

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

На правах рукопису

КУЗА АНТОНІНА МИКОЛАЇВНА

УДК 556.124

ОБҐРУНТУВАННЯ ПРОГНОЗУ ПОЯВИ ЛЬОДОВИХ ЯВИЩ НА
ОСНОВІ ДИСКРИМІНАНТНОЇ ФУНКЦІЇ В УМОВАХ РІВНИННИХ РІЧОК
УКРАЇНИ

11.00.07 – гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата географічних наук

Науковий керівник

Лобода Наталія Степанівна

доктор географічних наук, професор

Одеса – 2013

ЗМІСТ

| | |
|---|----|
| ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ..... | 4 |
| ВСТУП..... | 6 |
| РОЗДІЛ 1. ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЬОДОВОГО РЕЖИМУ РІЧОК УКРАЇНИ..... | 12 |
| 1.1. Характеристики льодового режиму..... | 12 |
| 1.2. Процеси охолодження та замерзання річок..... | 16 |
| 1.3. Метеорологічні характеристики зимового сезону..... | 20 |
| 1.4. Дослідження льодових явищ на території України..... | 25 |
| РОЗДІЛ 2. СУЧАСНИЙ СТАН В ГАЛУЗІ РОЗРАХУНКУ ТА ПРОГНОЗУ ЛЬОДОВИХ ЯВИЩ..... | 35 |
| 2.1. Математичне моделювання у гідрологічних прогнозах..... | 35 |
| 2.2. Розрахункові характеристики льодових явищ..... | 40 |
| 2.3. Прогнози елементів льодового режиму..... | 47 |
| 2.3.1. Класифікація прогнозів, похибки та оцінка виправданості..... | 47 |
| 2.3.2. Фонд науково-оперативних матеріалів з гідрологічних прогнозів..... | 51 |
| 2.3.3. Організація сучасної мережі..... | 54 |
| 2.4. Теоретичні основи короткострокових прогнозів..... | 62 |
| 2.5. Прогнози з урахуванням характеристик атмосферних процесів (довгострокові прогнози)..... | 73 |
| 2.6. Короткострокові прогнози льодових явищ за фізико-статистичними залежностями..... | 75 |

| | |
|--|-----|
| РОЗДІЛ 3. АТМОСФЕРНІ ПРОЦЕСИ, ЯКІ ОБУМОВЛЮЮТЬ ЗАМЕРЗАННЯ РІЧОК..... | 83 |
| 3.1. Центри дії атмосфери..... | 83 |
| 3.2. Індeksi атмосферної циркуляції..... | 86 |
| 3.3. Опис атмосферних процесів, які обумовлюють замерзання річок у межах України..... | 101 |
| 3.4. Вплив глобального клімату на термічний та льодовий режим річок..... | 106 |
| РОЗДІЛ 4. ОЦІНКА ВПЛИВУ АТМОСФЕРНИХ ПРОЦЕСІВ НА ХАРАКТЕРИСТИКИ ФОРМУВАННЯ ОСІННІХ ЛЬОДОВИХ ЯВИЩ З ВИКОРИСТАННЯМ МЕТОДІВ СТАТИСТИЧНОГО АНАЛІЗУ..... | 119 |
| 4.1. Теоретичні основи регресійного аналізу..... | 119 |
| 4.2. Оцінка зв'язків індексів атмосферних процесів та характеристик осіннього льодоутворення на основі лінійної парної регресії..... | 126 |
| 4.3. Теоретичні основи методу факторного аналізу..... | 142 |
| 4.4. Виявлення чинників льодоутворення на основі факторного аналізу..... | 152 |
| РОЗДІЛ 5. РОЗРОБЛЕННЯ МЕТОДІВ ПРОГНОЗУ ЛЬОДОВИХ ЯВИЩ НА ОСНОВІ ДИСКРИМІНАНТНОЇ ФУНКЦІЇ..... | 162 |
| 5.1. Теоретичні основи дискримінантного аналізу..... | 162 |
| 5.1.1. Класифікація спостережених гідрометеорологічних явищ на основі дискримінантного аналізу..... | 163 |
| 5.1.2. Дискримінантна функція за умови багатовимірного нормального розподілу..... | 171 |
| 5.2. Побудова дискримінантної функції для прогнозування льодових явищ..... | 175 |
| ВИСНОВКИ..... | 197 |
| СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ..... | 200 |

| | |
|--------------|-----|
| ДОДАТКИ..... | 217 |
|--------------|-----|

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

- ГЕС – гідроелектростанція
- ДР – державна реєстрація
- НДР – науково-дослідна робота
- ОДЕКУ – Одеський державний екологічний університет
- ЦГО – Центральна геофізична обсерваторія
- річн. – річний
- зим. – зимовий
- мах – максимальний
- абс. – абсолютна система висот
- БС – Балтійська система висот
- t°C – температура
- ПЕОМ – персональна електронна обчислювальна машина
- ГІС – геоінформаційна система
- НЕРЕХ – Hydrologic Ensemble Prediction Experiment (Гідрологічний ансамбль експериментальних прогнозів)
- ПАК – Північно-Атлантичне коливання
- СКАНД – Скандинавське коливання (осциляція)
- ЕНПК – Ель-Ніньо-Північне коливання
- ТПА – Тихоокеансько-Північно-Американська схема
- САК – Східно-Атлантичне коливання
- ІОД – Індокіанський диполь

АО – Арктичне коливання

$\Sigma\theta^-$ – сума від’ємних температур повітря, °C

$\Sigma|\theta^-|$ – сума від’ємних температур повітря за модулем, °C

ϑ_0 – початкова температура води, °C

h – глибина річки, м

D_0 – кількість днів від 1 жовтня до дати переходу температури повітря через 0°C, днів

$D_{пл.л.}$ – кількість днів від 1 жовтня до дати появи плаваючого льоду, днів

T_0 – температура води в декаду переходу температури повітря через 0°C, °C

$T_{пл.л.}$ – температура води в декаду появи плаваючого льоду, °C

H_0 – рівень води в день переходу температури повітря через 0°C, см

$H_{пл.л.}$ – рівень води в день появи плаваючого льоду, см

$I_{ПАК В}, I_{ПАК Ж}, I_{ПАК Л}$ – місячні індекси Північно-Атлантичного коливання за вересень, жовтень та листопад відповідно

$I_{ПАК ВЖЛ}$ – сезонний індекс Північно-Атлантичного коливання осені (вересень-листопад)

$I_{СКАНД В}, I_{СКАНД Ж}, I_{СКАНД Л}$ – місячні індекси Скандинавського коливання за вересень, жовтень та листопад відповідно

$I_{СКАНД ВЖЛ}$ – сезонний індекс Скандинавського коливання осені (вересень-листопад)

$F(x)$ – дискримінантна функція

Δ – число Махаланобіса

ВСТУП

Актуальність теми визначається необхідністю створення нових більш ефективних методик прогнозу льодових явищ на основі використання сучасних методів багатовимірного статистичного аналізу із залученням даних про зміни клімату.

Вивченням особливостей утворення льодових явищ на водних об'єктах займалися такі науковці, як В.В. Проскураков, Ф.І. Бидін, С.М. Булатов, Б.М. Гінзбург, В.В. Піотрович, Л.Г. Шуляковський, Р.В. Донченко, Р.А. Нежиховський, В.М. Мішон, Т.В. Одрова, Т.В. Подсечина, К.Н. Полякова, В.А. Бузін, С.Д. Вінніков, Є.Г. Попов, С.В. Борщ, Н.Г. Дюкель, В.І. Вишневський, А.В. Щербак, М.М. Сусідко, В.В. Гребінь, М.В. Зеленська, Н.Т. Shen, J.C. Yoo та інші вчені.

Прогнози появи льоду на річках є дуже важливими при здійсненні гідротехнічного будівництва, встановленні навігаційного періоду, плануванні роботи гідроелектростанцій, оперативному забезпеченні господарської діяльності тощо. Методики прогнозування льодових явищ на річках, які рекомендовані посібниками та настановами з гідрологічних прогнозів, не повністю задовольняють існуючим вимогам, по-перше, через недостатність вихідної інформації про складові теплового балансу водної поверхні і, по-друге, через технічну обмеженість можливостей фізико-статистичних методик прогнозу. Зміни глобального клімату обумовлюють певні вимоги до сучасних методик прогнозу з використанням метеорологічних даних.

Короткострокові прогнози появи плавучого льоду відносяться до числа альтернативних, тобто як прогноз здійснення або нездійснення досліджуваного льодового явища. Найбільш поширеною є методика, яка базується на побудові фізико-статистичних залежностей між основними показниками процесу льодоутворення: сумою від'ємних температур повітря, необхідною для появи льоду на річці, й початковою температурою води. Крива, яка розділяє два класи („явище здійснилося” та „явище не здійснилося”) і є основою для прийняття рішення, проводиться суб'єктивно, а сама методика не дозволяє урахувати всю систему предикторів, що характеризують сприятливий або несприятливий термічний режим для утворення льоду. Сучасні методи багатовимірною статистичного аналізу, насамперед побудова дискримінантної функції, дозволяють вирішувати задачу розпізнавання образів більш обґрунтовано.

Формування термічного, водного та льодового режимів річок у значній мірі визначаються кліматом. Завдяки дослідженню процесів, що протікають в атмосфері, можна прогнозувати наслідки їх впливу на гідросферу. Наявність змін у водному та льодовому режимах річок в умовах глобального потепління на протязі останніх десятиріч є встановленою, тому постає питання про урахування впливу атмосферних процесів при складанні прогнозів льодового режиму річок. У зв'язку з цим для побудови розв'язувального правила при складанні альтернативних прогнозів появи плавучого льоду поряд з іншими чинниками льодоутворення були використані індекси атмосферної циркуляції.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Зміст дисертаційної роботи відповідає напряму Рамкової конвенції ООН про зміну клімату (ратифікована 29 жовтня 1996 року), Кіотському протоколу до Рамкової конвенції ООН про зміну клімату (ратифікованого 4 лютого 2004 року), Постанові Кабінету Міністрів України від 14 квітня 1999 року № 583 «Про Міжвідомчу комісію із забезпечення виконання Рамкової конвенції

ООН про зміну клімату», Положенню про Міністерство надзвичайних ситуацій України (від 6 квітня 2011 року № 402/2011), Положенню про Державну інспекцію України з безпеки на морському та річковому транспорті (від 8 квітня 2011 року № 447/2011). Дисертаційна робота виконувалась в рамках науково-дослідної роботи кафедри гідроекології та водних досліджень Одеського державного екологічного університету № ДР 0108U005027 «Оцінка та передбачення наслідків антропогенного впливу на водні ресурси річок України».

Мета і задачі дослідження. Метою дослідження є обґрунтування нових наукових підходів до побудови методик короткострокового прогнозу настання льодових явищ на основі методів багатовимірною статистичного аналізу для рівнинних річок України (із врахуванням змін глобального клімату).

Для досягнення мети були сформовані та вирішені такі задачі дослідження:

- визначення змін термічного та льодового режимів річок України в сучасних кліматичних умовах;
- дослідження ролі атмосферних процесів, які обумовлюють процеси замерзання річок України;
- встановлення впливу атмосферної циркуляції на процеси формування стоку та льодоутворення на річках (на основі використання індексів атмосферної циркуляції);
- визначення головних чинників процесу льодоутворення на основі факторного аналізу;
- побудова прогностичних рівнянь на базі дискримінантного аналізу з використанням обраних чинників;
- обґрунтування методик прогнозу льодових явищ на основі методів багатовимірною статистичного аналізу.

Об'єктом дослідження є льодовий режим рівнинних річок України у сучасних кліматичних умовах.

Предметом дослідження є короткострокові прогнози льодових явищ на основі дискримінантної функції.

Методи дослідження – методи багатовимірного статистичного аналізу, включаючи регресійний, факторний, дискримінантний аналізи.

Наукова новизна полягає в обґрунтуванні та розробці методик прогнозу появи льодових явищ у сучасних кліматичних умовах для рівнинних річок України на основі дискримінантної функції.

Вперше для річок України:

- виконана оцінка впливу атмосферної циркуляції на формування льодового режиму річок;
- досліджений вплив глобальних змін клімату на гідрологічний та льодовий режими річок України;
- встановлені головні чинники льодоутворення на базі R-модифікації факторного аналізу;
- розроблена методика короткострокового прогнозу дат настання льодових явищ із використанням дискримінантного аналізу;
- запропонований алгоритм прогнозу льодового режиму річок із використанням методів багатовимірного статистичного аналізу.

Удосконалено:

- метод короткострокових прогнозів появи льодових явищ в умовах рівнинних річок України.

Дістало подальшого розвитку:

- застосування методів багатовимірного статистичного аналізу при дослідженнях гідрологічних процесів;
- дослідження впливу змін глобального клімату на термічний і льодовий режими рівнинних річок України.

Практичне значення отриманих результатів полягає у розвитку нового підходу до складання короткострокових прогнозів появи льодових явищ, який базується на застосуванні методів багатовимірного аналізу: факторного та дискримінантного. У порівнянні із існуючими розроблені методики дозволяють використовувати більшу кількість предикторів, включаючи ті, що відображають вплив атмосферних процесів. Якість прогнозів за розробленою методикою перевищує ту, що отримуємо при застосуванні фізико-статистичного методу.

Запропонований підхід до створення методик короткострокових прогнозів дат появи льодових явищ може бути використаний у державній гідрометеорологічній службі України, а також у вищих навчальних закладах, де викладаються дисципліни з гідрометеорології, водного господарства, гідротехнічного будівництва.

Особистий внесок здобувача. Статистична обробка та аналіз даних спостережень, розроблення прогностичних методик на основі використання методів багатовимірного статистичного аналізу, основні теоретичні й практичні результати досліджень належать автору. Значна частина публікацій написана у співавторстві з науковим керівником, якому належить теоретичне підґрунтя досліджень, а здобувачу – їх теоретична і практична реалізація.

Апробація результатів дисертації. Основні результати роботи доповідалися на Міжнародному семінарі «Генетические и вероятностные методы в гидрологии: проблемы развития и взаимосвязи», присвяченому 100-річчю з дня народження професора А.М. Бефані (Одеса, 2009); Міжнародній конференції «Global and regional climate changes» (Київ, 2010); VII Міжнародній науково-практичній конференції «Проблеми розвитку прикордонних територій та їх участі в інтеграційних процесах» (Луцьк, 2010); III Всеукраїнській науково-практичній конференції «Географія та екологія: наука і освіта» (Умань, 2010); X Міжнародній конференції «Ломоносовские чтения» (Севастополь, 2011); IV та V Всеукраїнських

наукових конференціях «Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія» (Луганськ, 2009 та Чернівці, 2011); VII Міжнародній конференції «Современные рыбохозяйственные и экологические проблемы Азово-Черноморского региона» (Керч, 2012); Всеукраїнській науково-практичній конференції «Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідроекологічні проблеми та шляхи їх вирішення» (Одеса, 2012); Міжнародній науковій конференції студентів та молодих вчених «Актуальні проблеми сучасної гідрометеорології» (Одеса, 2012); конференціях молодих вчених ОДЕКУ (Одеса, 2008 – 2012).

Публікації. За темою дисертаційної роботи опубліковано 23 наукові праці, в тому числі 5 статей у фахових періодичних виданнях України.

Структура та обсяг дисертації. Дисертаційна робота складається зі вступу, п'яти розділів, висновків, списку використаних літературних джерел (142 найменування), 6 додатків на 57 сторінках. Робота містить 48 рисунків, 34 таблиці. Загальний обсяг дисертації становить 276 сторінок.

РОЗДІЛ 1

ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЬОДОВОГО РЕЖИМУ РІЧОК УКРАЇНИ

1.1. Характеристики льодового режиму

Історія досліджень льодового режиму річок та водойм почалася паралельно із оволодінням водних шляхів та їх використанням для потреб людини. Науковий підхід до вивчення льодового режиму почався із відкриттям перших водомірних постів у ХІХ ст. Значний внесок у дослідження терміки річок та льодового режиму був внесений Ф.І. Бидіним, Б.П. Пановим, Н.Ф. Віноградовою, Л.К. Давидовим, В.В. Піотровичем, Л.Г. Шуляковським, А.Н. Чижовим, Р.А. Нежиховським, В.А. Римшею, Б.В. Проскуряковим, Р.В. Донченком та іншими науковцями.

Початок льодоутворення є дуже важливою характеристикою льодового режиму річок як з теоретичної, так і з практичної точок зору. Аналіз коливань дат настання льодових явищ є підґрунтям прогнозних методик, їх будови та меж застосування. Поява перших льодових явищ впливає на закінчення періоду навігації на річках, визначає терміни будівельних заходів, лімітує роботу гідроелектростанцій та інших галузей господарювання. Від точності гідрологічних прогнозів льодових явищ залежить раціональність використання водних ресурсів країни [1, 2].

Льодовий режим річок – це сукупність закономірно повторюваних процесів виникнення, розвитку та руйнування льодових утворень на водних об'єктах [3]. Під час льодового режиму відбуваються такі процеси, як льодоутворення, зростання льодових утворень, танення, руйнування.

За характером льодового режиму річки класифікуються на річки, що замерзають, річки з нестійким льодовими явищами та річки, які не замерзають [4].

Льодові явища – форми прояву льодового режиму візуально, тобто коли можна охарактеризувати утворення на річці, як лід нерухомий або плавучий, внутрішньоводний або донний лід, шугохід або льодохід, заторне або зажорне явище [5]. Льодові явища можуть бути у вигляді льодових утворень або льодового покриву.

Льодовий сезон – це відрізок часу, коли на річці спостерігаються льодові явища, початком сезону вважається дата появи льоду, закінченням – дата очищення річки від льоду. Як правило, льодовий сезон починається восени одного року і закінчується навесні наступного року [5].

Термічний і льодовий режими значно відрізняються не тільки на річках, що протікають в різних географічних зонах, але і на окремих ділянках однієї і тієї ж річки. Ці відмінності при практично однакових кліматичних і морфометричних умовах визначаються або характером ґрунтового живлення, або впливом господарської діяльності.

Льодовий режим річок перебуває у прямій залежності від термічного режиму. Основним фактором, який обумовлює термічний режим річок, є температура повітря. Однозначність зв'язку між температурою повітря і води на річках порушується місцевими особливостями. Найбільш відчутно впливають на формування термічного режиму ґрунтові води, які в зимовий час значно тепліші за води річки. Різний вплив на термічний режим має зарегульованість річок ставками та водосховищами, оскільки останні змінюють швидкісний та рівневий режим річок. Значний вплив на температурні характеристики води у річках мають скиди побутових вод, особливо теплих промислових [6].

Фактично утворення льодових явищ на річках починається з дати, коли поверхнева температура води знижується до температури кристалізації – 0°C.

Це відбувається внаслідок теплообміну між водною масою та навколишнім середовищем. Головною умовою появи льоду є від'ємний тепловий баланс повітря, який формується від дати переходу температури повітря через 0 °С.

Льодові утворення – це кристали льоду, які змерзаються між собою, мають характерну форму и назву [5]. В осінньо-зимовий період при переході температури повітря до від'ємних значень на річках з'являються такі льодові утворення [3]:

- забереги – смуги льоду, що примерзли до берегів водних об'єктів, коли основна частина водного простору ще не замерзла;
- сало – фаза льодового покриву, за якої спостерігаються поверхневі первинні крижані утворення, що складаються із кристалів у вигляді плям або тонкого суцільного шару. Крижане сало утримується недовго і при стійких від'ємних температурах швидко переходить в шугу, але при хвилюванні води збивається в крижану кашу [7];
- сніжниця – накопичення снігу, що утворюється за умов випадіння снігу на охолоджену воду;
- шуга – скупчення рихлого губчастого льоду в водній товщі або на її поверхні. Утворюється головним чином з кристаликів глибинного льоду (внутрішньоводного і донного). Шуга йде по річці перед льодоставом. Вона може забивати живий переріз, спричиняючи зажори;
- шугохід – переміщення шуги на поверхні та всередині водного потоку;
- внутрішньоводний лід – скупчення первинних льодяних кристалів, які утворюються у товщі води та на дні русла при переохолодженні води у потоці до сотих значень градуса нижче нуля;
- донний лід – внутрішньоводний лід, що утворився на дні водного об'єкта;
- льодохід – переміщення крижин і льодяних полів на річках під впливом течії. У континентальних зонах помірних і високих широт буває осінній льодохід, коли рухаються крижане сало, шуга і забереги, які відірвалися, і весняний – при руйнуванні зимового крижаного покриву;

- льодостав – період, протягом якого зберігається льодовий покрив на річці. Тривалість цього періоду і товщина льоду залежать від температурного режиму зими та її тривалості в різних ландшафтних зонах, а також від величини і швидкості течії у річці;
- зажори – скупчення шуги та дрібнобитого льоду в руслі річки, що спричиняє стиснення водного перерізу та пов'язане з цим підвищення рівня води;
- затори – скупчення крижин під час весняного льодоходу в звуженнях русел, на мілинах, при крутих поворотах долини, де ускладнений прохід крижин. Затори спричиняють підйом рівня води у річці і повінь.

Льодовий покрив – це суцільний або з ополонками нерухомий лід, утворення якого носить назву льодоставу. Льодовий покрив збільшує тертя на поверхні і суттєво знижує пропускну спроможність русла річок. Частина поверхневого льоду змерзається із донним льодом, що призводить до збільшення рівня води у річці [8].

Утворення льоду на річках розділяють на фази:

I фаза. Внаслідок інтенсивного вихолодження води на мілководді у берегів відбувається формування заберегів, пізніше утворюються сало і шуга.

II фаза. Сало і шуга змерзаються і під впливом швидкості течії можуть почати рухатися за течією, так виникає осінній льодохід.

III фаза. Збільшується кількість льодових утворень, які накопичуються в вузьких місцях річок, на поворотах і утворюють затори, так починається встановлення льодоставу.

IV фаза. Відбувається весняне руйнування льодового покриву, внаслідок зменшення його товщини і міцності, зрушення льоду, з'являються протаїни та ополонки, може утворюватись весняний льодохід та очищення річок від льоду.

Остання фаза льодового сезону на річках це *скресання* – інтенсивне руйнування льоду під дією додатних температур повітря, в цей період з'являються промоїни, протаїни (це простір чистої води серед льодового

покриву, які виникають при виході ґрунтових вод або скидів теплих вод), можуть виникати заторні явища [9]. Закінченням льодового сезону є дата повного очищення річок від льоду.

1.2. Процеси охолодження та замерзання річок

Процесу утворення льоду на річках передуює процес вихолодження, який залежить від характеру теплообміну з атмосферою, розподілення глибин, живлення річок, теплообміну з ложем, теплоємності ґрунтових вод та приток, які впадають у річки тощо. Критичною температурою для водних об'єктів є 0 °С. Час, за який температура води знижується до критичного значення розраховується за формулою [10]

$$T = \frac{c\rho Ht}{S}, \quad (1.1)$$

де T - тривалість вихолодження стовпчика води, год;

c - питома теплоємність, Дж/(г·°С);

ρ - густина води, г/см³;

H - висота стовпика води, см;

t - середня температура по вертикалі, °С;

S - потік тепла, Вт/м².

Формула (1.1) придатна для водойм, які мають інтенсивне перемішування. На річках вихолодження відбувається рівномірно і швидко, за рахунок наявності течії, і менше залежить від глибини ніж вихолодження водойм.

Головним в процесі льодоутворення є інтенсивність вихолодження поверхневого шару або поверхневої плівки, товщина якої не перевищує 0,6 – 6,0 мм [10]. Інтенсивна віддача тепла поверхнею водного об'єкта інколи спричиняє зниження температури поверхневого шару до $-1,4$ °С. Чим триваліше вихолодження, тим нижча температура поверхневого шару. Саме у поверхневому шарі утворюється більша частина льодяних кристалів. Розподіл температури у річках по вертикалі ілюструється рис. 1.1.

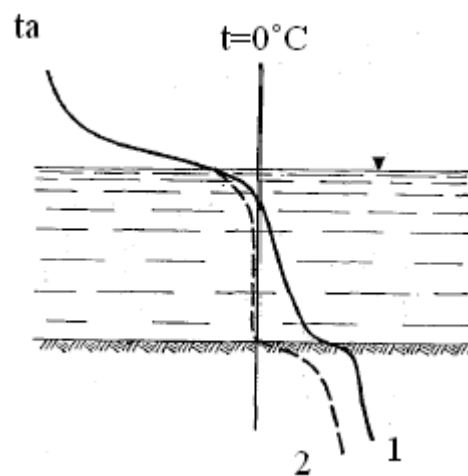


Рис. 1.1. Схема розподілу температури води по вертикалі на початку процесу льодоутворення [10]

1 – в глибинних шарах зберігається тепло; 2 – повне вихолодження всієї товщі води.

На процеси утворення льодових явищ впливає також водність річок. При однакових метеорологічних умовах великі річки мають більший запас тепла у своїй масі і потребують більшої кількості часу на охолодження, ніж малі річки [11]. На маловодних річках льодоутворення завжди починається раніше.

На річках процес льодоутворення частіше відбувається за *динамічним типом* внаслідок турбулентного перемішування води, яке обумовлене

швидкістю річки [10], *статичний тип* замерзання властивий мілководним ділянкам річок з незначною течією.

Умови утворення льоду на річках [12]:

- 1) переохолодження водної маси;
- 2) наявність в переохолодженій воді ядер кристалізації;
- 3) відведення прихованої теплоти кристалізації.

Теплообмін з атмосферою, коли вода вихолоджена до 0 °С, відбувається через теплоту льодоутворення і розраховується за рівнянням [13]

$$S_l = L_l \rho_l h_l, \quad (1.2)$$

де S_l - тепловий потік з поверхні льоду до атмосфери, Вт/м²;

L_l - теплота льодоутворення, Дж/г;

ρ_l - щільність льоду, г/см³;

h_l - товщина льоду, см.

Початок льодоутворення пов'язаний з умовами перемішування води у річці. При інтенсивному перемішуванні та швидкості течії більше 0,4 м/с утворюються кристали внутрішньоводного льоду, при слабкому перемішуванні і швидкості течії до 0,2 м/с кристали льоду утворюються на поверхні річки [14]. Зважаючи на специфічні умови утворення льоду на річках, а саме важливість швидкості течії у процесі льодоутворення, Р.А. Нежиховським [10] була запропонована така класифікація річок (табл. 1.1).

Як правило, у природі річки мають ділянки з різними морфологічними характеристиками, тому віднести річку до одного типу складно. Окрім швидкості течії, розмірів русла та конфігурації річки на льодоутворення значною мірою впливають метеорологічні умови конкретного року.

Таблиця 1.1

**Типи річок за характером середньої поверхневої швидкості v ,
початкової товщини льоду b та тривалості періоду замерзання τ
за Р.А. Нежиховським**

| Типи річок | v , м/с | b , см | τ , год., (дів, міс.) |
|---|--------------|-------------|--|
| <u>I тип</u> : Невеликі та середні рівнинні річки степової зони, озероподібні розширення великих річок, зони виклинювання підпору водосховищ. | 0,15-0,20 | 2-3 | від 2-3 годин на вузьких річках до 3-4 дів на широких ділянках |
| <u>II тип</u> : Середні та великі рівнинні річки | 0,15-0,80 | 4-6 | від 1 до 12 дів |
| <u>III тип</u> : Великі напівгірські річки | 0,70-1,80 | 2-200 | до 1-1,5 місяця |
| <u>IV тип</u> : Гірські річки | 1,6-1,8 | — | — |

Перші льодові утворення виникають на мілководдях або у затоках з невеликою швидкістю течії, де температура води на соті частки градусів нижча за температуру загальної маси води. Потім шляхом перемішування температура вирівнюється і далі на характер встановлення льодоставу впливають швидкість течії, перенос льоду, метеорологічні фактори. Встановлення льодоставу може тривати декаду або більше, а на гірських річках – 2-3 місяці [10].

1.3. Метеорологічні характеристики зимового сезону

Територія України представляє дуже складну в кліматичному відношенні місцевість. У формуванні клімату велику роль відіграють Карпати. Висота над рівнем моря, велика перерізаність місцевості, напрям і експозиція схилів – все це сприяє своєрідному розподілу метеорологічних величин в горах. Важливим кліматоутворюючим чинником є циркуляція атмосфери, з якою пов'язане перенесення повітряних мас, їх трансформація над рівнинними просторами. Досліджувана територія перебуває під впливом повітряних мас, що переміщуються з Атлантики, Арктики, Сибіру або з континентальних районів Азії [15].

У холодне півріччя року (листопад - березень) головну роль у розподілі радіаційного балансу та сумарної радіації відіграють астрономічні фактори (висота сонця та тривалість дня) та альbedo підстильної поверхні. Хмарність не має суттєвого впливу, тому що в холодний період року хмарний режим формується головним чином під дією загальної циркуляції атмосфери. Радіаційний баланс у цей період внаслідок збільшення ефективного випромінювання та великої відбивальної здатності підстильної поверхні у ці місяці року мінімальний. Територіальне розподілення альbedo має інший вплив на сумарну радіацію. В південних районах альbedo через нестійкість снігового покриву суттєво зменшується. Зменшення альbedo сприяє зменшенню сумарної радіації, що значною мірою компенсує вплив астрономічних факторів і призводить до виникнення поширеної зони з малими змінами сумарної радіації, особливо у лютому та березні.

Сезон – частина року, що виділяється по астрономічних, кліматичних, фенологічних або інших ознаках, тривалістю в декілька місяців. У

кліматології сезони виділяються по зміні типового характеру атмосферних процесів: холодний, теплий, сухий, вологий і тому подібне. В Україні характеристики зимового сезону залежать від переважання певних центрів дії атмосфери. Під час активності Північно-Атлантичного максимуму спостерігається тепла і малосніжна зима, Сибірського максимуму – морозна і сувора, Європейської угловини – сніжна і м'яка зима [16]. В останні десятиріччя зимовому сезону властиві синоптичні процеси, які формують стійкі погодні умови з температурами повітря вище за норму і з малою кількістю опадів [17].

Загалом, зима на території країни тривала, характеризується частими відлигами і доволі високими температурами, що пояснюється надходженням теплих повітряних мас з Атлантики і Середземномор'я [18].

Важливою характеристикою зимового сезону є перехід температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. *Зимовий період* починається зі стійкого переходу середньої добової температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ у бік зниження. Погодні умови зимового періоду обумовлені посиленням циркуляційної діяльності атмосфери і пов'язаною з нею адвекцією холодного повітря [19]. Перехід через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ відбувається восени з півночі на південь упродовж місяця (рис.1.2). Існує також широтна закономірність переходу температур повітря: через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ перехід відбувається восени зі сходу на захід упродовж 10 днів [20]. Перші заморозки восени на території країни відбуваються з кінця вересня і до початку листопада (рис. 1.3).

Похолодання розпочинається з середини листопада у північно-східній частині України, коли середньодобові температури повітря переходять через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Найпізніші строки настання від'ємних температур повітря спостерігаються на півдні, особливо на узбережжі Криму і на Закарпатті, що пояснюється надходженням повітряних мас з Північної Атлантики і специфічністю погодних умов Криму. Перехід температур через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ відбувається рівномірно на рівнинній території країни. Більш ранні строки

встановлення $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ спостерігаються на височинах, що обумовлено залежністю метеорологічних умов від рельєфу місцевості [19].



Рис. 1.2. Дати стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0 °С восени (1961-2005 рр.) [19].

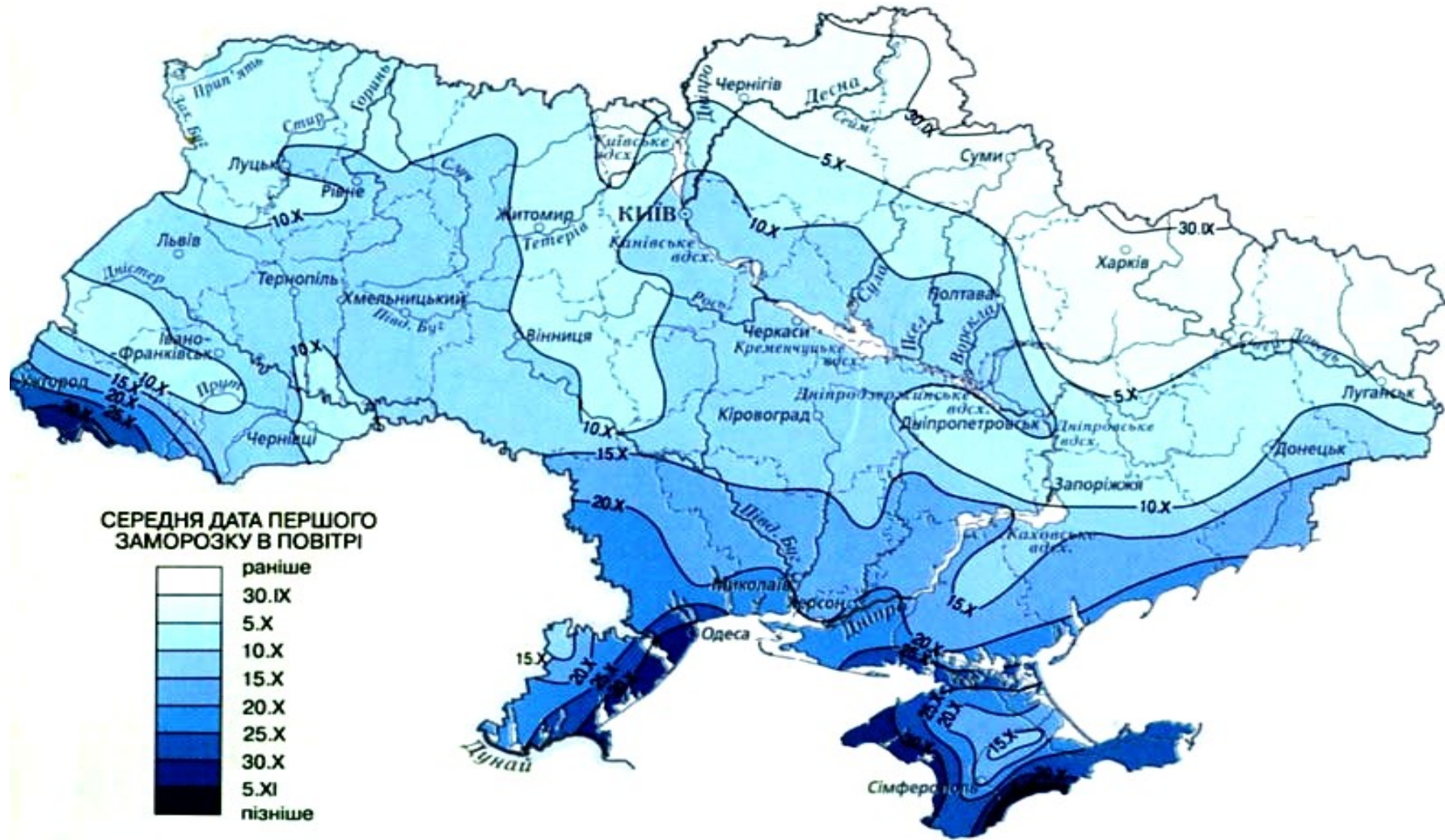


Рис. 1.3. Дати перших заморозків восени [21].

Особливістю зимового сезону є відхилення середньомісячних температур повітря від їх багаторічної норми, що обумовлено вторгненням на територію України переохолоджених або непомірно теплих повітряних мас. Такі випадки географічно не прив'язані до певного району і ускладнюють випуск метеорологічних прогнозів.

Середньомісячні температури грудня коливаються від $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ на північному сході до $+7\text{ }^{\circ}\text{C}$ – на півдні. Особливістю початку зими є утворення туманів на значній частині території, що пояснюється великою різницею між охолодженою поверхнею суші та теплими повітряними масами, які надходять з океану. Також утворенню хмар нижніх ярусів сприяє циклонічна діяльність.

Найхолоднішим місяцем зимового сезону є січень. Амплітуда коливань середньомісячних температур січня на території України становить від $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ на північному сході, сході та в Карпатах до $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ – на Південному березі Криму, де велике значення має вплив Чорного моря. Найхолоднішими декадами зими є 2-3 декади січня.

Останній зимовий місяць – лютий відрізняється частими змінами синоптичних процесів, що порушує стійкий температурний режим повітря. Значення температур тримається на рівні січня. У другій половині лютого температура повітря починає повільно збільшуватись [16].

Важливою характеристикою зимового сезону є велика частота відлиг. *Відлига* – це підвищення температури повітря до додатних значень на фоні від'ємних температур повітря, внаслідок надходження теплих повітряних мас. Відлиги супроводжуються похмурою і туманною погодою і призводять до часткового або повного танення снігового і льодового покриву. За походженням відлиги бувають адвективними, радіаційними і радіаційно-адвективними. На території України 80 % спостережених відлиг адвективного походження утворюються у грудні внаслідок переміщення південно-західних і південних циклонів із Середземного та Чорного морів

[16]. Сприятливі умови для утворення відлиг формуються на півдні і у західній частині країни. На протязі зимового сезону в середньому буває 8-10 відлиг з тривалістю від 4 днів на північному сході до 10 днів – на півдні. Відлиги характеризуються своєю тривалістю, повторюваністю та інтенсивністю, і сприяють утворенню теплих м'яких зим. Можливість формування відлиг залежить від синоптичних характеристик певного року.

У холодний період випадає найменша кількість опадів за рік – 20-25 % і становить в середньому за територією 200-220 мм. Найменша кількість опадів 30-40 мм спостерігається у січні-лютому. Більша кількість опадів випадає на Донецький височині і на Поліссі (45 мм). Утворюються опади взимку в наслідок надходження Середземноморських циклонів з Чорного моря.

1.4. Дослідження льодових явищ на території України

Льодовий режим річок України було досліджено вченими В.В. Проскураковим, Ф.І. Бидіним, С.М. Булатовим, Б.М. Гінзбургом, В.В. Піотровичем, Л.Г. Шуляковським, Р.В. Донченком, Р.А. Нежиховським, В.М. Мішоном, Т.В. Одровою, Т.В. Подсечиною, К.Н. Поляковою, В.А. Бузіним, С.Д. Вінніковим, Є.Г. Поповим, С.В. Борщом, Н.Г. Дюкелем, В.І. Вишневським, А.В. Щербаком, М.М. Сусідком, В.В. Гребінем, М.В. Зеленською. Далеко не вся територія України добре досліджена з точки зору формування льодового режиму [22, 23].

Вплив зарегульованості річок на дати появи льодових явищ. Взаємозв'язок дат появи льоду на річках із температурним режимом повітря порушується через зарегулювання стоку річок. Робота водосховищ призводить до суттєвої зміни льодового режиму річок: змінюється термічний режим у верхньому та нижньому б'єфах, знижуються максимальні температури води, збільшується період вільного від льоду русла, максимальні та мінімальні показники температур води значно зміщуються у часі [10, 24]. Термічний режим річок значно регулюється режимом скидів води з водосховищ. При переході від затопленого русла до заплави глибини розподіляються нерівномірно, що спричиняє нерівномірне розподілення швидкостей у перерізі русла.

Питання впливу зарегулювання стоку на льодовий і термічний режими річок України розглянуто у роботах В.І. Вишневського [24], В.В. Гребіня [9, 22], Е.Р. Рахматулліної [23].

У зв'язку з будовою Дністровського водосховища та заповненням його до проектного об'єму, температура води у нижньому б'єфі знизилась на 6 °С порівняно із природним значенням. Це обумовлено великою глибиною водосховища (54 м), що спричинило утворення термострибка, який зазвичай формується на глибинах 18-25 м. За цих обставин вода у придонному шарі не встигає прогріватися до природної температури річки, і в цілому у водосховищі відбувається зниження температури води.

Внаслідок створення Каховського водосховища на р. Дніпро максимальні та мінімальні значення температури води у створі м. Херсон змістилися у часі майже на місяць [24].

Результати досліджень В.В. Гребіня та Е.Р. Рахматулліної [23] показали, що на річках басейну Південного Бугу із збільшенням площі штучних водойм, строки появи льодових явищ та встановлення льодоставу зміщуються на більш пізні дати, а очищення річок від льоду навесні, навпаки, спостерігається раніше [22, 23]. Така ситуація пояснюється тим, що

на дату переходу температур повітря до від'ємних значень теплозапаси води у водосховищах більші, ніж у річках із природним стоком [13].

Особливістю льодового режиму річок України є те, що в умовах глобальних змін клімату, які зумовлюють нестійкість температурного режиму в осінньо-зимовий період, на річках спостерігаються нестійкий льодовий режим (за винятком верхів'їв Десни, Сіверського Дінця, Осколу), неодноразові періоди льодоутворення, а також велика різниця між строками появи перших льодових явищ і датою встановлення льодоставу.

У межах України спостерігається велика амплітуда дат настання перших льодових явищ на різних водозборах. Терміни появи льоду на річках залежать перш за все від географічного положення. В середньому за територією країни плавучий лід з'являється в третій декаді листопада, найраніше – у першій декаді листопада. Льодоутворення формується під впливом вторгнення холодного повітря в антициклонічних системах, які зумовлюють у листопаді зниження середньодобової температури повітря до від'ємних значень, а у жовтні – значення температури повітря нижчі 15 °С [25]. На рівнинних річках України початок льодових явищ найраніше відбувається на північному сході і найпізніше – на південному заході. На річках північного сходу початок стійких льодових явищ спостерігається 10-15 листопада, на річках центральної частини – 16-25 листопада, на річках південної частини країни – 25 листопада-5 грудня [26]. Районування строків стійкої появи льодових явищ на річках та їх тривалості в залежності від гідрологічного району, за Ресурсами поверхневих вод СРСР [15], наведені у Додатку А, табл. А.1.

Дослідження ймовірності дат початку льодоутворення на окремих ділянках річок, представлених у відхиленнях від норми [27], вказують на те, що для окремих річок можуть бути побудовані єдині криві забезпеченості цих строків [28] і це підтверджується даними про дати льодоутворення у більш пізній період. В датах появи льодових явищ має місце певна часова

періодичність, наприклад, середні дати за 20-річні періоди (з 1945 по 2004 рр.) відмічалась як раніше, так і пізніше від середніх дат за ці роки [27]. Встановлення льодоставу має тенденцію до зміщення строків на декілька діб пізніше, порівняно з багаторічними даними.

Дані спостережень [29] за температурою повітря вказують на те, що стійкий перехід через 0 °С і початок льодоутворення відбувається насамперед наприкінці жовтня – на початку листопада. За період з 1945 по 2004 рр. ранні дати появи льодових явищ на більшості річок спостерігаються на початку листопада, найпізніші дати спостерігаються в другій декаді лютого. Період між датами переходу температури повітря через 0 °С і появою льодових явищ коливається в межах від 1 до 20 діб.

А.В. Щербаком, М.В. Зеленською і Ю.М. Гайдаєм [29] був виконаний аналіз часового та просторового розподілу дат появи льоду і встановлення льодоставу на річках України на основі даних спостережень за період 1945-2004 рр. За дослідженнями [29], були визначені наступні строки появи льодових явищ на річках України (табл. 1.2).

Таблиця 1.2

Дати появи льодових явищ на річках України (1945-2004 рр.) [29]

| № з/п | Річка – водпост | Дата появи льоду | | |
|----------|--------------------------------|------------------|---------|------------|
| | | рання | середня | пізня |
| 1 | Прип'ять - Люб'язь | 28.10.1951 | 01.12 | 06.02.1983 |
| 2 | Стир – Луцьк | 02.11.1979 | 09.12 | 06.02.1983 |
| 3 | Горинь – Деражне | 09.11.1956 | 14.12 | 17.02.1983 |
| 4 | Случ – Сарни | 27.10.1979 | 24.11 | 04.02.1975 |
| 5 | Десна – Чернігів | 01.11.1979 | 27.11 | 24.12.2000 |
| 6 | Сула – Ромни | 20.10.1976 | 20.11 | 19.12.1990 |
| 7 | Псел – Гадяч | 03.11.1979 | 02.12 | 18.01.1961 |
| 8 | Ворскла – Полтава | 31.10.1949 | 27.11 | 22.12.1977 |
| 9 | Дністер – Галич | 02.11.1979 | 06.12 | 04.02.1975 |
| 10 | Південний Буг – Первомайськ | 02.11.1953 | 03.12 | 18.01.1961 |
| 11 | Сіверський Донець – | 02.11.1979 | 02.12 | 19.01.1961 |

| | | | | |
|----|----------------|------------|-------|------------|
| | Ізюм | | | |
| 12 | Дунай – Ізмаїл | 12.12.1945 | 09.01 | 06.02.1976 |

Дослідження льодового режиму річок басейну Дніпра викладені у роботі В.М. Струтинської та В.В. Гребіня [9]. Строки настання льодових явищ на річках *басейну Дніпра* підкоряються ландшафтно-гідрологічному районуванню [30, 31].

З 80-х років минулого сторіччя ранні строки появи льодових явищ спостерігаються на початку другої декади листопада, пізні – у другій-третьій декаді грудня. Особливим льодовим режимом відрізняється схід Лівобережно-Дніпровської ландшафтно-гідрологічної провінції, де рання поява льоду припадає на кінець жовтня. В середньому поява льодових явищ до 1988 р. відбувалась 26 листопада, після 1988 р. – 2 грудня [9].

Питання льодового режиму річки Південний Буг висвітлене у роботі Е.Р. Рахматуліної, В.В. Гребіня та С.С. Дубняка [22]. Поява льодових явищ на річці *Південний Буг* в середньому за довжиною річки відбувається у другій декаді грудня. За період спостережень 1945-2005 рр. найраніша дата появи льоду за довжиною річки спостерігалась 24 жовтня, найпізніша – 16 лютого [22]. В окремі роки осінні льодові явища не спостерігались. Більш детально формування льодового режиму розглянуто на прикладі річок Дністер, Десна і Тилігул, для яких у подальшому розроблялися прогнози методики.

Характеристики льодового режиму *Дністра* схильні до вертикальної зональності у меншій мірі, ніж характеристики термічного режиму. Льодові явища з'являються на річці при пониженні температури води нижче за 0°C. Із збільшенням висоти місцевості змінюються основні морфометричні характеристики річки, збільшуються ухили і швидкості течії, що порушує тісноту зв'язків між характеристиками льодового режиму і висотою місцевості. Внаслідок неоднорідності морфометричних характеристик за довжиною річки на Дністрі часто з'являються зажорні явища, особливо на його карпатських притоках [13]. Поява стійких льодових явищ відбувається на 5-15 днів раніше на плесах, ніж на перекатах. Скиди водосховищ також

впливають на формування льодового режиму, затримуючи встановлення льодоставу, а інколи не сприяють появі стійких льодових явищ на протязі усієї зими [15].

Перші льодові явища на р. Дністер з'являються в період з середини третьої декади листопада до кінця першої декади грудня і представлені у вигляді заберегів, сала, шуги. За даними спостережень у створі р. Дністер – м. Могильов-Подільський, були визначені строки появи льодових явищ (табл. 1.3). Рання поява льодових явищ (кінець жовтня-початок листопада) спостерігається при різких похолоданнях, пізня поява льоду (кінець грудня – початок січня) спричинена підвищеною температурою повітря або через вплив теплих підземних вод, що виходять на поверхню (табл. 1.4).

Таблиця 1.3

Дати появи льодових явищ на річці Дністер (1960-2008 рр.)

| Річка – водпост | Дата появи льоду | | |
|-----------------------------------|------------------|---------|------------|
| | рання | середня | пізня |
| Дністер – м. Могильов-Подільський | 04.11.1979 | 01.12 | 18.02.1983 |

Таблиця 1.4

Строки появи льодових явищ на ділянках річки Дністер з неперушеним водогосподарською діяльністю режимом [15]

| Висота місцевості, м абс. | При ґрунтовому живленні | | | | | |
|---------------------------|-------------------------|------------|-------------|-------------|---------|----------|
| | помірному | | | підвищеному | | |
| | середні | ранні | пізні | середні | ранні | пізні |
| 0-250 | 01-10.12 | 01-10.11 | 27.12-20.01 | 5-15.12 | 5-10.11 | 15-25.02 |
| 251-500 | 25.11-5.12 | 20.10-3.11 | 27.12-16.01 | | | |
| 501-700 | 25-30.11 | 20.10-3.11 | 25.12-15.01 | | | |

У зв'язку із змінами клімату в останні десятиліття, строки настання льодових явищ на річках України значно змістилися. Наприклад, на річці

Дністер дати появи плавучого льоду змістилися з кінця листопада на середину січня (рис. 1.4).

