переходу від логарифму площі водозбору (1-р.Псел;2-р.Ворскла)

До області додатних виправлень ($K > 1$) Є.Д. Гопченком та Н.С. Лободою були віднесені водозбори лісостепу та Північного степу, де внесок підземних вод у живлення річок незначний, а сумарний річний стік визначається, головним чином, весняним водопіллям. Через нерівномірність розподілу снігового покриву під впливом вітру, діюча площа, на якій відбувається формування основного об'єму стоку, концентрується у межах малих та середніх водозборів. Як наслідок, річні норми природного стоку малих та середніх водозборів перевищують зональний (кліматичний) стік.

Показником співвідношення ресурсів тепла та вологи на водозборі може бути коефіцієнт $\beta_X = \frac{\bar{X}}{\bar{E}_m}$, який має назву показника зволоженості або посушливості.

Згідно рекомендаціям В.С.Мезенцева та Дж. Родди [18]. при $0.8 \leq \beta_X < 1.0$ розглядувана територія відноситься до зони достатнього зволоження, а при $0.5 \leq \beta_X < 0.8$ – до зони недостатнього. Для водозборів річок Псел та Ворскла значення β_X наближаються до 0.8, при цьому водозбір річки Псел за видом залежності $K = f[\lg(F + 1)]$ поводить себе як водозбір зони достатнього зволоження, а р. Ворскла – як зони недостатнього.

Таким чином, водозбір р. Псел можна віднести до водозборів з від'ємними виправленнями ($K < 1$) до норми кліматичного стоку; тобто стік малих та середніх річок менший зонального, що пояснюється недостатнім їх підземним живленням. Розрахункове рівняння для визначення коефіцієнту переходу має вигляд

$$K = 0.036 + 0.251 \lg(F + 1); r = 0.87; \quad (6)$$

або

$$K = 1 - 0.251[3.85 - \lg(F + 1)], \text{ для } F < 4000 \text{ км}^2; \quad (7)$$

$$\text{при } F \geq 4000 \text{ км}^2 K = 1, \quad (8)$$

де F - площа водозбору; r - коефіцієнт кореляції.

Отримане рівняння за своєю структурою походить на запропоновану раніше структуру формули для зони мішаних лісів [4]:

$$K = 1 - 0.270[3.2 - \lg(F + 1)], \text{ при } F < 1700 \text{ км}^2. \quad (9)$$

Водозбір р. Ворскла відноситься до водозборів лісостепу та північного степу з додатними виправленнями до кліматичного стоку ($K > 1$):

$$K = 1.94 - 0.232 \lg(F + 1), r = 0.88; \quad (10)$$

або

$$K = 1.71 - 0.232[\lg(F + 1) - 1] \text{ для } F < 4000 \text{ км}^2; \quad (11)$$

$$\text{при } F \geq 4000 \text{ км}^2 K = 1. \quad (12)$$

Що відповідає структурі рівнянь лісостепу північно-західного Причорномор'я [3]

$$K = 2.4 - 0.70[\lg(F + 1) - 1] \text{ при } F < 1000 \text{ км}^2 \quad (13)$$

$$\text{при } F \geq 1000 \text{ км}^2 K = 1. \quad (14)$$

та Сіверського Дінця [19]

$$K = 1.60 - 0.260[\lg(F + 1) - 1] \quad (15)$$

$$\text{при } F \geq 2000 \text{ км}^2 K = 1. \quad (16)$$

На відміну від розглянутих раніше річок Псел та Ворскла характеризуються досить великою другою критичною площею, яка досягає 4000 км^2 . Це пояснюється низькою водопровідністю та водовіддачею крейдяно-мергельних порід на межиріччях, які є головними ділянками відновлення запасів підземних вод і з яких відбувається живлення досліджуваних річок [15].

Перевірні розрахунки, проведені за отриманими рівняннями показали задовільну збіжність фактичних та розрахункових значень (у межах $\pm 10\%$) (табл. 1). Установлено, що за особливостями впливу підстильної поверхні для р. Говтва,

водозбір якої межує із водозбором р. Ворскла, при розрахунках K слід застосовувати рівняння (11).

Таблиця 1. Перевірні розрахунки при визначенні норми природного кліматичного стоку за моделлю “клімат-стік”

Річка-пост	$\bar{Y}_K$, мм	F , км ²	lg(F+1)	K	$\bar{Y}'_{ПР}$, мм	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$\delta = \frac{\bar{Y}'_{ПР} - \bar{Y}_{ПР}}{\bar{Y}_{ПР}} 100\%$
Псел-Обоянь	130	1100	3,04	0,80	104	117	-11,1
Псел-Крупець	114	4700	3,67	1	114	113	0,88
Псел-Суми	100	7700	3,89	1	100	108	-7,41
Псел-Запсілля	84	21800	4,34	1	84	76	10,5
Говтва- Міхновка	63	1560	3,19	1,20	76	82	-7,32
Хорол- Міргород	78	1740	3,24	0,85	66	68	-2,94
Хорол-Петрівка Роменська	85	722	2,86	0,75	64	58	10,4
Суджа-Замостя	140	972	2,99	0,78	110	113	-2,66
Пена-Пени	120	1000	3,00	0,79	94	89	5,62
Псел-Гадяч	90	11300	4,05	1	90	92	-2,17
Ворсклиця- Мокра Орлівка	72	612	2,79	1,29	93	91	2,20
Ворсклиця- Березівка	70	1460	3,16	1,21	85	78	8,97
Ворскла- Яковлево	123	56	1,76	1,53	190	203	-6,40
Ворскла- Козинка	86	1870	3,27	1,18	102	92	10,9
Ворскла- Чернеччина	83	5790	3,76	1,07	89	98	-9,18
Мерла- Богодухів	71	309	2,49	1,36	97	101	-3,96
Ворскла- Кобеляки	75	13500	4,13	1	75	71	5,63
Середнє							±6,59

Висновки. У роботі набула подальшого розвитку модель “клімат-стік”, розроблена в ОДЕКУ, у частині розрахунків впливу підстильної поверхні на норми кліматичного річного стоку річок Псел та Ворскла. До норм річного кліматичного стоку, визначених за запропонованою картою ізоліній, рекомендовано вводити коефіцієнти, які відображають вплив підстильної поверхні. Інтегральним чинником визнана площа підстильної поверхні. Проте, характер впливу підстильної поверхні для розглядуваних річок різний. Для річки Псел є значущим чинником неповне дренавання водоносних горизонтів руслом річки. Отже, при зростанні площі водозбору до F_{2KP} , підземне живлення річки збільшується. На водозборі річки Ворскла, яка розташована південніше і межує із степовою зоною, більшу роль відіграє нерівномірність розподілу снігового покриву на водозборі. Річний стік з малих та середніх водозборів більший, ніж з усього водозбору у цілому. Це пояснюється відмінністю між повною та “діючою” площею: у формуванні стоку головне значення мають яри та балки, де відбувається накопичення снігу. Саме весняне водопілля забезпечує формування основної частини річного стоку.

Перевірні розрахунки, виконані для малих та середніх річок, показали задовільний збіг розрахованих та фактичних значень природного річного стоку. Результати роботи можуть бути використані при оцінках природного стоку малих та середніх річок з використанням даних сценаріїв глобального потепління.

Список літератури

1. Глобальные и региональные изменения климата / [под. ред. В.М. Шестопалова, В.Ф. Логинова, В.И. Осадчего и др.] – К.: Ніка-Центр, 2011. – 448с.
2. Loboda N.S. The assessment of present and future Ukrainian water resources on meteorological evidence/ N.S. Loboda - *Climat and Water*.-1998.-Vol.1.-P.1486-1494.
3. Гопченко Е.Д., Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях) / Е.Д. Гопченко, Н.С. Лобода – Київ: КНТ. – 2005. – 188 с.
4. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния. / Н.С. Лобода – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
5. Гопченко Е.Д. Оценка возможных изменений водных ресурсов Украины в условиях глобального потепления // Е.Д. Гопченко, Н.С. Лобода / *Гидробиологический журнал*. - Киев: Институт гидробиологии НАН Украины. - т.36, №3. - 2000. - С. 67 - 78.
6. Лобода Н.С. Оцінка стану водних ресурсів України в умовах змін регіонального клімату та їх вплив на економіку України (розділ колективної монографії під ред. С.М. Степаненко, А.М. Польового) // Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України. – Одеса.: Екологія. – 2011. – С.566-605.
7. Гопченко Е.Д., Оцінювання природних водних ресурсів України за методом водно-теплового балансу // Е.Д. Гопченко, Н.С. Лобода / *Наук. праці УкрНДГМІ*. – 2001. – Вип.249. – С. 106-120.
8. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз).[В.В. Гребінь] –К.: Ніка-центр, 2010. -316 с.
9. Лобода Н.С. Дослідження впливу змін річкового стоку за кліматичними сценаріями на гідроекологічний стан північно-західної частини Чорного моря // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. / [Н.С. Лобода, Ю.С. Тучковенко] Серія:біологія. Спеціальний випуск: гідроекологія.- № 3 (44). -2010. – С. 143-145.
10. Гідрологічні розрахунки [підручник] / [Є.Д. Гопченко, Н.С. Лобода, В.А. Овчарук] – Одеса: ТЕС, 2014. -484с.
11. Справочник по климату СССР. Украинская ССР. - Л.: Гидрометеиздат, 1967. - вып.10.,ч.II. - 607 с.;
12. Справочник по климату СССР. Молдавская ССР. - Л.: Гидрометеиздат, 1968. - вып.11.,ч.IV. - 127 с.
13. Мезенцев В.С., Увлажненность Западно-Сибирской равнины / В.С. Мезенцев, И.В. Карнацевич - Л.: Гидрометеиздат,1969. – 168 с.
14. Режимы влагообеспеченности и условия гидромелиорации степного края / Под. ред. В.С. Мезенцева. – М.: Колос, 1974. – 240 с.
15. Ресурсы поверхностных вод СССР. Среднее и Нижнее Поднепровье.- Л.: Гидрометеиздат, 1971. - т.6. - вып.2 - 655с.
16. Доброумов Б.М. Преобразование водных ресурсов и режима рек центра / Б.М. Доброумов, Б.С. Устюжанин ЕТС. - Л.: Гидрометеиздат, 1980. - 221с.
17. Бефани А.Н. Пути генетического определения нормы стока. / А.Н. Бефани- Научный ежегодник ОГУ. - Одесса. - 1957. - 125 с.
18. Дж. К. Родда. Грани гидрологии [монография] / Дж. К. Родда – Л.:Гидрометеиздат, Т.2. -1987. – 534с.
19. Лобода Н.С. Антропогенні навантаження та зміни річного стоку в басейні р.Сіверський Донець // Н.С. Лобода, О.В. Бабаєва / *Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія*. - Одеса. - 2008. – Вип. 50. - С. 31 – 36.

Визначення водних ресурсів річок Псел та Ворскла з урахуванням впливу підстильної поверхні на базі моделі «клімат-стік»

Лобода Н.С., Пилип'юк В.В.

Робота присвячена розрахункам норм річного стоку річок Псел та Ворскла за метеорологічними даними, що є важливим при оцінках водних ресурсів в умовах змін клімату. Розрахунки природного річного стоку виконані за моделлю "клімат-стік" на базі рівняння водно-теплового балансу. Шляхом співставлення природного та розрахованого за моделлю річного стоку для малих та середніх водозборів установлені перехідні коефіцієнти від норм кліматичного (зонального) стоку до природного. Розроблені рівняння, за якими можна визначати коефіцієнти переходу в залежності від площі водозбору.

Ключові слова: водно-тепловий баланс, кліматичний стік, природний стік, коефіцієнти впливу підстильної поверхні

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

Определение водных ресурсов рек Псел и Ворскла с учетом влияния подстилающей поверхности на базе модели «климат-сток»

Лобода Н.С., Пилипчук В.В.

Работа посвящена расчетам норм речного стока рек Псел и Ворскла по метеорологическим данным, что является важным при оценке водных ресурсов в условиях смены климата. Расчеты естественного годового стока выполнены на основе модели «климат-сток» на базе уравнения водно-теплового баланса. Путем сопоставления естественного и рассчитанного по модели годового стока с малых и средних водосборов установлены переходные коэффициенты от норм климатического (зонального) стока к естественному. Разработаны уравнения, по которым можно определить коэффициенты перехода в зависимости от площади водосбора.

Ключевые слова: водно-тепловой баланс, климатический сток, природный сток, коэффициенты влияния подстилающей поверхности

Determination of water resources of Psyol and Vorskla rivers with accounting of influence of underlying surface on the basis of «climate- runoff» model

Loboda N.S., Pilipchuk V.V.

The paper is devoted to the calculations of the river runoff norms based on meteorological data. This is important for evaluation of water resources under conditions of climate change. Calculations of natural river runoff is executed using the model «climate- runoff» on the basis of the equation of water-heat balance. Transition coefficients from norms of climatic (zonal) to the natural runoff were determined (by means of comparison of the natural and calculated annual runoff from small and medium watersheds). Equations for determination of the transition coefficients dependant on the watershed area were created.

Keywords: water-heat balance, climatic runoff, natural runoff, underlying surface influence coefficient.

Надійшла до редколегії 21.04.2015

УДК 556.556 (477.41)

Батюг С. В.

Інститут гідробіології НАН України

ГІДРОДИНАМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДОЙМ м. КИЄВА

Ключові слова: внутрішній водообмін; течії; перемішування; хвильові процеси, коливання рівня води.

Вступ. Гідродинамічні явища нарівні з гідрохімічними, гідробіологічними процесами та з антропогенним впливом є важливим фактором, що визначає стан водних екосистем і якість води. Вони сприяють перерозподілу розчинених, завислих речовин і тепла по акваторії водойм, здійснюють перенесення та посилюють трансформацію забруднювальних речовин, обумовлюючи відновлення фоновому стану водойм [21]. Оцінка гідродинамічних процесів є важливим етапом при дослідженні умов функціонування водних екосистем.

Гідродинамічні процеси – це елемент гідрологічного режиму водойм, що обумовлюється зміною складових водного балансу та впливом зовнішніх факторів, і значною мірою залежить від морфологічних особливостей водойм. Основними елементами гідродинаміки є течії, перемішування, хвильові процеси та коливання рівня води.

Серед всіх видів течій визначальними у формуванні якості води та функціонуванні екосистем водойм є вітрові та стокові. Вітрові течії не є сталими, оскільки режим вітру характеризується помітною мінливістю в часі та просторі. Стокові течії виникають внаслідок притоку води у водойму або стоку з неї.

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

Перемішування водних мас обумовлене термічними (конвекція) та динамічними (турбулентність) факторами. Конвективне перемішування водних мас виникає при нестійкій температурній стратифікації в процесі охолодження та нагрівання. Турбулентне перемішування відбувається при наявності вертикальних та горизонтальних градієнтів швидкостей течій.

Хвильові процеси у водоймах виникають в основному в результаті дії вітру на водну поверхню. Вітрові хвилі мають несталий характер. Параметри хвиль суттєво залежать від конфігурації, морфометрії водойм, довжини розгону, напрямку та швидкості вітру над акваторією.

Коливання рівня у водоймах можуть бути сезонними та внутрішньодобовими (короткочасними).

На території м. Києва зосереджено близько 300 водойм [2]. На рис. 1 представлено схему їх розташування. За генезисом вони поділяються на дві групи [16]: *гідрогенні* та *штучні*. Водойми кожної групи характеризуються різним походженням та ступенем трансформації морфологічних параметрів, тому їх поділено на підгрупи. *Гідрогенні* водойми діляться на: *природні, частково змінені та антропогенно змінені водойми, стариці та затоки*. *Штучні* водойми – це *ставки та кар'єри*.

За морфометричними характеристиками водойми Києва досить різні. Площа їх водного дзеркала коливається від 0,0025 до 4,89 км², об'єми досягають 24,7 млн. м³. Середня глибина варіює від 0,85 до 15 м, максимальна – від 1,85 до 28 м.

За особливостями водного балансу міські водойми можна поділити на стічні та безстічні. Перші характеризуються тим, що витрата з них води здійснюється шляхом випаровування та за рахунок поверхневого і підземного стоку. Безстічні озера витрачають воду тільки на випаровування та інфільтрацію, не даючи початок поверхневим водотокам [1].

Серед водойм Києва стічними є водойми таких підгруп: *стариці* (озера системи Опечень), *затоки* (Верблюд, Собаче Гирло, Оболонь та ін.), *ставки* (Горіхуватські, Дідорівські, Китаївські, Палладінські та ін.) і деякі *кар'єри*. До безстічних відносяться представники підгруп *природно, частково змінених* (оз. Бабине), *антропогенно змінених* (озера Райдужне, Вирлиця та ін.), *стариць* (озера Вербне, Редьчине) та *кар'єрів* (озера Центральне та Синє).

Існує лише декілька робіт, в яких указується на екологічну роль динаміки вод у водоймах Києва у функціонуванні екосистем [3–5, 15, 20].

Методи та матеріали дослідження. Для оцінки гідродинамічних процесів у водоймах Києва нами проведено натурні спостереження, розрахунки та моделювання.

Натурні спостереження включали в себе виміри швидкостей та напрямків течій поплавками, рівнів води за допомогою водомірних рейок на тимчасово встановлених постах [8] та оцінку турбулентної дифузії шляхом використання поплавків, трасерів та індикаторів, які дифундують [9].

Одні натурні виміри, як правило, не можуть вирішити всі проблеми, що пов'язані з дослідженням гідродинамічного режиму водойм. Тому для оцінки параметрів течій нами використано розрахункові методи.

Наприклад, найбільшого поширення для оцінки вітрових течій отримала емпірична залежність, що має вигляд [14]:

$$V_{\text{пов}} = a_0 \cdot \omega,$$

де a_0 – постійний вітровий коефіцієнт, який визначається за матеріалами натурних

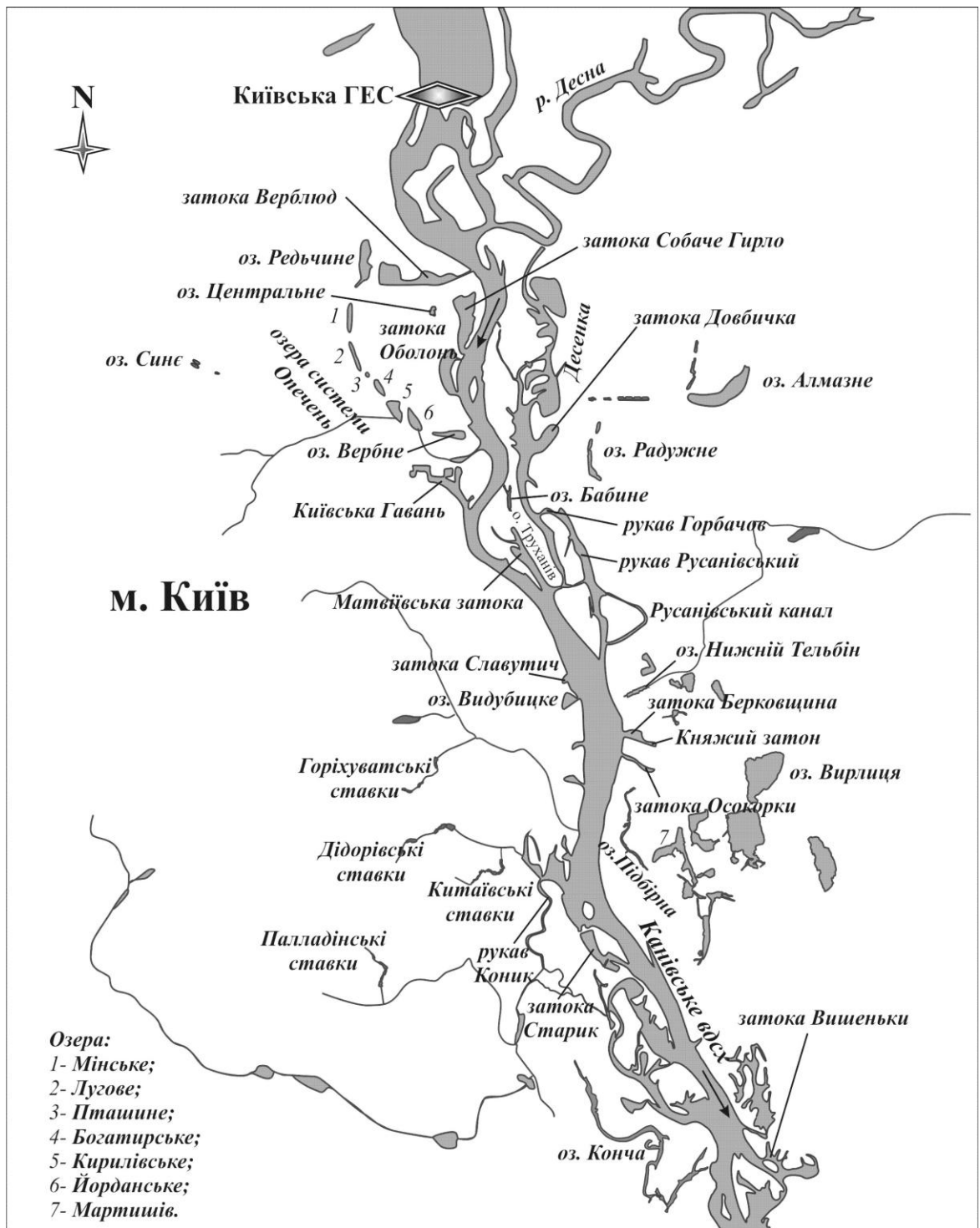


Рис. 1. Схема розташування основних водойм м. Києва

досліджень і дорівнює відношенню швидкості поверхневої течії ($v_{\text{пов}}$) до швидкості вітру (ω). В розрахунках в якості вітрового коефіцієнта, згідно з нашими вимірами на водоймах Києва і дослідженнями на водоймах України [15], прийнято постійну величину $a_0 = 0,0125$.

Для оцінки середньої швидкості стокової течії в будь-якому створі водойми використовується відношення між витратою води та площею поперечного перерізу. В нашому випадку вихідною інформацією були матеріали натурних спостережень.

Параметри вітрових хвиль (висота h_x та довжина λ_x) на водоймах Києва визначено за допомогою загальновідомих емпіричних формул [1]:

$$h_x = 0,0208 \cdot \omega^{5/4} \cdot l^{1/3},$$

$$\lambda_x = 0,3 \cdot \omega \cdot l^{1/2},$$

де ω — швидкість вітру, м/с, l — довжина розгону, км.

При визначенні амплітуди колювання рівня води в затоках (A_L) використано рівняння трансформації попускових хвиль Київської ГЕС ($A_{ГЕС}$) [18]:

$A_L = A_{ГЕС} e^{-0,03L}$, де e — основа натурального логарифму, L — відстань від ГЕС, км.

Вплив рухливості водних мас на самоочисну спроможність міських водойм оцінено за допомогою відносного коефіцієнта трансформації забруднювальних речовин K_∂ / K_{cm} , який залежить від швидкості течії (v , м/с) [15]:

$$\frac{K_\partial}{K_{cm}} = \frac{v}{(0,0031 + 0,0348 \cdot v)},$$

де K_∂ і K_{cm} — динамічна і статична складова коефіцієнта.

Для визначення загальної картини циркуляцій вод у водоймах Києва нами застосовано математичну модель [15, 22], в якій в якості вхідної інформації закладаються морфометричні характеристики водойми (глибина та конфігурація берегової лінії), гідрологічні дані (притік та відтік води) та метеорологічні умови (напрямок та швидкість вітру).

Результати досліджень та їх обговорення. У всіх водоймах Києва спостерігаються вітрові течії. Значними параметрами ці течії характеризуються при дії вітру, напрямком якого співпадає з повздовжньою віссю водойми. За довідковими даними [7], в районі Києва переважаючими напрямками вітру протягом року є західні та північні, що становлять, відповідно, 17,7 і 13,6% від загальної повторюваності (рис. 2). Переважаючим є вітер зі швидкістю 2–5 м/с (достовірність 60,2%). За таких умов швидкість течії у поверхневому шарі водойм коливається в межах 2,5–6,2 см/с. При вітрах 6–9 м/с (4,6 %) – 7,5–11,2 см/с.

Швидкість течії у поверхневому шарі водойм, отримана в результаті натурних досліджень, практично співпадає з розрахунковою і лише в деяких випадках дещо нижча. Наприклад, в оз. Бабиному швидкість поверхне-вих течій при вітрі 6–7 м/с північно-східного напрямку становила 5–5,5 см/с.

За результатами математичного моделювання, швидкість течії у поверхневому шарі води безстічних водойм при вітрі 3 м/с в середньому становить 1,7–3,4 см/с. Швидкість, осереднена по вертикалі, варіює в діапазоні від 1,7 до 2,7 см/с. При вітрі 5 м/с вона зростає до 2,8–4,5 см/с.

Розподіл функції повних потоків в оз. Редьчиному (підгрупа *стариць*) при різних напрямках вітру середньої швидкості представлено як приклад на рис. 3.

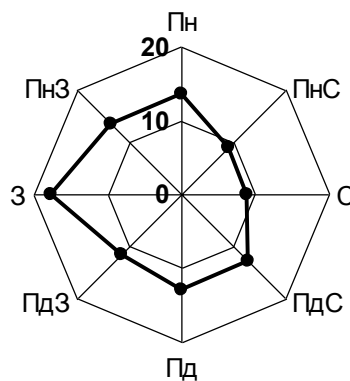


Рис. 2. Повторюваність напрямку вітру в районі Києва, % [7]

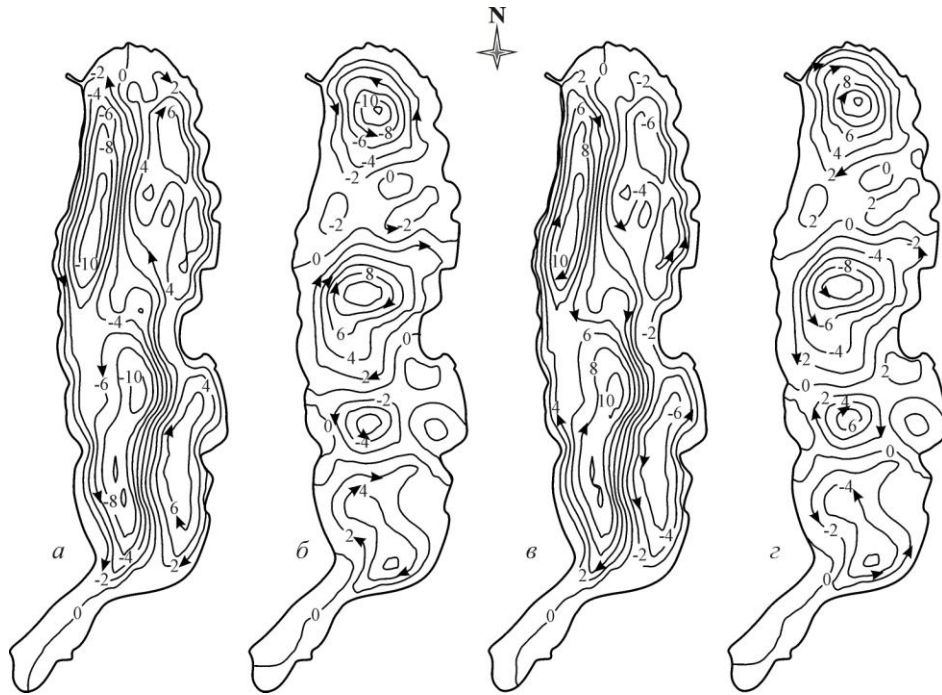


Рис. 3. Схема циркуляцій вод (функції потоків, $\text{м}^3/\text{с}$) в оз. Редьчиному при вітрі середньої швидкості північного (а), східного (б), південного (в) та західного (г) напрямків

При північному напрямку вітру в західній частині озера інтегральне перенесення здійснюється в циклональному напрямку, у східній – в антициклональному. Сумарні витрати потоків при цьому вітрі досягають $10 \text{ м}^3/\text{с}$. При південному вітрі форми циркуляцій та їх потужність аналогічні, але напрямки течій протилежні. Середня по глибині швидкість течій при вказаних напрямках вітру становить $2,1 \text{ см/с}$, у поверхневому шарі вона досягає $3,4 \text{ см/с}$. При вітрах широтного напрямку в центральній частині озера формуються декілька окремих циркуляційних утворень. Їх потужність досягає $12 \text{ м}^3/\text{с}$. Середня швидкість течій становить $1,7 \text{ см/с}$, у поверхневому шарі – $3,1 \text{ см/с}$.

Аналіз результатів розрахованих та спостережених швидкостей течій показав добру їх схожість – різниця не перевищує $1\text{--}2 \text{ см/с}$.

У стічних водоймах (зокрема в затоках, стічних озерах та ставках) вітрові течії характеризуються практично аналогічними параметрами. В чистому вигляді вони спостерігаються дуже рідко, оскільки на них накладаються стокові течії.

Стокові течії в затоках виникають в результаті попусків Київської ГЕС. На фазі підйому рівня вода з водосховища надходить до водойм, на фазі спаду – повертається назад. Наприклад, при одноразовому середньому попуску ГЕС в оз. Видубицьке втікає 42 тис. м^3 [3]. Це обумовлює формування течії, швидкість якої в протоці, що з'єднує водойму з Канівським водосховищем, досягає $15\text{--}20 \text{ см/с}$. Середня швидкість течії на акваторії затоки за таких умов сягає $0,56 \text{ см/с}$. При максимально можливому водообміні водойми з водосховищем, який складає майже 98 тис. м^3 за попуск, середня швидкість течії на акваторії може збільшуватися до $1,3 \text{ см/с}$.

Характерною особливістю режиму стокових течій в оз. Видубицькому є те, що незалежно від фази водообміну, переміщення водних мас тут при відсутності вітру направлено проти годинникової стрілки (рис. 4). Основна маса потоку при надходженні води у водойму дислокується в межах північної частини акваторії, при

витоку – в південній. Сумарна витрата потоку в затоці при середньому попуску ГЕС досягає $9 \text{ м}^3/\text{с}$.

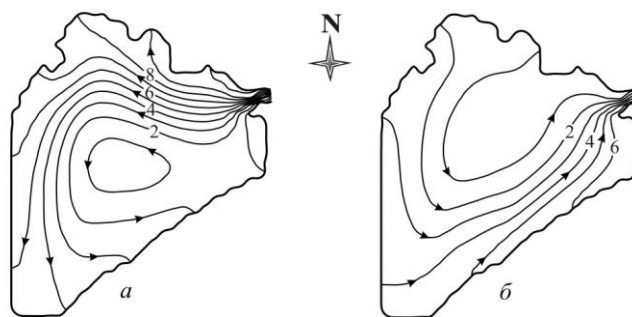


Рис. 4. Циркуляції вод (функції токів, $\text{м}^3/\text{с}$) в оз. Видубицькому за відсутності вітру на фазі підйому (а) та спаду (б) рівня води в Канівському водосховищі [3]

При сумісній дії стокового та вітрового факторів внутрішній водообмін стічних водойм значно посилюється. Так, на акваторії оз. Видубицького формуються достатньо активні циркуляції вод, потужністю до $12\text{--}14 \text{ м}^3/\text{с}$ (рис. 5). Середня по вертикалі швидкість течій становить $3\text{--}3,5 \text{ см}/\text{с}$. Це означає, що тут існують досить значні можливості для горизонтального перемішування водних мас.

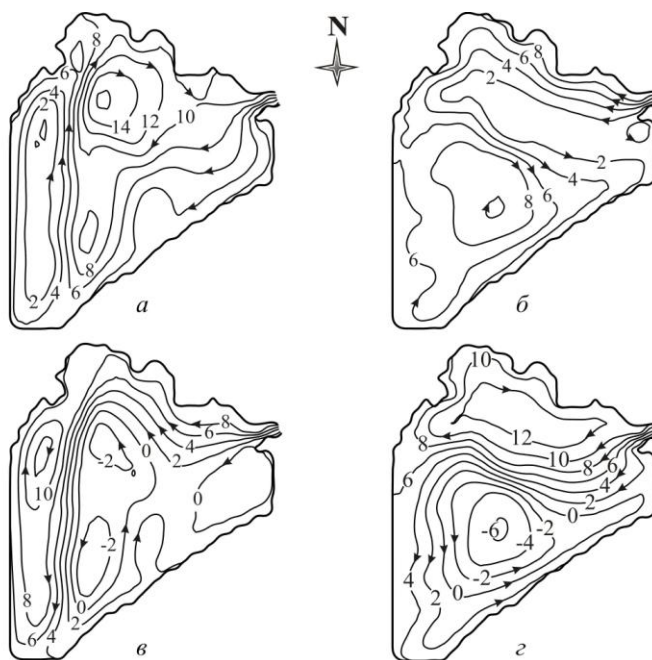


Рис. 5. Циркуляції вод (функції токів, $\text{м}^3/\text{с}$) в оз. Видубицькому при вітрі $5 \text{ м}/\text{с}$ північного (а), східного (б), південного (в) та західного (г) напрямків на фазі підйому рівня води [3]

Стокові течії в озерах і ставках формуються внаслідок впадіння малих водотоків. Транзит вод у цих водоймах слабо виражений. Швидкість стокових течій не перевищує $0,01\text{--}0,05 \text{ см}/\text{с}$. Витрати становлять $0,005\text{--}0,014 \text{ м}^3/\text{с}$ (рис. 6).

В результаті притоку поверхневих вод та дії вітру в Горіхуватських ставках, наприклад, формуються циркуляційні потоки з потужністю $0,05\text{--}1 \text{ м}^3/\text{с}$. В Горіхуватському ставку №4 їх величини досягають $0,3\text{--}0,5 \text{ м}^3/\text{с}$ (рис. 7). Сумарна швидкість стокових та вітрових течій, осереднена по вертикалі, досягає $2\text{--}2,7 \text{ см}/\text{с}$.

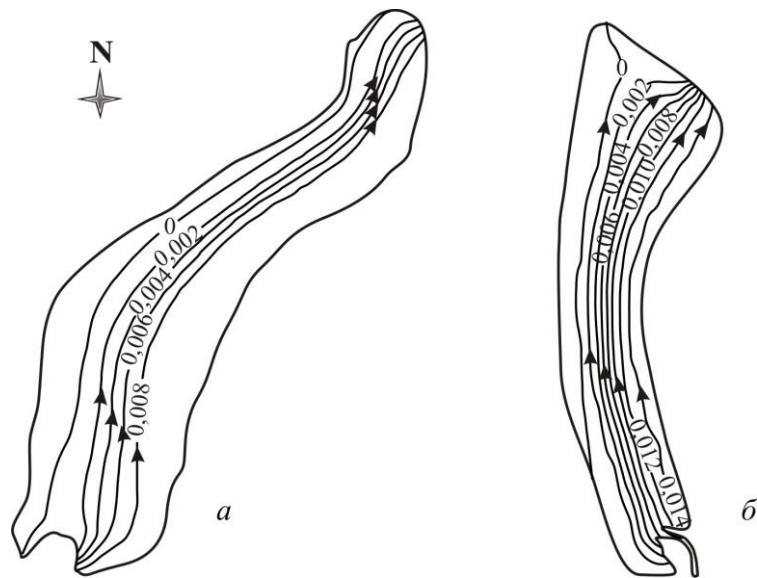


Рис. 6. Схема течій (функції токів, $\text{м}^3/\text{с}$) в Горіхуватських ставках №3 (а) та 4 (б) при відсутності вітру

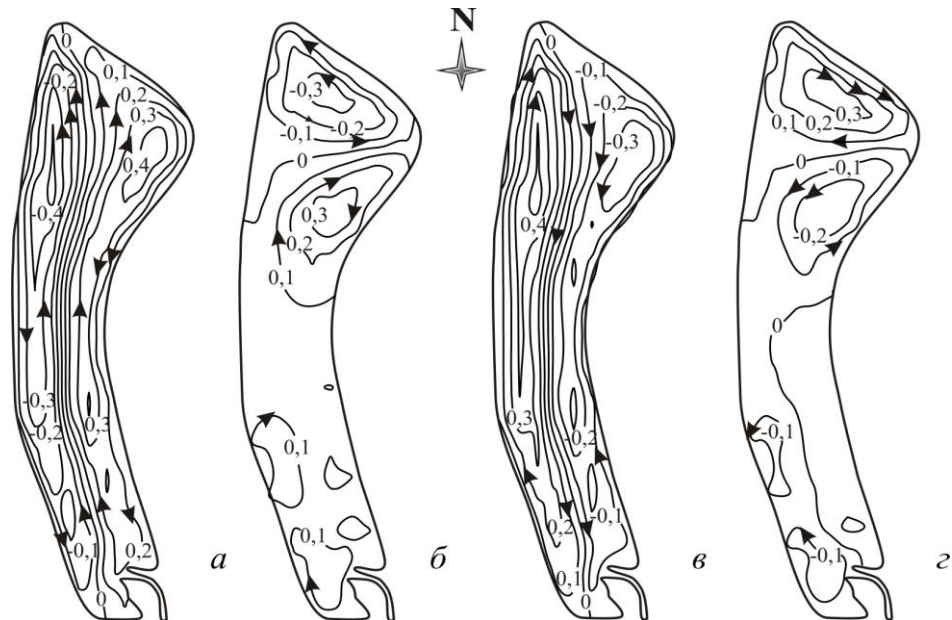


Рис. 7. Схема течій (функції токів, $\text{м}^3/\text{с}$) в Горіхуватському ставку №4 при швидкості вітру 3 $\text{м}/\text{с}$ північного (а), східного (б), південного (в) та західного (г) напрямків

Конвективне перемішування у водоймах Києва відбувається в період весняного нагрівання та осіннього охолодження. Наприклад, в оз. Центальному при льодоставі (березень 2011 р.) нами зафіксовано обернену температурну стратифікацію. Перепад температури по глибині (8 м) досягав $3,9^\circ$. Тривалість перемішування визначається інтенсивністю нагрівання всієї товщі води до 4°C навесні та охолодження до цієї температури восени. Після досягнення максимальної густини водних мас подальше нагрівання (охолодження) призводить до появи у поверхневому шарі вод з меншою густиною. При цьому процес конвективного перемішування сповільнюється або припиняється.

Для оцінки турбулентного перемішування вод використовують різного роду емпіричні залежності [17], що враховують коефіцієнти горизонтального та

вертикального турбулентного перемішування. Їх визначення пов'язане зі значними труднощами.

Аналіз результатів проведених нами натурних вимірів за методикою [10] показав, що в еколого-гідрологічних розрахунках на водоймах Києва для орієнтовної оцінки залежності коефіцієнта горизонтальної турбулентної дифузії від масштабу явища (l), правомірно застосовувати «закон ступеня 4/3» [17]:

$$K_L = 0,0216 \times l^{1,33}.$$

Дія вітру обумовлює виникнення вітрових хвиль на акваторіях водойм. Враховуючи ймовірні величини швидкостей вітру та максимальні довжини його розгону, ми оцінили ймовірні висоти (h_x) та довжини (λ_x) хвиль на різномісних водоймах Києва (рис. 8, 9).

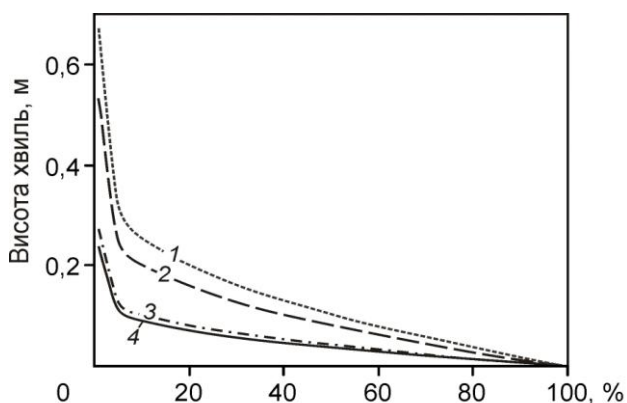


Рис. 8. Ймовірні висоти хвиль на водоймах Києва:

1 – оз. Алмазне, 2 – оз. Редьчине,
3 – оз. Центральне, 4 – Палладінський
ставок №3

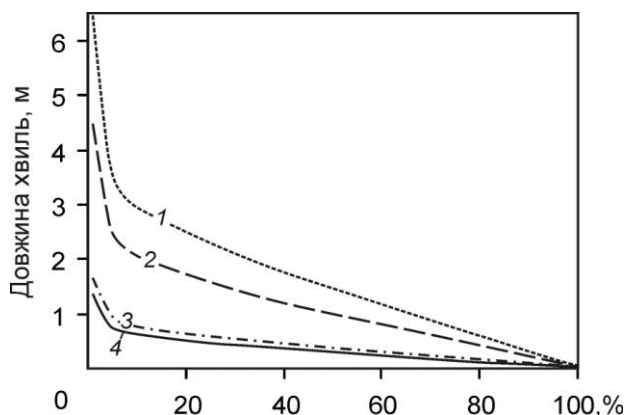


Рис. 9. Ймовірні довжини хвиль на водоймах Києва:

1 – оз. Алмазне, 2 – оз. Редьчине,
3 – оз. Центральне, 4 – Палладінський
ставок №3

На водоймах Києва хвилі висотою від 4 до 10 см та довжиною від 30 до 140 см виникають при співпадінні напрямку вітру середньої швидкості з повздовжніми осями водойм. Ймовірність таких хвиль складає 50 %. При висоті хвиль від 11 до 15 см, ймовірність яких на міських водоймах становить від 15 до 40 %, спостерігаються орбітальні знакозмінні переміщення води. На водоймах Києва вони поширюються на глибину не більше 0,5 м. Механічний вплив на донні біоценози за таких умов відчувається приблизно на 1,5–12 % дна водойм. Це достатньо вузькі вздовжберегові смуги. При вітрах 10 м/с висота хвиль на акваторіях водойм зростає до 20–70 см, довжина – до 130–670 см. Відповідно зростає площа дна, де хвилі проявляють динамічне навантаження на дно, бентосні організми та інші гідробіоти.

Течії та хвильове перемішування обумовлюють турбулентну дифузію тепла, кисню, завислих речовин, домішок та розчинів по вертикалі та горизонталі. Нашими натурними дослідженнями встановлено, що у глибоких водоймах Києва турбулентна дифузія відбувається до глибини 2–4 м (рис. 10), у мілких – до дна.

Рухливість (течії та різні види перемішування) відіграє важливу роль в посиленні самоочисної спроможності водойм. Вона значною мірою прискорює розбавлення, розпад, нейтралізацію забруднювальних речовин. Відомо, що при зростанні швидкості течії від 0 до 20 см/с у водоймі відбувається посилення процесу трансформації забруднювальних речовин у 20 разів [13]. Особливо відчутне це посилення в діапазоні швидкостей від 0 до 10 см, що характерно для досліджуваних водойм.

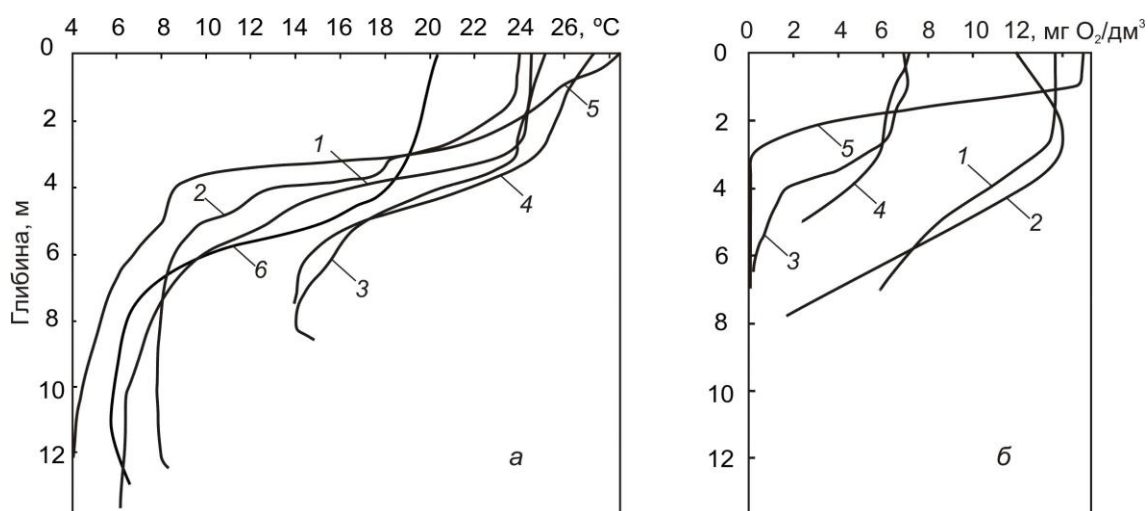


Рис. 10. Типовий (2006–2013 рр.) вертикальний розподіл температури води (а) та розчиненого у воді кисню (б) в літній період у водоймах Києва: 1 – оз. Алмазне, 2 – оз. Редьчине, 3 – оз. Центральне, 4 – оз. Райдужне, 5 – оз. Кирилівське, 6 – оз. Видубицьке

При середній швидкості вітру гідродинаміка водних мас посилює самоочисну здатність водойм Києва в 4–7 разів (табл. 1) порівняно з нерухомим станом вод. При посиленні вітру до 5 м/с динамічна складова самоочисного потенціалу водойм зростає в 6–10 разів, при 10 м/с – до 10–15 разів.

Таблиця 1. Середні показники динамічної складової самоочисного потенціалу водойм Києва

Групи	Підгрупи	Водойми		Середня швидкість течії, см/с		Коефіцієнт трансформації забруднювальних речовин (K_d/K_{cm})	
				при меридіо-нальному напрямку вітру	при широт-ному напрямку вітру	при меридіо-нальному напрямку вітру	при широтному напрямку вітру
Гідрогенні	антропогенно змінені	оз. Райдужне		2,20	1,90	5,65	5,10
		оз. Вирлиця		1,80	1,60	4,83	4,38
	стариці	оз. Мінське		2,50	1,60	6,38	4,38
		оз. Редьчине		2,10	1,70	5,48	4,61
		оз. Кирилівське		3,00	2,50	7,24	6,28
		оз. Вербне		1,56	2,50	4,28	6,30
Штучні	кар'єри	оз. Алмазне		1,90	2,70	5,05	6,68
		оз. Центральне		2,60	2,30	6,40	5,86
		оз. Синє		2,50	2,70	6,30	6,68
		Палладінські	№1	3,10	2,50	7,42	6,30
	№3		2,73	3,00	6,74	7,24	
	Горіхуватські		№1	2,54	2,60	6,38	6,49
			№2	2,35	2,66	6,00	6,61
			№3	2,81	2,62	6,89	6,53
			№4	2,55	1,94	6,40	5,14
	Китаївські	№2	2,15	2,47	5,6	6,24	
		№3	2,50	2,60	6,30	6,49	
		№4	2,29	2,27	5,88	5,84	
		№5	2,33	2,06	5,96	5,40	

Незважаючи на те, що водойми Києва зазнають постійного антропогенного навантаження, такі гідродинамічні процеси підтримують стабільне функціонування їх екосистем. В результаті, міські водойми досі існують та виконують рекреаційно-декоративну роль. Для порівняння, в Стеблівському лимані [6] вітрові течії зі швидкістю 4,4–5,5 см/с посилюють самоочисний потенціал у 9–11 разів проти того, яким він міг бути у нерухомому стані води. В оз. Світязь, при вітрових течіях до 10 см/с [19], самоочисні процеси посилюються в 15 разів. Таким чином, величини коефіцієнта трансформації забруднювальних речовин досліджуваних водойм подібні іншим водоймам України.

Рівневий режим різнотипних водойм Києва досить неоднозначний. Коливання рівня води у затоках значною мірою залежить від рівневого режиму Канівського водосховища. При проходженні весняного водопілля 50 %-ї забезпеченості рівень води у водосховищі та в цих водоймах підвищується на 1,65–2,8 м. Те ж відбувається і у водоймах, розташованих на заплавної піщаній терасі Дніпра. Набагато більше значення для формування екологічного стану та якості води заток мають внутрішньодобові коливання, зумовлені нерівномірними попусками Київської ГЕС. Останні призводять до виникнення в її нижньому б'єфі прямих довгих хвиль, котрі переміщуються вниз за течією і поступово трансформуються. Внаслідок цього рівень води в затоках коливається в діапазоні від 0,054 до 1,00 м (табл. 2).

Таблиця 2. Амплітуда коливання рівня води у затоках Дніпра (за даними автора і літератури [3–5, 15, 18])

Водойми	Відстань від Київської ГЕС, км	Амплітуда коливання рівнів води при різних попусках ГЕС, м		
		максимальних	середніх	мінімальних
затока Верблюд	7,15	1,00	0,436	0,145
затока Собаче Гирло	10,2	0,920	0,398	0,133
затока Оболонь	11,6	0,883	0,381	0,127
затока Київська Гавань	15,9	0,776	0,335	0,112
Матвіївська затока	19,6	0,694	0,300	0,100
рукава Горбачів та Русанівський	20,9	0,668	0,288	0,096
рукав Довбичка	20,3	0,680	0,294	0,098
затока Довбичка	25	0,590	0,255	0,085
рукав Десенка	25,1	0,589	0,254	0,085
затока Десенка	26,6	0,563	0,243	0,081
затока Славутич	23,0	0,627	0,271	0,090
озеро Видубицьке	23,2	0,623	0,269	0,090
затока Берковщина	24,9	0,592	0,256	0,085
Княжий затон	25,0	0,590	0,255	0,085
затока Осокорки	25,5	0,582	0,251	0,084
рукав Коник	29,8	0,511	0,221	0,074
затока Старик	37,8	0,402	0,174	0,058
затока Вишеньки	40,0	0,376	0,163	0,054

У водоймах, зосереджених в заплаві Дніпра, зміна рівнів відбувається у весняний період шляхом фільтрації води через підстилаючі піски зі швидкістю до 40–50 м за добу. Тривалість стояння високих рівнів води у цих водоймах становить 9–68 діб в рік (табл. 3). Амплітуда коливання рівня води зменшується з віддаленістю від Київської ГЕС.

Сезонні та внутрішньодобові коливання рівня води у водосховищі відіграють суттєву роль в процесах самоочищення досліджуваних водойм. На фазі підйому рівня води вище рівня ґрунтових вод відбувається фільтрація води через піщані береги, на фазі спаду – просочування її з берегів до водосховища. Фільтрація води через піщані береги забезпечує її очищення. Така самоочисна здатність ґрунтів завдячується життєдіяльністю автотрофних та гетеротрофних гідробіонтів. Один із компонентів біоценозу піщаного ґрунту є мікрофітобентос, який відіграє важливу роль у створенні в ньому сприятливого кисневого режиму. Функціонування гетеротрофних організмів, головним чином бактеріобентосу, визначає процеси деструкції органічної речовини та самоочищення від продуктів розкладу, зокрема мінералізацію сполук азоту, фосфору, сірки тощо [11].

Таблиця 3. Коливання рівня води у гідрогенних водоймах (крім заток) при проходженні весняного водопілля 50%

Озера	Відстань від Київської ГЕС, км	Підйом рівня води, м	Тривалість високих рівнів, діб
Редьчине	4,5	2,8	52–67
Центральне	9,5	2,7	40–55
Кирилівське	11,7	2,6	14–29
Йорданське	12,2	2,6	35–50
Вербне	12,8	2,6	44–59
Райдужне	13,5	2,5	30–45
Бабине	15,5	2,45	50–65
Н. Тельбін	23,5	2,13	53–68
Підбірна	25,5	1,9	46–61
Мартишів	27,5	1,85	14–29
Конча	36,0	1,63	9–24

При короточасних коливаннях рівня води, які обумовлюють водообмін в піщаних берегах, деструкція органічної речовини в 2 рази більша, ніж при статичних умовах [12]. Такі коливання рівня води визначають розмір так званої смуги змочування, на якій сконцентрована найбільш активна біотична компонента екотону. Це обумовлює самоочисну здатність піщаного берега. Ширину смуги можна розрахувати за формулою:

$$b = A_L / \sin \alpha ,$$

де α – кут ухилу надводної змочуваної частини берега, який на річкових ділянках дніпровських водосховищ складає приблизно 15° .

Результати визначення ширини смуг змочування піщаних берегів заток наведено в табл. 4. Її величина при середній амплітуді коливання рівня води варіює від 0,698 до 1,87 м, при максимальній амплітуді – від 1,62 до 4,33 м, при мінімальній – від 0,223 до 0,623 м. Площа піщаних берегів, що періодично змочуються при внутрішньодобових коливаннях рівня води, оцінена для кожної із заток з урахуванням довжини їх піщаних берегових смуг.

Загальний об'єм води, що фільтрується через смугу змочування до кожної із заток, залежить від площі смуги змочування, фільтраційних характеристик пісків та тривалості фази підйому рівня води. В результаті, визначено об'єми фільтрації через піщані береги всіх заток Канівського водосховища в районі Києва (табл. 4).

Одержані дані свідчать про те, що в процесі очищення в берегових пісках приймає участь від 0,1 до 19 % загального об'єму води в затоках.

Таблиця 4. Параметри фільтрації через піщані береги заток Канівського водосховища

Водойми	Параметри при характерних попусках Київської ГЕС									
	Ширина смуги змочування, м			Площа смуги змочування, м ²			Об'єм води, що надходить за один цикл підйому рівня, м ³			
	максимальні	середні	мінімальні	максимальні	середні	мінімальні	максимальні	середні	мінімальні	
затока Верблюд	4,33	1,87	0,623	39378	17011	5670	297400	128477	42826	
затока Собаче Гирло	3,95	1,71	0,569	21324	9212	3071	161048	69573	23191	
затока Оболонь	3,79	1,64	0,545	13253	5725	1908	100090	43239	14413	
затока Київська Гавань	3,33	1,44	0,479	28290	12221	4074	213656	92299	30766	
Матвіївська затока	2,98	1,29	0,429	14893	6434	2145	112476	48590	16197	
рукава Горбачів та Русанівський	2,86	1,24	0,413	23203	10024	3341	175242	75704	25235	
рукав Довбичка	2,92	1,26	0,420	29546	12764	4255	223141	96397	32132	
затока Довбичка	2,53	1,09	0,365	7093	3064	1021	53566	23141	7714	
рукав Десенка	2,53	1,09	0,364	67430	29130	9710	509263	220002	73334	
затока Десенка	2,41	1,04	0,348	21126	9126	3042	159550	68925	22975	
затока Славутич	2,69	1,16	0,387	1587	686	229	11985	5178	1726	
озеро Видубицьке	2,67	1,16	0,385	4813	2079	693	36346	15702	5234	
затока Берковщина	2,54	1,10	0,366	6606	2854	951	49890	21552	7184	
Княжий затон	2,53	1,09	0,365	2432	1051	350	18366	7934	2645	
затока Осокорки	2,50	1,08	0,359	6538	2824	941	49377	21331	7110	
рукав Коник	2,19	0,948	0,316	13544	5851	1950	102290	44189	14730	
затока Старик	1,73	0,745	0,248	10352	4472	1491	78184	33775	11258	
затока Вишеньки	1,62	0,698	0,233	6687	2889	963	50501	21817	7272	

Рівневий режим ставків менш динамічний. Максимальні рівні води тут обмежені верхніми відмітками дренажних колодязів. Зниження рівня води у ставках спостерігається в межень. В цей період вони в основному живляться підземними водами. Діапазон коливань рівня води, наприклад, у Палладінських ставках протягом року складає 0,1–15 см. Отож, очисна здатність берегових смуг цих водойм незначна, тим більш, що вони складені переважно слабо фільтраційними ґрунтами.

Висновки. На основі проведених еколого-гідрологічних досліджень визначено, що водойми Києва характеризуються різною гідродинамічною активністю. Для безстічних водойм визначальну роль у формуванні якості вод та функціонуванні їх екосистем відіграють вітрові течії. В стічних водоймах вплив вітрового та стокового факторів рівнозначний. Внутрішні динамічні процеси в затоках Канівського водосховища активізуються більше стоковими течіями, що обумовлені попусками Київської ГЕС. Гідродинамічна активність в ставках і стічних озерах, незважаючи на наявність стокових течій, формується переважно за рахунок дії вітру.