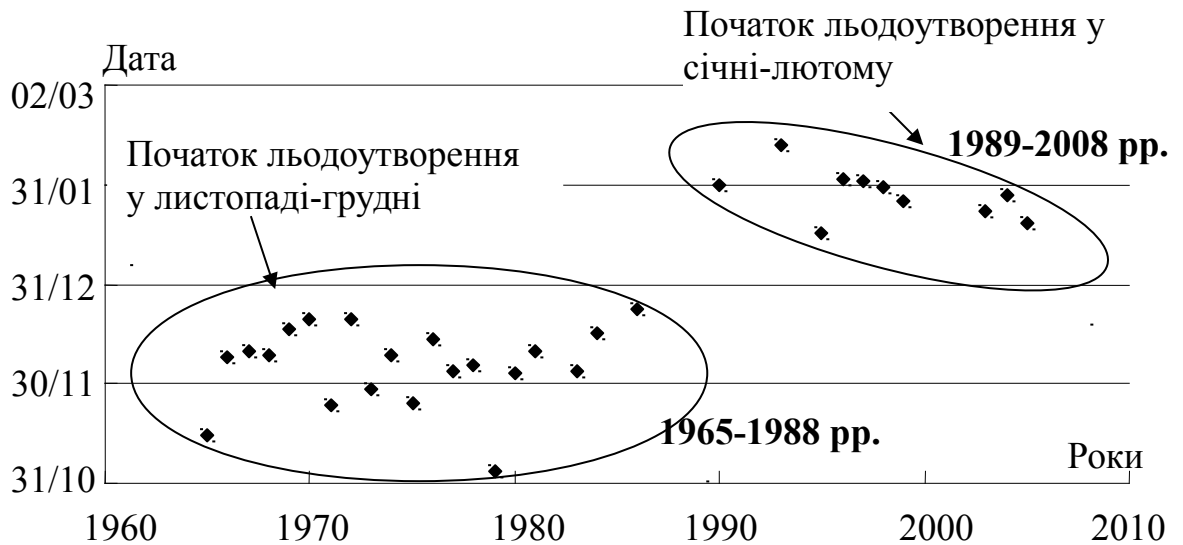


Рис. 1.4. Дати утворення льодових явищ на річці Дністер – м. Могильов-Подільський (1965-2008 pp.).

Окрім кліматичних змін, на льодовий режим р. Дністер значно вплинула робота Дністровського водосховища у 1985 р., коли відбулося наближення об'єму водосховища до проектного [24]. Дністровське водосховище має площу водозбору 40500 км², площа водного дзеркала 141 км², висота греблі водосховища 110 м БС [32]. Дослідження В. І. Вишневського [24] вказують на зменшення температури води у нижньому б'єфі на 6 °С.

Найпомітніші зміни стосуються тривалості льодоставу, яка зменшилась на 1-2 декади, і крім того, в окремі роки стійкий льодостав взагалі може не спостерігатися. Наприклад, у створі р. Дністер – м. Могильов-Подільський після 1986 року льодостав взагалі відсутній.

Особливістю льодового режиму річки *Десна* є інтенсивний приплив відносно теплих ґрунтових вод, в наслідок чого поява осінніх льодових явищ запізнюються в середньому на 10 діб [15]. Стійкість льодового режиму також порушується відлигами під час теплих зим. Для Десни характерні осінні

нестійкі льодові забереги, що утворюються на 2-3 тижня раніше за стійкі льодові утворення, окрім ділянок північної частини України. Перші льодові явища в північній частині р. Десна утворюються в перші 2 декади листопада, на іншій частині річки – на початку грудня. У створі м. Чернігів поява льодових явищ відбувається у строки, наведені у табл. 1.5. Нестійкість льодового режиму річки виявляється у значній амплітуді утворення стійкого льодоставу. На ділянках із природним стоком льодостав утворюється у другій-третьій декадах грудня, на півночі – наприкінці листопада. Найпізніші строки появи льоду восени відзначаються в аномально теплі зими [9].

Таблиця 1.5

Дати появи льодових явищ на річці Десна (1960-2008 рр.)

| Річка – водпост | Дата появи льоду | | |
|---------------------|------------------|---------|------------|
| | рання | середня | пізня |
| Десна – м. Чернігів | 01.11.1979 | 28.11 | 29.01.2007 |

Басейн річки *Тилігул* розташований у степовій ландшафтно-кліматичній зоні [33]. Живлення річки снігове та дощове. У маловодні роки період пересихання досягає 6-8 місяців, у середні за водністю – 2-3 місяці, у багатоводні – близько місяця [34]. У сучасності річка використовується переважно для зрошення [35]. За даними спостережень у створі р. Тилігул – смт Березівка, були встановлені ранні, середні й пізні строки появи льодових явищ (табл. 1.6). Річка Тилігул є маловодною, через що в окремі роки спостерігається перемерзання русла в зимовий період (табл. 1.7).

Таблиця 1.6

Дати появи льодових явищ на річці Тилігул (1960-2008 рр.)

| Річка – водпост | Дата появи льоду | | |
|-------------------------|------------------|---------|------------|
| | рання | середня | пізня |
| Тилігул – смт Березівка | 16.10.1976 | 02.11 | 21.12.1996 |

Таблиця 1.7

Строки перемерзання (пересихання) річки Тилігул в зимовий період

| Рік | Період перемерзання (пересихання) |
|------|-----------------------------------|
| 1963 | 13.01-02.02 |
| 1975 | 22.01-28.01 |
| 1976 | 17.01-27.01 |
| 1986 | 01.09.1986-11.01.1987 |
| 1992 | 01.09-13.12 |
| 1994 | 02.07.1994-20.02.1995 |
| 1995 | 02.08.1995-20.02.1996 |
| 2002 | 11.09-14.10 |
| 2003 | 11.09-20.10 |

Утворення стійкого льодоставу на водних об'єктах залежить перш за все від метеорологічних умов осінньо-зимового періоду, географічного положення річки, особливостей морфометричних характеристик та антропогенного впливу.

Головним фактором встановлення льодоставу є інтенсивність похолодання після появи льодових явищ. Ранні дати встановлення льодоставу спостерігаються в першу половину листопада, найпізніші – в кінці січня, інколи – на початку лютого. Багаторічні спостереження за льодовим режимом річок вказують на те, що дати встановлення льодоставу коливаються від першої декади грудня до початку січня. Слід зауважити, що в останні десятиріччя, у зв'язку зі змінами клімату, на багатьох річках непорушний льодовий покрив інколи взагалі не встановлюється у зимовий період [36]. У випадках, коли поява льоду спостерігається щорічно, ймовірність встановлення льодоставу змінюється від 20 до 100% [37].

Висновок до розділу 1

Льодовий режим є важливою фазою річок і перебуває у прямій залежності від термічного режиму повітря. Взимку на річках України спостерігаються такі льодові утворення, як забереги, шуга, сало, внутрішньоводний лід, льодохід тощо. Головною умовою початку льодоутворення є переохолодження водної маси, яке відбувається внаслідок теплообміну з атмосферою. На інтенсивність вихолодження води у річках впливають морфометричні характеристики річок.

Льодоутворення на річках України спостерігається в осінньо-зимовий період. Зимовий сезон характеризується встановленням від'ємних температур повітря на території України внаслідок надходження континентального арктичного повітря. Важливим для початку льодоутворення є дата переходу температури повітря через 0 °С. Перехід температур повітря до від'ємних значень відбувається з початку листопада до середини січня. Для української зими характерні часті відлиги, значна амплітуда значень середньодобових температур, що обумовлює нестійкість погодних умов. На рівнинних річках України початок льодових явищ найраніше відбувається на північному сході і найпізніше – на південному заході, і значною мірою обумовлений кліматичними і антропогенними чинниками.

За даними спостережень нами встановлені середні дати появи льодових явищ та визначені особливості льодового режиму на досліджуваних річках.

РОЗДІЛ 2

СУЧАСНИЙ СТАН В ГАЛУЗІ РОЗРАХУНКУ ТА ПРОГНОЗУ ЛЬОДОВИХ ЯВИЩ

2.1. Математичне моделювання у гідрологічних прогнозах

Значне накопичення вихідних матеріалів спостережень за характеристиками та особливостями процесів, що відбуваються на водних об'єктах, а також інтенсивне впровадження різних типів ЕОМ у практику гідрологічних розрахунків та прогнозів, дали новий імпульс до використання математичних прийомів обробки, аналізу й узагальнення гідрологічної інформації. В останні десятиріччя швидкий розвиток та вдосконалення комп'ютерних технологій дозволили включити в єдину базу гідрологічної інформації важко доступні просторові дані, наприклад, вологість ґрунту. Розвиток радіолокаційних та орбітальних автоматизованих приладів для спостереження за характеристиками гідрометеорологічних процесів значно поліпшили побудову математичних моделей у гідрологічних прогнозах. Чисельні експерименти, що виконувались з математичними моделями, відкрили нові перспективи в дослідженнях складних ситуацій на гідрологічних об'єктах, особливо в умовах підвищеного антропогенного впливу.

Спроби математичного моделювання гідрологічних процесів розпочалися ще на початку ХХ століття і продовжуються до теперішнього часу, постійно удосконалюючись та покращуючись.

Метою математичного моделювання гідрологічних процесів є урахування неоднорідних фізичних умов і підвищення точності та надійності прогнозів гідрологічних процесів. Під *математичними моделями*, як правило, розуміють математичні та логічні співвідношення, завдяки яким встановлюються кількісні зв'язки між характеристиками досліджуваного явища та факторами, що впливають на його формування [38]. Особливість математичних моделей полягає в тому, що вони створюються для певних умов (геоморфологічних, кліматичних, антропогенних тощо) та можуть бути використані лише для умов, в яких вони створені.

Завдяки накопиченню даних спостережень відкривається можливість змоделювати розвиток гідрологічних характеристик у різних умовах. Особливо це має значення сьогодні, коли стан навколишнього середовища безперервно змінюється під дією глобальних змін клімату. Вирішувати задачі моделювання, безумовно, допомагає розвинута система обробки інформації, яка істотно поліпшує роботу дослідників.

Значний внесок в розвиток моделювання процесів замерзання річок, наростання льодового покриву, утворення заторних і зажорних явищ, скресання річок зроблені Р.В. Донченком [13], Т.В. Одровою [10], Н.М. Авраменковим та В.П. Берденніковим [13], а також закордонними вченими Н.Т. Shen [39], Т.С. Hung [40] та іншими. Вченими Датського гідралічного університету води і навколишнього середовища (DHI-Water & Environment) розроблена модель *MIKE 11* [41], яка представляє собою комп'ютерну програму, що імітує стік води, її якість і наноси в річках, заплавах, водосховищах та інших внутрішніх водоймах. У комплексі зі спеціально розробленим комп'ютерним модулем, який описує процес льодоутворення, модель *MIKE 11* дозволяє отримати надійні результати.

Під час побудови математичної моделі для вирішення задач гідрології користуються трьома правилами [38]: 1) включити у модель якомога більше поєднань факторів та спостережених явищ; 2) детальніше охарактеризувати

досліджуване явище або об'єкт; 3) вибрати структуру моделі, яка достатньо досліджена і має позитивні результати в моделюванні конкретного явища.

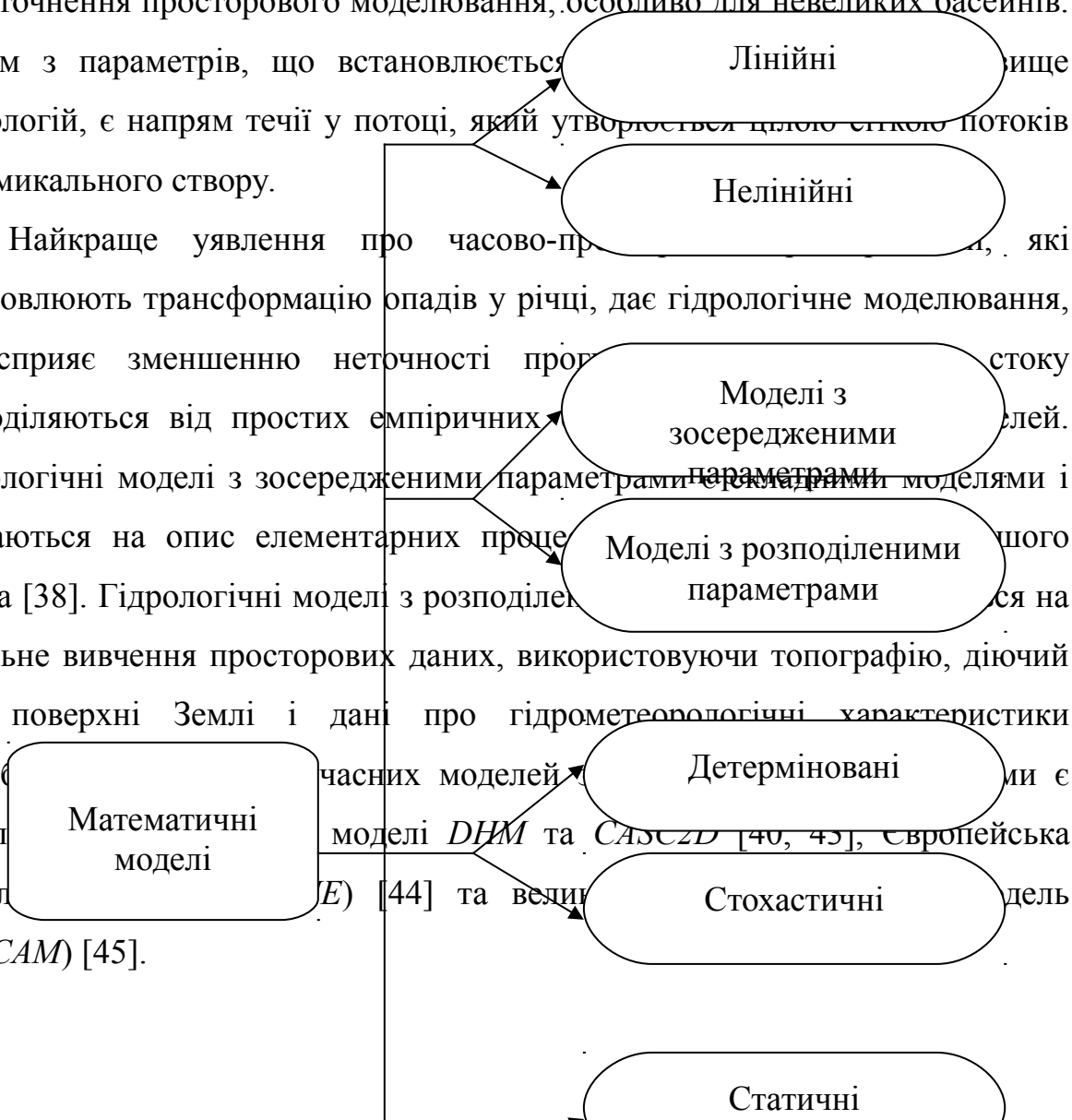
Загалом, математичні моделі класифікуються за схемою (рис. 2.1).

Рис. 2.1. Класифікація математичних моделей [38].

Цифрова революція підштовхнула розвиток гідрологічних моделей в останні десятиріччя. Точність вимірювання опадів, які формують, головним чином, стік води, була основним обмежуючим чинником точності гідрологічних прогнозів. Одночасний розвиток масштабів вимірювання опадів, радіолокації та чутливих технологій вимірювань опадів, зробили розвиток гідрологічних моделей реальним. Вільний доступ до європейських та міжнародних даних полегшує розвиток та початкову параметризацію моделей з розподіленими параметрами. «HYDRO-1K» - просторовий набір даних, - забезпечує цифровою інформацією математичні моделі даних (DEM), з врахуванням потоків та вододілів при розширенні 1-км [42].

Просторові дані більш широкого розширення можуть бути використані для уточнення просторового моделювання, особливо для невеликих басейнів. Одним з параметрів, що встановлюється за допомогою нових технологій, є напрям течії у потоці, який утворюється цілою сіткою потоків до замикального створу.

Найкраще уявлення про часово-просторові процеси, які встановлюють трансформацію опадів у річці, дає гідрологічне моделювання, що сприяє зменшенню неточності прогнозу стоку. Гідрологічні моделі з розподіленими параметрами розподіляються від простих емпіричних моделей. Гідрологічні моделі з зосередженими параметрами і спираються на опис елементарних процесів, які викликають це явища [38]. Гідрологічні моделі з розподіленими параметрами базуються на детальне вивчення просторових даних, використовуючи топографію, діючий шар поверхні Землі і дані про гідрометеорологічні характеристики водозбірних басейнів. Часово-просторові моделі є основними моделями гідрологічного моделювання. Вони включають моделі *DHM* та *SASCZD* [40, 43], європейська модель *HEM* [44] та велика модель *LASCAM* [45].



В своєму розвитку моделі з розподіленими параметрами враховують просторовий розподіл параметрів та їх мінливість. Може спиратися на просторові дані з різних інформаційних систем з вхідних параметрів впливає на кінцевий результат. Необхідність враховувати просторову мінливість параметрів викликає використання комп'ютерні ресурси. Сітка заснованих на цифрових даних моделей дозволяє точно змодельовати такі параметри, як уклон, випаровування, напрям течії тощо [40]. Більшість моделей з розподіленими параметрами відрізняється наявністю просторових даних і географічних інформаційних систем (ГІС) для аналізу та управління водними ресурсами.

Певні труднощі прикладного застосування математичних моделей у гідрології пов'язані з необхідністю обґрунтовувати фізико-математичну основу гідрологічного процесу та якомога точніше визначити початкові умови. Проблемами математичного моделювання є створення моделей для конкретних інженерних задач, що не сприяє вивченню гідрологічного процесу загалом, а також різний ступінь вивченості водних об'єктів [38].

Для побудови математичної моделі, яка б описувала процес льодоутворення, можна використовувати декілька підходів. По-перше – емпіричний метод, який базується на встановленні зв'язків між умовами утворення льоду на річці та окремими чинниками, наприклад, між температурою повітря та води, з урахуванням рівня або витрати води, швидкості вітру (якщо це водосховище або озеро). Найчастіше такі зв'язки мають різний характер для окремих районів. Основою емпіричного методу є рівняння теплового балансу або «умова Стефана» [46]:

$$\lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial x} - \lambda_1 \frac{\partial T_1}{\partial x} = \rho_2 L \xi, \quad (2.1)$$

де $i = 1$ - рідка фаза, $i = 2$ - тверда фаза;

λ_i - коефіцієнт теплопровідності, Вт/(мК);

T_i - температура речовини, °С

ρ_2 - густина фази, що утворюється, кг/м³;

L - питома теплота плавлення, кДж/кг;

$\xi = v$ - швидкість руху фазової границі, м/с.

Через те що, рівняння (2.19) не враховує повною мірою інтенсивність тепловідтоку з водної маси та особливості метеорологічних умов, в подальшому Л.Г. Шуляковським [47] та В.В. Піотровичем [48] були розроблені фізичні основи методів прогнозування льодових явищ на водних об'єктах [25], які детальніше дослідили процес теплообміну водної маси з дном водоймищ та з атмосферою.

Наступним кроком для створення математичної моделі є використання теоретичного методу, який оснований на інтегруванні вихідних диференціальних рівнянь, що описують фізичну сутність процесу льодоутворення. Вирішенням систем диференціальних рівнянь, які описують процес льодоутворення займалися також В.Р. Цибульській [46], О.Ф. Васильєв [4], О.Б. Бочаров [46], А.Т. Зіновієв [4], В.А. Прокоф'єв [46] та інші.

2.2. Розрахункові характеристики льодових явищ

Утворення льодових явищ на річках починається за умови переохолодження водної маси, наявності центрів кристалізації та перемішування шарів води. Ця умова записується нерівністю [13], тобто запас тепла у воді менше відтоку тепла

$$Q_{cpt} < Sbl, \quad (2.2)$$

де Q - витрата води, м³/с;

c - питома теплоємність, Дж/(г·°С);

ρ - густина води, г/см³;

t - середня температура по вертикалі, °С;

S - потік тепла, Вт/м²;

b - ширина ділянки, м;

l - довжина ділянки, м.

Важливими розрахунковими характеристиками процесу льодоутворення є наступні.

Кількість тепла, що виділяється при кристалізації переохолодженої води об'ємом 1 см³ і розраховується за рівнянням [13, 49]

$$P_z = \frac{S}{\sqrt{\eta m}} \frac{ch[(h-z)/\sqrt{\eta m}]}{sh(h/\sqrt{\eta m})}, \quad (2.3)$$

де P_z - кількість тепла, що виділяється при кристалізації переохолодженої води об'ємом 1 см³;

S - потік тепла, Вт/м²;

c - питома теплоємність, Дж/(г·°С);

h - глибина, м;

z - ордината, котра відраховується від поверхні, м;

η - турбулентна теплопровідність, Вт/(м·К);

m - емпіричний параметр, який характеризує відношення температури переохолодженої води до кількості тепла, яке виділяється при її кристалізації;

S - мінералізація води, ‰.

Залежність розподілу кількості тепла P_z від глибини ілюструє рис. 2.2. Для поверхневого шару води при $z \rightarrow 0$ кількість тепла P_z розраховується за рівнянням

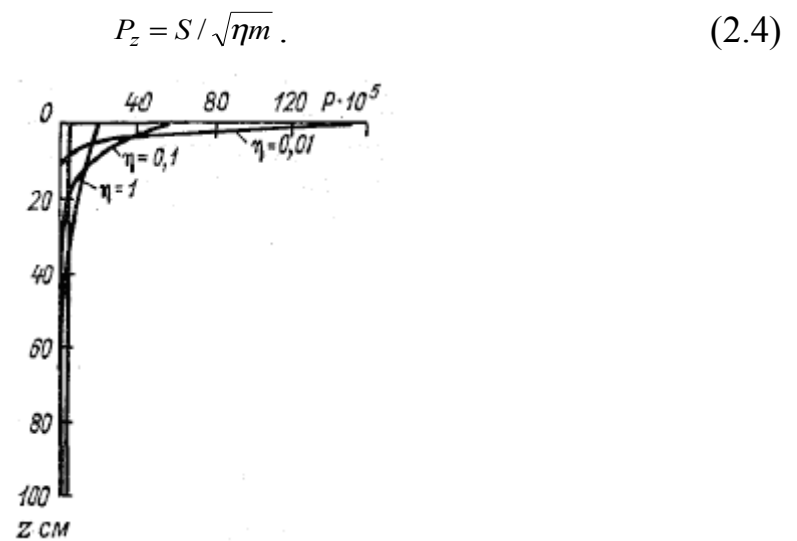


Рис. 2.2. Розподіл кількості тепла P_z по глибині при різних значеннях коефіцієнта турбулентної теплопровідності η [13, 49].

Гідравлічна крупність кристалів внутрішньоводного льоду для пластин льоду діаметром 2-5 мм круглої форми, розраховується таким чином [10, 13]:

$$u = f_k g^{0,5} h^{0,4} d^{0,1} , \quad (2.5)$$

$$u = 167 \nu d^{0,69} , \quad (2.6)$$

де u - гідравлічна крупність кристалів внутрішньоводного льоду, см/с;

f_k - безрозмірний коефіцієнт;

h - товщина пластинки, см;

d - діаметр кристала, см;

ν - коефіцієнт кінематичної в'язкості, см²/с.

Гідравлічна крупність кристалів є важливою характеристикою, тому що кристали льоду перебувають у завислому стані доки їх гідравлічна крупність менша за вертикальну складову пульсаційної швидкості. Із збільшенням

інтенсивності льодоутворення кристали льоду з'єднуючись, укрупнюються і спливають на поверхню у вигляді шуги [12].

Зріст кристалів льоду в турбулентному потоці за відрізок часу [10]

$$\frac{\Delta d}{\Delta T} = (1,8 + 0,18u)10^{-2}t, \quad (2.7)$$

де Δd - зміна розмірів кристалів льоду, см;

ΔT - відрізок часу, с;

u - швидкість течії, м/с;

t - температура переохолодження води, °С.

Кількість тепла, яке пройшло через стовпчик води з одиничною площею і висотою, яка дорівнює глибині водного об'єкта H [10]

$$\lambda \frac{dt}{dy} = S_{II} - \int_0^y S(y)dy, \quad (2.8)$$

де λ - коефіцієнт теплопровідності, Вт/(м·К);

S_{II} - втрати тепла в атмосферу, Вт/(см²·с);

S - потік тепла, Вт/м²;

t - температура води, °С;

y - просторова координата (глибина).

Теплообмін поверхневого шару води при умові незначного притоку тепла від дна і при малих течіях [10]

$$S_0 = \frac{S_{II}}{\sqrt{\lambda m}}, \quad (2.9)$$

де m - коефіцієнт пропорційності між температурою переохолодження і інтенсивністю льодоутворення.

Якщо є кількісні дані за переохолодженою водою близько поверхні, то коефіцієнт m розраховується за виразом

$$m = \lambda \left(\frac{t}{S_{II}} \right)^2. \quad (2.10)$$

Тоді теплообмін поверхневого шару води S_0 визначається за виразом

$$S_0 = \frac{S_{II}^2}{\lambda t}, \quad (2.11)$$

або за графіком (рис. 2.3)

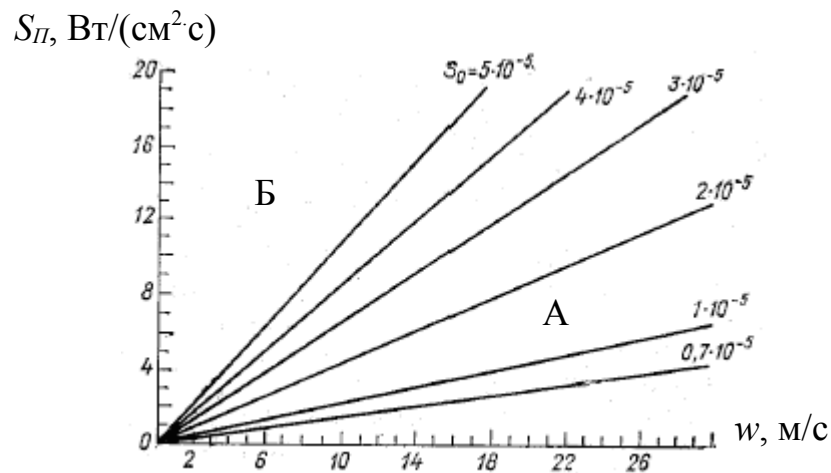


Рис. 2.3. Залежність інтенсивності льодоутворення в поверхневому шарі води

S_0 від швидкості вітру w і втрати тепла S_{II} [10]

А – область утворення переважно внутрішньоводного льоду; ($S_0 < 2 \cdot 10^{-5}$)Вт/(см²·с); Б – область утворення переважно поверхневого льоду; ($S_0 > 4 \cdot 10^{-5}$)Вт/(см²·с).

Ширина заберегів розраховується за формулою Н.М. Сокольнікова [10]

$$b_3 = -a \left(\frac{H+1}{uH} \right) \Sigma t, \quad (2.12)$$

де b_3 - ширина заберегів, м;

a - емпіричний коефіцієнт (для річок $a = 0,01$, для ополонки $a = 0,075$);

H - середня глибина під заберегами, м;

u - поверхнева швидкість течії біля кромки заберега, м/с;

$\sum t$ - сума від'ємних середніх добових температур повітря, °С.

Сумарна ширина заберегів B_3 розраховується за емпіричною формулою Р.А. Нежиховського [49]

$$B_3 = B(1 - m), \quad (2.13)$$

де B_3 - сумарна ширина заберегів, м;

B - ширина русла, м;

m - емпіричний коефіцієнт, рівний $m = (0,42v^{0.2} + K)$, V - середня за перерізом швидкість потоку, м/с; якщо береги русла пологі і наявні мілководні зони, то $K = 0,525$, в інших випадках – $K = 0,465$.

Середній стік шуги за місяць може бути розрахований за виразом [10]

$$Q_{III} = \frac{0,87u(\sum t)^{0,84}}{L_n}, \quad (2.14)$$

де Q_{III} - середній за місяць стік шуги, кг/с;

u - поверхнева швидкість течії, м/с;

t - середні добові температури за час добігання до розрахункового створу, °С за умови що швидкість руху шуги дорівнює u , м/с.

Зменшення швидкості u при настанні льодоставу визначається за формулою

$$u = 1,11u_c \frac{F}{F_{II}}, \quad (2.15)$$

де F і F_{II} - площі водної поверхні при рівних витратах води до утворення і за умов утворення підпору, відповідно, м²;

u_c - швидкість поверхневої течії до утворення підпору, м/с.

Коефіцієнт шугоходу – ступінь покриття водної поверхні шугою розраховується за виразом [13]

$$\alpha_{\lambda} = (\tau \Sigma S) / (L \rho h_{\lambda}), \quad (2.16)$$

де α_{λ} - коефіцієнт шугоходу;

τ - інтервал часу, за який розраховується α_{λ} , с;

ΣS - сума втрат тепла, Вт/м²;

L - питома теплота фазового перетворення, Дж/г;

ρ - густина води, г/см³;

h_{λ} - товщина льоду, см.

При використанні виразу (2.16) частина вільної поверхні води β розраховується за формулою

$$\beta = 1 - \alpha_{\lambda}. \quad (2.17)$$

Товщина стійкого утворення льодової перемички після зупинки руху шуги [38]

$$h_{\lambda}^0 = 1,77V^2 \cdot B / C^2, \quad (2.18)$$

де h_{λ}^0 - товщина стійкого льодового утворення, см;

V - швидкість течії, м/с;

B - ширина потоку, м;

C - коефіцієнт Шезі.

За умов наявності за берегів товщину льодової перемички розраховують таким чином

$$h_n^0 = 1,77v^2 \cdot B_3 / C^2, \quad (2.19)$$

де B_3 - сумарна ширина заберегів, м.

2.3. Прогнози елементів льодового режиму

2.3.1. Класифікація прогнозів, похибки та оцінка виправданості

Гідрологічний прогноз – це науково обґрунтоване передбачення гідрологічних явищ, які виникають та змінюють одне одного на річках і озерах в процесі сезонних та інших змін погоди [50].

Метод прогнозу – це науково обґрунтований спосіб вирішення визначеної прогнозної задачі, вибір якого залежить від об'єму і характеру вихідної інформації про прогнозоване явище, від інформації, яка є доступною на дату випуску прогнозу [6].

Методика прогнозу – це обробка за певною системою даних гідрологічних і метеорологічних спостережень і встановлення чисельних значень прогнозованих параметрів або побудова прогнозних графіків залежностей чи карт [25]. Вибір методики залежить від обраного методу прогнозу.

Класифікація прогнозів відбувається за декількома ознаками: завчасністю, характером прогнозованого явища або елемента режиму, конкретним призначенням прогнозу.

Класифікація I. За завчасністю прогнози поділяються на [6]:

- короткострокові (завчасність до 15 діб);
- довгострокові (завчасність від 15 діб до 3 місяців);
- понаддовгострокові (завчасність більше 3 місяців).

Класифікація II. За характером процесів, які прогнозуються [50]:

- прогнози, побудовані на принципах руху води в руслах, до них належать прогнози переміщення і трансформації паводків на ділянці річки, прогнози по відповідних рівнях, прогнози, які спираються на відомості про витрати води;

- прогнози, побудовані на принципах формування стоку, в річковому басейні. До них відносяться прогнози стоку весняного водопілля і паводків за снігозапасами, прогнози стоку за запасами ґрунтових вод або за кількістю опадів тощо;

- прогнози, побудовані на закономірностях теплообміну в річках, озерах і водосховищах, що відбуваються під впливом гідрометеорологічних факторів. Наприклад, прогнози дат появи льодових явищ, наростання товщі льодового покриву, термінів скресання річок;

- прогнози, побудовані на кореляційних зв'язках між факторами, які впливають на досліджуваний процес. Такими є довгострокові прогнози стоку гірських річок, побудовані на принципах процесів, які відбуваються у руслі річки або довгострокові прогнози термінів настання льодових явищ, які спираються на кореляційні зв'язки із характеристиками атмосферної циркуляції.

Класифікація III. За призначенням прогнозів [25]:

- прогнози елементів водного режиму;
- прогнози льодових явищ.

Кожен прогноз має певні критерії якості та точності, за якими перевіряються їх ефективність та надійність.

Похибка прогнозу – різниця між фактичними і прогнозованими значеннями [6], тобто

$$\delta = y - y', \quad (2.20)$$

де δ - похибка прогнозу;

y, y' - відповідно фактичне і прогнозоване значення величини, яка прогнозується.

Важливою характеристикою прогнозів є допустима похибка прогнозу, яка береться як ймовірне відхилення значень прогнозованої величини від її середнього значення (норми) за період завчасності [6, 25]:

$$\delta_{\text{доп.}} = 0,674\bar{\sigma}, \quad (2.21)$$

де $\delta_{\text{доп.}}$ - допустима похибка прогнозу;

$\bar{\sigma}$ - середнє квадратичне відхилення значень прогнозованої величини від її середнього значення.

Прогноз вважається виправданим, якщо абсолютна величина його похибки менше або дорівнює допустимій [25].

У зв'язку з тим, що прогноз появи льоду на річках здійснюється на основі прогнозів погоди, допустима похибка гідрологічного прогнозу залежить від завчасності метеорологічного прогнозу (табл. 2.1).

Таблиця 2.1

Допустимі похибки короткострокових прогнозів льодових явищ [25]

| | | | | |
|---|-----|-----|-----|------|
| Завчасність метеорологічного прогнозу, діб | 2-3 | 4-5 | 6-8 | 9-12 |
| Допустима похибка прогнозу льодових явищ, діб | ±1 | ±2 | ±3 | ±4 |

Оцінка якості і точності прогнозованої методики при прогнозах дат, оцінюється через забезпеченість допустимої похибки прогнозів [50]:

$$p = \frac{n - m}{n} * 100\%, \quad (2.22)$$

де P – забезпеченість прогнозу;

n – загальна кількість перевірних прогнозів;

m – кількість прогнозів, що не виправдались.

Вважається, що прогнозна методика є практично прийнятною, якщо забезпеченість перевірних прогнозів не менше ніж на 10 % перевищує забезпеченість ймовірного відхилення прогнозованої величини від середнього, а саме – 50 %.

За забезпеченістю методики прогнозу класифікуються на [6]:

- «добрі» - забезпеченість ≥ 82 %;

- «задовільні» - забезпеченість 81-60 %.

Оцінити точність прогновної методики можна, спираючись на принципи кореляційних зв'язків між прогнозованою величиною і її факторами [25],

$$\eta = \sqrt{1 - \left(\frac{\sigma'_y}{\sigma} \right)^2}, \quad (2.23)$$

де η - кореляційне співвідношення;

σ'_y - середня квадратична похибка перевірних прогнозів;

σ - середнє квадратичне відхилення прогновної величини.

У рівнянні (2.23) середня квадратична похибка перевірних прогнозів розраховується за формулою [25]

$$\sigma'_y = \sqrt{\frac{\sum_1^n (y_{\Pi} - y_C)^2}{n}}, \quad (2.24)$$

де y_P, y_C - це прогнозна і спостережена величини відповідно;

n - кількість перевірних прогнозів.

Якщо $\sigma'_y = 0$ і $\eta = 1$, то прогнозна величина цілком залежить від факторів, які увійшли до залежності, і, навпаки, якщо $\sigma'_y = \sigma$ і $\eta = 0$, то фактори, які введені до прогносної залежності не впливають на прогнозовану величину. Шкала оцінки точності методики прогнозу в залежності від відношення $\frac{\sigma'_y}{\sigma}$ і η наведена у табл. 2.2.

Таблиця 2.2

**Допустимі похибки короткострокових прогнозів
льодових явищ [25]**

| $\frac{\sigma'_y}{\sigma}$ | η | Точність методики |
|----------------------------|-----------|-------------------|
| $0,50 \geq$ | 0,87 | добра |
| 0,51-0,80 | 0,86-0,60 | задовільна |

2.3.2. Фонд науково-оперативних матеріалів з гідрологічних прогнозів

Гідрологічні і метеорологічні прогнози мають дуже важливе значення для господарства країни і повинні виконуватись на високому інформаційному рівні. Для ефективної діяльності органів служби гідрологічних прогнозів необхідне чітке, повне, перевірене і надійне забезпечення гідрометеорологічною інформацією. Окрім даних про поточний стан водних об'єктів, для створення методики прогнозу необхідна багаторічна інформація про характеристики водних об'єктів минулих років, тобто фонд даних спостережень [25].

Фонд науково-оперативних матеріалів – це сукупність спостережень за умовами формування гідрологічних процесів в минулому, сьогодні і майбутньому; гідрометеорологічні дані, отримані з мережі наземних, річкових і космічних спостережень; розрахунки й узагальнення, виконані на

основі даних спостережень; дані про забруднення; а також публікації, методичні та довідкові посібники [51].

В Україні забезпечення гідрометеорологічною інформацією споживачів здійснюється Українським гідрометцентром, Регіональним гідрометцентрами Чорного і Азовського морів, обласними центрами з гідрометеорології, гідрометбюро та гідрометеорологічними обсерваторіями [52].

Фонд науково-оперативних матеріалів повинен відповідати таким вимогам [51]:

- 1) охоплення всіх характеристик гідрологічного режиму і режиму погоди, на які спираються гідрологічна інформація і гідрологічні прогнози;
- 2) надійність точність та репрезентативність вихідної інформації;
- 3) систематизація матеріалів спостережень та їх подальша обробка повинні відповідати прогностичній методиці.

Інформація про льодовий режим водних об'єктів також зберігається у фонді науково-оперативних матеріалів і включає наступні характеристики: товщину льоду, висоту снігу на льоду, основні характеристики льодового режиму. Як правило, відомості про льодові явища містяться у таблицях щоденних рівнів води гідрологічних щорічників [51, 52].

Головними явищами льодового режиму є:

- дати початку льодових явищ – восени - заберегів, сала, льодоходу, льодоставу; навесні – закраїн, зсувів, скресання та очищення річки від льоду;
- тривалість осіннього та весняного льодоходу;
- заторні і зажорні явища, а також ступінь їх небезпеки.

Відомості про льодові явища та їх характеристики заносяться у спеціальні таблиці для кожного опірного пункту за весь період спостережень. Такі таблиці створюють фонд характерних елементів льодового режиму [51]. Наприклад, таблиці «Багаторічні характеристики елементів осіннього (весняного) льодового режиму» містять відомості про багаторічні та екстремальні значення характеристик для кожного пункту спостережень.

Інформація про товщину льоду, висоту снігу на льоду, наявності шуги заносяться для кожного опорного пункту у таблиці, в яких наводяться щорічні дані за весь період льодоставу в строки вимірів (5, 10, 15, 20, 25 числа і в останній день місяця) [50].

Для розробки методики прогнозу настання льодових явищ важливою характеристикою є температура води у річці. Температура води вимірюється щодня на пунктах спостереження, і ця інформація зберігається в фондових річних таблицях. Для загального користування складаються таблиці декадних температур води за кварталами. Наприкінці таблиці наводиться середня температура за кожен місяць і її максимальне та мінімальне значення за окремі місяці [50, 51].

Синоптичні процеси значною мірою впливають на характер залежних від них гідрологічних характеристик, що відбивається на методології і можливостях гідрологічних прогнозів і обумовлює істотну роль в них елемента ймовірності [52]. До фонду науково-оперативних матеріалів по гідрологічних прогнозах відносять наступні метеорологічні елементи [53]: характеристики снігового покриву, характеристики опадів, характеристики температури повітря, швидкості вітру, абсолютної вологості, хмарності, дані про глибину промерзання і про вологість ґрунтів. Кількість метеорологічних станцій, по яких збираються відомості, встановлюється в залежності від поставленої прогнозної задачі, а також з врахуванням мінливості метеорологічного режиму даної території.

2.3.3. Організація сучасної мережі

Водні ресурси кожної країни є життєво необхідним стратегічним об'єктом, тому збір, обробка та прогнозування гідрологічних даних вкрай важлива задача науковців і дослідників. Сфери діяльності, які у прямий спосіб пов'язані із даними про водні ресурси це: водозабезпечення,

меліоративні роботи, енергетика, судноплавство, будівництво, охорона річок, оцінка стану водних ресурсів та контроль ступеня їх забруднення, рекреація, промисловість, риболовство, тощо.

Гідрологічна служба (за визначенням Всесвітньої метеорологічної організації [54]) – це державна організація або декілька організацій, які здійснюють:

- вимірювання основних гідрологічних елементів у мережі метеорологічних і гідрологічних станцій, збір, передачу, обробку, архівування, пошук та публікацію основних гідрологічних даних;
- гідрологічне прогнозування;
- розробку і вдосконалення методів для подальших завдань: проектування мереж; встановлення технічних вимог для приладів; стандартизації приладів і методів спостережень; передачу та обробку даних; гідрологічного прогнозування; підготовку гідрометеорологічних даних для завдань проектування.

У світовій практиці існують наступні форми організації гідрологічної служби [55]:

- 1) гідрологічна і метеорологічна служби, поєднані у самостійну державну установу;
- 2) гідрологічна служба відокремлена від метеорологічної і існує в рамках міністерства по вирішенню питань, пов'язаних із водогосподарськими потребами;
- 3) функції гідрологічної служби належать декільком державним установам, одна з яких є керуючою;
- 4) функції гідрологічної служби виконують одночасно окремі територіальні органи правління (наприклад, округ, провінція, регіон, область, штат тощо) або регіональні управління водними ресурсами, дії яких контролюються центральними державними установами.

Найбільш розповсюджена форма гідрологічної служби – це перший тип, тобто поєднані метеорологічна і гідрологічна служби утворюють окрему державну установу (більше 40 країн) [55]. Існують країни з відокремленими метеорологічними і гідрологічними службами (другий тип), які повністю або частково входять до складу міністерства, наприклад, Малайзія. Розподілення функцій гідрологічної служби між рядом державних установ з однією координуючою установою (третій тип), також характерно для багатьох країн, наприклад, Бельгія, Таїланд. Четвертий тип організації гідрологічної служби, а саме – федеральний устрій, має місце у країнах з великою територією (Австралія, Канада) [55].

Споживачам гідрологічних прогнозів необхідна надійна кількісна інформація, у тому числі й оцінка можливих похибок прогнозів, стосовно їх виправданості у часових межах. Оперативні агентства розроблюють технології прогнозування гідрологічного сценарію, щоб дати звіт про джерела можливої небезпеки, наприклад, майбутні опади, очікувані паводки, збільшення рівня, морфологічні перетворення у руслах водотоків тощо.

Одним із прикладів організації сучасної мережі по збору даних, їх обробку та створенні надійних прогнозів є експеримент з прогнозуванням гідрологічного сценарію, що має назву НЕРЕХ (Hydrologic Ensemble Prediction Experiment – Гідрологічний ансамбль експериментальних прогнозів) [56], був організований з метою розвитку та демонстрації нових гідрологічних методів прогнозування, а також, щоб полегшити виконання успішних методів в оперативному середовищі.

Задача НЕРЕХ – продемонструвати, як надати достовірні гідрологічні прогнози за сценарієм клімату, щоб була можливість їх використання службами з надзвичайних ситуацій та відділами по гідроресурсах для прийняття рішень, які мають важливі наслідки для економіки, навколишнього середовища, охорони здоров'я та безпеки населення.

HEPEX – глобальний гідрологічний проект, що встановив зв'язки з метеорологічними системами прогнозування сценарію клімату з метою допомоги метеорологічним службам у питаннях, пов'язаних з водними ресурсами. Короткий опис системи *HEPEX* був опублікований в інформаційному бюлетені *GEWEX* [57]. Участь в *HEPEX* відкрита для усіх бажаючих сприяти вирішенню його задач. Дії *HEPEX* будуть включати майбутні проекти системи, розвиток підтримки збору необхідних даних, 15 гідрологічних спілок, суспільну гідрологічну систему прогнозування (*CHPS*) та фінансову підтримку організацій та спеціальних засідань на наукових зустрічах. Також до роботи *HEPEX* залучаються користувачі прогнозів гідрологічного сценарію, які допомагають стежити за оперативним доведенням необхідної інформації до споживачів, офіційно у роботі *HEPEX* беруть участь 20 приватних організацій.

Перше міжнародне засідання групи *HEPEX* відбулося 8-10 березня 2004 року, в якому брали участь гості з Європейського центру прогнозів погоди. Друге засідання відбулося 19-21 червня 2005 року у Національному центрі по дослідженню з атмосфери. У результаті цих засідань були затверджені 25 майбутніх проектів системи. На засіданнях вирішувались наступні головні питання:

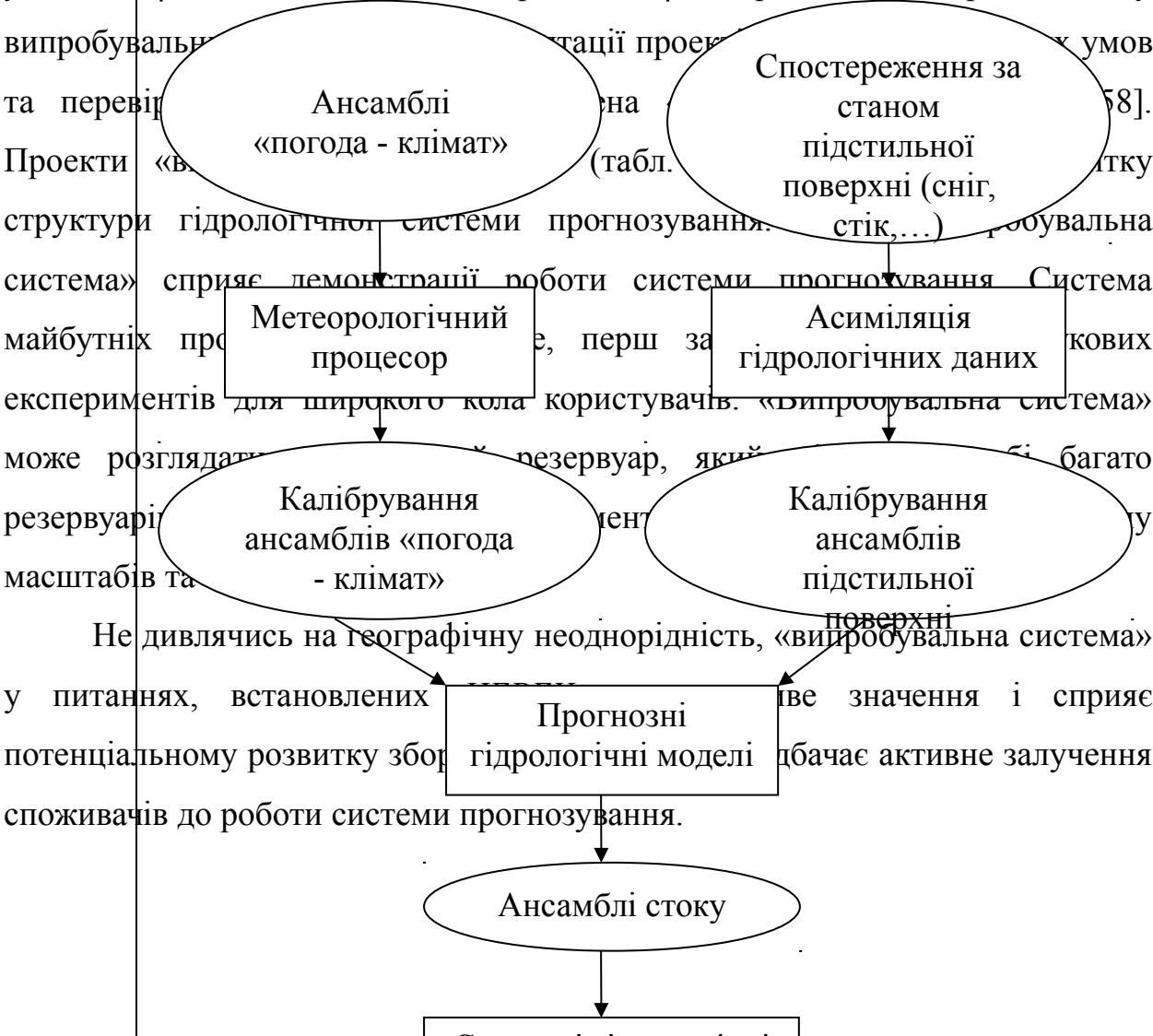
- які дії необхідні, щоб системи метеорологічних сценаріїв були пов'язані з системами гідрологічних сценаріїв;
- що необхідно змінити в системі гідрологічних прогнозів, щоб дати звіт про всі джерела небезпеки в межах прогнозування;
- доведення до споживачів результатів гідрологічних прогнозів на основі метеорологічних даних.

Схематичне зображення компонентів та інформаційних потоків у системі *HEPEX* наведено на рис. 2.4.

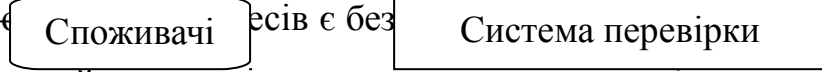
Рис. 2.4. Схематичне зображення компонентів та інформаційних потоків у системі *HEPEX* [58].

Мета суспільної гідрологічної системи прогнозування - якомога швидше організувати введення нового напрямку гідрологічної науки у дію гідрологічного прогнозування. Щоб досягнути цього, система повинна мати відкриту структуру, яка може легко доповнюватися новими моделями та процедурами у кожному із компонентів системи прогнозування. Очікують, що суспільна гідрологічна система прогнозування буде базою для випробування нової технології прогнозування й шляхом для введення цієї технології в дію.

Великі зусилля в науці витрачаються на збір даних та кодування моделей. Рациональний спосіб прискорення розвитку систем гідрологічних прогнозів є поділ цих даних і моделей. Відповідно, *HEPEX* планує досягти удосконалення ансамблів гідрологічних прогнозів через низку



Важливим у розвитку гідрологічного прогнозування є застосування метеорологічних даних, у тому числі й прогнозів погоди. Взаємозв'язок атмосферних та гідрологічних процесів є безперервним у просторі та часі. Важливим у розвитку гідрологічного прогнозування є застосування метеорологічних даних, у тому числі й прогнозів погоди. Взаємозв'язок атмосферних та гідрологічних процесів є безперервним у просторі та часі.



Таблиця 2.3

Випробувальні проекти системи *HEPEX* [58]

| Випробувальний проект | Мета |
|-----------------------------|---|
| Великі озера | Продемонструвати важливість щодо докладного атмосферного та гідрологічного моделювання для атмосфери середніх висот і гідрологічне прогнозування для великих басейнів. |
| Бангладеш | Поліпшити в реальному часі експлуатацію прогнозів витрат річок Бангладеш у добовому, тижневому, місячному та сезонному часових масштабах. |
| Басейн Ріо-Гранде, Бразилія | Дослідити гідрологічні прогнози, які будуються на основі глобальних та регіональних моделей. |
| Басейн По, Італія | Видалити відхилення від моделі прогнозу погоди в області складної топографії, а також перевірити методи прогнозування стоку, заснованих на ймовірності катастрофічних паводків через опади. |
| Південно-Східна Америка | Розробити кваліфіковані і надійні сезонні метеорологічні прогнози. Завдяки ансамблям виявити джерела похибок. Використання достовірної інформації про клімат для сезонних гідрологічних прогнозів. Підвищення справджуваності гідрологічних ансамблів для надзвичайних подій. |
| Західна Америка | Розвиток гідрологічного ансамблю методів прогнозу відповідно до орографії басейнів, особливостей стоку річок Західної Америки і |

| | |
|--|-----------------------|
| | Британської Колумбії. |
|--|-----------------------|

Продовження таблиці 2.3

| Випробувальний проект | Мета |
|-----------------------|---|
| Статистика | Ідентифікувати просторово-часові ваги різних змінних і розвинути методи, щоб вилучити та об'єднати інформацію з різною просторово-часовою вагою. |
| Гідрологія | Визначити переваги та обмеження різних методів для характеристики і скорочення неточностей в зразках гідрологічних моделей через неточність у вхідних параметрах і самій структурі. |

Система прогнозування *HEPEX* намагається продемонструвати, як використовувати удосконалену продукцію прогнозування клімату у гідрологічних прогнозах.

З метою вирішення цієї задачі був створений проект під назвою Інтерактивний грандіозний глобальний сценарій [58], що передбачає побудування спільних метеорологічних та гідрологічних прогнозів, які розглядаються у своїй взаємодії і полегшують розуміння окремих процесів, що відбуваються на водних об'єктах. В план роботи *HEPEX* входить введення у прогнозування гідрологічного сценарію 2-тижневих метеорологічних прогнозів, які можуть бути використані для експериментів з гідрологічним прогнозуванням. Основи метеорологічних прогнозів повинні бути використані та інтерпретовані у гідрологічних прогнозах. Для підвищення якості прогнозів необхідно використовувати не тільки великомасштабні, але й дрібномасштабні метеорологічні процеси. Це потребує дослідження архівів та відповідних метеорологічних спостережень, які можуть бути використані, щоб оцінити параметри процесу гідрологічного сценарію. Важливим є

джерело початкових глобальних метеорологічних прогнозів [58] – архів даних за період з 1979 року по сьогоднішній час. Поточні прогнози сценарію від цієї системи доступні щоденно. Також важливим є відповідність між сценарієм та даними спостережень. Висока кореляція цих процесів для більшості річок східної та центрально-західної території США, гірських річок Західної Америки демонструє потенціал системи *NEREX* у покращенні гідрологічних прогнозів [59].

Не дивлячись на високі технології та значний обсяг робіт зі створення прогнозів гідрологічного сценарію, достатньо причин виникнення похибок. Основним джерелом похибок прогнозів є неточність в завданні початкових умов басейну річки, які важко встановити через недостатність надійних спостережень, або через неможливість пов'язати стаціонарні моделі з польовими спостереженнями. Сучасні методи асиміляції даних спрямовані на те, щоб надавати оптимальну оцінку початкових умов та оцінку достовірності і надійності розрахунків. Причини виникнення неточності іншого характеру походять від обмеженості можливостей математичних моделей і відповідних оцінок величин параметрів. Вирішення цих питань та покращення точності й надійності прогнозів також входить до задач *NEREX*.

Заключним тестом якості прогнозів сценарію *NEREX* є використання таких прогнозів в оперативному навколишньому середовищі, а також встановлення ступеня задоволення споживачів та управлінців результатами прогнозів. Малоімовірно створити повністю автоматизовані гідрологічні системи прогнозу за сценаріями, які включають спостереження і прогнози кліматичних умов, щоб виконати надійні гідрологічні прогнози сценарію без участі людини. Зворотний зв'язок від суспільства споживачів буде слугувати заключним кроком до покращення системи *NEREX*.

Майбутня участь українських фахових організацій гідрометслужби у світовій системі *NEREX* та обмін інформацією з державною підтримкою може відкрити перспективи вітчизняним вченим. Досвід закордонних

проектів допоможе уникнути аналогічних похибок під час застосування метеорологічних прогнозів у створенні гідрологічних сценаріїв для водних об'єктів України.

2.4. Теоретичні основи короткострокових прогнозів

Фізичні основи методів короткострокових прогнозів дат появи плаваючого льоду і замерзання річок розроблені Л.Г. Шуляковським [47]. Великим внеском у вивчення процесу зростання товщини льоду на річках, озерах та водосховищах є праці В.В. Піотровича [48].

Прогноз появи льодових явищ на річках в оперативній практиці виконується за методом Л.Г. Шуляковського або за фізико-статистичними залежностями [25].

Для ділянок річок, по яких відсутні дані багаторічних спостережень, а також в умовах підпору та на зарегульованих річках, неможливо побудувати достовірні фізико-статистичні залежності. В таких випадках необхідно використовувати метод Л.Г. Шуляковського [1].

Головними чинниками процесу формування льодового покриву на ставках, озерах та водосховищах є інтенсивність тепловіддачі з поверхні води в атмосферу, вітрова діяльність та запас тепла у водоймі. На річках до цих чинників додається ще швидкість течії, яка обумовлює турбулентне перемішування води.

Льодовий режим річок починається з охолодження водної маси через її теплообмін з навколишнім середовищем. Запас тепла у воді m розраховується за рівнянням [50]

$$m = \vartheta W, \quad (2.25)$$

де m - запас тепла у водній масі, Дж/м²;

ϑ - температура води, °С;

W - об'єм води, м³.

У зв'язку з тим, що запаси тепла у природних водоймах величезні, усі розрахунки відносять до 1 см² поверхні теплообміну у стовпі води висотою H см, яка відповідає глибині водойми

$$m = \vartheta H, \quad (2.26)$$

де ϑ - середня по глибині температура води, °С;

H - висота стовпа води, см.

Річковий потік, як рухома система, характеризується трансформацією тепла, загальна кількість якого має назву *теплова витрата* і обчислюється за формулою [50]

$$Q_m = 1000\vartheta Q, \quad (2.27)$$

де Q_m - теплова витрата, Вт/м²;

ϑ - середня по глибині температура води, °С;

Q - витрата води, м³/с.

Початок льодоутворення, як правило, відбувається на поверхні річкового потоку. Умови початку льодоутворення можна отримати з рівняння теплового балансу водної поверхні, яке має вигляд

$$A + B = 0, \quad (2.28)$$

де A – потік тепла від водної маси до поверхні води;

B – результуюча теплових потоків на водній поверхні, яка розраховується за рівнянням

$$B = G_p + G_B + G_T + G_X, \quad (2.29)$$

де G_P - променевий теплообмін, Вт/м²;

G_B - витрати тепла при випаровуванні або приплив тепла при конденсації, Вт/м²;

G_T - теплообмін з повітрям, Вт/м²;

G_X - питомі приплив і витрата тепла з випадінням опадів на поверхню річки, що розраховується для одиниці поверхні за одиницю часу, Вт/м².

Кількість тепла, що витрачається при випаровуванні або, що отримується при конденсації, Л.Г. Шуляковський рекомендує розраховувати за формулою А.П. Браславського та З.А. Вікуліної [6]

$$G_B = 3,78(e_{200} - e_0)(1 + 0,72w_{200}), \quad (2.30)$$

де e_{200} – пружність водяної пари у повітрі на висоті 200 см, гПа;

e_0 – насичена пружність водяної пари при температурі поверхні води, гПа;

w_{200} – швидкість вітру на висоті 200 см, м/с.

Турбулентний обмін тепла між водною масою та атмосферою визначається за формулою А.П. Браславського [6]

$$G_T = 2,46(\Theta_{200} - \vartheta_{нов.})(1 + 0,72w_{100}), \quad (2.31)$$

де Θ_{200} – температура повітря на висоті 200 см, °С;

$\vartheta_{нов.}$ – температура поверхні води, у розрахунках приймається рівною 0, °С;

w_{100} – швидкість вітру на висоті 100 см, м/с.

Потік тепла між поверхнею води і водною масою можна записати у вигляді:

$$A = \alpha(\vartheta - \vartheta_{ПОВ}), \quad (2.32)$$

де α - коефіцієнт тепловіддачі водного потоку, який характеризує інтенсивність потоку тепла від водної маси до водної поверхні, Вт/(м² °С);

ϑ - середня температура води (у перерізі або за глибиною), °С;

$\vartheta_{\text{ПОВ}}$ - температура водної поверхні, °С;

Таким чином рівняння (2.28) набуває вигляду

$$\alpha(\vartheta - \vartheta_{\text{ПОВ}}) + B = 0. \quad (2.33)$$

Рівняння (2.33) вірне до тих пір, доки температура поверхні води додатна. Коли температура знижується до 0 °С виникає додатний приплив тепла внаслідок виділення питомого тепла льодоутворення [6]. Льодоутворення на водній поверхні починається, коли температура поверхні знижується до температури замерзання і потік тепла від поверхні B більший за приплив тепла A до поверхні з глибин водної маси. Враховуючи, що для річок температура замерзання становить 0 °С, приймемо $\vartheta_{\text{ПОВ}} = 0$ °С та отримаємо вираз для умови появи плавучого льоду

$$\vartheta_{\text{ПОВ}} \leq -\frac{B_n}{\alpha_n}, \quad (2.34)$$

де n - момент початку льодоутворення.

З використанням фактичної температури повітря точність розрахунків початку льодоутворення на поверхні річки за виразом (2.34) достатньо висока. Відповідно до нерівності (2.34), поява плавучого льоду відбувається коли середня в перерізі або за глибиною температура води менша чи дорівнює величині $-B_n / \alpha_n$.

Короткострокові прогнози появи плавучого льоду складаються з використанням метеорологічних прогнозів та мають завчасність в середньому

4-5 діб. Складання таких прогнозів може відбуватися за допомогою нерівності (2.34) або за допомогою емпіричних залежностей, що встановлюються для кожної ділянки річки за даними багаторічних спостережень за льодовими явищами та температурою повітря.

Складання прогнозів з використанням нерівності (2.34) відбувається таким чином. Для заданого моменту часу n на окремій ділянці визначають середню в перерізі або за глибиною температуру води ϑ_n , питому тепловіддачу водної поверхні B_n та коефіцієнт тепловіддачі α_n . Використовуючи ці величини визначають температуру води ϑ_n на кінець n -го інтервалу за формулою

$$\begin{aligned} \vartheta_n = \vartheta_0 e^{-na} + \frac{b\alpha}{b\alpha + (b + \alpha)\gamma\rho} \sum_{i=1}^n [\theta_i (e^{-(n-i)a} - e^{-(n-i+1)a})] + \\ + \left[\frac{d\alpha + (b + \alpha)q}{b\alpha + (b + \alpha)\gamma\rho} + \frac{G}{\alpha} \right] (1 + e^{-na}), \end{aligned} \quad (2.35)$$

де

$$a = \frac{[b\alpha + (b + \alpha)\gamma\rho]}{(b + \alpha)hc\rho} \quad (2.36)$$

$$q = q_{\text{л}} + q_{\text{Г}} + q_e, \quad (2.37)$$

ϑ_0 - початкова температура води, °С;

e - основа натуральних логарифмів;

n - кількість інтервалів часу від початку розрахунку, тобто від часу, для якого приймається ϑ_0 ;

b - коефіцієнт теплообміну, Вт/(м²·°С);

γ - питомий приплив підземних вод, м²/с;

h - середня глибина досліджуваної ділянки річки, м;

c, ρ - теплоємність та густина води, Дж/(г·°С) та г/см³;

θ_i - середня температура повітря за i -ий інтервал часу на висоті 2 м, °С, де i - номер за порядком кожного інтервалу часу від початку розрахунку;

q - питомий русловий приплив тепла, Вт/м²;

q_L - питомий приплив тепла від ложа, Вт/м²;

q_G - питомий приплив тепла з підземними водами, Вт/м²;

q_E - питомий приплив тепла внаслідок дисипації питомої енергії річкового потоку, Вт/м²;

G - питомий тепловий потік тепла сонячної радіації, що поглинається водою, Вт/м².

При розрахунках можна використовувати наближені значення q_L , q_G , q_E , γ , які встановлюються по таблицях або як середнє значення для досліджуваної території [1]. Величина q_E розраховується за формулою

$$q_E = \frac{86400\nu\rho h i}{I}, \quad (2.38)$$

де ν - середня швидкість течії, см/с;

ρ - густина води, г/см³;

h - середня глибина досліджуваного потоку, см;

i - уклон річки;

I - механічний еквівалент тепла, Дж.

Формула (2.35) отримана шляхом математичного моделювання процесу охолодження річкового потоку. Внаслідок прийняття декотрих спрощень було отримане диференціальне рівняння, яке характеризує процес охолодження потоку. Приймавши середню температуру повітря за n інтервалів часу, отримаємо

$$\vartheta_n = \vartheta_0 e^{-na} + \left(\frac{b\alpha\bar{\theta} + d\alpha + (b+\alpha)q}{b\alpha + (b+\alpha)\gamma\rho} + \frac{G}{\alpha} \right) (1 - e^{-na}), \quad (2.39)$$

де ϑ_0 - початкова температура води, °С;

$\bar{\theta}$ - середня температура повітря за розрахунковий період, °С.

Початкова температура води ϑ_0 враховується у перерізі, що знаходиться на n діб перебігу від досліджуваного створу, таким чином необхідно знати швидкість добігання води на ділянці річки вище розрахункового створу. На припливній ділянці ϑ_0 встановлюється як зважене (за витратами води) із значень температури води верхнього створу розрахункової ділянки річки та її притоків (з урахуванням часу добігання від кожної притоки) [6].

Для великих рівнинних річок приймають q_G , γ , q_E рівними нулю, і формула (2.35) набуває вигляду

$$\begin{aligned} \vartheta_n = \vartheta_0 e^{-na_0} + \sum_{i=1}^n \left[\theta_i \left(e^{-(n-i)a_0} - e^{-(n-i+1)a_0} \right) \right] + \\ + \left(\frac{d}{b} + \frac{(b+\alpha)q_L}{b\alpha} + \frac{G}{\alpha} \right) (1 + e^{-na_0}), \end{aligned} \quad (2.40)$$

Величина a_0 розраховується наступним чином

$$a_0 = \frac{b\alpha}{(b+\alpha)hc\rho}. \quad (2.41)$$

Формули (2.35) та (2.39) спрощуються, якщо знехтувати відмінністю від одиниці величини $(b+\alpha)/\alpha$ (так як середня швидкість на ділянці перебігу становить не менше 0,4-0,5, то величина α значно більша за величини b). Спрощена формула для розрахунку ϑ_n буде мати вигляд

$$\begin{aligned} \vartheta_n = \vartheta_0 e^{-na_0} + \sum_{i=1}^n \left[\theta_i \left(e^{-(n-i)a_1} - e^{-(n-i+1)a_1} \right) \right] + \\ + \left(\frac{d+q_1}{b} + \frac{G}{\alpha} \right) (1 + e^{-na_1}), \end{aligned} \quad (2.42)$$

$$\vartheta_n = \vartheta_0 e^{-na_1} + \left(\bar{\theta} + \frac{d + q_{Л}}{b} + \frac{G}{\alpha} \right) (1 + e^{-na_1}), \quad (2.43)$$

$$\text{де } a_1 = \frac{b}{hc\rho}.$$

Через суттєву відмінність температури повітря на початку та наприкінці розрахункового періоду, а також при додатних температурах повітря у перші дні розрахунки за формулою (2.43) можуть бути недостатньо точними.

Перша перевірка можливості появи льодових явищ здійснюється для дати, що обирається з метою зменшення кількості подальших розрахунків. У випадках, коли перші розрахунки показують можливість льодоутворення, необхідно виконати перевірку можливості появи льодових явищ у попередні дні до отримання від'ємних результатів (тобто до відповіді, що льодоутворення неможливе).

Параметри для розрахунку початку льодоутворення встановлюються таким чином:

1. Початкова температура води приймається на дату більш ранню, аніж дата розрахунку можливості появи льодових явищ. Різниця в датах повинна відповідати часу добігання води від початкового до розрахункового створу. Початкову температуру води встановлюють на посту, відстань від якого до розрахункового створу відповідає часу добігання (приблизно 4-5 діб).

2. Середня глибина річки на ділянці від початкового до розрахункового створу за час добігання визначається за формулою

$$h = \frac{\bar{Q} \tau_{\rho}}{\Omega}, \quad (2.44)$$

де \bar{Q} - середня витрата води на ділянці за розрахунковий період, м³/с;

τ_{ρ} - розрахункове значення часу добігання, діб;

Ω - площа дзеркала води на ділянці річки від початкового до розрахункового створу, що встановлюється за графіком зв'язку $\Omega = f(H)$, м², H - середній рівень води в розрахунковому створі за час перебігу води.

3. Час добігання розраховують за формулою [6]

$$\tau = \frac{\bar{\tau} \bar{v}}{v}, \quad (2.45)$$

де $\bar{\tau}$ - середній час добігання за розрахунковий період, який визначається за відповідними рівнями, діб;

\bar{v} - середні значення швидкості течії на ділянці річки, м/с;

v - середня швидкість течії за період добігання, яка встановлюється за графіком зв'язку $v = f(H)$ для верхньої та нижньої ділянок річки.

4. Температура повітря для окремих діб береться за спостереженнями метеостанції, яка найближча до розрахункової ділянки річки. При складанні перевірних прогнозів температура повітря береться фактична; при необхідності вона встановлюється шляхом інтерполяції між значеннями температур за двома найближчими станціями, між якими розташовується розрахункова ділянка річки.

5. Питомий теплообмін між водною масою потоку та атмосферою при температурі повітря, що дорівнює температурі цієї поверхні, розраховується за формулою

$$d = G' + G'_B + R'_E, \quad (2.46)$$

де d - питомий теплообмін, Вт/м²;

G' - питомий тепловий потік сонячної радіації, що поглинається водою, Вт/м²;

G'_B - питомий потік тепла випаровування з поверхні води при температурі повітря, рівній температурі цієї поверхні, Вт/м²;

R'_E - різниця питомих теплових потоків випромінювання водної поверхні та зустрічного випромінювання атмосфери (ефективне випромінювання) при температурі повітря, рівній температурі водної поверхні, Вт/м².

Основу розрахунку величини d становлять середні багаторічні значення хмарності, швидкості вітру та середнє співвідношення вологості і температури повітря, які визначені для географічних районів за даними спостережень великої кількості станцій. Гідрометцентром СРСР побудовані таблиці значень d по районах, для кожного окремого району значення d встановлюється залежно від календарної дати і географічної широти, а також враховуючи поправки на відхилення швидкості вітру від середньої [1].

6. Коефіцієнт теплообміну b обчислюється за формулою

$$b = \frac{G_B - G'_B + G_T + R_E - R'_E}{\vartheta_{\text{ПОВ}} - \theta}, \quad (2.47)$$

де b - коефіцієнт теплообміну, Вт/(м²·°C);

G_B та R_E - відповідно тепловий потік випаровування та ефективне випромінювання, Вт/м²;

G_T - тепловий потік вимушеної і вільної конвекції, Вт/м².

Гідрометцентром СРСР були побудовані таблиці коефіцієнта b , у кожній таблиці наведені температури повітря на висоті 2 м та температури поверхні води в залежності від швидкості вітру на висоті 10 м [25].

7. Температуру вільної поверхні води можна обчислювати за формулою

$$\vartheta_{\text{пов}} = \vartheta + \frac{B}{\alpha}, \quad (2.48)$$

де ϑ - температура води на глибині до 1 м, °С;

B - результуюча теплових потоків на водній поверхні, Вт/м²;

α - коефіцієнт тепловіддачі водної маси до вільної поверхні, Вт/(м² °С).

9. Коефіцієнт тепловіддачі α обчислюється за формулою

$$\alpha = (1660\nu + 170\omega)c_B\rho_B, \quad (2.49)$$

де ν - швидкість течії, м/с;

ω - швидкість вітру на висоті флюгера (10 м), м/с;

c_B - теплоємність води, Дж/(г·°С);

ρ_B - густина води, г/см³.

Для встановлення величини α , яка необхідна для розрахунку лівої частини нерівності (2.34), в рівняннях (2.39), (2.40), (2.42), (2.43) при визначенні ϑ_n враховують середню швидкість течії на ділянці перебігу води за розрахунковий період. Коли визначають α_n для правої частини нерівності (2.34), приймається середня швидкість перебігу в розрахунковому створі річки.

Короткострокові прогнози появи плавучого льоду також можна складати з використанням фізико-статистичних залежностей величини тепловіддачі річки, необхідної для появи плавучого льоду, від основних чинників цієї тепловіддачі.

2.5. Прогнози з урахуванням характеристик атмосферних процесів (довгострокові прогнози)

Довгострокові прогнози замерзання водних об'єктів спираються на характеристики розвитку атмосферних процесів. Строки появи льоду на річках різняться в залежності від досліджуваного району. Це пояснюється тим, що в різних частинах країни строки появи льоду визначаються різними атмосферними процесами [24], відповідно методи прогнозування також будуть відрізнятися для окремих територій.

Завчасність довгострокових прогнозів може становити 1-1,5 місяця, так як синоптичний сезон не змінюється в середньому 1,5-2 місяці. Точність та надійність довгострокових прогнозів має значні обмеженості, через труднощі прогнозів окремих хвиль тепла або холоду [1].

Тривалість вихолодження водних об'єктів залежить від розвитку атмосферних процесів, від інтенсивності і частоти вторгнення холодних повітряних мас (або хвиль). Високу ефективність прогнозів можна досягнути шляхом завчасної оцінки кожного окремого вторгнення холодного повітря. Закономірності розвитку атмосферних процесів вивчені недостатньо [2] і через незначну завчасність використовуються для короткострокових прогнозів. Строки замерзання річок визначаються характером переважаючих синоптичних процесів даного року, оцінка яких може збільшити завчасність прогнозів. Переміщення холодних повітряних мас в різних географічних районах, обумовлене неоднаковими атмосферними процесами, і можливості їх кількісної оцінки – неоднакові.

Для досягнення найкращих результатів розробка методу довгострокового прогнозу повинна містити наступні кроки [2, 6]:

- дослідження особливостей льодоутворення на конкретному водному об'єкті, визначення елементів гідрологічного і метеорологічного режиму, які визначають особливості льодоутворення;

- дослідження характеристик атмосферних процесів, які спричиняють вторгнення холодних повітряних мас (на основі довгострокових прогнозів погоди і досліджень циркуляції атмосфери);
- виявлення закономірностей розвитку атмосферних процесів, з метою прогнозування строків замерзання та скресання водних об'єктів.

Основною задачею при використанні закономірностей атмосферних процесів у довгострокових прогнозах льодових явищ є врахування переважаючих процесів в атмосфері, а також їх кількісне вираження, що в свою чергу дозволить отримати фізико-статистичні залежності дат появи льодових явищ.

Застосування даних про закономірності розвитку синоптичних процесів покращують точність довгострокових прогнозів. Слід зауважити, що для задач прогнозу можна використовувати закономірності розвитку атмосферних процесів необхідного сезону чи пори року [2].

Під час аналізу атмосферних процесів їх, як правило, розділяють на синоптичні сезони. Синоптичний сезон – це час, протягом якого переважають атмосферні процеси однорідні за характером баричного поля у тропосфері, а також за траєкторією руху циклонів та антициклонів у приземному шарі атмосфери.

Особливість довгострокових прогнозів замерзання водних об'єктів полягає у тому, що прогнозується не дата встановлення стійкого льодоставу, а її відхилення від середніх строків ΔT [48]. Ще однією відзнакою довгострокових прогнозів є їх територіальна розрізненість: як правило, розглядають окремі атмосферні процеси, що впливають на формування льодових явищ даного водного об'єкта. Тому в подальшому будемо приділяти увагу конкретним територіям.

Середні строки появи льоду на річках України відносяться до третьої декади листопада [60]. Таким чином, строки появи льоду залежать від атмосферних процесів, що характерні для синоптичного сезону предзим'я

[25, 61]. Найвагомішим чинником у даному випадку є вторгнення холодного повітря в антициклонічних системах, коли середня добова температура повітря знижується у листопаді до від'ємних середньодобових значень, а у жовтні становиться нижча за 15°C . Кількісною характеристикою виступає сума за період похолодань $\sum \Delta\theta$ у жовтні. Враховують тільки ті дні, коли середньодобова температура повітря була нижчою за 15°C . Величина $\Delta\theta = 15 - \theta$ виступає характеристикою похолодання.

Для довгострокових прогнозів льодових явищ на озерах та водосховищах використовують аналогічну методику. Перед побудовою прогностичної методики для водосховищ необхідно виконати порівняльний аналіз дат замерзання до побудови водосховища та після. Коли ці терміни суттєво не відрізняються, залишають прогностичну методику, як і для річок.

2.6. Короткострокові прогнози льодових явищ за фізико-статистичними залежностями

Як правило, фізико-статистичні залежності встановлюються шляхом побудови зв'язків на підставі даних гідрометеорологічних спостережень. Характеристикою сумарної тепловіддачі річки за певний інтервал часу є сума середніх добових від'ємних температур повітря $\sum \theta$ від дати переходу температури повітря через 0°C до дати появи плавучого льоду. Сума від'ємних температур повітря встановлюється по метеорологічних станціях, які розташовуються поблизу розрахункової ділянки [6].

Величина $\Sigma \theta^-$, яка необхідна для появи плавучого льоду, залежить від початкової температури води ϑ_0 і від середньої глибини річки h в день появи льоду [25]

$$\Sigma \theta = f(\vartheta_0, h). \quad (2.50)$$

За початкову температуру води ϑ_0 приймають температуру повітря напередодні переходу середньодобової температури повітря до від'ємних значень [1].

Якщо в період льодоутворення середня глибина на розрахунковому створі в різні роки не змінюється суттєво, то фізико-статистичні залежності набувають вигляду

$$\Sigma \theta^- = f(\vartheta_0), \quad (2.51)$$

$$\Sigma (\theta^-)_{\text{MIN}} = \varphi(\vartheta_0), \quad (2.52)$$

де $(\Sigma \theta^-)$ - сума від'ємних температур повітря, необхідна для появи плавучого льоду;

$(\Sigma \theta^-)_{\text{MIN}}$ - сума від'ємних температур повітря мінімально, необхідна для появи плавучого льоду, яка визначається як ордината нижньої огинаючої кривої.

Залежності (2.51) та (2.52) графічно мають вигляд пологих кривих, обернених до вісі ϑ_0 , які на практиці встановлюються як лінійні. Обвідну намагаються провести таким чином, щоб вона розташовувалась вище точок, які відповідають випадкам, коли плавучий лід при похолоданнях не з'явився (рис. 2.5) [50]. Найчастіше в прогнозах використовують залежність (2.52). За даними багаторічних спостережень, обирають щорічні дати появи плавучого льоду, а за даними найближчих метеостанцій по середніх добових

температурах повітря визначається дата переходу температури повітря до від'ємних значень, безпосередньо передуюча появі плавучого льоду. Розраховують суми ($\Sigma \theta^-$), що включають температуру повітря в день появи льоду. З даних спостережень вибираються величини ϑ_0 напередодні переходу температури повітря через 0°C . На графік наносять точки ($\vartheta_0, \Sigma \theta^-$) і по нижньому краю поля точок проводять пряму, яка дозволяє визначити мінімально необхідну суму температур повітря для появи плавучого льоду [25].

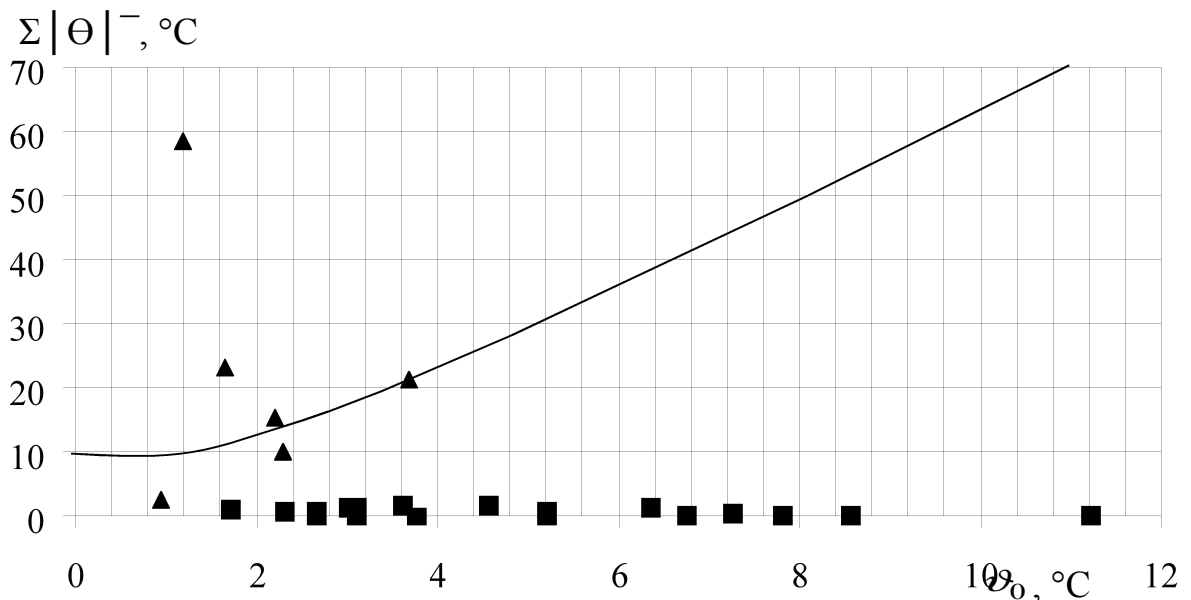


Рис. 2.5. Фізико-статистична залежність $\Sigma|\theta|^{-}$ від ϑ_0 для річки Дністер – м. Сороки; ▲ - випадки, коли льодові явища спостерігалися; ■ - випадки, коли льодові явища не спостерігалися.

Розсіювання точок даної залежності обумовлюється надлишком накопиченої суми температур повітря в день появи плавучого льоду та щорічною відмінністю тепловіддачі річки. Таким чином, $(\Sigma \theta^-)_{\text{MIN}}$ відповідає мінімуму цього надлишку і найбільшим величинам цієї тепловіддачі.

При складанні прогнозу за допомогою залежності $\Sigma(\theta^-)_{\text{MIN}} = \varphi(\vartheta_0)$ як дати появи плавучого льоду приймається дата накопичення $(\Sigma \theta^-)_{\text{MIN}}$, яка

встановлюється за початковою температурою води ϑ_0 , плюс середнє число дїб вїд встановленої дати до фактичного дня появи плавучого льоду. Значення $(\sum \theta^-)_{\text{МИН}}$ повинно вїдповїдати наступним умовам [1]:

- температура повітря в день появи льоду повинна мати найменше вїд'ємне значення, достатнє для початку льодоутворення;
- вїдношення тепловїддачі води до температури повітря в перїод накопичення $(\sum \theta^-)_{\text{МИН}}$ повинне мати найбільше значення.

На великих рїчках перїод охолодження води, починаючи з часу, коли температура повітря набуває вїд'ємних значень до появи плавучого льоду, достатньо великий через значну витрату тепла. З метою пїдвищення точностї розрахункїв, ураховується температура води в верхнїй частинї дїлянки охолодження і температури повітря на шляху охолодження. Для великих рїчок випускають прогнози дат, до яких плавучий лїд на рїччї не з'явиться, завчаснїсть прогнозу до 10 дїб [1]. Для складання таких прогнозїв використовують кривї забезпеченостї зниження температури води за десятиденний вїдрїзок часу, за допомогою яких можна складати прогнози рїзної забезпеченостї. Дата, до якої поява плавучого льоду не очїкується, розраховується за формулою [2]

$$D_P = D_0 + \left(\frac{\vartheta_0}{\Delta \vartheta_P} \right) \cdot 10, \quad (2.53)$$

де D_P - дата, до якої поява льоду не очїкується з встановленою забезпеченїстю;

D_0 - дата складання прогнозу;

$\Delta \vartheta_P$ - зниження температури води за декаду, забезпечене на P %. Як правило, при $P = 90\%$ для бїльшостї великих рїчок $\Delta \vartheta_P = 4^\circ\text{C}$.

Аналогїчним шляхом складається прогноз появи шуги.

На основї даних спостережень можна отримати залежнїсть $(\sum \theta^-)_{\text{МИН}}$ з дня появи плавучого льоду до початку льодоходу (окремої интенсивностї) вїд

середньої швидкості течії в розрахунковому створі в день появи плавучого льоду. Чим більша ця швидкість, тим більше $(\Sigma\theta^-)_{MIN}$.

У дисертаційній роботі був виконаний прогноз за класичним методом фізико-статистичних залежностей для річок Дністер, Десна і Тилігул. Вихідна вибірка даних була розділена на дві групи за ознакою встановлення плавучого льоду на річках при від'ємних температурах. До однієї групи були віднесені випадки, коли льодові явища встановлювались після переходу температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (клас 1) і коли за цих же умов поява плавучого льоду не спостерігалась (клас 2) (рис. 2.6-2.8).

Залежність між датою появи плавучого льоду від дати накопичення $(\Sigma\theta^-)_{MIN}$ має вигляд

$$D'_{пл.л.} = D_{(\Sigma\theta^-)_{MIN}} + k \quad (2.54)$$

де $D'_{пл.л.}$ – прогнозна дата появи льодових явищ;

$D_{(\Sigma\theta^-)_{MIN}}$ – дата накопичення $(\Sigma\theta^-)_{MIN}$, необхідної для появи льоду;

k – зсув у часі.

Перевірні прогнози виконані за установленними залежностями $\Sigma|\theta^-| = f(T_0)$ показали, що забезпеченість прогнозів P для створу р. Дністер – м. Могильов-Подільський дорівнює 79%, для створу р. Десна – м. Чернігів – 80%, для створу р. Тилігул – смт Березівка – 77% (додаток Б, табл. Б.1-Б.3).

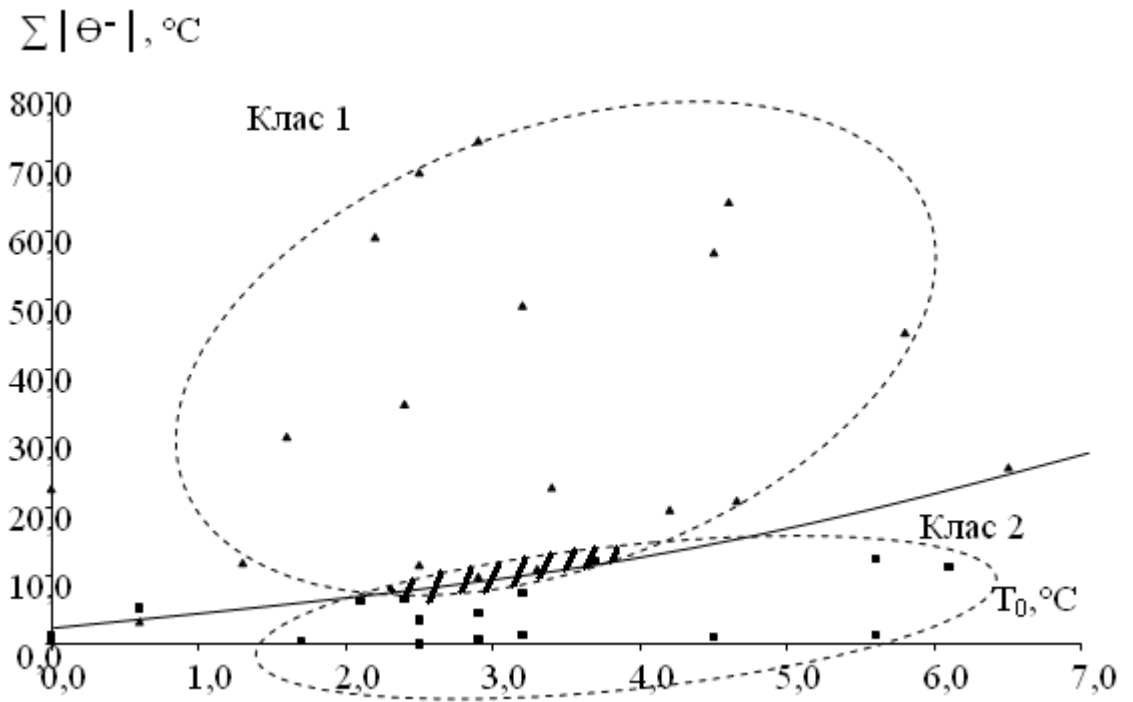


Рис. 2.6. Фізико-статистична залежність $\Sigma |\Theta^-|$ від T_0 для р. Дністер – м. Могильов-Подільський.

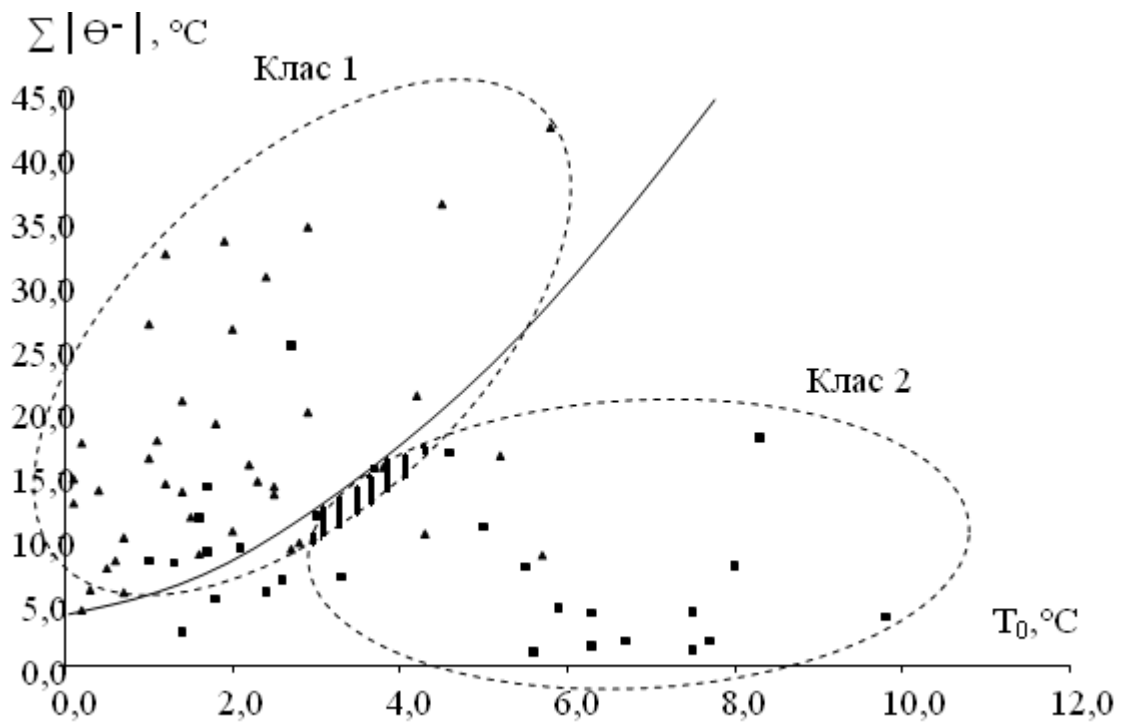


Рис. 2.7. Фізико-статистична залежність $\sum |\Theta^-|$ від T_0 для р. Десна – м. Чернігів

▲ - випадки, коли льодові явища спостерігалися; ■ - випадки, коли льодові явища не спостерігалися; /// - область перекриття класів

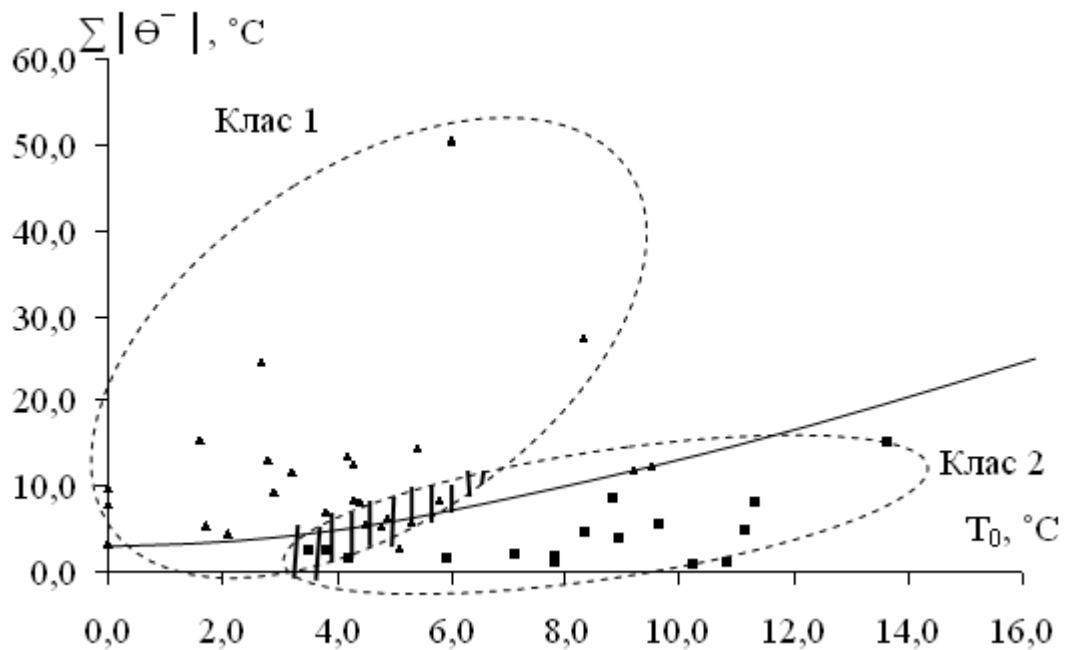


Рис. 2.8. Фізико-статистична залежність $\sum |\Theta^-|$ від T_0 для р. Тилігул – смт Березівка

▲ - випадки, коли льодові явища спостерігалися; ■ - випадки, коли льодові явища не спостерігалися; /// - область перекриття класів.

Висновок до Розділу 2

Розвиток систем спостереження за гідрометеорологічними характеристиками водних об'єктів, вдосконалення комп'ютерних технологій та суттєве накопичення даних вимірювань обумовили необхідність створення математичних моделей гідрологічних процесів. Сьогодні існують математичні моделі, які, користуючись інноваційними технологіями,

створюють зручні та надійні прогнози гідрологічних процесів (стоку річок, якості води, трансформації опадів тощо). Основою для математичного моделювання процесу льодоутворення є рівняння теплового балансу. Завдяки розвитку обчислювальних методів математичного моделювання і комп'ютерних технологій з'явилась можливість змоделювати процес льодоутворення максимально наближений до реальності.

Прогнозування елементів льодового режиму річок є важливим для господарства країни. Основними методами короткострокових прогнозів льодових явищ є метод Л.Г. Шуляковського та метод фізико-статистичних залежностей. Короткострокові прогнози появи льодових явищ використовують у своїй основі метеорологічні прогнози та мають завчасність в середньому 4-5 діб. Довгострокові прогнози замерзання водних об'єктів враховують розвиток атмосферних процесів, закономірності яких сьогодні вивченні недостатньо. Оцінка точності, надійності та ефективності прогнозних методик визначається такими характеристиками, як похибка, допустима похибка, справджуваність та забезпеченість прогнозу.

Нами був виконаний прогноз за методом фізико-статистичних залежностей для річок Дністер, Десна, Тилігул. Забезпеченість перевірних прогнозів склала від 77 до 80 %.

РОЗДІЛ 3

АТМОСФЕРНІ ПРОЦЕСИ, ЯКІ ОБУМОВЛЮЮТЬ ЗАМЕРЗАННЯ РІЧОК

Термічний, водний та льодовий режими річок обумовлені значною мірою атмосферними процесами, які і визначають кліматичну специфіку окремих районів Земної кулі. Завдяки дослідженню процесів, які протікають у атмосфері, можна змодельовати наслідки їх взаємодії із гідросферою та передбачити зміни льодового режиму на водних об'єктах через кліматичні чинники. В теперішній час у багатьох країнах вчені розробляють індикатори, які можуть бути використані для моніторингу кліматичних змін, і які змогли б відображати прояви цих змін у оточуючому середовищі. Одними із таких індикаторів є індекси атмосферної циркуляції.

3.1. Центри дії атмосфери

Основною причиною всіх рухів в атмосфері є нерівномірне нагрівання різних точок земної поверхні за рахунок сонячної радіації. Через нерівномірність нагрівання окремих регіонів земної поверхні виникає різниця тисків над цими районами, та, як наслідок, – відбувається перемішування мас повітря від місць більш високого тиску до місць більш низького тиску. Неоднорідність розподілу атмосферного тиску на земній поверхні характеризується баричним градієнтом. Внаслідок сильного нагрівання

екваторіальних широт і дуже низької температури полярних країн в обох півкулях повітря, що прилягає до земної поверхні, приходять у рух.

Повітряні рухи та їх взаємодія вносять свій внесок у загальну циркуляцію атмосфери. Циклони і антициклони є вихровими рухами, які постійно виникають в атмосфері Землі і роблять цю систему особливо складною. Атмосфера є надзвичайно рухливою системою, в якій постійно формуються і руйнуються вихори різних просторово-часових масштабів. Деякі з них порівняно стійкі, а інші постійно змінюються в просторі і в часі [62].

Світовий океан є головним накопичувачем променистої енергії та головним джерелом тепла, яке надходить у атмосферу. Вплив Світового океану на атмосферну циркуляцію більш великомасштабний порівняно з енергоактивними зонами суші. Теплообмін Світового океану із атмосферою має сезонний характер: у холодну пору року океан віддає тепло в атмосферу, а в теплий період року – накопичує [63].

Головне місце у циркуляції повітря має циклонічна діяльність позатропічних широт. Інтенсивна адвекція холоду сприяє утворенню циклонів, що спостерігається у енергоактивних зонах океанів над Західною частиною Північної Атлантики і Тихого океану. Адвекція холоду зумовлює збільшення контрастів температури і розходження повітряних течій у позатропічних широтах [16]. Через нерівномірне розподілення енергоактивних зон у північній та південній півкулях, нерівномірним є і розподілення зон з високою барокліністю. Наприклад, у холодний період року в північній півкулі над океанами утворюються гребні тепла, а над материками – улоговини холоду. Вісі улоговин припадають на східні частини материків, а вісі гребенів – на східні частини океанів, дельти висотних фронтальних зон розташовуються біля східних узбереж Північної Америки й Азії. Одночасно відбувається інтенсивна адвекція холоду, що сприяє виникненню циклонів, а

над континентами розташовуються входи висотних фронтальних зон і виникають сприятливі умови для антициклогенезу [63].

Погода – стан нижнього шару атмосфери (тропосфери) у визначеному географічному районі у певний термін часу. *Клімат* – статистичний багаторічний режим погоди, одна з основних географічних характеристик тієї або іншої місцевості. Клімат визначається надходженням сонячної радіації, процесами циркуляції повітряних мас, характером підстильної поверхні [64]. Кліматичні і погодні особливості окремих районів Землі зумовлені повторюваністю циклонів. Найбільша повторюваність циклонів взимку у Північній півкулі спостерігається над північною частиною Атлантичного океану, та частковий максимум повторюваності циклонів розташовуються над Середземним морем [16]. Влітку повторюваність циклонів у Північній півкулі над океанами значно менша, а найбільша – над північно-східною частиною Азії.

У Південній півкулі найбільша повторюваність циклонів влітку утворює смугу, що прилягає до Антарктиди. Таке розміщення зумовлено зоною підвищених горизонтальних градієнтів температури, яка розташовується навколо Антарктиди уздовж 60-70° пд.ш. Взимку у Південній півкулі (що збігається із літом Північної півкулі) ситуація мало змінюється порівняно із літом, - зона найбільшої повторюваності циклонів межує з Антарктидою.