Завдяки процесу перемішування у міських водоймах забезпечується вирівнювання гідрохімічних, гідробіологічних та гідрофізичних показників водних мас по глибині та акваторії.

Динаміка водних мас посилює самоочисну спроможність водойм Києва в середньому в 4–7 разів. При посиленні вітру до 5 м/с динамічна складова самоочисного потенціалу водойм зростає в 6–10 разів, до 10 м/с – в 10–15 разів.

За рахунок короткочасних коливань рівня води на річковій ділянці водосховища та затоках формуються сприятливі умови для інтенсивного перебігу процесу самоочищення вод в піщаних берегах.

Таким чином, гідродинамічні процеси є одним із визначальних факторів функціонування екосистем водойм Києва та формування якості їх водного середовища.

Список літератури

1. Богословский Б. Б. Общая гидрология (гидрология суши) / Б. Б. Богословский, А. А. Самохин, К. Е. Иванов, Д. П. Соколов – Л. : Гидрометеиздат, 1984. – 423 с.
2. Екологічний стан водойм м. Києва: [відп. ред. В. А. Кундієв]. – К.: Фітосоціоцентр, 2005. – 219 с.
3. Екологічний стан урбанізованих заплавних водойм. Озер Видубицьке / [Тімченко В. М., Линник П. М., Щербак В. І. та ін.] – Київ: Ін-т гідробіології НАН України, 2007. – 64 с.
4. Екологічний стан урбанізованих заплавних водойм. Озер Берковщина / [Тімченко В. М., Линник П. М., Щербак В. І. та ін.] – Київ: Ін-т гідробіології НАН України, 2009. – 68 с.
5. Екологічний стан урбанізованих заплавних водойм. Затока Осокорки / [Тімченко В. М., Линник П. М., Щербак В. І. та ін.] – Київ : Ін-т гідробіології НАН України, 2011. – 76 с.
6. Екологічний стан урбанізованих заплавних водойм. Стеблівський лиман / Колектив авторів, за ред. В. М. Тімченка, Т. Л. Алексенко. – Херсон : Херсонська гідробіологічна станція НАН України, 2011. – 48 с.
7. Клімат Києва / за ред. В. І. Осадчого, О. О. Косовця, В. М. Бабіченко. – Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут, Центральна геофізична обсерваторія. – К: Ніка-Центр, 2010. – 320 с.
8. Методи гідроекологічних досліджень поверхневих вод / [О. М. Арсан, О. А. Давидов, Т. М. Дьяченко та ін.]; за ред. В. Д. Романенка. – НАН України Ін-т гідробіології. – К.: ЛОГОС, 2006. – 408 с.
9. Озмидов Р. В. Диффузия примесей в океане / Р. В. Озмидов – Л. : Гидрометеиздат, 1986. – 280 с.
10. Окубо А., Озмидов Р. В. Эмпирическая зависимость коэффициента горизонтальной турбулентной диффузии в океане от масштаба явления // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1970. – 6. – №5. – С. 534–536.
11. Оксиюк О. П. Роль песчаного грунта в процессах самоочищения воды от органического вещества / О. П. Оксиюк, Е. П. Палазий, Г. В. Меленчук // Гидробиол. журн. – 2004. – 40, №1. – С. 63–73.
12. Олейник Г. Н. К методике определения деструкции органического вещества в донных отложениях / Г. Н. Олейник, В. М. Якушин // Гидробиол.

журн. – 1989. – 25, №4. – С.83–86. 13. Охрана водных ресурсов / [Бородавченко И. И., Зарубаев Н. В., Васильев Ю. С. и др.]. – М.: Колос, 1979. – 247 с. 14. Судольский А. С. Динамические явления в водоемах / А. С. Судольский – Л. : Гидрометеиздат, 1991. – 262 с. 15. Тимченко В. М. Экологическая гидрология водоемов Украины / В. М. Тимченко – К. : Наук. думка, 2006. – 384 с. 16. Тимченко В. М. Сменяемость воды в водоемах Киева / В. М. Тимченко, С. В. Дараган // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – Київ, 2014. – Т. 4. – С. 49–57. 17. Тимченко В. М. Исследование турбулентного перемешивания в мелководьях внутренних водоемов/ В. М. Тимченко, С. С. Дубняк // Гидробиол. журн. – 1996. – 32, №6. – С. 52–60. 18. Тимченко В. М. Экологические аспекты водного режима киевского участка Каневского водохранилища / В. М. Тимченко, С. С. Дубняк // Гидробиол. журн. – 2000. – 36, №3. – С. 57–67. 19. Тимченко В. М. Экологические аспекты гидрологии Шацких озер / В. М. Тимченко, А. Е. Ярошевич, Ю. Л. Виденина, С. М. Безродная // Гидробиол. журн. – 1994. – 30, №4. – С. 59–71. 20. Тімченко О. В. Еколого-гідрологічні дослідження озера Вирлиця (Київська ділянка Канівського водосховища) / О. В. Тімченко, О. П. Холодько // Озера та штучні водойми України: сучасний стан й антропогенні зміни: Матеріали І Міжнар. наук.-практ. конф. – Луцьк: РВВ «Вежа», 2008. – С. 208–211. 21. Тушинский С. Г. Динамика вод озер и водохранилищ / С. Г. Тушинский // Итоги науки и техники ВИНТИ АН СССР. Серия: Гидрология суши – М. : 1987, Т. 6. – С. 1–140. 22. Фельзенбаум А. И. Теоретические основы и методы расчета установившихся морских течений / А. И. Фельзенбаум. – М. : Изд-во АН СССР, 1960. – 122 с.

Гідродинамічна характеристика водойм м. Києва

Батог С. В.

Досліджено основні елементи гідродинаміки в різномісних водоймах Києва.

Ключові слова: внутрішній водообмін; течії; перемішування; хвильові процеси, коливання рівня води.

Гидродинамическая характеристика водоемов г. Киева

Батог С. В.

Исследованы основные элементы гидродинамики в разномісных водоемах Киева.

Ключевые слова: внутренний водообмен; течения; перемешивание; волновые процессы; колебания уровня воды.

Hydrodynamic characteristic of Kyiv water bodies

Batoh S. V.

The main elements of hydrodynamic of different-type Kiev's water bodies have been researched.

Keywords: internal water exchange; currents; mixing the water; wave processes; fluctuating water level.

Надійшла до редколегії 27.04.2015

УДК 556.531.3: 504.61(477.85-25)

Николаев А.М.

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича

АНТРОПОГЕННІ ЗМІНИ ТЕРМІЧНОГО РЕЖИМУ РІЧОК МІСТА ЧЕРНІВЦІ

Ключові слова: температура води, річка-аналог, стічні води, меженний стік

Вступ. Річки урбанізованої території зазнають інтенсивного антропогенного впливу, який призводить до глибоких змін гідрологічного і гідрохімічного режимів, хімічного і теплового забруднення. Основним його чинником є надходження в річки збагачених речовинами техногенного походження поверхневого стоку, промислових і комунально-побутових стічних вод, температура яких значно перевищує температуру річкових вод. Термічне забруднення виступає і як самостійний вторинний чинник впливу на процеси формування льодового покриву,

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

хімічного складу води і умови існування гідробіонтів. Типовим прикладом водотоків урбанізованої території західного регіону України є малі річки м. Чернівці, в які, внаслідок недосконалості системи водовідведення, скидаються значні об'єми неочищених каналізаційних стоків.

Аналіз попередніх досліджень. Водні об'єкти урбанізованої території постійно привертають увагу науковців. Разом з тим, більшість досліджень присвячена оцінці їх екологічного стану, антропогенні зміни термічного режиму, зазвичай, розглядаються, як один з його показників [1, 2, 7, 9-11]. Основні риси термічного режиму річок регіону досліджень є достатньо вивченими, відомі і наслідки впливу на нього антропогенних чинників [4, 8]. Загальні відомості про гідрологічний режим річок міста Чернівці наводяться в [3, 5], проте термічний режим і його антропогенні зміни потребували подальшого дослідження.

Метою дослідження є оцінка антропогенних змін термічного режиму річок міста Чернівці.

Матеріал і методи дослідження. Серед річок Чернівців найбільш вивченою є річка Прут, на якій виконуються режимні гідрологічні спостереження. Температура води вимірюється у створі гідрологічного поста Гідрометеослужби, розміщеного поблизу автодорожнього мосту на вул. Гагаріна – Заводській, в 1,5 км вище впадіння малого правобережного притоку – р. Клокучка. Оцінка змін термічного режиму Пруту в межах міста виконана шляхом порівняння середніх місячних температур води, виміряних у створі водомірного поста (фонового) і контрольних, які розміщувались на ділянках русла нижче впадіння річок Клокучка, Мольниця і Шубранець, та скидів очисних споруд каналізації.

В якості критерію порівняння при оцінці змін термічного режиму малих річок міста обрані результати спостережень на річці-аналозі. Природним аналогом є річка Дерелуй, лівобережні притоки якої дренують південно-східну частину Чернівців. На ній у створі с. Молодія протягом 1953-1975 рр. виконувались систематичні гідрологічні спостереження, результати яких опубліковані у [8]. Термічний режим малих річок міста досліджений за результатами польових зйомок, які проводились протягом 2009-2013 рр. При їх виконанні температури води за допомогою стандартного водного термометра вимірювались у верхів'ях і на гирлових ділянках. Величини середніх місячних температур води річок міста наводяться в табл.1.

Результати досліджень. Річний хід температур води річок Прут і Дерелуй показаний на рис. 1, з якого видно, що суттєвої різниці в природному термічному режимі великої і малої річки досліджуваної території практично не простежується.

Найнижчою температура води річок міста є в січні, помітне її підвищення починається в березні, швидке - відбувається протягом квітня-червня. Найтепліша вода в липні, починаючи з серпня вона охолоджується, інтенсивне зниження температур спостерігається в жовтні-листопаді.

Помітні зміни термічного режиму, спричинені прямим скиданням стічних вод каналізації, були характерними для малих річок. Порівняння температур води річки-аналога і гирлових ділянок досліджуваних річок показало, що загальні риси їх термічного режиму (характер річного ходу температур) не зазнали змін, проте самі значення температур були помітно вищими. Спостерігалась і певна диференціація значень підвищення температур води. Більшими вони були для води гирлової ділянки р.Мольниця, особливо у зимовий і осінній періоди року, рис. 2

У цілому, середні місячні температури води гирлової ділянки цієї річки були вищими за значення для річки-аналогу, навіть у найтепліший рік періоду багаторічних спостережень. Аналогічний характер, при нижчих величинах підвищення, мали зміни температур води гирлової ділянки р.Клокучка, рис. 2.

Менших змін зазнавав термічний режим р. Шубранець. Середні місячні температури води гирлової ділянки цієї річки були дещо вищими, ніж річки-аналогу, проте не перевищували значень за найтепліший рік періоду спостережень, рис. 2.

Таблиця 1. Середні місячні температури води річок міста Чернівці, °С (за період 2009-2013 рр.)

Річка, створ спостережень	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Прут - м.Чернівці, гідрологічний пост	0,2	0,3	2,5	8,6	14,1	18,7	20,5	19,8	16,1	10,4	4,8	1,2
Прут – м.Чернівці, нижче впадіння річок Клокучка, Мольниця і Шубранець	1,2	1,3	3,5	9,5	14,9	19,0	21,3	20,4	17,0	11,3	6,3	2,9
Прут – м.Чернівці, нижче скидів очисних споруд каналізації	3,2	3,4	4,2	10,0	16,4	19,7	21,2	20,7	17,3	11,5	6,3	3,5
Клокучка - гирло	8,1	8,3	10,2	13,0	18,7	20,7	22,0	21,4	20,7	15,2	10,6	8,7
Мольниця – гирло	12,1	12,3	13,9	15,0	20,8	21,4	23,0	22,3	20,7	16,3	11,7	9,4
Шубранець – гирло	0,1	1,1	3,6	10,0	15,3	20,0	21,0	20,0	16,3	11,0	5,8	0,9
Дерелуй – с.Молодія	0,1	0,2	1,6	8,0	13,8	18,7	20,0	19,4	14,7	9,4	4,6	0,7
Дерелуй – с.Молодія, для найтеплішого року періоду спостережень	0,9	3,1	6,1	11,0	17,6	21,4	22,5	20,4	17,0	11,9	8,7	3,4

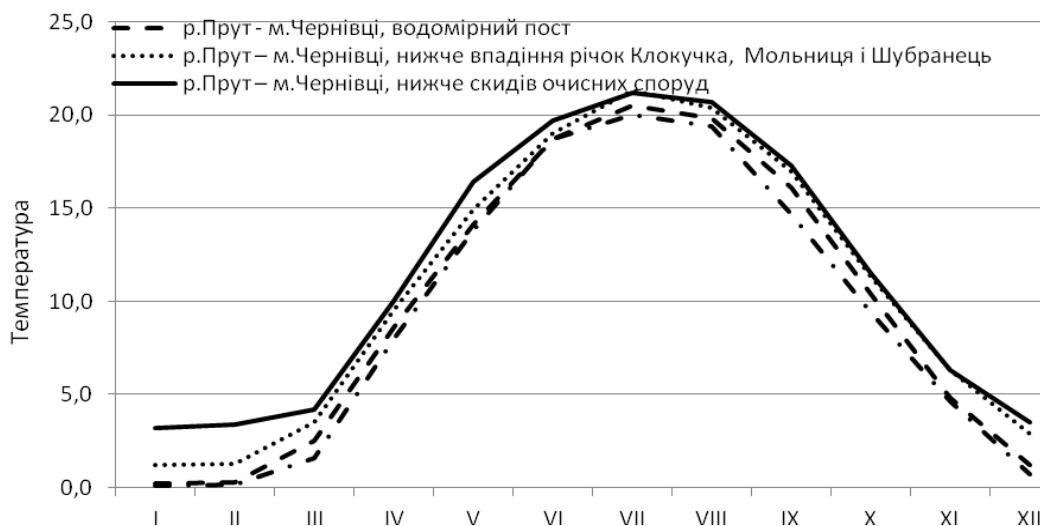


Рис 1. Річний хід температур води р.Прут в межах м.Чернівці і р.Дерелуй – с. Молодія

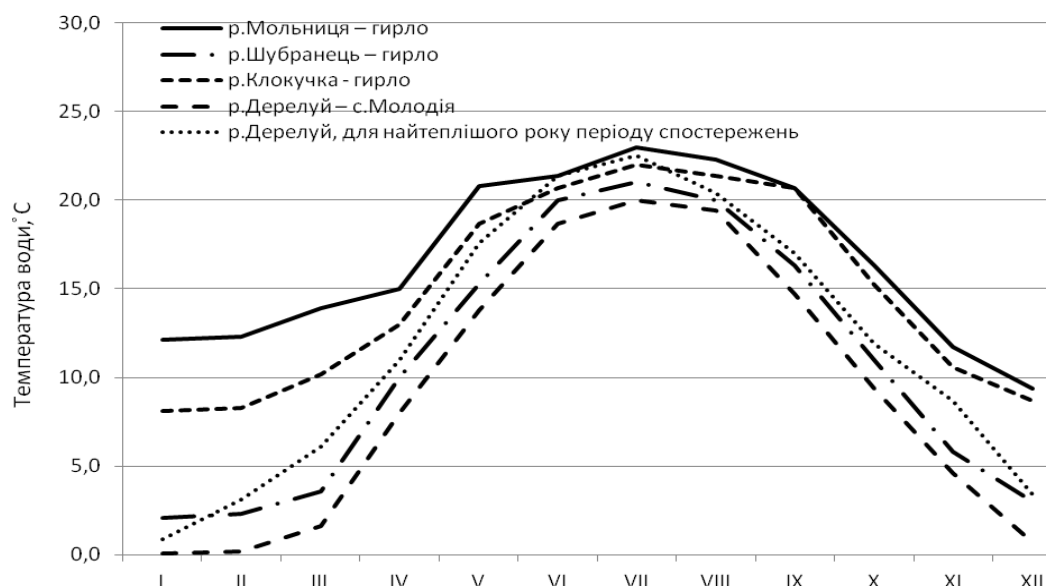


Рис. 2. Річний хід температур води гірлових ділянок рр. Клокучка, Мольниця, Шубранець і р.Дерелуй – с.Молодія

Підвищення температури води досліджуваних річок характеризувалось значеннями, наведеними в табл. 2. Одержані результати є близькими до даних інших дослідників, зокрема [4].

Таблиця 2. Величини підвищення температури води річок м. Чернівці, Δt , °С, порівняно з природними умовами

Річка, створ спостережень	Δt , °С			
	зима XII–II	весна III–V	літо VI–VIII	осінь IX–XI
Клокучка – гирло	+8	+5	+2	+6
Мольниця – гирло	+12	+7	+3	+7
Шубранець – гирло	+2	+2	+1	+2
Прут, нижче впадіння рр. Клокучка, Мольниця і Шубранець	+2	+1	+1	+2
Прут, нижче скидів стічних вод з очисних споруд міської каналізації	+3	+2	+1	+2

Диференціація величин змін температур води досліджуваних річок визначалась рівнем антропогенного впливу. При близьких за значеннями для різних річок температурах руслових і стічних вод, основним чинником змін виступало співвідношення витрат річкових і стічних вод, особливо у меженні періоди року. Річки міста Чернівці, крім природних, мають антропогенні джерела живлення. Головним з них є частка об'єму стоку річки Дністер, яка через систему водопостачання міста перекидається в басейн річки Прут. Основний об'єм цих вод після використання скидається в р. Прут очисними спорудами каналізації міста, проте певна його частка через постійно діючі аварійні скиди відводиться в малі річки. За таких умов, модулі стоку для басейнів рр.Клокучка і Мольниця складають 12-20 л/с·км², що в 3-8 разів перевищує зональне значення [5]. У табл. 3 наводяться величини витрат води малих річок м.Чернівці і часток стічних вод в об'ємі їх меженного стоку.

Таблиця 3. Витрати води малих річок міста Чернівці

Річка	Площа водозбору, км ²	Витрата води, м ³ /с			Частка стічних вод в об'ємі меженного стоку, %
		Середня річна	Меженна		
			Літньо-осіння	Зимова	
Клокучка	18,4	0,27	0,19	0,10	>30
Мольниця	11,7	0,43	0,33	0,21	>50
Шубранець	196	0,59	0,11	0,04	<15

Згідно наведених у табл. 3 даних, більшою є частка стічних вод в об'ємі стоку р. Мольниця, меншою – річки Шубранець, що пояснює диференціацію рівнів антропогенного впливу на термічний режим малих річок міста.

Як видно з табл. 2, більш помітне підвищення температур води досліджуваних річок відбувалось в осінньо-зимові, менш помітне – в літній періоді року, простежувалась залежність величини антропогенного підвищення Δt від температури води, рис. 3.

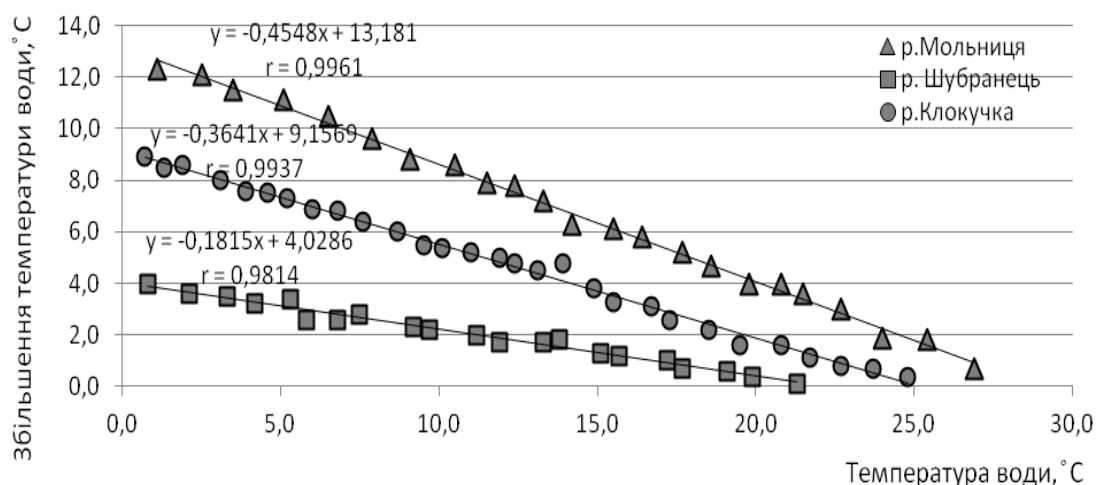


Рис. 3. Залежність величини антропогенного підвищення температури Δt від температури води малих річок м. Чернівці

Як видно з рис. 3, залежності мають зворотний лінійний характер, при прогріванні води понад 22-25°C антропогенні зміни термічного режиму малих річок ставали малопомітними.

Антропогенний вплив на термічний режим річки Прут також виражався підвищенням температур води при збереженні природного характеру її річних змін, рис. 1. Він простежувався на двох ділянках русла – нижче впадіння малих притоків – річок Клокучка, Мольниця (правобережних) і р. Шубранець (лівобережної), та скидів очисних споруд каналізації. Найбільш помітне підвищення температур води р. Прут, рис. 1, табл. 2 спостерігалось у зоні впливу скидів стічних вод каналізації, меншими були їх зміни на ділянці русла нижче впадіння малих річок. Середня сумарна витрата води річок Клокучка, Мольниця і Шубранець складала близько 1,0 м³/с, і була незначною, у порівнянні з витратою головної річки. Крім того, гирла малих річок розосереджені на ділянці русла довжиною понад 2,5 км, внаслідок чого спільний вплив їх стоку на температуру води Пруту нівелювався. Витрати стічних вод, що відводились з очисних споруд каналізації міста, складали 0,6-0,8

м³/с, проте їх скид є зосередженим, внаслідок чого спостерігалось дещо помітніше підвищення температур води головної річки.

Наслідком підвищення температур води малих річок міста Чернівці були зміни льодового режиму. Так, на річках Мольниця і Клокучка осінньо-зимові льодові явища починались на 10-15 діб пізніше, ніж на річці Дерелуй з природним термічним режимом. Льодостав утворювався тільки на верхніх ділянках, які не зазнавали впливу термальних скидів. На ділянках русел нижче скидів стічних вод льодовий покрив не утворювався, навіть у періоди найнижчих зимових температур [5]. Наслідком змін термічного режиму були і зміни режиму розчиненого кисню. При підвищенні температури зменшувалась розчинність кисню у воді, що призводило до зниження його концентрацій [6].

Висновки. Основним чинником змін термічного режиму річок Чернівців є надходження стічних вод каналізації, рівень антропогенного впливу визначався співвідношенням об'ємів поверхневого стоку і стічних вод. При збереженні природного річного ходу, температури річкових вод підвищувались, найбільші зміни спостерігались в осінньо-зимові сезони року.

Список літератури

1. Івашкевич К.О. Геоекоекологічні проблеми малих річок Києва / К.О. Івашкевич // Фіз. географія та геоморфологія. – 2005. – Вип. 49. – С. 254–258.
2. Кострова Е. А. Оценка загрязнения вод малых рек промышленных зон / Е.А. Кострова, В.Г. Гутниченко // Тез. докл. VI Всерос. гидрол. съезда. Секция 4. Экологическое состояние водных объектов. Качество вод и научные основы их охраны. – СПб: Гидрометеиздат, 2004. – С. 88–89.
3. Ландшафти міста Чернівці: монографія / за ред. В.М. Гуцуляка. – Чернівці: Рута, 2006. – 168 с.
4. Леонов Е.А. О влиянии промышленно-коммунальных стоков на термический режим рек / Е.А. Леонов // Метеорология и гидрология. – 1977. – №6. – С. 63-72.
5. Ніколаєв А.М. Гідролого-геохімічна оцінка стану річок урбанізованої території (на прикладі м. Чернівці): Монографія / А.М. Ніколаєв. – Чернівці: Чернівецький нац. ун-т, 2011. – 216 с.
6. Ніколаєв А.М. Режим розчиненого кисню малих річок міста Чернівці / А.М. Ніколаєв // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: Наук.збірник / Гол. редактор В.К. Хільчевський. – 2013. – Т. 3(30). – С. 45-51.
7. Пелешенко В.И. Качественная оценка вод водоемов и малых водотоков Киевской области / В.И. Пелешенко, Л.Н. Горев, В.К. Хильчевский // Физ. география и геоморфология. – 1981. – Вып. 25. – С. 102–108.
8. Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – Т.7. – Вып. 1. – 490 с.
9. Хильчевський В.К. Гідролого-гідрохімічна характеристика малих водотоків м. Києва / В.К. Хильчевський, С.В. Курило // Водне господарство України. – 1999. – № 3/4. – С. 22–27.
10. Хильчевський В.К. Гідрохімічна характеристика малих річок м. Києва / В.К. Хильчевський, О.В. Бойко // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2000. – Т.1. – С. 106–112.
11. Хильчевський В.К. Оцінка гідролого-гідрохімічного стану водних об'єктів м. Києва / В.К. Хильчевський, С.В. Курило // Вісн. Київ. ун-ту. Географія. – 1999. – Вип. 45. – С. 61-62.

Антропогенні зміни термічного режиму річок міста Чернівці

Ніколаєв А.М.

Досліджені зміни термічного режиму річок міста Чернівці, основним чинником яких є скидання стічних вод каналізації. Наслідком антропогенного впливу було підвищення температур води річок при збереженні природного характеру їх сезонного ходу.

Ключові слова: температура води; річка-аналог; стічні води; меженний стік

Антропогенные изменения термического режима рек города Черновцы

Ніколаєв А.М.

Исследованы изменения термического режима рек города Черновцы, основным фактором которых является сброс сточных вод канализации. Следствием антропогенного влияния было повышение температур воды при сохранении естественного характера их сезонного хода.

Ключевые слова: температура воды; река-аналог; сточные воды; меженный сток

Anthropogenic changes in the thermal regime of rivers of Chernivtsi

Nykolaev A.M.

The changes in the thermal regime of rivers of Chernivtsi, the main factor which is the discharge of wastewater sanitation. Consequence of human influence has been increasing water temperatures, while maintaining the natural character of their seasonal variation.

Keywords: temperature of water; river-analogue; effluents; boundary path flow.

Надійшла до редколегії 03.04.2015

УДК 556.537+ 551.311

Смирнова В.Г.

ВНЗ Укоопспілки «Полтавський університет економіки і торгівлі»

ЗВИВИНИ РУСЛА РІКИ ПСЕЛ ТА ЇХ ДЕФОРМАЦІЇ

Ключові слова: долина річки; господарська діяльність; звивини русла; палеозвивин; завалені звивини; крок звивини.

Постановка проблеми. Знання закономірностей руслових деформацій річок дає можливість передбачати їх розвиток, прогнозувати можливі негативні впливи на господарські об'єкти, екологічний стан річки, умови водокористування тощо. Ці питання є актуальними і для р. Псел. Основною формою русла якого є звивини. Саме тому важливо прослідкувати їх розвиток, виявити нові закономірності їх утворення, розвитку і відмирання. Відновлення природних параметрів і стабілізація русел надасть можливість регулювати паводковий стік ріки та сприятиме зменшенню втрати земельного фонду від розмивання берегів. Крім збільшення пропускної здатності, в окремих випадках, спрямлення русел сприяє скороченню дамб обвалування і збільшенню площ, що захищаються. Вийнятий ґрунт можна використати для будівництва захисних дамб, що обумовить зменшення площі необхідних кар'єрів місцевих будівельних матеріалів.

Загалом дослідженню закономірностей розвитку звивистого русла, звивин – як специфічних форм русла, присвячена велика кількість наукових робіт українських та зарубіжних учених: А.Н.Краснова, М.І.Маккавєєва, М.Є.Кондрат'єва, В.В.Іванова, Р.С.Чалова, О.Алабяна, О.Г.Ободовського, Ю.С.Ющенко та ін. Натомість відомості про руслові деформації та звивини русла Псла досить нечисленні і обмежені загальною інформацією про ріку і описами лівобережних приток Дніпра.

Методика дослідження та вихідні матеріали. За основу методики дослідження взяті положення теорії руслознавства. При виконанні роботи були використані літературні, архівні матеріали, карти масштабу 1:50 000 (Атлас Днепродзержинського водосховища 2003 р). 1: 0,5 версти або 1:50 000 (1888-1898 рр), 1: 100 000 (видання 1982 -1987р) , 1:200 000 (1977 р.) 1:250000 (1953, створеної на основі карт 1941-42 рр) та космознімки Google Maps.

Характеристика чинників руслоформування. Форма звивин, їх розміри та динаміка змінюється вздовж ріки і залежить від різних руслоформуючих чинників. Розглянемо детальніше деякі з цих чинників.

Стік води. Ріка Псел відноситься до гідрологічної зони достатньої водності. Її площа басейну складає 22,8 тис. км². Ріка є найдовшою річкою в межах Полтавської області. Загальна її довжина - 717 км. Вона бере початок в Белгородській області (Росія) і протікає територією Курської (Росія), Сумської та

Полтавської областей. Водозбірний басейн має витягнуту форму. Середня густота річкової мережі для басейну ріки досить велика – $0,4 \text{ м/м}^2$. Основними притоками є річки Суджа, Грунь, Омельник, Хорол, Грунь-Ташань, Говтва. Живлення річки – змішане, в останні роки переважно підземне [1]. Середьорічні витрати води: біля м. Суми – $23,9 \text{ м}^3/\text{с}$; біля м. Гадяч – $34,7 \text{ м}^3/\text{с}$; біля с. Запсілля – $51,8 \text{ м}^3/\text{с}$. Максимальні витрати спостерігаються навесні, мінімальні – взимку. За період спостережень 1927–1940 рр., 1950–2008 рр. середня витрата води складає $54,9 \text{ м}^3/\text{с}$, найбільша – $1100 \text{ м}^3/\text{с}$, найменша – $0,80 \text{ м}^3/\text{с}$.

За багаторічний період спостерігається скорочення стоку води, зменшення максимальних витрат води через зарегулювання ріки ставками, водосховищами. Загалом ріка має сприятливі умови для прояву руслових процесів, тобто гідравліка потоку дозволяє транспортувати значну кількість наносів у різні фази водності [2].

Геоморфологія. Ріка Псел відноситься до рівнинних річок. Такий характер поверхні, незначний похил річки $0,2\text{--}1,2\text{‰}$ зумовлюють спокійну течію річки, яка становить $0,3\text{--}0,6 \text{ м/с}$. Свій початок вона бере на Середньоевропейській височині, перетинає Придніпровську низовину і впадає в Дніпродзержинське водосховище на Дніпрі. Розташування річкової долини зумовлено розломно-блоковою тектонікою території та нахилом земної поверхні. Долина річки у верхній частині (до міста Суми) вузька, глибока, з крутими схилами, а нижче більш широка переважно з крутим правим і пологим лівим бортом. Ширина її досягає у верхів'ї – $10\text{--}15 \text{ км}$, а у пониззі – до 20 км . Терасові комплекси відповідають різним етапам плейстоценових зледенінь. В долині Псла геоморфологи виділяють чотири терасові рівні. Особливістю долини є існування на рівні третьої тераси прохідних, або «мертвих» долин, які є результатом перетоку річкових і талих вод через вододіли. Такі «мертві» долини, подібні на сухі глибокі балки з пологими схилами без терас спостерігаються в районі сіл Вел.Сорочинці, Вел.Багачка тощо [3]. Особливими формами рельєфу в долині Псла є древні («шишаки») і сучасні зсуви, які приурочені до крутого берега ріки (с.Яреськи, смт.Шишаки).

Перші надзаплавні тераси складені піском, на окремих ділянках (в районі гирла р.Грунь) зустрічаються елові форми рельєфу. На поверхні першої тераси Псла чітко виділяються сліди давніх палеорусел, великих палеозвивин [4]. Сліди таких палеозвивин можуть бути віддаленими від ріки на значну відстань (до 5 км), а можуть безпосередньо контактувати з сучасним руслом, змінюючи певним чином його морфометричні та динамічні характеристики. Великі палеомеандри були утворені палеорікою із значно більшими величинами руслоформуєчої витрати води. Зменшення стоку води сприяло тому, що потік почав формувати інші форми русла, пристосовуючи, «вписуючи» їх у рельєф давніх звивин. На Пслі виділяють два рівні заплав: низьку (молоду) та високу. Відносна висота низької заплави складає в середньому $1,0\text{--}1,5 \text{ м}$, високої – від $2,0$ до $3,0 \text{ м}$. Поверхня заплави розчленована старицями та протоками, на окремих ділянках заболочена. На окремих ділянках Верхнього Псла, особливо при перетині ними активних локальних тектонічних структур позитивного знаку, спостерігається посилена глибинна руслова ерозія. Внаслідок цього процесу відбувається формування ступінчатої заплави. Рідкі й короткочасні паводки, виположування поверхні високої заплави за рахунок делювіальних відкладів сприяють поступовому перетворенню високої заплави в молоду надзаплавну терасу. Низька молода заплава також досить активно зростає у висоту. За останні 150 років через врізання русла висота заплави над меженним урізом зросла на $0,5\text{--}0,6 \text{ м}$ [5].

Русло Псла піщане, добре виражене, глибоке на плесах (до $2\text{--}4 \text{ м}$), і мілководне на перекатних ділянках ($0,2\text{--}0,4 \text{ м}$). Численними є неширокі піщані пляжі на випуклих берегах звивин. Ширина русла змінюється від $5\text{--}10 \text{ м}$ у верхів'ї

до 70-100 м на пригирловій ділянці.

За результатами досліджень вертикальних руслових деформацій, виконаними на основі оцінки зміщення кривих зв'язку рівнів і витрат води [9], для ріки Псел загальною характерний процес «просідання» рівнів води на величину до 83 см (р.Псел-м.Суми). «Просідання» рівнів води свідчить про те, що в річці переважають ерозійні процеси, тобто вертикальне розмивання дна.

Господарська діяльність. Активне впровадження землеробства на території басейну викликало розвиток ерозії ґрунтів і зростання яружної мережі. За даними Т.Д. Гайворон [6], у басейні верхнього Псла найбільш інтенсивна акумуляція делювіальних силових відкладів в ярах та річкових заплавах відноситься до XII-XIII ст., коли зі схилів було змито величезну кількість ґрунтової речовини. Нині водна ерозія в басейні незначна 3-15 т/га [7].

Значний вплив на водний і русловий режим здійснило зарегулювання річок басейну греблями, створення водосховищ і ставків. Русло річки Псел зарегульоване греблями ГЕС і шлюзів-регуляторів як на території Росії, так і в Україні. Гирлова ділянка Псла знаходиться під впливом підпору від Дніпродзержинського водосховища, наповнення якого було завершено у 1965 році. Тільки в межах Полтавської області на річці нараховується 30 водосховищ, загальним об'ємом 64,95 млн. м³. Більшість водосховищ була побудована у 60-80 роки XX ст. Певний вплив на руслові процеси здійснюють також капітальні мостові переходи через ріки, які надають руслу фіксованого положення. На Пслі нараховується більше 50 автомобільних та 5 залізничних мостових переходів.

До інших видів господарської діяльності на ріці можна віднести періодичні розчищення річища, створення рекреаційних зон, берегоукріплення, водопостачання для сільськогосподарських, побутових і промислових потреб та водовідведення. Пониззя Псла протягом 3-5 км вважається судноплавним, проте судноплавство фактично не здійснюється через економічну і екологічну його нераціональність. Ще у XVIII ст. попри придатність Псла до судноплавства, було віддано перевагу створенню каскадів млинових гребель, які унеможливили плавання суден [8].

Типи русла. Детальний аналіз картографічних матеріалів, космічних знімків показав, що в 75% довжина ріки Псел має звивисту форму русла, а біля 25% займає відносно прямолінійне, у тому числі біля 3% - штучно каналізоване русло.

Ще наприкінці XIX ст. ріка Псел мала невеликі відрізки розгалуженого русла (с.Борки, с.Михайлове). Тут відбувався розвиток спряженого розгалуження, відмічено випадки спрямлення групи звивин шляхом перекидання основного русла в невелику притерасну протоку. На сучасних картах та космознімках розгалужені русла відсутні, проте зрідка спостерігаються елементи заплавної багаторукавності, коли окремі заплавні протоки і відгалуження функціонують тільки під час стояння високих рівнів води.

Відрізки відносно прямолінійного русла спостерігаються на всій довжині ріки при підході її до корінних берегів та у вигляді прямолінійних вставок між звивинами, чи групами звивин. Особливістю долини Псла є наявність численних слідів великих палеозвивин у вигляді звивистих ділянок корінного берега. При підході русла до корінного берега в межах великих палеозвивин формуються різноманітні ділянки прямолінійного або криволінійного русла без ознак процесу меандрування (рис.1). Відносно прямолінійними виявилися також ділянки русла у межах руслових водосховищ (с.Вел.Багачка, с.Бобрик, с.Низи, тощо).

З підходом ріки до корінного берега пов'язано формування адаптованих і вимушених звивин. В умовах фіксації верхнього крила звивини біля корінного берегу утворюються адаптовані звивини, а нижнього крила – вимушені. На схемі

(рис.1а, б) показані деякі варіанти формування вимушених та адаптованих звивин на річці. З цими звивинами пов'язано також утворення завалених вільних звивин.

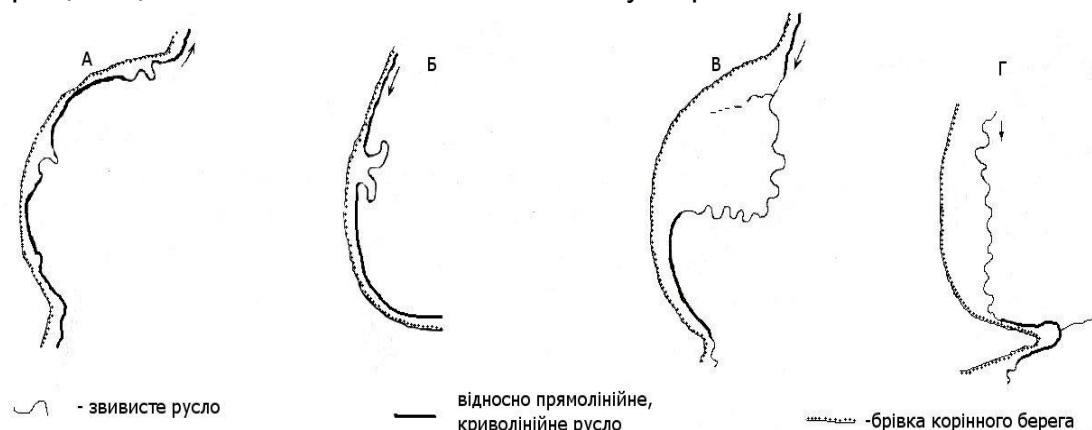


Рис.1. Форми взаємодії русла Псла з корінним берегом у межах палеозвивин в районі: а) смт.Шишаки; б) с.Остап'є; в) с.Сари; г) с.Прилипка.

Переважаючим морфодинамічним типом русла на р.Псел є вільне меандрування. Вільні звивини знаходяться на різних стадіях розвитку, тобто зустрічаються сегментні звивини (87% від загального числа), завалені (5%), петлеподібні (3,3%), прорвані (1%), пальцеподібні (1%) та інші форми звивин.

Розміри звивин значно змінюються за довжиною ріки і на окремих її ділянках. Відмічено, що від витоків до м.Суми переважають невеликі сегментні (пологі і круті) звивини (середні значення довжини l – 180 м, кроку L – 130 м, висоти h – 110м). Від м.Суми до м.Лебедин, особливо на ділянці субширотного розміщення долини ріки, переважаючими виявились пологі сегментні звивини з великими розмірами (l – 520 м, L – 430 м, h – 120м). Нижче м.Лебедин і до гирла переважають більш розвинуті, круті звивини з середніми розмірами (l – 650 м, L – 410 м, h – 140м). Середні для ділянки значення розміру звивин можуть змінюватись не тільки внаслідок розвитку звивин, а й через зміну кількості звивин. За багатолітній період часу вдалось прослідкувати як одна велика за розмірами розвинута сегментна звивина (рис.2 а) перетворилась на три малих звивини: адаптовану, вимушену і пологу сегментну. Відмічено, що розміри новоутворених звивин менші за розміри початкової звивини, але арифметична сума значень їх кроку (L_1, L_2, L_3) у перші періоди існування близька до значення кроку початкової звивини (L_0).

$$L_0 = k (L_1 + L_2 + L_3), \quad (1)$$

де коефіцієнт k змінюється від 0,8 до 2,0.

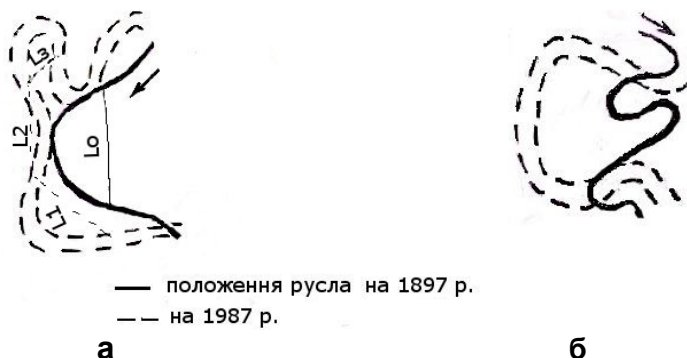


Рис.2. Зміна розмірів звивин внаслідок деформації русла Псла

Ця залежність справедлива і для зворотної трансформації русла, коли на місці трьох малих звивин утворювалась одна велика (рис 2 б).

Сегментні звивини знаходять значне поширення по усій довжині ріки. Ці звивини розвиваються самостійно і дають початок формуванню інших типів звивин. Вони представлені поодинокими звивинами на фоні прямолінійного відрізка русла, або формують групи з декількох звивин (до 30 шт.). Сегментні звивини найменші за розмірами і за ступенем розвинутості. Руслові деформації сегментних звивин полягають у поступовому зміщенні берега. Швидкості розмивання ввігнутого берега загалом невеликі 5-8 м/рік, зрідка можуть досягати 10-15 м/рік. Розвиток цих звивин переважно завершується формуванням петлеподібних звивин з подальшим їх спрямленням. Петлеподібні звивини досягають значного ступеня розвинутості ($l/L = 3,5-4,2$). За 100-літній період на усьому протязі ріки вдалось зафіксувати тільки 20 випадків спрямлення петлеподібних звивин. Решта звивин продовжують розвиватись, або трансформувались в інший тип звивин. Після спрямлення звивини відмирання старого русла і формування стариці відбувається досить довго. Зафіксовано випадки, коли після спрямлення звивина продовжувала розвиватись і тільки через 30 років колишня петля втратила зв'язок з руслом (рис.3 а).

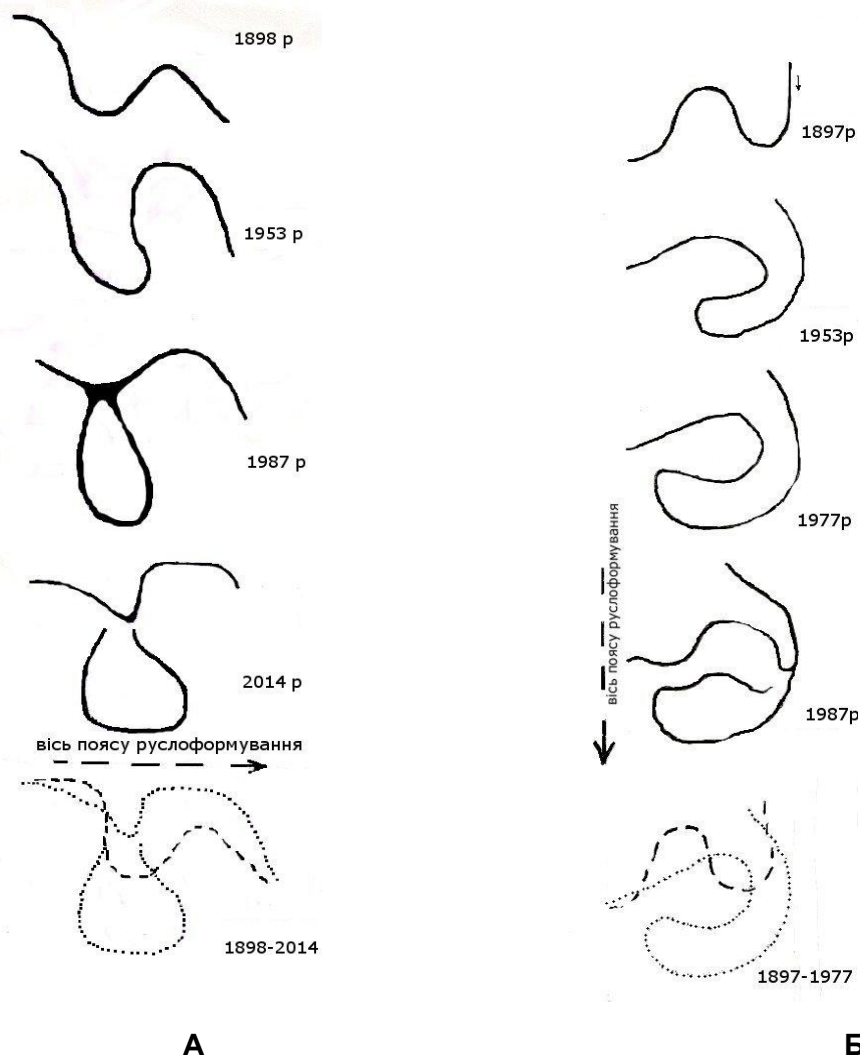


Рис.3. Зміна планового положення звивин ріки Псел: А) сегментна-петлеподібна в районі с.Каленики; Б) сегментна- завалена в районі с.Нижня Мануйлівка

Розміщення русла біля корінного берега, розвиток адаптованих і вимушених звивин часто пов'язане з утворенням завалених звивин. Завалені звивини виявились особливістю ріки Псел в середній та нижній течії. Такі звивини формуються при переважаючому зміщенні вершини звивини вниз, чи вгору по течії відносно стріли прогину (h). Ступінь заваленості $h^*/h_{\text{сеп.}}$ деяких звивин досягає значення 1,5-2,0. Встановлено, що в процесі «завалювання» приймають участь дві суміжні сегментні звивини, або сегментна та адаптована (вимушена) звивини. Аналіз розвитку 20 пар завалених звивин Псла показав, що процес завалювання найчастіше проявляється тоді, коли геометрична вісь (стріла прогину) звивин розміщується майже паралельно (під кутом 0° - 10°) до вісі поясу меандрування, а вершини звивин орієнтовані вниз(верхня звивина) та назустріч (нижня звивина) загальному похилу дна долини ріки. Внаслідок нерівномірності розподілу швидкості течії на таких вигинах, інтенсивність розмивання берегів на крилах звивин стає неоднаковою, що і спричиняє ефект «завалювання». Певну роль відіграє стабільність одного крила звивини біля корінного берега і активне зміщення іншого. У процесі свого розвитку суміжні звивини «закручуються» за годинниковою стрілкою (правобічні вигини), або проти годинникової стрілки (лівобічні вигини).

В окремих випадках (с.Остап'є, с.Запсілля) дві пари завалених звивин розташовуються поруч і, закручуючись в різні боки, утворюють цікаві руслові форми: «лотос», «заячі вуха» (рис. 3б) тощо. Геометрична вісь звивин при цьому намагається зайняти положення, нормальне до вісі меандрування. На рисунку 3б показано схему розвитку пари завалених звивин за 90 років, від сегментної звивини до сильно заваленої звивини і утворення петлеподібної стариці. Ступінь розвинутості звивини на момент спрямлення складав 2,2.

Висновки. У результаті проведених досліджень встановлено, що 75% довжини ріки Псел має звивисту форму, а 25% - це відносно прямолінійне русло. Встановлені форми взаємодії русла з корінним берегом у межах палеозвивин для звивистих та прямолінійних русел. Серед вільних звивин зустрічаються сегментні (87% від загального числа), завалені (5%), петлеподібні (3,3%), прорвані (1%) та пальцеподібні (1%). Оцінки прояву руслових деформації на звивинах засвідчили, що швидкості розмивання ввігнутого берега можуть досягати на сегментних звивинах 10-15 м/рік. Завалені звивини утворюються із сегментних внаслідок впливу різноманітних зовнішніх факторів, у тому числі в залежності від їх місцеположення в долині ріки відносно основної вісі смуги руслоформування.

Список літератури

1. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз) / В.В.Гребінь.-К.:Ніка-Центр, 2010.-316 с.
2. Ободовський О. Г. Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів (на прикладі річок України) / О. Г. Ободовський. – К. : Ніка-Центр, 2001. – 274 с.
3. Великодний Ю.Й., Біда С.В., Ягольник А.І. та ін.. Особливості геоморфологічної та геологічної будови Полтавської області / Збірник наук.праць (будівництво) Вип.4 (34), Т.2. Полтава:ПолтНТУ.-2012.С.50-55.
4. Смирнова В.Г. Палеорусла в долинах річок України // Гідрологія, гідрохімія, гідро екологія. Наук.збірник. – К.: ВГЛ «Обрії»- 2011. Т.1(22). С.60-67.
5. Нешатаев Б.Н. Долинный морфо- и ландшафтогенез в голоцене на территории Сумского Приднепровья //Наукові записки Сумського держ. пед.унів. Серія географічні науки. Випуск 2. С.16-48.
6. Гайворон Т.Д. Стадии развития овражно-балочных форм и их связь с этапами земледельческого освоения // Геоморфология. – 1986. – №4. – С. 66-71.
7. Національний атлас України [Голов.ред. Л.Г.Руденко] - К.:ДНВП "Картографія", 2009. - 440 с.
8. «Краткие географические, политические и исторические известия о Малой России» 1773 р.

(підготовка до друку та коментар В.В.Кравченка) // Схід-Захід. Історико-культурологічний збірник. – Вип.3. – Харків, 2001. – С.271. 9. Ободовський О.Г. Оцінка вертикальних деформацій на рівнинних річках України / Захист довкілля від антропогенного навантаження. Вип.5 (7).Харків-Кременчук: ПП «Швидка». 2001. С.49-57.

Звивини русла ріки Псел та їх деформації

Смирнова В.Г.

Досліджено основні чинники формування звивин р.Псел. Визначено основні типи русел річки та встановлено форми взаємодії русла з корінним берегом. Проведена оцінка змін розмірів звивин внаслідок руслових деформацій та визначені швидкості розмивання ввігнутих берегів. Досліджено зміни положень різних типів звивин р.Псел у ретроспективі. Встановлена нова закономірність формування завалених звивин, пов'язана з положенням початкової сегментної звивини відносно вісі смуги руслоформування.

Ключові слова: долина річки; господарська діяльність; палеозвивини; звивисте русло; завалені звивини; крок звивини.

Излучины русла реки Псел и их деформации

Смирнова В.Г.

Исследованы основные факторы формирования излучин р.Псел. Установлены основные типы русла реки и формы взаимодействия русла с коренным берегом. Проведена оценка изменений размеров излучин в результате русловых деформации и определены скорости размывания вогнутых берегов. Исследованы изменения положения разных типов излучин р.Псел в ретроспективе. Установлена новая закономерность формирования заваленных излучин, связанная с положением начальной сегментной излучины относительно оси пояса руслоформирования.

Ключевые слова: долина реки; хозяйственная деятельность; палеоизлучины; извилистое русло; заваленные излучины; шаг излучины.

River meanders of Psyol and their deformation

Smirnova V.

The basic factors of forming river meanders of Psyol are investigated. The basic types of the riverbed and forms of interaction channel with the native bank are set. Evaluation of changes in the size of the bends as a result of channel distortion and blurring speed concave banks are determined. The changes in the provisions of different types of river meanders of Psyol are investigational in a retrospective view. The new conformity to law of forming of the falls bends, related to position of initial segment bend in relation to the axis of the belt of meandering, are set.

Keywords: valley of the river; economic activity; paleochannels; river meanders; falls bend; step of bend.

Надійшла до редколегії 14.04.2015

УДК 551.55+556.047

Корнієнко В.О., Данько К.Ю., Лук'янець О.І.

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

СТРУКТУРА ВОДНОГО БАЛАНСУ ТА БАГАТОРІЧНІ ЗМІНИ ЙОГО СКЛАДОВИХ У МЕЖАХ ЗАКАРПАТСЬКОЇ ВБС

Ключові слова: водний баланс, гірський водозбір, багаторічні зміни, опади, стік води, сумарне випаровування

Актуальність досліджень. Кількісні оцінки водних ресурсів необхідні для рішення проблем сучасного та перспективного водозабезпечення населення, промисловості, сільського господарства, у розробці заходів охорони навколишнього середовища. Їх багаторічні зміни прямо пов'язані з двома основними водно-балансовими факторами - змінами в термічному режимі і режимі зволоження, дія яких значною мірою коригується особливостями географічного

положення території та її рельєфом [1, 2, 4]. Гірські райони відіграють велику роль у господарському житті і мають перспективи подальшого освоєння, що вимагає досконалого дослідження природних особливостей цих регіонів, вивчення локальних водно-теплових балансів з кількісною оцінкою окремих їх складових та взаємодіючих факторів. Знання про структуру водного балансу будь-якої території дає уявлення про характер та специфіку перебігу гідрометеорологічних процесів та явищ [5].

Об'єктом дослідження є Закарпатська водно-балансова станція (ВБС), в межах якої знаходиться верхня частина басейну р. Ріка – правої притоки р. Тиса – з замикальним створом в смт Міжгір'я (площа водозбору $F=550 \text{ км}^2$). Територія являє собою ланцюг гір з крутими, донизу стрімкими схилами, розітнутими долинами річок і струмків на південно-західних схилах Східних або Лісистих Карпат в межах висот від 434 до 1598,9 м абс. За морфометричними та гідрографічними характеристиками (табл.1) досліджуваний об'єкт є типовим гірським водозбором.

Таблиця 1 Морфометричні та гідрографічні характеристиками басейну р. Ріка - смт. Міжгір'я

Річка- пост	Відстань, км		Площа водозбору, км^2	Середня ширина водозбору, км	Середня висота водозбору, м БС	Середній похил водотоку, ‰	Залісненість водозбору, ‰	Висота нуля графіка, м БС
	від витоку	від гирла						
р. Ріка - смт. Міжгір'я	28	64	550	20,3	800	24,3	41,0	436,22

Метою дослідження розрахунки водного балансу та змін в його складових за багаторічний період в межах Закарпатської ВБС.

Вихідні передумови, дані і методи досліджень. Водний баланс, як співвідношення його основних елементів – опадів P (мм), стоку Y (мм) і сумарного випаровування E (мм) розраховувалось за формулою $P = Y + E$, без складової зміни запасів вологи в басейні ΔW , що обумовлено тим, що водний баланс розраховувався за багаторічний період з 1969 р. по 2011 р. [4].

З трьох основних елементів водного балансу, опади та стік - є величинами, що безпосередньо вимірюються на моніторинговій мережі спостережень [3]. Сумарне випаровування визначалося за методом Константинова. Цей метод ґрунтується на теорії турбулентної дифузії і вихідними даними для його розрахунку є дані стандартних спостережень – температура ($^{\circ}\text{C}$) та абсолютна вологість повітря (мБ) [5, 7]. Для проведення розрахунків використано дані мережі спостережень державної гідрометеорологічної служби України, а також додатково матеріали спостережень про опади Закарпатської водно-балансової станції (рис.1), що пов'язано з тим, що опади випадають в гірській місцевості вкрай нерівномірно, особливо на схили різних орієнтацій. Стік води з досліджуваної території оцінювався за даними про витрати води ($\text{м}^3/\text{с}$) з гідрологічного поста р. Ріка - смт Міжгір'я, які перераховувалися в шари стоку води (мм).

Для оцінки змін у структурі водного балансу в межах Закарпатської ВБС проведено порівняння його складових за два періоди – 1969-1990 рр. та 1991-2011 рр.

Розрахунок водного балансу для гірської місцевості істотно відрізняється від



Рис. 1- Схема розташування пунктів спостережень у басейні р. Ріка – смт Міжгір'я

рівнинних територій, що пов'язано з орографічними особливостями та зміною в межах гірського регіону с висотою метеорологічних показників, що особливо проявляється у величинах зволоження і нагрівання [5, 8]. Температурний градієнт становить 0,5-0,6 °С на кожні 100 м висоти. Для врахування просторової мінливості, насамперед, метеорологічних показників було виділено у межах досліджуваної території висотні зони – <400 м абс., 400-600 м абс., 600-800 м абс., >1000 м абс. та обчислені частки площ висотних зон від загальної площі водозбору р. Ріка – смт Міжгір'я (табл. 2).

Таблиця 2 Розподіл площ за висотними зонами в межах водозбору р. Ріка- смт. Міжгір'я

Загальна площа $F_{\text{заг.}}$, км ²	Межі висотних зон, м абс.	Площі висотних зон f_i , км ²	Відносний розподіл площ за висотами, %
550	400-600	50,6	9,2
	600-800	267,3	48,6
	800-1000	161,7	29,4
	>1000	70,4	12,8
Сума			
		550	100

Для обчислення середньозважених $X_{\text{сер}_\text{зв}}$ по басейну величин метеорологічних елементів (опадів, температури та вологості повітря, сумарного випаровування) використовувалися вагові коефіцієнти площ за висотними зонами, які визначалися як відношення площі окремої висотної зони f_i до загальної площі всього водозбору $F_{\text{заг.}}$ в частках від одиниці. Загальний вигляд розрахункової формули для Закарпатської ВБС наступний:

$$X_{\text{сер}_\text{зв}} = 0,092X_{400-600} + 0,486X_{600-800} + 0,294X_{800-1000} + 0,128X_{>1000},$$

де $X_{400-600}$, $X_{600-800}$, $X_{800-1000}$, $X_{>1000}$ - середні багаторічні величини метеорологічного елементу у межах відповідної висотної зони, які отримані за побудованими графіками залежності метеорологічного елементу від висоти пунктів спостережень; числові значення біля X – вагові коефіцієнти.

Результати досліджень та їх обговорення. Для оцінки достовірності водно-балансових узагальнень та розрахунків першим етапом дослідження було з'ясування статистичної однорідності вихідних досліджуваних сукупностей. Якщо у результаті природних катаклізмів або антропогенної діяльності відбуваються зміни умов формування, то це призведе й до змін статистичних характеристик ряду,

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

наприклад, норми або дисперсії. Тому кількісну оцінку внутрішньорядної однорідності виконано за параметричними критеріями: Стюдента (для перевірки значущості середніх значень) і Фішера (для перевірки рівності дисперсій).

Перевірка на часову однорідність при рівні значимості $2\alpha=5\%$ показала, що гіпотези про однорідність рядів середньорічних кількостей опадів та стоку води за двома зазначеними критеріями не спростовуються, ряди однорідні. Що стосується середньорічних значень температури та вологості повітря, то при перевірці значущості різниць середніх значень цих метеорологічних показників (за статистикою Стюдента), вони виявилися статистично значимими, ряди неоднорідні. Хоча за статистикою Фішера розходження дисперсій незначні і гіпотеза про однорідність рядів середньорічних значень температури та вологості повітря по дисперсії не спростовуються.

Отримані результати дуже добре відображаються на рис. 2 та 3, де показано зміни за період 1969-2011 рр. середньорічних значень температури повітря, кількості опадів в межах Закарпатської ВБС та середньорічних шарів стоку води р. Ріка – смт Міжгір'я, а також тенденції у змінах окремо за періоди 1969-1990 рр. та 1991-2011 рр.

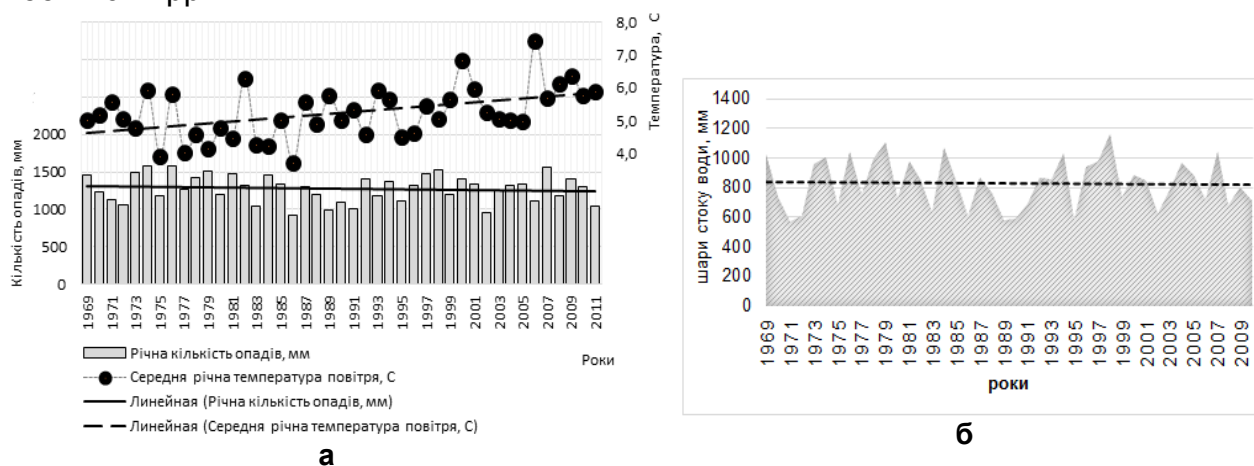
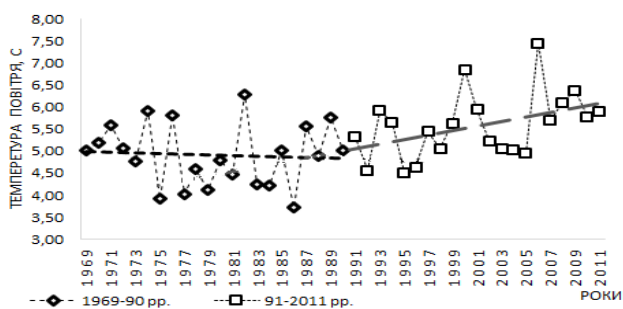
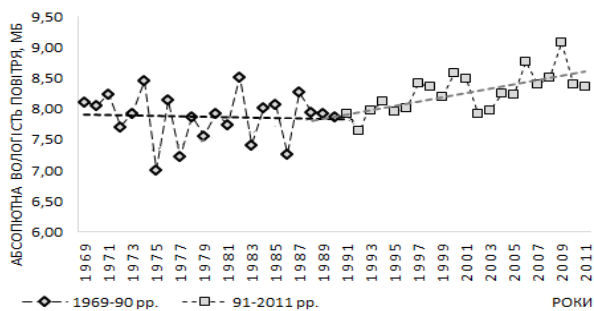


Рис. 2. Багаторічні зміни середньорічних значень температури повітря, кількості опадів в межах Закарпатської ВБС (а) та середньорічних шарів стоку води р. Ріка – смт Міжгір'я (б)

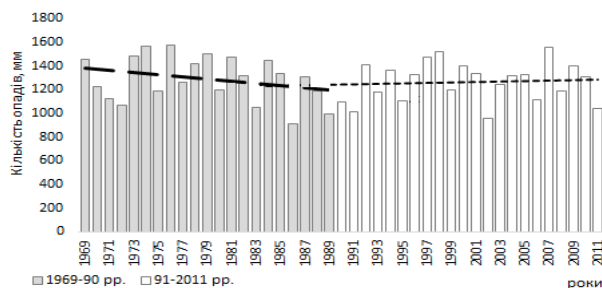
Проведено також дослідження змін у внутрішньорічному розподілі досліджуваних гідрометеорологічних характеристик (рис.4). Середня річна температура повітря за багаторічний період в межах Закарпатської ВБС зросла на $0,7^{\circ}\text{C}$, особливо вона почала збільшуватися з 1990-х років. Протягом року вона зросла майже в усі місяці, найбільший зріст спостерігався в літні місяці – на $1,5-1,7^{\circ}\text{C}$. Середня річна кількість опадів за багаторічний період не змінилася, але спостерігалася тенденція на зменшення за період 1969-1990 рр., а в сучасний 1991-2011 рр. – на збільшення. У внутрішньорічному розподілі прослідковується збільшення опадів в холодний період року, і зменшення в теплий. Особливо багатими на опади стали вересень-жовтень, лютий-березень. За період 1991-2011 рр. у порівнянні з періодом 1969-1990 рр. вони в ці місяці збільшилися на 15-25%. В травні, червні та серпні, навпаки, в сучасний період кількість опадів найбільше зменшилася – на 14-20%. Щодо стоку води з басейну р. Ріка – смт Міжгір'я, то за багаторічний період значних тенденцій на його зменшення чи збільшення не виявлено, але відбувся незначний внутрішньорічний перерозподіл. Стік води в усі сезони року зменшився, лише восени він збільшився.



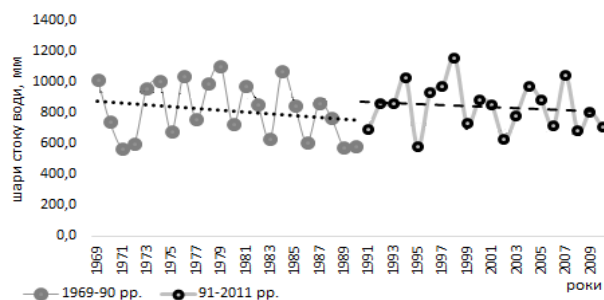
а



б

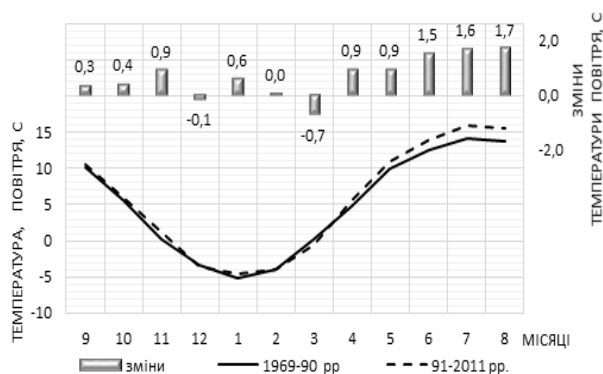


в

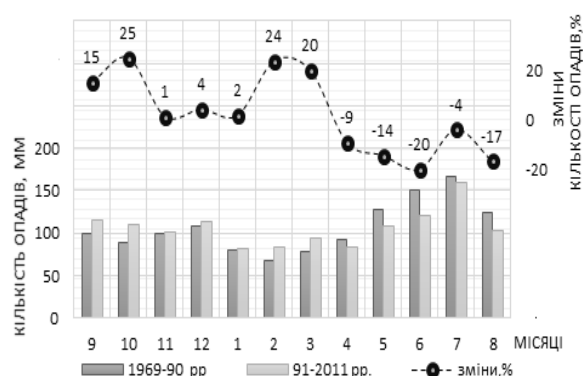


г

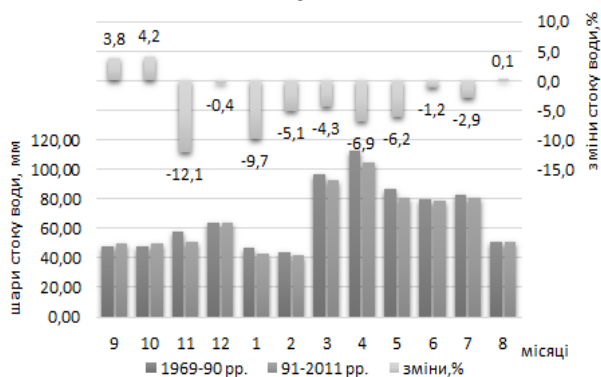
Рис. 3. Тенденції у зміні середньорічних значень метеорологічних характеристик та річкового стоку за періоди 1969-1990 рр. та 1991-2011 рр. в межах Закарпатської ВБС



а



б



в

Рис. 4. Внутрішньорічні зміни температури повітря (а), кількості опадів (б) та річкового стоку (в) у межах Закарпатської ВБС за період 1991-2011 рр. у порівнянні з періодом 1969-1990 рр.

За проведеними розрахунками отримано водний баланс гірського водозбору р. Ріка - Міжгір'я (Закарпатська ВБС) за багаторічний період та за періоди в межах розрахункового (табл.3).

Таблиця 3 Водний баланс Закарпатська ВБС за багаторічний період (1969-2011 рр.) та за періоди – 1969-1990 рр. та 1991-2011 рр.

Розрахунковий період, роки	Складові водного балансу ($P = Y + E$) (мм)			Нев'язка розрахунку водного балансу η , мм	Відносна похибка розрахунку водного балансу $d = (P - (Y + E)) / P * 100$, %
	опадів P	стік води Y	сумарне випаровування E		
1969-2011	1340	828	446	66	4,9
1969-1990	1337	818	433	86	6,4
1991-2011	1343	839	460	74	5,5

Висновки. Водний баланс Закарпатської водно-балансової станції за багаторічний період (1969-2011 рр.) має наступну структуру: опади – 1340 мм, стік води – 828 мм, сумарне випаровування – 446 мм. Відносна похибка розрахунку водного балансу (4,9%) знаходиться в межах допустимих значень. Прослідковано багаторічні зміни у структурі водного балансу, для оцінки яких проведено порівняння його складових за два періоди – 1969-1990 рр. та 1991-2011 рр. Значних змін у величинах опадів та стоку води не відбулося, помітні незначні тенденції на збільшення сумарного випаровування в сучасний період.

Список літератури

1. Бабкин В.И. Водный баланс речных бассейнов / В.И. Бабкин, В.С. Вуглинский. – Л.: Гидрометеиздат, 1982 – 113-132 с. 2. Булавко А. Т. Водный баланс речных водосборов / А. Т. Булавко. – Л.: Гидрометиздат, 1971. – 304 с. 3. Вишневський В.І. Гідрологічні характеристики річок України / В.І. Вишневський, О.О. Косовець. – К.: Ніка-Центр, 2003. – 324 с. 4. Гидрологические и водно-балансовые расчеты / Под ред. Н. Г. Галущенко. - К.: Вища шк., 1987. – 171-242 с. 5. Кирилюк М.І. Водний баланс і якісний стан водних ресурсів Українських Карпат: Навчальний посібник / М.І. Кирилюк – Чернівці: Рута, 2001. – 5-109 с. 6. Метеорологічний щомісячник – 1969 -2011 рр. 7. Константинов А. Р. Испарение в природе. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 532 с. 8. Сакали Л.И. Тепловой и водный режим Украинских Карпат / Л.И. Сакали, Л. В. Дмитренко, Е. Н. Киптенко, П. М. Лютик. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 366 с.

Структура водного балансу та багаторічні зміни його складових у межах Закарпатської ВБС

Корнієнко В.О., Данько К.Ю., Лук'янець О.І.

Визначено водний баланс за період 1969-2011 рр та багаторічні зміни його складових (кількості опадів, температури та вологості повітря, водного стоку) Закарпатської водно-балансової станції (басейн р.Ріка – смт Міжгір'я). Для оцінки змін у структурі водного балансу проведено порівняння його складових за два періоди – 1969-1990 рр. та 1991-2011 рр.

Ключові слова: водний баланс, гірський водозбір, багаторічні зміни, опади, стік води, сумарне випаровування

Структура водного балансу и многолетние изменения его составляющих в пределах Закарпатской ВБС

Корниенко В.А. Данько Е.Ю., Лукьянец О.И.

Определены водный баланс за период 1969-2011 гг и многолетние изменения его составляющих (количества осадков, температуры и влажности воздуха, водного стока) Закарпатской водно-балансовой станции (бассейн р.Рика - пгт Межгорье). Для оценки изменений в структуре водного баланса проведено сравнение его составляющих за два периода - 1969-1990 гг. И 1991-2011 гг.

Ключевые слова: водный баланс, горный водосбор, многолетние изменения, осадки, сток воды, суммарное испарение

Structure of water balance and long-term changes in its components within the limits Transcarpathian station water-balance

Korniienko V., Danko E., Lukianets O.

Determined the water balance for the period 1969-2011 years and long-term changes in its components (precipitation, temperature, humidity of air, water runoff) Transcarpathian water-balance stations (Rika basin - urban village Mizhhiria). For estimating changes in the structure of the water balance of its components compared two periods - 1969-1990 and 1991-2011 years.

Keywords: water balance, mountain catchments, long-term changes, precipitation, runoff, evapotranspiration

Надійшла до редколегії 09.03.2015

УДК 556.047

Жовнір В.В., Гребінь В.В., Рахматулліна Е.Р.

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ОЦІНКА ОДНОРІДНОСТІ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕРМІЧНОГО РЕЖИМУ ВОДИ І ПОВІТРЯ В МЕЖАХ БАСЕЙНУ ПІВДЕННОГО БУГУ

Ключові слова: термічний режим, однорідність, статистичні критерії, гідролого-генетичний аналіз

Постановка проблеми: У зв'язку зі змінами клімату в останні десятиріччя та їх безпосереднім впливом на гідрологічний режим річок, актуальним є аналіз однорідності рядів гідрометеорологічних даних. Нами проведено аналіз однорідності гідрологічних і метеорологічних рядів спостережень в басейні Південного Бугу за рік в цілому та окремо за його сезонами. Для оцінки однорідності використано як статистичні критерії (Фішера, Стюдента, Вілкоксона), так і гідролого-генетичний аналіз (різницеви інтегральні та сумарні інтегральні криві).

Аналіз попередніх досліджень. Дослідженням однорідності гідрологічних рядів спостережень здавна приділялося багато уваги. Особливо це стало актуальним в останні десятиріччя у зв'язку зі зміною стану навколишнього середовища під впливом кліматичних і антропогенних факторів, що в свою чергу не могло не вплинути на однорідність генеральних сукупностей досліджуваних гідрометеорологічних рядів даних.

У міжнародній практиці дослідженням тимчасових гідрометеорологічних рядів приділяється увага вчених багатьох країн світу, особливо США, Великобританії, а також країн Азії.

На даний момент вчені більшості країн користуються методами оцінки однорідності, які викладені в керівництві з гідрологічної практики ВМО. Країни колишнього Радянського Союзу, зокрема Україна, широко використовують розробки Державного гідрологічного інституту (м. Санкт-Петербург, Росія) [4].

В Україні дослідженнями однорідності гідрологічних рядів активно займаються вчені Українського гідрометеорологічного інституту (УкрГМІ). Зокрема, останні статті Л.А. Горбачової та її співавторів присвячені розробкам нових методичних підходів до оцінки однорідності і стаціонарності гідрологічних рядів спостережень [2]. Але в цілому, вивченню підходів до визначення однорідності гідрологічних рядів спостережень в Україні приділяється недостатньо уваги [6].

Методика досліджень. Оцінка однорідності гідрологічних характеристик передбачає використання як гідролого-генетичних, так і статистичних методів аналізу гідрометеорологічної інформації, які взаємно доповнюють один одного. Тому для отримання більш обґрунтованих оцінок нами було використано методику

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

дослідження, яка поєднує одночасне використання декількох статистичних та гідролого-генетичних методів оцінки однорідності часових рядів. Такий підхід дозволяє виконати не тільки комплексний аналіз однорідності на основі різних методів, але і порівняльний аналіз отриманих результатів, що, зрозуміло, суттєво підвищує ґрунтовність і достовірність дослідження [1].

У світі найуживанішого використання набули статистичні методи дослідження однорідності. Серед них широко застосовуються як параметричні, так і непараметричні методи. Для наших досліджень використано:

- 1) параметричний критерій однорідності середніх значень Стюдента:

$$t = \frac{Y_{cpl} - Y_{cplI}}{\sqrt{n_1 \sigma_1^2 + n_2 \sigma_{II}^2}} \sqrt{\frac{n_1 n_2 (n_1 + n_2 + 2)}{n_1 + n_2}}; \quad (1)$$

де Y_{cpl} , Y_{cplI} , σ_1^2 , σ_{II}^2 – середні значення і дисперсії двох послідовних вибірок, n_1 і n_2 – об'єми вибірок.

- 2) параметричний критерій однорідності дисперсій Фішера:

$$F = \frac{\sigma_j^2}{\sigma_{j+1}^2}; \quad (2)$$

при $\sigma_j^2 > \sigma_{j+1}^2$, де σ_j^2 , σ_{j+1}^2 – відповідно дисперсії двох наступних один за одним частин вибірок (j і $j+1$) об'ємом n_1 і n_2 .

- 3) непараметричний критерій Вілкоксона, критерій приналежності двох вибірок до однієї і тієї ж генеральної сукупності:

$$U = n_1 \cdot n_2 + \frac{n_x \cdot (n_x + 1)}{2} - T_x; \quad (3)$$

де n_1 – кількість елементів у першій вибірці, а n_2 – кількість елементів у другій вибірці, T_x – рангова сума.

Для оцінки однорідності дисперсій (критерій Фішера) та середніх значень (критерій Стюдента) часовий ряд поділяється на дві або декілька вибірок. Причому межі поділу бажано прив'язати до дат приблизного порушення стаціонарності та поділ ряду виконується за рівною кількістю всіх частин.

Для гідролого-генетичного аналізу однорідності рядів побудовано різницеві інтегральні криві і сумарні інтегральні криві гідрологічних і метеорологічних характеристик.

В основі побудови сумарної кривої лежить вісь ординат зі шкалою для зростаючих значень температур та вісь абсцис - з періодами, які послідовно йдуть в календарному порядку. В результаті послідовного накопичення температур отримуємо сумарну криву температур.

Для оцінки циклічних коливань гідрометеорологічних величин застосовують метод різницевої інтегральних кривих.

Різницева інтегральна крива – це сумарна крива відхилень від середнього, яка зазвичай, виражається у модульному коефіцієнті:

$$K_i = T_i / T_{сер}, \quad (4)$$

тобто як

$$\Sigma(K_i - 1) = f(i), \quad (5)$$

де K_i – модульний коефіцієнт, T_i , - значення i -го члену ряду, $T_{сер}$ – середнє арифметичне значення.

Тобто інтегральні криві дають на кінець кожного i -го року зростаючу суму відхилень від середнього багаторічного значення, або норми ($K_{сер} = 1$). Величина

відхилення за певний інтервал часу характеризується тангенсом кута нахилу до горизонтальної прямої, що сполучає точки початку та кінця інтервалу, і чисельно визначається шляхом ділення різниці кінцевої (I_k) і початкової (I_n) ординат кривої на кількість років в інтервалі $n > 1$, тобто $K_{\text{сер}} - 1 = (I_k - I_n)/n$. Тому ділянка інтегральної кривої з нахилом угору та з додатнім значенням ($K_{\text{сер}} - 1$) відповідає додатній фазі циклічних коливань стоку (або загалом фазі підвищених значень), а ділянка з нахилом униз та з від'ємним значенням ($K_{\text{сер}} - 1$) відповідає від'ємній фазі (або фазі понижених значень). Таким чином, тангенс кута нахилу будь-якої ділянки інтегральної кривої, а відповідно, і величини ($K_{\text{сер}} - 1$) та $K_{\text{сер}}$ не залежать від початкового моменту її побудови, а лише від прийнятого співвідношення вертикального і горизонтального масштабів. Тому положення вісі абсцис немає жодного значення, і при знаходженні ($K_{\text{сер}} - 1$) ми можемо вимірювати величини ординат I_k та I_n від будь-якої горизонтальної лінії. Таким чином, вертикальна шкала навіть не потрібна, а потрібен лише вертикальний масштаб, який відкладається від будь-якого положення нуля. Однак для зручності співставлення циклічних коливань температури на різних пунктах, з різними періодами спостережень, положення вісі абсцис краще встановлювати із загальної для всіх умови рівності додатних і від'ємних відхилень від вісі, для чого усі ординати кривої зрізуються на величину

$$a = \Sigma/n, \quad (6)$$

де Σ - являє собою алгебраїчну суму усіх ординат початкової інтегральної кривої; n – кількість років ряду.

Крім того, для виключення впливу мінливості, інтегральні криві, при їхньому співставленні між собою, наводяться у нормованих відхиленнях (тобто приводити до $C_v = 1$) [1].

Матеріали досліджень. Аналіз однорідності рядів спостережень в басейні р. Південний Буг виконано за даними 24 гідрологічних постів і 14 метеорологічних станцій, які розташовані в межах басейну (рис.1), за багаторічний період 1951-2013 роки.



Рис. 1. Розташування метеостанцій та гідрологічних постів, обраних для дослідження, в межах басейну річки Південний Буг

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

Згідно схеми гідрологічного районування України [5] басейн Південного Бугу поділено на дві частини: верхня та середня частини басейну (включно з басейном р. Синюхи) – Правобережна Дніпровська область достатньої водності; нижня частина – Нижньобузько-Дніпровська область недостатньої водності. Межею між ними є створ м. Первомайська.

Виклад основного матеріалу. Результати наших попередніх досліджень [3] дали змогу прослідкувати чітку синхронність коливань температури води та повітря в межах басейну річки Південний Буг. Для підтвердження залежності температури води від температури повітря визначено кореляційний зв'язок між цими характеристиками в межах басейну як для окремих сезонів, так і за рік в цілому. Пораховано коефіцієнти парної кореляції як окремо для виділених частин (гідрологічних областей), так і для всього басейну Південного Бугу (табл.1). В цілому, зв'язок між середньорічними значеннями температури повітря та води для басейну та окремо по його частинах є тісним. Для літнього сезону зв'язок є помітним. Для зимового сезону прослідковується помітний зв'язок для верхньої та середньої частин басейну і помірний зв'язок – для нижньої. Поясненням цього є те, що температура повітря взимку може набувати значень менше 0⁰С, а температура води не опускається нижче цієї позначки.

Таблиця 1. Значення коефіцієнта парної кореляції між температурою повітря та води річок басейну Південного Бугу за період 1951-2013 рр.

Сезон	Значення (r)		
	Верхня та середня частини басейну	Нижня частина басейну	Басейн в цілому
Весна	0,94	0,85	0,93
Літо	0,69	0,72	0,69
Осінь	0,86	0,82	0,87
Зима	0,55	0,38	0,49
Рік	0,85	0,79	0,82

На першому етапі для оцінки однорідності рядів було застосовано гідролого-генетичний метод аналізу гідрометеорологічної інформації. Побудувавши сумарні криві температури повітря та води для кожного сезону та року в цілому для виділених районів та басейну загалом отримали візуально однорідні ряди спостережень для літнього та осіннього сезонів та для року в цілому (рис. 2, 3). Відхилення від прямої лінії сумарних кривих температури повітря та води більш помітним є навесні та, особливо, взимку (рис. 4, 5). По графіках можна визначити переломну точку цього відхилення, що припадає на 1988 рік. Отже, починаючи від 1989 року маємо зростання зимових та весняних сезонних температур повітря та (як наслідок) води річок на території басейну Південного Бугу.

Але більш надійним інструментом для аналізу багаторічних коливань гідрометеорологічних елементів, на нашу думку, є різницеві інтегральні криві відхилень від середнього багаторічного значення. Зазначений метод дослідження дозволяє чітко визначити періоди зростання або зменшення певної характеристики, та встановити чіткі часові межі окремих періодів [6]. Нами побудовано різницеві інтегральні криві коливань температури повітря та води за окремі часові інтервали (сезони та рік в цілому) для всього басейну Південного Бугу та для окремих частин басейну. На рис.6 наведено відповідні криві коливань середньорічної температури повітря по окремих метеостанціях в межах верхньої

ї та середньої частин басейну, що дають змогу чітко виділити 1988 рік в якості переломного щодо коливань температури повітря в межах басейну за період, що аналізується. Починаючи від 1989 року маємо практично безперервне перевищення кліматичної норми значеннями середньої річної та сезонних температур повітря.

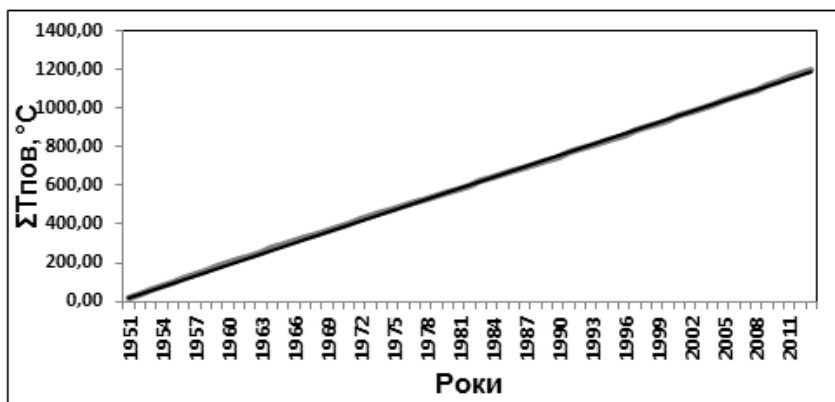


Рис. 2. Осереднена для басейну Південного Бугу сумарна крива температури повітря літнього сезону за багаторічний період

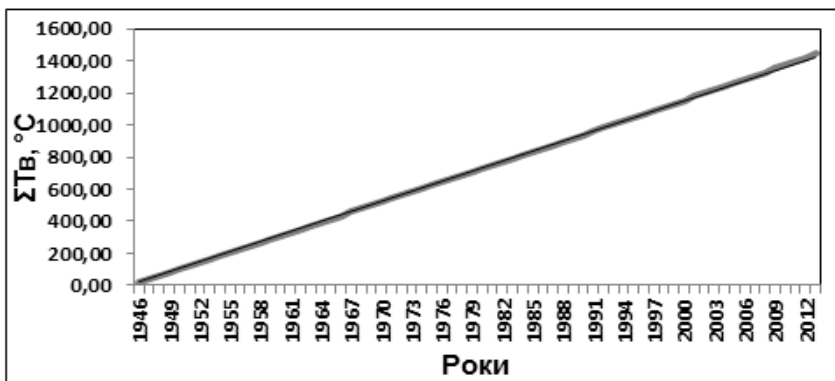


Рис. 3. Осереднена для басейну Південного Бугу сумарна крива температури води річок під час літнього сезону за багаторічний період

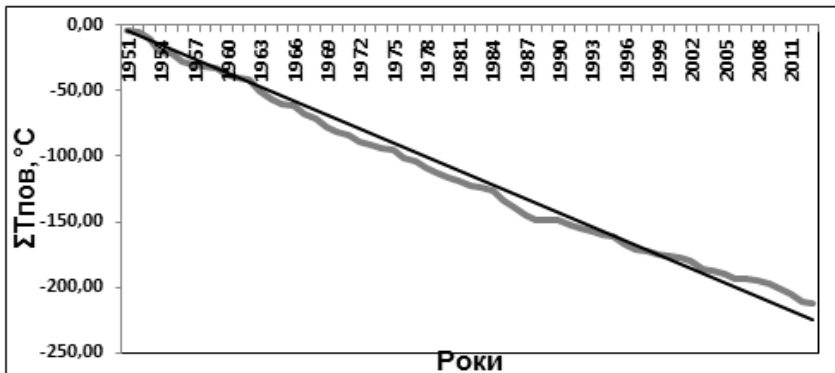


Рис. 4. Осереднена для басейну Південного Бугу сумарна крива температури повітря зимового сезону за багаторічний період

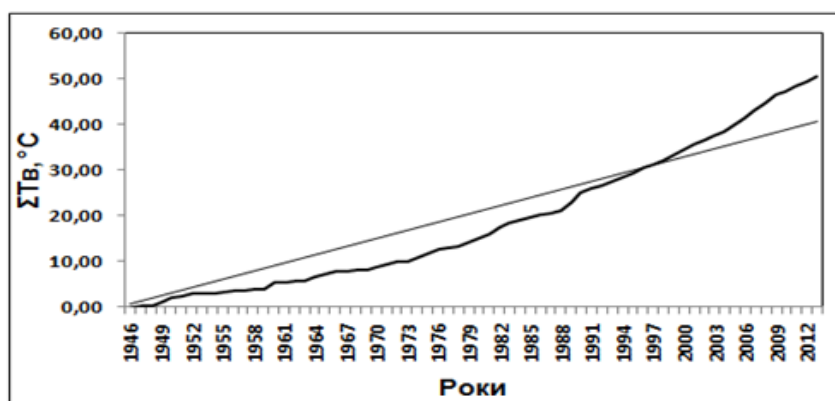


Рис. 5. Осереднена для басейну Південного Бугу сумарна крива температури води річок під час зимового сезону за багаторічний період

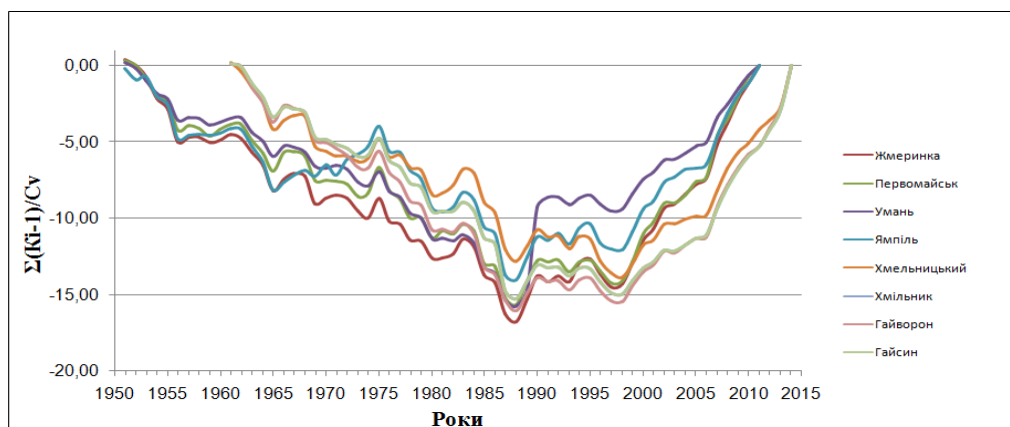


Рис. 6. Різницеві інтегральні криві коливань середньорічної температури повітря в межах верхньої та середньої частин басейну Південного Бугу за багаторічний період

Аналогічними є тенденції у коливаннях середньої річної температури води за даними гідрологічних постів басейну Південного Бугу (рис. 7). Можна відзначити, що починаючи від 1989 року маємо стійку тенденцію щодо зростання цього показника, аналогічно зростанню температури повітря.

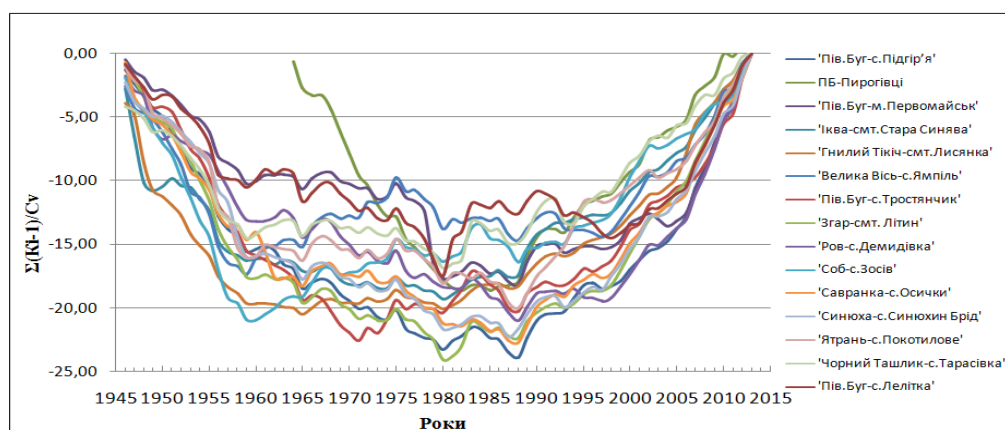


Рис. 7. Різницеві інтегральні криві коливань середньої річної температури води річок в межах верхньої та середньої частин басейну Південного Бугу за багаторічний період

Результати гідролого-генетичного аналізу було перевірено нами за допомогою статистичних критеріїв оцінки однорідності: параметричного критерію однорідності середніх значень Стюдента, параметричного критерію однорідності дисперсій Фішера, непараметричного критерію оцінки однорідності ряду Вілкоксона (табл.2). В більшості випадків оцінка однорідності (стаціонарності) рядів за допомогою вказаних критеріїв проводиться досить просто – розбиваючи ряд на дві рівні частини і порівнюючи середні значення або дисперсії їх. Між тим, «Методичні вказівки по оцінці однорідності гідрологічних характеристик та визначенню їх розрахункових значень по неоднорідних даних» [4] передбачають попереднє визначення точок ймовірного порушення однорідності (стаціонарності) ряду. В нашому випадку це зроблено візуальним шляхом за допомогою гідролого-генетичних методів аналізу (сумарних та різницевих інтегральних кривих). Такі точки розбивають ряд на дві вибірки. Після цього за допомогою статистичних критеріїв (Фішера, Стюдента, Вілкоксона) визначаємо однорідність рядів, але вже

з врахуванням знайденої точки перелому. Тому нами було проведено оцінювання однорідності рядів відносно переломної точки (1988 р.), визначеної, попередньо, за допомогою гідролого-генетичних методів. Результати оцінки наведено у табл. 2.

Таблиця 2. Результати оцінки однорідності рядів температури води та повітря в межах басейну Південного Бугу статистичними методами

Сезони	Результати оцінки однорідності за критеріями:								
	Фішера			Стьюдента			Вілкоксона		
	Температура води								
	I район	II район	Басейн вцілому	I район	II район	Басейн вцілому	I район	II район	Басейн вцілому
Весна	+	+	+	-	-	-	-	-	-
Літо	+	+	+	-	-	-	-	-	-
Осінь	+	+	+	-	+	-	-	-	-
Зима	+	+	+	-	-	-	-	-	-
Рік	+	+	+	-	-	-	-	-	-
	Температура повітря								
Весна	+	+	+	-	-	-	-	-	-
Літо	+	+	+	-	-	-	-	-	-
Осінь	+	-	+	+	-	+	-	-	-
Зима	+	+	+	-	-	-	-	-	-
Рік	+	+	+	-	-	-	-	-	-

Аналіз таблиці свідчить, що за критерієм однорідності Фішера (однорідність дисперсій) ряди спостережень як за температурою води, так і за температурою повітря в межах басейну Південного Бугу можна вважати однорідними. Це стосується як окремих частин, так і для басейну вцілому. За критерієм Стюдента (однорідність середніх значень) ряди є неоднорідними для більшості сезонів року, за виключенням осіннього. За критерієм Вількоксона ряди спостережень для всіх сезонів і року вцілому є неоднорідними.

Висновки. Аналіз однорідності рядів гідрометеорологічних даних є актуальним у зв'язку зі змінами клімату в останні десятиріччя та їх безпосереднім впливом на гідрологічний режим річок. Для отримання більш обґрунтованих оцінок нами було використано методику дослідження, яка поєднує одночасне використання декількох статистичних критеріїв (Фішера, Стюдента, Вількоксона) та гідролого-генетичних (різницеви інтегральні та сумарні інтегральні криві) методів оцінки однорідності часових рядів.

Результати наших досліджень дали змогу прослідкувати чітку синхронність коливань температури води та повітря в межах басейну річки Південний Буг. Визначено кореляційний зв'язок між цими характеристиками в межах басейну як для окремих сезонів, так і за рік в цілому. В цілому, зв'язок між середньорічними значеннями температури повітря та води для басейну та окремо по його частинах є тісним. Для літнього сезону зв'язок є помітним. Для зимового сезону прослідковується помітний зв'язок для верхньої та середньої частин басейну і помірний зв'язок – для нижньої.

Сумарні криві температури повітря та води для кожного сезону та року в цілому для виділених районів та басейну загалом дали змогу візуально визначити однорідність рядів спостережень для літнього та осіннього сезонів та для року вцілому. Відхилення від прямої лінії сумарних кривих температури повітря та води більш помітним є навесні та, особливо, взимку.

Побудовані нами різницеви інтегральні криві коливань температури повітря та води за окремі часові інтервали (сезони та рік вцілому) для всього басейну

Південного Бугу та для окремих його частин дають змогу чітко виділити 1988 рік в якості переломного щодо коливань температури повітря в межах басейну. Аналогічними є тенденції у коливаннях середньої річної температури води.

Перевірка результатів гідролого-генетичного аналізу за допомогою статистичних критеріїв оцінки однорідності показала, що за критерієм однорідності Фішера (однорідність дисперсій) ряди спостережень як за температурою води, так і за температурою повітря в межах басейну Південного Бугу можна вважати однорідними. За критерієм Стюдента (однорідність середніх значень) ряди є неоднорідними для більшості сезонів року, за виключенням осіннього. За критерієм Вілкоксона ряди спостережень для всіх сезонів і року в цілому є неоднорідними.

Список літератури

1. Баужа Т.О. Просторово-часові закономірності водного стоку водотоків у басейні річки Ріка: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук: спец. 11.00.07 «Гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія» / Т.О.Баужа. – К., 2015. – 20 с. **2. Горбачова Л.О.** Методичні підходи щодо оцінки стаціонарності і однорідності гідрологічних рядів спостережень / Л.О.Горбачова // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2014. - Т.1(32). – С. 22-31. **3. Жовнір В.В.** Оцінка багаторічних коливань температури повітря та води річок басейну Південного Бугу / В.В. Жовнір //Шевченківська весна – 2015. Географія:Збірник наукових праць XIII міжнародної наукової конференції студентів, аспірантів та молодих вчених – К.:Прінт Сервіс, 2015. Випуск XIII. – С. 76-78. **4. Методические рекомендации по оценке однородности гидрологических характеристик и определению их расчетных значений по неоднородным данным** – С-Пб: ГУ«ГГИ», 2010. – 162 с. **5. Національний атлас України** / [наук. редкол.: Л.Г.Руденко та ін.]. – К.: ДНВП «Картографія», 2007. – 440 с. **6. Рахматуллина Э.** Анализ однородности характеристик зимнего режима рек бассейна Южного Буга / Э. Рахматуллина, В. Гребень // Energetika. – Т. 60. – Nr. 3. – 2014. – Р. 182–194.

Оцінка однорідності характеристик термічного режиму води і повітря в межах басейну Південного Бугу

Жовнір В.В., Гребінь В.В., Рахматулліна Е.Р.

Здійснено аналіз однорідності термічного режиму повітря та води річок басейну Південного Бугу для окремих сезонів та року в цілому. Відзначено тенденцію до порушення однорідності рядів зазначених характеристик. В якості початку періоду порушення однорідності рядів визначено 1989 рік.

Ключеві слова: термічний режим, однорідність, статистичні критерії, гідролого-генетичний аналіз

Оценка однородности характеристик термического режима воды и воздуха в пределах бассейна Южного Буга

Жовнір В.В., Гребень В.В., Рахматулліна Э.Р.

Сделан анализ однородности термического режима воздуха и воды рек бассейна Южного Буга для отдельных сезонов и года в целом. Отмечена тенденция нарушения однородности рядов указанных характеристик. В качестве начала периода нарушения однородности рядов определен 1989 год.

Ключевые слова: термический режим, однородность, статистические критерии, гидролого-генетический анализ

The evaluation of homogeneity characteristics of water and air thermal regime within the Southern Bug Basin

Zhovnir V., Grebin' V., Rachmatullina E.

Analysis of homogeneity of air and water thermal regime of Southern Bug Basin Rivers has been done for separate seasons and the year as a whole. The tendency to violation of homogeneity ranks of specified characteristics has been noted. Start of the period of homogeneity ranks' violation has been defined in 1989.

Keywords: thermal regime, homogeneity, statistical criteria, hydrological and genetic analysis

Надійшла до редколегії 21.04.2015

УДК 504.064.3:504.4.06

Васенко О. Г., Верниченко-Цветков Д. Ю.

Український науково-дослідний інститут екологічних проблем, м. Харків

ПЕРСПЕКТИВИ ВИКОРИСТАННЯ БІОХІМІЧНИХ ПОКАЗНИКІВ У СИСТЕМІ ЕКОЛОГІЧНОГО МОНІТОРИНГУ ПОВЕРХНЕВИХ ВОД УКРАЇНИ

Ключові слова: *моніторинг поверхневих вод, біохімічні показники, водне середовище, донні відклади*

Проблема вдосконалення системи екологічного моніторингу поверхневих вод є однією з найбільш актуальних у галузі природоохорони, що відзначено у багатьох документах, у тому числі у Водній Рамковій Директиві ЄС [30]. Складність вирішення цієї проблеми пов'язана з багатокомпонентністю поверхневих вод, значною мінливістю показників їх стану в просторі та часі, а також із обмеженістю, як правило, технічних, матеріальних та фінансових ресурсів проведення моніторингових досліджень. У той же час, від якості екологічної інформації про стан водних об'єктів залежить обґрунтованість та ефективність управлінських рішень, які приймаються у галузі водокористування та водоохорони. У зв'язку із цим, пошуку нових підходів до діагностики умов функціонування гідроекосистем та відтворення водних ресурсів приділяється значна увага як в Україні, так і за кордоном.

На теперішній час існує кілька підходів до аналізу екологічного благополуччя поверхневих вод, які відрізняються за предметом та методичними засобами досліджень: хімічний, біологічний, санітарно-гігієнічний, радіологічний, еколого-гідрологічний та ін. Запропоновані також підходи, які об'єднують різні види аналізів, наприклад екотоксикологічний [17], «тріадний» [3, 34], радіохемоекологічний [12] і т.д.

У цьому переліку особливе місце повинно належати аналізу біохімічних показників екологічного стану водних об'єктів. Характерною особливістю цього різновиду аналізу є можливість діагностувати на єдиній методологічній основі стан основних складових водних екосистем: водного середовища, донних відкладів та біоти, а також стан коловодних екосистем. Важливим також є те, що виконання аналізу біохімічних показників поверхневих вод дозволяє виявити механізми підтримки та порушення гомеостазу гідроекосистем в умовах антропогенного тиску.

Визначенню біохімічних показників функціонування окремих гідробіонтів та змін цих параметрів під впливом природних і антропогенних факторів присвячено значну кількість досліджень. Запропоновано підходи до використання біохімічних показників ряду організмів для діагностики якості поверхневих вод [25, 26]. Перспективність використання біохімічних тест-функцій у системі екологічного моніторингу розглянуто у роботі [23].

Аналіз біохімічних показників у водному середовищі та донних відкладах є відносно новим напрямком досліджень. Його методологічні засади спираються на основні теоретичні положення чотирьох наукових дисциплін: гідробіології, біохімії, гідрохімії та гідроекології. Біохімічні показники не замінюють, а доповнюють

гідрохімічні та гідробіологічні характеристики при діагностиці екологічного стану водних екосистем. У той же час, вони мають певні переваги перед останніми. Біохімічні показники, на відміну від більшості гідрохімічних, мають інтегральний характер, а отже можуть, як і гідробіологічні, характеризувати загальну реакцію екосистеми на комплекс антропогенних чинників. При цьому методи їх визначення більш точні й експресні, ніж гідробіологічні, а також не залежать від таких факторів, як різноманітність біотопів, сезонні зміни форм існування індикаторних організмів, тощо. Важливість біохімічних показників для оцінки стану водних об'єктів підкреслюється у багатьох роботах [1, 15, 20, 22, 31, 33]. За думкою С. О. Остроумова [18], нині формується нова наукова дисципліна – біохімічна гідробіологія, яка ще не отримала загальноновизнаного офіційного статусу, але має великі перспективи розвитку, її становлення подібно формуванню іншої наукової дисципліни – біохімії ґрунтів.

Мета цієї роботи полягає у виявленні найбільш перспективних напрямів використання біохімічних показників у системі екологічного моніторингу поверхневих вод України.

Як відомо, найбільш використовуваними біохімічними показниками якості поверхневих вод є біохімічне споживання кисню (БСК) та вміст хлорофілу «а». Ці показники включені до екологічних класифікацій водних об'єктів багатьох країн світу. Важливим моментом є те, що методи їх визначення стандартизовані. На теперішній час для діагностики екологічного стану поверхневих вод запропоновано ще низку біохімічних характеристик. До їх числа можна віднести такі показники, як потенційна здатність вод до самоочищення; активність різних груп ферментів у воді, сестоні й донних відкладах; пігментні індекси, вміст аденозінтрифосфату (АТФ), білків, вітамінів, вільних жирних кислот, нуклеотидів, альготоксинів та ін. Ці показники суттєво відрізняються за ступенем вивченості та апробованості.

Важливість біохімічних характеристик для діагностики стану водних об'єктів обумовлена тим, що за їх допомогою оцінюють інтенсивність основних процесів, які відбуваються у поверхневих водах, у тому числі інтенсивність новоутворення і деструкції органічної речовини, самоочищення від забруднюючих сполук, а також інтегральну реакцію водних екосистем на антропогенне навантаження [1, 2, 8, 14]. Як свідчать результати власних досліджень авторів, що проводилися протягом 20 років на водних об'єктах України, а також аналіз літературних даних, біохімічні показники є високоінформативними та чутливими характеристиками. Вони можуть бути використані для аналізу якісного стану будь-яких типів водних об'єктів, не залежно від місця їх розташування, причому як у системі пасивного, так і активного моніторингу [14, 32]. Слід підкреслити також, що за допомогою біохімічних показників можливо оцінити стан донних відкладів [4, 10, 31], для яких в Україні поки що не розроблені ГДК забруднюючих речовин.

Серед факторів, які ускладнюють на сучасному етапі застосування біохімічних показників у системі екологічного моніторингу поверхневих вод, слід відмітити обмеженість матеріалів щодо порівняльного аналізу індикаторної значущості й пріоритетності окремих біохімічних характеристик для оцінки екологічного стану різних типів поверхневих вод, а також недостатня поки що розробленість нормативної бази їх використання. На теперішній час запропоновані різні підходи до типізації водних об'єктів за біохімічними характеристиками [1, 14, 15], але вони не мають поки що в Україні офіційного статусу.

На основі узагальнення результатів власних досліджень та літературних матеріалів можна вважати найбільш перспективним використання біохімічних показників у діагностиці стану водних об'єктів-джерел питного водопостачання, для яких існує загроза «цвітіння» вод. Згідно з Водною Рамковою Директивою ЄС,

ці поверхневі води потребують особливої охорони. До числа таких об'єктів належить, зокрема, більшість водосховищ Дніпра. У період масового розвитку водоростей у цих водоймах погіршується якість води, що суттєво ускладнює водопідготовку. Використання стандартного набору хімічних показників, які застосовуються у системі моніторингу поверхневих вод, не дозволяє адекватно оцінити цю небезпеку, тим більше прогнозувати періоди виникнення „цвітіння”, а отже й своєчасно вживати необхідні заходи. Такий контроль не дозволяє також виявити наявність у воді альготоксинів, які, згідно сучасним відомостям, є дуже небезпечними сполуками для людини та тварин [28]. Крім того, дослідження, виконані на водних об'єктах різного рівня трофності свідчать про те, що в період «цвітіння» вод знижується їх здатність до самоочищення від забруднюючих речовин [6]. За цих умов визначення потенційної здатності вод до самоочищення за методом «специфічних добавок» та вмісту фотосинтетичних пігментів у екосистемі дозволяє завчасно виявити можливість порушення умов відтворення водних ресурсів у водоймах [8, 15], а аналіз вмісту альготоксинів у воді – рівень небезпеки її використання. Слід зазначити, що в останні роки за кордоном значна увага приділяється вдосконаленню аналітичних методів визначення вмісту ціанотоксинів, зокрема запропоновані ферментні сенсори для експрес аналізу цих сполук [29].

Узагальнення існуючої інформації дозволяє визнати перспективним застосування аналізу біохімічних показників у поверхневих водах також у системі кризового моніторингу. Наприклад, у роботі [24] вказується на збільшення фосфатазної та естеразної активності води Сіверського Дінця після екстремально високого забруднення водотоку стічними водами. При цьому використання біологічних методів аналізу та методів біотестування для виявлення зон найбільшого забруднення виявилось менш ефективними. На основі отриманих результатів авторами був зроблений висновок, що визначення ферментативної активності води є важливим елементом оперативного моніторингу при надзвичайних ситуаціях на водних об'єктах.

Слід відзначити, що у зв'язку зі значною динамічністю хімічного складу водного середовища, іноді важко встановити наявність аварійних скидів стічних вод у водні об'єкти, або визначити зони забруднення. Для вирішення цих складних завдань більш доцільно застосовувати біохімічні показники донних відкладів, які є інтегральними характеристиками відгуку екосистем на весь комплекс забруднюючих речовин, що надійшли до водного об'єкту та утворилися у ньому в результаті трансформації початкових сполук, і в той же час більш інерційні порівняно з показниками водного середовища. Наочним прикладом впливу антропогенних факторів на біохімічні показники донних відкладів водних об'єктів можуть бути дані щодо зміни ферментативної активності донних відкладів Сіверського Дінця у пунктах, розташованих нижче міст за течією ріки [5]. Використання ензимологічних показників цього компоненту гідроекосистем дозволяє оцінити інтенсивність процесів самоочищення на різних ділянках водних об'єктів, а також визначити роль аеробної та анаеробної деструкції органічних речовин на дні. Встановлено, що біохімічні показники донних відкладів поверхневих вод є добрим маркером як забруднення, так і рівня трофності вод [4, 6, 20].

На теперішній час біохімічні показники водного середовища найбільш широко використовуються при аналізі океанів, морів та прибережних морських вод, при цьому здійснюється зонування акваторій, визначається інтенсивність трансформації органічних речовин, аналізуються особливості функціонування гідроекосистем в умовах антропогенного навантаження та ін.[2, 7, 19, 21, 27].

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

Перспективними для інтегральної оцінки стану біологічних угруповань та оцінки якості водного середовища вважаються аденілові нуклеотиди, так як саме аденіловий комплекс (АТФ, АДФ, АМФ) відображає життєздатність організмів. Наприклад, при дослідженні аденілового комплексу (АК) сестона двох волзьких водосховищ було встановлено, що в евтрофних умовах вміст АК тісно пов'язаний з деструкцією органічної речовини та респіраторною активністю фітопланктону, а в мезотрофних – з чисельністю та біомасою бактерій [16].

Як відомо, дані щодо вмісту хлорофілу «а» у воді використовуються для визначення біомаси фітопланктону, а вміст АТФ – біомаси бактерій [1, 15]. При цьому істотно прискорюється процес визначення біологічних показників та підвищується надійність оцінок за рахунок збільшення числа оброблюваних проб. За даними автора роботи [20] використання пігментних показників донних відкладів у гідромоніторингу є не тільки перспективним, але й економічно вигідним.

Існуючі на теперішній час експериментальні матеріали дозволяють зробити висновок, що біохімічні характеристики гідроекосистем доцільно використовувати при виборі водного об'єкту або його ділянки, які можна розглядати в якості еталона відмінного екологічного стану певного типу вод. Проблема ця набула в останні роки особливого значення. Найбільш актуальна вона для транскордонних водних об'єктів. Це пов'язано із тим, що у більшості європейських країн широко використовується компаративний підхід до оцінки якості поверхневих вод, який у Водній Рамковій Директиві ЄС [30] признаний пріоритетним. В основі цього підходу лежить співставлення показників якості вод, які досліджуються, з аналогічними характеристиками референсного (еталонного) створу. Слід зазначити, що враховуючи значущість пігментних показників фітопланктону для оцінки стану гідроекосистем та ґрунтуючись на компаративному підході, Міжнародна комісія по захисту річки Дунай (ICPDR) у міжнародну програму моніторингу поверхневих вод цього басейну, в якості обов'язкової характеристики включила вміст у воді хлорофілу «а» [35].

Інформація щодо біохімічних показників водних об'єктів необхідна також при встановленні нормативів антропогенного навантаження [11], особливо при розробці просторових екологічних нормативів. Наприклад, при розрахунку гранично допустимих скидів стічних вод ТЕС у водойми, необхідно регламентувати не тільки склад та об'єм цих вод, але й площу поверхні дна водойми, яка зазнає змін, для того, щоб не перевищити здатності вод до саморегуляції та самовідновлення. Слід також враховувати, що біохімічні показники поверхневих вод використовуються при визначенні глобальних кліматичних змін [13].