Утворення антициклонів найчастіше відбувається взимку над Північною Америкою та Азією. Частинні максимуми повторюваності антициклонів спостерігаються над Східною Європою, Балканами, Західним Сибіром та на півночі Африки [65].

В деяких областях циклони та антициклони стають малорухомими, забезпечуючи тим самим на протязі тривалого часу поля високого або низького тиску. Середні багаторічні або кліматичні карти атмосферного тиску відображають відповідне розташування областей низького та високого тиску

по місяцях, сезонах або за рік. У результаті такого осереднення визначається положення стаціонарних великомасштабних атмосферних центрів, які називаються *центрами дії атмосфери* [16].

Розрізняють постійні та сезонні центри дії атмосфери. До постійних центрів дії атмосфери належить екваторіальна депресія, Азорський та Гонолульський максимуми. Взимку над континентальними районами розташовуються антициклони, які влітку змінюються депресіями, такі центри дії атмосфери називаються сезонними. До сезонних центрів дії атмосфери відносяться Алеутський та Ісландський зимові мінімуми (які влітку майже повністю зникають), Сибірський та Канадський зимові максимуми, а також Азіатський літній мінімум [62].

Більш детально структура центрів дії атмосфери, особливості їх генезису та сезонні властивості описані у роботах [16, 63, 65].

3.2. Індекси атмосферної циркуляції

Вивчення зміни Північно-Атлантичного клімату стало центральним пунктом дослідження клімату в Європі в останні десятиріччя. Вчені як у Європі, так і в США скоординували спостереження, моделювання та теоретичні зусилля на мінливості Атлантичного клімату, як базової стихії. Поглиблення вивчення цих процесів допоможе в майбутньому створити більш досконалі системи прогнозування.

На сучасному етапі спостерігаються значні зміни клімату як глобального, так і регіонального [66, 67, 68]. Головним чинником формування клімату є радіаційний баланс у системі «земля - атмосфера». Порушення

рівноваги у системі радіаційного обміну викликані перш за все антропогенним навантаженням на оточуюче середовище. Одним із наслідків промислової діяльності стало збільшення концентрації парникових газів, так званий «парниковий ефект». Наслідками «парникового ефекту» є збільшення радіаційного випромінювання, яке надходить до поверхні землі, і навпаки – зменшення кількості тепла, яке спрямоване у зовнішню атмосферу. Порушення радіаційного балансу впливає на стан клімату.

Важливою складовою у тепловій системі «земля - атмосфера» є Світовий океан, який обумовлює великомасштабність процесів за участі Світового океану [63]. Реакція клімату на зміни радіаційного балансу відтворюється у природних умовах окремих регіонів. Існує зв'язок між закономірностями виникнення аномалій навколишнього середовища Атлантико-Європейського регіону та дією великомасштабних процесів у системі «океан - атмосфера» [69].

Середній місячний тиск біля поверхні Землі значно відрізняється від осередненого за багаторічний період. Ця мінливість особливо виражена протягом зими над Північною півкулею. Такого роду мінливість призводить до одночасних змін у погоді і кліматі широко віддалених пунктів на Землі і носить назву *телеконекції* [70].

Виділяють [71] наступні схеми телеконекції, які впливають на гідрометеорологічні характеристики Північної півкулі: Північно-Атлантичне коливання (ПАК), Ель-Ніньо-Північне коливання (ЕНПК), Тихоокеансько-Північно-Американська схема (ТПА), Східно-Атлантичне коливання (САК), Індooкеанський диполь (ІОД). На рисунку 3.1 зображена схема основних видів термобаричних взаємодій.

На практиці простежити взаємодією у системі «океан-атмосфера» можна за допомогою багаторічних метеоданих, виражених через індекси. *Глобальні кліматичні індекси* відображають розвиток аномалій циркуляцій в атмосфері і розраховуються як різниця тиску на рівні моря або шляхом

розкладання по природних ортогональних функціях [72]. Індeksi є кількісною мірою термобаричних коливань і використовуються як інструмент для вивчення змін великомасштабної циркуляції [73].

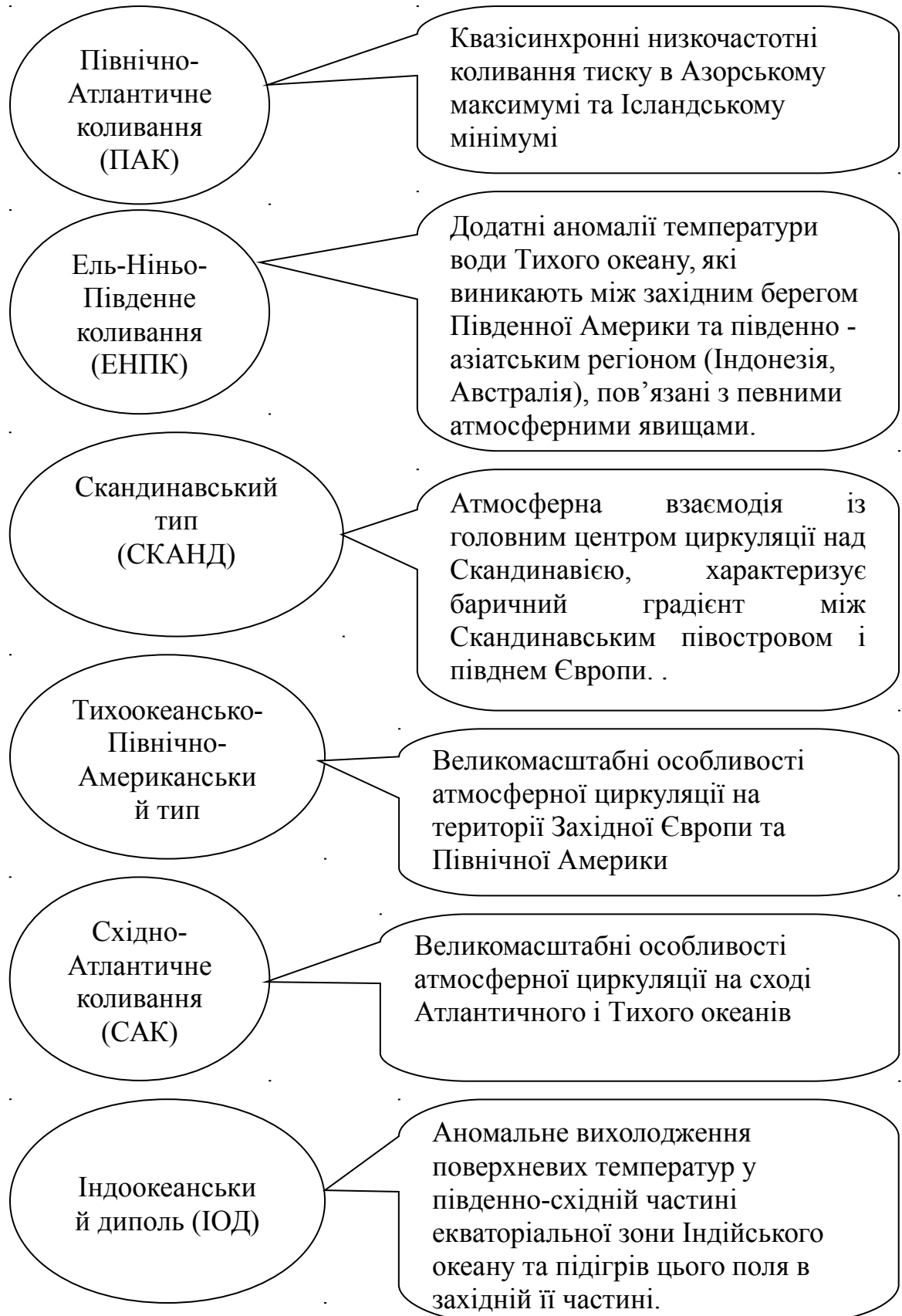


Рис. 3.1. Схема найвпливовіших кліматичних коливань
Північної півкулі [71].

Чисельні значення індексів отримують шляхом обчислення різниці нормованих значень тиску на рівні моря або шляхом розкладання по природних ортогональних функціях коливань поля геопотенціала ізобаричної поверхні 700 або 1000 гПа [74]. Вченими розроблений спеціальний індекс зміни клімату, який базується на річних і сезонних показниках температури повітря та опадів, і має різні методики розрахунку [75].

Найбільш відомою схемою телеконекції є *Північно-Атлантичне Коливання (ПАК)*. Спостереження за ПАК ведуться протягом 200 років [76]. З точки зору гідрологічного прогнозування, саме ПАК має найбільшу значущість для Європи [60, 69, 70, 77, 78, 79], тому далі значну увагу відведено саме цьому явищу.

Клімат Атлантичного секторі і навколишніх континентів значно змінюється на різних часових масштабах. Послідовні коливання в температурах океану і суші, опадах і тиску впливають на навколишнє середовище. Важливим центром є ПАК, яке визначає зміни клімату від східного узбережжя Сполучених Штатів до Сибіру і від Арктики – до субтропічної Атлантики. ПАК перерозподіляє атмосферну масу між Арктикою і субтропічною Атлантикою [70].

ПАК утворюється через різницю між зниженим тиском Ісландії (Ісландський мінімум) і підвищеним тиском Азорських островів (Азорський максимум). Дослідити ПАК можна по осереднених у часі даних (щомісячним або сезонним), так як осереднення зменшує шум дрібномасштабних коливань. Просторову і часову мінливість ПАК кількісно описують [70] за даними поля тиску на рівні моря. Можливі також дослідження телеконекційних схем на основі даних по нижньому шару стратосфери, де коливання атмосферної маси між полярною верхівкою і середніми широтами більш симетричні. Така схема циркуляції атмосфери називається Арктичним

Коливанням (АО) [80]. ПАК і АО відображають по суті один і той же метод аналізу зовнішньої мінливості циркуляції атмосфери, з відмінностями, які залежать здебільшого від деталей процедури аналізу.

Кількісними показниками ПАК є його індекси. Хронологічний хід річних індексів ПАК за період досліджень 1865-2010 рр., за даними [81], представлений на рис. 3.2. Для побудови графіку виконувалось згладження по 11-ти річках у зв'язку з тим, що період сонячної активності становить саме 11 років.

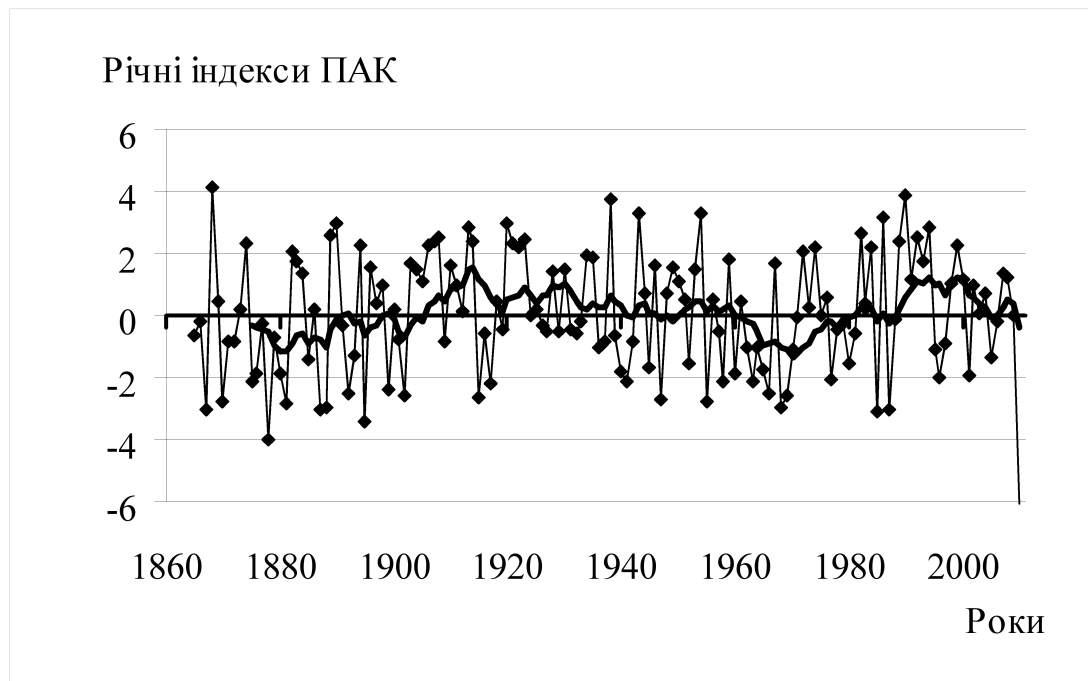


Рис. 3.2. Хронологічний хід річних індексів ПАК за період 1865-2010 роки та крива індексів, згладжених по 11-ти річках (товста лінія).

Індекси ПАК можна представити у різному вигляді, найбільш поширеним з них є: індекс, який базується на різниці тиску над рівнем моря між Лісабоном та Рейк'явіком для зимового сезону (грудень-березень); річний, місячний та сезонний індекси, які базуються на різниці тиску над рівнем моря між Понта Дельгада та Рейк'явіком, добовий індекс, побудований на добових даних про аномалії поверхні 500 мб для північної

півкулі, індекс, який базується на різниці тиску над рівнем моря між Азорськими островами, Гібралтаром та Рейк'явіком [82] (Додаток В, табл. В.1).

Фаза індексів ПАК пов'язана, перш за все, із значеннями атмосферного тиску. У додатній фазі ПАК над центральною частиною Північної Атлантики, сходом США та Західною Європою тиск є вищим за норму, а у високих широтах Північної Атлантики тиск є нижчим за норму. При від'ємній фазі ПАК аномалії тиску протилежні: над центральною частиною Північної Атлантики, сходом США та Західною Європою тиск є нижчим за норму, а у високих широтах Північної Атлантики тиск вищий за норму. Фази індексів ПАК змінюються як від місяця до місяця, так і від року до року. У випадках, коли індекси ПАК залишались в одній фазі на протязі тривалого часу, над Європою та Північно-Західною Атлантикою спостерігались більшість зимових потеплінь чи похолодань [83].

Результати досліджень [84] вказують на те, що окрім атмосферних процесів на стан індексів ПАК також впливають зміни кількості сонячної енергії, яка надходить у нижню атмосферу, що залежить перш за все від прозорості атмосфери Землі. Автори пояснюють нерегулярність варіації індексів ПАК асинхронністю інтенсивності потоку космічних променів, сонячного хвильового та корпускулярного випромінювання. Кореляція між індексами ПАК та сонячною активністю порушується через викиди у атмосферу вулканічного пилу та аерозолів, які екранують її від надходження сонячної радіації.

Динаміка атмосфери найбільш активна протягом арктичної зими, тому найбільш уживаним є значення індексу ПАК від грудня до березня (зимовий індекс ПАК), який визначає більш ніж на одну третину формування поля тиску над Північною Атлантикою. Мінливість зимового індексу ПАК порівняно із значеннями індексу представлена на рис. 3.3 (за даними [81]).

Від початку сторіччя приблизно до 1930 року (за винятком зим 1916 – 1919 рр.), індекс ПАК був високим, що спричинило більш сильні вітри через зменшений вплив океану, у Європі це сприяло підвищенню температури у порівнянні з нормою [85].

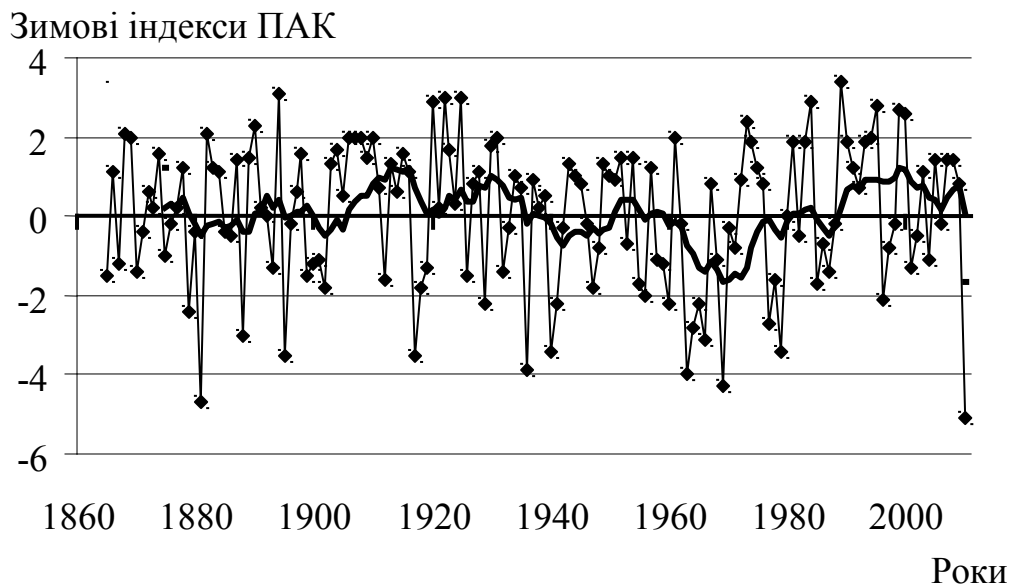


Рис. 3.3. Хронологічний хід зимових індексів ПАК (грудень-березень) та крива індексів, згладжених по 11-х річках (товста лінія).

З 40-их до початку 80-их років минулого сторіччя індекс ПАК у зимовий період приймав здебільшого від'ємні значення, що відповідає періоду, коли європейські зимові температури були переважно нижчі за норму. Якщо побудувати різницеву інтегральну криву для зимових індексів ПАК (рис. 3.4), то добре виділяється від'ємна фаза його коливань, яка тривала до 80-их років. За останні 25 років відбулося різке збільшення індексу ПАК, з 1980-го року він залишився в рішуче додатній фазі та продемонстрував тенденцію до збільшення таким чином, що наприкінці зим ХХ сторіччя спостерігалися найбільші індекси за весь період спостережень.

Ця ситуація сприяла сильному прогріванню поверхні Північної півкулі за останні десятиліття [86].

На тлі позитивної фази від'ємні значення річних та зимових індексів ПАК спостерігалися у 1985-1988 та 1995-1997 рр.

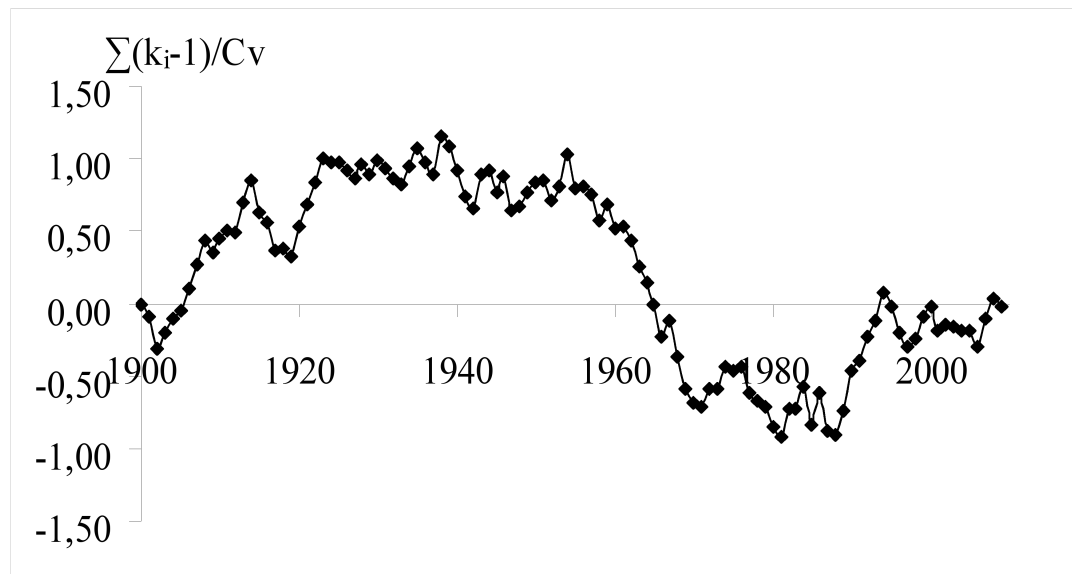


Рис. 3.4. Різницева інтегральна крива відхилень від середнього багаторічного значення середнього річного індексу ПАК.

Схема Атлантико-Арктичного сектора в додатній фазі коливань представлена на рис. 3.5. В додатній фазі ПАК спостерігається приплив теплих атлантичних вод до Арктики; поверхневий тиск більший за норму; збільшується приплив морської води Лабрадору; Норвезький атлантичний потік звужується та стає більш швидким; кількість балтійського льоду зменшується і одночасно збільшується балтійський приплив. Під час додатньої фази ПАК російські річки Далекого Сходу перебувають у від'ємному холодному халокліні, Північно-Атлантичний потік повітря збільшується на 30 %, швидкість цього потоку становить 65 м/с [70].

Для території Європи додатня фаза ПАК характеризується формуванням сильніших, ніж в середньому західних вітрів, які спрямовані з середніх широт Атлантики до Європи; збільшується потік відносно теплого (і

вологого) морського повітря протягом зими через північну Атлантику до Європи. Також під час високих індексів ПАК є аномально низька кількість опадів над більшою частиною центральної та південної Європи. Під час додатньої фази ПАК Ісландська депресія поглиблюється, а Азорський антициклон – посилюється [63].

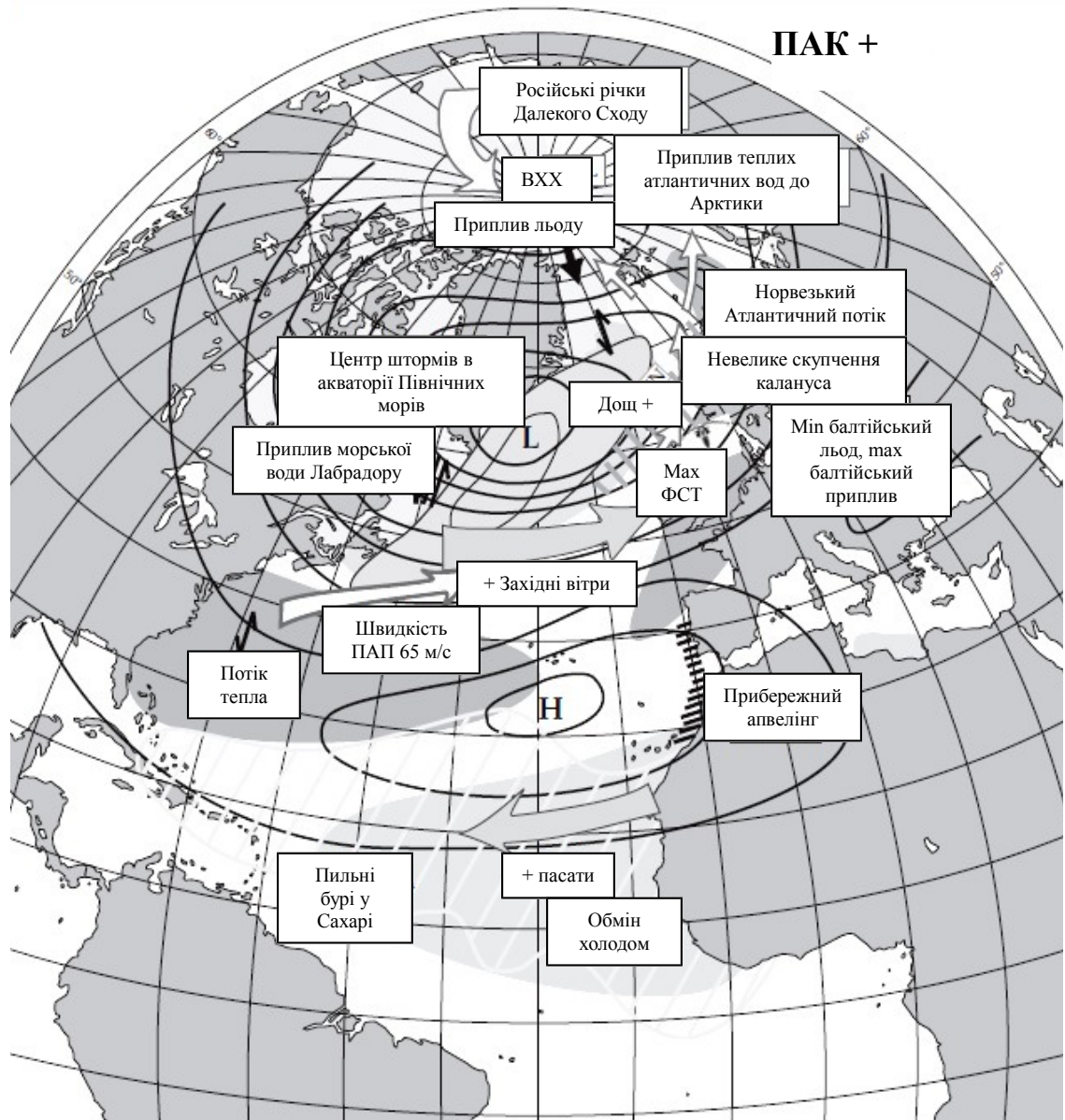


Рис. 3.5. Схема Атлантико-Арктичного сектору в додатній фазі Північно-Атлантичних коливань [70].

Примітка. ВХХ – від’ємний холодний халоклін; «дощ +» – збільшення кількості опадів; max ФСТ – максимальний Фареро-Шетландський транспорт; + західні вітри – збільшення припливу західних вітрів; + пасати – збільшення дії пасатів; швидкість ПАП – швидкість Північно-Атлантичного потоку.

Модель зв'язку мінливості температури повітря з індексами ПАК є дуже важливою. Оскільки теплоємність океану набагато більша, ніж землі, зміни в температурах повітря над континентами набагато більші, ніж над океанами, отже вони мають тенденцію превалювати над мінливістю середніх (і глобальних) температур Північної півкулі. Вплив найбільших і послідовних ПАК поширюються з Атлантики через континент Євразії в Тихий океан (рис. 3.6).

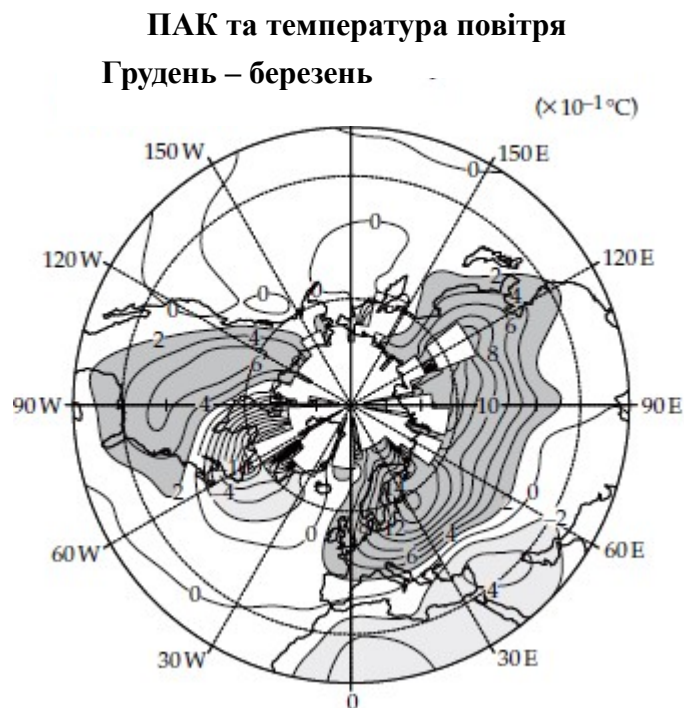


Рис. 3.6. Зміни температури поверхні землі і температури поверхні моря ($\times 10^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}$) відповідних відхиленню одиниці індексу ПАК для зимових місяців за 1935 – 1999 рр. [70].

Примітка. Контурний приріст становить 0,2 °С. Зміни температури > 0.2 °С зображені темною штрихівкою, зміни температури <0.2 °С – зображені світлою штрихівкою. Регіони з недостатніми даними не вказані.

Таким чином, мінливість ПАК пояснює одну третину відмінностей міжрічної температури поверхні землі в Північній півкулі протягом зими, і те, що тенденція до додатньої фази ПАК за останні десятиліття значно сприяла глобальному потеплінню [87, 88].

Фактично вплив ПАК на погодні умови Атлантико-Європейського регіону здійснюється через повторюваність циклонів за певною траєкторією, тобто за рахунок зміни переважних траєкторій атлантичних циклонів, що найбільш виражено у зимово-весняний період [77].

На основі роботи А.В. Федоренко «Исследование связи между атмосферными процессами над Скандинавским полуостровом и ледовыми условиями на Азовском море» [89] також було вирішено розглянути *Скандинавське коливання (СКАНД)* з метою дослідити умови формування льоду на території України. Скандинавське коливання характеризує баричний градієнт між Скандинавським півостровом і півднем Європи.

Атмосферна взаємодія за типом СКАНД є моделлю із головним центром циркуляції над Скандинавією. Два додаткових більш слабких центри, протилежних за знаком, розташовані над Західною Європою і над Монголією. Вперше термін «скандинавське коливання» був запропонований у роботі *Barnston u Livezey* (1987) [90] для визначення типу циркуляції атмосфери над Євразією. Розрахунки індексу відбуваються з 1950 р. і по теперішній час (рис. 3.7).

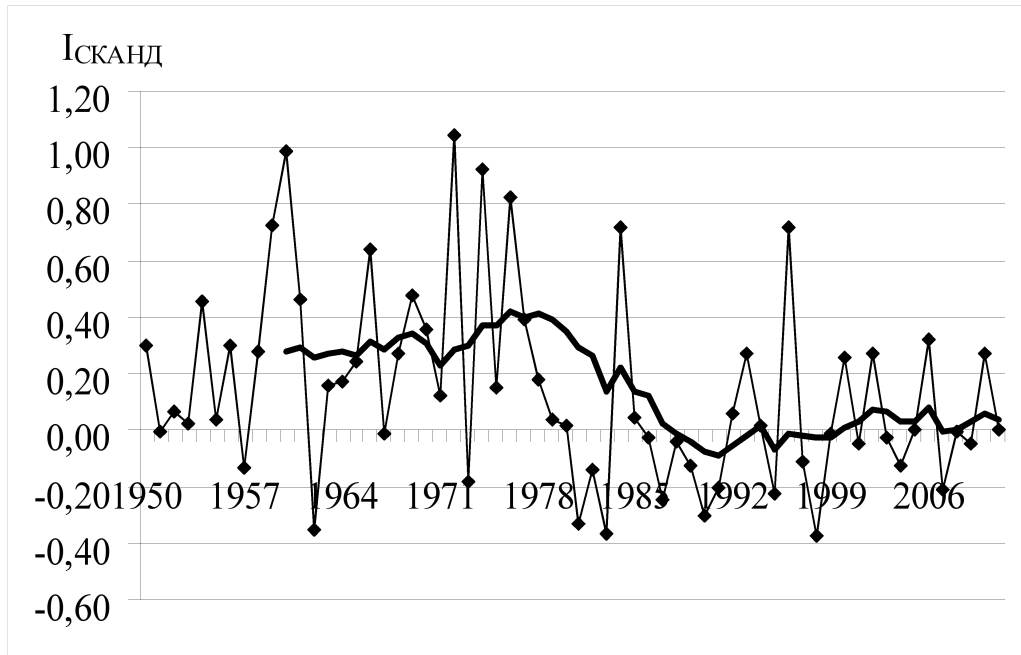


Рис. 3.7. Хронологічний хід річних індексів СКАНД за період 1865-2010 роки та крива індексів, згладжених по 11-ти річках (товста лінія).

Додатня фаза СКАНД пов'язана із додатніми аномаліями геопотенціала осциляції, які інколи відбивають головні блокуючі антициклони над Скандинавією і Західною Росією. Від'ємна фаза СКАНД, навпаки, обумовлює формування від'ємних аномалій геопотенціала осциляції. Додатня фаза СКАНД супроводжується зниженням температури повітря порівняно із середніми значенням над центральною Росією і над західною Європою, а також із збільшенням кількості опадів вище за середнє значення над центральною та середньою Європою і зменшенням кількості опадів над Скандинавією [91]. Як видно з графіка різницевої інтегральної кривої (рис. 3.8), індекси СКАНД, починаючи з 1979 року, перебувають у від'ємній фазі коливань.

Для кількісної оцінки впливу СКАНД використовують спеціально розроблений індекс Скандинавської моделі [90].

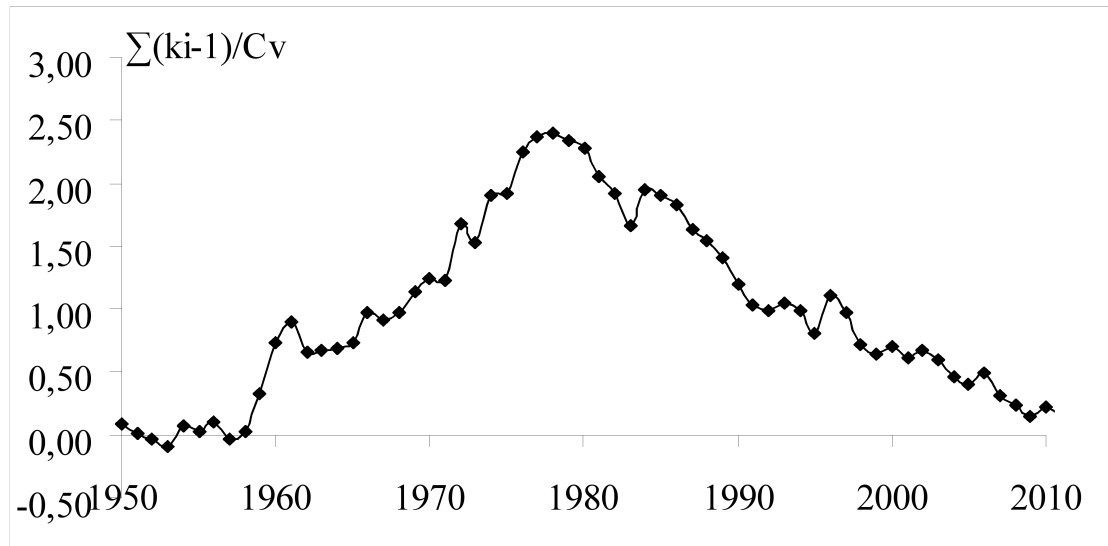


Рис. 3.8. Різницева інтегральна крива відхилень від середнього багаторічного значення середнього річного індексу СКАНД.

Під час додатних індексів Скандинавського коливання на територію України вторгаються холодні повітряні маси із Кольського півострова, Баренцового моря та зі Скандинавії, тим самим спричиняючи різке зниження температури повітря.

Тобто, за додатних індексів СКАНД різко знижується температура повітря, і в зимовий період це спричиняє настання льодових явищ раніше. При від'ємних індексах СКАНД таких процесів не відбувається, а навпаки – формуються більш м'які зими, коли спостерігається стійка температура повітря, без різких знижень температури повітря до мінімальних значень (у порівнянні із середніми багаторічними значеннями по даній метеостанції). Існує залежність між формуванням антициклону над Скандинавським півостровом і багаторічними коливаннями температури повітря, сум градусодіб морозу, льодовитості і товщини льоду на водних об'єктах [89].
Схема розрахунку індексів СКАНД наведена в додатку В (табл. В.1).

Науковим керівником дисертаційної роботи, доктором географічних наук, Н.С. Лободою була зроблена оцінка впливу діяльності ПАК і СКАНД на водність річок України [82]. Методом дослідження був обраний метод головних компонент. У роботі розглядалися водозбори, які розміщені на території України і сусідніх країнах Центральної та Східної Європи, а саме річки: Дніпро, Сож, Десна, Прип'ять, Дунай, Дністер, Південний Буг, Західний Буг, Сіверський Донець, Тиса, Мюреш, Сан, Дон, Неман, Рейн, Вісла, Одер. Досліджені ряди полів стоку річок з 1900 по 2001 рр. Результати дослідження Лободи Н.С. вказали на визначальну роль у формуванні полів стоку річок України великомасштабних атмосферних процесів за типом Арктичного, Північно-Атлантичного і Скандинавського коливань (кореляційний зв'язок між водністю річок України і індексами Арктичного, Північно-Атлантичного і Скандинавського коливань становив $0,3 \div 0,5$).

В [63, 71, 80, 82, 92], підтверджено, що ПАК є елементом більш масштабного коливання в атмосфері Північної півкулі, яка отримала назву *Арктична осциляція (АО)*. АО являє собою періодичне посилення й послаблення арктичного максимуму атмосферного тиску. Зменшення інтенсивності АО обумовлює посилення циклонічної діяльності над Арктичним басейном, збільшенням температури повітря та опадів. У теплий період року спостерігається «розширення» зони відкритої води і збільшується акумуляція тепла. Це, у свою чергу, призводить до зменшення обсягів льоду, що утворюється взимку [63]. Методика обчислення індексів АО приведена в додатку В (табл. В.1).

В останні роки над територією Європи формується розвинутий антициклон, східніше даного утворення розташовується улоговина. Такі синоптичні процеси обумовили на території України аномальні теплі температури повітря і тривалу відсутність опадів у січні [93]. Деяке зниження температури відбувалося за рахунок нетривалого заходу холодного повітря в тилу циклону над територією Поволжжя. Починаючи з 1996 р. по 2005 р.,

область високого тиску і теплого повітря розповсюджується на всю територію Атлантико-Європейського сектору, що призвело до загострення двох улоговин з західної і східної сторін від даної області. Взимку (у січні) даний процес тривав 15 діб і довше [93]. Результатом таких метеорологічних процесів стало формування температури повітря вище за норму і майже відсутність опадів. Таким чином, дослідження В.Ф. Мартазинової і Є.К. Іванової [93] вказують на те, що в зимові сезони 1986-1995 і 1996-2005 років на території України атмосферна циркуляція зумовила стійку тенденцію на підвищення середньої місячної температури повітря і формування дефіциту вологи.

У формуванні міжрічної кліматичної мінливості в системі «океан-атмосфера» важливу роль має явище *Ель-Ніньо – Південне коливання (ЕНПК)*, яке проявляється у вигляді нагону теплих вод на узбережжі Перу та Еквадору кожні 3-7 років і подальшому розповсюдженню холодних вод у тропічних широтах Тихого океану (явище *Ла-Ніньо*). Походження терміну «ель-ніньо» пов'язують із теплою течією, яка формується біля берегів Південної Америки у грудні щороку [71]. ЕНПК формується внаслідок поєднання штучних змін гідрометеорологічних величин (наприклад, збільшення концентрації парникових газів) і природних коливань клімату у міжрічному часовому масштабі і має величезний вплив на клімат Землі [63]. За рахунок своїх телеконекційних властивостей ЕНПК впливає на клімат та погоду помірних широт [94], чим заслуговує на увагу з точки зору прогнозів льодових явищ на річках України. Схема розрахунку індексів ЕНПК наведена в додатку В (табл. В.1).

Тихоокеансько-Північно-Американська (ТПА) атмосферна осциляція є наступним типом великомасштабної метеорологічної схеми з двома режимами – додатним та від'ємним, який пов'язує типи атмосферної циркуляції над Північною частиною Тихого океану та Північною частиною

Америци. Погодні та кліматоутворюючі умови, які складаються на Північноамериканському континенті, залежать від фаз ТПА [63].

Телеконекція за схемою ТПА є найважливішим методом аналізу мінливості низької частоти поза тропічних широт Північної Півкулі. Під час додатної фази збільшуються повітряні потоки зі Східної Азії на захід Сполучених Штатів Америци. Під час від'ємної фази ТПА спостерігається скорочення повітряних потоків із заходу до Східної Азії, блокуючи діяльність у високих широтах Тихого океану. ТПА залежить не тільки від природної мінливості клімату, а також від Ель-Ніньо-Південного коливання. Додатна фаза ТПА пов'язана із теплою фазою вод Тихого океану (Ель-Ніньо), а від'ємна – із холодною фазою у водах Тихого океану (Ла-Ніньо) [95].

Ще однією схемою коливання у системі океан-атмосфера є *Східно-Атлантичне коливання (САК)* – режим низької повторюваності мінливості над Північною Атлантикою, який формується як провідна схема циркуляції кожного місяця. САК за структурою схоже на ПАК і складається з північно-південного диполя з центрами аномалії Північної Атлантики, які простягаються зі сходу на захід. Центри аномалії типу САК зміщені у південно-східному напрямі до приблизних вузлів лінії схеми ПАК, через що САК часто інтерпретується як «рухоме зміщене на південь» ПАК. Відмінність САК від ПАК полягає у тому, що центр низьких широт має сильну субтропічну ланку у зв'язку із модуляціями в субтропічному поясі високого тиску та їх розміщенням [90]. У додатній фазі САК в Європі спостерігається температура у поверхні Землі вища за норму в усі місяці. Також позитивна фаза САК пов'язана із вищими за норму опадами над територією північної Європи та Скандинавії, та опадами нижчими за норму над всією територією південної Європи. Дослідженням САК займалися [96, 97] та інші.

Серед типів атмосферної циркуляції, яка впливає на Європейський регіон, виокремлюють також *Індоокеанський диполь (ІОД)*. За [98], ІОД є

незалежною модою екваторіально-тропічної системи. Існує принципово інший підхід до схеми ІОД [99], в якому ІОД розглядається як частина структури Ель-Ніньо – Індоканський диполь. Виникненню ІОД передують формування зони підвищеної конвекції над Африкою, що супроводжується потужними східними вітрами, які виникають в тропічній зоні Індійського океану, а також може досягати Середземноморсько-Чорноморського регіону на протязі всього року. Вплив ІОД на клімат Європи відбувається через мінливість кліматичних характеристик даного регіону. Відомо, що у додатній фазі ІОД формуються від’ємні аномалії температур у західній частині та додатні аномалії приземних температур повітря – у східній частині Середземноморсько-Чорноморського регіону [100]. Методика розрахунку індексів ІОД представлена в додатку В (табл. В.1).

3.3. Опис атмосферних процесів, які обумовлюють замерзання річок у межах України

Початок льодових явищ на річках України відбувається, як правило, в осінньо-зимовий період і триває до початку весни. Тривалість льодоставу залежить від кліматичних умов, але у часовому інтервалі вона може змінюватися, амплітуди строків замерзання та скресання річок інколи становлять 50 діб [50].

Кліматичні умови холодного періоду року в Україні перш за все обумовлені кількістю сонячної радіації, яка надходить на поверхню Землі [63]. Клімат країни складається з радіаційної та циркуляційної складових. Радіаційний баланс України визначається її широтним розташуванням.

Загальний річний радіаційний баланс на території України є додатнім. Період замерзання річок припадає на кінець осені – початок зими. Восени радіаційний баланс становить 160-250 мДж/м², кількість сумарної радіації за жовтень-листопад не перевищує 700-1000 мДж/м². В зимовий період радіаційний баланс від’ємний і перебуває у межах від -80 мДж/м² на півдні до -250 мДж/м² – на півночі. Сумарна радіація взимку на півдні становить 460 мДж/м², на півночі – 300 мДж/м² [101].

На території України визначальними є процеси циркуляції атмосфери, які переважають над радіаційними чинниками [18]. Особливості циркуляційних умов пов’язані із фізико-географічним положенням України, а також із близьким розташуванням Атлантичного океану [101]. Циркуляція атмосфери розглядається через великомасштабні атмосферні процеси, які втілюються у трансформацію повітряних мас, їх адвекцію, утворення атмосферних фронтів.

Атмосферна циркуляція певною мірою залежить від змін складових радіаційного балансу, які призводять до змін метеорологічних умов. Для отримання загального характеру циркуляції атмосфери і розподілу тиску повітря, виконують осереднення баричних полів Північної півкулі для кожного місяця за значну кількість років. Внаслідок таких досліджень отримують положення стаціонарних великомасштабних центрів дії атмосфери, у вигляді областей високого та низького тиску. Центри дії атмосфери характеризують райони, де переважає циклонічна або антициклонічна діяльність.

Кожному сезону властиві свої центри дії атмосфери. Кліматичні умови зимового сезону на Україні формуються під впливом тривихрової планетарної фронтальної зони, яка складається з наступних висотних гребенів: Північно-Атлантичного (Азорського), Сибірського, Канадського максимумів та замкнених між ними Європейського, Алеутського та Ісландського мінімумів.

Територія України в значній мірі розташовується в області Європейської улоговини, яка формує в зимовий період м'яку зиму з південними циклонами.

В меншій мірі на погодні умови країни впливають також теплий Північно-Атлантичний і холодний Сибірський максимуми. Північно-Атлантичний максимум в зимовий період сприяє формуванню теплої, малосніжної зими. Сибірський максимум взимку обумовлює значні морози. Формування погодних умов влітку також обумовлене неоднорідними центрами дії атмосфери. В теплий період територія України розташовується під впливом Європейської улоговини, Азорського максимуму та східного термічного гребеня високого тиску, який формує посушливі погодні умови [16].

При дослідженні атмосферної циркуляції необхідно звертати увагу на зміну характеру вказаних вище центрів дії атмосфери, які безпосередньо впливають на регіональний клімат. В довгострокових прогнозах потрібно враховувати відхилення від географічного положення центрів дії атмосфери, особливо в умовах глобальних змін клімату.

Характер атмосферної циркуляції над територією України проявляється через активність циклонів або антициклонів. Визначення «циклону» і «антициклону», за [101], наступні. *Циклон* – це область зниженого тиску з мінімальним його значенням в центрі. Діаметр циклону досягає 100 -3000 км, вертикальна потужність – 15-20 км. Циклон має характерну схему повітряних течій, які рухаються в північній півкулі проти годинникової стрілки, в південній – за годинниковою стрілкою. У циклоні переважають висхідні рухи повітря і хмарна погода з опадами. *Антициклон* – це область підвищеного тиску з максимальним його значенням у центрі. Розміри антициклону порівняні з розмірами циклону. Циркуляція повітряних течій в антициклоні наступна: в північній півкулі це повітряний вихор, що рухається за

годинниковою стрілкою, в південній – проти годинникової стрілки. В антициклоні переважають низхідні рухи повітря і малохмарна погода.

Зміни атмосферної циркуляції викликані кліматичними змінами в процесах циклогенезу і фронтогенезу, які в свою чергу можуть обумовлюватися зміною стадії кліматичної епохи [102]. Кінець ХХ ст. прийнято вважати початком сучасної кліматичної епохи, яка відзначилась процесами активного фронтогенезу у південних і центральних районах Європи, включно до Східного Сибіру. В Україні зміна кліматичної епохи призвела до катастрофічних паводків в районі Карпат і басейну Дунаю [103].

Умови замерзання річок залежать від особливостей осіннього сезону. До початку сучасних глобальних змін клімату найвпливовішими чинниками погодних умов зими в Україні були Азорський і Сибірський антициклони. На початку осіннього сезону значно слабшає Азорський антициклон, що призводить до повторюваності виступів підвищеного тиску, орієнтованих з заходу, ядра антициклону над Атлантикою все рідше виходять на територію Європи, поступово збільшується меридіональність висотного баричного поля [101]. Інтенсивність дії Азорського антициклону зменшується наприкінці осені і збільшується активність Сибірського антициклону [16].

Така циклонічна діяльність атмосфери переважала в процесі формування погодних умов України в першій половині минулого сторіччя. У другій половині ХХ сторіччя, у зв'язку із зсуненням Сибірського антициклону на схід і зміною його інтенсивності, вплив Сибірського антициклону на метеорологічні характеристики зимового сезону зменшився. Професором Н.С. Лободою було досліджено вплив сучасних атмосферних процесів над Україною на гідрометеорологічні характеристики у межах України. В роботах Н.С. Лободи та А.О. Коробчинської показаний зростаючий вплив на кліматичні умови України телеконекційних схем за типом ПАК і СКАНД [82, 104, 105, 106].

Дослідження багатьох вчених [69, 77, 79, 82, 88, 92, 100, 107] свідчать про те, що наприкінці ХХ – початку ХХІ ст. у холодну пору року клімат Європейської території значно піддався впливу Північно-Атлантичного коливання (ПАК), яке істотно змінює умови формування льодового покриву на річках України. Посилення активності ПАК взимку зумовлює додатні температурні аномалії. З 80-их років минулого століття, коли ПАК перейшло у додатну фазу, погодні умови української зими суттєво змінились, стали більш м'якими за рахунок збільшення опадів і підвищення температур повітря, що суттєво вплинуло на формування річного стоку [82]. Така метеорологічна ситуація спричиняє більш пізню появу льодових явищ на річках, нестійкість льодового покриву, скорочення тривалості періоду з льодовими явищами та ін.

Взимку на територію України переміщаються західні, північно-західні і південно-західні циклони, які надходять з Чорного моря, Малої Азії, північної частини Італії, з центральних областей Європи, Середземномор'я. З ними пов'язані відлиги, опади, іноді хуртовини. Спостерігаються «пірнаючі циклони», з якими відбувається вторгнення холодного арктичного повітря [101]. Найбільша тривалість існування взимку належить північним циклонам (39 год.), які простягаються з півдня (36 годин). Найтриваліші антициклони в зимовий період – це північно-східні і північні (існують 48 годин) [16].

Таким чином, взимку на території України формується континентальний клімат із значним вихолодженням суші. Континентальність зростає з заходу на схід. Погодні умови зими пом'якшуються за рахунок впливу Атлантичного океану та Середземномор'я. Такі синоптичні процеси зумовлюють утворення льоду на річках України, пояснюють нестійкість льодового режиму та значну амплітуду коливань появи льодових явищ у різні роки.