Біохімічні показники, як свідчать результати чисельних досліджень, виконаних на різних типах водних об'єктів, можуть бути успішно використані не тільки для оцінки екологічного стану поверхневих вод, але й для прогнозування його змін та визначення наявності певних резервів екологічної ємності водних екосистем [1, 14, 15]. Їх застосування необхідно при оцінці екологічного ризику антропогенного навантаження на водні об'єкти, а також при обґрунтуванні необхідності проведення природоохоронних заходів і аналізу їх ефективності. Особливо важливо враховувати біохімічні показники при плануванні робіт, спрямованих на очищення дна водних об'єктів. Вказане обумовлює доцільність використання біохімічних показників у системі імпактного (локального) гідромоніторингу, в першу чергу в техногенно-навантажених регіонах, або на особливо цінних в екологічному плані водних об'єктах. Наприклад, за даними, що наведено в роботі [9] ризик забруднення прибережних вод оз. Байкал можливо оцінити на основі появи бактерій - продуцентів нових ферментів ендонуклеаз рестрикції. Інформація щодо біохімічних показників функціонування гідроекосистем потрібна також при розробці

та виконанні програм екологічного оздоровлення водних об'єктів, наприклад, басейну Дніпра. Найбільш перспективним при цьому може вважатися комплексний підхід, тобто оцінка екологічного стану водних об'єктів за гідрохімічними, гідробіологічними, біохімічними та токсикологічними показниками.

Для більш широкого використання біохімічних показників у системі екологічного моніторингу поверхневих вод України необхідно:

- узагальнити існуючі дані та провести додаткові дослідження з метою визначення найбільш пріоритетних біохімічних маркерів різних видів забруднення водних об'єктів;
- виконати роботи щодо стандартизації методів визначення біохімічних показників у водному середовищі та донних відкладах;
- вивчити діапазон мінливості найбільш перспективних у плані біоіндикації біохімічних показників під впливом природних чинників;
- розробити систему типізації поверхневих вод за біохімічними показниками та підготувати відповідний нормативно-методичний документ.

Враховуючі успішне використання в Україні біохімічних показників у клінічній медицині, харчовій промисловості, ґрунтознавстві та інших сферах, можливо сподіватися на те, що аналіз біохімічних показників екологічного стану водних екосистем найближчим часом займе належне місце і в гідроекологічних дослідженнях.

Список літератури

1. Авилова С.°Д. Оценка экологического состояния водных объектов по биохимическим показателям / С.°Д. Авилова, В.°И. Авилов – М.: РЭФИА, 1997. – 35с.
2. Агатова А.И. Биохимические исследования морских экосистем солоноватых вод / А.И. Агатова, Н. М. Лапина, Н.И. Торгунова, К.Б. Кирпичев // Водные ресурсы. – 2001. – Т. 28. – С. 470–479.
- 3.°Баканов А.°И. Оценка качества донных отложений с использованием элементов триадного подхода (на примере оз. Плещеево) / А.И. Баканов, М.В. Гапеева, И.И. Томилина // Биология внутренних вод. – 1999, №1-3. – С.148-160.
4. Васенко О.°Г. Ферментативная активность донных отложений разнотипных водных объектов / О.°Г.Васенко, А.°А. Верниченко, Д.°Ю. Верниченко-Цветков //°Современные проблемы гидроэкологии. Перспективы, пути и методы исследований: Мат. III международ. науч. конф., Херсон, 17-19 мая 2012 г. – Херсон, 2012. – С. 195 – 200.
5. Верниченко-Цветков Д.°Ю. Фосфатазная активность донных отложений Северского Донца (в пределах Харьковской обл.) / Д. Ю. Верниченко-Цветков // Гидробиол. журн. – 2008. – Т.44, № 5. – С. 69-77.
6. Верниченко-Цветков Д.Ю. Порівняльний аналіз динаміки біохімічних характеристик процесів формування якості води у водоймах різної трофності / Д. Ю. Верниченко-Цветков // Вісник Черкаського університету: Сер. біолог. науки. – Черкаси: ЧНУ, 2008. – Вип. 128. – С. 13-19.
- 7.°Верниченко-Цветков Д.Ю. Мікробіологічні та біохімічні характеристики прибережних вод Феодосійської затоки, що спостерігалися у липні 2004 р. // Екологія моря. – 2008.– Вип. 75.– С. 5–8.
8. Верниченко-Цветков Д.°Ю. Потенциальная способность поверхностных вод к самоочищению / Д.°Ю. Верниченко-Цветков //°Естественные и технические науки. – 2006, №1. – С106-108.
9. Верховина В. А. Разработка и апробация физико-химических методов в экологических исследованиях / В.А. Верховина, Е.В. Верховина, Д.А. Гончар и др. // Вода: химия и экология. – 2014. – № 10(76) – С.119–122.
10. Галиулин Р.В. Ферментативная диагностика загрязнения речных донных отложений тяжелыми металлами / Р.В. Галиулин, Р.А. Галиулина // Вода: химия и экология. – 2010.– №1.– Р. 27–30.
11. Галиулин Р.В. Нормирование химических веществ в донных отложениях водных экосистем / Р.В. Галиулин, Р.А. Галиулина // Вода: химия и экология. – 2011.– №8.– Р. 3–8.
12. Егоров В.Н. Исследование и оценка загрязнения, ущерба и состояния экосистем на шельфе Черного моря / В.Н. Егоров, Г.Г. Поликарпов, Н.Н. Терещенко и др. //°Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. науч. тр. – Севастополь, 2001. –

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

Вып.1. – С. 111-127. **13.** Кондратьев К.°Я. Дистанционный мониторинг хлорофилла фитопланктона как элемент программ по изучению глобальных климатических изменений /°К.°Я. Кондратьев, Р. Буката, ДЖ. Джером, Д.°В. Поздняков //°Водные ресурсы. – 1992, № 6. – С. 124-131. **14.** Корнеева Г.°А. Использование ферментных тест-систем для мониторинга состояния морских вод Черного моря / Г.°А. Корнеева //°Известия РАН. – Серия биол. –1996, №5. – С. 589-597. **15.** Минеева Н.М. Растительные пигменты в воде волжских водохранилищ / Н.М. Минеева. – М.: Наука, 2004.– 156 с. **16.** Минеева Н.М. Гидробиологическая и биохимическая индикация состояния пресноводных экосистем на примере водохранилищ Верхней Волги / Н.°М.°Минеева, А. М. Андреева, Н.А. Лаптева и др. //°Биоиндикация в мониторинге пресноводных экосистем – СПб, 2007.– С. 57–61. **17.** Моисеенко Т.°И. Экотоксикологический подход к оценке качества вод /°Т.°И. Моисеенко //°Водные ресурсы. – 2005. – Т. 32, №2. – С.°184-195. **18.** Остроумов С.°А. Биохимическая гидробиология: концептуальное изложение основ новой научной дисциплины / С.А. Остроумов //°Водные экосистемы и организмы – 3. – М.: Мах Press, 2001. – С. 92-93. **19.** Серегин С.А. Микропланктон западной части пролива Брансфилда: структура численности и биомасса в марте 2002 г.// Морський екологічний журнал. – 2005.– Т.IV., № 2. – С.69–81. **20.** Сигарева Л.Е. Хлорофилл в донных отложениях волжских водоёмов / Под ред. А.И. Копылова.– М.: Т-во науч. изд. КМК, 2012. – 217 с. **21.** Скрипник И.А. Особенности функционирования фитопланктонных сообществ в прибрежной части Одесского залива / И.А. Скрипник, Е.В. Кирсанова, Е.Ю. Михалечко //°Екологічна безпека прибережної і шельфової зон і комплексне використання ресурсів шельфу. – 2002. – Вип. 1. – С. 284–288. **22.** Телитченко М.°М. Значение биохимических показателей в комплексной оценке качества воды / М.°М. Телитченко // Комплексные оценки качества поверхностных вод. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – С. 133–137. **23.** Хоружая Т.°А. Перспективы использования биохимических тест-функций в биомониторинге природных вод / Т.°А. Хоружая // Гидробиол. журн. – 1989. – Т.25, № 5. – С. 47-52. **24.** Хоружая Т.°А. Методы биоиндикации и биотестирования в исследованиях пресноводных экосистем при аварийном и экстремально высоком загрязнении /°Т.°А. Хоружая, В.°А. Брызгалов, Л.°М. Предеина, Е.°И. Короткова //°Гидрохимические материалы. Методы и технические средства оперативного мониторинга качества поверхностных вод. – СПб, 1991. – Т.100. – С. 47-68. **25.** Цветков И.Л. Экологическая биохимия гидробионтов / И.Л. Цветков, А.С. Конищев. – М.: Изд-во МГОУ, 2006.– 104 с. **26.** Шульман Г.Е. Физиолого-биохимическая индикация и мониторинг состояния гидробионтов Чёрного моря / Г.Е. Шульман // Гидробиол. журн. – 1999. – Т.35, № 1. – С. 42-52. **27.** Abigail McQuatters-Gollop A long-term chlorophyll data set reveals regime shift in North Sea phytoplankton biomass unconnected to nutrient trends / Abigail McQuatters-Gollop, Dionysios E. Raitsos, Martin Edwards et al. // Limnol. Oceanogr. – 2007.– 52(2). – P. 635–648. **28.** Chous I. Toxic cianobacteria in water. A guide to their public health consequences, monitoring and management. / I. Chous, J. Bartram. – London, New York: E&FN Spon., 1999. – 416 p. **29.** Connon R.E. Effect-Based Tools for Monitoring and Predicting the Ecotoxicological Effects of Chemicals in the Aquatic Environment / R.E. Connon, J. Geist, I. Werner // Sensors, 2012,– 12.– P. 12741–12771. **30.** Directive 2000/60/EC of European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy //°Official Journal of the European Communities, 22.12 2000. – L. 327/1. – 118 p. **31.** Hoppe H.°G. Microbial extracellular enzyme activity: a new key parameter in aquatic ecology / H.°G. Hoppe // Microbial enzymes in aquatic environments. – New York: Springer-Verlag, 1991. – P. 60–83. **32.** Rapid chemical and biological techniques for water monitoring / Ed. by C. Gonzalez. R. Greenwood, P. Quevauviller: Water Quality Measurements Series. Commission of European Communities. – Brussels: J. Wiley & Sons Ltd., 2009, P. 1-419. **33.** Reuss Nina Sediment pigments as biomarkers of environmental change. Ph. D. thesis / Reuss Nina – National Environmental Research Institute, Roskilde, Denmark, 2005.– 38 p. **34.** Van de Guchte C. The sediment quality triad: an integrated approach to assess contaminated sediment /°Van de Guchte C.°// River Water Quality. Ecological Assessment and Control. – Commission of European Communities. – Brussels, 1992. – P. 425-431. **35.** Water Quality in the Danube River Basin – 2006: TNMN –Yearbook-2006. – ICPDR, 2009. – 40 p.

Перспективи використання біохімічних показників у системі екологічного моніторингу поверхневих вод

Васенко О. Г., Верниченко-Цветков Д. Ю.

У статті розглядаються питання використання біохімічних показників водного середовища та донних відкладів поверхневих вод у системі екологічного моніторингу. Показано перспективність застосування біохімічних характеристик у цілях діагностики екологічного стану водних екосистем і вирішення різноманітних гідроекологічних та водогосподарських проблем. Сформульовано напрямки подальших досліджень у зазначеній галузі.

Ключові слова: моніторинг, біохімічні показники, водне середовище, донні відклади

Перспективы использования биохимических показателей в системе экологического мониторинга поверхностных вод

Васенко А. Г., Верниченко-Цветков Д. Ю.

В статье рассматриваются вопросы использования биохимических показателей для диагностики stanu водной среды и донных отложений поверхностных вод в системе экологического мониторинга. Показана перспективность применения биохимических характеристик в целях диагностики экологического состояния водных экосистем и решения различных гидроэкологических и водохозяйственных проблем. Сформулированы направления дальнейших исследований в указанной области.

Ключевые слова: мониторинг, биохимические показатели, водная среда, донные отложения

Perspectives of use of the biochemical indicators in the system of ecological monitoring of surface waters

Vasenko A., Vernizenko-Tsvetkov D.

The questions, concerning the application of water medium and sediments biochemical indicators in the system of ecological monitoring, is described in this article. Perspective of use of the biochemical characteristics for the diagnostic of the ecological state of the water ecosystems, and for the solving of different ecological and manager problems is shown. Directions for further research in this area were formulated.

Keywords: monitoring, biochemical indicators, the aqueous medium, sediments

Надійшла до редколегії 12.02.2015

УДК 574.5 (282.247.32)

Коржов Є.І., Гільман В.Л.

Херсонська гідробіологічна станція НАН України

ЕКОЛОГО-ГІДРОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА КАРДАШИНСЬКОГО ЛИМАНУ

Ключові слова: гідрологічний режим, Кардашинський лиман, еколого-гідрологічна характеристика

Вступ. Кардашинський лиман – водойма, що розташована на лівобережній заплаві дельти Дніпра (рис. 1). Вона є однією з найбільших водойм пониззя Дніпра і за площею поступається тільки лиману Збур'ївський Кут.

Останні систематичні дослідження гідрологічного режиму Кардашинського лиману проводилися в кінці 80-х років минулого сторіччя. За цей час, під впливом змін гідрологічного режиму, в ньому активізувалися процеси заростання, замулення, послабився водообмін з руслової мережею, що в комплексі вплинуло на стан екосистеми та якість води [1,2,8].

Метою роботи є дослідження сучасного гідрологічного режиму Кардашинського лиману. Отримані результати можуть бути використані для оцінки подальших змін, що продовжують відбуватись в екосистемі водойми під дією абіотичних факторів.

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)



Рис. 1. Схема розташування Кардашинського лиману

Матеріали та методи досліджень. Матеріалом для статті слугували посезонні натурні дослідження гідрологічного режиму Кардашинського лиману, що проводились в 2003-2014 рр. При оцінці течій використовувалась математична модель циркуляції вод – метод повних потоків [9], верифікована та апробована на мілководних водоймах пониззя Дніпра [3].

Результати досліджень та їх обговорення. Кардашинський лиман має витягнуту форму з північного сходу на південний захід. Довжина водойми сягає 4,4 км, ширина – 1,2 км. Площа водної поверхні дорівнює $5,3 \text{ км}^2$, об'єм – $7,88 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, середня глибина – 1,5 м.

За матеріалами гідрографічної зйомки побудовано карту розподілу глибин (рис. 2) та криві площ і об'ємів (рис. 3). Максимальні глибини (більше 2 м) відмічаються у північно-східній частині лиману. Південно-західна частина водойми мілководна, з домінуючими глибинами 1,2–1,3 м. Мілководдя з глибинами до 1 м займають площу $0,64 \text{ км}^2$, що складає 12,2 % від загальної площі. На площу з глибинами більше 1,8 м припадає $3,11 \text{ км}^2$ або 59,2% від загальної площі.

Як видно (див.рис. 2), водойма за особливістю будови ложа поділяється на дві частини – верхню (північно-східну) та нижню (південно-західну), між якими розташована зона перекаату. Умови формування гідрологічного режиму цих частин різні, що в свою чергу формує відмінності у розподілі характеристик гідрологічного, гідрохімічного та гідробіологічного режимів.

Кардашинський лиман системою проток та єриків (єр.) генетично пов'язаний з русловою мережею Дніпра. Дві протилежно розташовані протоки: єр. Чайка та р. Чайка, відіграють основну роль у водному балансі водойми. Три єрики, що сполучаються з Конкою, на даний час не мають значного впливу на балансові характеристики лиману.

Береги водойми порослі смугою очерету, ширина якої сягає 30–50 м.

Водойма зв'язана з руслом р. Конки чотирма єриками, що на виході з лиману формують р. Чайку. Окрім того, по Солонецькій канаві періодично до Кардашинського лиману надходять стічні води з риборозплідних ставків.

Зовнішній водообмін Кардашинського лиману пов'язаний з коливаннями рівня у русловій системі Дніпра, що утворюються за рахунок нерівномірної роботи Каховської ГЕС та впливу коливань рівня води в Дніпровсько-Бузькому лимані.

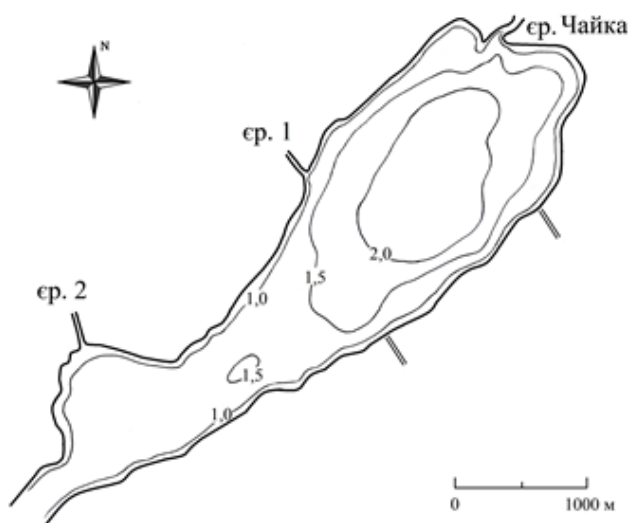


Рис. 2. Схема Кардашинського лиману в ізобатах (м)

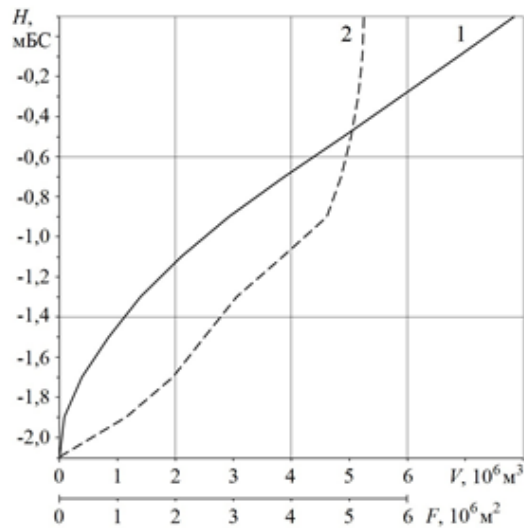


Рис. 3. Криві об'ємів (1) та площ (2) Кардашинського лиману

Надходження води до лиману відбувається за наступною схемою. Заповнення водойми спочатку відбувається в основному через єр. Чайка та частково через інші єрики. У відсотковому відношенні через єрики до лиману за добу надходить біля 60% води. Не дивлячись на те, що за розмірами р. Чайка є досить великою протокою, через неї до лиману значна кількість води надходить лише при нагінних явищах. При цьому вода, що надійшла з Чайки, накопичується переважно у нижній частині лиману.

При спаді рівня основний відтік водної маси відбувається через р. Чайка та частково через єрики 1 і 2.

За даними спостережень в 2003–2013 рр., добова амплітуда рівня води в Дніпрі в районі Херсона в середньому становить: навесні – 8–9 см; влітку – 12–23 см; восени – 11–20 см за добу. Такі коливання рівня води зумовлюють повну зміну вод в лимані в середньому за 16 діб. Влітку період зовнішнього водообміну складає 13–15 діб, у весняний період збільшується до 18–22 діб. Порівнюючи отримані значення періоду зовнішнього водообміну з попередніми роками можна відмітити значне послаблення водообмінних процесів у лимані. Наприкінці 80-х років минулого століття середній період зовнішнього водообміну не перевищував 8 діб [7], що складає вдвічі меншу величину, ніж в нинішній час. Основною причиною погіршення водообміну лиману ми вважаємо заростання проток, які зв'язують водойму з руслом Дніпра, та зміну режиму роботи Каховської ГЕС [8].

За інтенсивністю зовнішнього водообміну Кардашинський лиман в сучасний період належить до водойм зі сповільненим зовнішнім водообміном. Період зовнішнього водообміну водойм цієї групи складає 15 діб та більше.

Внутрішньоводоймова динаміка. При оцінці течій у Кардашинському лимані використана двовірна в горизонтальній площині математична модель циркуляції вод – метод повних потоків [9], адаптована для малих глибин. Застосування моделі дає можливість оцінювати загальний вид циркуляції вод у мілководних водоймах пониззя Дніпра при різних гідрометеорологічних умовах, показники рухомості водних мас та динамічну складову процесу їх самоочищення [4]. При

верифікації моделі визначено, що середні значення відносних похибок за напрямом та швидкістю течій для Кардашинського лиману складають відповідно 13 та 14%. Такі невеликі відносні похибки свідчать про те, що обрана модель може бути прийнятною для оцінки режиму течій у досліджуваній водоймі. На рисунках 4 і 5 наведені схеми циркуляції вод в Кардашинському лимані при штильових умовах та при вітрах різних напрямків.

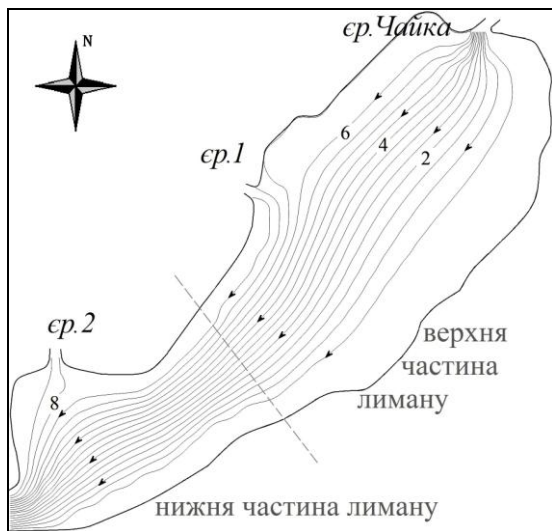


Рис. 4. Схема циркуляції вод у Кардашинському лимані при відсутності вітру

Схеми вказують на те, що при штильових погодних умовах вода, яка поступає в лиман з ер. Чайка і двох бічних ериків, протікає, в основному, по центральній частині водойми. Розрахункова швидкість стічних течій в середньому складає 0,4 см/с. Це добре узгоджується з даними натурних досліджень, проведених у 2013–2014 рр., згідно з якими вона варіює в межах від 0,30 до 0,55 см/с. Спостереження за режимом течій в районі ер. Чайка показують, що середня швидкість течій в ньому коливається в межах 11–26 см/с. При впадінні ерика до Кардашинського лиману швидкість різко зменшується і на відстані 150–200 м від гирла складає 0,50–0,80 см/с, середня швидкість течій в ньому коливається в межах 11–26 см/с.

За наявності вітру структура течій в лимані ускладнюється. По акваторії формуються замкнуті циркуляції, конфігурація та інтенсивність яких залежать від напрямку і швидкості вітру.

За характером циркуляцій водних мас можна виділити дві принципово різні частини лиману – верхню та нижню. У верхній частині лиману формуються два основних вихори – циклональний та антициклональний. Між ними пролягає основний потік, що зазвичай має протилежний вітру напрямок. Нижня частина лиману мілка, тому водні маси тут рухаються переважно за напрямком вітру, лише біля лівого берега спостерігаються слабкі компенсаційні течії.

При вітрі 5 м/с швидкість течії в лимані збільшується на порядок у порівнянні зі штильовими умовами. При меридіональних вітрах вона складає 4,1–5,2 см/с, при широтних – 3,8–5,0 см/с. Максимальні значення швидкостей течії спостерігаються в прибережній зоні та у нижній більш мілкій частині лиману.

Характерним є те, що конфігурація ліній циркуляцій вод під дією вітру північних та південних напрямків є схожою та різниться лише напрямком течії у вихрових утвореннях. Те ж саме спостерігається і при широтних вітрах. При збільшенні швидкості вітру конфігурація та розташування основних вихрових утворень не змінюється, але збільшується їх інтенсивність. Якщо при вітрі 5 м/с витрата циркуляційного потоку складає 10–12 м³/с, то при посиленні вітру до 10 м/с вона збільшується до 20–25 м³/с. При вітрі 15 м/с загальна витрата сягає 35–40 м³/с.

Схеми розташування основних циркуляційних вихорів води добре узгоджуються з розподілом біомаси фітопланктону в лимані. Відомо, що при антициклональних вихрових утвореннях у великих за площею водних об'єктах формуються більш високі показники чисельності та біомаси планктонних угруповань [3, 5, 6].

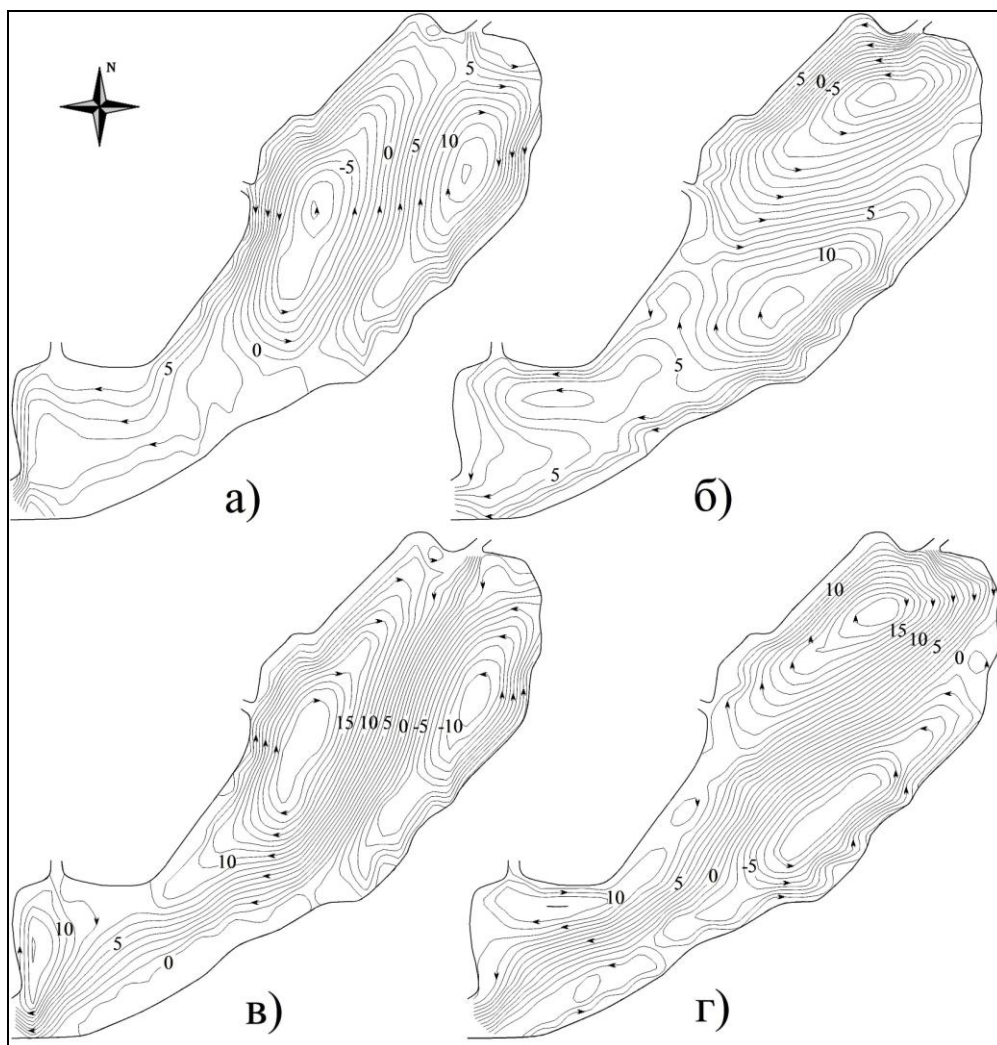


Рис. 5. Схема циркуляції вод у Кардашинському лимані при вітрі 5 м/с північного (а), східного (б), південного (в) та західного (г) напрямків. Цифри на лініях – функції токів (м³/с)

Одним із аспектів застосування методу математичного моделювання течій є оцінка впливу динаміки вод на процеси самоочищення водних об'єктів. Відомо, що для визначення динамічної складової самоочищення використовують відносну величину $K_d/K_{ст}$, що безпосередньо залежить від швидкості течії [4]. У цій величині $K_{ст}$ – коефіцієнт біохімічного окиснення речовини в нерухомому водному середовищі; K_d – динамічна складова узагальненого коефіцієнта самоочищення.

Так, в Кардашинському лимані при середній швидкості вітру динамічна складова самоочищення ($K_d/K_{ст}$) складає 9,2 – 9,9. При цьому, у нижній частині лиману вона дещо більша (табл. 1).

Таблиця 1. Динамічна складова самоочисного потенціалу Кардашинського лиману при вітрі швидкістю 5 м/с

Напрямок вітру	Середня швидкість течії, м/с		Значення $K_d/K_{ст}$	
	нижня частина	верхня частина	нижня частина	верхня частина
Північний	0,046	0,044	9,8	9,5
Східний	0,047	0,042	9,9	9,2
Південний	0,046	0,044	9,8	9,5
Західний	0,047	0,042	9,9	9,2

У верхній частині лиману процеси самоочищення протікають дещо слабкіше, ніж у нижній, оскільки вона більш глибока та водні маси тут менш рухливі.

Гідрофізичні властивості водних мас. До основних екологічно значущих гідрофізичних характеристик водних мас природних водних об'єктів відносяться температура, кількість і склад завислих речовин та оптичні властивості водного середовища.

Термічний режим Кардашинського лиману, як і більшості водойм гирлової ділянки Дніпра, залежить від кліматичних факторів та зовнішнього водообміну з русловою мережею. Середньомісячні значення температури води за 2003–2012 рр. характеризувалися коливаннями, пов'язаними зі зміною синоптичної ситуації над південним регіоном країни. Відхилення температур від середніх значень складали у різні місяці теплого періоду від 0,6 до 4,5°. Характерною рисою є те, що амплітуда коливання температури водної маси зменшується від квітня до серпня, та підвищується з настанням періоду охолодження водних мас.

Найбільша інтенсивність підвищення та спаду температури води відмічається навесні та восени. Так, у квітні-травні інтенсивність наростання температури складає в середньому 8,4°C за місяць. У вересні-жовтні інтенсивність охолодження складає 6,2°C/міс. Весняне підвищення, як і осіннє охолодження водних мас у річковій системі та водоймах відбувається неоднаково. Навесні вода в Кардашинському лимані прогрівається інтенсивніше – на 3–5°C. Восени водойма охолоджується швидше, ніж руслова частина Дніпра. Максимальні значення температури води відмічаються в липні – серпні і складають 26,0–28,3°C, а на мілинах можуть сягати значень 29,0–31,0°C.

Не менш важливим фактором, що впливає на термічний режим водойми, є водообмін з русловою мережею. Його інтенсивність впливає на перерозподіл значень температур по акваторії лиману (рис. 6).

В зоні надходження річкових вод відмічається зміна температури. Найбільший градієнт температур спостерігається в 50-ти метровій зоні від місця впадіння проток до лиману та складає в середньому 0,05°/м. У водоймі горизонтальний градієнт температур знижується до 0,01–0,02°/м.

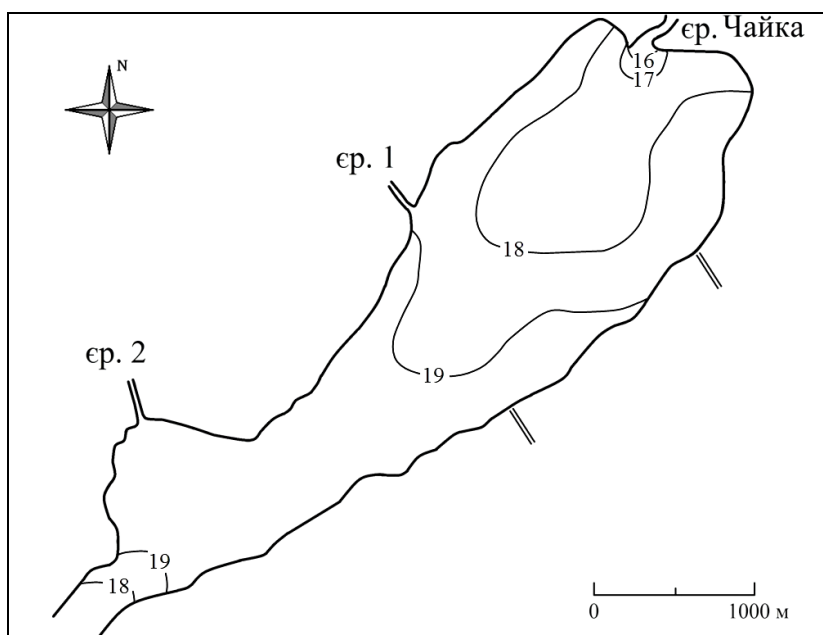


Рис. 6. Схема розподілу температури води у Кардашинському лимані в червні 2012 р.

Прозорість води в Кардашинському лимані значною мірою залежить від зовнішнього водообміну, кількості органічної частки в складі зависі у фотичному шарі, динамічної активності водних мас (швидкості течій, вітрового хвилювання, тощо).

Розподіл значень прозорості як у багаторічному, так і у внутрішньорічному ході має значну мінливість параметрів. Найбільші значення прозорості відмічаються у холодний період року (0,9–2,2 м). В літні місяці прозорість зменшується до 0,2–0,7 м при середньому значенні 0,4 м. Восени вона дещо більша і складає 0,7–1,3 м. Середня прозорість за літньо-осінній період складає 0,6 м. На величину прозорості значно впливає вітрова діяльність. Хвилі найбільше впливають на донні відклади прибережної смуги, де глибини не перевищують 1 м. Різниця у величині прозорості між північною та південною прибережними смугами в окремих випадках може сягати 0,4 м.

Каламутність води Кардашинського лиману залежить переважно від гідродинамічних умов та інтенсивності розвитку фітопланктону. Залежність між прозорістю та кількістю завислої речовини не є достатньо чіткою. При прозорості води 0,5 м амплітуда коливання кількості завислих речовин змінюється від 14 до 78 г/м³. Такий широкий діапазон значень в першу чергу залежить від погодних умов і, значною мірою, від складу речовин, що їх формують. За матеріалами спостережень виявлено, що органічна частка завислих у воді речовин складає 30–50%, місцями сягаючи 65%.

За даними 2003–2012 рр. виявлено, що впродовж року каламутність води у Кардашинському лимані збільшувалась з квітня (2,9 г/м³) по серпень (18,2 г/м³) з подальшим зниженням до 4,0 г/м³ в жовтні. Її середнє значення за розглянутий період складало 9,9 г/м³.

Донні відклади водойми. У розподілі ґрунтів лиману відзначається зональність за глибиною. Зі збільшенням глибини у складі донних відкладів починають переважати мулисті фракції.

На відстані 70–100 метрів від берега знаходиться зона пісків. В місцях входу проток та єриків до лиману формуються невеликі бари, що складаються з битого черепашнику та крупних піщаних фракцій.

Ґрунти верхньої частини лиману представлені переважно піщаними мулами та мулами. Зона мулів знаходиться на ділянці глибше 1,6–1,8 м, і розташовується ближче до лівого берега лиману. Найбільша потужність мулистих відкладів відмічається у центрі верхньої частини лиману та складає 60 см.

У нижній частині лиману переважає замулений пісок та пісок. Лише біля єрика 2 відмічається невелика за площею зона піщаних мулів. Подібний розподіл донних відкладів також пов'язаний з проточністю окремих ділянок лиману. Якщо у верхній частині середні швидкості течій складають 0,3–0,5 см/с, то в нижній їх значення сягають 0,7–0,9 см/с.

Особливістю донних відкладів Кардашинського лиману є зона перекату між нижньою та верхньою частинами акваторії. Вона представлена мілкою перехідною зоною, що розташована західніше центральної ділянки лиману. Середня глибина тут 1,2 м, максимальна – 1,4 м. Довжина перекату 800 м. Донні відклади представлені замуленими пісками, на яких суцільним шаром розташовуються крупний битий черепашник. Товщина цього шару в середньому сягає 0,5–0,6 м. Біля берегів спостерігається тонка смуга пісків (шириною до 30 м) з битим черепашником.

В табл. 2 наведено кількісні характеристики донних відкладів лиману в сучасний період.

Таблиця 2. Розподіл донних відкладів у Кардашинському лимані

Тип відкладів	Площа, км ²	Частка, %
Пісок	0,522	9,8
Замулений пісок	1,721	32,5
Піщаний мул	1,084	20,5
Мул	1,973	37,2

Дані таблиці свідчать, що в лимані переважають донні відклади у вигляді мулу та замуленого піску (37,2 та 32,5% площі). Меншу територію займають піщані мули – 20,5% площі. На піщані ґрунти припадає найменша частка акваторії лиману – 9,8% площі. Ґрунти, вкриті черепашиком, займають 16,0% площі лиману (848 тис. м²). Ґрунти Кардашинського лиману складаються переважно з фракцій дрібної та середньої крупності. Найменша частка припадає на піщані ґрунти, що зустрічаються лише в районі прибережної смуги та в місцях впадіння єриків до лиману.

Висновки. Кардашинський лиман відноситься до значних за розміром заплавлених водойм дельти Дніпра. Він є другою за площею та третьою за об'ємом водоймою пониззя Дніпра.

За морфометричними характеристиками та іншими гідрологічними показниками (розподіл глибин, термічний режим, оптичні властивості водних мас, донні відклади та ін.) в лимані досить чітко виділяються дві частини: верхня (північно-східна) і нижня (південно-західна), між якими сформувалась зона мілководдя.

Лиман відноситься до водойм з повільним зовнішнім водообміном. Середнє значення періоду його зовнішнього водообміну в сучасний період складає 16 діб, що майже вдвічі довше ніж у 80-х роках минулого століття. Рухливість вод в Кардашинському лимані, що зумовлена переважно вітровими течіями, досить активна. Тому водоймі притаманний суттєвий очисний потенціал її водних мас.

Список літератури

1. *Алексенко Т.Л.* Итоги работы Херсонской гидробиологической станции НАН Украины по изучению биоразнообразия водных систем Днепровско-Бугской устьевой области / Т.Л. Алексенко // Современные проблемы гидроэкологии. Перспективы, пути и методы решений: Материалы III международной науч. конф. – Херсон: ПП Вишемирський В.С., 2012. – С.3–6.
2. *Коржов Є.І.* Зовнішній водообмін руслової та озерної систем пониззя Дніпра в сучасний період / Є.І. Коржов // Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія. – 2013. – Т.2(29). – С.37–45.
3. *Коржов Є.І.* Вплив режиму течій на кількісні показники фітопланктону мілководних водойм пониззя Дніпра / Є.І. Коржов, Г.Н. Мінаєва // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К.: Обрії. – 2014. – Том 2(33). – С. 61–65.
4. *Коржов Є.І.* Математичне моделювання течій у внутрішніх водоймах пониззя Дніпра / Є.І. Коржов // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К.: Обрії. – 2012. – Том 2(27). – С. 38–43.
5. *Лаврик В. И.* Экологическая емкость и её количественная оценка / В.И. Лаврик, А.И. Мережко, Л.А. Сиренко, В.М. Тимченко // Гидробиол. журн. – 1991. – Т.27, №3 – С. 13–23.
6. *Тимченко В.М.* Физическое моделирование динамики водных масс Днестровского лимана / В.М. Тимченко, В.И. Вишневский // Гидробиол. журн. – 1982. – 25, № 3. – С. 65–68.
7. *Тимченко В.М.* Внешний водообмен пойменных водоемов устьевой участка Днепра как фактор управления их экосистемами / В.М. Тимченко // Гидробиол. журн. – 1996. – Т. 32, №5. С. 90–102.
8. *Тимченко В.М.* Основні фактори погіршення екологічного стану пониззя Дніпра / В.М. Тимченко, В.Л. Гільман, Є.І. Коржов // Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія. – 2011. – Т. 3(24). – С. 138–144.
9. *Фельзенбаум А.И.* Теоретические основы

и методы расчета установившихся морских течений / А.И. Фельзенбаум; АН СССР, Ин-т океанологии. – М.: изд-во АН СССР, 1960. – 126 с.

Еколого-гідрологічна характеристика Кардашинського лиману в сучасний період

Коржов Є.І., Гільман В.Л.

Зміни елементів гідрологічного режиму під впливом комплексу антропогенних та природних факторів вплинули на екологічний стан майже всіх водойм пониззя Дніпра. В статті розглянуто сучасний гідрологічний режим Кардашинського лиману та особливості розподілу його елементів у водоймі.

Ключові слова: Кардашинський лиман, гідрологічний режим, еколого-гідрологічна характеристика

Эколого-гидрологическая характеристика Кардашинского лимана в современный период

Коржов Е.И., Гильман В.Л.

Изменения элементов гидрологического режима под влиянием комплекса антропогенных и природных факторов повлияли на экологическое состояние практически всех водоемов низовья Днепра. В статье рассмотрен современный гидрологический режим Кардашинского лимана и особенности распределения его элементов в водоеме.

Ключевые слова: Кардашинский лиман, гидрологический режим, эколого-гидрологическая характеристика

Ecological and hydrological characteristics Kardashinskii estuary in modern times

Korzhov E.I., Gilman V.L.

Changes in the elements of the hydrological regime under the influence of complex natural and anthropogenic factors have affected the ecological state of almost all water bodies downstream of the Dnieper. In the article the modern hydrological regime of Kardashinskiy Liman lake and features of the distribution of it elements in the water has been described.

Keywords: Kardashinskiy Liman lake, hydrological regime, ecological and hydrological characteristics.

Надійшла до редколегії 17.04.2015

УДК 551.574.42

Пясецька С.І.

Український гідрометеорологічний інститут

ХАРАКТЕРИСТИКА ВІДКЛАДЕНЬ ОЖЕЛЕДІ КАТЕГОРІЇ НЯ (небезпечні) ТА СГЯ (стихійні) НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ ПРОТЯГОМ ОСТАННЬОГО ДЕСЯТИЛІТТЯ XX СТОРІЧЧЯ (діаметри та маси відкладень)

Ключові слова: *небезпечні та стихійні відкладення ожеледі, діаметри та маси відкладень*

Вступ. Відкладення ожеледі, особливо, коли вона досягає значних розмірів (критерії НЯ (небезпечні, діаметр 6-19 мм) та СГЯ (стихійні, діаметр ≥ 20 мм) несприятливо впливає на господарську діяльність у регіонах. Найбільш уразливими галузями є електроенергетика, транспорт та комунальна сфера. Відкладення ожеледі категорії НЯ та СГЯ у цих галузях можуть призвести до дуже значних та складних наслідків, навіть до повної зупинки їх роботи. Іноді такі відкладення можуть призвести і до людських жертв.

Стан проблеми, історія дослідження. Найбільш докладно особливості утворення ожеледі, у тому числі синоптичні умови її утворення, було досліджено Бучинським В.Е. [1], О.М.Кошенко [2, 3, 5, 6], Волевахою В.О. [4]. У [1] встановлено, що утворення ожеледі може відбуватись як в однорідній повітряній масі (внутрішньомасова, здебільшого в районі височин), так і при взаємодії різних повітряних мас вздовж фронтальних поверхонь. О.М. Кошенко [2, 3] доведено, що внутрішньомасовий характер утворення ожеледі має значну повторюваність Закарпатті, Передкарпатті, в районі Волино-Подільської та Придніпровської височин, Донецького кряжу (за винятком півночі Луганської області), у західній частині Криму. Утворення ожеледі в зоні фронту має більшу повторюваність та інтенсивність та супроводжується більшою швидкістю вітру. Найбільш інтенсивна ожеледь (за діаметром відкладень) пов'язана із вираженими теплими фронтами (здебільшого при виході південних циклонів), із значним контрастом температур. Її утворення також можливе перед розмитими фронтами та фронтами оклюзій по типу теплового фронту. Встановлено, що зона фронтальної ожеледі при переміщенні на Україну циклонів або улоговин з південного заходу та півдня розташована не в районі теплового фронту, а у старого квазістаціонарного фронту [4-6]. Згідно до [6], переважна маса відкладень ожеледі формується поблизу теплих фронтів при переміщенні в Україну циклонів та улоговин з південного заходу та півдня – 55%, із заходу – 24%, північного заходу – 16%, у 5% ожеледь утворюється при північних та північно-східних процесах. До 80% ожеледі формується на теплих фронтах циклонів із південного заходу (94%) та півдня (86%). Утворення ожеледі поблизу холодних фронтів складає 13 % і здебільшого спостерігається при північно-західних (24%) та західних (16%) процесах, в зоні фронтів оклюзії її повторюваність становить 7%. О.М. Кошенком було виділено 3-ю групу процесів утворення ожеледі – змішану, де наявні тільки хмари типу St-Sc або їх перехідних форм [7]. На території Карпат та Криму (переважно VII тип рельєфу за А.М. Раєвським) не встановлено чіткого зв'язку між абсолютними висотами та частотою

і розмірами ожеледо-паморозевих відкладень [13], якщо пункти спостережень не знаходяться на одному схилі та в однакових умовах. В аномально теплі зими піку свого масового розповсюдження відкладення ожеледі досягають у північно-західних, північних та центральних областях України, завдяки добре розвинутій циклонічній діяльності. [14] В аномально холодні зими цей процес більш інтенсивно протікає на півдні та сході країни завдяки переважанню східної та меридіональної циркуляції. У теплі зими ожеледь, складні відкладення та налипання мокрого снігу виникають частіше ніж у холодні. Більшими при цьому є і розміри відкладень та тривалість їх зберігання.

Дослідження умов виникнення особливо небезпечних відкладень ожеледі (СГЯ) [8–10, 18] показало, що вони, здебільшого, утворюються при виході південних циклонів – 78% випадків, на групу західних та північно-західних траєкторій припадає до 25%, а на північну до 1%. Відкладення ожеледі категорії СГЯ спостерігається значно частіше при проходженні теплих фронтів (із південного заходу), а також в зоні стаціонарних фронтів та фронтів із хвилями – 71% випадків. Для гірських районів Криму найбільш ожеледонебезпечними є холодні fronti (76%). Для відкладень ожеледі категорії СГЯ внутрішньо масового походження найбільш ожеледонебезпечною синоптичною ситуацією є вплив південно-західної (західної) периферії антициклону – 68%, що є характерним для південного сходу України в районі Донецького кряжу та Приазовської височини [2].

У дослідженнях кінця 30-х – 60-х років ХХ [11, 15, 19] було встановлено, що найбільш часто небезпечні відкладення ожеледі мали місце в районі Донецького кряжу, Приазовської височини та Криму, а дещо згодом [12, 20] було встановлено вірогідність прояву відкладень ожеледі стихійного характеру (діаметр ≥ 20 мм) на Україні. Останньою з опублікованих робіт з дослідження стихійних метеорологічних явищ на Україні у тому числі і сильної ожеледі є монографія [21], яка доповнює кліматологічну інформацію минулих років та висвітлює стан інтенсивності та розповсюдження стихійних явищ протягом 1985-2005 рр.

Характеристика вихідного матеріалу. Для дослідження було обрано матеріали спостережень на мережі метеорологічних станціях України протягом 2001-2010 рр., за відкладеннями ожеледі категорії НЯ та СГЯ, які розміщені у Метеорологічних щомісячниках. Методичною основою дослідження стали керівні документи – «Настанова гідрометеорологічним станціям і постам. Керівний документ. - Вип. 3, Ч.1 (метеорологічні спостереження на станціях). Державна гідрометеорологічна служба., 2011» [16] та «Настанова по службі прогнозів та попереджень про небезпечні (НЯ) і стихійні гідрометеорологічні явища (СГЯ) погоди. Український Гідрометцентр, 2000 [17].

Мета, об'єкт та предмет дослідження. Об'єктом дослідження є відкладення ожеледі на дратах стандартного ожеледного станка на мережі спостережень. *Предметом* дослідження є основні характеристики відкладень ожеледі категорії НЯ та СГЯ (діаметр та маса) протягом 1991-2000 рр. *Метою* роботи було дослідити основні характеристики відкладень ожеледі категорії НЯ та СГЯ (діаметр та маса) протягом 1991-2000 рр. та виявити особливості у їх розподілі.

Обговорення результатів дослідження. Для характеристики випадків з ожеледдю категорії НЯ та СГЯ протягом 1991-2000 рр. по окремих місяцях по території України було проведено аналіз повторюваності градацій діаметрів та числа випадків із ними. Результати дослідження представлено у 2-х розділах: *I. Діаметри відкладень ожеледі категорії НЯ та СГЯ у 1991-2000 рр. та II. Маса відкладень ожеледі категорії НЯ та СГЯ у 1991-2000 рр.*

І. Діаметри відкладень ожеледі категорії НЯ та СГЯ у 1991-2000 рр.

Відкладення ожеледі категорії НЯ 1991-2000 рр. Для дослідження випадків ожеледі *категорії НЯ* було запропоновано 7 наступних градацій – 6-7; 8-9; 10-11; 12-13; 14-15; 16-17 та 18-19 мм. Наочно результати дослідження представлено на рисунку 1 (а-д), де подано інформацію про загальну тенденцію у розподілі числа випадків із різними діаметрами (усі з вимірних) відкладень ожеледі категорії НЯ по окремих градаціях для ряду досліджуваних місяців (січня, лютого, березня, листопада та грудня).

У цілому дослідженнями було встановлено загальну тенденцію, що на перші дві градації 6-7 та 8-9 мм у досліджувані місяці припадає найбільша кількість випадків. Так, у *січні* на градацію 6-7 мм припадає 48,8 % від загальної кількості вимірних діаметрів, а на градацію 8-9 мм 26,3 %. Тобто на обидві градації припало 75,1 %. На градації 10-11; 12-13; 14-15 та 16-17 мм припало відповідно 11,3 ; 6,3; 2,5 та 5,0 % випадків. Відкладення ожеледі діаметром 16-17 мм спостерігались на території Харківської області (Богодухів, 17 мм у 1991 р.), Луганської (Дар'ївка, 17 мм, 1999 р.) та АР Крим (Мисове та Опасне, 16 мм у 1997 р.). Відкладень ожеледі діаметром 18-19 мм не спостерігалось. Графічно результати дослідження представлено на рис. 1 (а).

У *лютому* на градації 6-7 та 8-9 мм припало відповідно 30,8 та 21,5% випадків (загалом 52,3 %). На градації 10-11 та 12-13 мм відповідно по 12, % на кожну, що дещо більше ніж у січні. Збільшилась також повторюваність більш високих градацій – на градацію 14-15 мм припало 6,2 %, 16-17 мм – 9,2 %, а на градацію 18-19 мм – 7,7%. Випадки із відкладенням ожеледі діаметром 18-19 мм спостерігались у Луганській області (Дар'ївка, 18 мм у 1996 р.), Миколаївській (Миколаїв, 18 мм 1996 р.) та Кримській автономії (Нижнегірськ, 18 мм та 19 мм у 1996 та 1998 рр.). Рисунок 1 (б) представляє число випадків у різних градаціях усіх вимірних діаметрах ожеледі категорії НЯ у лютому 1991-2000 рр.

У *березні* ситуація з повторюваністю окремих градацій діаметрів відкладень ожеледі категорії НЯ більш схожа з ситуацією у січні. Так, на градацію 6-7 мм припало 41,7 % випадків, а на градацію 8-9 мм – 27,8%, що загалом становило 69,9 %. На градації 10-11; 12-13; 14-15 та 16-17 мм припало відповідно 13,9%; 8,3%; 5,6% та 2,8% випадків. Відкладення ожеледі діаметром 16-17 мм спостерігалось лише на території Кіровоградської області (Знам'янка, 17 мм у 1998 р.). Відкладень ожеледі діаметром 18-19 мм не спостерігалось (див. рис.1 (в)).

У *квітні* протягом 1991-2000 рр. було лише 3 випадки із відкладеннями ожеледі категорії НЯ, з них 2 випадки на території Закарпатської області (Плай) діаметром 8-9 мм, що становило 66,7% та 1 діаметром 10 мм на території Донецької області (Дебальцеве).

У *жовтні* 1 випадок із відкладенням ожеледі категорії НЯ відмічався у 1999 р. Закарпатській області (Плай) діаметром 11 мм.

У *листопаді* протягом 1991-2000 рр. на градацію 6-7 мм припало 35,0% вимірних діаметрів, а на градацію 8-9 мм – 24,8% (59,8 % від загальної кількості). На градації 10-11; 12-13; 14-15; 16-17 та 18-19 мм припало відповідно 14,5%; 11,1%; 6,8%; 2,6 та 5,1%. Такий розподіл повторюваності градацій схожий на такий, як у лютому. Найбільші з градацій діаметри відкладень спостерігались у Вінницькій області (Гайсин, 19 мм 2000 р.), Кіровоградській (Знам'янка, 19 мм 1998 р. та Долинська, 19 мм 2000 р.), Дніпропетровській (Синельникове 18 мм 1991 р, Губініха 18 мм 1998 р.), Миколаївській (Баштанка 19 мм, 2000 р.). Графічно результати дослідження представлено на рис 1 (г).

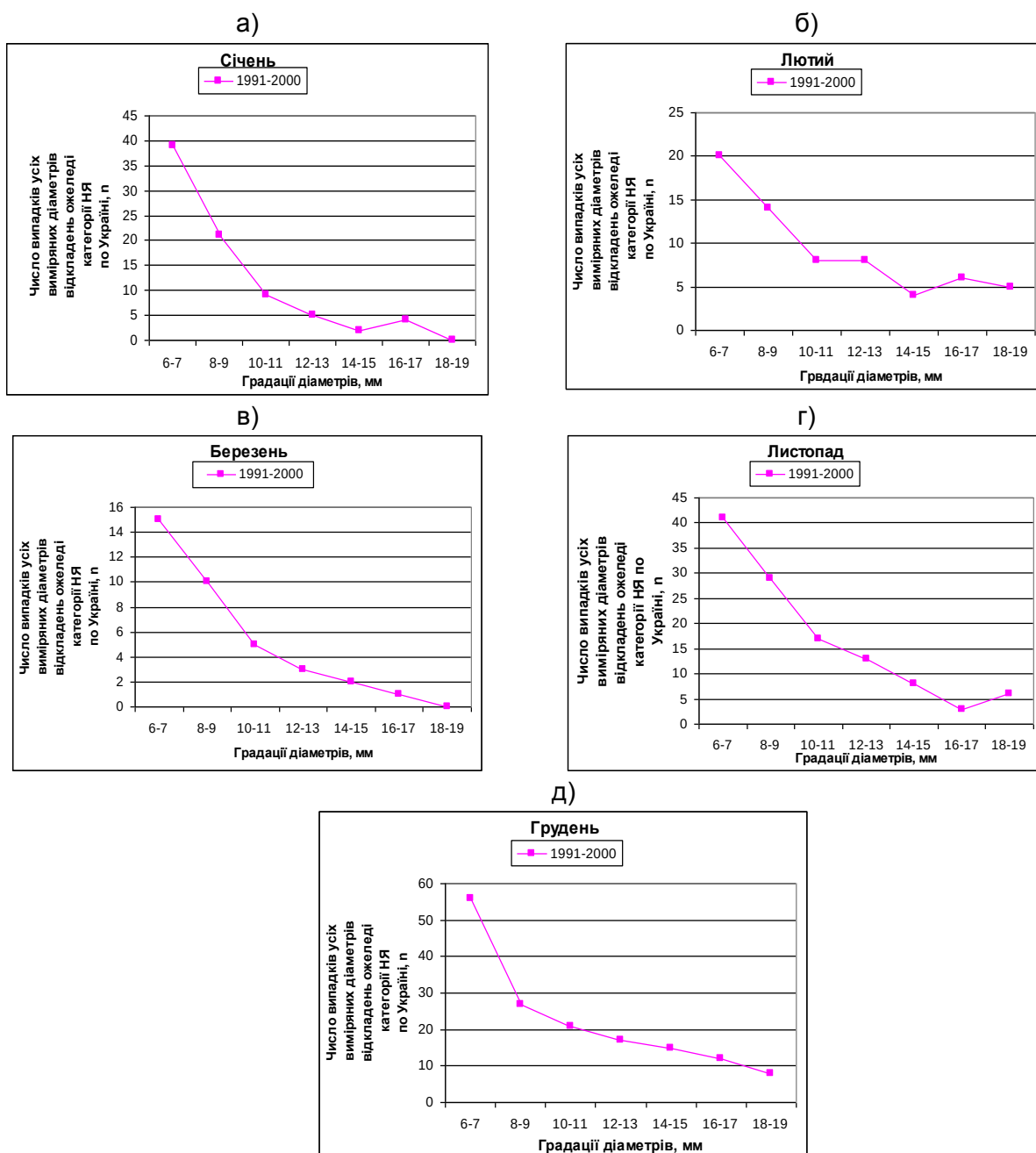


Рис. 1. Розподіл випадків вимірних діаметрів відкладень ожеледі категорії НЯ по градаціям на території України протягом 1991-2000 рр. у окремі місяці

У грудні у досліджуваному десятиріччі разом на градації діаметрів 6-7 мм та 8-9 мм припало 53,2 % випадків (відповідно 35,9 та 17,3%). На інші градації діаметрів – 10-11; 12-13; 14-15; 16-17 та 18-19 мм відповідно припало 13,5; 10,9; 9,6; 7,7 та 5,1%. Найбільші з градацій діаметри відкладень ожеледі спостерігались на території Вінницької області (Вінниця, 18 мм, 1997 р.), Дніпропетровської (Синельникове, 18 мм, 1997 р.), Донецької (Донецьк, 18 мм 1995, Маріуполь, 19 мм ,1997 р.), Одеської (Затишшя, 19 мм 1994 р.), Запорізької (Фотієве, 19 мм 1997 р.) та Херсонської областей (Асканія Нова, 18 та 19 мм 1996 р.). Таким чином можна сказати, що найбільше число випадків відкладень ожеледі діаметром 18-19 мм мало місце у лютому (5), листопаді (6) та особливо у грудні (8). Крім того встановлено, що здебільшого такі випадки мали місце у 1996, 1997, 1998 та 2000

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

рр. Рисунок 1 (д) ілюструє результати представлено дослідження.