3.4. Вплив глобального клімату на термічний та льодовий режим річок

Окрім атмосферних процесів, які формують регіональний клімат України, існують більш масштабні взаємодії у системі «океан-атмосфера-суша», які впливають на погодні умови усіх куточків нашої планети. Глобальний клімат визначає гідрометеорологічний стан планетарного масштабу: температурний режим атмосфери, океанів та материків, загальну циркуляцію океану та атмосфери, закономірності вологообміну, стан кріосфери та газообмін [63, 101]. Аналіз глобального клімату потребує осереднення даних багаторічних спостережень, тобто статистичної обробки.

Фактори, які формують глобальний клімат поділяються на внутрішні та зовнішні:

- внутрішні кліматоутворюючі фактори: загальна циркуляція атмосфери та її фізико-хімічний склад; розподіл материків та океанів, фізико-хімічний склад останніх; рельєф місцевості;

- зовнішні кліматоутворюючі фактори: гравітаційні сили, обумовлені дією Сонця, Місяця та інших планет Сонячної системи; потік сонячної радіації; розміри, маса Землі та швидкість її обертання навколо осі; особливості власних гравітаційних та магнітних полів.

Протягом останніх десятиріч спостерігається значна зміна динаміки великомасштабної атмосферної циркуляції над Північною півкулею [16, 108], а також посилення парникового ефекту [109]. Безумовно, така ситуація викликає глобальні зміни клімату. Зміни великомасштабної атмосферної циркуляції повітря, яка є основним чинником формування режиму температури повітря окремих регіонів, проявляються у поступовому зміщенні кліматичних центрів дії атмосфери в усі сезони року. Найбільш чутливими до кліматичних перетворень є термічний та льодовий режими річок. Зміна характеру атмосферних процесів обумовлює зміни температур повітря і води, а, отже, й зміни особливостей формування процесів льодоутворення,

встановлення льодоставу та його тривалості. Сучасні спостереження за водними об'єктами [24, 27, 29, 36, 108, 110, 111, 112] підтверджують важливість більш досконалого вивчення впливу глобальних змін клімату на термічний та льодовий режим річок.

На території України зміни температурного режиму повітря мають циклічний характер. Аналіз згладжених за 10-річні періоди відхилень температури повітря від норми по метеостанціях Лубни, Житомир, Херсон [9, 113, 114] показав, що у багаторічному ході середньорічної температури повітря, розрахованої відносно норми 1961 – 1990 рр., можна виділити первинне і вторинне потеплення клімату (з початку ХХ ст. і до 1940-х років та з кінця 1970-х років - по даний час) і відносну стабілізацію в її ході (1940-1970 роки). Вторинне потепління починається з 70-х років ХХ ст., має переривання холодними роками у другій половині 70-х і у другій половині 80-х рр. Третє потепління (найбільш різке та тривале за все століття) розпочалося з 1989 року і триває до сьогодні.

Сьогодні зміни термічного режиму річок фіксуються не тільки середньорічними й фактичними даними за окремі роки, а також даними за конкретні місяці і строки переходу температур води восени та навесні. Помітно підвищилась температура води в річках у березні-квітні, особливо в північній частині України. За період часу з 1946 по 2000 роки температура води у квітні підвищилась на 1 °С. За останні 20 років перехід температури через 0,2 °С і 10,0 °С навесні став спостерігатися раніше, дещо менші зміни переходу температури через 0,2 °С і 10,0 °С – восени [24].

Найвагомішим чинником зазначених змін є підвищення температури повітря, яке особливо помітне в північній частині країни. Також на термічний та льодовий режим річок впливають наступні фактори: водність та зарегульованність річок, господарська діяльність, а саме – енергетика, скиди шахтних і рудникових вод, скиди комунальних підприємств та ін.

Зростання температури повітря найбільш помітне в перші місяці року, включаючи квітень, внаслідок чого перехід через 0,2 °C на річках за період 1981-2000 рр. [108, 115] відбувався на 10 діб раніше в північній частині України і на 5 діб раніше – на півдні порівняно з періодом 1950-1980 рр. [108]. Осінній перехід через 0,2 °C відбувався на декілька діб раніше, ніж за попередній період.

Сучасне зменшення витрат води протягом весняного водопілля сприяє кращому її прогріванню, що в свою чергу спричиняє підвищення температури води у річках [115].

Окремо треба приділити увагу впливу глобальних змін клімату на льодовий режим річок України, який є найбільш чутливим до зміни кліматичних умов. Льодові явища на річках є індикатором клімату перехідних сезонів року. В останні десятиріччя досить частими є аномально теплі зими, які характеризуються частими відлигами. Утворення суцільного льодоставу, а також льодоходу, іноді може бути відсутнім на окремих річках. Спостерігається нестійкість льодового режиму річок, зміни строків появи льодових явищ, середня товщина льоду вдвічі зменшилась за товщину, яка спостерігалась в період до 1975 р., збільшилась ймовірність відсутності льоду у зимові місяці. Слід відзначити, що такі зміни відбуваються незалежно від господарського впливу на річки, тобто головним чинником впливу на льодовий режим є глобальні зміни клімату. Наприклад, підвищення температури повітря у зимові місяці обумовлює зменшення суми від'ємних температур повітря, які впливають на строки встановлення льоду та на товщину льодового покриву. Підвищення температури повітря в літньо-осінні місяці зумовлює підвищення температури води восени [36], що впливає на строки появи льодових явищ, інтенсивність наростання льодового покриву на протязі зими і терміни очищення річок від льоду.

Антропогенний вплив на річки дещо менший, порівняно із глобальними змінами клімату, однак істотно змінює льодовий режим річок

відведення підігрітих шахтних та побутових вод. Внаслідок дії водосховищ на прилеглих до гідроелектростанцій ділянках льод взагалі не утворюється (р. Дніпро, р. Дністер).

У період з 1981 по 2000 рр. значно змістилися строки встановлення льодових явищ, а разом з цим змінилась тривалість льодових явищ на річках, порівняно з 1945-1980 рр. [24]. Восени поява льодових явищ стала відбуватися на декілька діб раніше, що пояснюється дещо нижчими температурами листопаду порівняно з попереднім періодом. Закінчення весняних льодових явищ в останні десятиріччя наблизилась до початку року. Тривалість льодового режиму на річках зменшилась на декілька діб. Наприклад, для річок басейну Дніпра період з льодовими явищами зменшився в середньому на 25 діб [9]. Подібна тенденція спостерігається на річках європейської частини Росії [37]. Також слід відзначити зменшення максимальної товщини льоду, наприклад, на річках басейну Дніпра вона зменшилась на 14 см [27].

На базі матеріалів спостережень були проведені дослідження впливу глобальних змін клімату на термічний і льодовий режими річок Дністер, Десна і Тилігул [36, 116]. Були використані матеріали ЦГО м. Києва, а також дані фонду кафедри гідрології суші Одеського державного екологічного університету. У якості часового відрізка був обраний період сумісних досліджень з 1960 по 2008 роки.

За даними В.В. Гребіня [9], як єдина у межах країни розрахункова дата початку суттєвих змін водного режиму річок України, у результаті глобальних змін клімату, розглядається 1989 рік. Зміни термічного та льодового режимів річок Дністер, Десна і Тилігул були встановлені за допомогою порівняльного аналізу даних спостережень 1960-1988 років із даними за період з 1989 по 2008 роки. Як характеристики льодового та термічного режимів були використані дані про температуру і рівень води у річці, дати початку та

закінчення льодових явищ, температуру повітря, загальну тривалість льодових явищ на річці.

В басейні р. Дністер в останні десятиріччя відбулося підвищення температури повітря в осінньо-зимовий період. Як показав порівняльний аналіз середньомісячних температур повітря за період 1960-1988 рр. із періодом спостережень 1989-2008 рр., температури зимового і осіннього сезонів підвищуються (рис. 3.9). Зокрема, на початку року (січень-березень) температура повітря в середньому підвищилася на 2,3 °С в період з 1989 по 2008 рр. Збільшення температури повітря в останні місяці року (жовтень-грудень) менш інтенсивне – в середньому температура повітря збільшилась 0,2 °С. Для р. Дністер характерним є підвищення температури води у створі м. Могильов-Подільський за останні десятиріччя в середньому на 2,5 °С порівняно з попередніми роками (рис. 3.10). Таким чином, можна зробити висновок, що температура повітря 1989-2008 років зросла в осінньо-зимовий період порівняно з попередніми роками, що в свою чергу впливає на строки закінчення льодових явищ.

На сучасному етапі відмічається велика амплітуда строків першої появи льоду й встановлення льодоставу. Наприклад, поява плавучого льоду спостерігається в окремі роки від кінця листопаду до середини січня, що обумовлює складність прогнозування дат появи льодових явищ.

У період з 1989 по 2008 рр. значно змістилися строки встановлення льодових явищ, а разом з цим істотно змінилась тривалість льодових явищ на річках, порівняно з попередніми роками. Для р. Дністер - м. Могильов-Подільський особливо помітна зміна в датах появи льодових явищ в період з 1989 по 2008 рр., протягом якого дати появи льоду змістилися з середини листопада-грудня на початок року - січень, лютий (табл. 3.1).

Проаналізувавши вихідні дані, було встановлено, що кількість днів від переходу температури повітря через 0 °С до появи льодових явищ в останні роки збільшилась: від 20 днів у період 1960-1988 рр., до 65 днів – у період

1989-2008 рр. Це викликано, в першу чергу, зміною кліматичної ситуації в Україні, і відповідним підвищенням температури води у р. Дністер, а також антропогенним впливом.

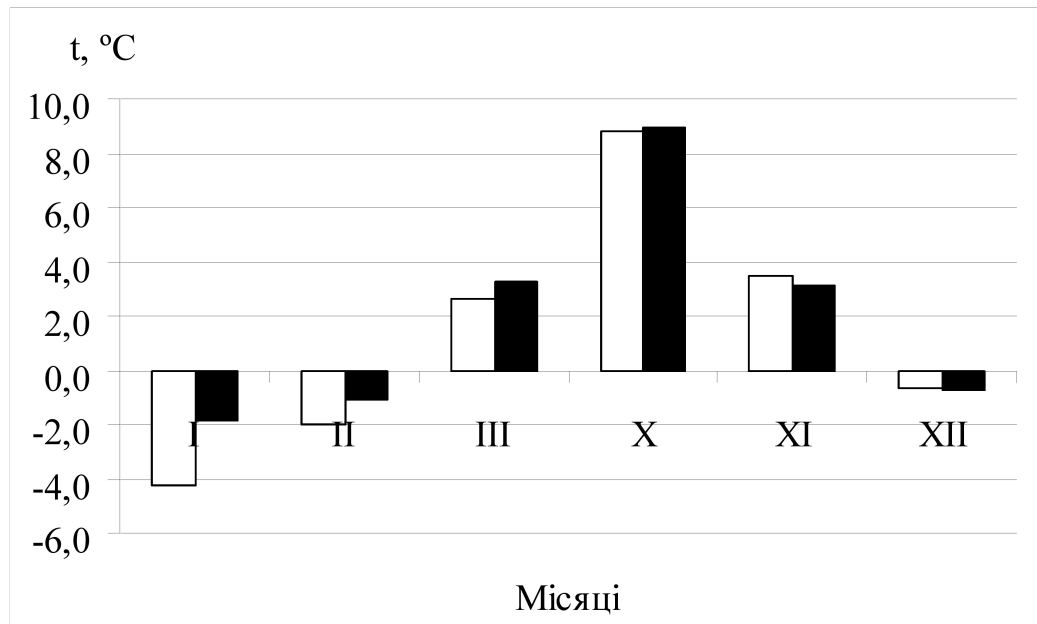


Рис. 3.9. Температура повітря по метеостанції м. Могильов-Подільський: білі стовпчики - у 1960-1988 рр., чорні - у 1989-2008 рр.

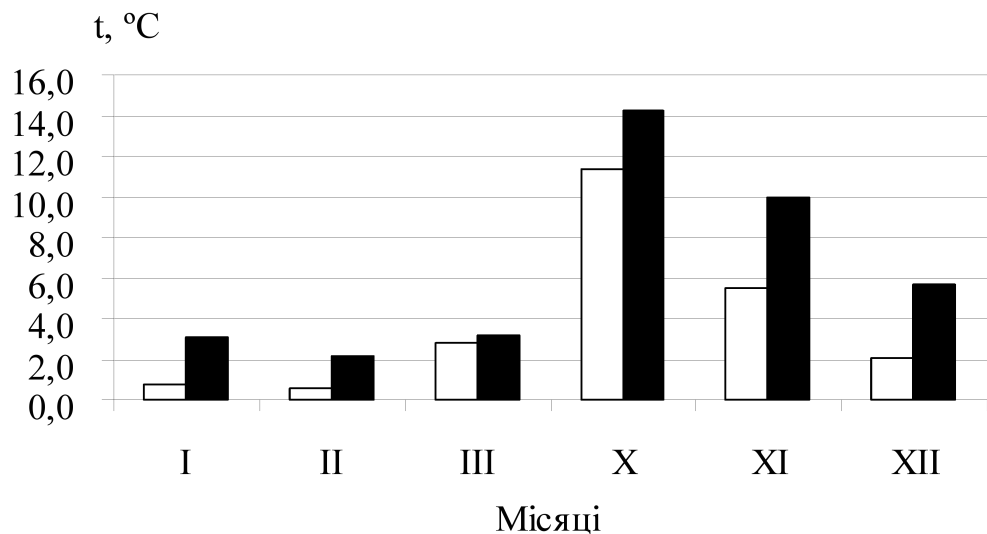


Рис. 3.10. Температура води у р. Дністер - м. Могильов-Подільський:

білі стовпчики - у 1960-1988 рр., чорні - у 1989-2008 рр.

Таблиця 3.1

Середні строки льодових явищ на р. Дністер - м. Могильов-Подільський за періоди 1960-1988 та 1989-2008 рр.

| Початок осінніх льодових явищ | | Закінчення льодових явищ | | Середня кількість днів з льодовими явищами | |
|-------------------------------|---------------|--------------------------|---------------|--|---------------|
| 1960-1988рр. | 1989-2008 рр. | 1960-1988рр. | 1989-2008 рр. | 1960-1988рр. | 1989-2008 рр. |
| 12 грудня | 24 січня | 14 березня | 12 лютого | 74 | 12 |

Зміни у строках льодових явищ позначилися на їх тривалості, що дуже чітко виражено після 1989 року (рис. 3.11). Найпомітніші зміни стосуються тривалості льодоставу, яка зменшилась на 1-2 декади, в окремі роки стійкий льодостав взагалі не спостерігається. Наприклад, у створі р. Дністер – м. Могильов-Подільський за даними ЦГО після 1986 року льодостав взагалі відсутній. Протягом 1981-2008 рр. істотно збільшилась ймовірність відсутності льоду у зимові місяці, що підтверджується даними спостережень.

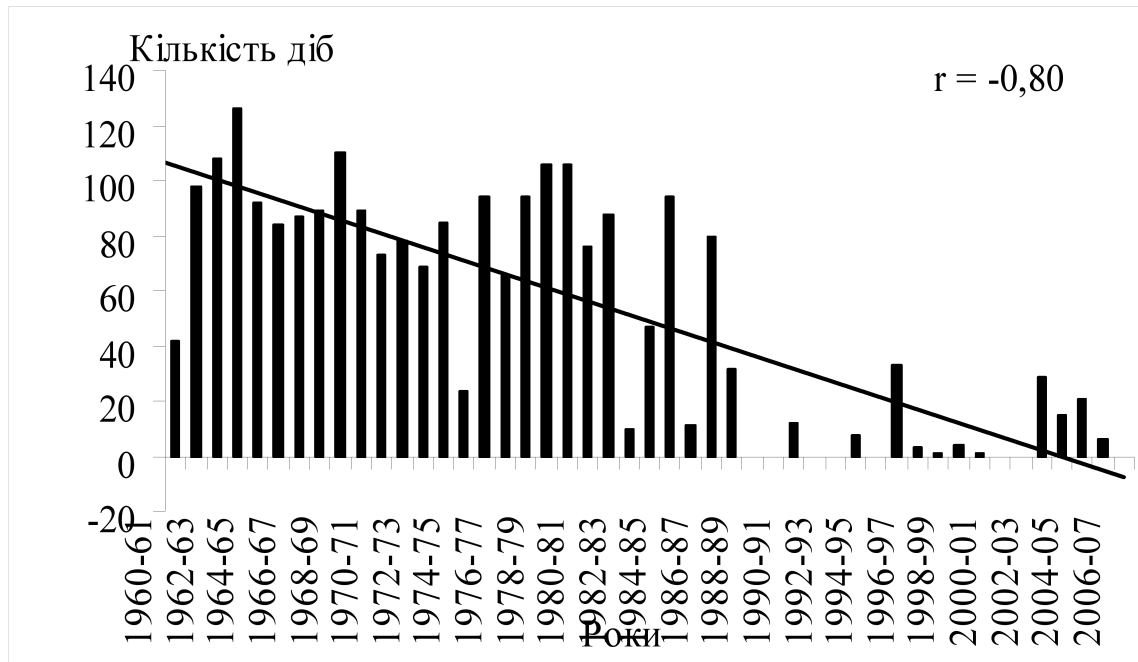


Рис. 3.11. Тривалість льодових явищ на р. Дністер - м. Могильов-Подільський за період 1960-2008 рр.

На р. Дністер у створі м. Могильов-Подільський льодові явища взагалі були відсутні у 1988, 1989, 1991, 1992, 1994, 2000, 2001 та 2006-2008 роках. Також слід відмітити, що льодовий покрив на річці Дністер в останні десятиріччя має нестійкий характер.

Аналогічний порівняльний аналіз термічного та льодового режимів був виконаний для річки Десна у створі Чернігів за період спостережень 1960-2008 рр. Результати порівняльного аналізу середньомісячних температур повітря за період 1960-1988 рр. із періодом спостережень 1989-2008 рр., вказують на суттєве збільшення температур повітря (рис. 3.12), особливо на початку року (січень-квітень) в середньому на 2,9 °С. Простежується стійка тенденція до підвищення температури води у р. Десна у період 1989-2008 рр.,

у порівнянні із 1960-1988 рр. (рис. 3.13). Найпомітніше зростання температур води відбувся у жовтні-листопаді, в середньому на 1,0 °С.

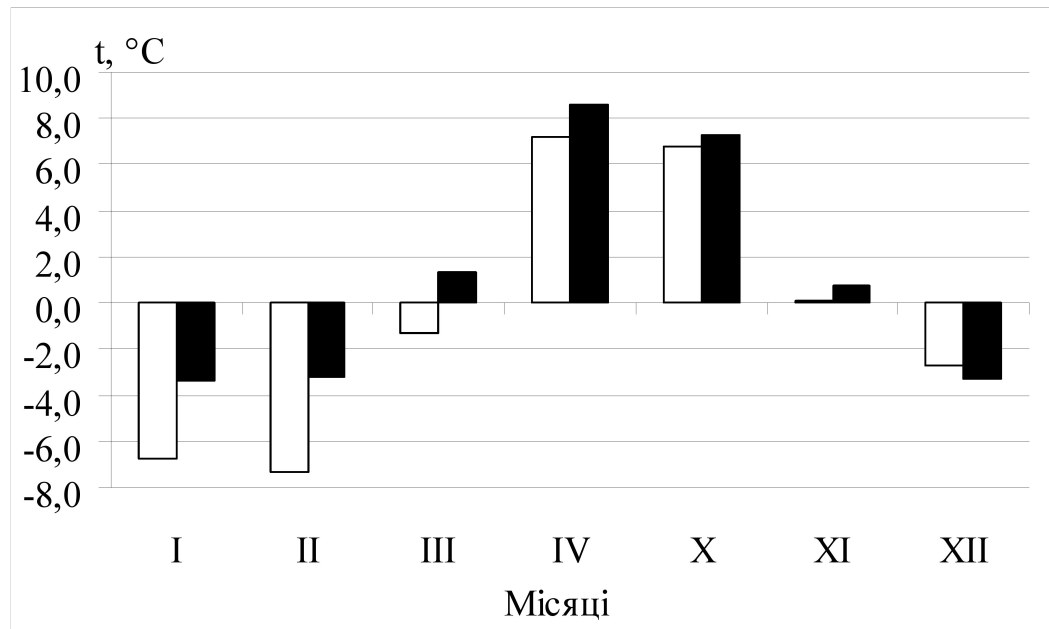


Рис. 3.12. Температура повітря по метеостанції м. Чернігів:
білі стовпчики - у 1960-1988 рр., чорні - у 1989-2008 рр.

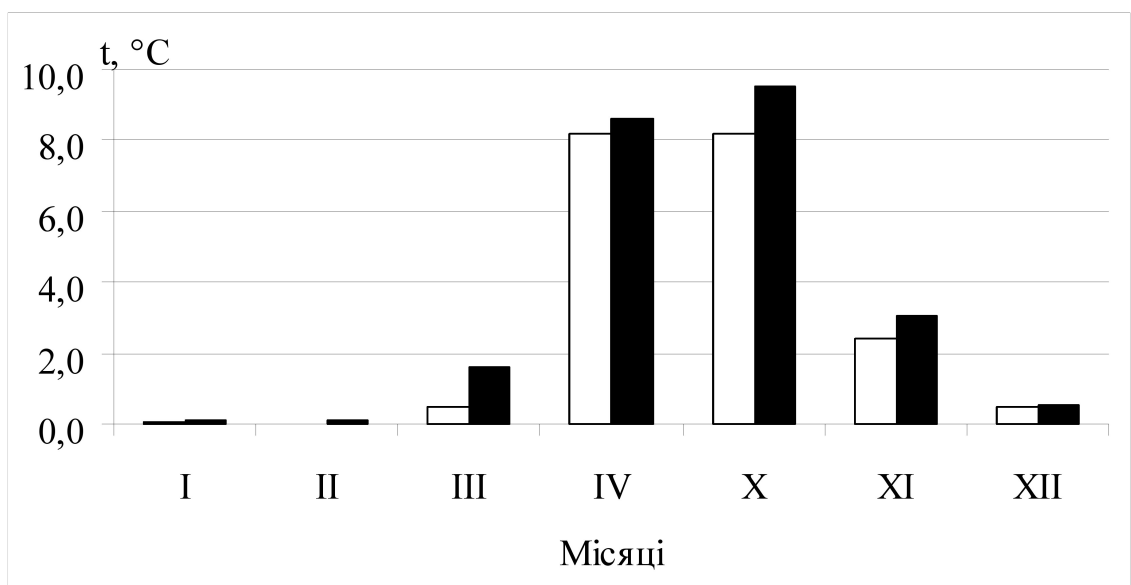


Рис. 3.13. Температура води у р. Десна – м. Чернігів:
білі стовпчики - у 1960-1988 рр., чорні - у 1989-2008 рр.

Дещо змістилися у часі строки появи льодових явищ (табл. 3.2). Після 1989 року закінчення льодових явищ відбувається в середньому на тиждень раніше (табл. 3.2), що також обумовлено підвищенням температури повітря весняного сезону. Тривалість льодових явищ на р. Десна скоротилась в середньому на 12 діб. На рис. 3.14 простежується тренд на скорочення періоду льодових явищ на річці.

Таблиця 3.2

**Середні строки льодових явищ на р. Десна - м. Чернігів
за періоди 1960-1988 та 1989-2008 рр.**

| Початок осінніх льодових явищ | | Закінчення льодових явищ | | Середня кількість днів з льодовими явищами | |
|-------------------------------|---------------|--------------------------|---------------|--|---------------|
| 1960-1988рр. | 1989-2008 рр. | 1960-1988рр. | 1989-2008 рр. | 1960-1988рр. | 1989-2008 рр. |
| 25 листопада | 3 грудня | 01 квітня | 23 березня | 121 | 109 |

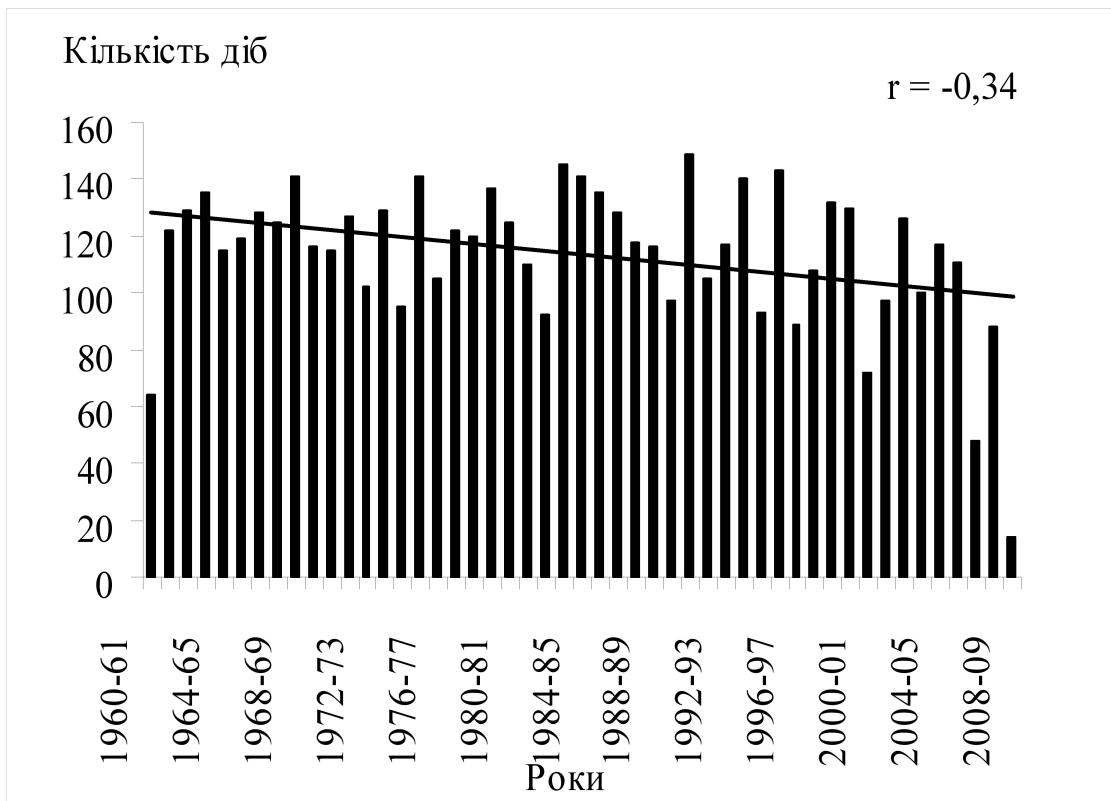


Рис. 3.14. Тривалість льодових явищ на р. Десна - м. Чернігів за період 1960-2008 рр.

Порівняльний аналіз температурного та льодового режимів для річки Тилігул за періоди 1960-1988 та 1989-2008 рр., засвідчує наступні результати. Порівняльний аналіз середньомісячних температур повітря за період 1960-1988 рр. із періодом спостережень 1989-2008 рр., температури і осіннього, і зимового сезону підвищуються (рис. 3.15). Незважаючи на загальний додатній тренд у температурному режимі повітря, температура

води у грудні-лютому після 1988 р. зменшилась, порівняно із попередніми роками в середньому на 0,3 °С (рис. 3.16).

На сучасному етапі відмічається незначна амплітуда строків першої появи льоду й встановлення льодоставу. Дати появи плавучого льоду змістилися з 22 листопада на 3 грудня (табл. 3.3). Останні льодові явища у період 1989-2008 рр. закінчуються в середньому на 5 діб раніше порівняно з попередніми десятиріччями.

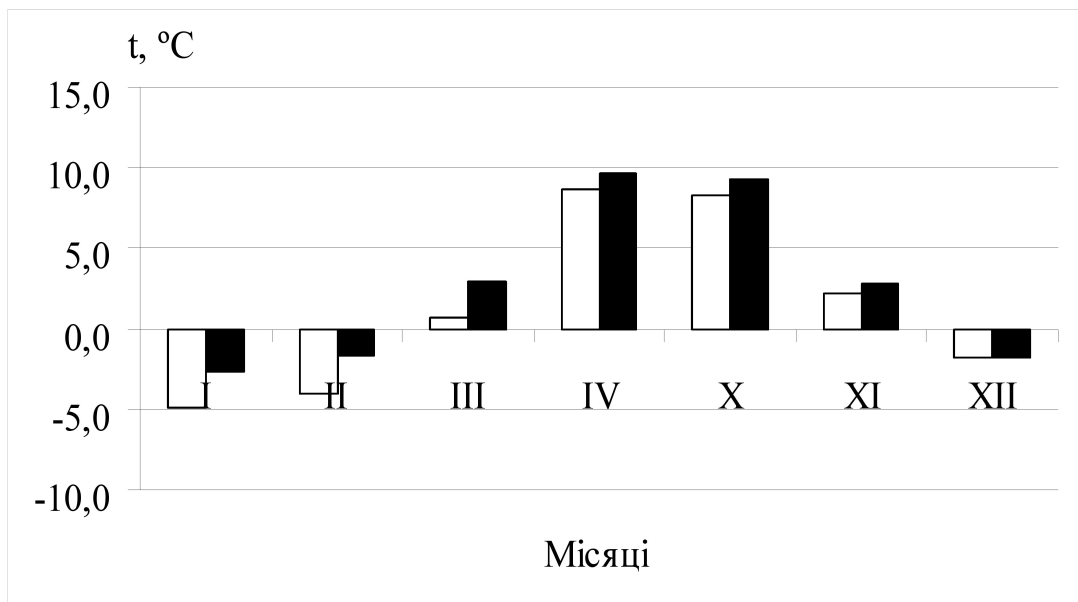


Рис. 3.15. Температура повітря по метеостанції смт Любашівка:
білі стовпчики - у 1960-1988 рр., чорні - у 1989-2008 рр.

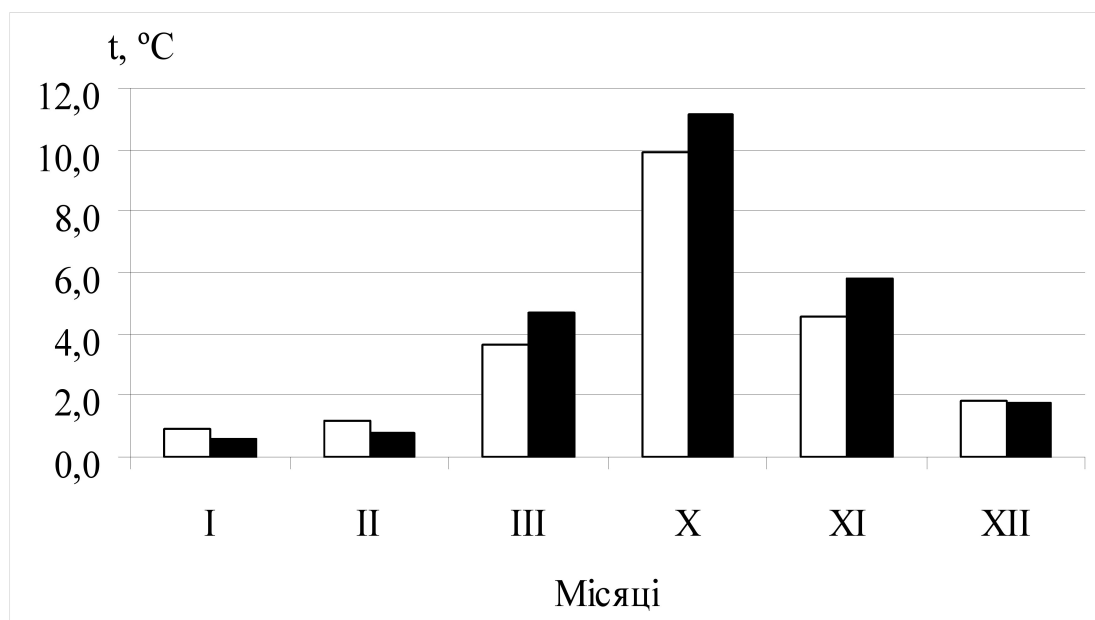


Рис. 3.16. Температура води у р. Тилігул – смт Березівка:
білі стовпчики - у 1960-1988 pp., чорні - у 1989-2008 pp.

Таблиця 3.3

**Середні строки льодових явищ на р. Тилігул - смт Березівка за
періоди 1960-1988 та 1989-2008 pp.**

| Початок осінніх льодових явищ | | Закінчення льодових явищ | | Середня кількість днів з льодовими явищами | |
|-------------------------------|---------------|--------------------------|---------------|--|---------------|
| 1960-1988pp. | 1989-2008 pp. | 1960-1988pp. | 1989-2008 pp. | 1960-1988pp. | 1989-2008 pp. |
| 22 листопада | 3 грудня | 17 березня | 12 березня | 92 | 76 |

Загальна тривалість льодового режиму на річці Тилігул скоротилась на 16 днів (рис. 3.17). Перш за все, така ситуація пов'язана із підвищенням середньомісячних температур повітря, а також із зменшенням водності річки.

Ще однією особливістю є нестійкість льодового режиму річки в останні десятиріччя, що зумовлено частими відлигами.

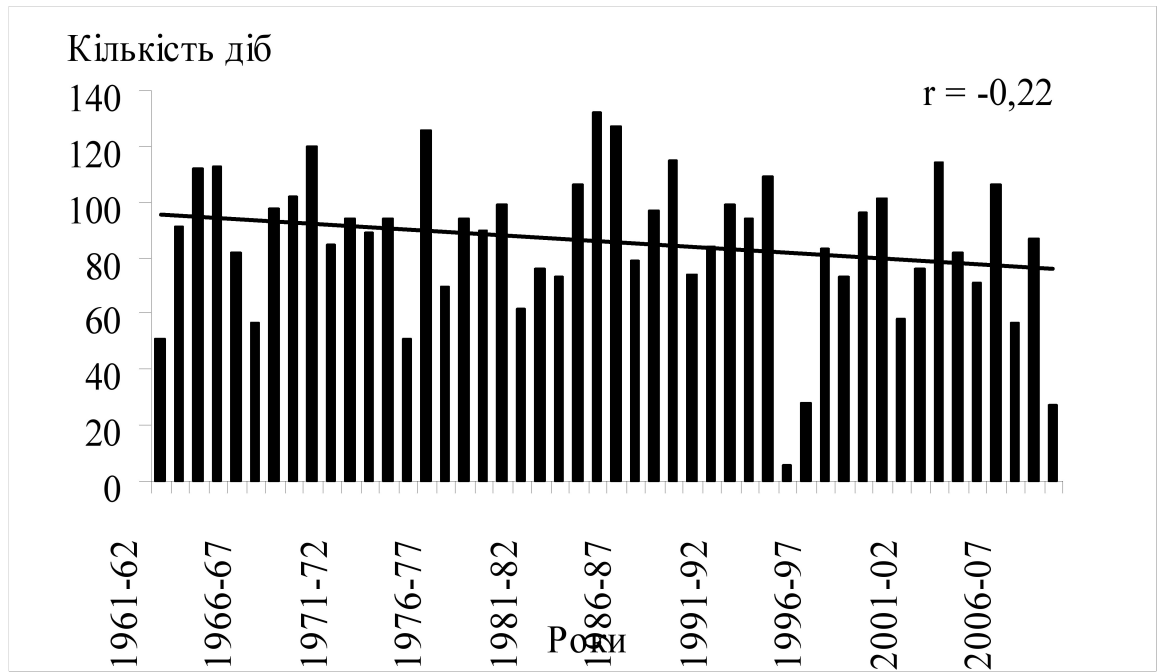


Рис. 3.17. Тривалість льодових явищ на р. Тилігул – смт Березівка за період 1960-2008 рр.

Висновок до Розділу 3

У зв'язку із важливістю атмосферних процесів у формуванні льодового покриву на річках України третій розділ дисертаційної роботи присвячений опису центрів дії атмосфери, індексів атмосферної циркуляції та впливу глобального клімату на термічний та льодовий режими річок.

З'ясовано, що на кліматичні умови Європи найбільший вплив має ПАК і СКАНД. Нами досліджено вплив атмосферної циркуляції за типом ПАК і СКАНД на метеорологічні умови осінньо-зимового періоду. Визначено, що сучасні зміни індексів атмосферної циркуляції обумовлюють стійке підвищення температури повітря і сприяють формуванню більш м'яких зим.

Зміни глобального клімату суттєво позначилися на термічному та льодовому режимах річок, що проявилось у таких характеристиках льодового режиму:

1. Починаючи з кінця 80-их років ХХ ст. температура води у річках істотно підвищилась як восени, так і взимку. Виключенням є термічний режим р. Тилігул, де за рахунок зменшення водності прискорюється тепловіддача з водної поверхні річки, що призводить до швидкого зниження температури води взимку.

2. Скоротилась тривалість періоду з льодовими явищами; стійкий льодостав в останні десятиріччя переривається частими відлигами; збільшилась кількість випадків, коли льодові явища в зимовий період взагалі не спостерігаються.

3. Строки появи та закінчення льодових явищ на річках України змістилися у часі: після 80-их років поява льоду спостерігається пізніше, очищення річки від льоду, навпаки, відбувається майже на тиждень раніше, порівняно із періодом спостережень 1960-1980 рр.

4. Перелічені зміни льодового режиму річок України впливають на гідрологічний режим взагалі, що в свою чергу спричиняє зміни у господарській діяльності країни: збільшення навігаційного періоду, скорочення заторних явищ, зменшення витрат весняного водопілля та інші.

РОЗДІЛ 4
ОЦІНКА ВПЛИВУ АТМОСФЕРНИХ ПРОЦЕСІВ
НА ХАРАКТЕРИСТИКИ ФОРМУВАННЯ ОСІННІХ ЛЬОДОВИХ
ЯВИЩ З ВИКОРИСТАННЯМ МЕТОДІВ СТАТИСТИЧНОГО АНАЛІЗУ

4.1. Теоретичні основи регресійного аналізу

Процеси, які вивчають у гідрології обумовлені дією різних чинників. Між досліджуваними величинами установлюються різьей за своєю тіснотою зв'язки, які описуються за допомогою регресійного аналізу. Тісний зв'язок між двома випадковими величинами називається *функціональним*, коли можливому значенню однієї величини відповідає тільки одне значення другої [72]. Найчастіше на практиці зустрічаються випадки, коли відомому значенню випадкової величини X відповідає сукупність значень випадкової величини Y , яка описується законом її розподілу в залежності від значення, яке прийняла величина X [117]. Такого роду залежності називаються *стохастичними* або ймовірнісними. Закон розподілу випадкової величини Y у перерізі, який відповідає величині X називається *умовним* і позначається як $f(y/x)$. Центром умовного закону розподілу є умовне математичне сподівання $m_{y/x}$ або $M[Y/X]$ [118].

Під час дослідження статистичних зв'язків між гідрологічними змінними, як правило, застосовуються кореляційні зв'язки, які виражаються у формі рівнянь регресії, що можуть бути лінійними та нелінійними [118].

Тісноту зв'язку в системі двох випадкових величин характеризує кореляційний момент:

$$K_{xy} = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} (x - m_x)(y - m_y)f(x, y) dx dy, \quad (4.1)$$

де K_{xy} - кореляційний момент в системі випадкових величин x, y ;

m_x, m_y - математичні сподівання випадкових величин x, y .

У розрахунках використовують не сам кореляційний момент, а його нормоване значення - *коефіцієнт кореляції* [118]

$$r_{xy} = \frac{K_{xy}}{\sigma_x \sigma_y}, \quad (4.2)$$

де σ_x, σ_y - середні квадратичні відхилення випадкових величин X, Y .

Коефіцієнт кореляції змінюється в межах

$$-1 \leq r_{xy} \leq 1. \quad (4.3)$$

Лінійна стохастична залежність випадкових величин – це залежність, коли при зростанні однієї випадкової величини інша теж зростає чи убуває за лінійним законом [118]

$$M[Y / X = x] = \psi(x), \quad (4.4)$$

де M - умовне математичне сподівання;

Y, X - випадкові величини;

$\psi(x)$ - лінійна функція x . Функцію $\psi(x)$ називають *функцією регресії* випадкової величини Y по X [72].

Для нормально розподілених величин Y та X рівняння умовного математичного сподівання випадкової величини Y , що залежить від випадкової величини X :

$$m_{y/x} = m_y + r_{xy} \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x - m_x), \quad (4.5)$$

де m_x, m_y - безумовні математичні сподівання випадкових величин Y, X ;

r_{xy} - коефіцієнт кореляції;

σ_x, σ_y - середні квадратичні відхилення випадкових величин Y, X .

Рівняння (4.5) також має назву рівняння лінійної парної регресії.

Рівняння лінійної парної регресії для вибірових даних має вигляд [118]

$$\tilde{y}_i = \tilde{y}(x_i) = \hat{m}_{y/x} = ax_i + b, \quad (4.6)$$

де \tilde{y}_i - значення випадкової величини Y , розраховані за рівнянням регресії;

x_i - дискретні значення випадкової величини X ;

y - дискретні значення випадкової величини Y ;

a, b - шукані коефіцієнти рівняння.

Параметри рівняння (4.6) оцінюються за *методом найменших квадратів*, для чого використовують наступне рівняння [72, 118]

$$\Delta = \sum_{i=1}^n [y_i - \tilde{y}(x_i)]^2 = \min, \quad (4.7)$$

де y_i - спостережені значення випадкової величини Y ;

n - кількість значень y_i і x_i , які спостерігались спільно;

$\tilde{y}(x_i)$ - значення випадкової величини Y , розраховані по рівняннях регресії по заданих x_i .

Метод найменших квадратів полягає у тому, щоб сума квадратів відхилень даних спостережень y_i від лінії регресії була мінімальною.

Величина $\tilde{y}(x_i)$ залежить від наступних параметрів [72]

$$\tilde{y}(x) = f(a, b, x), \quad (4.8)$$

де a і b - параметри функції регресії, які є невідомими.

Параметри a і b повинні забезпечувати мінімальне значення величини Δ , для цього частинні похідні функції $\tilde{y}(x_i)$ дорівнюють нулю [72]

$$\frac{\partial \Delta}{\partial a} = 0; \quad \frac{\partial \Delta}{\partial b} = 0, \quad (4.9)$$

За умови (4.9) вирішуються наступні рівняння [118]

$$\frac{\partial \Delta(a, b)}{\partial a} = \frac{\partial \left[\left(\sum_{i=1}^n y_i - ax_i - b \right)^2 \right]}{\partial a} = 0; \quad (4.10)$$

$$\frac{\partial \Delta(a, b)}{\partial b} = \frac{\partial \left[\left(\sum_{i=1}^n y_i - ax_i - b \right)^2 \right]}{\partial b} = 0. \quad (4.11)$$

Після розв'язання рівнянь (4.10), (4.11) відносно параметрів a і b , отримують рівняння для параметра a [118]

$$a = \frac{\overline{xy} - \bar{x} \cdot \bar{y}}{\overline{x^2} - \bar{x}^2}. \quad (4.12)$$

Параметр b визначають через отримане за (4.11) значення a

$$b = \bar{y} - a\bar{x}. \quad (4.13)$$

Вирішуючи рівняння (4.12), визначають коваріацію \hat{K}_{xy} випадкових величин X і Y , яка є оцінкою кореляційного моменту [118]:

$$\hat{K}_{xy} = \text{cov}(x, y) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}), \quad (4.14)$$

де $\text{cov}(x, y)$ - коваріація випадкових величин X і Y ;

n - довжина дискретної вибірки.

Оцінка дисперсії випадкової величини X знаходиться за формулою

$$\hat{\sigma}_x^2 = S_x^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 = \overline{x^2} - \bar{x}^2, \quad (4.15)$$

де $\hat{\sigma}_x^2$ і S_x^2 - оцінка дисперсії випадкової величини X .

Оцінка дисперсії випадкової величини Y знаходиться за формулою

$$\hat{\sigma}_y^2 = S_y^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 = \overline{y^2} - \bar{y}^2, \quad (4.16)$$

де $\hat{\sigma}_y^2$ і S_y^2 - оцінка дисперсії випадкової величини Y .

В методі лінійної парної регресії тіснота лінійного зв'язку характеризується коефіцієнтом кореляції r_{xy} [118]

$$\hat{r}_{xy} = r = \frac{\text{cov}(x, y)}{S_x S_y} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (4.17)$$

де \hat{r}_{xy} - оцінка коефіцієнту кореляції;

S_x і S_y - оцінки середнього квадратичного відхилення випадкових величин X і Y , відповідно.

Характер зв'язку між змінними можна встановити за значенням коефіцієнта кореляції: якщо $r_{xy} > 0$, то між змінними X і Y є прямий лінійний зв'язок; якщо $r_{xy} < 0$, тоді між змінними X і Y є зворотній лінійний зв'язок; якщо значення r_{xy} близьке до нуля, тоді зв'язок між змінними X і Y відсутній. Коли $r_{xy} = 0$, то залежність є функціональною.

За допомогою оцінки коефіцієнта кореляції r_{xy} отримують вираз для оцінки параметру a [118]

$$a = r_{x,y} \frac{S_y}{S_x}. \quad (4.18)$$

Як правило, у програмному забезпеченні Excel при побудові графіків зв'язку пропонується використання коефіцієнту детермінації R^2 , який характеризує частину дисперсії, що пояснюється регресією і розраховується наступним чином

$$R^2 = r_{xy}^2. \quad (4.19)$$

Коефіцієнт R^2 вказує на те, яку частину варіації змінної Y пояснює варіація змінної X , тому чим ближче значення R^2 до одиниці, тим краща регресійна модель.

Важливим є перевірка отриманої моделі регресії на відповідність (адекватність) реальним даним. Для цього виконують перевірку гіпотези про статистичну значущість коефіцієнтів рівняння регресії, а саме коефіцієнта кореляції $r_{x,y}$ і параметрів рівняння a і b .

Встановлюють гіпотезу H_0 , що коефіцієнт кореляції є статистично незначущим, тобто дорівнює нулю: $r_{xy} = 0$. За умови, коли вибіркові оцінки коефіцієнта кореляції описуються нормальним законом розподілу, гіпотезу H_0 перевіряють за критерієм t [118]:

$$t = \frac{r_{xy}}{\sqrt{\sigma_{r_{xy}}^2}}, \quad (4.20)$$

r_{xy} - коефіцієнт кореляції між змінними X та Y ;

$\sigma_{r_{xy}}^2$ - дисперсія коефіцієнта кореляції r між змінними X та Y .

Критерій t підлягає розподілу Стьюдента і може бути оцінений за формулою

$$t = \frac{|\hat{r}_{xy}|}{S_r}, \quad (4.21)$$

де $\hat{r}_{x,y}$ - оцінка коефіцієнта кореляції r_{xy} ;

S_r - стандарт оцінки коефіцієнта кореляції r_{xy} .

Прийняття чи відхилення нульової гіпотези залежить від порівняння величини t з її критичним значенням $t_{кр}$. Якщо $t < t_{кр}$, тоді гіпотеза H_0 приймається, якщо $t > t_{кр}$, тоді коефіцієнт кореляції визнається статистично значущим і гіпотеза H_0 відхиляється. Саме значення $t_{кр}$ залежить від V - числа степенів вільності ($v = n - 1$) і рівня значущості q [118].

Оцінка статистичної значущості $\hat{r}_{x,y}$ може виконуватися за допомогою Z -перетворення Фішера, коли число спільних спостережень n за X та Y мале, а оцінка коефіцієнта кореляції $\hat{r}_{x,y}$, навпаки, висока. Z -перетворення Фішера передбачає оцінку не самої величини $\hat{r}_{x,y}$, а її статистики \hat{z} . При значущому Z коефіцієнт кореляції також є значущим.

Для застосування рівняння регресії також необхідно перевірити статистичну значущість параметрів a і b . Гіпотеза H_0 встановлюється про те, що параметри a і b є статистично незначущими, тобто дорівнюють нулю: $a = 0$ і $b = 0$. За умови нормального закону розподілу вибіркового оцінок a і b , гіпотезу H_0 перевіряють за допомогою розподілу Стьюдента [118]

$$|t_a| = \frac{|a|}{S_a} \quad (4.22)$$

$$|t_b| = \frac{|b|}{S_b} \quad (4.23)$$

При $|t| > t_{кр}(v, q)$ гіпотеза H_0 відхиляється і приймається рішення про статистичну значущість параметрів a і b .

4.2. Оцінка зв'язків індексів атмосферних процесів та характеристик осіннього льодоутворення на основі лінійної парної регресії

Останнім часом науковці приділяють багато уваги вивченню ПАК (Північно-Атлантичного колювання) у зв'язку з його переходом у додатню фазу колювань, який відбувся на початку 80-х років ХХ ст. Окрім того, встановлено (розд. 3), що кліматичні сигнали з Північної Атлантики мають суттєвий внесок у погодні умови України.

Науковим керівником Н.С. Лободою було запропоновано оцінити вплив ПАК і СКАНД на термічний і льодовий режим річок України, спираючись на проведені раніше дослідження [82, 104, 105].