Діаметри відкладень ожеледі категорії СГЯ 1991-2000 рр. Для випадків ожеледі *категорії СГЯ* було обрано 11 наступних градацій – 20-22; 23-25; 26-28; 29-31; 32-34; 35-37; 38-40; 41-43; 44-46; 47-49 та ≥ 50 мм. Протягом січня-квітня та у жовтні періоду 1991-2000 рр. випадків відкладень ожеледі СГЯ було мало для встановлення певних тенденцій, але все ж таки характеризувати виявлені випадки можна. Встановлено, що у *січні* діаметри відкладень ожеледі категорії СГЯ знаходилися у межах 20-22 мм, а саме 21 мм на станції Нижні Сірогози (Херсонська область, 1996 р.) та 20 мм у Дебальцеве (Донецька область, 1999 р.). Протягом *лютого* найбільшу повторюваність мала градація діаметрів 32-34 мм на неї припало 50,0% випадків. Так, у 1995 р у Закарпатській області (Плай) спостерігалось відкладення ожеледі категорії СГЯ діаметром 34 мм, а у 1999 р. у АР Крим (Опасне) діаметром 33 мм. Крім того, ще по 25,0 % припало на градацію діаметрів 23-25 та 26-28 мм. У *березні*, *квітні* та *жовтні* спостерігалось лише по одному випадку із відкладенням ожеледі категорії СГЯ, які спостерігались у березні 1998 р. у Кіровоградській області (Кіровоград) діаметром 25 мм, квітні 1994 р і жовтні 1992 р. у Закарпатській області (Плай) діаметром відповідно 32 мм та 24 мм.

У *листопаді* 1991-2000 рр. найбільшу повторюваність з вищезначених градацій діаметрів відкладень ожеледі категорії СГЯ мала градація 23-25 мм, повторюваність якої становила 32,0% випадків. Наступною за повторюваністю стала градація ≥ 50 мм – 20,0% та градація 20-22 мм – 16,0 % випадків. Повторюваність градацій діаметрів - 26-28 та 29-31 мм становила по 8,0% кожна. На інші градації – 32-34; 38-40; 41-43; 44-46 мм припало по 4,0%. Найбільші значення діаметрів відкладень ожеледі категорії СГЯ градації ≥ 50 мм спостерігались у Дніпропетровській (Комісарівка, 53 мм, 1999 р.), Донецькій (Дебальцеве, 60 та 75 мм, 1991 р.) та Одеській (Любашівка, 56 мм, 2000 р.) областях.

Протягом *грудня* найбільш часто спостерігались відкладення ожеледі категорії СГЯ діаметрами 23-25 мм – 30,8%; 20-22 мм – 23,1% та 32-34 мм – 15,4%. На градації 26-28; 29-31; 38-40 та 41-43 мм припало по 7,7% випадків на кожну. Відкладень ожеледі діаметром: 44-46; 47-49 та ≥ 50 мм протягом грудня 1991-2000 рр. не спостерігалось

II. Маса відкладень ожеледі категорії НЯ та СГЯ у 1991-2000 рр.

Маса відкладень ожеледі категорії НЯ 1991-2000 рр. Для дослідження розподілу мас ожеледі *категорії НЯ* було запропоновано 12 градацій - ≤ 10 г; 11-20; 21-30; 31-40; 41-50; 51-60; 61-70; 71-80; 81-90; 91-100; 101-110 та ≥ 111 г. Результати дослідження наочно представлено на рисунку 2 (а-д) по окремих градаціях для ряду досліджуваних місяців (січня, лютого, березня, листопада та грудня).

Встановлено, що у *січні* найбільшу повторюваність виміряних мас ожеледі має градація 31-40 г – 31,6%, дещо меншу повторюваність має градація 21-30 г – 15,8% та 41-50 г – 12,3%. На найбільшу з градацій - ≥ 111 г припало 7,0% (4 випадки) виміряних мас відкладень ожеледі, так само як і на градацію 71-80 г. Найбільші маси ожеледі (≥ 111 г) було зафіксовано на території 3-х адміністративних одиниць - Дніпропетровської області (Синельникове, 128 г, 1999 р.), Одеської (Роздільна, 144 г, 1995 р.) та АР Крим (Опасне, 120 г, 1997 р.). Графічно розподіл випадків виміряних мас відкладень ожеледі категорії НЯ по градаціям на території України протягом 1991-2000 рр. у січні показано на рис. 2 (а).

У *лютому* так само як і у січні на градації мас відкладень - 21-30, 31-40 та 41-

50 г припадає найбільша повторюваність, саме 16,4 (9 випадків); 14,5 (8 випадків) та 10,9 % (6 випадків) відповідно, що разом складає 41,8 %. Проте, на відміну від січня повторюваність мас ожеледі в градаціях 71-80 г та ≥ 111 г (по 8 випадків у кожній) збільшилась у двічі і склала 14,5 %. Найбільші з мас відкладень ожеледі мали місце на території Луганської області (Дар'ївка, 120 г 1992 р.), Одеської (Одеса, 192 г, 1996 р.), Миколаївської (Очаків, 192 г 1996 р.), Херсонської (Нижні Сірогози, 120 г, 1996 р.) та АР Крим (Сімферополь, 160 г 1998 р.) – тобто у 5 адміністративних одиницях (рис.2 (б)).

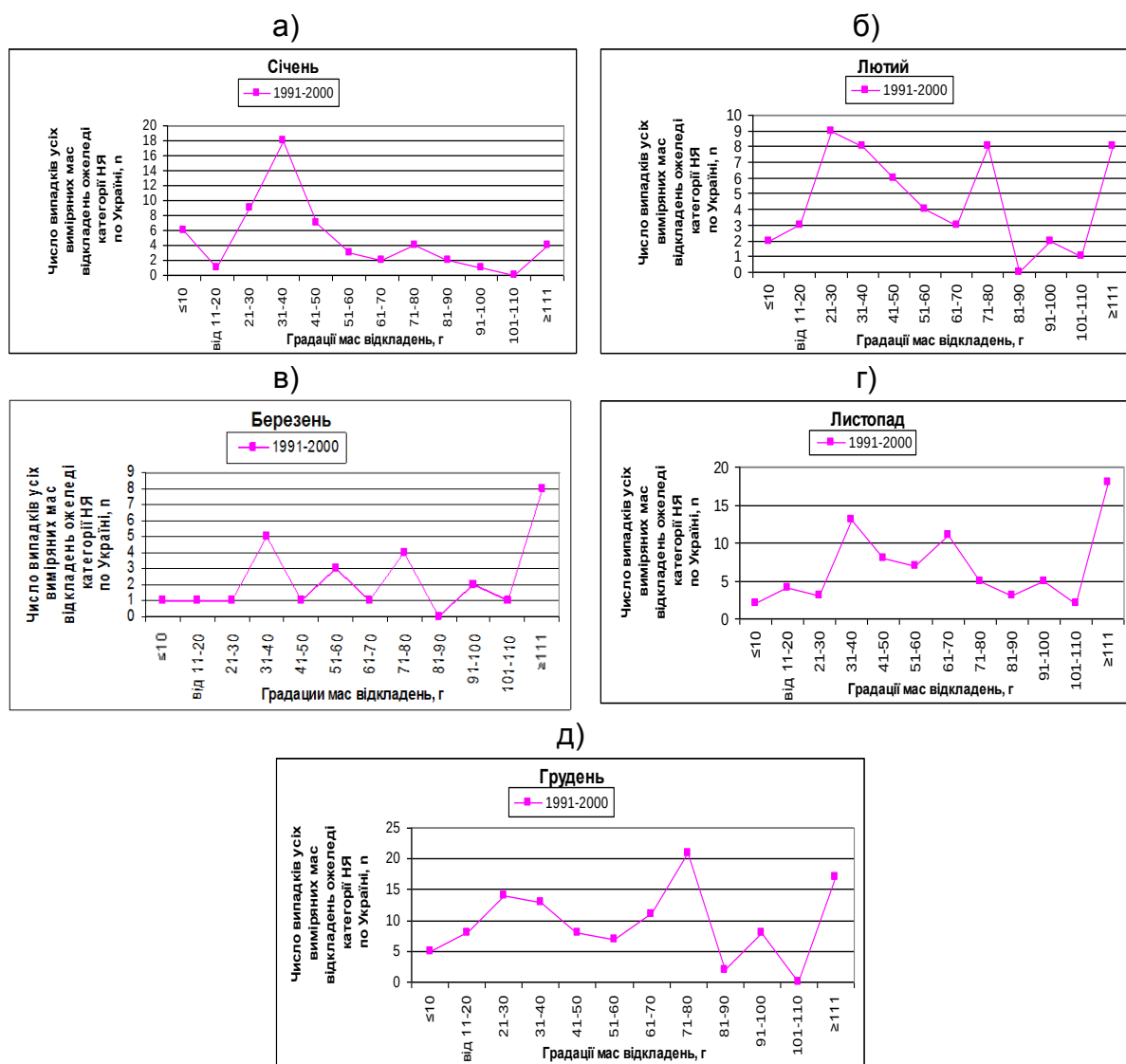


Рис. 2. Розподіл випадків вимірних мас відкладень ожеледі категорії НЯ по градаціям на території України протягом 1991-2000 рр. у окремі місяці

Протягом березня 1991-2000 рр. найбільша повторюваність мас відкладень ожеледі категорії НЯ припала на категорії 31-40 г – 17,9 % (5 випадків), 51-60 г – 10,7 % (3 випадки), 71-80 г – 14,3 % (4 випадки) та ≥ 111 г – 28,6 % (8 випадків). Тобто суттєво зменшилась повторюваність мас ожеледі у градації 21-30 г та збільшилась у градації 51-60 г та особливо у градації ≥ 111 г (майже у двічі). Це може бути пояснене тим, що із зростанням температури ожеледо-паморозеві відкладення (і сама ожеледь у тому числі) стають більш щільними, а тому більш важкими. За низьких температур ожеледо-паморозеві відкладення мають більш

рихлу структуру, що зменшує їх масу. Найбільші значення мас відкладень ожеледі у березні спостерігались на території Житомирської області (Житомир, 192 г, 1994 р.), Полтавської (Лубни, 144 г, 1998 р.), Черкаської (Черкаси, 128 г, 1994 р.), Луганської (Дар'ївка, 136 г, 1996 р.), Кіровоградської (Помічна, 192 г, 1998 р.), Миколаївської (Вознесенськ, 144 г, 1998 р.), Херсонської (Нижні Сірогози, 144 г, 2000 р.). Результати дослідження подано на рис.2 (в).

У *квітні* та у *жовтні* відкладень ожеледі категорії НЯ протягом 1991-2000 рр. було мало, проте можна сказати, що з 3-х вимірних мас у квітні 2 (Закарпатська область, Плай) відносились до категорії 51-60 г, та 1 (Донецька область, Дебальцеве) до категорії 31-40 г, що відповідно становило 66,7 та 33,3 %. У *жовтні* був лише 1 випадок відкладень ожеледі (Закарпатська область, Плай) із визначеною масою, яка становила 64 г (категорія 61-70 г).

Протягом *листопада* із збільшенням числа випадків із ожеледдю категорії НЯ, як і у січні та лютому, знову збільшується повторюваність градацій мас - 31-40; 41-50; 51-60, а також 61-70 г. Відповідно вона становила 16,0 (13 випадків); 9,9 (8 випадків); 8,6 та 13,6% (11 випадків). Повторюваність останньої навіть у двічі більше ніж у попередньо обговорених місяцях. Крім того відносно ситуації у січні та лютому зросла повторюваність градації ≥ 111 г до 18 випадків (22,2 %). Найбільші маси утворень ожеледі (з градації ≥ 111 г) у листопаді протягом 1991-2000 рр. спостерігались на території 11 областей - Чернігівської (Чернігів, 160 г 1994 р.), Сумської (Дружба, 136 г, 2000 р.), Полтавської (Полтава, 160 г, 1999 р.), Харківської (Комсомольське, 112 г, 1998 р.), Черкаської (Чигирин, 168 г, 1999 р.), Луганської (Біловодськ, 136 г, 1999 р.), Івано-Франківської (Долина, 128 г 19987 р.), Кіровоградської (Знам'янка, 264 г, 1998 р.), Дніпропетровської (Губиніха, 272 г, 1998 р.), Одеської (Затишся, 112 г, 1998 р.), Миколаївської (Баштанка, 448 г 2000 р.). Графічно результати дослідження відображено на рис. 2 (г).

У *грудні* найбільшу повторюваність мали градації - 21-30 г – 12,3 % (14 випадків); 31-40 г – 11,4% (13 випадків); 71-80 г – 18,4% (21 випадок) та градація ≥ 111 г – 14,9% (17 випадків). Найбільші значення мас відкладень ожеледі категорії НЯ (з градації ≥ 111 г) спостерігались у областях – Полтавській (Полтава, 176 г 1999 р.), Харківській (Ізюм, 152 г, 1997 р.), Вінницькій (Вінниця, 168 г, 1997 р.), Кіровоградській (Волинська, 232 г, 1997 р.), Донецькій (Донецьк, 120 г, 1995 р.), Одеській (Затишся, 128 г, 1994 р.), Запорізькій (Ботієве, 360 г, 1997 р.), Херсонській (Нижні Сірогози, 122 г, 1997 р.) та ПР Крим (Опасне, 144 г, 1996 р.). У цілому у більшості з досліджуваних місяців найбільшу повторюваність мали градації мас відкладень ожеледі категорії НЯ від 21-30 г до 41-50 г. У лютому, березні та особливо у листопаді і грудні було досить багато випадків із масами ожеледі ≥ 111 г. Здебільшого найбільші з мас відкладень ожеледі спостерігались з 1997 по 2000 рр. (див. рис. 2 (д)).

Маси відкладень ожеледі категорії СГЯ 1991-2000 рр. Для ожеледі *категорії СГЯ* запропоновано 12 градацій мас ожеледі - ≤ 50 г; 51-60; 61-70; 71-80; 81-90; 91-100; 101-110; 111-120; 121-130; 131-140; 141-150 та ≥ 151 г.

У випадках коли діаметр ожеледі категорії СГЯ було виміряно на постійних дротах ожеледного станка маса відкладення не визначалась. У *січні* протягом 1991-2000 рр. було визначено лише 1 масу відкладення ожеледі категорії СГЯ - у Донецькій області (Дебальцеве, 1999 р.) яка становила 88 г.

Протягом *лютого* досліджуваного періоду встановлено, що з вимірних мас відкладень ожеледі категорії СГЯ більшу повторюваність має градація ≥ 151 г – 75,0 % випадків, на градацію 141-150 г припало 25 % випадків. Найбільші з мас відкладень ожеледі було зафіксовано у Закарпатській області (Плай -2 випадки, 160 г 1995 р.) та АР Крим (Опасне, 672 г, 1999 р.).

У березні було встановлено лише 1 випадок з відкладенням ожеледі категорії СГЯ у 1998 р. у Кіровоградській області (Кіровоград), маса якого становила 384 г.

У квітні та у жовтні так само було по 1 випадку із відкладенням ожеледі категорії СГЯ – обидва у Закарпатській області на станції Плай (квітень 1994 та жовтень 1992 р.). У першому випадку маса відкладення становила 128 г, а у другому - 88 г.

Протягом листопада 1991-2000 р. було достатньо випадків із відкладеннями ожеледі категорії СГЯ, коли було визначено їх масу. Найбільша повторюваність припала на градацію ≥ 151 г склавши 75,0% випадків. Наступною і значно меншою за повторюваністю стала градація маси ≤ 50 г. – 12,5%. Повторюваність градацій 111-120 та 141-150 г склала по 6,3% випадків кожна. Найбільші з визначених мас відкладень ожеледі категорії СГЯ спостерігались у ряді областей - Хмельницькій (Нова Ушиця, 408 г, Хмельницький 320 г, Шепетівка, 296 г - усі у 2000 р.), Полтавській (Гадяч, 192 г, 1999 р.), Кіровоградській (Долинська, 384 г 1999 р.), Донецькій (Дебальцеве, 360 г, 1991 р.), Одеській (Любашівка, 1648 г, Сербка 1248, Роздільна 552 та 1152 г – усі у 2000 р.), Запорізькій (Пришиб, 464 г, 1999 р.) та Миколаївській областях (Вознесенськ, 232 г, 2000 р.).

У грудні, як і у листопаді найбільшу повторюваність маси відкладень ожеледі мала градація ≥ 151 г яка становила 63,6 % випадків. На градації маси ≤ 50 ; 111-120; 121-130 та 141-150 г припало по 9,1 % випадків. Найбільші значення (з градації ≥ 151 г) мас відкладень ожеледі категорії СГЯ у грудні протягом 1991-2000 р. спостерігались у наступних областях – Луганській (Дар'ївка, 200 г 2000 р.), Дніпропетровської (Нікополь, 480 г, Лошкарівка, 376 г, Кривий Ріг, 152 г – усі у 1997 р.), Донецькій (Донецьк, 240 г та 418 г у 1997 р.), Запорізької (Пришиб, 376 г, 1997 р.). Таким чином можна сказати, що у лютому, березні, листопаді та грудні переважали відкладення масою 141-150 та ≥ 150 г. У цілому найбільші значення мас ожеледі категорії СГЯ мали місце переважно протягом 1997 – 2000 рр.

Висновки.

1. Для випадків відкладень ожеледі категорії НЯ встановлено загальну тенденцію у характері розподілу діаметрів, за якої у досліджувані місяці на градації 6-7 та 8-9 мм припадає найбільша кількість випадків. Найбільше число випадків із відкладеннями діаметром 18-19 мм мало місце у лютому, листопаді та особливо у грудні 1996, 1997, 1998 та 2000 рр.

2. У випадках з відкладеннями ожеледі категорії СГЯ у цілому переважали відкладення градацій з діаметром від 20-22 мм до 32-34 мм (лише у листопаді ще й ≥ 50 мм).

3. У дослідженні мас відкладень ожеледі категорії НЯ та СГЯ протягом 1991-2000 рр. встановлено, що для відкладень ожеледі категорії НЯ у цілому найбільшу повторюваність мали градації мас від 21-30 г до 41-50 г. У лютому, березні та особливо у листопаді і грудні спостерігалось збільшення числа випадків із масами ожеледі ≥ 111 г. Здебільшого найбільші з мас відкладень ожеледі спостерігались з 1997 по 2000 рр.

4. Для відкладень ожеледі категорії СГЯ встановлено, що у лютому, березні, листопаді та грудні переважали відкладення масою 141-150 та ≥ 150 г. У цілому найбільші значення мас ожеледі категорії СГЯ мали місце переважно протягом 1997 – 2000 рр.

Список літератури

1. Бучинский В.Е. Гололед и борьба с ним / В.Е. Бучинский – Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1960. - 191 с. 2. Кошенко А.М. Некоторые характеристики внутримассовых гололедов на Украине / А.М. Кошенко // Труды

УкрНИГМИ. – 1972. – Вып. 113. – С. 9-18. **3. Кошенко А.М.** Погодные условия при гололеде на территории Украины / А.М. Кошенко, М.Ю. Кулаковская // Труды УкрНИГМИ. – 1971. – Вып. 111. – С. 38-43. **4. Волеваха В.А.** Фронтальные гололеды на Украине / В.А. Волеваха // Тр. УкрНИГМИ. - 1961. – Вып. 25. – С. 3-15. **5. Кошенко А.М.** Некоторые характеристики фронтальных гололедов на Украине / А.М. Кошенко // Труды УкрНИГМИ. 1941. Вып. 108. – С. 103-108. **6. Кошенко А.М.** Синоптико-аэрологические особенности фронтальных гололедов на Украине / А.М. Кошенко // Труды УкрНИГМИ. - 1974. – С. 83-94. **7. Кошенко А.М.** Гололеды смешного происхождения / А.М. Кошенко // Труды УкрНИГМИ. 1974. – Вып. 126. – С. 64-76. **8. Кошенко А.М.** Особо опасные гололеды на Украине / А.М. Кошенко // Труды УкрНИГМИ. – 1976. – Вып. 134. – С. 79-91. **9. Кошенко А. М.** Особо опасные отложения гололеда в Горном Крыму / А.М. Кошенко // Труды УкрНИГМИ. – 1977. – Вып. 160. –С. 3-12. **10. Кошенко А.М.** Рекомендации к прогнозу особо опасных отложений гололеда внутримассового происхождения на Украине / А.М. Кошенко // Труды УкрНИГМИ. – 1977. – Вып. 160. С. 13-20. **11. Климат Украины** / Под ред. Г.Ф. Прихотько, А.В. Ткаченко, В.Н. Бабиченко. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 413 с. **12. Клімат України** / За ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. – К.: Вид-во. Раєвського, 2003. – 343 с. **13. Раевский А.Н.** К вопросу о влиянии рельефа на распределение отложений гололеда в Украинских Карпатах / А.Н. Раевский // Метеорология, Климатология и гидрология. 1968. – Вып. 3. – С. 80-84. **14. Прохоренко М.М.** Особенности распределения гололедно-изморозевых отложений на территории Украины в аномальные зимы / М.М. Прохоренко, А.Н. Раевский // Метеорология, климатология и гидрология. – 1975. – Вып. 11. – С. 33-37. **15. Опасные явления погоды на Украине** / Под ред. К.Т. Логвинова // Труды УкрНИГМИ. - 1972. Вып. 110. – 235 с. **16. Настанова** гідрометеорологічним станціям і постам. Керівний документ. - Вип. 3, Ч.1 (метеорологічні спостереження на станціях). Державна гідрометеорологічна служба. – К.: 2011. – 279 с. **17. Настанова** по службі прогнозів та попереджень про небезпечні (НЯ) і стихійні гідрометеорологічні явища (СГЯ) погоди. Український Гідрометцентр. – К.: 2000. – 26 с. **18. Прохоренко М.М.** Распределение и условия возникновения особо опасных отложений атмосферного льда на территории Украины / М.М. Прохоренко, А.Н. Раевский // Труды УкрНИГМИ. – 1973. – Вып. 124. – С. 84-90. **19. Природа Украинской ССР.** Климат / Под ред. К.Т. Логвинова, М.И. Щербаня. - К.: Наукова думка, 1984. – 231 с. **20. Стихийные метеорологические явления на Украине и Молдавии** / Под ред. В.Н. Бабиченко. - Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 223 с. **21. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр.)** / За ред. В.М. Ліпінського, В.І. Осадчого, В.М. Бабіченко. – К.: Вид-во Ніка-Центр, 2006. – 311 с.

Характеристика відкладень ожеледі категорії НЯ (небезпечні) та СГЯ (стихійні) на території України протягом у останнє десятиліття ХХ сторіччя (діаметри та маси відкладень)

Пясецька С.І.

У статті подано характеристику основних показників відкладень ожеледі діаметрів та мас для відкладень категорії НЯ (небезпечні) та СГЯ (стихійні) на території України протягом останнього десятиріччя ХХ сторіччя на території України, що характеризує особливості їх стану в умовах сучасного клімату. Для ряду місяців вказано повторюваність діаметрів та мас таких відкладень по окремих градаціях. Виявлено градації з найбільшою повторюваністю.

Ключові слова: небезпечні та стихійні відкладення ожеледі, діаметри та маси відкладень

Характеристика отложений гололеда категории НЯ (опасные) и СГЯ (стихийные) на территории Украины в течение в последнее десятилетие ХХ века (диаметры и массы отложений)

Пясецкая С.И.

В статье дана характеристика основных показателей отложений гололеда диаметров и масс для отложений категории НЯ (опасные) и СГЯ (стихийные) на территории Украины в течение последнего десятилетия ХХ века на территории Украины, что характеризует особенности их состояния в условиях современного климата. Для ряда месяцев указано повторяемость диаметров и масс таких отложений по отдельных градациях. Выведено градации с наибольшей повторяемостью.

Ключевые слова: опасные и стихийные отложения гололеда, диаметры и массы отложений

Characteristics ice deposits category AEs (dangerous) and OHSS (natural) in Ukraine during the last decade of the twentieth century (diameter and weight sediment)

Pyasetska S.I.

The article presents a description of the main indicators of sediment diameters and masses of ice deposits category for AE (dangerous) and OHSS (natural) in Ukraine during the last decade of the twentieth century in Ukraine, which describes the characteristics of the state in today's climate. For a number of months specified frequency diameters and masses of sediment on certain gradations. Found graduation with highest repeatability.

Keywords: dangerous and natural deposits of ice, diameter and mass of sediment.

Надійшла до редколегії 04.03.2015

УДК 551.509.313.2+551.509.313.6

Шпиг В.М.¹, Паламарчук Л.В.², Гуда К.В.²

¹Український гідрометеорологічний інститут

²Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ОЦІНКА ТОЧНОСТІ ВІДНОВЛЕННЯ ВЕРТИКАЛЬНИХ ПРОФІЛІВ ТЕМПЕРАТУРИ І ВОЛОГОСТІ ТРИВИМІРНОЮ ДІАГНОСТИЧНОЮ МОДЕЛЛЮ

Ключові слова: модель, вертикальний розподіл температури та вологості, оцінка точності метеорологічної величини

Вступ. Протягом останніх сімдесяти років багато розділів фізики атмосфери продовжували досить швидко розвиватися. Детальніше були вивчені термодинамічні процеси в атмосфері, хімічний і колоїдний склад повітря, утворення хмар і туманів, формування і подальше випадання опадів, радіаційні, оптичні, електричні та акустичні явища в атмосфері. Серед дослідницьких напрямків фізики атмосфери виділяється фізика хмар. Ця галузь науки у 50-х роках ХХ століття значно розширилася і являла собою один із найрозвинутіших напрямків у метеорології. У цей період проводилася велика кількість експериментальних та теоретичних досліджень, які стосувалися мікрофізичних процесів утворення ядер конденсації, коагуляції, росту крапель хмар, виникнення та росту льодяних кристалів, механізму випадання опадів і т. д. Також були розроблені питання макрофізичних особливостей формування та росту хмар, які обумовлені навколишніми умовами їх існування, що визначають інтенсивність та тривалість мікрофізичних процесів. Особливо цінними з точки зору отримання нових даних про хмари й опади є комплексні натурні експерименти. Подібні дослідження мали значний вплив на розвиток фізики хмар, а також чисельного моделювання процесів у хмарах.

Для цілей, пов'язаних із дослідженням мезомасштабних властивостей фронтальних смуг хмарності та опадів, в Українському гідрометеорологічному інституті (УкрГМІ) були розроблені тривимірні стаціонарні (діагностичні) і нестаціонарні (прогностичні) моделі.

Постановка задачі. Діагностична тривимірна модель і критерії оцінювання точності відтворення вертикальних профілів. Для побудови вищезгаданих моделей традиційно використовуються насамперед дані мережі аерологічного зондування атмосфери, а саме : температура, тиск, температура точки роси, швидкість та напрямок вітру. Система рівнянь моделі включає рівняння руху у лагранжевій системі координат (1), рівняння стану (2) та рівняння

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

нерозривності (3). Так як модель є діагностичною, то знехтувано за часом у (3) локальною похідною густини повітря.

$$dx = udt, \quad dy = vdt \quad (1)$$

$$\rho = \frac{p}{RT} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

де u, v, w – складові вектору швидкості вітру $\vec{V}$ вздовж координатних осей x, y, z ; p, T, ρ – атмосферні тиск, температура і густина повітря; t – час; R – газова стала сухого повітря. Координатні осі x, y, z спрямовані відповідно із заходу на схід, з півдня на північ і перпендикулярно до земної поверхні.

Дані кожної станції радіозондування щодо p, T, f (f – відносна вологість повітря) розміщуються за допомогою лінійної інтерполяції у вузли координатної сітки по вертикальній осі z з вибраним кроком. На кожному рівні по z розраховуються проекції швидкості вітру u і v на горизонтальні осі x та y за формулами:

$$u = \vec{V} \cos(\alpha_1 - \alpha_2) \text{ та } v = -\vec{V} \sin(\alpha_1 - \alpha_2), \quad (4)$$

де α_1 і α_2 азимути $\vec{V}$ та осі x відповідно.

Для отримання координат x_m, y_m для кожної точки по осі z_m (індекс m відповідає порядковому номеру пункту радіозондування у початкових даних) система рівнянь (1-3) далі розв'язується методом Ейлера за формулами:

$$x_{i+1,k} = x_{i,k} + u_{i+1,k}(t_{i+1} - t_i) + x_S, \quad i = n, n+1 \dots N, \quad (5)$$

$$y_{i+1,k} = y_{i,k} + v_{i+1,k}(t_{i+1} - t_i) + y_S, \quad i = n, n+1 \dots N, \quad (6)$$

$$x_{i,k} = x_{i+1,k} - u_{i,k}(t_{i+1} - t_i) + x_S, \quad i = n-1, n-2 \dots 1, \quad (7)$$

$$y_{i,k} = y_{i+1,k} - v_{i,k}(t_{i+1} - t_i) + y_S, \quad i = n-1, n-2 \dots 1, \quad (8)$$

де k – номер вузла координатної сітки по осі z ; n і N – номер зондування, найближчого до центрального, і загальна кількість зондувань для даного пункту; x_S, y_S – координати станції зондування відносно вибраного початку системи координат.

Одним із найпоширеніших способів розрахунку швидкості вертикальних рухів є метод із застосуванням розв'язку рівняння нерозривності з нульовою граничною умовою на землі. Проте, при використанні цього методу видно, що вертикальні рухи не виправдано збільшуються із висотою. Уникнути цих помилок можна шляхом диференціювання рівняння (3) по z , з нульовими граничними умовами першого роду на верхній і нижній границях області моделювання. Врахувавши це, рівняння (3) набуває наступного вигляду

$$\frac{\partial^2 \rho w}{\partial z^2} = - \left(\frac{\partial^2 \rho u}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \rho v}{\partial y \partial z} \right) \quad (9)$$

Протягом останніх років на території України відбувається скорочення аерологічних спостережень, при збереженні (або навіть і примноженні) числа запусків радіозондів протягом доби у Польщі, Угорщині, Росії, Румунії та інших країнах. Відсутність даних радіозондувань значно обмежує потреби в інформації, які можуть виникати у повсякденній оперативній роботі як синоптиків, так і під час виконання робіт з активних впливів на гідрометеорологічні процеси, унеможливорює використання перевірених часом методик прогнозу конвективних явищ та практично ускладнює розрахунки, пов'язані із поширенням домішок в атмосфері, і т.д. Альтернативним джерелом даних щодо фактичного стану атмосфери над заданою територією може стати об'єктивний аналіз глобальних моделей. Однією із кращих моделей подібного класу вважається модель GFS (Global Forecasting System), котра була створена Національною службою погоди США як частина Глобальної системи асиміляції даних та прогнозу (GDAS) з метою покращення глобального прогнозу та прогнозу синоптичних систем довгохвильового характеру.

Діагностична модель, основне ядро якої залишилося практично незмінним [1, 3, 4], була адаптована для використання даних GFS NCEP, яка має широтно-довготну сітку з кроком 1 у горизонтальній площині. Розрахунки проводилися для 00 та 12 год., проте зрештою для верифікації моделі використовувався строк 00, оскільки вдень на території України зондування здійснюють лише метеостанції Київ та Кривий Ріг. Крок діагностичної моделі по горизонталі становив 20 км, а по вертикалі – 200 м, висота верхньої межі – 15 км. Центр області моделювання – м. Київ.

Оцінка точності відтворення саме вертикальних профілів температури та абсолютної вологості повітря (precipitable water) проводилася зважаючи на практичну значимість цих метеорологічних величин у багатьох аспектах. Зокрема, атмосферна волога, її фазові переходи та вологообмін відіграють важливу роль у формуванні клімату та водного режиму суходолу. Наявність водяної пари в атмосфері має значний вплив на теплові умови атмосфери та земної поверхні.

Чисельні експерименти проводилися для періоду січень–березень 2013 р.

Оцінка проводилася за допомогою графічного методу та таких кількісних характеристик як середня помилка прогнозу (*ME*), середня абсолютна помилка прогнозу (*MAE*), середня квадратична помилка (*RMSE*) згідно [5] та середня відносна помилка (*RELE*) прогнозу метеорологічного елемента для метеостанцій Київ, Чернівці, Харків, Львів та Шепетівка.

$$RELE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{(F_i - O_i)}{O_i} \quad (10)$$

Для тих випадків, коли O_i дорівнювало нулю, фактичним значенням метеорологічних величин присвоювалося 0,001, що є меншим за точність вимірів.

Точність відтворення вертикальних профілів температури і вологості. Отримано, що для розглянутого періоду для Києва значення *ME* для температури змінюється у межах -0,57...1,25°C, значення *MAE* від 0,2 до 1,27 °C, а значення *RMSE* від 0,2 до 1,63 °C.

Дещо іншу картину було отримано для абсолютної вологості: значення *ME*

коливалось від -0,31 до 0,19, *MAE* від 0,02 до 0,48, *RMSE* від 0,03 до 0,73.

Досить великими є значення оцінок для метеостанції Чернівці. Так, *ME*, *MAE*, *RMSE* для температури майже співпадають за своїми величинами (*MAE* і *RMSE* на всіх рівнях, а *ME* співпадає з ними починаючи із висоти 4000 до 10000 м, потім відхиляється від значень *MAE* і *RMSE*, а на висоті 12200м чітко виділяється мінімум цієї характеристики -3,59 °C). Значення *RELE* коливаються від -1,53 до 0,56 °C приблизно до висоти 3 км, а вище – прямують до нуля.

Для абсолютної вологості значення оцінок також змінюються у значних межах. Найбільші значення усіх чотирьох характеристик відмічаються на висоті приблизно 4 км.

Для метеостанції Харків значення *RELE* для температури прямують до нуля і лише на висоті 400 м *RELE* становить 1,57 °C. Максимальні значення *MAE* і *RMSE* (3,62 і 3,86 °C) знаходяться на висоті 10800 м. Лише *ME* має від'ємні значення, але верхній пік співпадає із *MAE* і *RMSE*.

Вертикальний розподіл помилок *ME*, *MAE*, *RMSE* абсолютної вологості характеризується найбільшими їх значеннями у нижньому чотирьохкілометровому шарі тропосфери, а значення *RELE* змінюється з точністю до навпаки і саме ця характеристика помилок має найбільш від'ємні значення.

Цікавим є вертикальний розподіл помилок температури повітря та абсолютної вологості для метеостанції Львів. Так, значення *ME*, *MAE*, *RMSE* для температури повітря мають найбільші значення до висоти 5400 м, потім вони дещо зменшуються, а від висоти 8600 м ці три характеристики точності співпадають та стають ще більшими, порівняно із нижчими шарами. Значення *RELE* є максимальними до висоти 3 км, а потім (що відмічалось і на попередніх метеостанціях) прямують до нуля.

Вертикальний розподіл помилок абсолютної вологості характеризується тим, що *MAE* і *RMSE* співпадають між собою, а *ME* та *RELE* мають дещо схожий розподіл, але значення трохи відрізняються і на відміну від значень *MAE* і *RMSE*, вони є в основному нижчими за нуль. Найбільші значення цих помилок прослідковуються до висоти 3 км.

Аналіз вертикальних профілів помилок температури та абсолютної вологості повітря (рис.1) показує, що для температури повітря має місце наявність значних осциляцій значень характеристик помилок. У той же час варіації помилок абсолютної вологості повітря мають більш плавний хід із висотою. Наявність взаємозв'язку між вищезгаданими характеристиками помилок метеорологічних величин, які розглядалися, не прослідковується.

Як відомо, *ME* дає можливість оцінити не лише величину власне помилок, але і визначити тяжіння до завищення або заниження метеорологічної величини, яка прогнозується [5]. Із рис.1 видно, що діагностична модель практично в усьому діапазоні висот відтворює температуру повітря із дещо більшими значеннями, ніж спостерігається фактично. Найбільші значення помилок мають місце в межах пограничного шару та верхньої тропосфери – нижньої стратосфери.

Також було виконано осереднення за січень – березень 2013 р. вертикальних профілів температури та вологості повітря (їх середнє, мінімальне та максимальне значення) по метеостанціях Чернівці, Харків та Шепетівка, а також їх співставлення із модельними розрахунками.

Було виявлено, що для метеостанції Чернівці модельні значення температури повітря найкраще співпадають із даними спостереження до висоти приблизно 7 км, а вище розходження стають більшими. Досить суттєвими є відмінності між значеннями моделі та абсолютної вологості, при чому на всіх висотах.

Оцінка точності відновлення вертикальних профілів
температури (t) та абсолютної вологості повітря (a)

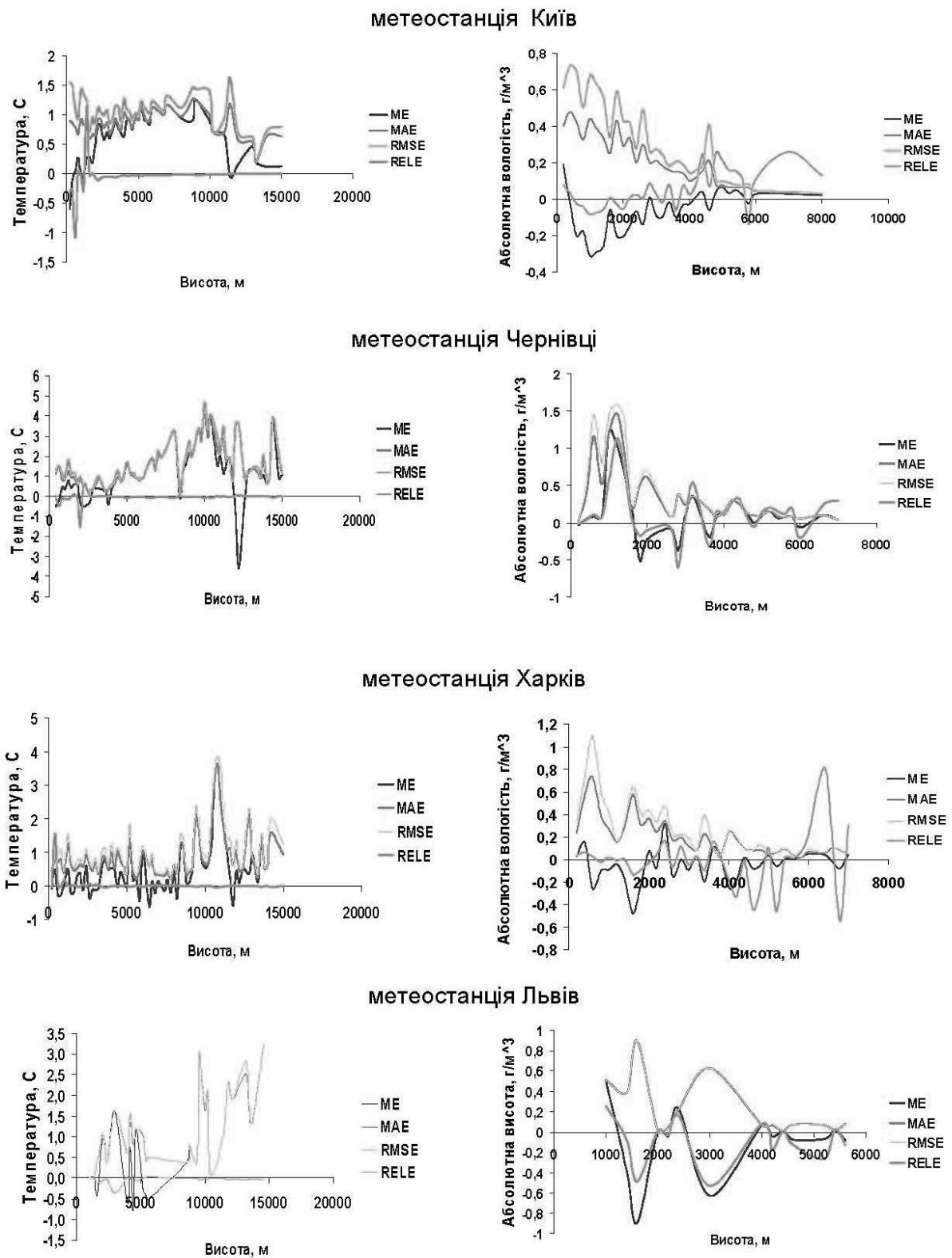


Рис. 1. Вертикальний профіль помилок температури та абсолютної вологості повітря

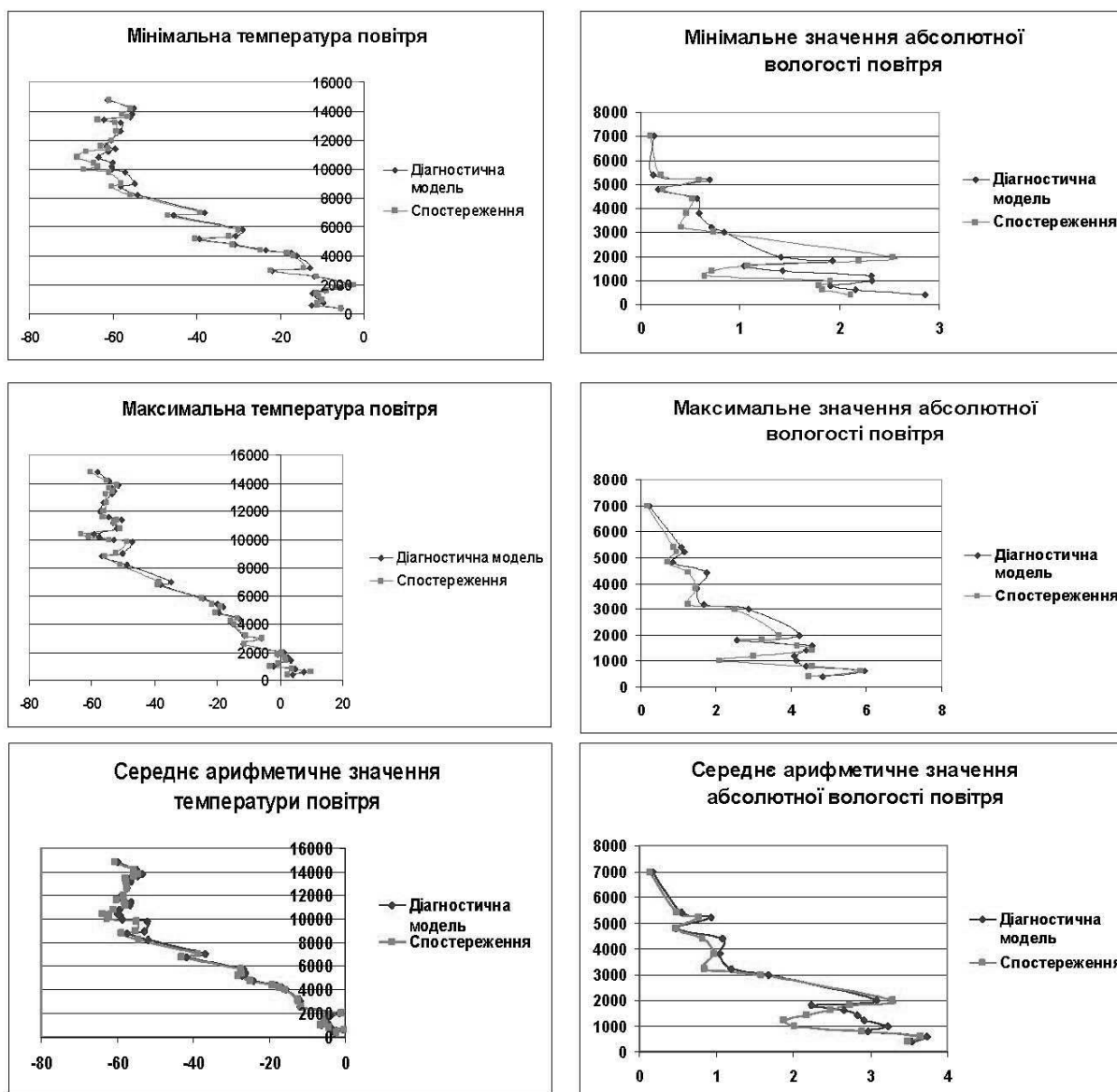


Рис. 2. Вертикальний розподіл максимальних, мінімальних та осереднених за період експерименту значень температури та абсолютної вологості повітря для метеостанції Чернівці

Найкращі співпадіння осереднених вертикальних профілів температури повітря із діагностичною моделлю для метеостанції Харків відмічаються приблизно до висоти 8,4 км, а для абсолютної вологості картина зовсім інша, адже до висоти 4,4-4,8 км відхилення модельних значень є найбільшими, а вище вони змінюються у меншу сторону.

Для метеостанції Шепетівка вертикальні профілі осередненої максимальної та мінімальної температури мають найменші розходження із модельними розрахунками до висоти 7 км, а для середньої температури співпадіння є хорошим по всій довжині профілю.

Як і для метеостанції Харків, відхилення значень моделі від осереднених значень абсолютної вологості є вищими на висотах більше 4 км.

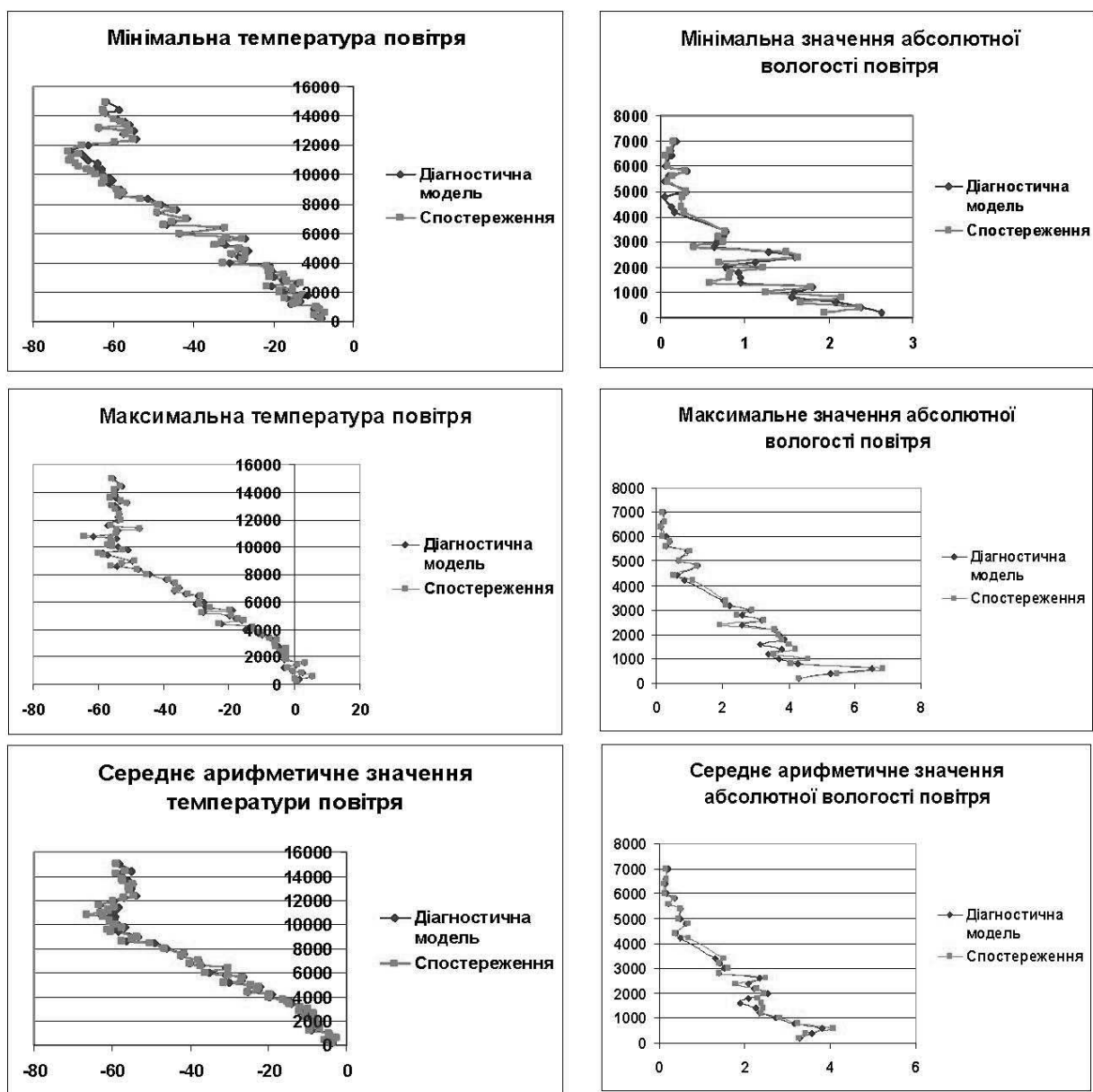


Рис. 3. Вертикальний розподіл максимальних, мінімальних та осереднених за період експерименту значень температури та абсолютної вологості повітря для метеостанції Харків

Проаналізувавши вертикальні розподіли максимальних, мінімальних та середніх значень температури та абсолютної вологості повітря для кожної із метеостанцій, які розглядалися, можна відмітити, що значення діагностичної моделі найкраще співпадають із профілями температури повітря до висот 7-8 км, а із максимальними та осередненими значеннями абсолютної вологості у межах пограничного шару атмосфери та на висотах більше 4 км. Для мінімальних значень абсолютної вологості повітря ця тенденція дещо відмінна, оскільки найменші відхилення моделі відмічаються лише на висотах.

Висновки. У роботі на основі раніше створеної в УкрГМІ і модифікованої авторами чисельної діагностичної моделі виконано оцінку точності відтворюваних нею вертикальних профілів температури та абсолютної вологості повітря, отриманих із використанням в якості вхідних даних об'єктивного аналізу моделі GFS.

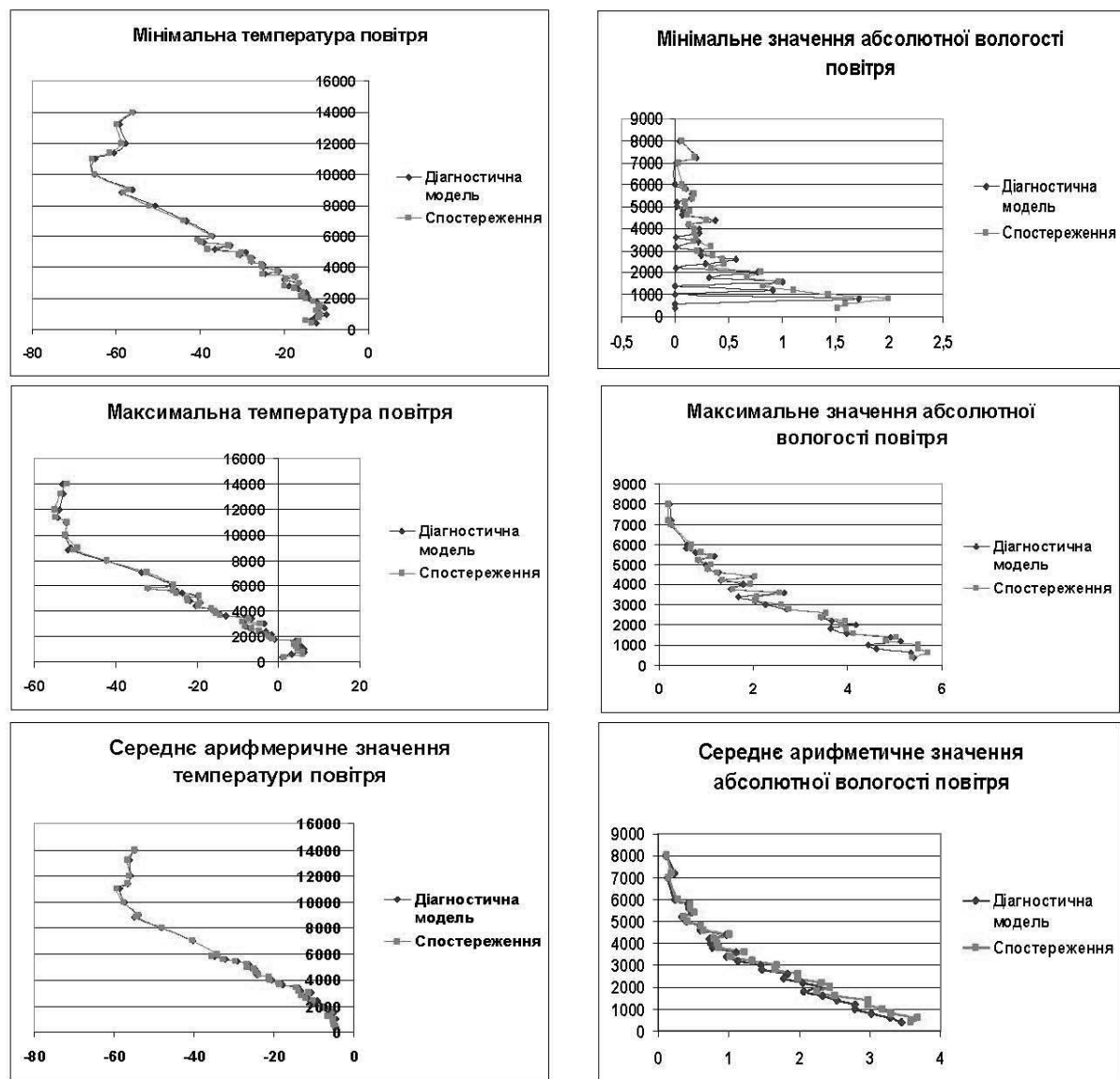


Рис. 4. Вертикальний розподіл максимальних, мінімальних та осереднених за період експерименту значень температури та абсолютної вологості повітря для метеостанції Шепетівка

Отримано, що діагностична модель практично в усьому діапазоні висот відтворює температуру повітря із дещо більшими значеннями, ніж спостерігається фактично. Найбільші значення помилок мають місце в межах пограничного шару та верхньої тропосфери – нижньої стратосфери. Показано, що варіації помилок абсолютної вологості мають більш плавний хід із висотою, ніж температури повітря.

Точність моделі за вищезгаданими метеорологічними величинами цілком співставна із точністю чисельних мезомасштабних моделей прогнозу погоди [2, 6].

Список літератури

1. Паламарчук Л.В. Исследование внутренней структуры фронтальных зон при помощи трехмерных полуэмпирических моделей / Л.В. Паламарчук, А.М. Пирнач // Тр. УкрНИГМИ. 1992. Вып. 243. С. 107-125.
2. Ромаш Т.А. Особливості зміни запасу вологи в атмосфері в період сильних снігопадів / Т.А. Ромаш, В.М. Шпиг // Часопис картографії. – 2013. – Вип. 7. – С. 219-235.
3. Pirnach A.M. Numerical studies of dynamics and cloud microphysics of the frontal rainbands / A.M. Pirnach, S.V Krakovskaya. // Atmos. Res. 1994. Vol.

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

33. P. 333-365. 4. Pirnach A.M. The construction and application of numerical models to the study of cloud dynamics and the structure of winter frontal rainbands // A.M. Pirnach // Atmos. Research. 1998. Vol. 47-48. P. 355-376. 5. Recommendations for the Verification and Intercomparison of QPFs and PQPFs from Operational NWP Models. WMO TD No. 1485. 2008. 6. Shpyg V. Evaluation of thermodynamic fields forecast accuracy for different physical schemes in the WRF ARW model / V. Shpyg, I. Budak // Fifth International Verification Methods Workshop : 1-7 December 2011 : Abstracts, CAWCR Technical Report No. 046. – Melbourne (Australia), 2011. – P. 66.

Оцінка точності відновлення вертикальних профілів температури і вологості тривимірною діагностичною моделлю

Шпиг В.М., Паламарчук Л.В., Гуда К.В.

У дослідженні викладено результати чисельних експериментів із тривимірною діагностичною моделлю, яку адаптовано до даних об'єктивного аналізу. Виконано оцінку точності відтворення вертикальних профілів температури та абсолютної вологості повітря за допомогою графічного методу та кількісних характеристик для метеостанцій Київ, Чернівці, Харків, Львів та Шепетівка.

Ключові слова: модель, вертикальний розподіл температури та вологості, оцінка точності метеорологічної величини.

Оценка точности восстановления вертикальных профилей температуры и влажности трехмерной диагностической моделью

Шпиг В.М., Паламарчук Л.В., Гуда К.В.

В исследовании изложены результаты численных экспериментов с трёхмерной диагностической моделью, адаптированной к данным объективного анализа. Выполнена оценка точности восстановления вертикальных профилей температуры и влажности воздуха с помощью графического метода и количественных характеристик для метеостанций Киев, Черновцы, Харьков, Львов и Шепетовка.

Ключевые слова: модель, вертикальное распределение температуры и влажности, оценка точности метеорологической величины.

Evaluation of the accuracy of recovery of temperature and humidity vertical profiles of the three-dimensional diagnostic model

Shpyg V.M., Palamarchuk L.V., Huda K.V.

In this article the results of numerical experiments with three-dimensional diagnostic model, adapted to the objective analysis of the data, are shown. The estimation of the accuracy of recovery of temperature and humidity vertical profiles with using a graphical method and forecast skill scores for weather stations Chernivtsi, Kharkiv, Lviv and Shepetivka were carried out.

Keywords: model, vertical distribution of temperature and humidity, the evaluation of precision meteorological values.

Надійшла до редколегії 06.03.2015

УДК 631.175:551.584

Польовий А.М., Ляшенко В.А.

Одеський державний екологічний університет

ПРОСТОРОВА МІНЛИВІСТЬ ВРОЖАЙНОСТІ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКИХ КУЛЬТУР ЗА АГРОКЛІМАТИЧНИМИ РЕСУРСАМИ В УМОВАХ НЕОДНОРІДНОГО РЕЛЬЄФУ

Ключові слова: врожайність, агрокліматичні ресурси, рельєф

Вступ. Раціональне використання природних ресурсів в різних галузях економіки й, насамперед, в сільськогосподарській галузі, залишається важливою проблемою сьогодення, вирішення якої пов'язане з їх детальною оцінкою. В ряду природних ресурсів особливе значення надається дослідженням агрокліматичним ресурсам, які визначають умови росту, розвитку і формування врожайності сільськогосподарських культур, як об'єктів сільськогосподарського виробництва.

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

На поточний період сформувалися певні напрямки досліджень, результати яких стали науково обґрунтованою базою спеціалізації сільськогосподарського виробництва на рівні країни, адміністративних, економічних і природних регіонів. Значна роль при розробці спеціалізації відводиться агрометеорологічному й агрокліматичному забезпеченню галузі. У зв'язку з введенням сучасних земельних відносин повстає завдання більшої деталізації агрокліматичних ресурсів в просторовому розрізі, за якими можлива деталізація умов формування рівнів врожайності сільськогосподарських культур як одного із чинників оцінки земель.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. В останні два-три десятиріччя набув значного розвитку напрямок агрометеорологічних і агрокліматичних досліджень, започаткований в 70-х роках при вирішенні завдань програмування врожаїв сільськогосподарських культур [1-3], спрямованого на обґрунтування можливих за агрокліматичними ресурсами рівнів їх врожайності [4-5].

Важливою рисою сучасних досліджень є застосування нових методів оцінки агрокліматичних ресурсів й, насамперед, методу динамічного моделювання, за яким виконуються розрахунки можливої врожайності за сумарними ресурсами за вегетаційний період культур, а й за агрометеорологічними умовами впродовж усього періоду вегетації [6]. Були також започатковані дослідження, спрямовані на більшу деталізацію в розрахунках потенційної за агрокліматичними ресурсами врожайності в різних ландшафтах та на незначних за площею територіях з неоднорідною підстильною поверхнею [8-9]. Результати досліджень за цим напрямком можуть стати науковою базою при внутрішньогосподарській організації території й формуванні сівозмін в окремих господарствах.

Метою даної роботи є оцінка просторової мінливості урожайності ряду сільськогосподарських культур за агрокліматичними ресурсами в умовах горбистого і пагорбкуватого рельєфу.

Матеріали і методи. Дослідження проводилися на прикладі земель Надлиманської сільської ради Овідіопольського району Одеської області загальною площею 2991,934 га. Близько 50% (1470,519га) території відводиться під польові культури (озима пшениця, ярий ячмінь, кукурудза, соняшник) і 15,99% (478,481га)- під виноградник. Площа під садами і овочевими культурами не перевищує 5%.

При виконанні досліджень застосовувалися картографічний метод, метод агро- і мікрокліматичних розрахунків і узагальнень, метод фізико-статистичного моделювання.

Картографічний метод застосовувався при аналізі підстильної поверхні і виділені ділянок земель з різною формою рельєфу, експозиції і крутизни схилів. Картографічною основою була гіпсометрична карта території Надлиманської сільської ради у масштабі 1:10000. Виділення ділянок здійснювалося із застосуванням ГІС-технологій за допомогою програмної оболонки ArcGIS. Було виділено рівнинні ділянки, вододільні плато, схили південної, північної, східної і західної та проміжних експозицій.

Метод агрокліматичних розрахунків застосовувався для визначення агрокліматичних ресурсів – ресурсів світла (радіаційно-світлових), тепла і вологи, як інформації для визначення урожайності сільськогосподарських культур. Метод мікрокліматичних розрахунків використовувався для уточнення параметрів мікрокліматичної мінливості величин фотосинтетично активної радіації і величин показника зволоження для ділянок з різними формами рельєфу, експозицією і крутизною схилів та місцеположення на схилі. Метод фізико-статистичного моделювання застосовувався при розрахунках потенційної і кліматично можливої урожайності сільськогосподарських культур.

Потенційна врожайність визначається величиною сумою фотосинтетично активної радіації за вегетаційний період культури, яка надходить на поверхню рослинного покриву і генетичними властивостями рослини по освоєнню цієї радіації для формування органічної маси. Це максимальна величина врожайності, яка можлива за ідеальних агрокліматичних умов. Кліматично можлива врожайність формується в залежності від величини фотосинтетично активної радіації і реальних агрокліматичних умов, які характеризують ресурси тепла і вологи.

Загальний вигляд моделі врожайності сільськогосподарських культур за агрокліматичними ресурсами має вигляд:

$$KVU = F(X_1) \cdot F(X_2) \dots F(X_n), \quad (1)$$

де $X_1, X_2, \dots, X_n$ - показники агрокліматичних ресурсів (ресурси світла, тепла і вологи).

В якості таких показників доцільно застосовувати величини фотосинтетично активної радіації ΣQf і запаси продуктивної вологи у ґрунті, віднесені до величини найменшої польової вологоємності $\bar{W}/W_{HB}$. Тоді модель урожайності культур за агрокліматичними ресурсами приймає такий вигляд:

$$ПУ = 10^4 \cdot \eta \cdot K_{mi} \cdot \frac{\Sigma Qf}{q_i}, \quad (2)$$

$$KVU = 10^4 \cdot \eta \cdot K_i'' \cdot \frac{\Sigma Qf}{q} \cdot \frac{\bar{W}}{W_{HB}} \quad (3)$$

Для оцінки формування урожайності культур на територіях з неоднорідною підстильною поверхнею вважаємо найбільш ефективним підхід, що базується на розрахунках мікрокліматичної мінливості основних показників агрокліматичних ресурсів для окремих елементів підстильної поверхні, насамперед, елементів рельєфу [5].

Для місцеположень, що характеризують елементи рельєфу, формули приймають вигляд:

$$ПУ_i'' = 10^4 \cdot \eta_i'' \cdot K_{mi}'' \cdot \frac{\Sigma Qf_i''}{q_i''} \quad (4)$$

$$KVU_i'' = 10^4 \cdot \eta_i'' \cdot K_{mi}'' \cdot \frac{\Sigma Qf_i''}{q_i''} \cdot \frac{\bar{W}_i''}{W_{HB}} \quad (5)$$

де KVU , $ПУ$ - кліматично можлива і потенційна врожайність; η_i'' , k_{mi}'' , q_i'' - біологічні характеристики конкретних культур: коефіцієнт використання фотосинтетично активної радіації, коефіцієнт, який характеризує співвідношення господарсько цінної частини врожаю і загальної біомаси, теплотворна здатність одиниці врожаю, i (1, 2, ..., n) – культура; $''$ – місцеположення (елемент рельєфу); $\Sigma Qf_i''$ - сумарна фотосинтетично активна радіація в конкретному місцеположенні; $\frac{\bar{W}_i''}{W_{HB}}$ - показник зволоження як відношення середніх за вегетаційний період запасів продуктивної вологи у ґрунті до величини найменшої вологоємності з врахуванням показника вологозабезпеченості. Показник 10^4 – коефіцієнт для перерахунку врожаю в ц/га.

Результати досліджень. Для досягнення мети перше завдання полягало в детальній інвентаризації земель Надлиманської сільської ради і виділення ділянок з різними елементами рельєфу за великомасштабною (М 1:10000) гіпсометричною картою. Вибір елементів рельєфу базувався на встановлених закономірностях формування мікрокліматичної мінливості показника радіаційно-світлових ресурсів і ресурсів вологи [9]. Так, мікрокліматична мінливість фотосинтетично активної радіації визначається експозицією і крутизною схилів, а показників ресурсів вологи – формою рельєфу, експозицією і крутизною схилів, місцеположенням на схилі (верхня, середня, нижня частини). На досліджуваній території виділено 28 місцеположень, які характеризують рівнинні землі, вододільну рівнину, верхню, середню і нижню частини північного, південного, західного і східного схилів крутизною 3-7 і 8-12°. Зважаючи на те, що досліджувані культури входять в групу польових культур, агротехніка вирощування яких вимагає використання схилів крутизною до 7°, надалі розрахунки виконувалися тільки для 15 місцеположень – рівнини, вододільної рівнини, схилів південної, північної, східної і західної експозиції крутизною 3-7° та дна широких долин.

Для кожного із елементів рельєфу уточнено параметри мікрокліматичної мінливості показників фотосинтетично активної радіації $K'Q_f$ і показника зволоження $K'w$, з наступним виправленням його за загальної характеристикою вологозабезпеченості - $K''w$. Параметр мікрокліматичної мінливості фотосинтетично активної радіації $K'Q_f$ для виділених місцеположень по території змінюються від 0,98 до 1,02, параметр мікрокліматичної мінливості показника $K'w$ - від 0,46 до 1,30, а після виправлення на зональну величину вологозабезпеченості $K''w$ – від 0,51 до 0,85.

Для розрахунку потенційної і кліматично можливої врожайності біологічні показники взято із літературних джерел, які отримано експериментальним шляхом. Вважається, що найчастіше використання рослиною фотосинтетично активної радіації озимою пшеницею і кукурудзою десь на рівні 3%, а ярого ячменю і соняшника – 2%. Коефіцієнт господарської цінності продукції з врахуванням її стандартної вологості у всіх зернових культур становить 14%, а у соняшника – 30%. Теплотворна здатність одиниці врожаю складає 16705 -18630 КДж/кг.

Досліджувана територія згідно із агрокліматичним районуванням України [9] відноситься до VI макрорайону, для якого величина фотосинтетично активної радіації $\Sigma Q_{fi}''$ для рівнини за вегетаційний період озимої пшениці становить відповідно 1600-1700 Мдж/м², ярого ячменю – 1600-1650 Мдж/м², кукурудзи – 1850-1950 Мдж/м², соняшника – 1850-1950 Мдж/м². Величина показника зволоження $\frac{W_i''}{W_{HB}''}$ в межах цього макрорайону складає для озимої пшениці і ярого

ячменю 0,59-0,75; а для кукурудзи і соняшника - 0,71-0,80.

Як показують результати розрахунків потенційна врожайність ПУ вказаних культур на рівнинних ділянках складає у озимої пшениці, ярого ячменю, кукурудзи і соняшника відповідно 95, 51-55, 91-95 і 51-55 ц/га, що значно перевищує виробничі врожаї в більшості господарств (табл.1). По різних місцеположенням відзначається коливання цих величин від 1-2 до 4 ц/га. Максимальна величина відзначається на південних схилах, а мінімальна – на північних. Одержані результати підтверджують тезу, що реальна врожайність залежить від багатьох факторів. Розрахунок кліматично можливої врожайності (KVU) здійснюється за даними потенційної врожайності на рівнинних ділянках та за виправленим параметром мікрокліматичної мінливості ресурсів вологи ($K''w$) для різних місцеположень.

Таблиця 1. Просторова мінливість потенційної врожайності культур ПУ (ц/га) в різних місцезонах рельєфу

Місцезона		$K'Qf$	Озима пшениця	Ярий ячмінь	кукурудза	соняшник
Рівнина		1,0	95	51-55	91-95	51-55
Вододільне плато		1,0	95	51-55	91-95	51-55
Південний схил	верх	1,02	97	52-56	52-56	52-56
	середина	1,02	97	52-56	52-56	52-56
	низ	1,02	97	52-56	52-56	52-56
Північний схил	верх	0,98	93	50-54	50-54	50-54
	середина	0,98	93	50-54	50-54	50-54
	низ	0,98	93	50-54	50-54	50-54
Західний схил	верх	0,99	94	50-54	50-54	50-54
	середина	0,99	94	50-54	50-54	50-54
	низ	0,99	94	50-54	50-54	50-54
Східний схил	верх	0,99	94	50-54	50-54	50-54
	середина	0,99	94	50-54	50-54	50-54
	низ	0,99	94	50-54	50-54	50-54
Дно широкої долини		1,00	94	51-55	90-94	51-55

Як показують результати розрахунків, ця врожайність значно нижче потенційної. Так, врожайність озимої пшениці змінюється на досліджуваній території від 44 до 81 ц/га, ярого ячменю і соняшника – від 23 до 43 ц/га, кукурудзи – від 51 до 77 ц/га. Максимальний врожай відзначається на ділянках з вищим рівнем зволоження – на дні широких долин та в нижній частині північних схилів, мінімальна – на вододілах і верхніх частинах схилів (табл.2). Так як розрахунок цієї врожайності здійснюється з врахуванням двох основних факторів життя рослин – світла і вологи, в межах оптимальних ресурсів тепла, (достатніх для визрівання і отримання кондиційної продукції), їх перевищення виробничих врожаїв обумовлене порушенням агротехніки вирощування.

Таблиця 2. Мінливість кліматично можливої врожайності KVU (ц/га) в різних місцезонах рельєфу

Місцезона		$K''w$	Озима пшениця	Ярий ячмінь	кукурудза	соняшник
Рівнина		0,61-0,70	56-65	31-35	51-65	31-35
Вододільне плато		0,61-0,70	58-66	31-36	56-64	31-36
Південний схил	верх	0,46-0,50	44-48	23-26	42-46	23-26
	середина	0,56-0,60	53-57	29-31	51-55	29-31
	низ	0,66-0,70	63-66	34-36	60-64	34-36
Північний схил	верх	0,56-0,60	53-57	29-31	51-55	29-31
	середина	0,66-0,70	63-66	34-36	60-64	34-36
	низ	0,81-0,85	77-81	41-43	74-77	41-43
Західний схил	верх	0,51-0,55	48-52	26-28	46-50	26-28
	середина	0,61-0,65	58-62	31-33	56-59	31-33
	низ	0,66-0,70	72-76	39-41	72-76	39-41
Східний схил	верх	0,51-0,55	48-52	26-28	46-50	26-28
	середина	0,61-0,65	58-62	31-33	56-59	31-33
	низ	0,76-0,80	63-66	34-36	60-64	34-36
Дно широкої долини		0,81-0,85	77-81	41-43	74-77	41-43

Висновки. Внаслідок виконаних досліджень одержані нові дані з просторової мінливості показників агрокліматичних ресурсів на землях окремої сільської ради з пагорбкуватим рельєфом. Це дозволило виконати розрахунки і отримати інформацію про обумовлені кліматичними ресурсами можливі рівні (потенційної і кліматично можливої врожайності основних сільськогосподарських культур) в різних місцезонах рельєфу. Одержана інформація може стати доповненням в існуючі земельні кадастри та застосовуватися для розробки ефективних, без додаткового капіталовкладення, сівозмін.

Список літератури

1. Ничипорович А.А. Фотосинтез и теория получения высоких урожаев / А.А.Ничипорович /Тимирязевские чтения. – М.: Изд-во АН СССР. – 1956. – С.1-93. 2. Амирджанов А.Г.Солнечная радиация и продуктивность винограда /А.Г.Амирджанов. – Л.:Гидрометеиздат. – 1980. –208с. 3. Научные основы программирования урожаев сельскохозяйственных культур / под ред. И.С.Шатилова, М.К.Каюмова . – Т.3. М.: Агроиздат. – 1977. 4. Тооминг Х.Г. Экологические принципы максимальной продуктивности посевов /Х.Г.Тооминг. – Л.: Гидрометеиздат. -1984. – 342с. 5. Витченко А.Н. Агроклиматическая оценка условий формирования урожая сельскохозяйственных культур/А.Н.Витченко //Актуальные проблемы общественных и естественных наук. – Минск:Вышэйшая школа. – 1981. – С. 145-146. 6. Мищенко З.А. Комплексное районирование агроклиматических ресурсов продуктивности винограда в Украине/З.А.Мищенко //Украинский гидрометеорологический журнал. – 2006.-№1. – С.104-118. 7. Полевой А.Н. Базовая модель оценки агроклиматических ресурсов формирования продуктивности сельскохозяйственных культур / А.Н.Полевой //Метеорология, климатология и гидрология. – Одесса. – 2004. Вып. 48. – С.195-205. 8. Ляшенко Г.В. Структура пространственной изменчивости сельскохозяйственных культур на ограниченной территории/ Г.В.Ляшенко //Метеорология, климатология и гидрология. – Одесса. – 1999. - Вып. 39. – С.161-167. 9. Ляшенко Г.В. Агроклиматическая оценка продуктивности сельскохозяйственных культур в Украине / Г.В.Ляшенко. – Одесса: ННЦ «ИВиВ им. В.Е.Таирова». – 2011. – 249с.

Просторова мінливість врожайності сільськогосподарських культур за агрокліматичними ресурсами в умовах неоднорідного рельєфу

Польовий А.М., Ляшенко В.А.

Розглянуто методи оцінки формування врожайності сільськогосподарських культур за агрокліматичними ресурсами. Виконано розрахунки та досліджено просторову мінливість потенційної і можливої урожайності групи сільськогосподарських культур на прикладі земель окремої сільської ради з пагорбкуватим рельєфом.

Ключові слова: врожайність; агрокліматичні ресурси; рельєф.

Пространственная изменчивость урожайности сельскохозяйственных культур по агроклиматическим ресурсам в условиях неоднородного рельефа

Полевой А.Н., Ляшенко В.А.

Рассмотрено методы оценки формирования урожайности сельскохозяйственных культур по агроклиматическим ресурсам. Выполнено расчеты и исследовано пространственную изменчивость потенциальной и климатически возможной урожайности группы сельскохозяйственных культур на примере земель отдельного сельского совета с всхолмленным рельефом.

Ключевые слова: урожайность; агроклиматические ресурсы; рельеф.

Spatial variability of crops productivity by agroclimatic resources in terms of heterogeneous relief

Polevoy A. N., Lyashenko V. A.

Methods of crops productivity forming estimation by agroclimatic recourses are described. Calculations and spatial variability of potential and possible crops productivity on the example of single region with hilly relief are studied.

Keywords: productivity; agroclimatic recourses; relief.

Надійшла до редколегії 07.04.2015

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

Балабух В.О.¹, Лук'янець О.І.²

¹Український гідрометеорологічний інститут ДСНС та НАН України, м. Київ

²Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ЗМІНА КЛІМАТУ ТА ЙОГО НАСЛІДКИ У РАХІВСЬКОМУ РАЙОНІ ЗАКАРПАТСЬКОЇ ОБЛАСТІ

Ключові слова: регіональні зміни клімату; стихійні явища погоди; екстремальні умови погоди; проєкції зміни клімату, сценарій А1В

Актуальність. Зміна кліматичної системи, що спостерігається на нашій планеті протягом останніх десятиліть, набуває все більшого масштабу та інтенсивності. За даними Міжурядової групи експертів зі зміни клімату багато із зареєстрованих змін кліматичної системи є нетиповими або безпрецедентними за останні десятиріччя чи навіть тисячоліття [9, 20-22]. Завдаючи значних збитків екології та економіці країн, вони впливають не лише на їх стан та сталий розвиток, а й на соціальне та політичне життя. Наслідки кліматичних змін мають переважно негативний характер і будуть посилюватись у майбутньому, що вимагає пошуку шляхів пом'якшення та розробки заходів по адаптації до них [9-12,17,18,20]. Оскільки зміни клімату у регіонах мають різну швидкість, масштаб та, іноді, навіть протилежний напрямок, розробка конкретних адаптаційних стратегій вимагає індивідуального підходу до кожного окремого регіону з урахуванням його природних і соціально-економічних особливостей. Спільне врахування регіональних особливостей зміни клімату та особливостей структури і напрямків розвитку економіки та соціальної сфери є основою для забезпечення сталого розвитку регіонів.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Проблемі зміни клімату, виявленню фактичних і очікуваних змін кліматичної системи та їх наслідків на глобальному, національному та регіональному рівні присвячено дуже багато досліджень. Їх результати узагальнюються Міжурядовою групою експертів зі зміни клімату ВМО і оприлюднюються в Оціночних звітах, останній з яких (п'ятий) опубліковано у 2014 році [20, 21]. У ньому наведено нові свідчення зміни клімату, основані на значній кількості незалежних аналізів даних спостережень за кліматичною системою, палеокліматичних архівів, теоретичних досліджень кліматичних процесів та результатах моделювання за допомогою кліматичних моделей. На жаль даних щодо зміни клімату в Україні у цих документах дуже мало і стосуються вони переважно річних та середніх за місяць даних деяких параметрів кліматичної системи. Проєкції зміни цих показників не відображають їх регіональні особливості в Україні і наявної інформації не достатньо для розробки адаптаційних стратегій регіонів.

Дослідженням зміни клімату в Україні також присвячена значна кількість робіт, результати яких представлено в Національних повідомленнях України з питань зміни клімату, підготовлених на виконання 4 і 12 статей Рамкової конвенції ООН про зміни клімату та 7 статті Кіотського протоколу. Проте ці роботи важко узагальнити, оскільки в дослідженнях використовуються різні періоди та методологія, досить часто відсутня оцінка виявлених змін, а оцінка частки невизначеності цих змін взагалі не проводилась. При дослідженні небезпечних і стихійних явищ погоди використовуються різні критерії їх небезпечності, оскільки вони протягом останніх десятиріч декілька разів змінювались, що приводить до розбіжності в інформації про кількість та інтенсивність стихійних явищ погоди і,

відповідно, до різних трендів при оцінці їх зміни. Представлені в роботах проєкції зміни клімату в Україні стосуються переважно середніх за рік та місяць значень температури повітря та сум опадів. Ці розрахунки здійснювались як за даними глобальних кліматичних моделей, які мають велику роздільну здатність, так і за даними регіональних кліматичних моделей [16, 18]. Проведена оцінка очікуваних змін, проте, частка невизначеності зміни кліматичних параметрів також не проводилась. Отримані результати досліджень важко узгодити між собою, оскільки вони стосуються різних періодів, сценаріїв та досить часто за базовий використовують різні періоди. Даних про можливі зміни екстремальних і небезпечних явищ погоди та атмосферні процеси, що їх зумовлюють, також дуже мало і вони отримані лише для деяких регіонів країни. [16, 18].

Для розробки стратегій та планів по адаптації до кліматичних змін як на національному, так і на регіональному рівні, потрібно мати комплексну оцінку фактичних та очікуваних змін параметрів кліматичної системи, що суттєво впливають на навколишнє середовище та життєдіяльність людини та знати рівень достовірності отриманих висновків.

Формулювання цілей статті. Метою цього дослідження є комплексна оцінка зміни термічного режиму, режиму зволоження, екстремальних явищ погоди та характеристик гідрологічного режиму Чорної і Білої Тиси у Рахівському районі Закарпатської області у період з 1961 по 2010 рр., їх можливих змін до середини XXI ст. для збалансованого сценарію розвитку суспільства A1B та встановлення частки невизначеності цих змін.

Матеріали і методи досліджень. Оцінка зміни кліматичних умов у Рахівському районі Закарпатської області України проводилась за даними спостережень метеорологічної станції Рахів за період 1961-2010 рр. Аномалії визначались як відхилення значень метеорологічних величин від норми, за яку прийнято багаторічне середнє за базовий період (1961-1990 рр.). Середні за рік значення стосуються календарного року, середні дані за зимовий сезон включають грудень попереднього року. Для виявлення локального характеру сучасних змін у стоці річок Верхньої Тиси на фоні регіонального, що спостерігається в Закарпатті, та їх просторових особливостей було проаналізовані дані по гідрологічним постам на р. Чорна Тиса – с. Ясіня, р. Біла Тиса – с. Луги та р. Тиса – смт Рахів, який знаходиться при злитті Чорної та Білої Тиси за період з 1961 по 2010 рр.

За випадок небезпечного та стихійного гідрометеорологічного явища (НЯ та СГЯ) прийнято факт наявності явища відповідної інтенсивності у пункті спостережень. Для оцінки зміни частоти, інтенсивності та локалізації НЯ та СГЯ досліджувались кількість випадків, середня та максимальна величина явища. Число днів з екстремальними явищами погоди, зумовленими температурою та опадами, визначались за добовими даними спостережень.

Статистична оцінка зміни в часі метеорологічних величин, повторюваності та інтенсивності екстремальних погодних умов здійснювалася за допомогою аналізу часових рядів: визначалася форма та напрям тренду часового ряду за допомогою регресійного аналізу та оцінювалася його статистична значущість (p) [1, 2, 6].

Обчислення проєкцій зміни кліматичних характеристик та екстремальних погодних умов у Рахівському районі на період 2021-2050 рр. відносно кліматичної норми (1961-1990 рр.) здійснювались за даними регіональної кліматичної моделі REMO, ініційованої розрахунком глобальної моделі ECHAM5. Ця модель має найменші абсолютні та середньоквадратичні похибки як для температури, так і для опадів і може використовуватись для аналізу та оцінки можливої зміни клімату в регіоні [7,8,13]. Розрахункові дані отримані в рамках Європейського проєкту FP-6 ENSEMBLES з роздільною здатністю 25 км [19]. Оцінка очікуваної зміни середніх

та середніх екстремальних багаторічних значень кліматичних характеристик у 2021-2050рр. відносно 1961-1990 рр. здійснювалась за критерієм Стьюдента (t -критерій), який дозволяє виявити різницю середніх значень параметрів двох періодів. Перевірялась достовірність отриманих висновків [6].

Певненість в обґрунтованості кожного висновку основана на виді, кількості, якості та узгодженості даних. Ймовірнісна оцінка кількісних показників невизначеності кожного висновку базується на статистичному аналізі даних спостережень та результатів моделювання. Враховуючи рекомендації МГЕЗК, для оцінки частки невизначеності зміни метеорологічної величини чи показника [21, 22] використовувались такі критерії: практично не викликає сумнівів ($p \leq 0.01$, ймовірність 99–100%); дуже ймовірно ($0.01 < p \leq 0.1$, ймовірність 90–99%); ймовірно ($0.1 < p \leq 0.34$, ймовірність 66–90%); приблизно так само ймовірно, як і ні ($0.34 < p \leq 0.67$, ймовірність 33–66%); мало ймовірно ($0.67 < p \leq 0.90$, ймовірність 10–33%); дуже мало ймовірно ($0.90 < p \leq 0.99$, ймовірність 1–10%); виключно мало ймовірно ($p > 0.99$, ймовірність 0–1%).

Виклад основного матеріалу. Підвищення приземної температури повітря у Рахівському районі Закарпатської області протягом 1961-2010 рр. практично не викликає сумнівів ($p \leq 0.01$). Про це свідчать результати аналізу величини середньої, максимальної та мінімальної за рік та сезон приземної температури повітря в регіоні та їх аномалії відносно кліматичної норми. Проте значимість цих змін протягом року неоднозначна: практично не викликає сумнівів підвищення приземної температури повітря влітку, ймовірно взимку та весною і несуттєве восени (рис.1, табл.1).

Швидкість зміни середньої за рік температури повітря на Рахівщині протягом останніх п'ятдесяти років була дещо нижчою, ніж у середньому в Україні за цей період ($0,2^\circ\text{C}/10$ років та $0,3^\circ\text{C}/10$ років, відповідно), проте вдвічі більшою, ніж на Закарпатті [3].

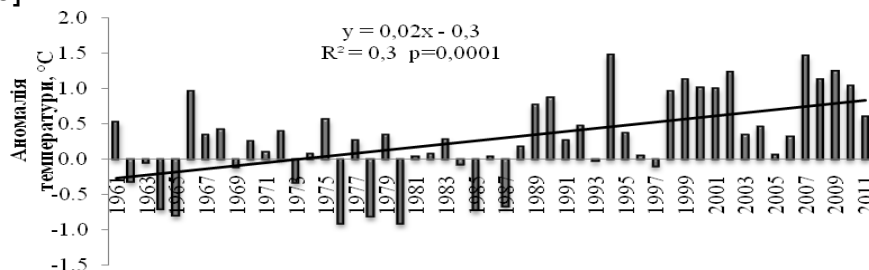


Рис.1. Міжрічна мінливість аномалії середньої річної температури повітря відносно кліматичної норми (1961-1990рр.) у Рахівському районі Закарпатської області

За останні два десятиріччя (1991-2010 рр.) середня річна температура повітря у Рахівському районі виросла на $0,7^\circ\text{C}$ відносно кліматичної норми. Найбільший внесок у зміну річної температури у регіоні, як і в Закарпатській області, мали літній та зимовий сезони (табл.1). Проте ріст температури влітку був більшим, ніж у цілому по області ($1,5$ та $1,4^\circ\text{C}$), а взимку значно меншим ($0,5$ та $0,8^\circ\text{C}$, відповідно). У районі, як і в Закарпатті, найбільш суттєво підвищилась температура повітря у січні ($1,5^\circ\text{C}$), серпні ($1,6^\circ\text{C}$) та липні ($1,5^\circ\text{C}$). Середня температура перехідних сезонів (осені та весни) теж підвищилась, але менше - на $0,2$ та $0,4^\circ\text{C}$. Значний ріст ($1,3^\circ\text{C}$) відмічається також у червні.

Для України характерною особливістю зміни термічного режиму є випереджаючий ріст мінімальної температури повітря, порівняно з ростом максимальної [4]. Проте у Рахівському районі, як і на Закарпатті в цілому, ця тенденція характерна лише для холодного періоду. У теплий період і особливо влітку максимальна температура повітря виросла більш суттєво (табл. 1).

Таблиця 1. Середні багаторічні значення середньої, мінімальної та максимальної приземної температури повітря за місяць, сезон, рік у 1961-1990рр. та 1991-2010рр., їх зміна у 1991-2010рр. відносно кліматичної норми та значимість цих змін (p*)

Місяць, сезон, рік	Середня температура				Максимальна температура				Мінімальна температура			
	1961-1990	1991-2010	відхилення		1961-1990	1991-2010	відхилення		1961-1990	1991-2010	відхилення	
			°C	p*			°C	p*			°C	p*
I	-4,3	-2,8	1,5	0,032	0,0	1,0	1,0	0,090	-7,4	-5,6	1,8	0,033
II	-1,7	-1,4	0,3	0,675	3,2	3,4	0,2	0,815	-5,2	-4,9	0,3	0,688
III	2,3	2,3	0,1	0,885	8,0	8,1	0,1	0,943	-1,8	-1,6	0,2	0,722
IV	8,0	8,4	0,4	0,338	14,2	15,0	0,8	0,178	3,0	3,0	0,0	0,993
V	13,0	13,7	0,6	0,135	19,5	20,7	1,2	0,049	7,7	8,0	0,2	0,517
VI	15,6	16,9	1,3	0,000	21,8	23,7	1,9	0,000	10,7	11,3	0,6	0,028
VII	17,0	18,5	1,5	0,000	23,3	25,4	2,0	0,000	12,1	13,2	1,1	0,000
VIII	16,4	18,1	1,6	0,000	23,3	25,4	2,1	0,000	11,5	12,7	1,2	0,000
IX	12,9	12,8	-0,1	0,831	19,5	19,0	-0,5	0,515	8,5	8,4	-0,1	0,857
X	7,8	8,3	0,5	0,191	14,8	14,0	-0,8	0,255	3,5	4,1	0,6	0,174
XI	2,8	3,1	0,3	0,659	7,0	8,1	1,2	0,141	0,0	0,2	0,2	0,794
XII	-1,8	-2,1	-0,3	0,632	1,3	1,2	-0,1	0,850	-4,3	-4,6	-0,3	0,637
Зима	-2,6	-2,1	0,5	0,277	1,5	1,9	0,4	0,360	-5,7	-5,0	0,7	0,254
Весна	7,8	8,1	0,4	0,229	13,9	14,6	0,7	0,080	3,0	3,1	0,1	0,611
Літо	16,3	17,8	1,5	0,000	22,8	24,8	2,0	0,000	11,4	12,4	1,0	0,000
Осінь	7,8	8,1	0,2	0,408	13,8	13,7	0,0	0,934	13,8	13,7	0,0	0,934
Рік	7,3	8,0	0,7	0,000	13,0	13,7	0,8	0,000	3,2	3,7	0,5	0,005

За останні двадцять років у регіоні середня за рік максимальна температура повітря збільшилась на 0,8°C, а мінімальна – на 0,5°C. Найбільший ріст як максимальної температури, так і мінімальної, спостерігається влітку – 2,0 та 1,0°C, відповідно. Взимку також відмічається суттєвий (0,6°C) ріст мінімальної температури, проте він менший ніж у цілому в Закарпатті (1,0°C). При цьому найбільший ріст максимальної температури спостерігається в серпні – 2,1 °C, а мінімальної у січні – 1,9°C. Весною відмічається більш значний ріст середньої максимальної температури (0,7°C), особливо у травні (1,2°C), а восени – мінімальної (0,4°C).

Таблиця 2. Середня кількість опадів за місяць, сезон, рік у 1961-1990рр. та 1991-2010рр., їх зміна у 1991-2010рр. відносно кліматичної норми та значимість цієї зміни (p*)

Місяць, сезон, рік	Кількість опадів, мм		Відхилення	
	1961-1990	1991-2010	%	p*
I	81	85	4	0,846
II	73	87	19	0,421
III	75	117	56	0,030
IV	84	91	8	0,547
V	118	115	-2	0,842
VI	141	108	-23	0,038
VII	132	128	-3	0,790
VIII	114	96	-16	0,225
IX	86	118	37	0,064
X	80	110	38	0,113
XI	104	98	-6	0,725
XII	113	111	-2	0,925
Зима	267	283	6	0,972
Весна	276	323	17	0,088
Літо	388	332	-14	0,038
Осінь	270	326	21	0,136
Рік	1201	1264	2	0,533

Зміна термічного режиму в Рахівському районі супроводжується зміною режиму зволоження. Річна сума опадів у регіоні змінилась не суттєво, але відбувся їх перерозподіл між сезонами та місяцями. У перехідні сезони відмічається суттєвий ріст кількості опадів: дуже ймовірний восени (21%) та ймовірний весною (17%). При цьому найбільший ріст опадів спостерігається у березні (56%), вересні (37%) та жовтні (38%). Влітку дуже ймовірно кількість опадів на Рахівщині зменшилась на 14%. Найбільш посушливими стали червень та серпень. У ці місяці дефіцит опадів за останні двадцять років становив 23 та 16%, відповідно (табл. 2). Взимку зміна кількості опадів дуже мало ймовірна.

Такий перерозподіл опадів протягом року привів до того, що в регіоні сформувались три максимуми опадів: весняний (березень), літній (липень) та осінній (вересень). Відмічається також зміщення максимальної кількості опадів з червня

на липень (табл. 2).

Значний ріст максимальної та середньої температури повітря влітку та весною зумовили у Рахівському районі збільшення тривалості літнього сезону майже на три тижні (18 днів) за останні два десятиріччя і, відповідно, тривалості літнього рекреаційного сезону (табл. 3). Ймовірно виросла також на 4 дні тривалість періоду активної вегетації холоднолюбивих культур (з середньодобовою температурою вище 5°C) та на 6 днів теплолюбивих (з середньодобовою температурою вище 10°C). Тривалість теплового періоду в регіоні ймовірно збільшилась на 5 днів, а холодного, відповідно зменшилась (табл. 3).

Практично не викликає сумнівів збільшення числа спекотних днів з максимальною температурою вище 20 і 25°C на 18 та 20 днів відповідно, що зрештою і привело до суттєвого росту максимальної температури влітку (табл. 3). Зростає також кількість періодів та найбільша їх тривалість з максимальною за добу температурою 25°C і вище.

Таблиця 3. Зміна тривалості теплового, літнього, вегетативного періодів та екстремальних погодних умов, пов'язаних з температурою повітря у 1991-2010рр. відносно кліматичної норми та значимість цієї зміни (р*)

Характеристика	Зміна		Значимість, р*
	число днів	%	
Тривалість теплового періоду, $T_{ср} \geq 0$	5	2	0,269
Тривалість періоду вегетації холоднолюбивих культур, $T_{ср} \geq 5^{\circ}\text{C}$	4	2	0,201
Тривалість періоду вегетації холоднолюбивих культур, $T_{ср} \geq 10^{\circ}\text{C}$	6	4	0,021
Тривалість літнього періоду, $T_{ср} \geq 15^{\circ}\text{C}$	18	22	0,004
Сумарна тривалість спекотного періоду з $T_{макс} \geq 20^{\circ}\text{C}$	18	17	0,000
Сумарна тривалість спекотного періоду з $T_{макс} \geq 25^{\circ}\text{C}$	20	49	0,000
Сумарна тривалість морозного періоду з $T_{мін} \leq -10^{\circ}\text{C}$	-3	-13	0,201
Сумарна тривалість морозного періоду з $T_{мін} \leq -20^{\circ}\text{C}$	-1	-53	0,219
Кількість днів з морозом, $T_{мін} \leq 0^{\circ}\text{C}$	-9	-7	0,017

Висока температура повітря негативно впливає на здоров'я людини, її працездатність. Найбільш вразливими до підвищення температури є люди похилого віку та діти. Висока температура навколишнього середовища провокує головний біль, загальне погане самопочуття, задишку, зниження уваги й координації рухів, істотно знижує працездатність (при 24°C на 15%, а при 28°C – на 30%) [14, 20]. Зниження вмісту кисню в повітрі, що спостерігається при високій температурі, приводить до сильного кисневого голодування всіх органів і тканин організму, розвитку ішемічної хвороби серця й бронхіальної астми. Висока температура навколишнього середовища служить причиною ряду захворювань, що виникають на ґрунті перегріву: теплової непритомності, теплового опіку з набряком, теплового виснаження, теплового удару та ушкоджень шкіри. В основі розвитку цих системних порушень лежать розлади в системі органів кровообігу, порушення водно-електролітичного балансу та гіпертермія (висока температура тіла). Спекота та висока вологість також приводять до виникнення масових захворювань: алергічних, кишкових, інфекційних та ін. [14, 20].

Висока температура повітря впливає і на енергозабезпечення та водопостачання населення, житлово-комунального господарства та промисловості, вимагає додаткових витрат на охолодження та кондиціювання приміщень, очищення води [20]. Значний вплив висока температура здійснює і на продуктивність сільськогосподарського виробництва, впливаючи на процес фотосинтезу, який значно уповільнюється у більшості рослин помірних широт коли температура повітря перевищує 25°C .

Тривалість холодного періоду у Рахівському районі змінилась несуттєво, але морозних днів за останні два десятиріччя стало майже на 9 днів менше порівняно з кліматичною нормою. Ймовірно зменшилась також кількість днів з морозом -10 та -20°C і нижче (табл. 3). Ці зміни і зумовили суттєве підвищення мінімальної температури в холодний період та зменшення тривалості опалювального сезону (з середньою добовою температурою менше 8°C) на 5 днів за 10 років.

Збільшення інтенсивності конвекції, яке спостерігається в Україні та на Закарпатті протягом останніх десятиріч [5], характерно і для Рахівського району. У регіоні відмічається тенденція до збільшення числа днів з грозою та зливою, збільшується інтенсивність опадів та зростає кількість небезпечних і стихійних опадів, які можуть спровокувати утворення паводків (рис.2). Ця тенденція значно

посилилась протягом останнього десятиріччя, яке є найбільш теплим за увесь період інструментальних спостережень за погодою.

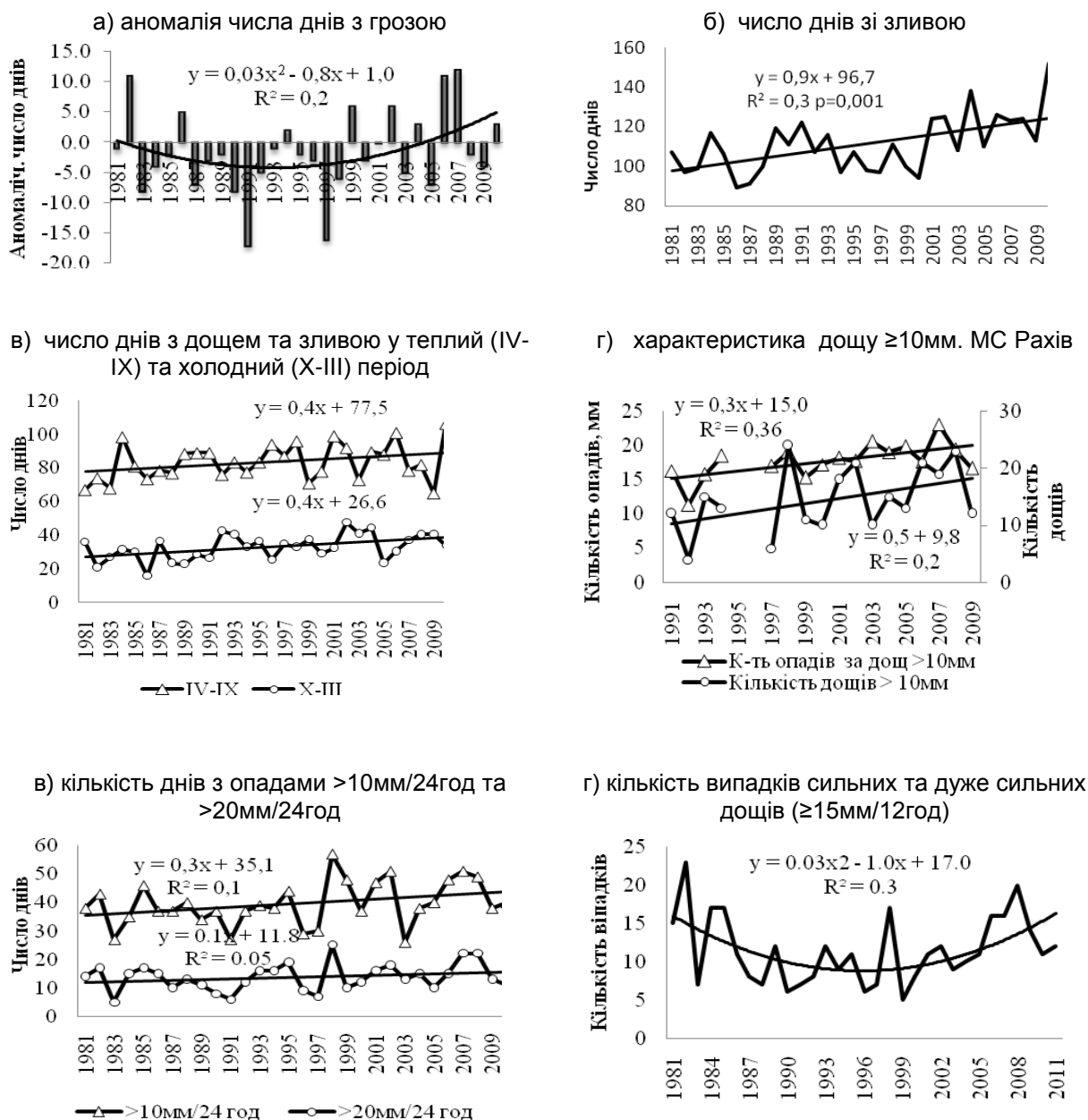


Рис. 2 – Зміна повторюваності та інтенсивності конвективних явищ погоди у Рахівському районі Закарпатської області

Збільшення кількості опадів весною та восени у Рахівському районі зумовило зростання зволоженості території у цей період. У той же час у теплий період (травень-вересень), спостерігається зростання посушливості, зумовлене значним підвищенням температури і зменшенням опадів (рис.3). Збільшення посушливості, кількості спекотних днів та зливової складової опадів, які є досить локальними, приводять до збільшення пожежонебезпечності в регіоні. Встановлено, що підвищення температури повітря у холодний період зумовило зміну структури опадів. У регіоні спостерігається тенденція до збільшення повторюваності числа днів з дощем і зменшення числа днів зі снігом, особливо взимку, яка значно посилюється з початку XXI ст. (рис.4).

Збільшення нестійкості атмосфери зумовлює ріст інтенсивності опадів і в холодний період, що привело до збільшення повторюваності днів зі зливовим снігом. Число днів зі сніговим покривом та середня висота снігового покриву не змінились в регіоні, проте максимальна висота снігового покриву зростає. Такі зміни структури опадів зумовлюють зростання селенебезпечності в Рахівському районі, частина якого знаходиться у високогірній області Українських Карпат.

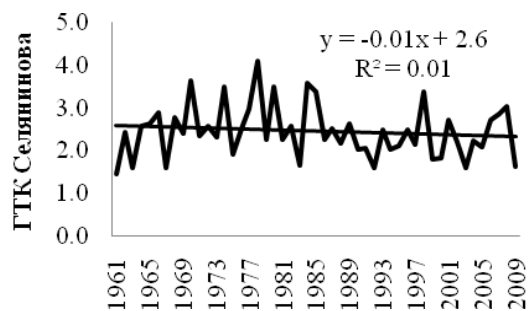
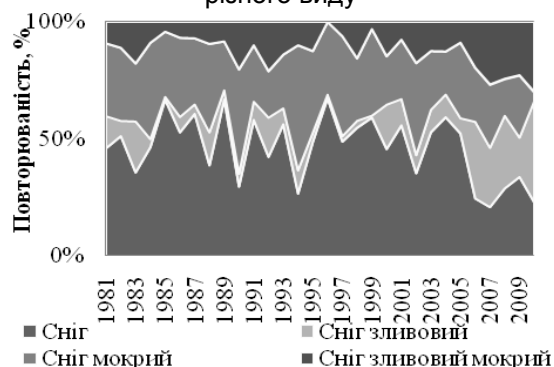


Рис.3. Зміна зволоженості території (травень-вересень). МС Рахів

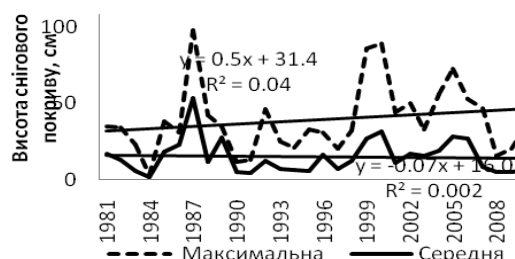
а) повторюваність (%) числа днів зі снігом та дощем взимку



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



в) висота снігового покриву



г) число днів зі сніговим покривом

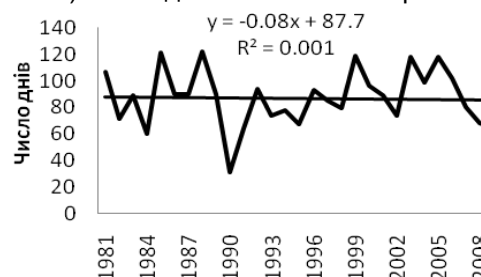


Рис. 4. Зміна структури опадів у Рахівському районі

Підвищення температури повітря, особливо мінімальної, зумовило також збільшення повторюваності мокрого снігу, налипання мокрого снігу та ожеледі небезпечного діаметру (див. рис.4). Відмічається тенденція до збільшення частоти сильних снігопадів у регіоні.

Зміна атмосферної циркуляції зумовила зміну вітрового режиму в Рахівському районі. У регіоні відмічається стійка тенденція до зменшення середньої за рік швидкості вітру (рис.5). Цей фактор у холодний період разом із суттєвим підвищенням мінімальної температури привів до того, що зима в регіоні стала більш м'якою та комфортною. У той же час влітку зниження швидкості вітру та підвищення максимальної температури приводять до зростання дискомфортних для людини умов погоди – збільшення частоти та інтенсивності задухи.



Рис. 5. Середня швидкість вітру за рік

рр.) порівняно з кліматичною нормою у середньому стоці води чітко прослідковується перерозподіл у річному розрізі з явним його зменшенням з квітня по липень і значним збільшенням з серпня по грудень. Проте на водозборі р. Білої Тиси відмічається збільшення стоку в усі сезони, яке за річним додатним відхиленням у 19% відносно 1961-1990 рр. (табл.4).

Таблиця 4. Зміни (%) середнього та максимального стоку на річках верхньої Тиси в сучасний період відносно кліматичної норми (1961-1990 рр.)

Місяць, Сезон, рік	Середньомісячний стік						Максимальний стік					
	р.Чорна Тиса -с. Ясіня		р. Біла Тиса - с. Луги		р. Тиса – сміт Рахів		р. Чорна Тиса – с. Ясіня		р. Біла Тиса - с. Луги		р. Тиса - сміт Рахів	
	% відхилення											
	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-
I	5		16		51			-9		-16		-4
II		-4	4		22			-34		-20		-38
III	7		44		43		10		32		46	
IV		-11	23		1			-12	21		1	
V		-7	18			-1		-28		-18		-16
VI		-16	8			-4		-28	5			-19
VII		-12	7		2			-19	6			-11
VIII	47			-1		-3		-25		-2		-34
IX	8		28		29		8		38		41	
X	29		47		55		22		72		59	
XI	12		33		34		15		41		34	
XII	16		12		34		14		24		20	
Зима	7		11		33			-6		0	9	
Весна		-6	25		8		12		6		9	
Літо	2		6			-2		-23	4			-19
Осінь	16		36		39		15		49		43	
Рік		-2	19		14			-4		0	16	

Примітка: + відхилення на збільшення; – відхилення на зменшення

У смт. Рахів стік води р. Тиса трансформується з двох водозборів зі своїми особливостями змін – на 33% та 39% зріс середній стік відповідно взимку та восени, весною теж спостерігається тенденція на збільшення (8%), а влітку на його незначне зменшення (2%). Щодо максимального стоку на р. Тиса біля смт Рахів, то слід відмітити його зменшення у літній період на 19 % та зростання в осінній на 43% (табл. 4).

Найбільший ріст середньомісячного і максимального стоку спостерігається у жовтні – 55 і 59%, відповідно. У січні та лютому відмічаються зворотні тенденції. Якщо середньомісячний стік у ці місяці зріс відповідно на 51% та 22%, то максимальний зменшився на 4% та 38%. Пояснюється це тим, що у ці місяці суттєве підвищення температури і збільшення частки опадів у вигляді дощу, не створює умов для накопичення снігу, сприяє поступовому періодичному його таненню та в середньому збільшенню водності річок. У той же час такі ситуації дозволяють сформуватися високим максимумам, для яких необхідне раптове танення великого об'єму снігу з додаванням дощової складової, тобто зменшилися випадки короткотермінових відлиг на фоні стійких від'ємних температур повітря.

Співвідношення кількості формування паводків у теплий та холодний періоди року на річках Верхньої Тиси майже не змінилося протягом останніх десятиріч. Тут переважають паводки у теплий період року по осередненої пропорції їх кількості – 55% на 45%. Але все ж таки за аналізом паводкових періодів на р. Тиса – смт Рахів їх кількість у сучасний період зросла на 10% у теплий період року у порівнянні з періодом 1961-1990 рр., що пояснюється збільшенням кількості та інтенсивності опадів у цей період.

Рахівський район Закарпаття включає крім водозбору р. Тиси до смт Рахів басейни річок Косівська, Шопурка, де спостереження за стоком не проводяться. Щоб з'ясувати наскільки синхронні зміни, що відбуваються у верхів'ї Тиси та у східній частині Закарпаття (тобто зі збільшенням водозбірної площі), було побудовані залежності між відхиленнями змін середнього та максимального стоку на р. Тиса біля Рахова та Вилока. Коефіцієнти кореляції змін середньомісячного та максимального стоку відповідно становлять 0,87 та 0,92.

Очікувані зміни клімату до середини XXI століття та їх наслідки у Рахівському районі Закарпатської області. Аналіз проєкції зміни приземної температури повітря до середини XXI століття відносно кліматичної норми показав, що при збалансованому розвитку суспільства (сценарій A1B) у Рахівському районі Закарпатської області можливе подальше підвищення температури повітря протягом усього року. Практично не викликає сумнівів, що середня, максимальна та мінімальна за рік приземна температура в районі збільшиться порівняно з кліматичною нормою на 1,1 – 1,4°C. З достовірністю 99% можна стверджувати, що температура повітря суттєво зростатиме протягом усіх сезонів. При цьому ріст мінімальної температури буде більш інтенсивним, ніж максимальної. Винятком є осінь. Протягом цього сезону до середини XXI ст. можливе більш інтенсивне підвищення максимальної температури, особливо у жовтні (табл. 5.).

Найбільший ріст середньої температури повітря можливий взимку (1,5°C) та восени (1,3°C), при цьому найбільший внесок у підвищення температури даватимуть жовтень (2,3°C) та лютий (2,1°C). Значне підвищення температури повітря взимку зумовить істотний ріст (2,1°C) мінімальної температури, який у лютому може перевищити 3,0°C. Максимальна температура повітря також підвищиться, але її ріст буде вдвічі меншим (1,0 °C). Ріст температури повітря восени буде зумовлений суттєвим (1,4°C) збільшенням максимальної температури, яке у жовтні сягатиме 2,5°C. У цей сезон також суттєво (1,2°C) зросте і мінімальна температура. До середини XXI ст. у Рахівському регіоні можна також очікувати і суттєвого підвищення температури повітря весною, на яке істотно вплине ріст мінімальної температури (табл. 5.).