В основу досліджень покладено визначення кореляційних зв'язків між характеристиками термічного, водного та льодового режимів і індексами ПАК. За даними [79], встановлено, що ПАК впливає, в основному, на температури повітря зими (січень-березень) та весни (квітень-травень). У цей період температура повітря обумовлює строки настання та тривалість льодових явищ. Регіональний аналіз вказує на наявність у рядах зимових

температур (січень-березень) коливань, аналогічних коливанням зимових індексів ПАК. Залежність дат встановлення льодоставу та скресання від місцевої температури повітря була детально вивчена [79], що дало змогу зробити висновок відносно зв'язку змін льодового режиму і характеристик ПАК.

Досліджено [60] зв'язки між температурами повітря та індексами ПАК за період з 1980 по 2002 роки, тобто період, коли індекс ПАК перебуває у додатній фазі. Виявлено тісний зв'язок між річними індексами ПАК та середньою річною температурою повітря (м. Могильов-Подільський): коефіцієнт кореляції становить 0,77 (рис. 4.1). Для зимового індексу ПАК коефіцієнт кореляції із середніми річними температурами повітря становить 0,76 (рис. 4.2). Лінійний зв'язок між середніми температурами холодного сезону (листопад-березень) та зимовими індексами ПАК характеризується коефіцієнтом кореляції $r = 0,69$ (рис. Д.1, додаток Д). Вплив річних та зимових значень індексів ПАК на температурний режим теплого (квітень-жовтень) сезону року значно менший: коефіцієнти кореляції між індексами ПАК за рік та зиму й середніми температурами за період квітень-жовтень дорівнюють 0,46 та 0,42, відповідно (рис. Д.2, Д.3, додаток Д).

Слід зазначити, що зв'язок між зимовим значенням індексу ПАК та середніми температурами за зимовий сезон має зворотний характер: коефіцієнт кореляції дорівнює $-0,47$ (рис. Д.4, додаток Д).

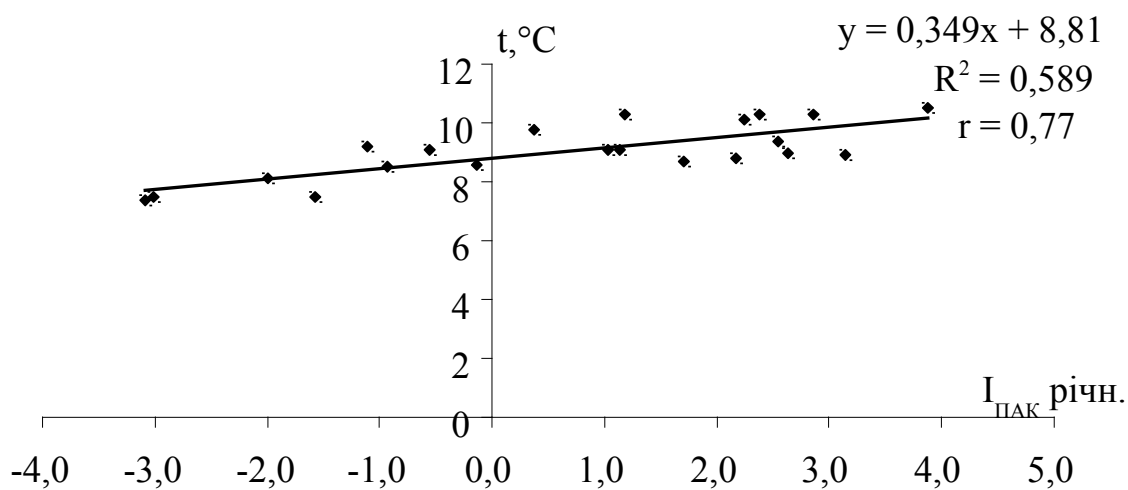


Рис. 4.1. Залежність середньорічної температури повітря по метеостанції м. Могильов-Подільський від річних індексів ПАК (1980-2002 рр.).

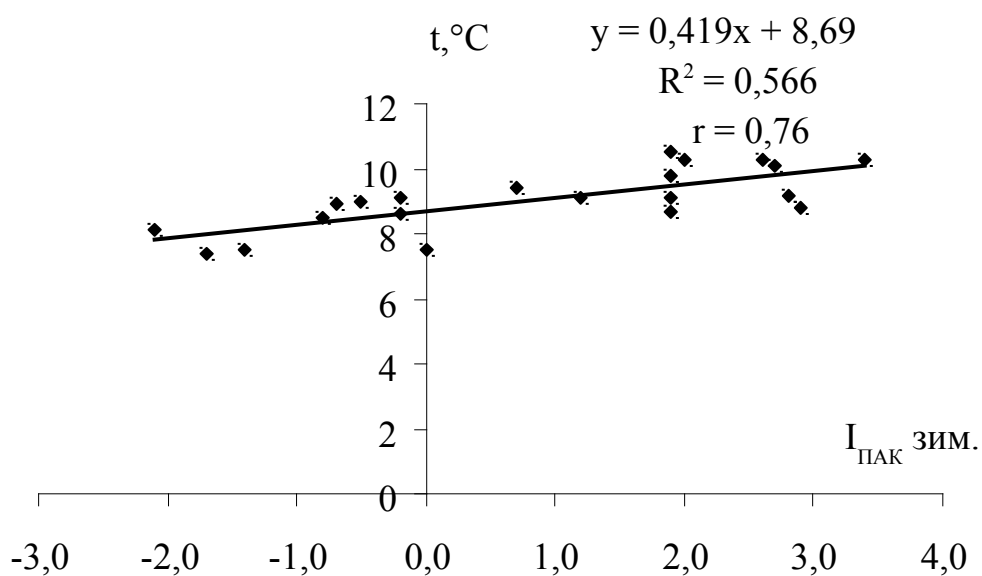


Рис. 4.2. Залежність середньорічної температури повітря по метеостанції м. Могильов-Подільський від зимових (грудень-лютий) індексів ПАК (1980-2002 рр.).

Зростання величин зимового індексу ПАК обумовлює тенденцію до зниження температур повітря у зимовий сезон.

Статистично значущий лінійний зв'язок існує між річними індексами ПАК та середньою температурою повітря за весняний сезон (березень – травень): коефіцієнт кореляції дорівнює 0,61 (рис. Д.5, додаток Д).

Суттєвий вплив зимовий індекс ПАК має на середню місячну температуру березня (рис. Д.6, додаток Д). Тіснота кореляційного зв'язку досить висока й дорівнює 0,70. У квітні цей вплив дещо зменшується ($r = 0,41$) (рис. Д.7, додаток Д). Таким чином, Північно-Атлантичне колювання значною мірою обумовлює формування температурного режиму у зимовий та весняний сезони.

Дослідження впливу ПАК на формування стоку р. Дністер показало, що найбільш суттєво ПАК впливає на метеорологічні умови березня, коли відбувається танення снігу в Карпатах. Коефіцієнт кореляції між середнім місячним стоком березня та зимовим індексом ПАК становить 0,42 (рис. 4.3).

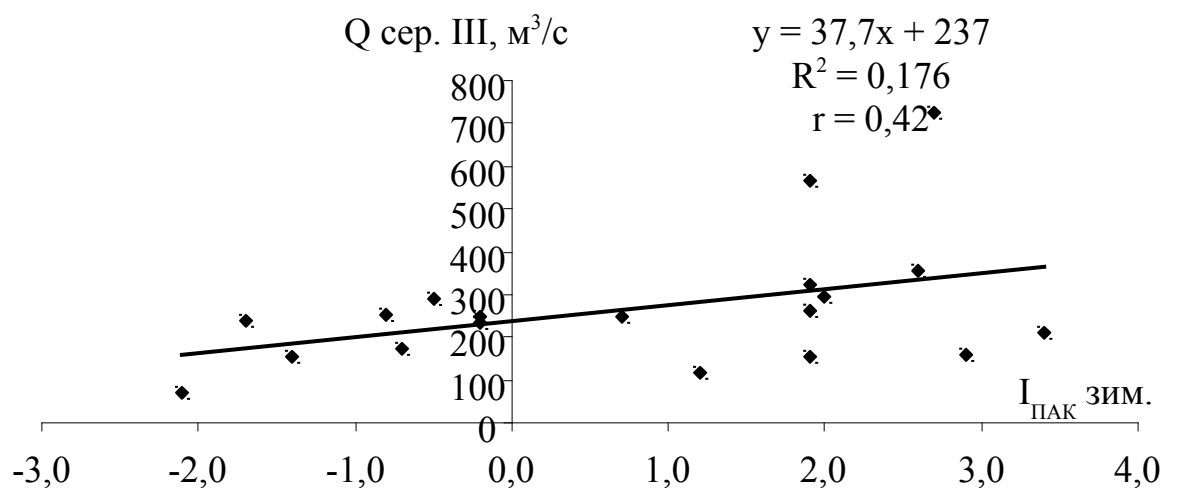


Рис. 4.3. Залежність витрати води березня, осередненої за період 1980-2002 рр. у створі м. Могильов-Подільський, від зимових (грудень-лютий) індексів ПАК.

Аналіз впливу індексів ПАК на характерні дати формування льодового режиму річки Дністер дозволив зробити висновок про наявність зв'язку між цими характеристиками. Осінній перехід температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ у період з 1980 по 2002 роки відбувався у більшості випадків у листопаді. Між індексами ПАК за окремі місяці та датами переходу температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ існує значущий зв'язок. Найбільше впливають на перехід температур повітря у листопаді до від'ємних значень індекси ПАК жовтня: коефіцієнт кореляції дорівнює 0,65 (рис. 4.4).

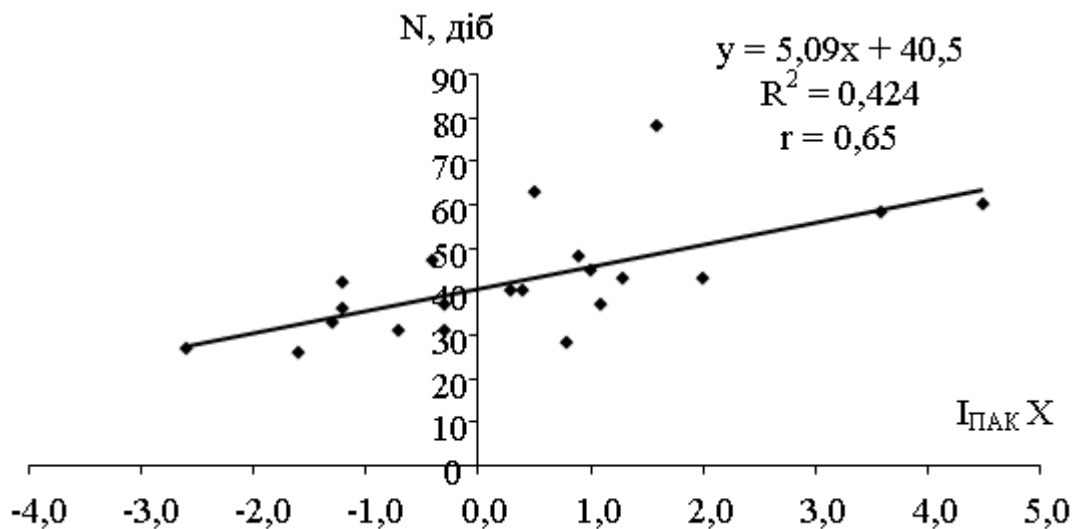


Рис. 4.4. Залежність дати переходу температури повітря через 0°C (N) по метеостанції м. Могильов-Подільський від індексів ПАК жовтня (1980-2002 рр.).

N - кількість діб від 1 жовтня до дати встановлення від'ємних значень повітря восени.

Закінчення льодових явищ відбувається у період переходу температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, яка є важливою фазою льодового режиму річки. Дати весняного переходу температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ знаходяться під впливом індексів ПАК лютого, коефіцієнт кореляції досить високий і становить $-0,64$ (рис. Д.8, додаток Д).

Температури води у річці Дністер також знаходяться під впливом індексів ПАК. Як характеристику температурного режиму води, було розглянуто дату переходу температури води через $10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Осінній перехід температури води через $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ пов'язаний із індексом ПАК листопада (коефіцієнт кореляції становить $0,33$ (рис. Д.9, додаток Д). Навесні перехід температури води через $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ формується під впливом індексу ПАК лютого, коефіцієнт кореляції становить $0,30$ (рис. Д.10, додаток Д).

Вплив річного індексу ПАК на режим зволоження (опадів) менший ніж на температурний. Зв'язок річного індексу ПАК та сум річних опадів характеризується від'ємною кореляцією ($r = -0,40$) (рис. 4.5), тобто зростання річного індексу ПАК супроводжується зменшенням зволоженості території. На формування режиму опадів осені впливає індекс ПАК липня ($r = 0,31$) (рис. Д.11, додаток Д). Суми опадів весняного сезону (березень-травень) пов'язані із зимовим індексом ПАК ($r = 0,35$) (рис. Д.12, додаток Д).

Підсумкові результати розрахунків визначення кореляційних зв'язків між характеристиками термічного режиму, режиму зволоження, водного та льодового режимів р. Дністер і індексами ПАК за методом лінійної парної регресії зведені у табл. 4.1-4.5.

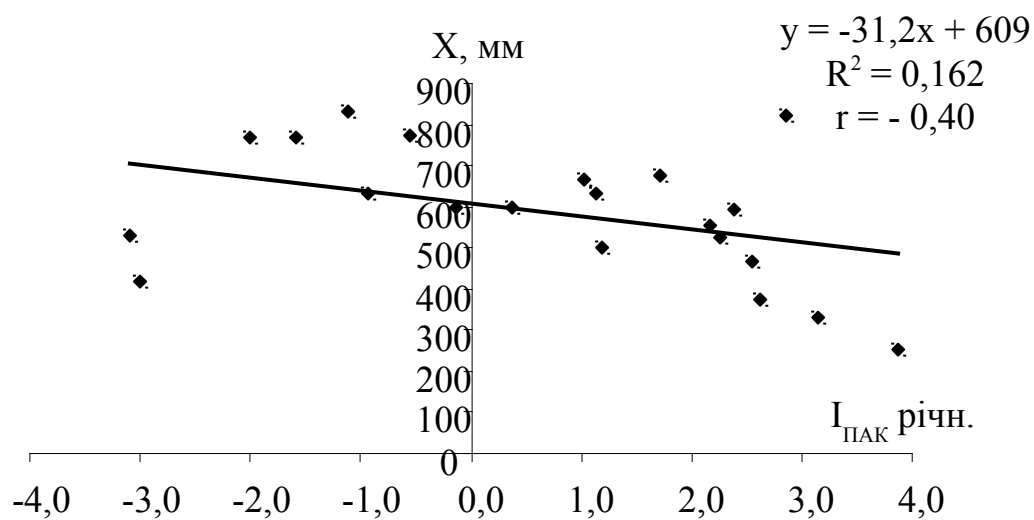


Рис. 4.5. Залежність річної суми опадів по метеостанції м. Могильов-Подільський від річних індексів ПАК (1980-2002 рр.).

Таблиця 4.1

**Кореляційні зв'язки між температурами повітря по метеостанції м. Могильов-Подільський і індексами ПАК
(за період спостережень 1980-2002 рр.)**

| | T _{річн.} , °C | T _(XI-III) , °C | T _(IV-X) , °C | T _(XII-II) , °C | T _(III-V) , °C | T _(VI-VIII) , °C | T _(IX-XI) , °C | T _{III} , °C | T _{IV} , °C | T _{IX} , °C | T _X , °C | T _{XI} , °C | T _{XII} , °C |
|-----------------------------------|----------------------------|-------------------------------|-----------------------------|-------------------------------|------------------------------|--------------------------------|------------------------------|--------------------------|-------------------------|-------------------------|------------------------|-------------------------|--------------------------|
| I _{ПАК річн.} | 0,77 | 0,65 | 0,46 | -0,42 | 0,61 | 0,12 | 0,34 | 0,70 | 0,43 | 0,43 | 0,25 | 0,02 | 0,16 |
| I _{ПАК зим.} (XII-II) | 0,76 | 0,69 | 0,42 | -0,47 | 0,54 | 0,04 | 0,26 | 0,70 | 0,41 | 0,35 | 0,55 | -0,13 | 0,22 |

Таблиця 4.2

**Кореляційні зв'язки між витратами води у створі р. Дністер – м. Могильов-Подільський і індексами ПАК
(за період спостережень 1980-2002 рр.)**

| | Q max _{річн.} , м ³ /с | Q max _(III-V) , м ³ /с | Q max _{III} , м ³ /с | Q max _{IV} , м ³ /с | Q сер. _{III} , м ³ /с | Q сер. _{IV} , м ³ /с |
|--------------------------------|---|--|--|---|---|--|
| I _{ПАК річн.} | -0,12 | -0,34 | -0,03 | -0,32 | 0,12 | -0,33 |
| I _{ПАК зим.} (XII-II) | -0,16 | -0,014 | 0,40 | -0,36 | 0,42 | -0,29 |

Таблиця 4.3

Кореляційні зв'язки між датами переходу температури повітря через 0°C восени та навесні і індексами ПАК

по метеостанції м. Могильов-Подільський (за період спостережень 1980-2002 рр.)

N - кількість днів від 1 жовтня до дати переходу температури повітря через 0° С восени або навесні

| | I _{ПАК річн.} | I _{ПАК XII} | I _{ПАК I} | I _{ПАК II} | I _{ПАК III} | I _{ПАК IV} | I _{ПАК V} | I _{ПАК VI} | I _{ПАК VII} | I _{ПАК VIII} | I _{ПАК IX} | I _{ПАК X} | I _{ПАК XI} |
|--------------------------------|------------------------|----------------------|--------------------|---------------------|----------------------|---------------------|--------------------|---------------------|----------------------|-----------------------|---------------------|--------------------|---------------------|
| N _{0°С} восени, днів | 0,17 | - | - | - | - | - | - | 0,29 | 0,02 | 0,06 | -0,24 | 0,65 | 0,12 |
| N _{0°С} навесні, днів | -0,14 | 0,12 | -0,41 | -0,64 | -0,42 | -0,06 | -0,18 | - | - | - | - | - | - |

Таблиця 4.4

Кореляційні зв'язки між датами переходу температури води через 10°С восени та навесні і індексами ПАК

у створі р. Дністер – м. Могильов-Подільський (за період спостережень 1980-2002 рр.)

| | I _{ПАК річн.} | I _{ПАК XII} | I _{ПАК I} | I _{ПАК II} | I _{ПАК III} | I _{ПАК IV} | I _{ПАК V} | I _{ПАК VI} | I _{ПАК VII} | I _{ПАК VIII} | I _{ПАК IX} | I _{ПАК X} | I _{ПАК XI} |
|---------------------------------|------------------------|----------------------|--------------------|---------------------|----------------------|---------------------|--------------------|---------------------|----------------------|-----------------------|---------------------|--------------------|---------------------|
| N _{10°С} восени, днів | 0,10 | - | - | - | - | - | - | -0,15 | -0,13 | 0,25 | -0,12 | 0,04 | 0,22 |
| N _{10°С} навесні, днів | -0,38 | -0,05 | -0,42 | -0,24 | -0,01 | -0,18 | -0,43 | - | - | - | - | - | - |

Таблиця 4.5

Кореляційні зв'язки між сумою опадів по метеостанції м. Могильов-Подільський і індексами ПАК

(за період спостережень 1980-2002 рр.)

| | I _{ПАК річн.} | I _{ПАК зим. (XII-} | I _{ПАК XII} | I _{ПАК I} | I _{ПАК II} | I _{ПАК III} | I _{ПАК IV} | I _{ПАК V} | I _{ПАК VI} | I _{ПАК VII} | I _{ПАК VIII} | I _{ПАК IX} | I _{ПАК X} | I _{ПАК XI} |
|--|------------------------|-----------------------------|----------------------|--------------------|---------------------|----------------------|---------------------|--------------------|---------------------|----------------------|-----------------------|---------------------|--------------------|---------------------|
|--|------------------------|-----------------------------|----------------------|--------------------|---------------------|----------------------|---------------------|--------------------|---------------------|----------------------|-----------------------|---------------------|--------------------|---------------------|

| | | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------------------|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|-------|
| | | II) | | | | | | | | | | | | |
| X _{річн.} , мм | -0,40 | 0,14 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| X _(XI-III) , мм | -0,12 | 0,21 | 0,01 | 0,09 | 0,18 | -0,41 | - | - | - | - | - | 0,22 | -0,10 | 0,12 |
| X _(III-V) , мм | 0,12 | 0,35 | 0,00 | 0,29 | -0,11 | 0,29 | -0,11 | -0,15 | - | - | - | - | - | - |
| X _(IX-XI) , мм | -0,44 | -0,10 | - | - | - | - | - | - | -0,10 | 0,31 | -0,05 | 0,05 | -0,18 | -0,07 |

Ще одним впливовим типом атмосферної циркуляції є коливання за типом СКАНД. Проведена оцінка взаємозв'язку температурного та льодового режиму річки Десна та місячних індексів СКАНД у період з 1979 по 2008 рр., тобто коли СКАНД перебуває у від'ємній фазі коливань. Аналіз кореляційних зв'язків між середньомісячними температурами повітря та місячними індексами СКАНД показав, що СКАНД має тісний зв'язок з температурою повітря на початку року, особливо в зимовий та весняний періоди (Додаток Д, рис. Д.13-Д.16). Влітку цей зв'язок поступово зменшується і майже відсутній у осінній період року (рис. 4.6).

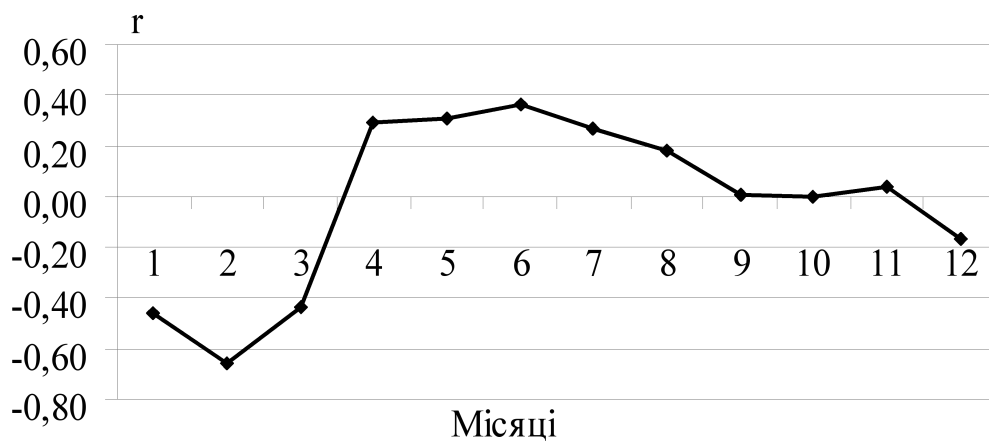


Рис. 4.6. Зміна кореляційного зв'язку між місячними індексами СКАНД та середньомісячними температурами повітря на протязі року (метеостанція м. Чернігів).

Найтісніший зв'язок встановлюється між індексами СКАНД і температурою повітря у лютому ($r = -0,66$) (рис. 4.7). Така ситуація дозволяє припустити, що СКАНД впливає на метеорологічну ситуацію зими та весни, а отже й на формування стійкого льодоставу та на строки закінчення льодових явищ.

Досліджено вплив індексів СКАНД на формування стоку. Тісний зв'язок спостерігається між середніми за рік витратами води і річними індексами СКАНД (рис. 4.8).

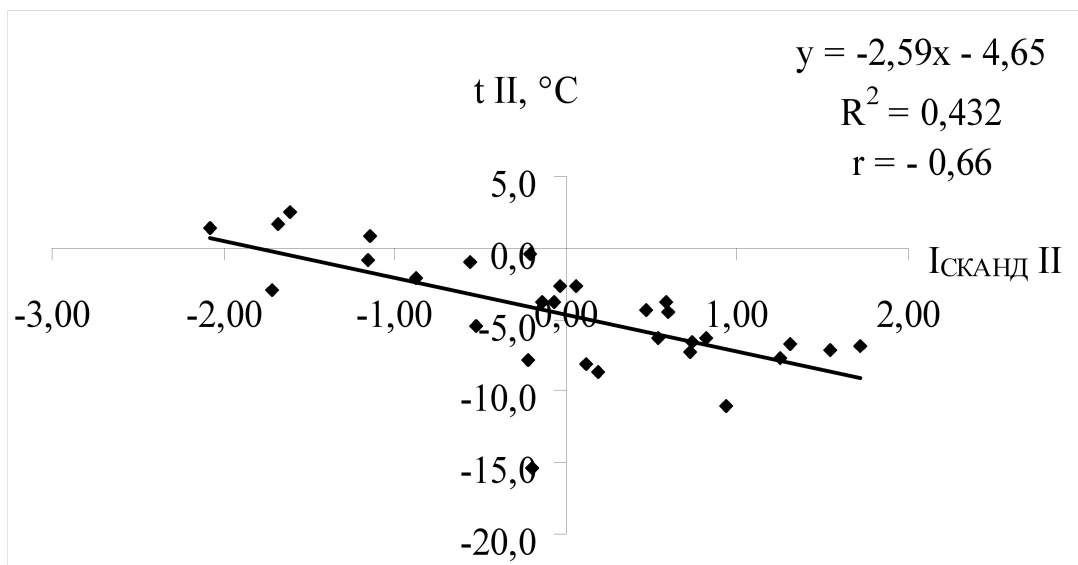


Рис. 4.7. Залежність середньомісячної температури повітря лютого по метеостанції м. Чернігів від індексів СКАНД лютого (1979-2008 рр.).

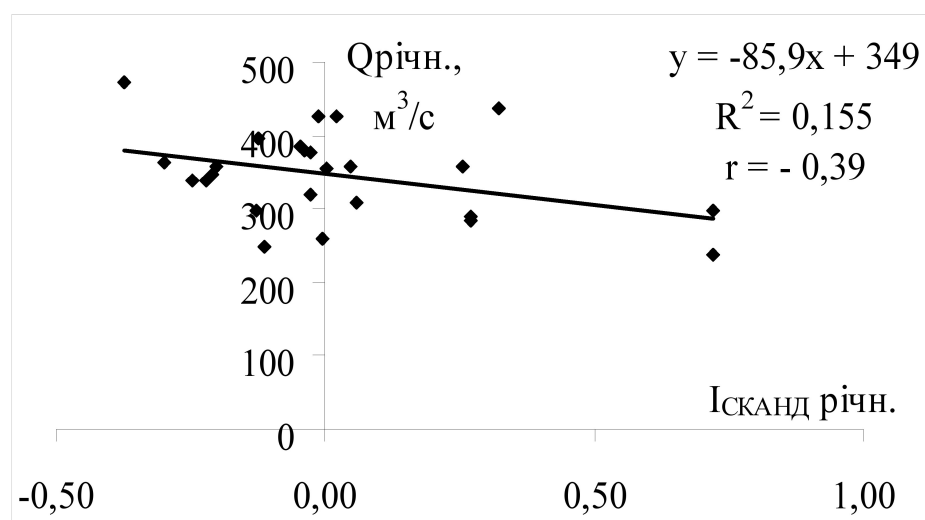


Рис. 4.8. Залежність річної витрати води, осередненої за період 1979-2008 рр. у створі р. Десна - м. Чернігів від річних індексів СКАНД.

Слід відзначити, що зв'язок має обернений характер, тобто при збільшенні індексів СКАНД спостерігається зменшення витрат води у річці.

Суттєво індекси СКАНД впливають на формування стоку осінньо-зимового періоду, і на стік березня (додаток Д, рис. Д.17-Д.22). На р. Десна весняне водопілля спостерігається у квітні-травні, в цей період вплив СКАНД не встановлено ($r = -0,11$ та $r = -0,05$ відповідно).

Існує зв'язок між датами переходу температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ та індексами СКАНД. Осінній перехід температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ у період 1979-2008 рр. відбувався у більшості випадків на початку листопада.

Існує статистично значущий зв'язок між індексами СКАНД серпня та вересня і датами переходу температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ восени ($r = 0,38$ та $r = 0,27$ відповідно) (додаток Д, рис. Д.23-Д.24). Дати весняного переходу температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ обумовлюють закінчення льодових явищ і знаходяться під впливом індексів СКАНД січня та лютого, коефіцієнти кореляції становлять $0,48$ (додаток Д, рис. Д.25-Д.26).

Досліджено зв'язок індексів СКАНД із температурою води р. Десна. Як характеристику температури води, було розглянуто дату переходу температури води через $10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Значущий зв'язок встановлено між датою переходу температури води через $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ восени й індексами СКАНД жовтня ($r = 0,46$) та відповідною датою навесні і індексами СКАНД січня ($r = -0,28$).

Індекси СКАНД мають незначний вплив на зволоження території басейну Десни. Значущий зв'язок існує між сумою опадів холодного періоду та індексами СКАНД листопада ($r = -0,32$) (додаток Д, рис. Д.27). На режим зволоження весни впливають індекси СКАНД березня ($r = -0,46$) (додаток Д, рис. Д.28). Опади осіннього сезону (вересень-листопад) знаходяться під впливом індексів СКАНД вересня ($r = 0,57$) (додаток Д, рис. Д.29). Результати показали, що збільшення індексів СКАНД зумовлює зменшення кількості опадів. Підсумкові результати розрахунків кореляційних зв'язків між характеристиками р. Десна і індексами СКАНД за методом лінійної парної регресії зведені у таблицях 4.6 – 4.10.

Таблиця 4.6

**Кореляційні зв'язки між температурами повітря по метеостанції м. Чернігів й індексами СКАНД
(за період спостережень 1979-2008 рр.)**

| T, °C | T _{річн.} | T _(XI-III) | T _(IV-X) | T _(XII-II) | T _(III-V) | T _(VI-VIII) | T _(IX-XI) | T _I | T _{II} | T _{III} | T _{IV} | T _V | T _{VI} | T _{VII} | T _{VIII} | T _{IX} | T _X | T _{XI} | T _{XII} |
|--------------------------|--------------------|-----------------------|---------------------|-----------------------|----------------------|------------------------|----------------------|----------------|-----------------|------------------|-----------------|----------------|-----------------|------------------|-------------------|-----------------|----------------|-----------------|------------------|
| I _{СКАНД річн.} | - 0,17 | - 0,23 | 0,01 | - 0,29 | 0,00 | - 0,20 | 0,12 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| I _{СКАНД I} | - | - 0,39 | - | - 0,48 | - | - | - | - 0,46 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| I _{СКАНД II} | - | - 0,33 | - | - 0,30 | - | - | - | - | -0,66 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| I _{СКАНД III} | - | - 0,57 | - | - | - 0,38 | - | - | - | - | -0,44 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| I _{СКАНД IV} | - | | 0,06 | - | 0,09 | - | - | - | - | - | 0,29 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| I _{СКАНД V} | - | | - 0,07 | - | 0,19 | - | - | - | - | - | - | 0,31 | - | - | - | - | - | - | - |
| I _{СКАНД VI} | - | | - 0,09 | - | - | 0,23 | - | - | - | - | - | - | 0,36 | - | - | - | - | - | - |
| I _{СКАНД VII} | - | | 0,12 | - | - | 0,08 | - | - | - | - | - | - | - | 0,27 | - | - | - | - | - |
| I _{СКАНД VIII} | - | | 0,18 | - | - | 0,00 | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,18 | - | - | - | - |
| I _{СКАНД IX} | - | | 0,32 | - | - | - | 0,10 | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,01 | - | - | - |
| I _{СКАНД X} | - | | - 0,05 | - | - | - | 0,01 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,00 | - | - |

Продовження таблиці 4.6

| T, °C | T _{річн.} | T _(XI-III) | T _(IV-X) | T _(XII-II) | T _(III-V) | T _(VI-VIII) | T _(IX-XI) | T _I | T _{II} | T _{III} | T _{IV} | T _V | T _{VI} | T _{VII} | T _{VIII} | T _{IX} | T _X | T _{XI} | T _{XII} |
|------------------------|--------------------|-----------------------|---------------------|-----------------------|----------------------|------------------------|----------------------|----------------|-----------------|------------------|-----------------|----------------|-----------------|------------------|-------------------|-----------------|----------------|-----------------|------------------|
| I _{СКАНД XI} | - | 0,01 | - | - | - | - | 0,16 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,04 | - |
| I _{СКАНД XII} | - | 0,09 | - | 0,02 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,17 |

Таблиця 4.7

**Кореляційні зв'язки між витратами води у створі р. Десна - м. Чернігів й індексами СКАНД
(за період спостережень 1979-2008 рр.)**

| | Q max _{річн.} , м ³ /с | Q max _(III-V) , м ³ /с | Q сер. _{річн.} , м ³ /с | Q сер. _I , м ³ /с | Q сер. _{II} , м ³ /с | Q сер. _{III} , м ³ /с | Q сер. _{IX} , м ³ /с | Q сер. _X , м ³ /с | Q сер. _{XI} , м ³ /с | Q сер. _{XII} , м ³ /с |
|--------------------------|---|---|--|--|---|--|---|--|---|--|
| I _{СКАНД річн.} | -0,21 | -0,29 | -0,39 | - | - | - | - | - | - | - |
| I _{СКАНД I} | - | - | - | -0,21 | - | - | - | - | - | - |
| I _{СКАНД II} | - | - | - | - | -0,35 | - | - | - | - | - |
| I _{СКАНД III} | - | - | - | - | - | -0,32 | - | - | - | - |
| I _{СКАНД IX} | - | - | - | - | - | - | -0,20 | - | - | - |
| I _{СКАНД X} | - | - | - | - | - | - | - | 0,33 | - | - |
| I _{СКАНД XI} | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,17 | - |
| I _{СКАНД XII} | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,11 |

Таблиця 4.8

| | річн. | XII | | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI |
|-----------------------------|-------|------|------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|------|------|-------|
| $X_{\text{річн.}}$ MM | 0,09 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| $X_{\text{(XI-III)}}$ MM | 0,06 | 0,12 | 0,00 | -0,24 | -0,17 | - | - | - | - | - | 0,28 | 0,12 | -0,32 |
| $X_{\text{(III-V)}}$ MM | -0,12 | 0,05 | 0,31 | -0,31 | -0,46 | -0,13 | 0,12 | - | - | - | - | - | - |
| $X_{\text{(IX-XI)}}$ MM | 0,08 | - | - | - | - | - | - | -0,10 | 0,16 | -0,11 | 0,57 | 0,05 | 0,24 |

4.3. Теоретичні основи методу факторного аналізу

Факторний аналіз є одним з методів багатовимірною статистичного аналізу, який використовується для вивчення взаємозв'язків між змінними. За допомогою факторного аналізу велика кількість змінних, за якими проводяться спостереження, зводиться до меншої кількості найбільш значущих незалежних величин, що називаються факторами. В один фактор об'єднуються змінні, які сильно корелюють між собою. Факторний аналіз дозволяє вирішити дві важливі проблеми дослідника: описати досліджуваний об'єкт всебічно і в той же час компактно. За допомогою факторного аналізу можливе виявлення прихованих чинників, що відповідають за наявність лінійних статистичних зв'язків кореляцій між спостережуваними змінними.

Мета факторного аналізу: виявлення прихованих факторів, їх інтерпретація з одночасним скороченням об'єму вихідної інформації та визначення структури взаємозв'язків між змінними, тобто проведення класифікації змінних. Статистичний аналіз із залученням факторного аналізу вважається успішним, якщо велику кількість змінних вдалося пояснити малим числом факторів.

Задача факторного аналізу: представлення даних спостережень у вигляді лінійних комбінацій факторів.

Область використання: економіка, психологія, математика, медицина, географія та ін.

Однією із задач факторного аналізу є виявлення латентних або прихованих факторів, зміна яких обумовлює зміну всіх спостережених ознак даної області. Ідея факторного аналізу заснована на припущенні, що є ряд величин, невідомих досліднику, які змушують проявлятися різні співвідношення між змінними. Таким чином, латентні фактори $f^{(1)}, \dots, f^{(q)}$ є причиною, а спостережені ознаки $X^{(1)}, \dots, X^{(p)}$ – є наслідками [119].

За визначенням Н.Н. Бурєєвої [120], *факторний аналіз* – це сукупність моделей і методів, орієнтованих на виявлення, конструювання та аналіз внутрішніх чинників за інформацією про їх "зовнішні" прояви. З точки зору окремого випадку, *факторний аналіз* є способом виявлення гіпотетичних (непостережуваних) чинників, покликаних пояснити кореляційну матрицю кількісних спостережуваних змінних. Факторний аналіз може відбуватися на різних рівнях (рис. 4.9).

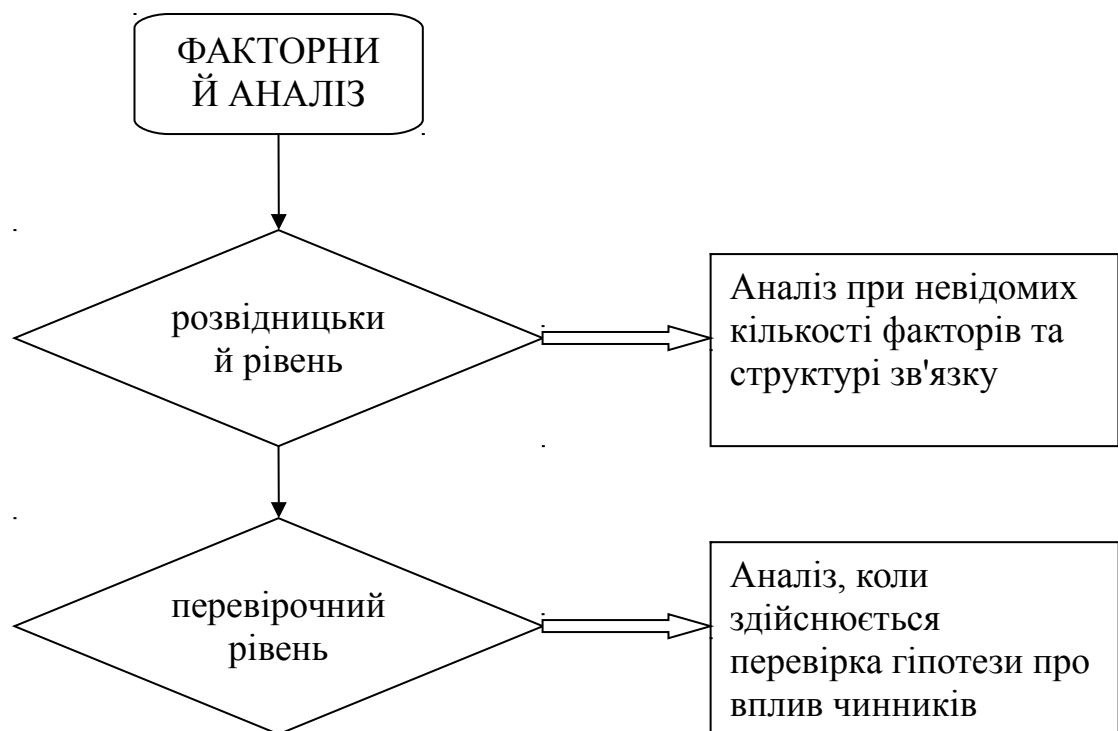


Рис. 4.9. Рівні факторного аналізу [120].

Як правило, базовою умовою для проведення факторного аналізу є висока корельованість вихідних ознак, яку обумовлюють приховані (латентні) фактори [119]. Дуже важливим є те, що факторний аналіз дозволяє оцінити нечислові дані, наприклад, стан клімату, інтенсивність ерозійних процесів, якість питної води, тощо.

Факторний аналіз складається з наступних етапів [120].

1. Постанова мети:

- дослідницька мета – встановлення факторів та їх аналіз;
 - прикладна мета – побудова агрегованих характеристик для прогнозування.

2. Формування набору ознак та об'єктів.
3. Отримання факторної структури.
4. Удосконалення факторної структури в залежності від поставленої мети.
5. Встановлення факторів другого порядку (фактори, які характеризують більш глибокі категорії досліджуваного об'єкту).
6. Інтерпретація результатів факторного аналізу.
7. Оцінка якості.

За допомогою факторного аналізу виділяють групи найбільш впливових показників із даних спостережень та представляють їх у вигляді лінійних комбінацій факторів [121]

$$x_j = \sum_{p=1}^k l_{jp} f_p + v_j, \quad (j = 1, m), \quad (4.24)$$

де x_j - центрована вихідна змінна;

m - кількість змінних;

k - число факторів $k \ll m$;

P - номер фактора;

l_{jp} - навантаження J -тої змінної на P -тий фактор або факторна вага;

f_p - некорельовані між собою фактори;

v_j - незалежні залишки (частина даних, яка не описується кінцевим числом факторів).

Коли проводиться однофакторний аналіз $k = 1$, достатньо розрахувати тільки кореляцію між змінними, щоб отримати навантаження. Якщо $k > 1$, тоді фактори і навантаження не встановлюються однозначно. Це пояснюється рівнянням (4.24), де фактори f_p можуть бути замінені будь-яким

ортогональним перетворенням. Така властивість застосовується для обернення факторів [122]. *Обернення факторів* – це отримання кількох рішень факторного аналізу (набору факторних навантажень та значень факторів) із одного набору даних.

Рівняння (4.24) можна представити у вигляді системи рівнянь

$$\begin{cases} x_1 = l_{11}f_1 + l_{12}f_2 + \dots + l_{1k}f_k + v_1 \\ x_2 = l_{21}f_1 + l_{22}f_2 + \dots + l_{2k}f_k + v_2 \\ \dots \\ x_m = l_{m1}f_1 + l_{m2}f_2 + \dots + l_{mk}f_k + v_m \end{cases}, \quad (4.25)$$

де $j = 1, 2, \dots, m$.

Змінні f_p представляють усі P вихідні ознаки і мають назву *загальних* або *первинних (латентних)* факторів [123, 124]. Первинні фактори не мають одиничні дисперсії. Змінні v_j мають назву *специфічних* або *характерних* факторів, через те, що для кожної змінної X_i визначається своя змінна v_j . Робиться припущення, що і первинні і характерні фактори не корельовані. Постійні l_{jp} мають назву *факторні навантаження*. Головна різниця між загальними і характерними факторами полягає у тому, що загальний фактор впливає на декілька змінних $x_i (i = 1, 2, \dots, p)$ і одразу визначає одну модель поведінки змінних, у той час, коли специфічний фактор впливає тільки на одну змінну. Тобто, змінна x_i одночасно може залежати від декількох загальних факторів і лише від одного характерного [120].

Відмінність факторної моделі аналізу від регресійного аналізу полягає у наступному. В регресійному аналізі незалежні змінні f_p вимірюються, у факторному аналізі змінні f_p є гіпотетичними і лише оцінюються на базі даних спостережень [125].

Відправною точкою факторного аналізу є кореляційна матриця, елементами якої є коефіцієнти кореляції між усіма змінними даної

сукупності. Для переходу у матричну форму вводяться наступні позначення [72]:

$$X = \begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \dots \\ x_m \end{bmatrix} \quad (4.26)$$

$$F = \begin{bmatrix} f_1 \\ f_2 \\ \dots \\ f_m \end{bmatrix} \quad (4.27)$$

$$V = \begin{bmatrix} v_1 \\ v_2 \\ \dots \\ v_m \end{bmatrix} \quad (4.28)$$

$$L = \begin{bmatrix} l_{11} & l_{12} & \dots & l_{1k} \\ l_{21} & l_{22} & \dots & l_{2k} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ l_{m1} & l_{m2} & \dots & l_{mk} \end{bmatrix} \quad (4.29)$$

Всі вихідні величини x_i виражаються через однакові випадкові величини f_p , але з різними ваговими коефіцієнтами.

Рівняння (4.25) у матричній формі набуває вигляду

$$X = LF + V, \quad (4.30)$$

де X - матриця центрованих вихідних величин;

L - матриця факторних навантажень;

F - матриця факторів;

V - матриця незалежних залишків.

Умови використання факторного аналізу.

1. Узагальнені фактори f_i некорельовані і мають одиничну дисперсію

$$M[FF'] = E. \quad (4.31)$$

2. Залишки v_i є незалежними і некорельованими з факторами, а їх дисперсії утворюють діагональну матрицю D

$$M[VV'] = D, \quad (4.32)$$

$$D = \begin{bmatrix} e_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & e_2 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & e_m \end{bmatrix}. \quad (4.33)$$

Згідно із умовою 2 та рівнянням (4.32) знаходиться матриця коваріацій векторів X

$$K = M[X \cdot X'] = M\{(LF + V)(F'L' + V')\} = LM[F \cdot F']L' + M[VF'] \cdot L' + LM[F \cdot V'] + M[V \cdot V'], \quad (4.34)$$

де X', F', L', V' - транспоновані матриці відповідно центрованих вихідних величин, факторів, факторних навантажень і незалежних залишків.

Використовуючи властивості узагальнених факторів і залишків, можна спростити рівняння (4.34) до виду

$$K = LL' + D. \quad (4.35)$$

Факторний аналіз дозволяє представити структуру кореляційної або коваріаційної матриці в термінах моделі. Фактори є некорельованими величинами, залишки є випадковими величинами, які не пов'язані ні між собою, ні з факторами. У факторній матриці стовпчик характеризує фактор та його вплив на усі змінні, а рядок характеризує саму змінну та її факторну структуру [126].

Елементи матриці коваріацій можна виразити через факторні ваги та залишкові дисперсії [121]:

$$\text{При } j = i: \quad K_{jj} = \sum_{p=1}^k l_{jp}^2 + e_j; \quad (4.36)$$

$$\text{При } j \neq i \quad K_{ji} = \sum_{p=1}^k l_{jp} l_{ip}. \quad (4.37)$$

На діагоналі матриці коваріацій розташовані дисперсії змінних, отже квадрати факторних навантажень l_{jp}^2 є частками дисперсій змінних, які описуються відповідними факторами.

При відомій вибірковій кореляційній матриці за рівнянням (4.36) дисперсії залишків визначаються за рівнянням:

$$e_j = K_{jj} - \sum_{p=1}^k l_{jp}^2, \quad (4.38)$$

$$\text{де } \sum_{p=1}^k l_{jp}^2 = h_j^2.$$

h_j^2 визначає повноту відображення J -тої змінної в усіх факторах f_p і називається сумарним внеском факторів.

Повний внесок S_p (у відсотках) фактора у сумарну дисперсію змінних розраховується за виразом

$$S_p = \frac{\sum_{j=1}^m l_{pj}^2}{m} 100\% , \quad (4.39)$$

де m - кількість врахованих змінних.

Загальний внесок всіх виділених факторів в сумарну дисперсію досліджуваних змінних дорівнює

$$S = \sum_{p=1}^k S_p , \quad (4.40)$$

де S - міра факторизації.

Оцінка факторних навантажень виконується декількома методами:

- найбільшої правдоподібності;
- центроїдним.

Метод найбільшої правдоподібності. Суть методу полягає у статистичному підході: аналізуються різниці між вибірковими коефіцієнтами кореляції і гіпотетичними коефіцієнтами кореляції генеральної сукупності. Започаткування методу належить Д. Лоулі [122]. Метод найбільшої правдоподібності, хоча і дає ефективні оцінки для матриці навантажень l_{jp} , але потребує виконання нормального закону розподілу досліджуваних величин і складних обчислень [120, 121]. Метод найбільшої правдоподібності більш детально описаний у [72, 119, 122, 127, 128].

Найбільш вживаним через свою зручну схему є *центроїдний метод* або метод простого підсумовування. Цей метод є більш стійким порівняно із методом найбільшої правдоподібності у випадках відхилення досліджуваних ознак від нормального закону розподілу. Недоліки центроїдного методу у певній суб'єктивності, для даного набору змінних центроїдний метод не дає однозначного рішення [125]. Суть методу пояснюється з геометричної точки зору. Під «центроїдом» мають на увазі центр тяжіння. Факторне

відображення розглядається як розміщення m -точок в r -мірному просторі, окремі точки (або вектори) представляють собою змінні. Відоме положення нульової точки. Необхідно встановити розмірність простору, а для цього треба розрахувати положення координат. В центроїднім методі виконується умова: положення першої вісі повинно бути таким, щоб вона проходила через центр тяжіння сукупності точок [129], а друга вісь – перпендикулярно до неї.

Наприклад, відоме положення початкової точки (точка перетину векторів F_1 та F_2), положення окремих змінних у просторі та їх центр тяжіння S (рис. 4.10). Розмірність простору точно невідома, її можна приблизно зобразити у двох ортогональних системах координат – F_1F_2 та $F_1'F_2'$. За центроїднім методом необхідно обернути взаємоперпендикулярні вектори F_1 та F_2 таким чином, щоб вектор F_1 проходив через центр тяжіння S . Це положення показане на рис. 4.11. Таке положення вісей відповідає позиції факторів у центроїдному методі.

Значення факторних навантажень графічно представляють проекції точок на вісі координат та розраховуються по кореляційній матриці. Безпосередньо значення факторів визначаються як лінійна функція фактора f_i від вихідної змінної x_j за методами Бартлетта або Томсона. Зміст названих методів розглянутий у [119, 120, 127].