Таблиця 5. Проекції зміни середньої, максимальної та мінімальної за місяць, сезон, рік температури повітря у 2020-2050 рр. відносно кліматичної норми (1961-1990 рр.) у Рахівському районі Закарпатської області

Місяць, сезон, рік	Середня температура				Максимальна температура				Мінімальна температура			
	1961-1990	2021-2050	відхилення		1961-1990	2021-2050	відхилення		1961-1990	2021-2050	відхилення	
			°C	p ⁺			°C	p ⁺			°C	p ⁺
I	-4,3	-3,0	1,3	0,013	0,0	1,0	1,0	0,012	-7,4	-5,6	1,8	0,012
II	-1,7	0,4	2,1	0,000	3,2	4,5	1,3	0,001	-5,2	-2,1	3,1	0,000
III	2,3	4,1	1,8	0,000	8,0	9,8	1,8	0,000	-1,8	0,4	2,2	0,000
IV	8,0	8,5	0,5	0,105	14,2	14,7	0,5	0,226	3,0	3,6	0,6	0,051
V	13,0	13,9	0,9	0,005	19,5	20,2	0,7	0,050	7,8	8,8	1,0	0,000
VI	15,6	16,7	1,1	0,001	21,8	22,8	1,0	0,010	10,7	11,9	1,2	0,000
VII	17,0	17,7	0,7	0,023	23,4	24,0	0,6	0,111	12,1	12,8	0,7	0,005
VIII	16,4	17,7	1,3	0,000	23,3	24,7	1,4	0,006	11,5	12,7	1,2	0,000
IX	12,9	14,2	1,3	0,000	19,6	20,9	1,3	0,007	8,5	9,9	1,4	0,000
X	7,8	10,1	2,3	0,000	14,7	17,2	2,5	0,000	3,5	5,5	2,0	0,000
XI	2,8	3,1	0,3	0,450	7,0	7,4	0,4	0,453	0,0	0,3	0,3	0,506
XII	-1,8	-0,8	1,0	0,036	1,3	2,1	0,8	0,037	-4,3	-2,9	1,4	0,020
Зима	-2,6	-1,1	1,5	0,000	1,5	2,5	1,0	0,000	-5,6	-3,5	2,1	0,000
Весна	7,8	8,9	1,1	0,000	13,9	14,9	1,0	0,001	3,0	4,3	1,3	0,000
Літо	16,3	17,4	1,0	0,000	22,8	23,9	1,0	0,001	11,4	12,5	1,0	0,000
Осінь	7,8	9,2	1,3	0,000	13,8	15,1	1,4	0,000	4,0	5,2	1,2	0,000
Рік	7,3	8,5	1,2	0,000	13,0	14,1	1,1	0,000	3,2	4,6	1,4	0,000

Значний ріст максимальної, мінімальної та середньої температури повітря у перехідні сезони можуть зумовити у Рахівському районі до середини ХХІст. збільшення тривалості теплого періоду та літнього сезону, що приведе до збільшення періоду літньої рекреації.

Суттєво (на 17 днів) може збільшитись тривалість періоду активної вегетації холоднолюбивих культур (з середньодобовою температурою вище 5 °С) та на 22 дні теплолюбивих (з середньодобовою температурою вище 10 °С). Цей ріст буде відбуватись в основному за рахунок продовження періоду активної вегетації восени, хоча розвиток рослин починатиметься також майже на тиждень раніше. Ранній початок періоду вегетації рослин може створити загрозу їх пошкодження пізніми весняними заморозками. До середини ХХІ ст. в регіоні також можна очікувати збільшення числа спекотних днів з температурою більше 20 та 25 °С, відповідно на 9 та 3 дні. Проте цей ріст не перевищить той, який уже зараз відбувся в регіоні протягом останніх двадцяти років (табл.6).

Таблиця 6. Проекція зміни екстремальних погодних умов, пов'язаних з температурою повітря у 2021-2050рр. відносно кліматичної норми у Рахівському районі Закарпатської області

Характеристика	Сезон				Рік
	зима	весна	літо	осінь	
Число днів з середньою добовою температурою більше 5°С	1,1	6,3	0,0	9,4	16,8
Число днів з середньою добовою температурою більше 10°С	0,0	5,1	6,4	10,2	21,8
Число днів з середньою добовою температурою більше 15°С	0,0	1,7	10,7	2,4	14,8
Число днів з максимальною добовою температурою більше 20°С	0,0	0,9	6,8	1,4	9,1
Число днів з максимальною добовою температурою більше 25°С	0,0	0,1	2,4	0,5	3,1
Число днів з мінімальною добовою температурою більше 0°С	-6.0	-4.6	0.0	-5.6	-16.3

Також до середини ХХІ ст. у Рахівському районі можливе суттєве, майже на два тижні (16 днів), зменшення числа днів з морозом. Зменшиться також майже на два тижні і кількість днів з температурою нижче -10°С. Проте число днів з температурою нижче -15°С може дещо вирости, при цьому сильних морозів (нижче -25 °С) буде менше (табл.7). Такі зміни можуть негативно вплинути на сільськогосподарське виробництво регіону. Підвищення максимальної та мінімальної температури повітря взимку, зменшення кількості морозних днів приведуть до зменшення тривалості зими та її суворості і, відповідно, тривалості періоду з зимовою рекреацією (табл.7).

До середини ХХІ століття на Рахівщині зміниться і режим зволоження. Хоча кількість опадів за рік варіюватиме несуттєво (3%), проте спостерігатиметься їх значна неоднорідність протягом року, від одного місяця до іншого. Взимку можливе значне (18%) збільшення опадів, за рахунок лютого (28%) та грудня (26%). Такі зміни приведуть до збільшення майже на півтора тижні (10днів) числа днів із снігом. Значний ріст опадів у вересні (17%) компенсуватиметься їх суттєвим (35%) зменшенням у жовтні, що приведе до того, що в цілому кількість опадів восени дещо зменшиться (рис.6). Сума опадів за літо також суттєво не зміниться, хоча спостерігатиметься тенденція до їх зменшення. Вона буде зумовлена

суттєвим (14%) дефіцитом опадів у серпні, проте у липні їх кількість дещо зросте (7%). Зменшення опадів теплий період року на фоні підвищення температури повітря зумовить дефіцит вологи і зростання посушливості у регіоні.

Таблиця 7. Проекція зміни екстремальних погодних умов, пов'язаних з температурою повітря у холодний період 2021-2050рр. відносно кліматичної норми у Рахівському районі Закарпатської області

Характеристика	Місяць					Холодний період (XI-III)
	XI	XII	I	II	III	
Число днів з максимальною добовою температурою більше 0°C	1,2	2,1	2,1	5,3	2,1	12,8
Число днів з мінімальною добовою температурою менше -10°C	0,0	-2,0	-3,9	-5,0	-2,3	-13,1
Число днів з мінімальною добовою температурою менше -15°C	0,3	0,1	2,9	-0,1	-0,3	2,9
Число днів з мінімальною добовою температурою менше -20°C	0,0	-0,3	-0,6	-0,5	-0,1	-1,5

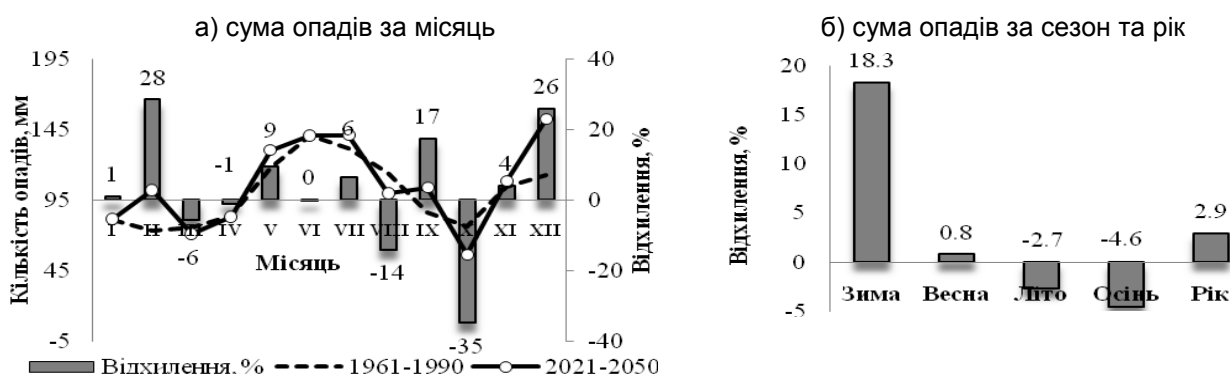


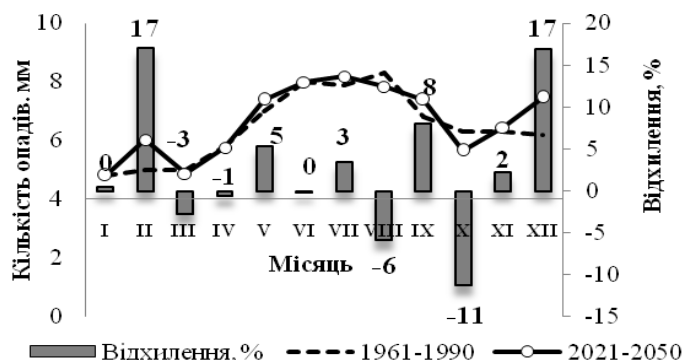
Рис. 6. Проекції зміни суми опадів за місяць, сезон, рік у 2021-2050 рр.

До середини XXI століття у Рахівському районі середня за добу річна кількість опадів буде в межах кліматичної норми. Протягом сезонів зміни також будуть несуттєвими, але в окремі місяці можливе значне підвищення інтенсивності опадів (рис.23). Це стосується насамперед лютого та грудня (17%). У жовтні середня за добу кількість опадів зменшиться майже на 10% (рис.7). Максимальна кількість опадів за добу, на відміну від середньої, буде збільшуватись протягом усього року і найбільший ріст інтенсивності опадів можливий в теплий період, особливо у травні.

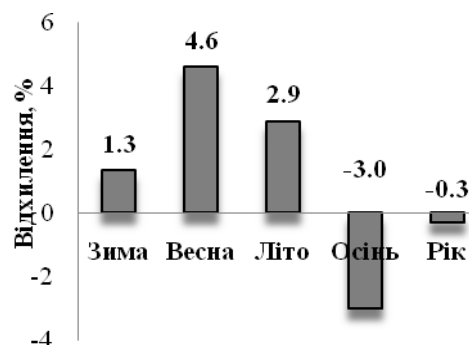
Ріст максимальної інтенсивності опадів зумовить збільшення кількості екстремальних погодних умов, пов'язаних з опадами і насамперед сильних дощів та снігопадів (табл.8). Оскільки взимку суттєве збільшення кількості опадів супроводжуватиметься значним ростом температури повітря та збільшенням числа безморозних днів, це може привести, як показують дані останнього десятиліття, до зміни структури опадів у холодний період: збільшення повторюваності числа днів з дощем і зменшення числа днів зі снігом, особливо взимку. Ріст максимальної інтенсивності опадів у холодний період, може зумовити збільшення повторюваності днів зі зливовим снігом та мокрим снігом. Такі зміни структури опадів можуть привести до зростання селенебезпечності в Рахівському

районі. Підвищення температури повітря, особливо мінімальної, може також зумовити збільшення повторюваності налипання мокрого снігу та ожеледі.

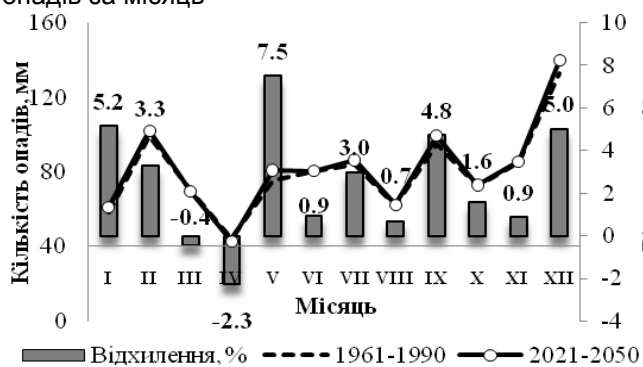
а) середня добова кількість опадів за місяць



б) середня добова кількість опадів за сезон, рік



в) середня максимальна добова кількість опадів за місяць



г) середня максимальна добова кількість опадів за сезон, рік

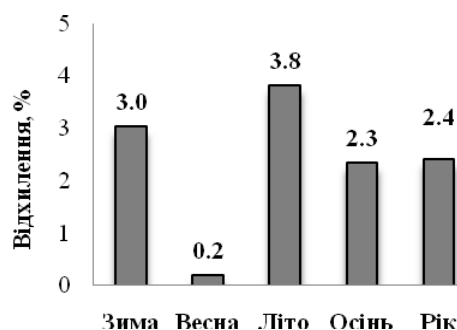


Рис. 7. Проекції добової кількості опадів у 2021-2050рр та її зміни відносно кліматичної норми (1961-1990гг.)

Таблиця 8. Проекція зміни екстремальних погодних умов, пов'язаних з опадами

Характеристика	Сезон				Рік
	зима	весна	літо	осінь	
Число днів з опадами більше 1мм/24год	3,6	-1,6	-0,7	0,1	1,4
Число днів з опадами більше 10мм/24год	3,1	0,2	-0,1	-0,7	2,4
Число днів з опадами більше 20мм/24год	1,1	0,4	0,3	0,5	2,2

Зміна термічного режиму та режиму зволоження зумовить зміну гідрологічних характеристик річок Рахівського району. На основі аналізу співвідношень у змінах кліматичних параметрів з відхиленнями стокових показників сучасного періоду по відношенню до періоду 1961-1990 рр. та враховуючи, що характер змін метеорологічних факторів у східній частині Закарпаття (басейн Тиси до смт Вилока) та у Рахівському районі на період 2021-2050 рр. майже однозначний (рис.8, 9) й той факт, що відхилення змін середнього та максимального стоку у сучасний період у порівнянні з періодом кліматичної норми на р. Тиса біля смт. Рахова та смт Вилока, добре корелюються (рис.9) можна зробити висновок, що у Рахівському районі характер змін водного режиму до середини XXI століття буде у цілому ідентичним регіональному.

Наприкінці осені та у зимовий період у Рахівському районі може збільшитись середній стік річок за рахунок збільшення опадів у цей період і підвищення температури повітря, що призведе до періодичного танення снігу та зростанню у опадах дощової складової.

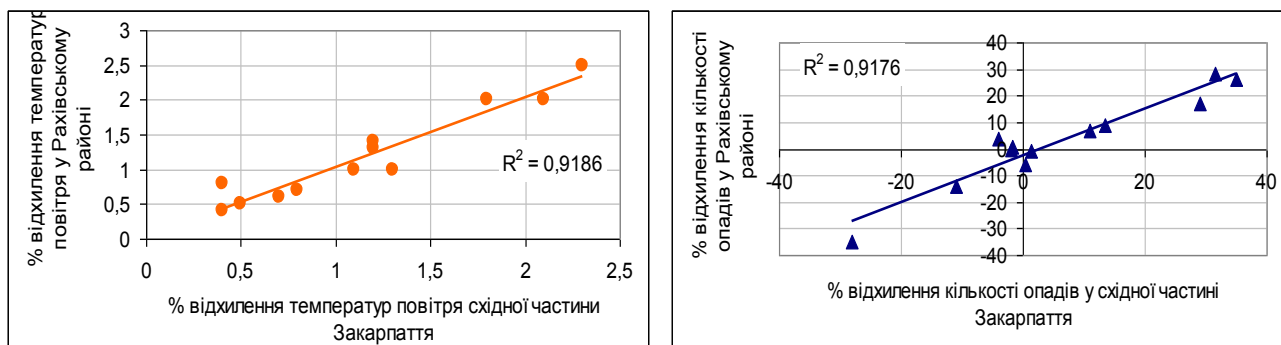


Рис.8 - Співвідношення очікуваних відхилень температури повітря та кількості опадів за проєкціями змін параметрів кліматичної системи до середини XXI століття у Закарпатській області та Рахівському районі

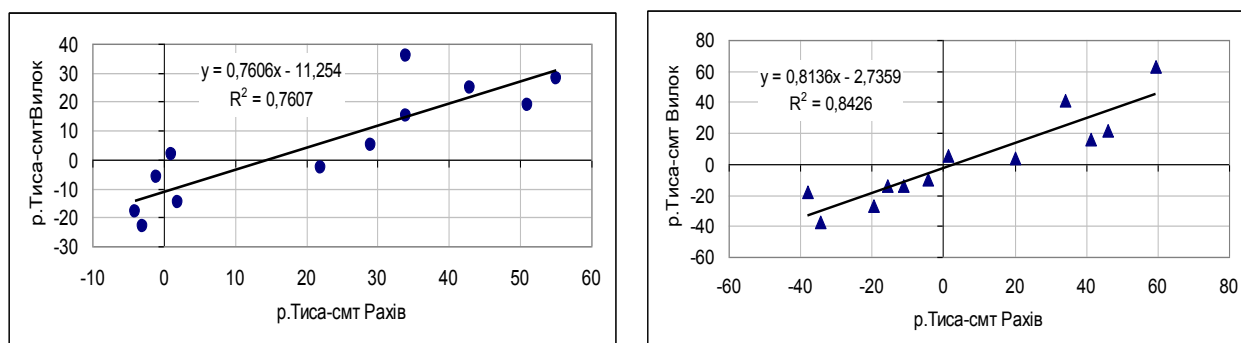


Рис. 9- Кореляція відхилень змін середньомісячного та максимального стоку води з водозборів р. Тиса – смт Рахів та р. Тиса – смт Вилко

Ймовірність формування високих максимумів може зрости, але залежно від погодних умов конкретного року. Весняний стік, який формується з певною часткою снігового живлення буде нижче або наблизитися до значень 1961-1990 рр. Влітку водність зменшиться у середньому до 5-10% відповідно зі зменшенням опадів, але очікується формування високих паводків у зв'язку зі збільшенням у цей сезон кількості інтенсивних дощів (передбачається зріст добової кількості опадів та середньої максимальної добової кількості опадів) відносно кліматичної норми. Осінній період за водністю у цілому не зміниться, зменшення опадів у жовтні (-35%) компенсується їх збільшенням у вересні та листопаді (відповідно +17% та +4%), в які слід очікувати проходження паводків. Співвідношення у річному розрізі між дощовими та сніго-дощовими паводками не зміниться.

Висновки. Оскільки до середини XXI ст. очікується подальше підвищення температури повітря, зміна режиму зволоження, збільшення частоти та інтенсивності екстремальних явищ погоди, то вплив погодних умов на різні сектори життєдіяльності людини та навколишнє середовище буде посилюватись, що вимагає розробки заходів по адаптації та пом'якшенню негативних впливів і використання нових потенційних можливостей які відкриваються.

Отримані результати стали підґрунтям для створення стратегії адаптації до змін клімату Рахівського району Закарпатської області, яка розробляється ГО «Агентство сприяння сталому розвитку Карпатського регіону ФОРЗА» в рамках

проекту «LOC-CLIM-ACT: Місцеві дії щодо впливу кліматичних змін» Програми Сусідства і Партнерства ЄС HUSKROUA (Угорщина-Словаччина-Румунія-Україна) за спів-фінансування Європейського Союзу

Перспектива подальшого дослідження в цьому напрямку полягає у вивченні впливу зміни кліматичної системи на різні сфери економіки, екосистеми, життєдіяльність населення в регіоні, оцінці їх вразливості до кліматичних змін. Необхідні також розробка різних сценаріїв зміни кліматичної системи в регіоні, як на найближчу, так і на віддалену (до 2100 р.) перспективу та дослідження причинно-наслідкових механізмів цих змін.

Список літератури

1. Айвазян С.А. Прикладная статистика и основы эконометрики /С. Айвазян, В. Мхитарян. – М.: ЮНИТИ, 2001.– 1022с.
2. Андерсон. Т. Статистический анализ временных рядов / Т. Андерсон. – М.: Мир, 1976. – 757 с.
3. Балабух В.О. Регіональні прояви глобальної зміни клімату в Закарпатській області /В.О. Балабух // Український гідрометеорологічний журнал: Науковий журнал. – Одеса: Вид-во ПП «ТЕС», 2013. – № 13. – С.55-62.
4. Балабух В.О. Особливості термічного режиму 2013 року в Україні/ В.О. Балабух О.М. Лавриненко, Л.В. Малицька // Український гідрометеорологічний журнал: Науковий журнал. – Одеса: Вид-во ПП «ТЕС», 2014. – № 14. – С.30-46.
5. Балабух В.А. Межгодовая изменчивость интенсивности конвекции в Украине //Глобальные и региональные изменения климата; под ред. Осадчего В.И. / В.А. Балабух. – Киев: Ника-Центр, 2011. – С. 161-173.
6. Закс. Л. Статистическое оценивание/ Л. Закс.– М.: Статистка, 1976.– 599 с.
7. Краковська С.В. Верифікація даних світового кліматичного центру (CRU) та регіональної моделі клімату (REMO) щодо прогнозу приземної температури повітря за контрольний період 1961-90 рр. / С.В. Краковська, Л.В. Паламарчук, І.П. Шедеменко, Г.О. Дюкель, Н.В. Гнатюк // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2008. – Вип. 257.– С. 42-60.
8. Краковська С.В. Моделі загальної циркуляції атмосфери та океанів у прогнозуванні змін регіонального клімату України в ХХІ ст. / С.В. Краковська, Л.В. Паламарчук І.П. Шедеменко, Г.О. Дюкель, Н.В. Гнатюк // Геофизический журнал.– 2011.– Т.33, № 6. –С.68-81.
9. МГЭИК, 2007: Изменение климата, 2007 г.: Обобщающий доклад. Вклад рабочих групп I, II, III в Четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата [Пачаури, Р.К., Райзингер, А., и основная группа авторов (ред.)]. МГЭИК, Швейцария, 2007. – 104 с.
10. Оценочный доклад об изменении климата и их последствиях на территории Российской Федерации [Бедрицкий А.И., Блинов В.Г. и др.]. Т.1. Изменение климата. – Москва, Росгидромет, 2008. – 278 с.
11. Оценочный доклад об изменении климата и их последствиях на территории Российской Федерации [Бедрицкий А.И., Блинов В.Г. и др.]. Т.2. Последствия изменение климата. – Москва, Росгидромет, 2008. – 291 с.
12. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України / С. М. Степаненко, А. М. Польовий, Є. П. Школьній [та ін.] ;за ред. С. М. Степаненко, А. М. Польовий - Одеса : Екологія , 2011. – 696 с.
13. Паламарчук Л.В. Верифікація даних світового кліматичного центру (CRU) та регіональної моделі клімату (REMO) щодо прогнозу поля опадів в Україні за контрольний період 1961-1990 рр. / Л.В. Паламарчук, С. В. Краковська, І. П. Шедеменко, Г. О. Дюкель, Н. В. Гнатюк // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2009.– Вип.258. – С. 69-84.
14. Периоды сильной жары: угрозы и ответные меры // Всемирная организация здравоохранения, Серия : Здоровье и глобальное изменение окружающей среды № 2 Европа, 2005. – 121 с.
15. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986–2005рр.): Монографія /Під редакцією В.М.Ліпінського, В.І.Осадчого, В.М.Бабіченко.– К.:Ніка-Центр, 2006.–312 с.
16. Третье, четвертое и пятое национальные сообщения Украины по вопросам изменения климата подготовленные на выполнение статей 4 и 12 Рамочной конвенции ООН об изменении климата и статьи 7 Киотского протокола. – Киев, 2009. – 366 с.
17. Україна та глобальний парниковий ефект: вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату // [Букша І.Ф., Гожик П.Ф., Ємельянова Ж.Л., Трофимова І.В., Шерешевський А.І.]. – Київ, Видавництво Агентства з раціонального використання енергії та екології, 1998. – 210 с.
18. Шестое национальные сообщения Украины по вопросам изменения климата

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

подготовленные на выполнение статей 4 и 12 Рамочной конвенции ООН об изменении климата и статьи 7 Киотского протокола. – Киев, 2012. – 342 с. [Електронний ресурс]: — Режим доступу: http://unfccc.int/files/national_reports/annex_i_natcom/submitted_natcom/application/pdf/6nc_v7_final_%5B1%5D.pdf 19. ENSEMBLES Final Report [Електронний ресурс]: Ensembles data archives — Режим доступу: <http://ensembles-eu.metoffice.com>. — Назва з екрана. 20. IPCC, 2014: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.— Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2014. —1132 pp. 21. IPCC, Climate Change 2014: Synthesis Report [Електронний ресурс]: — Режим доступу: http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/syr/SYR_AR5_FINAL_full.pdf 22. IPCC, Climate Change 2013: The Physical Science Basis. IPCC Working Group I Contribution to AR5 [Електронний ресурс]: Approved Summary for Policymakers— Режим доступу: <http://www.climate2013.org/spm>

Зміна клімату та його наслідки у Рахівському районі Закарпатської області

Балабух В.О., Лук'янець О.І.

У статті висвітлено головні прояви регіональних кліматичних змін у Рахівському районі Закарпатської області на тлі глобальних процесів зміни клімату. Встановлено регіональні особливості зміни термічного режиму, режиму зволоження та екстремальних явищ погоди у період з 1961 по 2010 рр., проведено їх аналіз, визначено значущість, достовірність та частку невизначеності виявлених змін. Побудовано проєкції зміни кліматичних характеристик та екстремальних погодних умов у районі в 2021-2050 рр. відносно кліматичної норми (1961-1990 рр.) та проведено оцінку значимості та ймовірності очікуваних змін. Розрахунки здійснено для збалансованого сценарію розвитку суспільства SRES A1B.

Ключові слова: регіональні зміни клімату; стихійні явища погоди; екстремальні умови погоди; проєкції зміни клімату, сценарій A1B.

Изменение климата и его последствия в Раховском районе Закарпатской области

Балабух В.А., Лукьянец О.И.

В статье освещены главные проявления региональных климатических изменений в Раховском районе Закарпатской области на фоне глобальных процессов изменения климата. Установлено региональные особенности изменения термического режима, режима увлажнения и экстремальных явлений погоды в период с 1961 по 2010 гг. Проведен их анализ, определена значимость, достоверность и доля неопределенности выявленных изменений. Построены проекции изменения климатических характеристик и экстремальных погодных условий в районе в 2021-2050 гг. относительно климатической нормы (1961-1990 гг.). Проведена оценка значимости и вероятности ожидаемых изменений. Расчеты осуществлены для сбалансированного сценария развития общества SRES A1B.

Ключові слова: регіональні зміни клімату; стихійні явища погоди; екстремальні умови погоди; проєкції зміни клімату, сценарій A1B.

Climate change and its consequences in Rakhiv district of Transcarpathian region

Balabukh V. O., Lukianets O.I.

The article highlights the main manifestation of regional climate change in Rakhiv district Transcarpathian region against the backdrop of global climate change processes. Established regional characteristics change thermal mode, moisture and extreme weather events in the period from 1961 to 2010. Their analysis, determine the significance, authenticity and change of uncertainty identified. Built projection changes in climatic characteristics and extreme weather conditions in the region in 2021-2050 years with respect to the climate norm (1961-1990 years). The evaluation of the significance and likelihood of the expected changes. Calculations made for a balanced development of society scenario SRES A1B.

Keywords: regional climate change; natural weather phenomena; extreme weather conditions; projections of climate change scenario A1B.

Надійшла до редколегії 03.03.2015

Самчук Є.

Український гідрометеорологічний інститут ДСНС України і НАН України

ПОРІВНЯЛЬНИЙ АНАЛІЗ ЕФЕКТИВНОСТІ ВИКОРИСТАННЯ БАРИЧНИХ ІНДЕКСІВ АТМОСФЕРНОГО БЛОКУВАННЯ

Ключові слова: *атмосферне блокування, баричні індекси блокування*

Вступ. Клімат Європи та України, зокрема, визначається атмосферною циркуляцією, насамперед західним перенесенням повітряних мас. Однак за певних умов воно порушується тривалими періодами атмосферного блокування, що здатне на тривалий час переривати домінуючий західний потік і, як наслідок, послаблювати циклонічну діяльність. Циклонічна діяльність в помірних широтах Північної півкулі є основним механізмом перенесення атмосферної вологи, а також забезпечує міжширотний обмін повітря. Тому будь-які порушення у режимі циклонічної діяльності на території Європи, відповідно, призводить до встановлення режиму погоди, нехарактерного для даної території в даний час.

Тема атмосферного блокування в метеорології та кліматології не є новою. Вперше саме поняття про блокування згадується у роботі американського вченого Едварда Геріота у 1904 році [1]. У 1950 році було сформульовано перше визначення феномену атмосферного блокування [2]. Однак не зважаючи на тривалий період вивчення та велику кількість проведених досліджень, в рамках даної проблеми лишається значна кількість невирішених питань. Це стосується, зокрема, індексів, за допомогою яких ідентифікується наявність атмосферного блокування. В поєднанні з тим фактом, що існуючі гідродинамічні моделі незадовільно прогнозують блокуючі процеси, атмосферне блокування постає як потужний чинник формування погоди, що вимагає детального вивчення.

Метою даної публікації є аналіз ефективності застосування баричних індексів блокування, виявлення їхніх переваг та недоліків, а також вибір найбільш ефективного з них для використання у подальших дослідженнях.

Виклад основного матеріалу. Перший баричний індекс блокування було розроблено шведськими науковцями Леєнасом та Оклендом у 1982 році [3]. Вказаними авторами було сформульовано основні ознаки, за якими можна ідентифікувати епізод блокування, такі як :розділення струминної течії західного переносу на дві гілки, простягання такого розділення щонайменш на 40° довготи, збереження такого розділення впродовж 10 днів і більше.

Обрані ознаки епізоду блокування цілком обґрунтовані, однак розробка алгоритму ідентифікації епізодів блокування, який би повністю слідував вказаним ознакам, і перенесення його на ЕОМ на той час була непростю задачею. Тому було вирішено в якості критерію використати різницю геопотенціальної висоти ізобаричної поверхні 500 гПа на широті 40° та 60° північної широти:

$$LO = Z(40) - Z(60) \tag{1}$$

Згідно цього критерію на певній довготі ідентифікується блокування, якщо ця різниця від'ємна ($LO < 0$). Не зважаючи на суттєві спрощення при переході від ознак до робочого алгоритму розрахунку, такий підхід теоретично виправданий. Меридіональні профілі H_{500} за наявності блокування у середніх широтах, та без

нього суттєво відрізняються. У першому випадку на профілі максимум припадає на широтну зону 55-65° пн.ш., в той час як за відсутності блокування в цій широтній зоні відбувається поступове безперервне зростання H_{500} в напрямку до низьких широт. Така форма профілю, що спостерігається під час блокування, вказує на наявність тут області високого геопотенціалу. При цьому розуміється наявність саме антициклону, на що вказує частковий мінімум в зоні 40-45° пн.ш. Таким чином, отримання різниці H_{500} на цих двох широтах здатне вказати на наявність у помірних широтах антициклону. В поєднанні з вимогами до тривалості та просторового поширення, цей індекс є найпростішим інструментом ідентифікації атмосферного блокування.

Методика, описана вище, була вдосконалена у [4]. За основоположним ознаками блокування цей індекс дуже схожий на індекс Леєнаса-Окленда, хоча і має деякі відмінності, про що буде згадано нижче. Процедурно цей індекс більш складний – він оперує не абсолютними значеннями, а її градієнтами на широтах 50° та 70° пн.ш.:

$$G(50) = \frac{Z(\varphi_0) - Z(\varphi_s)}{\varphi_0 - \varphi_s}, \quad (2)$$

$$G(70) = \frac{Z(\varphi_n) - Z(\varphi_0)}{\varphi_n - \varphi_0}, \quad (3)$$

де $\varphi_0 = 60^\circ + \Delta$; $\varphi_n = 80^\circ + \Delta$; $\varphi_s = 40^\circ + \Delta$; $\Delta = -5; 0; 5^\circ$.

Блокування ідентифікується у випадку, коли при будь-якому значенні $\Delta G(50) > 0$, а $G(70) < -10$ м/1° широти. Градієнт геопотенціалу на широті 50° пн.ш. аналогічний індексу Леєнаса-Окленда; додатне його значення означає ріст геопотенціалу у напрямку до високих широт. Граничне значення градієнта геопотенціалу на широті 70° пн.ш. передбачає дуже швидке зменшення значень H_{500} у напрямі до полюса. При розробці цього індексу було переглянуто вимоги до тривалості та просторового поширення блокування, що і є його ключовою відмінністю від індексу Леєнаса-Окленда. Тепер епізод блокування має тривати всього 4 дні та поширюватись лише не 12° довготи. Оскільки градієнти H_{500} розраховуються не лише на широтах 50° та 70°, а й в їхньому околі на $\pm 5^\circ$ широти, проміжним результатом є вже не одна, а три діаграми блокування. Оскільки достатньою умовою для встановлення факту блокування на певній довготі є відповідність величин $G(50)$ та $G(70)$ встановленим критеріям хоча б при одному з трьох можливих значень Δ , три діаграми об'єднуються в одну шляхом накладання.

В [5] зроблено спробу відійти від основоположного підходу двох попередніх методик, а саме використання жорсткої широтної прив'язки. Це відповідає середньому за тривалий проміжок часу стану атмосфери, однак не враховує сезонні особливості циркуляції атмосфери, особливо в окремих географічних регіонах. Було введено аналіз сезонних особливостей блокуючих утворень у Північній півкулі з розділенням її на декілька географічних регіонів. Для кожного з них із урахуванням сезону встановлено так звану "показову широту", яка закладена у індекс блокування, що розраховується наступним чином:

$$\begin{aligned} BI(\lambda, \varphi, t) &= h(\lambda, \varphi_r, t) - h(\lambda, \varphi, t), \text{ коли } h(\lambda, \varphi_r, t) < h(\lambda, \varphi, t), \varphi_r < \varphi; \\ BI(\lambda, \varphi, t) &= 0, \text{ коли } h(\lambda, \varphi_r, t) > h(\lambda, \varphi, t), \varphi_r > \varphi, \\ BI(\lambda, t) &= \min[BI(\lambda, \varphi, t)], \end{aligned} \quad (4)$$

де t – момент часу (день), φ – географічна широта, φ_r – показова широта, λ – географічна довгота.

Такий підхід дозволяє врахувати значення H_{500} в усіх вузлах розрахункової сітки, що лежать на даній довготі на північ від показової широти. За кінцеве значення індексу блокування для певної довготи приймається мінімальне значення індексу з числа розрахованих для усіх широт φ . Епізодом вважається блокування зони шириною 15° довготи впродовж 4 днів та більше.

Порівняння результатів, отриманих за різними індексами блокування мало на меті встановити узгодженість загальної кількості виділених епізодів блокування виділених за допомогою різних індексів, дат їхнього початку і закінчення, тривалості та просторового поширення. Перш за все, треба зазначити, що результати, отримані за індексами LO та ТМ, виявились абсолютно ідентичними. Тому в подальшому аналізі розглядати результати цих двох індексів окремо один від одного немає необхідності. Подальше порівняння буде стосуватись індексів ТМ та ВІ.

Метою співставлення вибірок епізодів блокування, отриманих за кожним з індексів, було встановлення числа епізодів, виявлених обома індексами; числа епізодів, які були пропущені одним з індексів, але були виявлені іншим; числа епізодів, які були виділені помилково. Під помилковим виділення епізоду блокування розуміється виділення часового проміжку, на якому індексом процедурно було виявлено наявність блокування, в той час як середня карта цього періоду вказує на його відсутність. Такі випадки зумовлені неправильною роботою алгоритмів індексів, про що детальніше буде сказано далі.

Результати порівняння ефективності застосування обох індексів наведено у таблиці 1. Як бачимо, індекс ВІ при обробці того ж часового проміжку ідентифікував на 35% більше епізодів блокування, ніж індекс ТМ; кількість помилково виділених епізодів менше у 2 рази, пропущених – у 2,5 рази.

Таблиця 1. Порівняння ефективності застосування індексів ТМ та ВІ

Індекс	Загальна кількість виділених епізодів	Помилково виділені епізоди		Пропущені епізоди		Обсяг вибірки, років
		кількість	%	кількість	%	
ТМ	40	12	30	24	60	27
ВІ	54	6	11	10	19	27

Найбільш помітною відмінністю між характеристиками виділених індексами епізодів блокування те, що навіть у випадках, коли індекси ідентифікують одні й ті ж епізоди блокування, повного узгодження їхніх часових рамок нема. Індекс ВІ в даному відношенні чіткіше виявляє часові межі епізодів блокування – вони ширші на 1-2 дні. Про це також свідчить і те, що середня тривалість епізодів блокування, встановлених за індексом ВІ складає 7 днів; в той же час аналогічний показник для індексу ТМ складає всього 5 дні.

Помилкові результати обох індексів особливо важливі з методичної точки зору для розуміння їхніх недоліків. Спільним недоліком для обох індексів є підхід до виявлення блокування на певній довготі шляхом розрахунку різниці геопотенціалу на двох широтах. Спільний для обох індексів недолік проявляється на рівні року у випадку індексу ТМ та на рівні окремих місяців у випадку індексу ВІ. Такий підхід фактично ігнорує меридіональний профіль геопотенціалу, що створює умови як для помилкового виділення епізодів блокування, так і для ігнорування індексом фактичних епізодів блокування. Тому всі помилкові результати цього

індексу виникають в тих ситуаціях, коли додатне значення $G(50)$ виникає не за рахунок існування у помірних широтах високого стаціонарного антициклону, а за рахунок розташування глибокого циклону над півднем Європи та малопотужного антициклону або смуги високого тиску над Північною Європою. В цьому випадку додатні значення $G(50)$ формуються більше за рахунок низьких значень H_{500} у циклоні, аніж за рахунок високих значень H_{500} у антициклоні. В окремих випадках взагалі не простежується присутності замкнутої антициклональної області – південний циклон просто знаходиться всередині поля більш високого H_{500} . Ця ситуація подібна тій, коли формується подвійна система циклон-антициклон з рівнозначними складовими. Але в даному випадку кардинальною відмінністю є однозначна домінуюча роль циклона, який є значно більш вираженим та інтенсивним.

Аналіз результатів, отриманих за згаданими індексами, вказує на те, що найбільш ефективним виявився індекс BI . Його використання дозволяє ідентифікувати епізоди блокування з меншими похибками, а також чіткіше виділяти їхні часові межі.

В процесі побудови середніх карт епізодів блокування за індексом BI було відмічено ознаку, характерну для атмосферного блокування у середніх широтах: в зонах блокування відмічається різке зміщення положення висотної фронтальної зони (ВФЗ) на північ. Відповідно, впродовж всього епізоду блокування конфігурація ВФЗ матиме характерну конфігурацію: зберігаючи широтне або квазіширотне простягання поза межами блокування у типових широтних межах, вона різко зміщується на північ всередині самої зони блокування. Зміщення ВФЗ може сягати $15-20^\circ$ широти на відрізку всього $5-10^\circ$ довготи. Слід одразу відзначити, що найбільш яскраво зміщення ВФЗ відбувається на західній периферії зони блокування. На східній периферії зони блокування відновлення нормального положення ВФЗ відбувається більш плавно на відрізку вже $15-20^\circ$ довготи. Однак, не дивлячись на таку асиметрію, зміщення ВФЗ в зоні блокування є стійкою ознакою його наявності. Відстеження таких різких коливань положення ВФЗ теоретично дає можливість виявляти не лише замкнуті блокуючі утворення – антициклони – а й гребені, які також виступають у ролі блокуючих баричних утворень, хоча в світовій науковій практиці і не визнаються такими через невідповідність класичному визначенню блокування.

На основі викладеного вище було запропоновано новий індекс атмосферного блокування (індекс широтного зміщення, ISZ), в якому зона блокування виділяється як довготна зона, в межах якої у напрямі з заходу на схід відмічається спочатку різке зміщення ВФЗ на північ, а потім поступове відновлення її нормального положення. Відтак під епізодом блокування розуміється часовий проміжок тривалістю 4 дні і більше, впродовж якого в одній і тій же довготній зоні ідентифікується така зона блокування шириною не менше 35° довготи. Вхідною інформацією для проведення розрахунків за даною методикою є щоденні поля геопотенціалу на ізобаричній поверхні 500 гПа, аналогічні тим, що використовуються у інших баричних індексах. Залучення методів комп'ютерного програмування дозволило швидко розробити програмне забезпечення для автоматизації процесу ідентифікації епізодів блокування та представлення результатів у наочній формі. Для виконання розрахунків за цією методикою було розширено просторові межі області розрахунку: якщо в перших двох методиках охоплювалась територія від Гринвіцького меридіана до Уральських гір, то тепер додається область від Гринвіцького меридіана до 40° західної довготи. Такий вибір пояснюється тим, що широтне зміщення ВФЗ часто розпочинається ще до

перетину ВФЗ Гринвіцького меридіана, тому використання старих меж може негативно вплинути на кінцеві результати.

Ідентифікацію епізодів блокування пропонується проводити в три послідовні етапи: визначення широтного положення ВФЗ, виділення випадків широтного зміщення ВФЗ на північ від типового положення, очистка отриманих результатів за часовою та просторовою ознакою. Процедура розбита на три етапи не тільки структурно, але і процедурно: кожен етап виконується окремим програмним модулем модуль розроблено для реалізації розрахункової частини індексу програмного забезпечення. Це зроблено з метою забезпечення можливості здійснювати критичний контроль проміжних результатів, своєчасне виявлення помилок у роботі програмного забезпечення на етапі налагодження та тестування.

Алгоритм визначення широтного положення ВФЗ наступний. Перший програмний модуль вичленує з щоденних полів геопотенціалу ізобаричної поверхні 500 гПа меридіональні профілі вздовж кожного меридіану області розрахунку з кроком 5° довготи; всього їх 26. В кожному профілі в тій його частині, що припадає на широтну зону від 75° до 50° пн.ш. проводиться розрахунок різниці значень H_{500} між парами сусідніх вузлів регулярної сітки. Оскільки сітка рівномірна по всьому профілю, отримана різниця dh дає значення градієнту H_{500} . Так як ВФЗ характеризується великими значеннями градієнтів геопотенціалу, найбільше абсолютне значення величини dh в профілі вкаже на положення ВФЗ в даному меридіональному перерізі. Проміжним результатом на першому етапі є двовірний масив, кожне значення якого вказує широту, на якій в кожен конкретний день і в конкретній меридіональній зоні відмічаються найбільші значення градієнта H_{500} , а відтак і положення ВФЗ.

Другий програмний модуль проводить аналіз згаданого вище масиву значень широт положення ВФЗ з метою виявлення випадків її різкого широтного зміщення. Аналіз розпочинається із західної межі області розрахунку, а саме з 40° зх. д. і просувається на схід. Якщо різниця широт положення ВФЗ між двома сусідніми меридіанами становить 10° широти та більше, більш східний меридіан з цієї пари ідентифікується як західна межа зони блокування. Всі наступні меридіональні зони зараховуються до зони блокування доти, доки не буде відмічено зворотне зміщення положення ВФЗ на південь на 5° широти на відрізьку 5° довготи або 10° широти на відрізьку 10° довготи. Безпосередньо у процесі аналізу проводиться також візуалізація отриманих результатів: зони, всередині яких було ідентифіковано широтне зміщення ВФЗ, відмічаються червоним кольором, формуючи діаграму блокування за весь рік, аналогічно до попередніх баричних індексів.

Третій програмний модуль проводить очистку початкової діаграми блокування від тих зон блокування, що не задовольняють вимогам щодо їхнього просторового поширення та тривалості існування. Якщо зона блокування має просторове поширення менше 35° довготи або існує менше 4 днів, вона видаляється. Ті зони блокування, що не були видалені в процесі очистки, потрапляють у кінцеву діаграму блокування.

Описана методика була апробована на масиві з одинадцяти років (2001-2011 рр.). Результати порівняння ефективності застосування обох індексів за вказаний період наведено у табл. 3. Загалом було ідентифіковано 26 епізодів блокування (за індексом ВІ за той же період – 28), з них 7 випадків не були виявлені індексом ВІ, ще 3 виявились помилковими, 4 випадки було пропущено. Як видно з наведених у табл. 2 даних, індекс ІШЗ має показники відсоткової мінливості результатів, які дуже близькі до відповідних значень індексу ВІ.

Таблиця 2. Порівняння ефективності застосування індексів ВІ та ІШЗ

	Загальна кількість виділених епізодів	Помилково виділені епізоди		Пропущені епізоди		Обсяг вибірки, років
		кількість	%	кількість	%	
ВІ	28	0	0	3	10	11
ІШЗ	26	3	12	4	15	11

Помилкові результати виникали в ситуаціях, коли широтні коливання положення ВФЗ зумовлювались чергуванням гребенів та улоговин, тобто у випадках, коли ВФЗ мала яскраво виражену меридіональну складову, але в гребенях не виникала замкнута антициклональна циркуляція. Пропущені випадки стосуються ситуацій, коли блокуюче утворення мало дипольну структуру, а відтак відбувалось розділення ВФЗ на дві гілки; в таких випадках максимальні градієнти H_{500} не завжди припадають на північну гілку ВФЗ. У зв'язку з цим розрахунковий алгоритм індексу ідентифікує зміщення ВФЗ на південь, що не є критерієм виділення блокування.

Підсумовуючи, можна сказати, що запропонована методика ідентифікації епізодів атмосферного блокування на даному етапі демонструє високий рівень ефективності, однак потребує подальшого вдосконалення та апробації на більших часових масивах.

Висновки. В ході проведення дослідження було створено базу даних щоденних полів геопотенціальної висоти ізобаричної поверхні 500 гПа за період з 1985 по 2011 рік включно. На створеній базі даних було апробовано три баричні індекси блокування (LO, ТМ та ВІ) з метою оцінки ефективності їхнього застосування та отримання загального уявлення про їхні переваги та недоліки. За кожним з індексів було створено каталог середніх карт виявлених епізодів блокування та проведено порівняння отриманих результатів.

Аналіз результатів показав, що обрані індекси мають схожі переваги та недоліки. Всі три індекси однаково добре виявляють антициклони, пов'язані зі Скандинавським коливанням, що складають більше 60% вибірки. В той же час через негнучкість алгоритмів розрахунку цих індексів відбувається виділення епізодів, в яких атмосферне блокування було відсутнє, а умови для виділення такого випадку були штучними. Найбільший відсоток помилкових результатів припадає на індекс LO. Простота розрахунків за ним не компенсує велику кількість пропущених та помилково виділених епізодів блокування. Індекс ТМ, хоч процедурно і більш складний, має ті самі вади і його ефективність співставна з ефективністю індексу LO. Найкраще себе показав індекс ВІ, в якому використовується змінна широтна прив'язка, завдяки чому кількість пропущених та помилково виділених епізодів помітно менша, ніж у попередніх індексів.

Запропоновано новий індекс блокування, заснований на широтному зміщенні висотної фронтальної зони у зонах блокування. Не зважаючи на використання тільки однієї ознаки блокування, результати, продемонстровані індексом на 11-річній вибірці (2001-2011 рр.) по точності зіставні з результатами індексу В, однак методика потребує подальшого вдосконалення та апробації на більших часових масивах. Розширення набору ознак ідентифікації атмосферного блокування дозволить підвищити ефективність його застосування.

Питання ефективності роботи існуючих індексів блокування також лишається відкритим, оскільки вони використовують занадто формалізований та спрощений підхід до ідентифікації атмосферного блокування. Окрім того, використання даних таких високих рівнів як H_{500} не завжди виправдано з точки зору синоптичної практики. Тому в перспективі індекси блокування мають змістити акцент на

ідентифікацію антициклонів як баричних утворень саме в нижніх шарах атмосфери.

Обрана тема має широкі перспективи подальших досліджень. Вдосконалення запропонованого індексу блокування не тільки сприятиме більш детальному вивченню процесів атмосферного блокування в минулому, а й прогнозуванню їх у майбутньому шляхом застосування його на прогностичних полях тиску чи геопотенціалу. Окрім суто процедурного виділення епізодів блокування становить інтерес синтетичний підхід до прогнозування епізодів атмосферного блокування на основі знань про їхні поля-попередники та характер перебігу процесів блокування за різних умов. Поєднання цих двох підходів дозволить в перспективі покращити прогнозованість епізодів атмосферного блокування.

Список літератури

1. *Garriott EB. Long-Range Weather Forecasts. U.S. Department of Agriculture, Weather Bureau, Bulletin. № 35--W. B. № 322 / E. B. Garriott. – 1904.* 2. *Rex D. F. Blocking Action In the Middle Troposphere and its Effect upon Regional Climate. Part I: An Aerological Study of Blocking Action / D.F.Rex // Tellus. – 1950. – Vol. 2, issue 3. – P. 196–211.* 3. *Lejenas H. Characteristics of northern hemisphere blocking as determined from a long series of observational data / H. Lejenas, H. Okland // Tellus. – 1983. – Vol. 35A. – P. 350–362.* 4. *Tibaldi S. On the operational predictability of blocking / S. Tibaldi, F. Molteni // Tellus. – 1990. – Vol. 42A. – P. 343–365.* 5. *Diao Y.A New Blocking Index and Its Application: Blocking Action in the Northern Hemisphere / Diao Yina, Jianping Li, Dehai Luo // Journal of Climate. – 2006. – Vol. 19, issue 19. – P. 4819–4839.*

Самчук Є.

Порівняльний аналіз ефективності використання баричних індексів атмосферного блокування

Проведено виділення епізодів блокування у Євроатлантичному секторі Північної півкулі за трьома баричними індексами блокування. Виділено випадки помилкової ідентифікації епізодів блокування та встановлено причини їх виникнення. Встановлено індекс з найкращою ефективністю ідентифікації атмосферного блокування. Запропоновано індекс блокування власної розробки, в основу якого покладено широтне зміщення ВФЗ у зонах блокування.

Ключові слова: атмосферне блокування, баричні індекси блокування.

Самчук Е.

Сравнительный анализ эффективности использования барических индексов атмосферного блокировки

Выделены эпизоды атмосферного блокирования в Евроатлантическом секторе Северного полушария по трем барическими индексами блокировки. Выявлены случаи ошибочной идентификации эпизодов блокировки и установлены причины их возникновения. Определен индекс с лучшей эффективностью идентификации атмосферного блокирования. Предложен индекс блокирования собственной разработки, основанный на широтном смещении ВФЗ в зонах блокировки.

Ключевые слова: атмосферное блокирование, барические индексы блокирования.

Samchuk E.

Comparative analysis of baric indices of atmospheric blocking efficiency

Performed identification of atmospheric blocking episodes in Northern's hemisphere Euroatlantic sector using three blocking indices. Distinguished cases of atmospheric blocking episodes misidentification and specified reasons of its occurrence for each index. Defined index with the best blocking identification efficiency. Developed new blocking index, based on latitudinal displacement of planetary frontal zone in blocked regions.

Keywords: atmospheric blocking, baric indices of atmospheric blocking.

Надійшла до редколегії 23.01.2015

Підкова О. М.

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ УМОВИ ЯК ЧИННИК ҐРУНТОТВОРЕННЯ (НА ПРИКЛАДІ РОЗТОЧЧЯ)

Ключові слова: *гідрогеологічні умови, ґрунтові води, оглеєння, заболочення, гідроморфізм ґрунтів*

Вступ. Чинники ґрунтоутворення часто розглядаються як сукупність взаємопов'язаних елементів природи, що впливають на суть і напрям ґрунтоутворного процесу і зумовлюють формування ґрунтів, які, відповідно, є відображенням природних умов певної території. Будова і властивості ґрунту закономірно співвідносяться з чинниками ґрунтоутворення. Іншими словами, між ґрунтами і чинниками їх формування, чи ґрунтовим покривом і основними елементами природного середовища існує тісний функціональний зв'язок. Вперше цю закономірність встановив В. В. Докучаєв.

Традиційно, починаючи ще від В. В. Докучаєва, до основних чинників ґрунтоутворення відносять гірські породи, клімат, рельєф, організми і час. Сьогодні до основних природних чинників ґрунтоутворення додається антропогенний фактор, причому його роль і значення для формування ґрунтів та їхнє функціонування стають все вагомішими.

Постановка питання. Гідрогеологічні умови (ґрунтові і підземні води) як чинник ґрунтоутворення не належать до основних і при характеристиці чинників формування ґрунтів їх розглядають відносно рідко. Зазвичай гідрогеологічні умови відносять до локальних (місцевих) чинників ґрунтоутворення.

Ґрунтові води мають найбільше значення з погляду морфогенези ґрунтів: формування автоморфних, напівгідроморфних і гідроморфних режимів у ґрунтах, розвиток процесів оглеєння, заболочення.

Ґрунтовий покрив Розточчя представлений дерново-підзолистими, сірими лісовими, дерновими, лучними, лучно-болотними, болотними і торфово-болотними ґрунтами [8]. Значна частина ґрунтів Розточчя містить ознаки оглеєності профілю, які зумовлені особливостями як кліматичних, геоморфологічних, так і гідрогеологічних умов території.

Мета дослідження. Метою роботи було коротко охарактеризувати гідрогеологічні умови як чинник ґрунтоутворення, детально проаналізувати їх на прикладі Розточчя, показати вплив гідрогеологічних умов на формування мофrogenетичних властивостей ґрунтів території.

Результати досліджень. Ґрунтові й підземні води мають значний вплив на ґрунтоутворні процеси. Значення ґрунтових вод у ґрунтоутворних процесах визначається глибиною їхнього залягання, рухливістю і хімізмом.

Глибина і хімізм ґрунтових вод тісно пов'язані з рельєфом і кліматом. Залежно від клімату, природної дренажності місцевості і хімізму ґрунтові води можуть сприяти утворенню перезвожених, болотних, лучних і засолених ґрунтів. Якщо глибина залягання ґрунтових вод більше 10-20 м, то зазвичай вони не задіяні у сучасних ґрунтоутворних процесах.

За хімізмом ґрунтові води можуть бути кислими, нейтральними, лужними або солоними. Близькі до поверхні солоні ґрунтові води спричиняють засолення

ґрунтів [9].

Залежно від глибини залягання та гранулометричного складу ґрунтів ступінь впливу ґрунтових вод на ґрунтотвірні процеси буде різним. Розрізняють такі типи ґрунтових вод [3].

Верховодка (автохтонні води) – це води, які пристосовані до горизонтів ґрунтового профілю (поверхневих або глибших – I, PI, P і D). Верховодка залягає на місцевих водотривких горизонтах (ілювіальних, глейових, мерзлих шарах, глиняних прошарках тощо), не має помітного водозбору і формується локально після опадів чи танення снігу.

Ґрунтові (алохтонні) води – це води, що формуються у водоносних горизонтах у межах великого водозбору і мають відносно сталий дебіт. В умовах гумідних ландшафтів вони характеризуються незначними коливаннями рівнів у теплий період року. Ґрунтові води утворюють перший від поверхні землі постійний водоносний горизонт, залягають на водотривкому шарі, зазвичай не перекриті водотривким шаром і не напірні.

Напірні води артезіанських басейнів зазвичай приурочені до синклінально залягаючих пластів, їхні водоносні горизонти завжди перекриті водотривкими породами. В областях живлення, напору та розвантаження напірні води можуть бути пов'язані з ґрунтовими.

За типом водного режиму, який залежить від глибини залягання ґрунтових вод, ґрунти ділять на автоморфні (глибина залягання більше 6 м), напівгідроморфні (3-6 м) і гідроморфні (менше 3 м).

Згідно з гідрологічним районуванням України, Розточчя знаходиться в межах району Галицько-Волинської западини Волино-Подільського артезіанського басейну [12].

Зона прісних вод знаходиться у верхній тріщинуватій товщі сенон-турону, а також у неогенових і антропогенових відкладах [11; 12].

Серед підземних вод басейну найбільш поширені тріщинні води у верхніх протерозойських, кембрійських, ордовіцьких, силурійських, девонських, кам'яновугільних, юрських і верхньокрейдових відкладах і менше – порово-пластові води у сеноманських, сармат-баденівських і антропогенових відкладах.

Найбільший вплив на процеси ґрунтотворення мають водоносні горизонти четвертинного періоду і древньоалювіальних відкладів. Живляться водоносні горизонти антропогенових відкладів переважно за рахунок безпосередньої інфільтрації атмосферних опадів, дренуються річковою та ярково-балковою сіткою [12].

Потужність водомістких прошарків горизонту сучасних алювіальних відкладів 0,3-2 м, рівень води знаходиться переважно на глибині 1-3 м. Мінералізація сягає 1 г/л, за хімічним складом вони в основному гідрокарбонатні кальцієві, зустрічаються гідрокарбонатні натрієві, гідрокарбонатні хлоридні, кальцієво-натрієві та ін. Живлення горизонтів відбувається за рахунок атмосферних опадів і паводкових вод [5].

Водоносний горизонт древньоалювіальних відкладів пов'язаний з древніми та сучасними долинами річок і балок. Водомісткими є різнозернисті піски з галечниково-гравійним наповнювачем. Потужність їхня невелика (від кількох до 10-15 м), підстеляються крейдово-мергельними відкладами. Живлення відбувається за рахунок атмосферних опадів, підтоку води з інших горизонтів. Мінералізація вод змінюється від 0,2 до 1,5 г/л.

Водоносні горизонти в еолово-делювіальних, делювіальних, флювіогляціальних і льодовикових відкладах не відіграють значної ролі, поширені спорадично – на вододільних поверхнях і схилах долин. Водомісткими породами є

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

суглинки, супіски, піски. Потужність водомістких шарів коливається в межах 0,2-2,8 м. Живлення горизонту відбувається здебільшого за рахунок атмосферних опадів і вод нижчележачих горизонтів. Мінералізація вод сягає 1 г/л. Домінують гідрокарбонатні кальцієві, сульфатно-хлоридні, кальцієво-натрієві.

Водоносні горизонти баденію і верхньої крейди відіграють менш суттєву роль у процесах ґрунотворення. Водомісткими породами баденію є піски, пісковики, літотамнієві і хемогенні вапняки. Глибина залягання водоносних шарів становить від кількох дециметрів до 2,4-5 м і більше – на вододілах. Води прісні, за хімічним складом зазвичай гідрокарбонатно-кальцієві. Живлення відбувається за рахунок атмосферних опадів і підтоку напірних верхньокрейдових вод. Розвантаження водоносного комплексу відбувається переважно у долинах річок численними джерелами [4.– С. 25-26].

Суттєву роль у формуванні гідрогеології Розточчя відіграє водоносний комплекс мергельно-крейдової товщі сенон-турону. Водомісткими породами тут є тріщинуваті мергелі, вапняки і крейда. Зона найбільшої тріщинуватості простежується до глибини 80-100 м. Тріщинуватість зони в мергельно-крейдових відкладах сенон-турону сприяє нагромадженню великих запасів підземних вод, здебільшого вони напірні. За хімічним складом води головно гідрокарбонатні кальцієві, рідше – хлоридні і натрієві.

Водовмісними породами сенону є кварцево-глауконітові піски з включеннями кремнію, тріщинуватих пісковиків, мергелів і вапняків. Підстеляються відкладами палеозою, місцями юри, а перекриваються потужною мергельно-крейдовою товщею сенон-турону. Води напірні, свердловини іноді фонтанують. Підживлюються знизу високонапірними водами юрських або кам'яновугільних відкладів [12].

Розвантажуються підземні води у вигляді джерел, колодязів і карстових озер. У районах близького залягання до поверхні вони зумовлюють заболочення ґрунтів. У дощові роки ґрунтові води піднімаються до глибини 20-50 см, спричиняючи оглеєння ґрунтової товщі. Причиною високого стояння ґрунтових вод є водонепроникність крейдових відкладів [1].

Оглеєння ґрунтів Розточчя зумовлено близьким заляганням ґрунтових вод, з одного боку, і достатньою кількістю опадів, з другого.

Річна сума опадів на Розточчі становить 700-750 мм [11]. Розподіл опадів протягом року нерівномірний: кількість опадів за літній період перевищує їхню кількість за зимовий період у 2-3 рази. Коефіцієнт зволоження становить 2,6-2,8 [6] і сприяє формуванню промивного типу водного режиму ґрунтів.

Дерново-підзолисті ґрунти є фоновими ґрунтами Розточчя, мають ознаки оглеєння, яке виникає у результаті застою атмосферних вод на щільних породах, ілювіальних горизонтах або внаслідок високого стояння рівня ґрунтових вод. За характером прояву гідроморфності дерново-підзолисті ґрунти поділяються на поверхнево-оглеєні, глеюваті, глейові і сильноглейові. Процеси оглеєння у дерново-підзолистих ґрунтах морфологічно добре виражені. У піщаних ґрунтах глейові горизонти білого забарвлення з голубим чи сизим відтінком, сірувато-білі в мокрому стані. Під впливом оглеєння відбувається обезбарвлення піску, псевдофібри набувають в'язкості та сизого відтінку [10]. З поважчанням гранулометричного складу глейові горизонти набувають сизого або синювато-сизого забарвлення.

У оглеєних ґрунтах легкого гранулометричного складу поширені новоутворення у формі ортзандів, ортштейнів, псевдофібрів. Вони мають значні розміри, пластинчасту, округлу або трубчасту форму, можуть мати чітке горизонтальне або вертикальне простягання у межах ґрунтового профілю. При

цьому новоутворення не можуть виступати в ролі індикаторів хімізму ґрунтових вод і ступеня оглеєності [7].

Нижче наведено морфологічну характеристику дерново-слабопідзолистого глейового зв'язнопіщаного ґрунту, сформованого на водно-льодовикових пісках, підстелених мореною. Розріз закладено в околицях с. Бірки Яворівського району Львівської області у межах слабохвилястої задрової рівнини. Рослинність представлена сосново-дубово-буковим лісом, у підліску – ліщина, ожина. Серед трав переважає квасениця звичайна, окремі ділянки покриті зеленим мохом.

Глибина розрізу – 170 см.

Потужність гумусово-елювіального горизонту – 26 см.

Плями оглеєння – з глибини 54 см.

H_i 0-2 см	<i>свіжий або слаборозкладений опад, складений гілками і листям дерев;</i>
H_f 2-3 см	<i>шар ферментації або розкладу, складений напіврозкладеними гілками і листям дерев, переважають рослинні залишки вихідної форми;</i>
H_h 3-5 см	<i>шар гуміфікації, складений сильнорозкладеними рослинними залишками, що вже втратили вихідну форму, містить значну домішку мінеральних компонентів;</i>
He 5-31 см	<i>гумусово-елювіальний горизонт, однорідний світло-сірий (10 YR 5/2 за шкалою Мансела), свіжий, зв'язнопіщаний, неміцна грудкувата структура, слабоущільнений, кутани із кремнезему (сілани) на гранях структурних агрегатів, до 7-10 дрібних і середніх коренів рослин товщиною 2-7 мм на стінці розрізу, перехід у наступний горизонт слабохвилястий, поступовий;</i>
le(h)glr 31-71 см	<i>ілювіальний слабоелювізований у верхній частині горизонт, нерівномірного плямистого забарвлення: на світло-сірому з слабким бурим відтінком фоні (10 YR 6/3) містяться поодинокі сизі плями, глобули і педотубули закисного феруму (Gley 2-7/5 B), свіжий, піщаний, слабовиражена горіхувато-грудкувата структура, ущільнений, білясті глобули кремнезему округлої форми та сілани на гранях структурних агрегатів (10 YR 8/2), кутани із півтораоксидів (сесквани), зрідка м'які залізисто-марганцеві конкреції концентричної будови, поодинокі дуже дрібні корені рослин товщиною 1-2 мм, перехід у наступний горизонт слабохвилястий, помітний;</i>
IGI 71-106 см	<i>ілювіальний горизонт, неоднорідне плямисте буре забарвлення, на якому розкидані сизі плями і прошарки закисного феруму (10 YR 5/8 і Gley 2-7/10 G відповідно), вологий, піщаний, неміцна грудкувато-горіхувата структура, щільний, перехід у наступний горизонт слабохвилястий, ясний</i>
PiGI 106-134 см	<i>ґрунтоутворна порода – водно-льодовикові відклади зв'язнопіщаного гранулометричного складу, неоднорідного плямистого жовто-бурого забарвлення, на якому розкидані сизі плями закисного феруму (10 YR 7/8 і Gley 2-7/10 G відповідно), вологі, неміцна грудкувата структура, менш щільні, ніж верхній горизонт, перехід рівний, різкий;</i>
DGIr 134-170 см	<i>підстилаюча порода – важкосуглинкова морена з наявністю до 10 % обкатаних уламків кремнію і граніту розміром 1-3 см, однорідного сизого забарвлення (Gley 2-7/10 G), мокра, безструктурна, в'язка, залізисто-марганцеві конкреції концентричної будови, глобули і педотубули закисного феруму (Gley 2-7/5 B).</i>

Дерново-підзолисті ґрунти поширені в межах всього Розточчя, приурочені до невисоких вододілів, зандрових рівнин, давніх терас річок тощо. Найбільші їхні площі знаходяться у межах Равського Розточчя, де вони становлять основу земельного фонду й представлені здебільшого дерново-слабопідзолистими глеюватими ґрунтами, у межах Янівського Розточчя вони також займають значні площі. У межах Львівського Розточчя ареали поширення дерново-підзолистих ґрунтів незначні. Ґрунтотвірними породами дерново-підзолистих ґрунтів є зазвичай водно-льодовикові та дочетвертинні відклади легкого гранулометричного складу, місцями вони підстеляються елювієм щільних карбонатних порід, елювієм пісковиків, а також мореною.

Для сірих лісових ґрунтів Розточчя характерні ознаки тимчасового перезволоження. Часто ці ґрунти мають реліктовий характер перезволоження, який проявляється у вигляді охристих плям, сизуватих розводів, пунктуацій, рідше – залізисто-марганцевих конкрецій.

Сірі лісові та темно-сірі опідзолені оглеєні ґрунти поширені в південній частині Розточчя. Основу земельного фонду Львівського Розточчя становлять сірі лісові оглеєні ґрунти.

З усіх ґрунтів Розточчя ґрунтові води відіграють найбільш значну роль у формуванні лучних, дернових і болотних ґрунтів. Ф. Р. Зайдельман зазначає, що глеєутворення як наслідок перезволоження є досить поширеним процесом і відбувається у ґрунтах різної ґенези, приурочених до різноманітних порід [2].

Дернові ґрунти мають добре виражений дерновий горизонт, підзолистий горизонт майже не розвинутий. Містять багато гумусу, ступінь насичення основами в них висока, реакція ґрунтового розчину слабокисла або нейтральна.

Серед дернових ґрунтів Розточчя найбільші площі знаходяться під дерновими оглеєними ґрунтами, сформованими на алювіально-делювіальних або водно-льодовикових відкладах, а також дерновими ґрунтами, ґрунтотвірними породами яких є елювій пісковиків. Поширені такі ґрунти в межах усього Розточчя, проте найбільші їхні площі знаходяться у його південній частині біля м. Львова у районі с. Бірки і Зашків, біля с. Верещиця, а також на Равському Розточчі у районі с. Смолин і Вороблячин. На північ від м. Львова поширені дернові опідзолені оглеєні ґрунти, які сформувались на водно-льодовикових відкладах.

Лучні ґрунти відрізняються від дернових більш глибоким гумусованим профілем (до 70 см) і вищим вмістом гумусу (до 5 %). Періодичне сезонне підняття ґрунтових вод зумовило розвиток оглеєності лучних ґрунтів.

Болотні та торфово-болотні ґрунти сформувались на алювіально-делювіальних відкладах під трав'яною і болотною рослинністю в умовах постійного перезволоження і підтоплення ґрунтовими водами, рівень стояння яких коливається від 20 до 60 см [1]. У окремі роки затоплюються водами з поверхні.

Лучні та лучно-болотні ґрунти приурочені до знижених рівнин, давніх терас і річкових заплав, сформувались зазвичай на алювіальних і делювіальних відкладах. На Розточчі вони мають острівне поширення, їхні площі незначні. Більші ареали, порівняно з лучними ґрунтами, займають болотні, торфово-болотні ґрунти та торфовища. Будова й властивості болотних і торфово-болотних ґрунтів залежать, насамперед, від їхнього водно-мінерального живлення. Болотні та торфово-болотні ґрунти поширені в долинах р. Верещиця, Рата, Свиня, невеликими ареалами поблизу с. Лозина, Добростани, між с. Ясниська і Домажир. Між смт. Івано-Франкове і с. Лозина, Домажиром і Ясниськами, а також у районі с. Поріччя значні площі займають торфовища.

Висновки. Гідрогеологічні умови є важливим чинником ґрунтотворення, впливають на морфогенетичні властивості ґрунтів: формування напівгідроморфних і гідроморфних режимів у ґрунтах, розвиток процесів оглеєння, заболочення. Оглеєння ґрунтів Розточчя зумовлено близьким заляганням ґрунтових вод і достатньою кількістю опадів, морфологічно добре виражене у профілі ґрунтів. Ґрунтові води відіграють найбільш значну роль у формуванні лучних, дернових і болотних ґрунтів Розточчя.

Список літератури

1. Андрущенко Г. О. Ґрунти західних областей УРСР / Г. О. Андрущенко. – Львів - Дубляни, 1970. – Ч. 1. – 184 с.
2. Зайдельман Ф. Р. Подзоло- и глееобразование / Ф. Р. Зайдельман. – М. : Наука, 1974. – 195 с.
3. Зайдельман Ф. Р. Мелиорация почв : учебник / Ф. Р. Зайдельман. – М. : изд-во МГУ, 1987. – 304 с.
4. Ковальчук І. П. Геоєкологія Розточчя / І. П. Ковальчук, М. А. Більська. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2003. – 192 с.
5. Ковальчук І. П. Гідрологічні особливості Українського Розточчя / І. П. Ковальчук // Природа Розточчя – 1999. – Вип. 1. – С. 52–58.
6. Маринич О. М. Фізична географія України / О. М. Маринич, П. Г. Шищенко. – К. : Знання, 2003. – 479 с.
7. Оленчук Я. С. Ґрунти Львівської області / Я. С. Оленчук, А. Г. Николин. – Львів : Каменяр, 1969. – 84 с.
8. Підкова О. М. Генетико-літологічна обумовленість формування ґрунтового покриву Розточчя / Оксана Миколаївна Підкова : дис. канд. геогр. наук. – Львів, 2008. – 21 с.
9. Позняк С. П. Чинники ґрунтоутворення / С. П. Позняк, Є. Н. Красуха. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2007. – 400 с.
10. Почвы СССР / Вернандер Н. Б., Годлин М. М., Самбур Н. Г. [и др.]. – К.; Харьков : Госиздат. сельхоз. литер., 1951. – 320 с.
11. Природа Львівської області / за ред. К. І. Геренчука. – Львів : вид-во Львів. ун-ту, 1972. – 152 с.
12. Руденко Ф. А. Гідроекологія Української РСР / Ф. А. Руденко. – К. : Вища школа, 1972. – 175 с.
13. Соболевський Е. Е. Гідрогеологічне районування / Е. Е. Соболевський // Географічна енциклопедія України : у 3 т. / ред. кол. О. М. Маринич (гол. ред.), Л. Г. Руденко, П. Г. Шищенко та ін. – К., 1989. – Т. 1 : А-Ж. – С. 262.

Гідрогеологічні умови як чинник ґрунтотворення (на прикладі Розточчя)

Підкова О. М.

Охарактеризовано гідрогеологічні умови як чинник ґрунтотворення. Проаналізовано гідрогеологічні умови Розточчя і їхній вплив на формування ґрунтів. Розглянуто морфологію ознак гідроморфізму в різних типах ґрунтів території. Встановлено, що з усіх ґрунтів Розточчя ґрунтові води відіграють найбільш значну роль у формуванні лучних, дернових і болотних ґрунтів.

Ключові слова: гідрогеологічні умови, ґрунтові води, оглеєння, заболочення, гідроморфізм ґрунтів.

Гидрогеологические условия как фактор почвообразования (на примере Росточья)

Підкова О. Н.

Охарактеризованы гидрогеологические условия как фактор почвообразования. Проанализировано гидрогеологические условия Росточья и их влияние на формирование почв. Рассмотрено морфологию признаков гидроморфизма в различных типах почв. Установлено, что из всех почв Росточья грунтовые воды отыгрывают наиболее значительную роль в формировании луговых, дерновых и болотных почв.

Ключевые слова: гидрогеологические условия, грунтовые воды, оглеение, заболачивание, гидроморфизм почв.

Hydrogeological conditions as a factor of soil formation (illustrated by Roztochchia)

Pidkova O.M.

Hydrogeological conditions as a factor of soil formation have been characterized. Hydrogeological conditions of Roztochchia have been analyzed and their influence on the formation of soils has been shown. Morphology of hydromorphizm characteristics has been examined in different types of the area soil. It was established that groundwater plays the most significant role in the formation of meadow, sod and swampy soils amongst all soils of Roztochchia.

Keywords: hydrogeological conditions, groundwater, gleying, waterlogging, soil hydromorphizm.

Надійшла до редколегії 30.04.2015

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

УДК 551.528

Капочкина А.Б.¹, Капочкина М. Б.²

¹Державна екологічна інспекція

²Одеський державний екологічний університет

ОЦЕНКА СУБМАРИННОЙ РАЗГРУЗКИ В РАЙОНЕ КАРКИНИТСКОГО ЗАЛИВА

Ключевые слова: *GIS, субмаринная разгрузка, опреснение, солёность*

Постановка проблемы. Субмаринная разгрузка подземных вод рассматривается в качестве влияющего фактора на морскую экосистему, на загрязнение океанов и морей, на гидродинамические процессы, в том числе на перемещение наносов и формирование аккумулятивных форм морского дна. В связи с этим изучение субмаринной разгрузки подземных вод можно отнести к одной из наиболее актуальных океанологических проблем. Наиболее дискутируемым является вопрос определения объёмов субмаринной разгрузки подземных вод. Сложность решения этой проблемы подтверждается отсутствием стандартизированных методов выявления субмаринных источников и определения их дебета. В этом мы видим новизну и практическую значимость выполненного исследования.

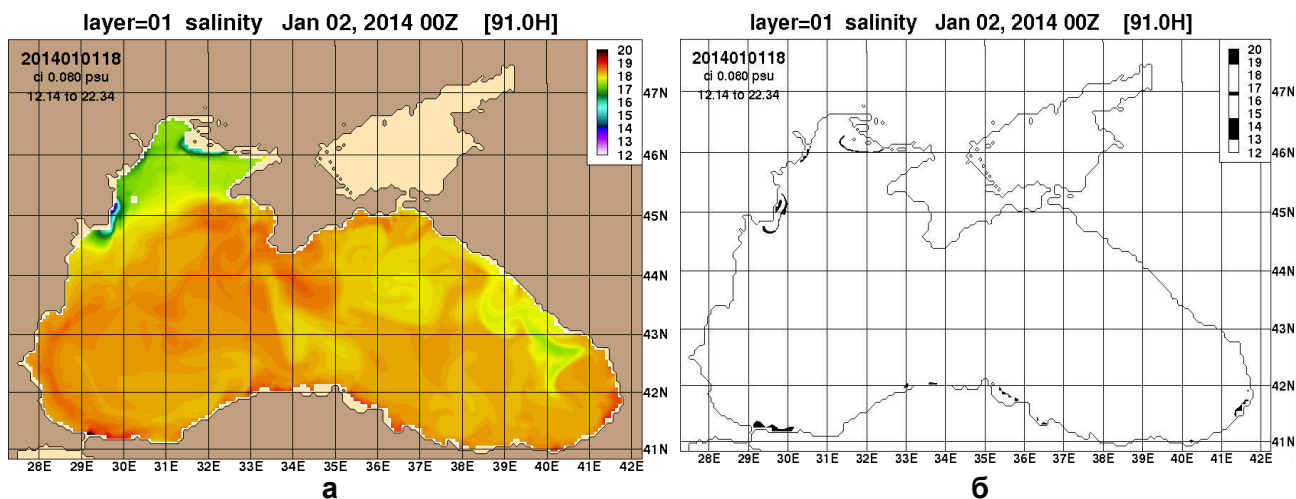
Целью работы было изучить субмаринную разгрузку в районе существования самой крупной в Черном море и стабильно существующей на протяжении столетий аккумулятивной формы. По нашему мнению, это единая аккумулятивная форма, длиной 125 км, начинающаяся Тендровской косой и продолжающаяся островом Джарылгач. Необходимо было проверить известную гипотезу [1]. Она заключается в том, что если аккумулятивные формы морского рельефа формируются в условиях отложения влекомых наносов вдоль зон субмаринной разгрузки, значит, объёмы разгрузки подводных источников должны быть существенными. Для достижения этой цели надо решить задачи методического характера, и реализовать предложенное методическое решение для определения дебета системы конкретных субмаринных источников.

Анализ последних исследований. В настоящее время еще не разработаны корректные методы определения дебета субмаринного источника. Есть идеи использования сертифицированных программных продуктов для определения дебета источника путем сравнения образцов «линейки» контуров «плюма», полученных при задании разных дебетов источника, с реальной 3D цифровой моделью [2]. Известны и другие попытки решения этой проблемы [3].

Постановка задачи. Нами предложено использовать в качестве трассера субмаринной разгрузки солёность, изначально предполагая, что изучаются только субаквальные пресные источники. В качестве объекта с известным расходом пресной воды был принят район взморья Килийского гирла Дуная – зона постоянно существующего распреснения морской воды речными водами с известным расходом. Принято, что в январе-феврале, когда морская вода имеет максимальную плотность (максимальную солёность и минимальную температуру) -пресные и менее плотные воды Дуная и воды субмаринных источников мелководной зоны шельфа распространяются по морской поверхности. В

качестве источника информации о поверхностной солености приняты данные сайта [4].

Результаты исследования. Для оценки объема субмаринной разгрузки подземных вод был выбран Каркинитский залив (Черное море), где по спутниковым данным постоянно фиксируется обширная зона распреснения, соизмеримая по площади с зоной распреснения от стока Дунайских вод в Черное море (рис.1).



**Рис. 1. Карта поверхностной солености Черного моря, ‰ (а) [5];
расчетная карта пространственного положения гидрофронтов между пресной и
морской водой по поверхностной солености 13-14‰ и 16,5‰ (б)**

В районе аномального распреснения отсутствует поверхностный сток, так как суша отделена от моря заливами, а заливы отделены от моря аккумулятивной формой коса Тендра – остров Джарылгач. На основании этого высказано предположение о том, что аномальная зона распреснения обусловлена субмаринной разгрузкой подземных вод. Исследования зоны распреснения были выполнены по данным спутниковых измерений солености поверхности залива (разрешение 1,5х1,5 км) в январе – феврале 2014 г. В этот сезон фиксируется влияние речного стока Днепра и Буга на соленость Каркинитского залива [5]. Авторы работы [5] отмечают, что на поверхности залива «иногда наблюдаются распресненные воды, чаще в виде пятен». Причины появления этих зон распреснения не названы.

Нами указанные зоны распреснения рассматривались в аспекте субмаринной разгрузки подземных вод, способствующих формированию аккумулятивной системы коса Тендра – остров Джарылгач. По данным 58 карт поверхностной солености Черного моря были рассчитаны карты градиентов солености и оценена площадь распреснения между центром пятна распреснения и возникающим гидрофронтом с максимальными пространственными градиентами солености возле значения 16,5‰ (см. рис. 1).

По данным ежесуточных измерений площадей зон распреснения в районе дельты Дуная и в Каркинитском заливе были рассчитаны статистические характеристики. Оценка подземного питания выполнена путем сопоставления площади зоны распреснения с неизвестным дебетом в Каркинитском заливе с зоной распреснения на взморье Дуная, расходы которого оцениваются в зимний сезон как 1000-1100 м³/с [5]. Указанному расходу Дуная соответствовала площадь распреснения примерно 1300-1500 км². В Каркинитском заливе площадь

распреснения морских вод составила примерно 1000-1200 км². Соответственно приблизительная оценка расхода субмаринной разгрузки в Каркинитском заливе составила 800-900 м³/с.

Понимая, что идентификация зоны распреснения в Каркинитском заливе, как проявление субмаринной разгрузки, требует более основательного обоснования, нами была поставлена дополнительная задача. Был сформулирован тезис о том, что при наличии соответствия между режимом очага распреснения поверхностных вод в Каркинитском заливе и режимом глобального геодеформационного процесса, определяющего изменчивость гидрогеодеформационного поля, можно будет констатировать, что очаг распреснения формируется процессом разгрузки подземных вод.

Используя информацию сайта [6] о фазах зонального двухнедельного прилива в твердом теле Земли установлено, что фазы «сплющивания» Земного эллипсоида зарегистрированы 5 и 22 января 2014г. Скорость осевого вращения Земли в эти даты была минимальной (рис.2 а). Т.е. максимальные геодеформации поверхности Земли и аномалии гидрогеодеформационного поля следует ожидать именно 5 и 22 января. Временной ряд динамики площади распреснения поверхностных вод Каркинитского залива был подвергнут узкополосной фильтрации для выделения двухнедельной гармоник. Циклические двухнедельные увеличения площади зоны распреснения в северной части Каркинитского залива также зафиксированы 6 января (1627 км²) и 22 января (1391 км²), при среднем значении - 1053 км².

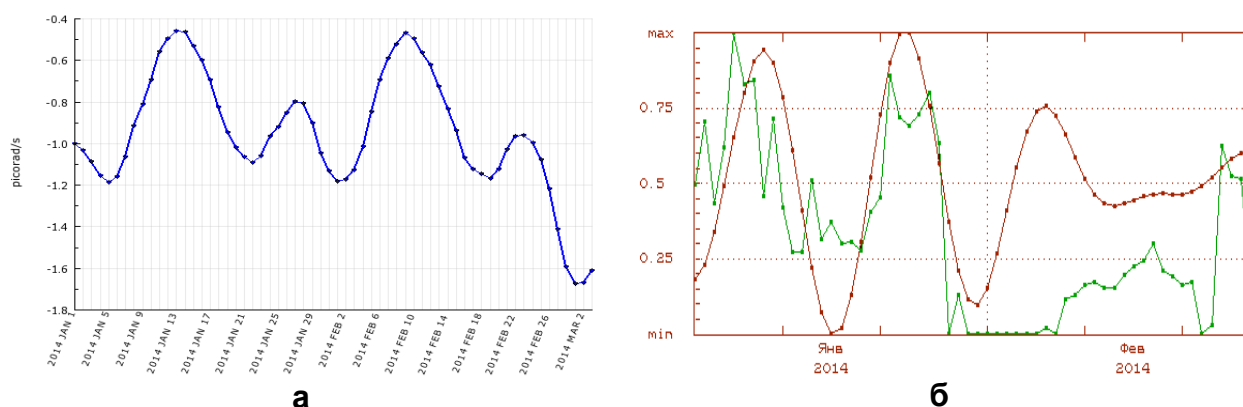


Рис. 2. Изменения во времени угловой скорости вращения Земли (а) и площади зоны распреснения в Каркиницком заливе с выделенной двухнедельной гармоникой (б)

Полученные результаты подтвердили тезис о том, что зона распреснения в Каркиницком заливе формируется именно подземными водами.

Перспективы дальнейших исследований. Наиболее дискутируемым в гидрологии суши является вопрос о доле подземных вод в объеме речного потока. Имея в распоряжении динамику площади распреснения морских вод на взморье Дуная за два зимних месяца, когда объем поступления в реку атмосферных осадков ограничен, а вклад подземного питания максимален, для выявления статистической связи между режимом подземных вод в Каркиницком заливе и режимом водности Дуная, нами был применен корреляционный анализ. Анализ графиков временной изменчивости площади зон распреснения на взморье Дуная и в Каркиницком заливе показывал на запаздывание максимумов стока реки по сравнению с максимумами распреснения Каркиницкого залива. Для определения времени запаздывания были рассчитаны коэффициенты корреляции без

смещения ($R=+0,58$), со сдвигом на один день ($R=+0,68$), со сдвигом на два дня ($R=+0,72$), со сдвигом на трое суток ($R=+0,62$), и со сдвигом на четверо суток $R=+(0,45)$. Выполненные расчеты свидетельствуют о том, что увеличение площади распреснения поверхностных вод на взморье Дуная проявляется через двое суток после даты максимума разгрузки подземных вод в Каркинитском заливе. Полученный коэффициент корреляции $R=+0,72$ при длине ряда 58 суток можно считать статистически значимым. Исходя из этого, полученные результаты требуют дальнейших исследований.

Выводы. На примере изучения режима солёности поверхностных вод Каркинитского залива оценены объёмы субмаринной разгрузки подземных вод и установлено, что они оказались существенными и соизмеримыми с расходами (стоком) крупных рек.

Список литературы

1. Михайлов В.И. Взаимодействие в системе Литосфера – Гидросфера / В.И. Михайлов, А.Б. Капочкина, Б.Б. Капочкин. – Одесса: Астропринт, 2010. – 153 с.
2. Капочкина А.Б. Субмаринная разгрузка подземных вод / А.Б. Капочкина // Гидрология, гидрохимия и гидроэкология КНУ. Вып. - № 1. – Киев, 2014. – С. 15-23.
3. Willard S. Submarine groundwater discharge revealed by ^{228}Ra distribution in the upper Atlantic Ocean / [Willard S. Moore¹, Jorge L. Sarmiento & Robert M. Key] - Nature Geoscience 1, 2008. - 309 – 311 p.
4. <http://www7320.nrlssc.navy.mil/GLBHycom1-12/skill.html>.
5. Пухтяр Л.Д. Сезонная и пространственная изменчивость термохалинной структуры вод Каркинитского залива / Л.Д. Пухтяр, Ю.П. Ильин, В.П. Белокопытов // Екол. безпека прибереж. та шельфової зон та комплекс. використ. ресурсів шельфу. - 2003. - Вип. 8. - С. 48-63.
6. <http://hpiers.obspm.fr/eor-pc/>.
7. Учитель И.Л. Смена парадигмы современной геодинамики и сейсмотектоники / И.Л. Учитель, Б.Б. Капочкин. – LAP LAMBERT Academic Publishing, 2014, – 80 с.

Оцінка субмаринного розвантаження в районі Каркінітської затоки

Капочкіна А.Б., Капочкіна М.Б.

На підставі ГІС, з використанням супутникових вимірів солоності поверхневих вод Чорного моря, виконано дослідження обсягів субмаринного розвантаження підземних вод в Каркінітській затоці. Оцінка підземного живлення виконана шляхом зіставлення зони опріснення, з невідомим дебетом, із зоною опріснення на узмор'ї Дунаю, витрати якого відомі. Отримана оцінка витрат прісних вод складає 800-900 м³/с, або 5-7 м³/с на погонний км системи Тендрівська коса – острів Джарилгач.

Ключові слова: ГІС, субмаринне розвантаження, опріснення, солоність

Оценка субмаринной разгрузки в районе Каркинитского залива

Капочкина А.Б., Капочкина М.Б.

На основании ГИС, с использованием спутниковых измерений солёности поверхностных вод Чёрного моря, выполнено исследование объёмов субмаринной разгрузки подземных вод в Каркинитском заливе. Оценка подземного питания выполнена путем сопоставления зоны опреснения с неизвестным дебетом, с зоной опреснения на взморье Дуная, расходы которого известны. Получена оценка расхода пресных вод в 800-900 м³/с, или 5-7 м³/с на погонный км системы Тендровская коса – остров Джарылгач.

Ключевые слова: ГИС, субмаринная разгрузка, опреснение, солёность

Calculation of debit subsea source in the region Karkinitzky bay

Kapochkina A.B., Kapochkina M.B.

Based on GIS, using satellite measurements of salinity surface waters of the Black Sea was investigated volumes of submarine groundwater discharge in Karkinitzky Bay. Estimation of underground power made by comparing the area of desalination, with unknown debit of desalination on the Baltic Coast area of the Danube, the costs are known. The resulting cost estimates of freshwater is 800-900 m³/s, or 5-7 m³/s per linear km systemy Tendrivska Spit - Dzharylgach.

Keywords: GIS, submarine discharge desalination salinity.

Надійшла до редколегії 24.12.2014

Колодницька Р.В.

ВП НУБіП України «Бережанський агротехнічний інститут», м. Бережани

ВПЛИВ КАТАСТРОФІЧНИХ ПАВОДКІВ ТА ПОВЕНЕЙ НА СТРУКТУРУ АГРОЛАНДШАФТІВ КАРПАТСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО ПРИРОДНОГО ПАРКУ

Ключові слова: паводки, стійкість агроландшафтів, регенераційні процеси

Постановка проблеми. Територія Карпатського національного природного парку є виходом крутосхилого Карпатського середньогір'я басейнів Прута та Чорного Черемоша. Як наслідок такого розташування досліджуваної території є небезпека для житла, транспорту, сільськогосподарських угідь через затоплення, замулення, перекриття алювіальними відкладами, змивання та підмивання наявної території паводковими водами. В результаті таких систематичних явищ відбувається зменшення площі сільськогосподарських угідь, змінюється структура просторово-часових зв'язків агросистем з навколишнім середовищем, оскільки останнє теж зазнає змін.

Аналіз попередніх досліджень. Окремі аспекти цієї проблеми висвітлювалися у наукових працях українських та зарубіжних вчених: Безверхнюк Т.М., Білоус Л.Ф., Кіпчач Ф.Я., Петлін В.М., Тараріко Ю.О. Дані дослідження стосувалися ландшафтно-екологічного аналізу агрогеосистем, формування моделей сталого розвитку агроєкосистем, агроландшафтної структуризації території з врахуванням гідроекологічної ситуації. Питаннями пов'язаними з паводковими явищами в Українських Карпатах та закономірностями їх поширення, причинами їх виникнення та повторюваності займалися такі науковці, як Сусідко М.М., Олійник В.С., Перехрест С.М. та ін. Разом з тим ще залишаються недостатньо розробленими питання аналізу змін агросистем, які зазнають впливу паводків і повеней, недостатньо обґрунтовані шляхи використання природного аграрно-ресурсного потенціалу з метою створення регіональних екологічно стійких агросистем.

Завдання даної статті полягає в аналізі змін агросистем Карпатського національного природного парку, які зазнають впливу паводків і повеней та обґрунтуванні шляхів використання природного аграрно-ресурсного потенціалу даної території з метою створення регіональних екологічно стійких агросистем.

Виклад основного матеріалу. Згідно схеми фізико-географічного районування України значні площі заповідних територій Українських Карпат належать до Вододільно-Верховинської та Полонинсько-Чорногорської областей провінції Українських Карпат Карпатської ландшафтно-гірської країни. Ландшафтне різноманіття представлене низько-гірськими флішовими крутосхилими хребтами з бурими гірсько-лісовими та дерново-буроземними щебенюватими ґрунтами; середньогірськими і високими давньольодовиковими флішовими крутосхилими хребтами з полонинами, на яких переважають бурі гірсько-лісові щебенюваті та гірсько-торф'яно-буроземні ґрунти, гірські галечникові, гравійно-піщані та суглинисті заплави [2].

Основною водною артерією, що протікає територією парку є ріка Прут, яка бере початок на південно-східному схилі гори Говерла. Довжина ріки 967 км, площа водозбору 27540 км², загальне падіння 1577 м, середній нахил 1,63‰, середньозважений 1,41‰, коефіцієнт звивистості ріки 2,10.

Водозбір витягнутий з північного заходу на південний схід, вузький, асиметричний, з більш розвинутим правобережжям в верхній частині. Середня ширина басейну 51 км. Поверхня басейну представляє собою ланцюг гір з крутими, донизу відвісними схилами, сильно розсіченими долинами рік та струмків (густота яружно-балочної мережі 1,0-1,1 км/км²).

Долина ріки Прут слабозвивиста, V-подібна, біля нижньої околиці с. Ямна представляє собою ущелину. Ширина її по дну змінюється від 35 м в верхів'ї до 780 м біля с. Татарів. Схилами її є випуклі, круті скати гір і гірських хребтів, розсічені долинами рік та струмків, які поросли мішаними лісами. Схили складені суглинистими і хрящуватими ґрунтами, місцями відслоюються пісковики, конгломерати і сланці.

Майже на всій ділянці, чергуючись по схилах, простежується переривчаста тераса шириною 50-100 м (біля смт. Ворохта розширюється до 570 м), з крутим уступом висотою від 3 до 30 м. Поверхня її хвиляста, слабо пересічена, лучна, місцями розорана, зрідка поросла лісом. Ґрунти суглинисті. Присхилова частина тераси складена мулистоторф'яними ґрунтами. На ділянці смт Ворохта – Підліснів і біля м. Яремча простежується друга тераса шириною від 30 до 450 м., з крутим уступом висотою до 15 м. Поверхня її рівна, лучна, біля населених пунктів розорана, ґрунти суглинисті. Біля смт Ворохта і с. Татарів у вигляді вузьких обривистих смуг зустрічається третя тераса.

Заплава р. Прут переривчаста, шириною 30-50 м, біля с. Микуличин розширюється до 300 м, в багатьох місцях відсутня. Заплава переважно чагарникова, суха, місцями заболочена. Поверхня заплави рівна, слабо пересічена старицями, складена хрящуватими і мулистоторф'яними ґрунтами.

Русло помірно-звивисте, порожисте, помірно розгалужене. Острови зустрічаються часто, але порівняно невеликих розмірів (довжина 30-150 м, ширина 7-25 м, висота 0,2-1,3 м); складені вони піщано-галечниковими і галечниковокам'янистими ґрунтами, зарослі чагарником. П'ять островів, що розміщені між селищами Микуличин і Ямна мають довжину до 410 м, ширину 30-50 м. Протоки, які відділяють ці острови, шириною 0,1-0,9 м, швидкість течії в них 1,0-2,5 м/с. За 200 метрів нижче витоку ріка протікає по майже вертикальному схилу гори, утворюючи водоспад з висотою падіння води до 6,0 м. Крім того, біля м. Яремча знаходиться водоспад з висотою падіння 0,9 м. Переважаюча ширина ріки 15-40 м найбільша 120 м (сmt Делятин), найменша - 1,6 м (витік). Глибина порядку 0,5-1,5 м, найбільша - 2,7 м (нижня околиця смт Делятин). Швидкість течії змінюється від 0,4 до 4 м/с, переважаюча 1,0-1,5 м/с. Дно нерівне, крупнокам'янисте або валунне, в багатьох місцях скелясте, інколи галечнокам'янисте. Береги ріки, переважно, круті, а між населеними пунктами Микуличин і Ямна пологі, висотою 0,5-1,5 м, часто зливаються зі схилами долини, помірно розмиті [8].

Різноманітні антропогенні фактори викликають низку соціальних й екологічних проблем, запобігання яким можливе за умови раціонального використання природних ресурсів та створення системи заходів, що дадуть змогу запобігти виникненню нових зон стихійного лиха – повеней, зсувів, селів та пов'язаних з ними руйнувань об'єктів народногосподарської інфраструктури, пошкодження сільськогосподарських угідь та лісових масивів на всій території України і, зокрема, в регіоні Карпат.

Екологічно необґрунтоване освоєння території та використання природних ресурсів теж збільшує негативний вплив господарської діяльності на формування паводків і повеней та розвиток негативних екзогенних геодинамічних процесів. Прикладом є неграмотне вирубування лісів і зниження лісистості території, створення на значних площах орних земель пасовищ і сіножатей, полонин,

несанкціоноване використання водоохоронної смуги вздовж русла рік під забудову та для інших господарських цілей.

До антропогенних факторів також належить відсутність системи регулювання поверхневого стоку на сільськогосподарських угіддях.

Найбільший вплив на формування поверхневого стоку та ініціювання паводків має характер ведення полонинського господарства. Нерегульоване і надмірне випасання худоби призвело до деградації рослинного покриву, руйнування дернини і глибокої втрати водорегуляційних функцій високогірних лук (полонин), що призвело до додаткового посилення стоку води і паводків. Інтенсифікації цих процесів істотно сприяло тривале (протягом століть) зниження верхньої межі лісу і випалювання соснового криволісся. Тому важливим завданням є питання ведення сільського господарства з метою зменшення поверхневого стоку, збільшення водопроникливості ґрунтів і їх стійкості до розмивання та зменшення поверхневої ерозії [3].

В межах заповідних територій Українських Карпат агросистеми належать до присадибних ділянок бо характеризуються незначними площами і великою просторовою різноманітністю. Територія, яка є придатною для господарського використання становить 8,6 тис. га, що складає 2,2% від загальної площі парку [1: 119]. Дослідження за просторовою диференціацією та часовою організацією агросистем парку показали, що відбувається інтенсивний перерозподіл видової різноманітності агросистем внаслідок не антропогенного впливу, а саме природної динаміки, яка пов'язана з повеннями та паводками. Відбувається сповзання окремих видів територій вздовж нижніх надзаплавних терас. Це стосується наливних систем [10]. Тобто ближче до гір спостерігається змивання і наливання в нижніх частинах. Налівання – це локалізований процес, який залежить від мікрорельєфу території та утворює нестійкі наливні агросистеми з надзвичайно локалізованими площами від 200 до 5000 м². Налівні ділянки є перспективні для інтенсивного сільськогосподарського використання. Але, водночас, є ризиковані, бо паводки і повені ритмічно з року в рік повторюються. У період між паводками і повеннями в природних комплексах не встигає стабілізуватися компонентна структура, тобто порушується зв'язок з літогенною основою внаслідок перемивного режиму, не відновлюється задернування поверхні. Утворюється квазірівноважене відношення з навколишнім середовищем та з іншими територіальними системами.

Регенераційні процеси в агросистемах парку практично не припиняються, оскільки кожний наступний паводковий і повеневий цикли захоплюють попередній характерний час (регенерації) попереднього стану системи. У таких умовах необхідним стає застосування щільних у часі моніторингових спостережень та застосування надкороткострокових ландшафтно-екологічних експертиз.

Агронавантаження на геосистеми Карпатського природного національного парку є асиметрично нерівномірними. Понад 90% території припадає на випасне і кошарне використання в межах полонинського високогір'я та лише менше 10% на геосистеми у зоні дії паводкових і повеневих процесів. Водночас, саме ці території безпосередньо використовуються місцевим населенням в якості присадибних ділянок і вирощування різноманітних сільськогосподарських культур. Оскільки вони розташовані переважно в долинах річок (Пруту, Чорного Черемошу та інших), то сприймають аритмічний вплив сильних і катастрофічних паводків і повеней.

Наслідками таких катастрофічних явищ є перезволоження й обводнення територій сільськогосподарського використання, змив верхніх прошарків ґрунту, замулювання, скорочення ділянок внаслідок підмиву та обвалювання берегової зони. Окрім того спостерігаються і суто географічні процеси. До них належить збільшення структурного фізико-географічного (ландшафтного) різноманіття

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

території, внаслідок плямистого перезволоження або замулювання та відкладення твердих наносів (переважно різносортового алювію). Поряд з ним у окремих місцях спостерігається зменшення попереднього ландшафтного різноманіття внаслідок вирівнюючих паводко-повеневих процесів.

Як один, так і інший процеси призводять до змін у міжсистемних речовинно-енергетичних та інформаційних взаємовідносинах, що призводить до порушення квазігармонійного стану територіальних систем більш високого морфологічного рівня організації.

Безумовно регенераційні процеси у природних територіальних системах починаються з моменту виникнення деструктивної ситуації. Та протяжність характерного часу (часу регенерації) у різних ситуаціях міжсистемної взаємодії має суттєві відмінності, які залежать як від специфіки самих територіальних систем, так і від інтенсивності деструктивного впливу на них. При цьому регенераційні процеси часто відбуваються не в бажаному для людей напрямку. Причина цього – виконується загально-природний принцип: досягнення бажаного результату (в даному випадку квазігармонійного стану) з використанням мінімуму енергії та часу. Як наслідок починають змінюватися площі та властивості не тільки порушених систем, а й їхнього функціонального оточення.

Проблема полягає в передбаченні подібних змін і спрямуванні їх (за можливістю) до необхідного варіанту. При цьому виникає необхідність врахування багатьох факторів і їх тенденцій.

У даному випадку майже єдиний доцільний вихід – діяти за аналогією, зважаючи на попередній досвід дослідження подібних ситуацій у подібних природних територіальних системах. Водночас необхідно зважати на факт індивідуальної реакції територіальних утворень на одно-типові навантаження. Тому така діяльність потребує постійного контролю за регенеративною ситуацією.

Проблема полягає ще й у тому, що люди не можуть вичікувати, доки природа сама внормує ситуацію. Самотужки або за допомогою державних установ вони роблять спроби покращити ситуацію. Виникає проблема неадекватних дій, пов'язана з тим, що селяни не володіють знаннями й навичками регенеративно-відновлювальних робіт. Тому часто такі зусилля мають надзвичайно слабкий ефект, а в деяких випадках лише затягують саму регенерацію.

Вихід у терміновій організації короткострокових екологічних експертиз, можливо декількома групами експертів. Методика проведення таких експертиз розроблена на основі ландшафтного підходу Петліним В.М. у 2005 році [7]. Вона адаптована саме до Карпатського регіону України. Окрім того, вкрай необхідним є створення відповідного координаційного центру, бажано під егідою Карпатського національного природного парку.

Висновки. Проведені дослідження та аналіз стану агросистем Карпатського національного природного парку дозволяють зробити наступні висновки. Сучасний стан агросистем досліджуваної території характеризуються їх значною приуроченістю до заплавлених і надзаплавлених терас басейнів рік з повеневим і паводковим режимом. Як наслідок, агросистеми відзначаються значною просторовою і часовою динамічністю. Виникає ефект просторової міграції окремих видів агроландшафтних систем, насамперед, з наявністю змивних і наливних процесів. Відбувається спонтанне подріблення виділів агроландшафтних систем, що неодмінно призводить до подріблення їх агроексплуатації.

Список літератури

1. *Волосецький Б.І.* Вивчення динаміки долинно-руслених морфоутворень рік Карпатського регіону / Б.І. Волосецький, В.М. Зубач // Сучасні досягнення геодезичної

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)

науки та виробництва. – Львів, 2008. 2. Географічна енциклопедія України: В 3-х т. / Редкол.: О.М. Маринич (відповід. ред.) та ін. – К.: „Українська Радянська Енциклопедія” ім. М.П. Бажана, 1990. – Т.2: 480с. 3. Литовченко І.В. Антропогенне навантаження і рівень перетвореності ландшафтів в регіональних суспільно-екологічних дослідженнях // Географія в інформаційному суспільстві. Зб. наук. Праць / І.В. Литовченко. – У 4-х тт. – К.: ВЛГ Обрій, 2008. – Т. II. – С. 92-94. 4. Логвинов К.Т. Опасные гидрометеорологические явления в Украинских Карпатах / К.Т. Логвинов, А.Н. Раевский, М.М. Айзенберг. – Л. : Гидрометеиздат. –1973. –200 с. 5. Олійник В.С. Паводкорегулююча роль лісів Карпат / В.С. Олійник // Екологічні та соціально-економічні аспекти катастрофічних стихійних явищ у Карпатському регіоні (повені, селі, зсуви): Матеріали міжнародної науково-практичної конференції 21-24 вересня 1999 року. – Рахів. –1999. – С. 256-260. 6. Перехрест С.М. Шкідливі стихійні явища в Українських Карпатах та засоби боротьби з ними / С.М. Перехрест, С.Г. Кочубей, О.М. Печковська. – К. : Наук. думка, 1971. –200 с. 7. Петлін В.М. Ландшафтно-екологічна експертиза: Навч. посібн / В.М. Петлін. – Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2005. – 236 с. 8. Природа Карпатського національного парку. – К: Наукова думка, 1993. – 214 с. 9. Сусідко М.М. Паводки в Карпатах – причини їх виникнення та повторюваність. / М.М. Сусідко, О.І. Лук'янець // Екологічні та соціально-економічні аспекти катастрофічних стихійних явищ у Карпатському регіоні (повені, селі, зсуви): Матеріали міжнародної науково-практичної конференції 21-24 вересня 1999 року. – Рахів. –1999. – С. 316-320. 10. Швебс Г.И. Долинно-речные парагенетические ландшафты (типология и формирование) / Г.И. Швебс, Т.Д. Васютинская, С.А. Антонова // География и природ. ресурсы. 1982. № 1. – С. 24-32.

Вплив катастрофічних паводків та повеней на структуру агроландшафтів Карпатського національного природного парку

Колодницька Р.В.

Проаналізовано зміни, що зазнають агросистеми Карпатського національного природного парку внаслідок впливу катастрофічних паводків і повеней. Обґрунтовані шляхи використання природного аграрно-ресурсного потенціалу даної території з метою створення регіональних екологічно стійких агросистем.

Ключові слова: паводки, стійкість агроландшафтів, регенераційні процеси

Влияние катастрофических паводков и наводнений на структуру агроландшафтов Карпатского национального природного парка

Колодницкая Р.В.

Проанализированы изменения, которые испытывают агросистемы Карпатского национального природного парка в результате воздействия катастрофических паводков и наводнений. Обоснованы пути использования природного аграрно-ресурсного потенциала данной территории с целью создания региональных экологически устойчивых агросистем.

Ключевые слова: паводки, устойчивость агроландшафтов, регенерационные процессы

The impact of catastrophic freshets and floods on the structure of agricultural landscapes of the Carpathian National Nature Park

Kolodnytska R.V.

The changes are analyzed, which agricultural systems of Carpathian National Nature Park experience as a result of the impact of catastrophic floods and floods. There are reasonable ways of using natural agricultural resources potential of the territory in order to create regional, environmentally sustainable agricultural systems.

Keywords: floods, sustainability of agricultural landscapes, regenerative processes.

Надійшла до редколегії 14.04.2015

ПОРЯДОК ПОДАННЯ І ОФОРМЛЕННЯ СТАТЕЙ ДО ПЕРІОДИЧНОГО НАУКОВОГО ЗБІРНИКА “ГІДРОЛОГІЯ, ГІДРОХІМІЯ І ГІДРОЕКОЛОГІЯ”

з урахуванням вимог нормативних документів ВАК України: Постанови ВАК України за №7-05/1 від 15 січня 2003 р., Наказу ВАК України №63 від 26 січня 2008 р. та Наказу ВАК України № 30 від 24 січня 2009 р.

Науковий збірник “Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія” запланований до чотирьох випусків на рік. Він є міжвідомчим, готується до видання на базі кафедри гідрології та гідроекології та науково-дослідної лабораторії гідроекології та гідрохімії географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка, а також Комісії з гідрології та гідроекології Українського географічного товариства. Постановою Президії ВАК України № 1-01/10 від 13 грудня 2000 р. він включений до переліку фахових періодичних наукових видань за спеціальностями “Географічні науки”.

Наукова тематика збірника визначена його назвою і є досить широкою. Вона охоплює насамперед такі питання: теоретичні та експериментальні гідрологічні, гідрохімічні та гідроекологічні дослідження водних об’єктів; оцінка впливу господарської діяльності на гідрологічний і гідрохімічний режим та якість природних вод; аналіз катастрофічних гідрологічних явищ на водних об’єктах, методи їх прогнозування та попередження; раціональне використання та охорона водних ресурсів, якість питної води; водні меліорації; моніторинг забруднення природних вод; методи спостережень, методи хімічного аналізу природних вод, гідробіологічні аспекти стану природних вод; географічні аспекти гідрологічних досліджень.

Редакційна колегія приймає матеріали та інформацію про діяльність відомих вчених в області гідрології, гідрохімії та гідроекології, які будуть присвячені їх ювілейним датам, матеріали про фахові конференції, що відбулися в Україні і за рубежом, анотації монографій і навчально-методичних видань.

Редакційна колегія просить звернути увагу авторів статей на Постанову ВАК України “Про підвищення вимог до фахових видань, внесених до переліків ВАК України” за №7-05/1 від 15 січня 2003 р. Зокрема, на пункти 3 і 4 цієї Постанови:

“3. Редакційним колегіям організувати належне рецензування та ретельний відбір статей до друку. Зобов’язати їх приймати до друку у виданнях, що виходитимуть у 2003 році та у подальші роки, лише наукові статті, які мають такі необхідні елементи: постановка проблеми у загальному вигляді та її зв’язок із важливими науковими чи практичними завданнями; аналіз останніх досліджень і публікацій, в яких започатковано розв’язання даної проблеми і на які спирається автор, виділення невирішених раніше частин загальної проблеми, котрим присвячується означена стаття; формулювання цілей статті (постановка завдання); виклад основного матеріалу дослідження з повним обґрунтуванням отриманих наукових результатів; висновки з даного дослідження і перспективи подальших розвідок у даному напрямку.

4. Спеціалізованим ученим радам при прийомі до захисту дисертаційних робіт зарахувати статті, подані до друку, починаючи з лютого 2003 р., як фахові лише за умови дотримання вимог до них, викладених у п.3 даної постанови”.

Відповідно до постанови ВАК України статті повинні мати такі чітко означені в тексті структурні елементи:

Вступ (*постановка проблеми у загальному вигляді та її зв’язок із важливими науковими чи практичними завданнями*);

Вихідні передумови (*аналіз останніх досліджень і публікацій*);

Формулювання цілей статті, постановка завдання;

Виклад основного матеріалу дослідження з повним обґрунтуванням отриманих наукових результатів;

Висновки з даного дослідження і перспективи подальших розвідок у цьому науковому напрямі;

Список літератури (*7-10 джерел, в т.ч. інтернет-джерел, оформлених згідно з ДСТУ 7.1:2006 «Система стандартів з інформації...»*). Посилання на джерела у тексті подаються у квадратних дужках із зазначенням порядкового номера і використаних сторінок.

Мова публікацій – українська. Можуть бути статті російською та іншими іноземними мовами. Текст повинен бути відредагованим і оформленим без помилок.

Для одноосібних статей, поданих студентами, аспірантами, здобувачами обов'язковим є відгук наукового керівника.

Автори несуть повну відповідальність за зміст і достовірність викладених у статті матеріалів. Редколегія залишає за собою право відхилення статей, що не відповідають вимогам до наукових публікацій або у разі негативних рецензій.

Статті обсягом **5-10 сторінок** (разом із резюме, таблицями, рисунками (рисунки чорно-білі) та списком літератури) необхідно надсилати на адресу редколегії на **електронному носії** (з назвою файлу – прізвище автора латинськими літерами), а також у роздрукованому вигляді у 2-х примірниках (для рецензування), один – із підписами авторів; другий – копія першого без підпису. Шрифт Arial, кегль 12, Word 6-8. Поля всі по 2.5 см; інтервал – 1, абзац – 1,00.

Подані до збірника рукописи, обсягом **менше 5 сторінок**, а також ті, що не мають відповідної рубрикації, будуть розміщуватись у розділі **"Наукові повідомлення"**.

Необхідно мати на увазі, що одиниці вимірювання величин і характеристик у статтях треба наводити згідно системи СІ. Зокрема, концентрацію хімічних компонентів у воді – в **мг/дм³** (а не в мг/л).

До тексту статті додаються **3 анотації** – українською, російською і англійською мовами за схемою: 1) назва статті, прізвище та ініціали автора; 2) короткий текст анотації; 3) ключові слова (до 5 слів, розділених крапкою з комою).

Крім того, до статті додаються відомості про авторів згідно зразка:

Прізвище, ім'я, по батькові;

Науковий ступінь та вчене звання;

Місце роботи;

Посада;

Службова адреса;

Контактний телефон, E-mail.

Зразок оформлення статті (обов'язково ставити УДК, дотримуватися виділення шрифту і абзаців):

УДК 551.49

(кегель 12)

Петренко М.І.

(кегель 12, напівжирний, нахилений)

Інститут гідробіології НАН України, м. Київ

(кегель 11, нахилений)

ГІДРОЕКОЛОГІЧНІ ПРОБЛЕМИ БАСЕЙНУ ДНІПРА (кегель 12, напівжирний)

Через інтервал – **Ключові слова:** не більше 5 слів (кегель 11, нахилений)

Далі через інтервал починається текст статті (кегель 12). Усі підписи до рисунків та таблиці виконуються кеглем 11.

Після тексту через інтервал підзаголовок **"Список літератури"** (кегель 11, напівжирний), а потім власне список за його наявності (також кегель 11). Список літератури має бути оформлений згідно вимог ДСТУ ГОСТ 7.1-2006 та вимог ВАК України («Бюлетень ВАК України, № 3 від 2008).

Після "Списку літератури" через інтервал – анотації українською, російською і англійською мовами: назва статті, прізвище та ініціали автора, короткий текст анотації, ключові слова (усі – кегель 10).

Наукове видання

ГІДРОЛОГІЯ, ГІДРОХІМІЯ І ГІДРОЕКОЛОГІЯ

Науковий збірник

2015 рік

Том 2 (37)

Збережено авторський стиль та орфографію

Комп'ютерна верстка –Москаленко С.О.

Підписано до друку 23.05.2015
Формат 60х90/8. Папір офсетний.
Гарнітура Arial. Друк різнограф.
Ум. др. арк. 8,0. Обл.-вид. арк. 8,2.
Наклад 300 прим. Зам. № 52-014.



Видавництво географічної літератури “Обрії”

Свідоцтво Держкомінформ України

ДК № 23 від 30.03.2000 р.

Київ, вул. Старокиївська, 10

Тел.: (096) 882-30-30

e-mail: vgl_obrii@ukr.net

Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.2(37)