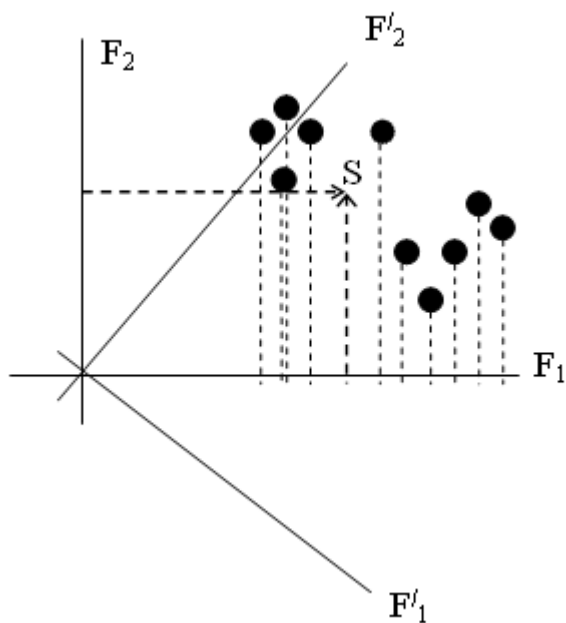


Рис. 4.10. Змінні у двохвимірному просторі з довільним положенням системи векторів $F_1 F_2$ [129].

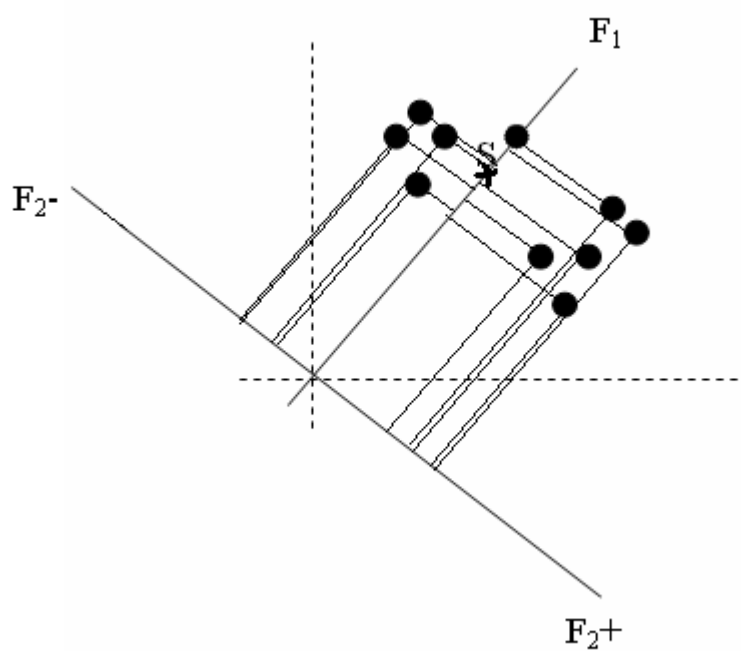


Рис. 4.11. Змінні у двохвимірному просторі, система векторів $F_1 F_2$ обернена за центроїдним методом [129].

4.4. Виявлення чинників льодоутворення на основі факторного аналізу

За період (1980-2008 рр.) були сформовані масиви даних, які розглядаються як характеристики процесу льодоутворення:

1) кількість днів від 1 жовтня до дати переходу температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ D_0 та кількість днів від 1 жовтня до дати появи плавучого льоду $D_{пл.л.}$;

2) температура води в декаду переходу температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ T_0 та в декаду появи плавучого льоду $T_{пл.л.}$;

3) сума від'ємних температур повітря від дати переходу температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ до дати появи плавучого льоду $\Sigma|\theta^-|$;

4) рівень води в день переходу температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ H_0 та в день появи плавучого льоду $H_{пл.л.}$;

5) місячні індекси Північно-Атлантичного коливання ($I_{ПАКВ}, I_{ПАКЖ}, I_{ПАКЛ}$) і місячні індекси Скандинавського коливання ($I_{СКАНДВ}, I_{СКАНДЖ}, I_{СКАНДЛ}$) за осінні місяці, а також сезонний місячний індекс осені (вересень-листопад) $I_{ПАКВЖЛ}, I_{СКАНДВЖЛ}$.

Результати застосування R-модифікації факторного аналізу приведені у табл. 4.11, 4.12, 4.13 і на рис. 4.12, 4.13, 4.14.

Факторний аналіз характеристик температурного та льодового режиму у створі р. Дністер – м. Могильов-Подільський (табл. 4.11, рис. 4.12) дозволив установити, що вихідна інформація описується трьома факторами і міра факторизації становить 86,2 %. Перший фактор описує 40,4 % дисперсії даних і може інтерпретуватися як змінна, що описує атмосферні процеси осіннього сезону та теплозапаси водної товщі, які можуть характеризуватися температурою води та рівнем води.

Таблиця 4.11

Факторні навантаження (р. Дністер)

| № з/п | Чинники утворення льодових явищ | Факторні ваги l_{ij} | | |
|-------|-------------------------------------|------------------------|---------------|---------------|
| | | Перший фактор | Другий фактор | Третій фактор |
| | | l_{1j} | l_{2j} | l_{3j} |
| 1 | Кількість днів від 1 жовтня до дати | 0,137 | 0,016 | 0,945 |

| | | | | |
|----|--|--------|--------|--------|
| | переходу температури повітря через 0 °С | | | |
| 2 | Кількість днів від 1 жовтня до дати появи плавучого льоду | 0,003 | 0,926 | 0,023 |
| 3 | Температура води в декаду переходу температури повітря через 0 °С | 0,119 | 0,807 | -0,417 |
| 4 | Температура води в декаду появи плавучого льоду | 0,841 | -0,264 | 0,099 |
| 5 | Сума від'ємних температур повітря від дати переходу температури повітря через 0 °С до дати появи плавучого льоду | 0,037 | 0,776 | 0,370 |
| 6 | Рівень води в день переходу температури повітря через 0 °С | -0,219 | 0,182 | -0,221 |
| 7 | Рівень води в день появи плавучого льоду | -0,737 | -0,134 | -0,091 |
| 8 | Індекс ПАК вересня | -0,456 | 0,101 | -0,311 |
| 9 | Індекс ПАК жовтня | 0,785 | -0,302 | 0,367 |
| 10 | Індекс ПАК листопада | 0,814 | 0,446 | -0,139 |
| 11 | Індекс ПАК періоду з вересня до листопада | 0,887 | 0,205 | 0,009 |

Таблиця 4.12

Факторні навантаження (р. Десна)

| № з/п | Чинники утворення льодових явищ | Факторні ваги l_{ij} | | |
|-------|---|------------------------|---------------|---------------|
| | | Перший фактор | Другий фактор | Третій фактор |
| | | l_{1j} | l_{2j} | l_{3j} |
| 1 | Кількість днів від 1 жовтня до дати переходу температури повітря через 0 °С | 0,115 | 0,099 | -0,876 |
| 2 | Кількість днів від 1 жовтня до дати появи плавучого льоду | 0,083 | 0,846 | -0,170 |
| 3 | Температура води в декаду переходу температури повітря через 0 °С | -0,165 | 0,104 | 0,886 |
| 4 | Температура води в декаду появи | 0,511 | -0,525 | 0,256 |

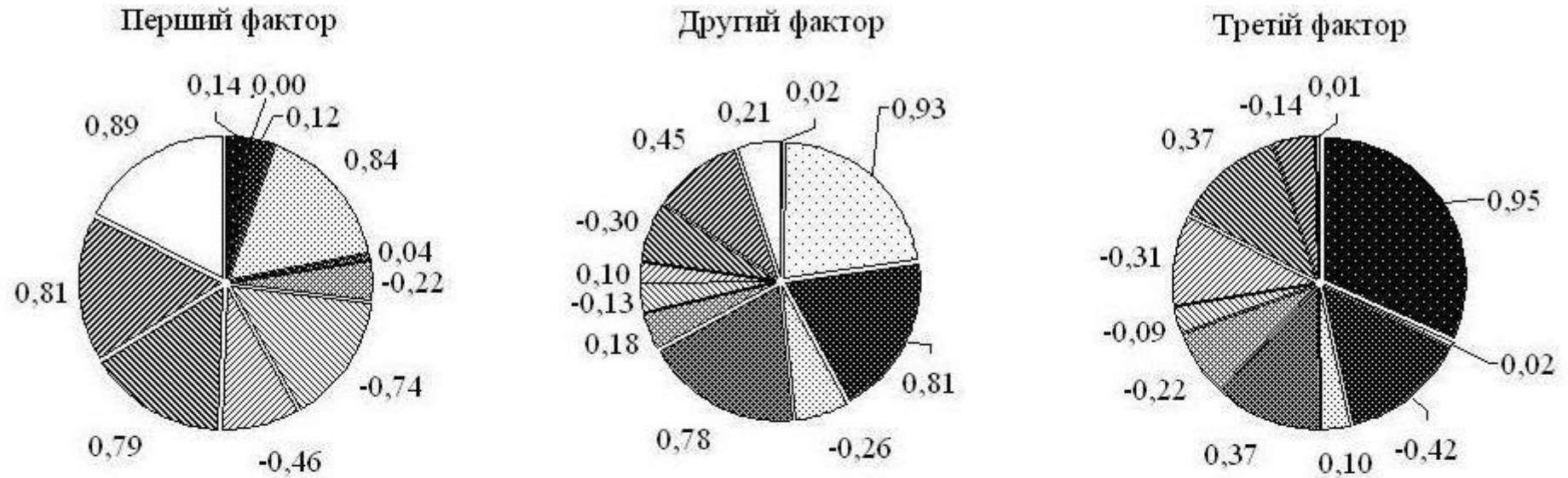
| | | | | |
|----|--|--------|--------|--------|
| | плавучого льоду | | | |
| 5 | Сума від'ємних температур повітря від дати переходу температури повітря через 0 °С до дати появи плавучого льоду | 0,054 | 0,850 | 0,344 |
| 6 | Рівень води в день переходу температури повітря через 0 °С | -0,012 | 0,183 | -0,185 |
| 7 | Рівень води в день появи плавучого льоду | 0,022 | 0,355 | 0,034 |
| 8 | Індекс СКАН вересня | 0,831 | -0,046 | -0,142 |
| 9 | Індекс СКАН жовтня | 0,317 | -0,095 | -0,098 |
| 10 | Індекс СКАН листопада | 0,429 | 0,263 | -0,128 |
| 11 | Індекс СКАН періоду з вересня до листопада | 0,831 | 0,064 | -0,195 |

Таблиця 4.13

Факторні навантаження (р. Тилігул)

| № з/п | Чинники утворення льодових явищ | Факторні ваги l_{ij} | | |
|----------|--|------------------------|------------------|------------------|
| | | Перший фактор | Другий фактор | Третій фактор |
| | | l_{1j} | l_{2j} | l_{3j} |
| 1 | Кількість днів від 1 жовтня до дати переходу температури повітря через 0 °С | 0,036 | -0,744 | -0,133 |
| 2 | Кількість днів від 1 жовтня до дати появи плавучого льоду | 0,630 | -0,576 | 0,125 |
| 3 | Температура води в декаду переходу температури повітря через 0 °С | 0,191 | 0,419 | 0,660 |
| 4 | Температура води в декаду появи плавучого льоду | -0,429 | 0,633 | 0,191 |
| 5 | Сума від'ємних температур повітря від дати переходу температури повітря через 0 °С до дати появи плавучого льоду | 0,857 | -0,186 | 0,079 |
| 6 | Рівень води в день переходу температури повітря через 0 °С | 0,867 | 0,193 | -0,148 |
| 7 | Рівень води в день появи плавучого льоду | 0,932 | 0,148 | -0,127 |
| 8 | Індекс ПАК вересня | 0,142 | -0,087 | 0,015 |

| | | | | |
|----|---|--------|--------|-------|
| 9 | Індекс ПАК жовтня | -0,192 | -0,809 | 0,111 |
| 10 | Індекс ПАК листопада | -0,137 | 0,041 | 0,888 |
| 11 | Індекс ПАК періоду з вересня до листопада | -0,172 | -0,564 | 0,721 |



- Кількість днів від 1 жовтня до дати переходу температури повітря через 0°C
- Кількість днів від 1 жовтня до дати появи плавучого льоду
- Температура води в декаду переходу температури повітря через 0°C
- ▤ Температура води в декаду появи плавучого льоду
- Сума від'ємних температур повітря від дати переходу температури повітря через 0°C до дати появи плавучого льоду
- ▤ Рівень води в день переходу температури повітря через 0°C
- ▤ Рівень води в день появи плавучого льоду
- ▤ Індекс ПАК вересня
- ▤ Індекс ПАК жовтня
- ▤ Індекс ПАК листопада
- Індекс ПАК осені (вересень-листопад)

Рис. 4.12. Діаграми складових трьох факторів за результатами факторного аналізу (р. Дністер).

Вагові навантаження фактора на індекси атмосферної циркуляції жовтня та листопада становлять 0,79 та 0,81, відповідно. Найбільше вагове навантаження (0,89) припадає на індекс атмосферної циркуляції за період вересень-листопад. Кількісний внесок (вага) першого фактора у формування температурного режиму у дату появи плавучого льоду становить 0,84; вагове навантаження на змінну, що відповідає даним про рівень води у дату появи плавучого льоду становить -0,74. Знак (-) показує зворотну спрямованість впливу першого фактора на температурний режим води у порівнянні із режимом рівнів. При більшій температурі води процес її охолодження уповільнюється, проте при малих рівнях води охолодження водної маси відбувається скоріше. Другий фактор (28,8 %) описує процес охолодження води. Він визначає початковий температурний стан води (температура води в день переходу температури повітря через 0 °С) та суму від'ємних температур повітря, необхідних для її охолодження. Третій фактор можна інтерпретувати як такий, що визначає температурний стан повітря до її переходу через 0 °С.

Застосування факторного аналізу до чинників, що визначають процес льодоутворення у створі р. Десна – м. Чернігів (табл. 4.12, рис. 4.13), показало, що перший фактор (26 %) представляє процес взаємодії атмосферних процесів та температурного режиму води після переходу температури повітря через 0 °С. На відміну від р. Дністер головними атмосферними процесами, які впливають на водність річки, температурний режим повітря та води, є СКАНД (Скандинавське коливання) [130]. Не установлений зв'язок цих процесів із рівневий режимом, що може бути результатом більш сталої водності р. Десна у порівнянні із річкою Дністер. Другий фактор (24 %) представляє процес охолодження повітря і води після дати переходу через 0 °С. Як і для р. Дністер 3-ій фактор пов'язаний із попереднім термічним режимом (до дати переходу температури повітря через 0 °С).



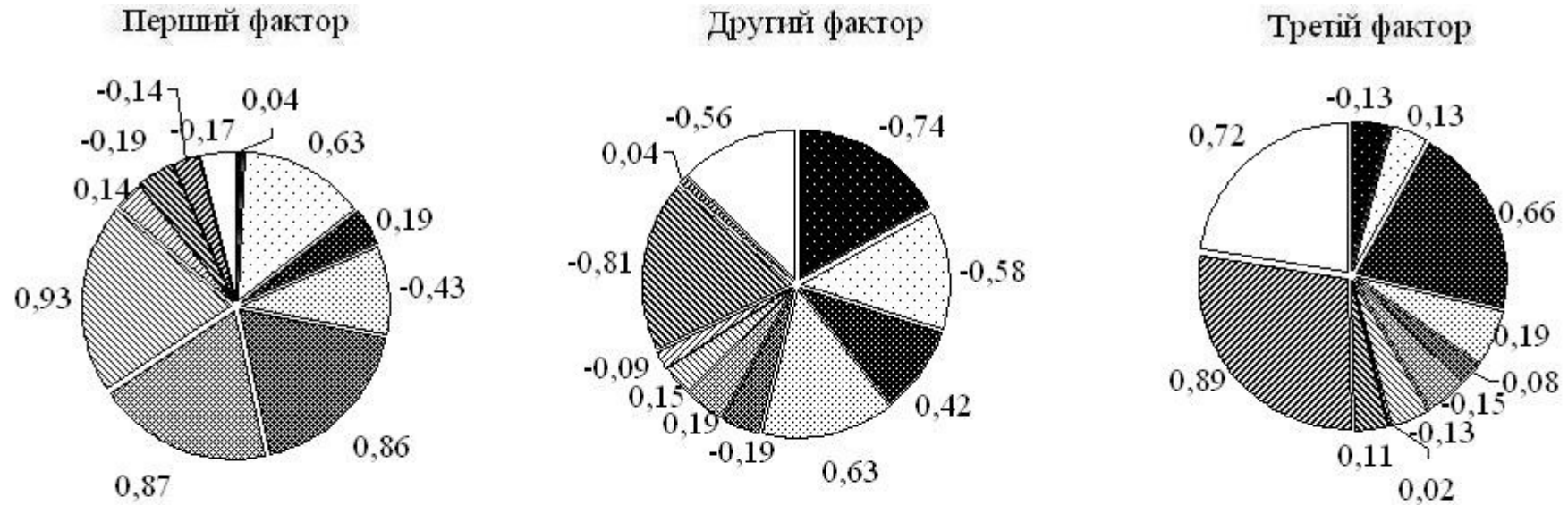
- Кількість днів від 1 жовтня до дати переходу температури повітря через 0°C
- Кількість днів від 1 жовтня до дати появи плаваючого льоду
- Температура води в декаду переходу температури повітря через 0°C
- Температура води в декаду появи плаваючого льоду
- Сума від'ємних температур повітря від дати переходу температури повітря через 0°C до дати появи плаваючого льоду
- Рівень води в день переходу температури повітря через 0°C
- Рівень води в день появи плаваючого льоду
- Індекс ПАК вересня
- Індекс ПАК жовтня
- Індекс ПАК листопада
- Індекс ПАК осені (вересень-листопад)

Рис. 4.13. Діаграми складових трьох факторів за результатами факторного аналізу (р. Десна).

Для р. Тилігул у створі смт Березівка вихідна інформація описується також трьома факторами (табл. 4.13, рис. 4.14), міра факторизації становить 85,9 %. На відміну від річок зони достатнього зволоження, таких як Дністер та Десна, для річки Тилігул, що розташована в степовій зоні, найбільш вагомим є фізичний процес пов'язаний із охолодженням повітря та глибиною потоку. Внесок першого фактора становить 35,3 %. Перший фактор дозволив виділити зв'язок суми від'ємних температур повітря із рівнями води у річці: чим більше рівень води, тим більша кількість тепла повинна бути відведена у атмосферу для охолодження водної маси. Дія атмосферних процесів стає менш значущою і описується другим фактором (29,1 %). Третій фактор пов'язаний із термічним станом води до переходу температури повітря через 0 °С.

Висновок до Розділу 4

На основі досліджень проф. Лободи Н.С. встановлено, що р. Дністер знаходиться в області дії ПАК, басейн р. Десна – в області дії СКАНД. За допомогою методу регресійного аналізу зроблена оцінка впливу ПАК і СКАНД на термічний і льодовий режим річок України. Були отримані кореляційні зв'язки між значеннями індексів атмосферної циркуляції та метеорологічними й гідрологічними характеристиками. Отримані результати свідчать про те, що ПАК впливає, головним чином, на термічний режим повітря західної України, а зміни температур обумовлюють, певною мірою, особливості формування процесів льодоутворення, встановлення льодоставу та подальшого скресання річок. На основі пошуку кореляційних зв'язків між індексами ПАК та характеристиками льодового режиму встановлено, що при розробці методик прогнозу появи льодових явищ на основі статистичного підходу доцільно використовувати індекси ПАК жовтня та листопада, при прогнозах скресання річок – індекси ПАК лютого, при цьому зимові індекси ПАК можуть розглядатися як чинники весняної водності.



- Кількість днів від 1 жовтня до дати переходу температури повітря через 0°C
- Кількість днів від 1 жовтня до дати появи плавучого льоду
- Температура води в декаду переходу температури повітря через 0°C
- ▨ Температура води в декаду появи плавучого льоду
- ▨ Сума від'ємних температур повітря від дати переходу температури повітря через 0°C до дати появи плавучого льоду
- ▨ Рівень води в день переходу температури повітря через 0°C
- ▨ Рівень води в день появи плавучого льоду
- ▨ Індекс ПАК вересня
- ▨ Індекс ПАК жовтня
- ▨ Індекс ПАК листопада
- Індекс ПАК осені (вересень-листопад)

Рис. 4.14. Діаграми складових трьох факторів за результатами факторного аналізу (р. Тилігул).

Аналіз кореляційних зв'язків показав, що СКАНД коливання має тісний зв'язок з температурою повітря і води на початку року, особливо в зимовий та весняний періоди. Суттєво індекси СКАНД впливають на формування стоку осінньо-зимового періоду і стік березня. Строки переходу температур повітря через 0 °С восени пов'язані із осінніми індексами СКАНД.

Виконано факторний аналіз чинників термічного та льодового режимів річок. Результати факторного аналізу показали, що найбільший вплив на термічний і льодовий режими річок мають три фактори. Найбільш вагомі перший та другий фактори, вони описують значнішу частку дисперсії вхідних даних (для р. Дністер – 69 %, для р. Десна – 50 %, для р. Тилігул – 64 %) і характеризують атмосферні процеси осені, а також процес охолодження водної маси. За допомогою факторного аналізу було виявлено чинники, які в найбільшій мірі обумовлюють процес формування льодових явищ. Предиктори, виявлені в результаті застосування факторного аналізу, були використанні у подальшому при побудові прогностичної методики на основі дискримінантного аналізу.

РОЗДІЛ 5

РОЗРОБЛЕННЯ МЕТОДІВ ПРОГНОЗУ ЛЬODOВИХ ЯВИЩ НА ОСНОВІ ДИСКРИМІНАНТНОЇ ФУНКЦІЇ

5.1. Теоретичні основи дискримінантного аналізу

Прогноз появи плавучого льоду за своєю суттю є альтернативним. Альтернативний прогноз має у своїй основі систему предикторів, які описують розглядуваний процес, у даному випадку, – теплообмін між водною поверхнею та атмосферою. Задача прогнозу появи плавучого льоду є типовою задачею розпізнавання образів. Для її вирішення використовують дискримінантний аналіз.

Дискримінантний аналіз – це метод математичної статистики для вирішення задачі розпізнавання образів, коли спираючись на результати спостережень необхідно віднести об'єкт до того чи іншого класу явищ [72].

Мета дискримінантного аналізу полягає у встановленні тих предикторів, які найяскравіше відрізняють (дискримінують) сформовані сукупності об'єктів та, у отриманні розпізнавального правила [131, 132].

Задача дискримінантного аналізу полягає у розділенні (класифікації) об'єктів спостережень на класи за апіорно заданими сукупностями [133]. Весь простір образів можна розділити на два або більше підпросторів, у одному з яких явище відбувається, а в другому – ні. Для вирішення задачі класифікації необхідно побудувати правило, за допомогою якого можна віднести образ, що підлягає розпізнаванню, до того чи іншого з підпросторів.

Важливим етапом у дискримінантному аналізі є формування навчальної вибірки – сукупності об’єктів, які задані певними ознаками та достовірно належать до того чи іншого класу [133]. Використовуючи навчальну вибірку, отримують вирішальне правило при класифікації образів.

Область використання: економіка, банківська справа, психологія, математика, медицина, географія, біологія та ін.

Значний внесок у застосування методів багатовимірною статистичного аналізу до вирішення гідрометеорологічних задач було зроблено в ОДЕКУ Є.П. Школьним, І.Д. Лоєвою, Л.Д. Гончаровою. Важливим кроком є створення практичних завдань по використанню методів обробки інформації для спеціалістів-метеорологів, гідрологів, океанологів, агрометеорологів та фахівців в області охорони навколишнього середовища.

5.1.1. Класифікація спостережених гідрометеорологічних явищ на основі дискримінантного аналізу

Альтернативний прогноз використовується у випадках, коли необхідно спрогнозувати сам факт настання явища або його відсутність. Відправною точкою таких прогнозів є предиктори, визначені на базі даних спостережень, тобто характеристики описуваного явища. Система цих предикторів складає вектор X

$$X = \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \dots \\ x_i \\ \dots \\ x_n \end{pmatrix}. \quad (5.1)$$

Об'єкти (спостереження) повинні належати до одного з двох (або більше) класів. В одному з класів прогнозоване явище спостерігається, в іншому – ні. Допустимі випадки, коли на практиці явище або об'єкт неможливо віднести до жодного з класів. Таким чином, необхідно побудувати правило, за допомогою якого можна класифікувати образи.

Існує простір зображень R_V , який складається з множини V векторів - предикторів. Простір R_V розділяється на два підпростори – R_{V_1} і R_{V_2} . У першому з них розташовується множина V_1 образів X , при яких явище відбувається, а у другому - множина V_2 образів X , коли явище не відбувається. Тоді виконується умова

$$V_1 \cup V_2 = V, V_1 \cap V_2 = \emptyset. \quad (5.2)$$

Якщо простір є двовимірним $R_V = R_V(x_1, x_2)$ (рис.5.1), тоді ми маємо на площині (x_1, x_2) лінію $x_1 = f(x_2)$, що відділяє підпростір R_{V_1} від підпростору R_{V_2} [72].

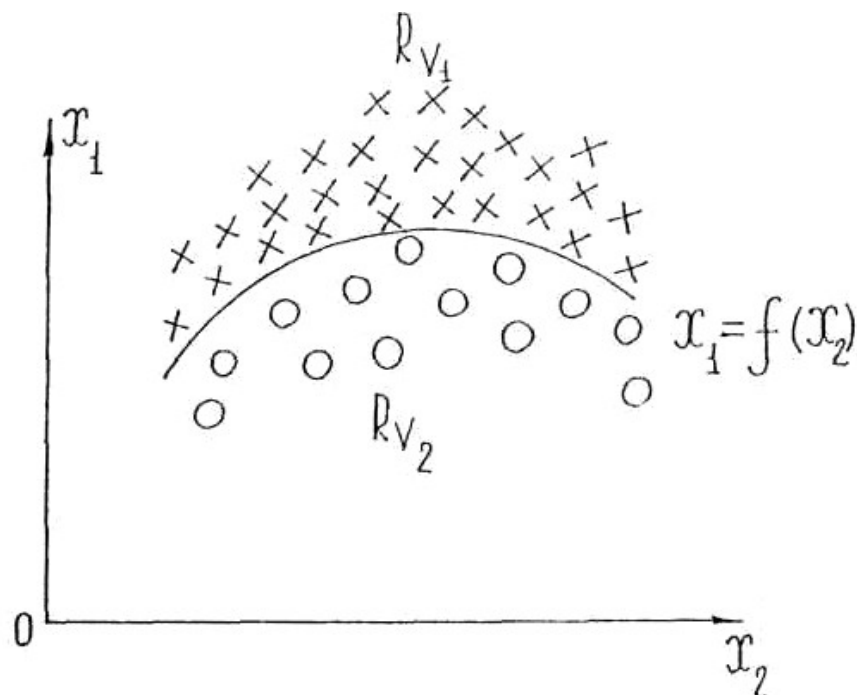


Рис. 5.1. Розділяюча функція в двовимірному просторі [72].

Якщо простір є трьохвимірним $R_V = R_V(x_1, x_2, x_3)$ (рис. 5.2), тоді підпростори R_{V1} і R_{V2} розділяє деяка поверхня, рівняння якої має вигляд $x_3 = \varphi(x_1, x_2)$.

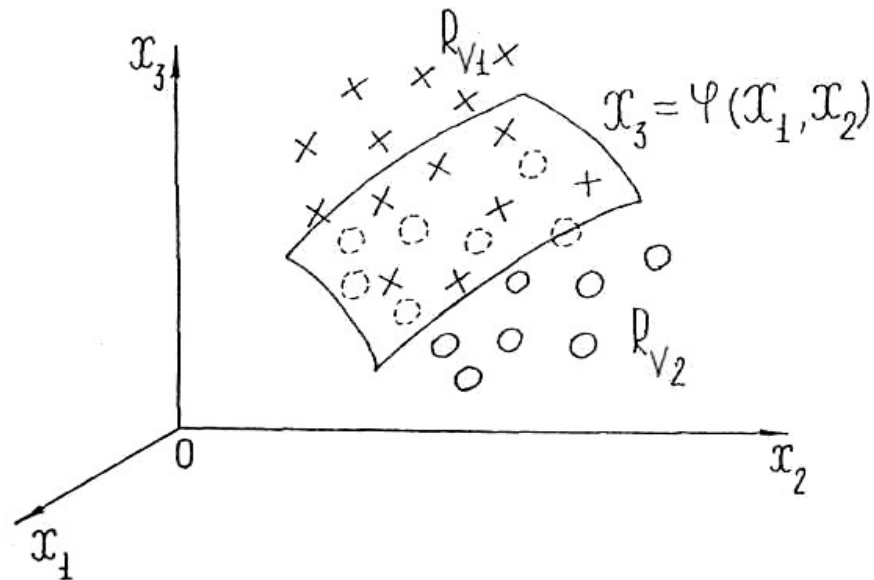


Рис. 5.2. Розділяюча поверхня в трьохвимірному просторі [72].

Задача розпізнавання образів ускладнюється, якщо простір є багатовимірним $R_V = R_V(x_1, x_2, \dots, x_n)$. Поверхня, що розділяє цей простір на підпростори R_{V1} і R_{V2} називається *розділяючою гіперповерхнею* [72] і описується рівнянням

$$F(x_1, x_2, \dots, x_n) = 0. \quad (5.3)$$

Правило, за яким відносять вектор X , що підлягає розпізнаванню, до підпростору R_{V1} або підпростору R_{V2} називають розв'язувальним правилом. Побудова розв'язувального правила відбувається на етапі навчання. На практиці етап навчання виражається у створенні навчаючої сукупності (це множина V векторів – предикторів). Для цього заздалегідь вивчають різницю

між класами і встановлюють характеристики, які поділяють об'єкти на класи. Явище буде спостерігатися, якщо за розв'язувальним правилом $X \in R_{V1}$, і явище не буде спостерігатися, якщо приймається рішення, що $X \in R_{V2}$. Прийняття рішення про належність вектора X до підпросторів R_{V1} чи R_{V2} називають етапом розпізнавання. Окрім навчаючої сукупності, створюється ще й перевірна сукупність, яка використовується для перевірки адекватності моделі альтернативного прогнозу [123].

Теорія розпізнавання. H_1 – гіпотеза, за якою образ $X \in V_1$, H_2 – альтернативна гіпотеза, за якою $X \in V_2$. Для того, щоб обґрунтовано прийняти гіпотезу H_1 або H_2 треба знайти правило дискримінації або розв'язувальне правило [127]. Всіляк процедура перевірки гіпотез передбачає, що приймаючи те чи інше рішення, ми можемо припустити помилку 1-го чи 2-го роду. Помилку 1-го роду ми припускаємо, коли відкидаємо вірну гіпотезу. Помилка 2-го роду пов'язана з прийняттям невірної гіпотези [72].

Графічно ймовірність прийняття невірної гіпотези пояснюється наступним чином [127]. На рис. 5.3 зображені функції щільностей $f_1(x)$ і $f_2(x)$ нормально розподілених випадкових величин, які відрізняються лише математичними сподіваннями a_1 та a_2 .

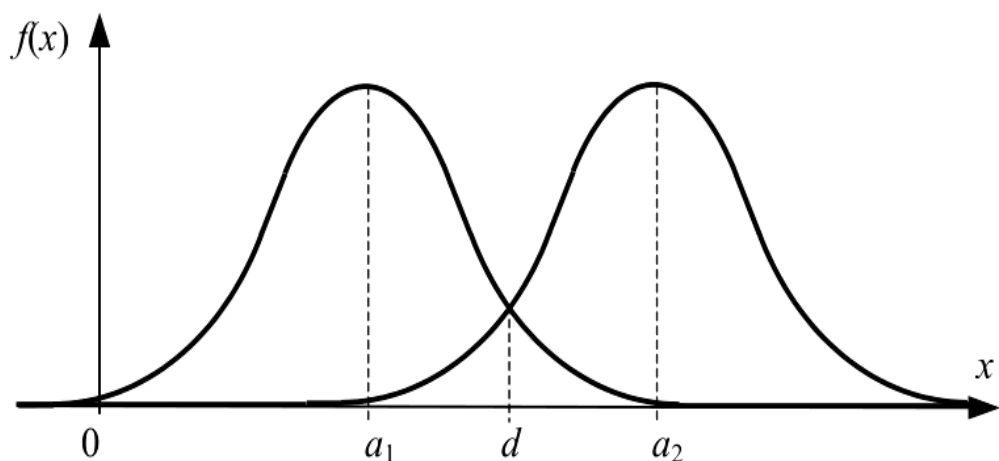


Рис. 5.3. Графік функції щільностей $f_1(x)$ і $f_2(x)$.

Правило дискримінації наступне: об'єкт відноситься до першого класу, якщо $x \leq d$, (де x – значення випадкової величини) і до другого класу – в усіх

інших випадках. Із графіка видно, що існує зона перекриття щільностей випадкових величин й це зумовлює можливість похибки.

Якщо допустити, що відомими є умовні ймовірності класів V_1 і V_2 , тоді

$$P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_1), \quad (5.4)$$

і

$$P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_2). \quad (5.5)$$

Ймовірність помилки 1-го роду дорівнює [72]

$$P_a = P(V_1) \int \dots \int_{Rv_2} P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_1) dx_1 dx_2 \dots dx_n. \quad (5.6)$$

Ймовірність помилки 2-го роду:

$$P_b = P(V_2) \int \dots \int_{Rv_1} P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_2) dx_1 dx_2 \dots dx_n, \quad (5.7)$$

де $P(V_1)$ і $P(V_2)$ – апріорні ймовірності класів V_1 і V_2 ;

$P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_1)$ і $P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_2)$ – умовні ймовірності класів V_1 та V_2 .

Середній ризик прийняття рішення повинен бути мінімальним і визначається за формулою

$$W = \delta_a P_a + \delta_b P_b, \quad (5.8)$$

де δ_a і δ_b - ціна помилки 1-го та 2-го роду, відповідно.

Враховуючи рівняння (5.6) – (5.8) і, припустивши що $\delta_a = \delta_b$, формула середнього ризику отримає вигляд

$$\begin{aligned}
W &= \delta_a P(V_1) \int_{Rv_2} \dots \int P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_1) dx_1 dx_2 \dots dx_n + \\
&+ \delta_b P(V_2) \int_{Rv_1} \dots \int P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_2) dx_1 dx_2 \dots dx_n .
\end{aligned} \tag{5.9}$$

Якщо

$$\begin{aligned}
&\int_{Rv_1} \dots \int P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_1) dx_1 dx_2 \dots dx_n + \\
&+ \int_{Rv_2} \dots \int P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_1) dx_1 dx_2 \dots dx_n = 1'
\end{aligned} \tag{5.10}$$

то:

$$\begin{aligned}
&\int_{Rv_2} \dots \int P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_1) dx_1 dx_2 \dots dx_n = \\
&= 1 - \int_{Rv_1} \dots \int P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_1) dx_1 dx_2 \dots dx_n .
\end{aligned} \tag{5.11}$$

Рівняння (5.9) за умови (5.11) набуває вигляду

$$\begin{aligned}
W &= 1 - \int_{Rv_1} \dots \int [\delta_a P(V_1) P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_1) - \\
&- \delta_b P(V_2) P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_2)] dx_1 dx_2 \dots dx_n .
\end{aligned} \tag{5.12}$$

Середній ризик буде мінімальним, коли

$$\delta_a P(V_1) P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_1) - \delta_b P(V_2) P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_2) > 0 . \tag{5.13}$$

Цій нерівності є еквівалентною така нерівність:

$$\delta_a P(V_1) P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_1) > \delta_b P(V_2) P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_2) . \tag{5.14}$$

Нерівність (5.14) складають додатні числа, і вона може бути записана таким чином:

$$\frac{P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_1)}{P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_2)} > \frac{\delta_b P(V_2)}{\delta_a P(V_1)}. \quad (5.15)$$

Ліва частина нерівності (5.15) є деякою функцією вектора - предиктора і має назву функції подібності [72]

$$\lambda(x_1, x_2, \dots, x_n) = \frac{P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_1)}{P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_2)}. \quad (5.16)$$

Праву частину нерівності (5.15) називають порогом:

$$\frac{\delta_b P(V_2)}{\delta_a P(V_1)} = \theta. \quad (5.17)$$

Внаслідок виконаних операцій отримаємо розв'язувальне правило

$$\text{вектор } X \in V_1, \text{ якщо } \lambda(x_1, x_2, \dots, x_n) > \theta; \quad (5.18)$$

$$\text{вектор } X \in V_2, \text{ якщо } \lambda(x_1, x_2, \dots, x_n) < \theta.$$

За припущенням, що $\delta_a = \delta_b$ і $P(V_1) = P(V_2)$, прирівнюємо $\theta = 1$

$$\text{вектор } X \in V_1, \text{ якщо } \lambda(x_1, x_2, \dots, x_n) > 1; \quad (5.19)$$

$$\text{вектор } X \in V_2, \text{ якщо } \lambda(x_1, x_2, \dots, x_n) < 1.$$

Розв'язувальне правило може використовуватись і в іншому вигляді. Якщо нерівність (5.15) є справедливою, то справедливою є й нерівність

$$\ln \frac{P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_1)}{P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_2)} > \ln \frac{\delta_b P(V_2)}{\delta_a P(V_1)} \quad (5.20)$$

або

$$\ln P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_1) - \ln P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_2) + \ln \frac{\delta_a P(V_1)}{\delta_b P(V_2)} > 0. \quad (5.21)$$

Дискримінантна функція записується таким рівнянням

$$F(x_1, x_2, \dots, x_n) = \ln P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_1) - \ln P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_2) + \ln \frac{\delta_a P(V_1)}{\delta_b P(V_2)}. \quad (5.22)$$

Дискримінантна функція вигляду (5.22) використовується у розв'язувальному правилі таким чином:

$$X \in V_1, \text{ якщо } F(x_1, x_2, \dots, x_n) > 0; \quad (5.23)$$

$$X \in V_2, \text{ якщо } F(x_1, x_2, \dots, x_n) < 0.$$

Рівняння $F(x_1, x_2, \dots, x_n) = 0$ є рівнянням розділюючої поверхні для підпросторів R_{V_1} і R_{V_2} .

5.1.2. Дискримінантна функція за умови багатовимірного нормального розподілу

Якщо вектори-предиктори (5.1) підпорядковуються нормальному багатовимірному закону розподілу, то їх параметрами є вектори математичних сподівань [72]

$$\mu = \begin{pmatrix} \mu_1 \\ \mu_2 \\ \dots \\ \mu_n \end{pmatrix} \quad (5.24)$$

та їх матриці коваріацій K , які мають розмір $n \times n$. Тоді щільності умовних розподілів для класів V_1 і V_2 мають вид [72]

$$P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_1) = \frac{1}{(2\pi)^{n/2} |K_1|^{1/2}} \exp \left[-\frac{1}{2} (X - \mu_1)' K_1^{-1} (X - \mu_1) \right]; \quad (5.25)$$

$$P(x_1, x_2, \dots, x_n / V_2) = \frac{1}{(2\pi)^{n/2} |K_2|^{1/2}} \exp \left[-\frac{1}{2} (X - \mu_2)' K_2^{-1} (X - \mu_2) \right], \quad (5.26)$$

де μ_1, μ_2 – вектори математичних сподівань першого та другого класів;

K_1, K_2 – матриці коваріацій першого та другого класів;

X – матриця вхідних даних;

n – кількість вхідних даних;

$'$ – знак транспонування.

Підставляючи рівності (5.25) і (5.26) до дискримінантної функції вигляду (5.22), отримаємо функцію

$$F(x) = -\frac{n}{2} \ln 2\pi - \frac{1}{2} \ln |K_1| - \frac{1}{2} (X - \mu_1)' K_1^{-1} (X - \mu_1) + \frac{n}{2} \ln 2\pi + \frac{1}{2} \ln |K_2| + \frac{1}{2} (X - \mu_2)' K_2^{-1} (X - \mu_2) + \ln \frac{P(V_1)}{P(V_2)}. \quad (5.27)$$

Скоротивши функцію (5.27), отримаємо квадратичну дискримінантну функцію $F(x)$, в якій перші два члени у квадратних дужках являють собою квадратичні форми, тобто многочлени степені не більше другої

$$F(x) = \frac{1}{2} [(X - \mu_2)' K_2^{-1} (X - \mu_2) - (X - \mu_1)' K_1^{-1} (X - \mu_1) + \ln \frac{|K_2|}{|K_1|}] + \ln \frac{P(V_1)}{P(V_2)}, \quad (5.28)$$

де K_1^{-1}, K_2^{-1} – обернені коваріаційні матриці.

У функції (5.28) припускається, що ціни помилки 1-го та 2-го роду (δ_a і δ_b), рівні між собою.

Для подальшого розрахунку необхідно виконати операцію обернення коваріаційних матриць K_1 і K_2 . Це може призвести до значних похибок коефіцієнтів квадратичних форм ще на етапі розпізнавання (якщо матриці коваріацій погано обумовлені). Ці похибки у деяких випадках можуть бути більшими ніж ті, які виникають за прийняття умови, що матриці коваріацій однакові [72]:

$$K_1 = K_2 = K \quad (5.29)$$

або

$$K = \frac{K_1 + K_2}{2}. \quad (5.30)$$

Згідно з умовами (5.29), (5.30) і припущенням, що апіорні ймовірності класів V_1 і V_2 рівні між собою, будують лінійну дискримінантну функцію

$$\begin{aligned}
 F(x) &= \frac{1}{2}[(X - \mu_2)' K^{-1}(X - \mu_2) - (X - \mu_1)' K^{-1}(X - \mu_1)] = \\
 &= (\mu_1 - \mu_2)' K^{-1} X + \frac{1}{2}[\mu_2' K^{-1} \mu_2 - \mu_1' K^{-1} \mu_1] .
 \end{aligned}
 \tag{5.31}$$

Розрахунок функції (5.31) спрощується, якщо вважати коваріації рівними нулю. Так, якщо всі недіагональні елементи матриць коваріацій класів V_1 і V_2 значно менші від діагональних, ними можна знехтувати

$$K = \begin{pmatrix} \sigma_1^2 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \sigma_2^2 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \sigma_n^2 \end{pmatrix},
 \tag{5.32}$$

де $\sigma_1^2, \sigma_2^2, \dots, \sigma_n^2$ – дисперсії.

Операція обернення матриці значно спрощується

$$K^{-1} = \begin{pmatrix} \frac{1}{\sigma_1^2} & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \frac{1}{\sigma_2^2} & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \frac{1}{\sigma_n^2} \end{pmatrix}.
 \tag{5.33}$$

Також полегшується задача обчислення коефіцієнтів квадратичних форм у квадратичній дискримінантній функції (5.28).

Згідно з умовами (5.29) і припущенням, що K – діагональна матриця, рівняння (5.31) запишеться наступним чином

$$F(x) = \sum_{i=1}^n \frac{\mu_{1i} - \mu_{2i}}{\sigma_i^2} x_i + \sum_{i=1}^n \frac{\mu_{2i}^2 - \mu_{1i}^2}{\sigma_i^2}. \quad (5.34)$$

У зв'язку з тим, що дискримінантні функції розраховуються по вибіркових даних, вони потребують перевірки статистичної значущості. Визначаючим для дискримінантного аналізу є перевірка гіпотези H_0 про відсутність різниці між груповими середніми [134]. Якщо середні значення двох груп дуже близькі один до одного і мають значне розсіювання у просторі, то їх важко розділити за класами. І навпаки, якщо розсіювання точок невелике і середні значення легко поділяються за класами, то дискримінування відбувається легко. Для цього може бути використане число Махаланобіса, Δ :

$$\Delta = (\mu_1 - \mu_2)' K^{-1} (\mu_1 - \mu_2), \quad (5.35)$$

де μ_1, μ_2 – вектори середніх значень ознак класів V_1, V_2 ;

' – знак транспонування матриці;

K – коваріаційна матриця.

Число Махаланобіса – це відстань від спостереженої точки тяжіння до центра тяжіння в багатовимірному просторі, яке визначається корельованими незалежними змінними [135]. Графічно відстань Махаланобіса можна зобразити наступним чином

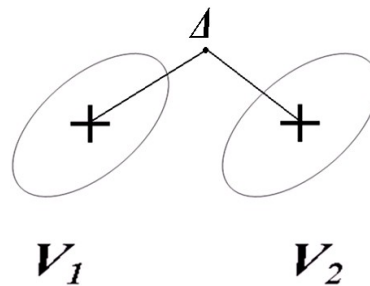


Рис. 5.4. Відстань Махаланобіса Δ у випадку двох класів явищ V_1 , V_2 .

Зокрема, відстань Махаланобіса використовується для перевірки гіпотез і класифікацій спостережень. Число Махаланобіса (5.37) є критерієм якості в альтернативних прогнозах при використанні дискримінантної функції і дозволяє встановити: чи є дане явище викидом по відношенню до інших незалежних змінних. Прогноз вважається адекватним фізичній природі явища, коли величина Δ більша 11.

5.2. Побудова дискримінантної функції для прогнозування льодових явищ

У практиці оперативних прогнозів появи льодових явищ використовують класичні методи прогнозування, які рекомендовані настановчими документами [1].

Найбільш розповсюдженим є метод фізико-статистичних залежностей (розд. 2, п. 2.6), який базується на установленні стохастичних зв'язків між необхідною для утворення льоду сумою від'ємних температур повітря та показником теплового стану водної маси, яким є температура води у декаду, передуючу прогнозу [6]. Застосування графічних побудов обмежує

можливості прогнозу. По-перше, використовується мала кількість показників, які визначають розглядуване явище. По-друге, роздільна лінія, яка розрізняє випадки утворення та неутворення льодових явищ, проводиться на графічній площині суб'єктивно, як нижня огинаюча випадків, коли плавучий льод спостерігався [136]. По-третє, прогнози за фізико-статистичними залежностями мають порівняно невисоку забезпеченість [137].

Нами було запропоновано [136, 137, 138] використання дискримінантного аналізу для побудови методики прогнозу дат настання льодових явищ, як альтернативного. Головною метою дисертаційної роботи стало створення алгоритму прогнозування льодових явищ на річках за допомогою методів багатовимірного статистичного аналізу. Завдання, які можна вирішити методами багатовимірного статистичного аналізу, наступні:

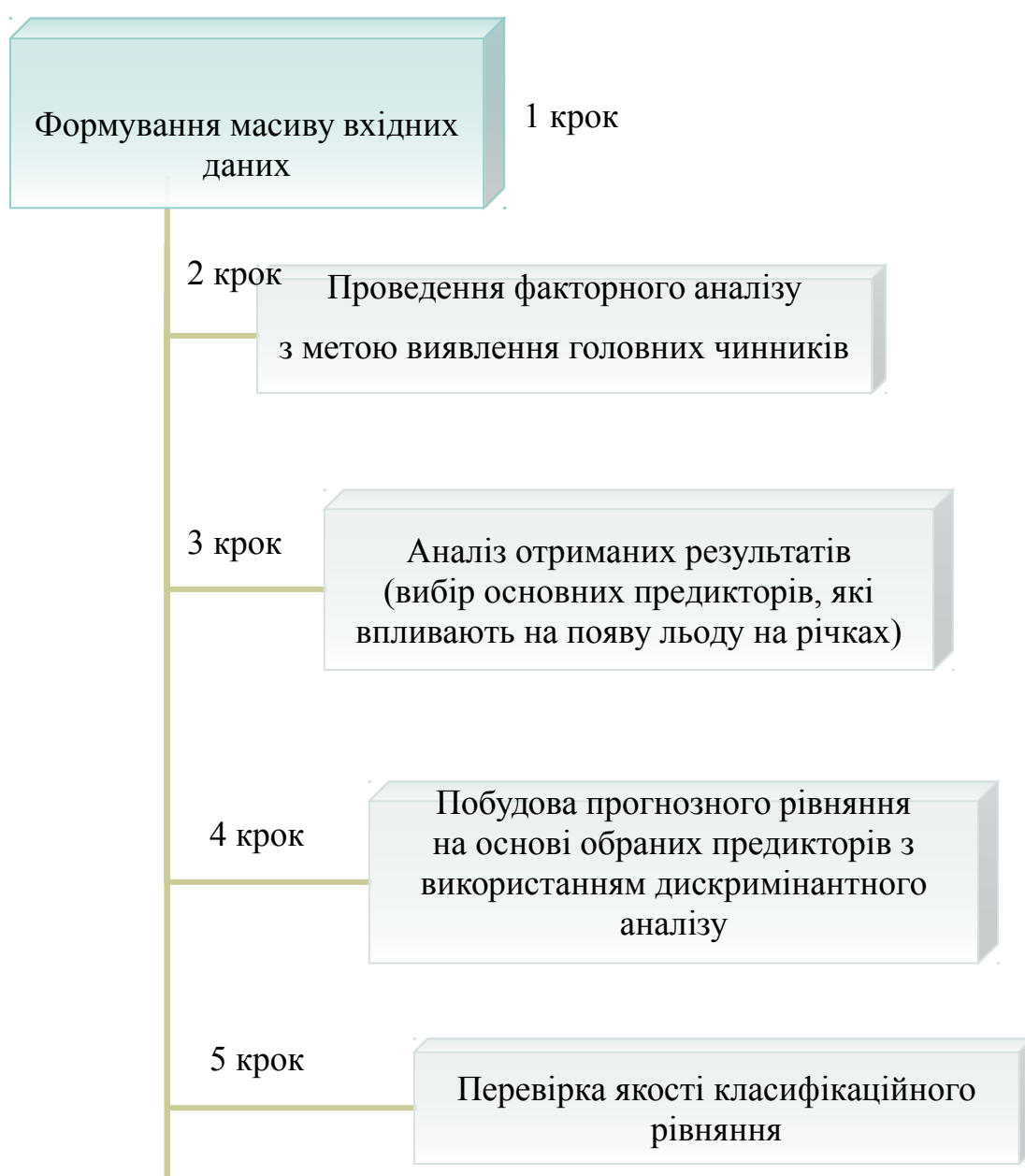
- за спостереженими значеннями випадкового вектору $X = (X_1, X_2, \dots, X_k)^T$ встановити зв'язок між його компонентами;
- скоротити об'єм початкових даних шляхом застосування методів багатовимірного статистичного аналізу;
- виявити із більшості показників X_1, X_2, \dots, X_k ті, які найбільше впливають на прогнозоване явище;
- класифікувати вхідні фактори за будь-якою ознакою;
- виконати статистичну обробку для рядів нечислових даних;
- отримати класифікаційне прогнозне рівняння.

На основі проведених досліджень [34, 36, 60, 78, 111, 116, 136 – 142] був створений наступний алгоритм прогнозування льодових явищ (рис. 5.5). Апробація запропонованого алгоритму виконувалась для річок Дністер – м. Могильов-Подільський, Десна – м. Чернігів та Тилігул – смт Березівка за період спостережень з 1980 по 2008 рр.

Формування масиву вхідних даних. Дата появи льоду на річці у прямий спосіб залежить від декількох чинників, які обумовлюють процес

вихолодження. На основі факторного аналізу (табл. 5.1, додаток Е, табл. Е.1, Е.2) для побудови дискримінантної функції були залучені певні чинники (табл. 5.2). Ураховуючи, що для річок Дністер і Десна в осінній сезон, а для річки Тилігул – в весняно-літній сезон характерні дощові паводки, бажано було б додати у якості предикторів не тільки рівні води, але й витрати води. Були побудовані прогнозні залежності, де як додаткові предиктори, використані такі величини як $H_0, H_{пл.л.}, Q_0, Q_{пл.л.}, I_{ПАК1}, I_{ПАК2}$.

Рис. 5.5. Алгоритм короткострокового прогнозу льодових явищ з використанням методів багатовимірного статистичного аналізу.



6 крок

Випуск прогнозу за дискримінантною функцією

178

7 крок

Оцінка точності прогнозу

Таблиця 5.1

**Масив даних для факторного аналізу
р. Дністер – м. Могильов-Подільський
(період спостережень 1980-2008 рр.)**

| Рік | D_0 | $D_{нл.л.}$ | T_0 | $T_{нл.л.}$ | $\Sigma \theta^- $ | H_0 | $H_{нл.л.}$ | $I_{ПАК_B}$ | $I_{ПАК_Ж}$ | $I_{ПАК_Л}$ | $I_{ПАК_{ВЖЛ}}$ |
|------|-------|-------------|-------|-------------|--------------------|-------|-------------|-------------|-------------|-------------|-----------------|
| 1980 | 33 | 65 | 3,7 | 1,0 | 33,4 | 205 | 265 | 1,6 | -1,3 | -2,7 | -2,0 |
| 1981 | 40 | 76 | 6,1 | 0,6 | 18,1 | 237 | 260 | -0,3 | 0,3 | -0,8 | -0,5 |
| 1982 | 37 | 99 | 8,1 | 0,5 | 37,1 | 138 | 323 | 0,5 | 1,1 | 2,2 | 2,4 |
| 1983 | 43 | 66 | 4,6 | 1,1 | 75,5 | 136 | 135 | -1,9 | 2,0 | -3,6 | -2,1 |
| 1984 | 43 | 78 | 5,9 | 3,0 | 66,6 | 126 | 116 | 0,4 | 1,3 | 0,3 | 1,2 |
| 1985 | 47 | 93 | 8,6 | 0,1 | 76,6 | 133 | 110 | -1,7 | -0,4 | -2,4 | -2,7 |
| 1986 | 58 | 85 | 7,5 | 2,2 | 75,7 | 113 | 246 | -3,3 | 3,6 | 3,3 | 3,0 |
| 1987 | 28 | 93 | 11,9 | 1,2 | 80,1 | 157 | 130 | -0,4 | 0,8 | 0,1 | 0,4 |
| 1988 | 26 | 121 | 12,1 | 1,3 | 198,2 | 219 | 145 | 0,6 | -1,6 | -2,2 | -2,2 |
| 1991 | 31 | 124 | 14,7 | 0,5 | 217,4 | 330 | 211 | -0,5 | -0,3 | 1,6 | 0,7 |
| 1994 | 36 | 136 | 11,1 | 1,3 | 104,5 | 150 | 164 | -0,1 | -1,2 | 0,2 | -0,7 |
| 1996 | 78 | 109 | 7,0 | 1,3 | 273,6 | 163 | 162 | 0,6 | 1,6 | 1,0 | 1,5 |

Продовження таблиці 5.1

| Рік | D_0 | $D_{нл.л.}$ | T_0 | $T_{нл.л.}$ | $\Sigma \theta^- $ | H_0 | $H_{нл.л.}$ | $I_{ПАК_B}$ | $I_{ПАК_Ж}$ | $I_{ПАК_Л}$ | $I_{ПАК_{ВЖЛ}}$ |
|------|-------|-------------|-------|-------------|--------------------|-------|-------------|-------------|-------------|-------------|-----------------|
| 1997 | 27 | 126 | 12,5 | 1,5 | 255,3 | 227 | 155 | -0,8 | -2,6 | 0,1 | -1,9 |
| 1998 | 45 | 125 | 9,5 | 1,3 | 317,3 | 362 | 180 | -2,0 | 1,0 | 0,9 | 0,4 |
| 1999 | 40 | 123 | 12,2 | 2,1 | 140,8 | 168 | 160 | 0,9 | 0,4 | 0,8 | 1,2 |

| Рік | D_0 | $D_{нл.л.}$ | T_0 | $T_{нл.л.}$ | $\Sigma \theta^- $ | H_0 | $H_{нл.л.}$ | $I_{ПАК_B}$ | $I_{ПАК_Ж}$ | $I_{ПАК_Л}$ | $I_{ПАК_{ВЖЛ}}$ |
|------|-------|-------------|-------|-------------|--------------------|-------|-------------|-------------|-------------|-------------|-----------------|
| 2000 | 60 | 119 | 9,3 | 1,3 | 132,4 | 144 | 187 | 0,2 | 4,5 | 0,0 | 2,8 |
| 2002 | 37 | 86 | 11,1 | 2,6 | 181,5 | 213 | 164 | -4,4 | -2,0 | 1,3 | -2,3 |
| 2003 | 28 | 116 | 11,1 | 1,8 | 132,1 | 171 | 116 | -0,6 | -1,0 | 1,4 | 0,1 |
| 2004 | 52 | 121 | 7,9 | 2,7 | 91,7 | 119 | 134 | 2,0 | -2,0 | -0,2 | -0,4 |
| 2005 | 30 | 112 | 14,5 | 0,4 | 118,6 | 187 | 133 | 1,2 | -1,5 | 0,7 | 0,1 |

Таблиця 5.2

Вихідні дані для факторного аналізу

| Характеристики початку та тривалості похолодання і попереднього накопичення запасу тепла у водній масі | Змінна |
|--|---|
| Кількість днів від 1 жовтня до дати переходу температури повітря через 0 °С | D_0 |
| Кількість днів від 1 жовтня до дати появи плавучого льоду | $D_{пл.л.}$ |
| Температура води в декаду переходу температури повітря через 0 °С | T_0 |
| Температура води в декаду появи плавучого льоду | $T_{пл.л.}$ |
| Сума від'ємних температур повітря від дати переходу температури повітря через 0 °С до дати появи плавучого льоду | $\sum \theta^- $ |
| Рівень води в день переходу температури повітря через 0 °С в день появи плавучого льоду | H_0 |
| Рівень води в день появи плавучого льоду | $H_{пл.л.}$ |
| Місячні індекси Північно – Атлантичного коливання за вересень, жовтень, листопад | $I_{ПАК В}, I_{ПАК Ж}, I_{ПАК Л}$ |
| Сезонний індекс Північно – Атлантичного коливання восени (вересень-листопад) | $I_{ПАК ВЖЛ}$ |
| Місячні індекси Скандинавського коливання за вересень, жовтень, листопад | $I_{СКАНД В}, I_{СКАНД Ж}, I_{СКАНД Л}$ |
| Сезонний індекс Скандинавського коливання восени (вересень-листопад) | $I_{СКАНД ВЖЛ}$ |

H_0 і $H_{пл.л.}$ – рівні води в день переходу температури повітря через 0°С і в день появи плавучого льоду; Q_0 і $Q_{пл.л.}$ – витрати води в день переходу температури повітря через 0°С і в день появи плавучого льоду; $I_{ПАК1}$ і $I_{ПАК2}$

– індекси Північно-Атлантичного коливання у місяць передуючий прогнозу та за два місяці до прогнозу.

$$F(x) = 0,57\Sigma|\theta^-| - 1,78T_0 - 0,02H_0 + 0,04H_{нл.л.} - 0,01Q_0 + 0,001Q_{нл.л.} - 0,60I_{ПАК1} + 0,37I_{ПАК2} + 1,07; \quad (5.36)$$

$$\Delta = 11,8.$$

Отримане рівняння можна оптимізувати. Для цього вибирається той із попередньо призначених предикторів, якому відповідає найбільша відстань Δ . При додаванні наступних чинників число Махаланобіса має суттєво зростати. Оскільки витрати та рівні мають тісний зв'язок, то їх вплив на відстань між виділеними класами можна визнати однаковим. Оскільки матеріали по витратам на багатьох створах відсутні, запропоновано використовувати при побудові дискримінантної функції тільки рівні H_0 і $H_{нл.л.}$. Як видно із табл. 5.4 число Махаланобіса зростає при введенні у дискримінантну функцію чинника пов'язаного із індексом атмосферної циркуляції.

Аналіз отриманих результатів для річок Дністер – м. Могильов-Подільський, Десна – м. Чернігів, Тилігул – смт Березівка викладений у розділі 4 (п. 4.4) дисертаційної роботи, на базі якого встановлено, що найвпливовішими чинниками є наступні:

- для р. Дністер: температура води в декаду появи плавучого льоду; рівень води в день появи плавучого льоду; сума від'ємних температур повітря від дати переходу температури повітря через 0 °С до дати появи плавучого льоду; сезонний індекс Північно – Атлантичного коливання осені (вересень – листопад);

- для р. Десна: температура води в декаду появи плавучого льоду; рівень води в день появи плавучого льоду; сума від'ємних температур повітря

від дати переходу температури повітря через 0 °С до дати появи плавучого льоду; місячний індекс Скандинавського коливання для жовтня;

- для р. Тилігул: температура води в декаду переходу температури повітря через 0°С ; рівень води в день появи плавучого льоду; сума від'ємних температур повітря від дати переходу температури повітря через 0 °С до дати появи плавучого льоду.

Застосування дискримінантної функції дозволяє уникнути суб'єктивності, яка виникає при використанні класичного фізико-статистичного методу, розширити кількість предикторів, всебічно дослідити процес льодоутворення на річці та отримати науково обґрунтоване класифікаційне правило при прогнозуванні досліджуваного явища.

За допомогою ПЕОМ та програмного забезпечення, нами за навчальними класами була отримана лінійна дискримінантна функція спрощеного виду

$$F(x) = a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_mx_m + a_0, \quad (5.37)$$

де $A = (a_1, a_2, \dots, a_m)$ – вектор коефіцієнтів дискримінантної функції;

$X = (x_1, x_2, \dots, x_m)$ – вектор - предиктор;

m – кількість вимірних ознак.

Певна кількість випадків, що не увійшли до навчальних класів 1 і 2 (які знаходяться в області „перетинання” обох навчаючих класів або на межі поділу між класами), була використана для утворення третьої групи («0» нульова група) (табл. 5.3, додаток Е, табл. Е.3, Е.4). Дані по третій групі розглядались як незалежні, за ними виконувалась апробація прогнозної моделі.

Таблиця 5.3

**Масив даних для дискримінантного аналізу
р. Дністер – м. Могильов-Подільський**

(період спостережень 1980-2008 рр.)

| Код спостереженого явища | $T_{нл.л.}$ | $\Sigma \theta^- $ | $H_{нл.л.}$ | $I_{ПАК ВЖЛ}$ | Рік |
|-----------------------------|-------------|--------------------|-------------|---------------|-------|
| 2 | 1,0 | 33,4 | 265 | -2,0 | 19801 |
| 1 | 6,1 | 1,8 | 260 | -0,5 | 19811 |
| 2 | 0,6 | 18,1 | 260 | -0,5 | 19812 |
| 2 | 1,2 | 92,0 | 135 | 2,4 | 19821 |
| 2 | 1,1 | 75,5 | 116 | -2,1 | 19831 |
| 1 | 3,7 | 18,3 | 114 | 1,2 | 19841 |
| 2 | 3,0 | 66,6 | 110 | 1,2 | 19842 |
| 0 | 0,4 | 149 | 246 | -2,7 | 19851 |
| 1 | 7,5 | 1,2 | 113 | 3,0 | 19861 |
| 2 | 7,5 | 75,7 | 130 | 3,0 | 19862 |
| 1 | 4,2 | 50,2 | 149 | 0,4 | 19871 |
| 2 | 1,3 | 156 | 145 | 0,4 | 19872 |
| 1 | 4,3 | 123 | 169 | -2,2 | 19881 |
| 1 | 3,4 | 123 | 151 | -0,6 | 19891 |
| 1 | 4,9 | 28,9 | 136 | -0,8 | 19901 |
| 2 | 0,5 | 113 | 211 | -0,8 | 19902 |
| 1 | 3,6 | 59,6 | 151 | 0,7 | 19911 |
| 1 | 9,1 | 31,6 | 146 | 0,7 | 19912 |
| 1 | 2,5 | 95,7 | 151 | 0,6 | 19921 |
| 2 | 1,3 | 182 | 164 | 0,1 | 19931 |
| 1 | 3,9 | 81,4 | 152 | -0,7 | 19941 |
| 1 | 9,4 | 14,1 | 171 | -2,0 | 19951 |
| 1 | 3,3 | 75,6 | 134 | 2,8 | 20001 |

Продовження таблиці 5.3

| Код спостереженого явища | $T_{нл.л.}$ | $\Sigma \theta^- $ | $H_{нл.л.}$ | $I_{ПАК ВЖЛ}$ | Рік |
|-----------------------------|-------------|--------------------|-------------|---------------|-------|
| 1 | 8,6 | 24,0 | 130 | 0,4 | 20011 |
| 1 | 11,1 | 1,3 | 252 | -2,3 | 20021 |
| 2 | 2,6 | 179,9 | 164 | -2,3 | 20022 |
| 1 | 6,7 | 5,0 | 118 | 0,1 | 20031 |
| 2 | 1,8 | 85,3 | 116 | 0,1 | 20032 |
| 1 | 7,9 | 8,2 | 256 | -0,4 | 20041 |
| 2 | 2,7 | 39,1 | 134 | -0,4 | 20042 |
| 1 | 5,4 | 20,2 | 146 | 0,1 | 20051 |
| 2 | 3,1 | 77,7 | 133 | 0,1 | 20052 |
| 1 | 5,0 | 22,8 | 217 | -0,9 | 20061 |
| 1 | 3,1 | 117,2 | 168 | -0,3 | 20071 |
| 1 | 5,5 | 31,5 | 178 | 2,4 | 20081 |

Пояснення до таблиці 5.3:

Код спостереженого явища: 1 – випадок відноситься до класу 1 (льод не утворюється); 2 – випадок відноситься до класу 2 (льод утворюється); 0 – випадок попадає в зону перекриття класів; $T_{нл.л.}$ - температура води в декаду появи плавучого льоду; $\Sigma|\theta^-|$ - сума від'ємних температур повітря від дати переходу температури повітря через 0 °С до дати появи плавучого льоду; $H_{нл.л.}$ - рівень води в день появи плавучого льоду; $I_{ПАК ВЖЛ}$ - сезонний індекс Північно-Атлантичного коливання; „Рік” – рік вказується п'ятизначним числом, разом із індексом, який свідчить про порядковий номер спостереженого випадку в даному році, н-д. 19801, 19802, 19803, і т.д.

Приклади дискримінантних функцій, отриманих як вирішальне правило розпізнавання наведені у табл. 5.4, 5.5, 5.6.

Таблиця 5.4

Проміжні варіанти прогнозних рівнянь, отриманих за дискримінантною функцією для р. Дністер – м. Могильов-Подільський

| Дискримінантна функція | Число Махаланобіса |
|---|--------------------|
| $F(x) = -1,14T_0 + 0,37\Sigma \theta^- + 2,57$ | $\Delta = 7,08$ |
| $F(x) = -1,22T_0 + 0,41\Sigma \theta^- - 0,02H_0 + 6,62$ | $\Delta = 7,95$ |
| $F(x) = -1,30T_0 + 0,39\Sigma \theta^- - 0,04D_{нл.л.} + 5,70$ | $\Delta = 7,99$ |
| $F(x) = -0,87T_0 + 0,39\Sigma \theta^- + 0,08D_0 - 3,35$ | $\Delta = 8,30$ |
| $F(x) = -1,18T_0 + 0,42\Sigma \theta^- - 0,02H_0 - 0,02H_{нл.л.} + 7,92$ | $\Delta = 8,36$ |
| $F(x) = -0,76T_0 + 0,44\Sigma \theta^- - 0,03H_0 + 0,13D_0 - 1,69$ | $\Delta = 9,67$ |
| $F(x) = -6,94T_{нл.л.} - 0,03H_{нл.л.} + 0,02\Sigma \theta^- - 0,03I_{ПАК В} + 18,3$ | $\Delta = 14,6$ |

Таблиця 5.5

Проміжні варіанти прогнозних рівнянь, отриманих за дискримінантною функцією для р. Десна – м. Чернігів

| Дискримінантна функція | Число Махаланобіса |
|--|--------------------|
| $F(x) = 1,10T_{нл.л.} - 0,15\Sigma \theta^- + 0,01H_0 - 2,67$ | $\Delta = 5,97$ |
| $F(x) = 1,12T_{нл.л.} - 0,16\Sigma \theta^- + 0,01H_{нл.л.} - 3,33$ | $\Delta = 6,07$ |
| $F(x) = 1,33T_0 - 0,26\Sigma \theta^- + 0,01H_0 - 3,54$ | $\Delta = 7,68$ |
| $F(x) = 1,23T_{нл.л.} - 0,20\Sigma \theta^- + 0,01H_0 - 3,65$ | $\Delta = 8,66$ |
| $F(x) = 1,27T_{нл.л.} - 0,23\Sigma \theta^- + 0,02H_{нл.л.} - 0,26I_{СКАНД_B} - 4,86$ | $\Delta = 9,24$ |
| $F(x) = 1,30T_{нл.л.} - 0,23\Sigma \theta^- + 0,01H_{нл.л.} + 0,52I_{СКАНД_Л} - 4,35$ | $\Delta = 9,39$ |
| $F(x) = 1,29T_{нл.л.} - 0,23\Sigma \theta^- + 0,01H_{нл.л.} + 0,77I_{СКАНД_ВЖЛ} - 4,38$ | $\Delta = 9,41$ |

Таблиця 5.6

Проміжні варіанти прогнозних рівнянь, отриманих за дискримінантною функцією для р. Тилігул – смт Березівка

| Дискримінантна функція | Число Махаланобіса |
|--|--------------------|
| $F(x) = 2,00T_{нл.л.} - 0,05\Sigma \theta^- + 0,06H_{нл.л.} - 0,54I_{ПАК_Ж} - 12,1$ | $\Delta = 6,97$ |
| $F(x) = 1,06T_0 - 0,24\Sigma \theta^- - 5,09$ | $\Delta = 7,10$ |
| $F(x) = 1,06T_0 - 0,25\Sigma \theta^- + 0,01H_0 - 6,25$ | $\Delta = 7,18$ |
| $F(x) = 1,09T_0 - 0,26\Sigma \theta^- + 0,02H_{нл.л.} - 7,04$ | $\Delta = 7,27$ |
| $F(x) = 2,14T_{нл.л.} - 0,04\Sigma \theta^- + 0,05H_{нл.л.} - 1,00I_{ПАК_ВЖЛ} - 12,1$ | $\Delta = 7,88$ |
| $F(x) = 1,13T_0 - 0,57\Sigma \theta^- - 2,72$ | $\Delta = 10,0$ |

Прогноз дати появи льодових явищ випускається кожен день після переходу температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Для прогнозу використовується температура води за останню декаду, рівень води в день випуску прогнозу, сума накопичених від'ємних температур повітря, індекс атмосферної циркуляції за попередні місяці або місяць. Допустима похибка становить 2 доби. Прогноз за дискримінантною функцією випускається таким чином:

якщо $F(x) \geq 0$ – прогнозується поява льодових явищ;

якщо $F(x) < 0$ – льодові явища не прогнозуються.

Прогнозною датою появи льодових явищ $D'_{нл.л.}$ є дата, коли:

$$D'_{нл.л.} = D_{F(x) \geq 0} \quad (5.38)$$

де $D'_{пл.л.}$ – прогнозна дата появи льодових явищ; $D_{F(x) \geq 0}$ – дата, на яку дискримінантна функція $F(x)$ за конкретних гідрометеорологічних умов стає рівною або більшою за нуль.

Для випуску прогнозу запропоновані дискримінантні функції виду:

для р. Дністер у створі м. Могильов-Подільський отримане прогнозне рівняння

$$F(x) = -6,71T_{пл.л.} - 0,03H_{пл.л.} + 0,02\Sigma|\theta^-| - 0,58I_{ПАК_{ВЖЛ}} + 18,4; \quad (5.39)$$

$$\Delta = 15,6;$$

для р. Десна у створі м. Чернігів отримане прогнозне рівняння

$$F(x) = -1,72T_{пл.л.} - 0,01H_{пл.л.} + 0,21\Sigma|\theta^-| - 1,83I_{СКАНЦ_{Ж}} + 3,78; \quad (5.40)$$

$$\Delta = 11,5;$$

для р. Тилігул у створі смт Березівка отримане прогнозне рівняння

$$F(x) = 1,16T_0 + 0,02H_{пл.л.} - 0,61\Sigma|\theta^-| - 4,77; \quad (5.41)$$

$$\Delta = 10,3.$$

Загальна кількість перевірних прогнозів становить 532. Загальна тривалість спостережень дорівнює 28 років (з 1980 по 2008 рр.). Перевірні прогнози виконані за наведеними рівняннями дискримінантної функції показали, що забезпеченість прогнозів P для створу р. Дністер – м. Могильов-Подільський дорівнює 89% (табл. 5.7), для створу р. Десна – м. Чернігів – 85% (Додаток Є, табл. Є.1), для створу р. Тилігул – смт Березівка – 82% (Додаток Д, табл. Є.2).

Отже, за запропонованою методикою перевірні прогнози відповідають вимогам критерію якості (число Махаланобіса) і мають кращу забезпеченість

у порівнянні з традиційним фізико-статистичним прогнозом, в результаті якого були отримані показники нижчої якості (табл. 5.8).

Таблиця 5.7

Перевірні прогнози за дискримінантною функцією $F(x) = -6,71T_{нл.л.} - 0,03H_{нл.л.} + 0,02\Sigma|\theta^-| - 0,58I_{ПАК_{ВЖЛ}} + 18,4$

р. Дністер – м. Могильов-Подільський 1980-2008 рр. (* – стан об'єкту „чисто”, льод не утворюється)

| № з/п | Рік | $D_{нл.л.}$ | D_0 | $T_{нл.л.},$ °C | $H_{нл.л.},$ м | $\Sigma \theta^- ,$ °C | $I_{ПАК_{ВЖЛ}}$ | $F(x)$ | $D'_{нл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|--------------------|-------------------|------------------------|-----------------|--------|--------------|---------------------|-------------|
| 1 | 1980 | * | 2.11 | 3,7 | 242 | 13,6 | -2,0 | -12,3 | * | 0 | виправдався |
| 2 | 1980 | 4.12 | 2.12 | 1,0 | 260 | 3,4 | -2,0 | 5,12 | 2.12 | -2 | виправдався |
| 3 | 1980 | 7.12 | 5.12 | 1,0 | 190 | 0,8 | -2,0 | 7,17 | 5.12 | -2 | виправдався |
| 4 | 1981 | * | 9.11 | 6,1 | 229 | 1,8 | -0,5 | -29,1 | * | 0 | виправдався |
| 5 | 1981 | * | 17.11 | 2,5 | 156 | 4,6 | -0,5 | -2,67 | * | 0 | виправдався |
| 6 | 1981 | 15.11 | 11.11 | 0,6 | 181 | 5,5 | -0,5 | 9,34 | 14.11 | -1 | виправдався |
| 7 | 1981 | 7.01 | 7.01 | 0,5 | 323 | 2,3 | -0,5 | 5,69 | 7.01 | 0 | виправдався |
| 8 | 1982 | * | 6.11 | 8,1 | 140 | 13,0 | 2,4 | -41,3 | * | 0 | виправдався |
| 9 | 1982 | * | 23.11 | 5,1 | 139 | 1,7 | 2,4 | -21,4 | * | 0 | виправдався |
| 10 | 1982 | * | 4.12 | 3,2 | 144 | 14,8 | 2,4 | -8,49 | * | 0 | виправдався |
| 11 | 1982 | * | 30.12 | 3,1 | 146 | 18,5 | 2,4 | -7,80 | * | 0 | виправдався |
| 12 | 1982 | * | 24.01 | 1,7 | 226 | 6,4 | 2,4 | -1,05 | * | 0 | виправдався |
| 13 | 1982 | * | 3.02 | 1,7 | 235 | 7,2 | 2,4 | -1,31 | * | 0 | виправдався |

Продовження таблиці 5.7

| № з/п | Рік | $D_{нл.л.}$ | D_0 | $T_{нл.л.},$ °C | $H_{нл.л.},$ м | $\Sigma \theta^- ,$ °C | $I_{ПАК_{ВЖЛ}}$ | $F(x)$ | $D'_{нл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|--------------------|-------------------|------------------------|-----------------|--------|--------------|---------------------|----------------|
| 14 | 1982 | 18.02 | 14.02 | 1,2 | 155 | 1,5 | 2,4 | 4,34 | 14.02 | -4 | не виправдався |
| 15 | 1983 | * | 12.11 | 4,6 | 137 | 43,3 | -2,2 | -14,4 | * | 0 | виправдався |

| | | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|-----|------|------|-------|-------|----|----------------|
| 16 | 1983 | 5.12 | 1.12 | 1,1 | 134 | 3,1 | -2,2 | 8,34 | 1.12 | -4 | не виправдався |
| 17 | 1983 | 13.01 | 6.01 | 1,6 | 120 | 1,3 | -2,2 | 5,37 | 6.01 | -7 | не виправдався |
| 18 | 1983 | 29.01 | 27.01 | 0,9 | 115 | 3,9 | -2,2 | 10,3 | 28.01 | -1 | виправдався |
| 19 | 1984 | * | 12.11 | 5,9 | 124 | 32,1 | 1,2 | -25,0 | * | 0 | виправдався |
| 20 | 1984 | * | 2.12 | 3,7 | 114 | 18,3 | 1,2 | -10,2 | * | 0 | виправдався |
| 21 | 1984 | 17.12 | 14.12 | 3,0 | 110 | 17,8 | 1,2 | -5,37 | * | - | не виправдався |
| 22 | 1984 | 25.12 | 21.12 | 1,5 | 110 | 7,6 | 1,2 | 4,49 | 23.12 | -2 | виправдався |
| 23 | 1985 | * | 16.11 | 8,6 | 162 | 43,3 | -2,7 | -41,7 | * | 0 | виправдався |
| 24 | 1985 | * | 18.12 | 5,3 | 195 | 9,8 | -2,7 | -21,3 | * | 0 | виправдався |
| 25 | 1985 | * | 23.12 | 4,4 | 189 | 5,9 | -2,7 | -15,1 | * | 0 | виправдався |
| 26 | 1985 | * | 31.12 | 4,4 | 245 | 44,0 | -2,7 | -16,0 | * | 0 | виправдався |
| 27 | 1985 | * | 17.01 | 3,1 | 177 | 13,6 | -2,7 | -5,87 | * | 0 | виправдався |
| 28 | 1985 | 3.02 | 1.02 | 0,4 | 236 | 4,7 | -2,7 | 10,3 | 1.02 | -2 | виправдався |

Продовження таблиці 5.7

| № з/п | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_{пл.л.},$ °C | $H_{пл.л.},$ м | $\Sigma \theta^- ,$ °C | $I_{ПАК_{ВЖЛ}}$ | $F(x)$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|-------|------|-------------|-------|--------------------|-------------------|------------------------|-----------------|--------|--------------|---------------------|----------------|
| 29 | 1986 | * | 27.11 | 7,5 | 113 | 1,2 | 3,0 | -37,0 | * | 0 | виправдався |
| 30 | 1986 | * | 8.12 | 6,3 | 122 | 55,5 | 3,0 | -28,2 | * | 0 | виправдався |
| 31 | 1986 | 24.12 | 21.12 | 2,2 | 119 | 82,0 | 3,0 | -0,03 | * | - | не виправдався |
| 32 | 1987 | * | 28.10 | 11,9 | 157 | 1,1 | 0,4 | -66,4 | * | 0 | виправдався |
| 33 | 1987 | * | 5.12 | 6,0 | 149 | 50,2 | 0,4 | -25,6 | * | 0 | виправдався |
| 34 | 1987 | * | 23.12 | 4,1 | 121 | 26,5 | 0,4 | -12,4 | * | 0 | виправдався |
| 35 | 1987 | * | 15.01 | 3,6 | 162 | 5,7 | 0,4 | -10,7 | * | 0 | виправдався |
| 36 | 1987 | 29.01 | 20.01 | 3,4 | 145 | 85,7 | 0,4 | -7,28 | * | - | не виправдався |
| 37 | 1988 | * | 26.10 | 12,1 | 251 | 3,4 | -2,2 | -56,6 | * | 0 | виправдався |

| | | | | | | | | | | | |
|----|------|---|-------|-----|-----|------|------|-------|---|---|-------------|
| 38 | 1988 | * | 4.11 | 9,8 | 172 | 17,3 | -2,2 | -43,2 | * | 0 | виправдався |
| 39 | 1988 | * | 9.11 | 9,8 | 146 | 17,2 | -2,2 | -43,7 | * | 0 | виправдався |
| 40 | 1988 | * | 20.11 | 8,1 | 270 | 34,1 | -2,2 | -30,3 | * | 0 | виправдався |
| 41 | 1988 | * | 1.12 | 5,1 | 164 | 18,6 | -2,2 | -19,1 | * | 0 | виправдався |
| 42 | 1988 | * | 15.12 | 4,7 | 147 | 24,8 | -2,2 | -15,8 | * | 0 | виправдався |
| 43 | 1989 | * | 17.11 | 9,4 | 220 | 15,6 | -0,6 | -50,6 | * | 0 | виправдався |

Продовження таблиці 5.7

| № з/п | Рік | $D_{нл.л.}$ | D_0 | $T_{нл.л.},$ °C | $H_{нл.л.},$ м | $\Sigma \theta^- , \text{°C}$ | $I_{ПАК_{ВЖЛ}}$ | $F(x)$ | $D'_{нл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|--------------------|-------------------|-------------------------------|-----------------|--------|--------------|---------------------|----------------|
| 44 | 1989 | * | 24.11 | 7,5 | 192 | 26,9 | -0,6 | -36,8 | * | 0 | виправдався |
| 45 | 1989 | * | 8.12 | 6,0 | 186 | 35,8 | -0,6 | -26,4 | * | 0 | виправдався |
| 46 | 1989 | * | 29.12 | 5,1 | 207 | 43,7 | -0,6 | -20,8 | * | 0 | виправдався |
| 47 | 1990 | * | 2.12 | 7,6 | 141 | 10,0 | -0,8 | -36,2 | * | 0 | виправдався |
| 48 | 1990 | * | 17.12 | 7,0 | 128 | 29,7 | -0,8 | -31,4 | * | 0 | виправдався |
| 49 | 1990 | * | 14.01 | 4,3 | 176 | 32,8 | -0,8 | -14,6 | * | 0 | виправдався |
| 50 | 1990 | 01.02 | 28.01 | 3,2 | 142 | 114,0 | -0,8 | -4,59 | * | - | не виправдався |
| 51 | 1991 | * | 18.10 | 14,7 | 316 | 59,4 | 0,7 | -88,9 | * | 0 | виправдався |
| 52 | 1991 | * | 31.10 | 14,7 | 154 | 21,7 | 0,7 | -84,8 | * | 0 | виправдався |
| 53 | 1991 | * | 18.11 | 10,6 | 195 | 31,6 | 0,7 | -58,4 | * | 0 | виправдався |
| 54 | 1992 | * | 24.11 | 8,2 | 264 | 1,6 | 0,6 | -44,9 | * | 0 | виправдався |
| 55 | 1992 | * | 30.11 | 8,2 | 235 | 11,5 | 0,6 | -43,8 | * | 0 | виправдався |
| 56 | 1993 | * | 31.10 | 12,7 | 169 | 1,1 | 0,1 | -71,9 | * | 0 | виправдався |
| 57 | 1993 | * | 1.01 | 3,5 | 140 | 0,6 | 0,1 | -9,33 | * | 0 | виправдався |
| 58 | 1993 | 13.02 | 12.02 | 1,3 | 150 | 10,8 | 0,1 | 5,34 | 12.02 | -1 | виправдався |

Продовження таблиці 5.7

| № з/п | Рік | $D_{нл.л.}$ | D_0 | $T_{нл.л.},$ °C | $H_{нл.л.},$ с м | $\Sigma \theta^- ,$ °C | $I_{ПАК_{ВЖЛ}}$ | $F(x)$ | $D'_{нл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|--------------------|------------------------|------------------------|-----------------|--------|--------------|---------------------|----------------|
| 59 | 1994 | * | 5.11 | 11,1 | 161 | 4,5 | -0,7 | -60,4 | * | 0 | виправдався |
| 60 | 1994 | * | 12.11 | 9,3 | 165 | 5,7 | -0,7 | -48,4 | * | 0 | виправдався |
| 61 | 1994 | * | 1.12 | 6,6 | 157 | 2,2 | -0,7 | -30,2 | * | 0 | виправдався |
| 62 | 1994 | * | 16.12 | 6,2 | 147 | 49,4 | -0,7 | -26,2 | * | 0 | виправдався |
| 63 | 1995 | * | 6.11 | 11,0 | 171 | 14,1 | -2,0 | -59,1 | * | 0 | виправдався |
| 64 | 1995 | * | 22.11 | 7,9 | 204 | 21,6 | -2,0 | -39,1 | * | 0 | виправдався |
| 65 | 1996 | * | 17.12 | 7,0 | 163 | 3,4 | 1,5 | -34,3 | * | 0 | виправдався |
| 66 | 1996 | * | 17.01 | 2,9 | 150 | 11,4 | 1,5 | -6,20 | * | 0 | виправдався |
| 67 | 1997 | * | 27.10 | 12,5 | 278 | 5,5 | -1,9 | -72,6 | * | 0 | виправдався |
| 68 | 1997 | * | 21.11 | 7,9 | 145 | 4,2 | -1,9 | -37,8 | * | 0 | виправдався |
| 69 | 1997 | * | 6.12 | 6,7 | 184 | 11,3 | -1,9 | -30,8 | * | 0 | виправдався |
| 70 | 1997 | * | 15.12 | 5,2 | 188 | 57,1 | -1,9 | -19,9 | * | 0 | виправдався |
| 71 | 1997 | 2.02 | 22.01 | 2,1 | 180 | 43,6 | -1,9 | 0,88 | 31.01 | -2 | виправдався |
| 72 | 1998 | 31.01 | 18.01 | 2,5 | 192 | 53,1 | 0,4 | -3,31 | * | - | не виправдався |
| 73 | 1999 | * | 9.11 | 12,2 | 179 | 4,8 | 1,2 | -69,4 | * | 0 | виправдався |

Продовження таблиці 5.7

| № з/п | Рік | $D_{нл.л.}$ | D_0 | $T_{нл.л.},$ °C | $H_{нл.л.},$ с м | $\Sigma \theta^- ,$ °C | $I_{ПАК_{ВЖЛ}}$ | $F(x)$ | $D'_{нл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|--------------------|------------------------|------------------------|-----------------|--------|--------------|---------------------|-------------|
| 74 | 1999 | * | 24.11 | 8,2 | 251 | 25,6 | 1,2 | -44,3 | * | 0 | виправдався |
| 75 | 1999 | * | 30.11 | 8,2 | 186 | 1,5 | 1,2 | -42,9 | * | 0 | виправдався |
| 76 | 1999 | * | 21.12 | 4,4 | 157 | 33,6 | 1,2 | -15,9 | * | 0 | виправдався |

| | | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|------|-----|------|------|-------|------|---|----------------|
| 77 | 1999 | * | 30.12 | 4,4 | 211 | 15,7 | 1,2 | -17,8 | * | 0 | виправдався |
| 78 | 1999 | 27.01 | 8.01 | 4,1 | 189 | 92,5 | 1,2 | -13,6 | * | - | не виправдався |
| 79 | 2000 | * | 29.11 | 9,3 | 157 | 5,7 | 2,8 | -50,2 | * | 0 | виправдався |
| 80 | 2000 | * | 20.12 | 8,6 | 130 | 24,0 | 2,8 | -44,4 | * | 0 | виправдався |
| 81 | 2000 | * | 12.01 | 4,5 | 137 | 39,1 | 2,8 | -16,8 | * | 0 | виправдався |
| 82 | 2001 | * | 21.11 | 8,8 | 273 | 1,9 | 0,4 | -49,0 | * | 0 | виправдався |
| 83 | 2001 | * | 28.11 | 8,8 | 214 | 1,0 | 0,4 | -47,3 | * | 0 | виправдався |
| 84 | 2002 | * | 6.11 | 11,1 | 252 | 1,3 | -2,3 | -62,3 | * | 0 | виправдався |
| 85 | 2002 | 1.01 | 31.12 | 2,6 | 148 | 17,5 | -2,3 | -1,80 | * | - | не виправдався |
| 86 | 2002 | 5.01 | 5.01 | 2,1 | 138 | 2,5 | -2,3 | 1,55 | 5.01 | 0 | виправдався |
| 87 | 2003 | * | 3.12 | 6,7 | 118 | 5,0 | 0,1 | -30,1 | * | 0 | виправдався |
| 88 | 2003 | * | 7.12 | 6,7 | 114 | 1,4 | 0,1 | -30,0 | * | 0 | виправдався |

Продовження таблиці 5.7

| № з/п | Рік | $D_{нл.л.}$ | D_0 | $T_{нл.л.},$ °C | $H_{нл.л.},$ с м | $\Sigma \theta^- ,$ °C | $I_{ПАК ВЖЛ}$ | $F(x)$ | $D'_{нл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|--------------------|------------------------|------------------------|---------------|--------|--------------|---------------------|----------------|
| 89 | 2003 | * | 24.12 | 4,7 | 117 | 30,6 | 0,1 | -16,1 | * | 0 | виправдався |
| 90 | 2004 | * | 21.11 | 7,9 | 256 | 8,2 | -0,4 | -41,9 | * | 0 | виправдався |
| 91 | 2004 | * | 14.12 | 5,6 | 151 | 34,3 | -0,4 | -22,8 | * | 0 | виправдався |
| 92 | 2004 | * | 17.01 | 4,0 | 129 | 6,3 | -0,4 | -12,0 | * | 0 | виправдався |
| 93 | 2004 | 1.01 | 23.01 | 2,7 | 134 | 39,1 | -0,4 | -2,72 | * | - | не виправдався |
| 94 | 2005 | * | 21.11 | 8,2 | 127 | 10,6 | 0,1 | -40,3 | * | 0 | виправдався |
| 95 | 2005 | * | 10.12 | 7,7 | 126 | 5,6 | 0,1 | -37,0 | * | 0 | виправдався |
| 96 | 2005 | * | 18.12 | 6,2 | 139 | 18,5 | 0,1 | -27,1 | * | 0 | виправдався |
| 97 | 2005 | 20.01 | 4.01 | 4,6 | 133 | 77,7 | 0,1 | -15,0 | * | - | не виправдався |
| 98 | 2006 | * | 6.11 | 10,9 | 129 | 1,2 | -0,9 | -58,1 | * | 0 | виправдався |

| | | | | | | | | | | | |
|-----|------|---|-------|-----|-----|------|------|-------|---|---|-------------|
| 99 | 2006 | * | 26.12 | 6,1 | 125 | 4,8 | -0,9 | -25,7 | * | 0 | виправдався |
| 100 | 2006 | * | 25.01 | 5,0 | 217 | 22,8 | -0,9 | -20,7 | * | 0 | виправдався |
| 101 | 2007 | * | 17.11 | 9,3 | 193 | 6,8 | -0,3 | -49,5 | * | 0 | виправдався |
| 102 | 2007 | * | 29.11 | 8,1 | 244 | 3,7 | -0,3 | -43,0 | * | 0 | виправдався |
| 103 | 2007 | * | 13.12 | 5,1 | 213 | 8,4 | -0,3 | -21,9 | * | 0 | виправдався |

Продовження таблиці 5.7

| № з/п | Рік | $D_{нл.л.}$ | D_0 | $T_{нл.л.},$ °C | $H_{нл.л.},$ см | $\Sigma \theta^- ,$ °C | $I_{ПАК_{ВЖЛ}}$ | $F(x)$ | $D'_{нл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|--------------------|--------------------|------------------------|-----------------|--------|--------------|---------------------|-------------|
| 104 | 2008 | * | 13.12 | 6,7 | 148 | 6,7 | 2,4 | -32,3 | * | 0 | виправдався |
| 105 | 2008 | * | 24.12 | 5,5 | 178 | 31,5 | 2,4 | -24,6 | * | 0 | виправдався |

$$P = ((105-12) / 105) * 100\% = 89 \%$$

Позначення: $D_{нл.л.}$ - фактична дата появи льоду на річці; D_0 - дата переходу температури повітря через 0 °C до від'ємних значень; $T_{нл.л.}$ - декадна температура води у річці на прогнозну дату появи плаваючого льоду, °C; $H_{нл.л.}$ - рівень води у річці на прогнозну дату появи плаваючого льоду, см; $\Sigma|\theta^-|$ - сума від'ємних температур повітря від дати D_0 до дати $D'_{нл.л.}$; $I_{ПАК_{ВЖЛ}}$ - сезонний індекс Північно-Атлантичного коливання осені (вересень – листопад); $F(x)$ - дискримінантна функція, розрахована за конкретних гідрометеорологічних умов; якщо $F(x) \geq 0$, то льодові явища будуть спостерігатися на річці і навпаки, якщо $F(x) < 0$, то льод на річці не утвориться; $D'_{нл.л.}$ - прогнозна дата появи плаваючого льоду; δ – похибка у днях; * - льод не утворюється

Таблиця 5.8

Порівняння результатів перевірних прогнозів за фізико-статистичним методом та за дискримінантною функцією

| Річка-Пункт | Забезпеченість перевірних прогнозів за фізико-статистичним методом, % | Забезпеченість перевірних прогнозів за дискримінантною функцією, % |
|-----------------------------------|---|--|
| Дністер – м. Могильов-Подільський | 79 | 89 |
| Десна – м. Чернігів | 80 | 85 |
| Тилігул – смт Березівка | 77 | 82 |

Висновок до Розділу 5

В дисертаційному дослідженні представлений алгоритм прогнозування льодових явищ на річках із застосуванням методів багатовимірного статистичного аналізу. Апробація запропонованого алгоритму виконувалась для річок Дністер – м. Могильов-Подільський, Десна – м. Чернігів та Тилігул – смт Березівка за період спостережень з 1980 по 2008 р.

На основі результатів факторного аналізу був сформований масив даних із врахуванням найбільш впливових чинників льодоутворення.

Нами показано, що дискримінантна функція є більш ефективною порівняно з методом фізико-статистичних залежностей. Перевірні прогнози, виконані за дискримінантними рівняннями, показали кращу забезпеченість у порівнянні з традиційним фізико-статистичним прогнозом: для створу р. Дністер – м. Могильов-Подільський $P = 89\%$, для створу р. Десна – м. Чернігів – 85% , для створу р. Тилігул – смт Березівка – 82% , тоді як за фізико-статистичним методом забезпеченість для відповідних створів становить 79, 80, 77%. Перевагами даної методики також є використання наукового обґрунтованого прогнозного рівняння, яке виключає вплив суб'єктивності, не обмежує кількості предикторів і може бути розраховане за допомогою ПЕОМ, чим скорочує трудомісткість роботи прогнозиста.

ВИСНОВКИ

В дисертаційній роботі вирішено нову задачу обґрунтування методики короткострокових прогнозів появи льодових утворень на річках України з використанням методів багатовимірного статистичного аналізу.

В результаті виконаної роботи можна зробити такі висновки:

1. Установлено, що в сучасних кліматичних умовах спостерігаються значні зміни термічного і льодового режимів річок України, а саме:

- у період 1989-2008 рр. відбувається зростання середньомісячних температур повітря на початку року (січень-березень): +2,3 °С (м. Могильов-Подільський), + 3,4 °С (м. Чернігів), +2,3 °С (сmt Березівка); в кінці року (жовтень-грудень): +0,2 °С (м. Могильов-Подільський), + 0,2 °С (м. Чернігів), +0,5 °С (сmt Березівка);

- кількість днів від переходу температури повітря через 0 °С до появи льодових явищ в останні десятиріччя збільшилась: від 20 до 65 днів;

- підвищення середньомісячної температура води у річках після 1989 року у холодний період року (листопад – березень) становить: +2,4 °С (р. Дністер), +0,4 °С (р. Десна), +0,3 °С (р. Тилігул).

- зміщення строків появи та закінчення льодових явищ: після 1989 р. початок льодоутворення відбувається пізніше на 43 доби (р. Дністер), на 8 днів (р. Десна), на 11 днів (р. Тилігул). Закінчення льодових явищ відбувається раніше на 30 днів (р. Дністер), на 9 днів (р. Десна), на 5 днів (р. Тилігул). Тривалість періоду льодового режиму скоротилась в середньому, на 62 доби (р. Дністер), на 12 днів (р. Десна), на 16 днів (р. Тилігул), на р. Дністер у створі м. Могильов-Подільський після 1986 р. льодостав взагалі відсутній.

2. Установлений вплив Північно-Атлантичного (ПАК) та Скандинавського (СКАНД) коливальних на гідрологічний та льодовий режими

річок України. Виявлені статистично значущі лінійні зв'язки між температурними характеристиками повітря й води та індексами атмосферної циркуляції ($I_{\text{ПАК}}$, $I_{\text{СКАНД}}$) у період похолодання, утворення льодових явищ та скресання на річках. Показано, що на річках зони недостатнього зволоження, прикладом яких є річка Тилігул, вплив великомасштабних атмосферних процесів на формування льодових явищ не є значущим.

3. На основі застосування факторного аналізу до масивів даних, що містять у собі інформацію про характеристики процесу льодоутворення, були виділені основні предиктори, які рекомендуються до застосування при побудові розв'язувального правила на основі дискримінантної функції. Установлено, що процес льодоутворення може бути описаний трьома факторами, які описують більш 70 % вихідної інформації.

4. Визначені головні чинники процесу льодоутворення на основі результатів факторного аналізу:

- температура води в декаду переходу температури повітря через 0 °С;
- температура води в декаду появи плавучого льоду;
- сума від'ємних температур повітря від дати переходу температури повітря через 0 °С до дати появи плавучого льоду;
- рівень води в день появи плавучого льоду;
- місячні та сезонні індекси ПАК і СКАНД.

5. Розроблений алгоритм прогнозування льодових явищ на річках із застосуванням методів багатовимірною статистичного аналізу. Апробація запропонованого алгоритму до прогнозів дат появи льодових явищ виконувалась для річок Дністер, Десна та Тилігул за період спостережень з 1980 по 2008 р.

За представленим алгоритмом розроблена методика короткострокового прогнозу дат появи плавучого льоду із використанням дискримінантного аналізу. Перевірні прогнози, виконані за побудованими дискримінантними

функціями у кількості 532, показали таку забезпеченість: р. Дністер $P = 89 \%$, р. Десна – 85% , р. Тилігул – 82% . За фізико-статистичним методом забезпеченість прогнозів для цих річок становить – $79, 80, 77 \%$, відповідно.

6. Показано, що прогнозні методики, побудовані за дискримінантною функцією, при прогнозах появи льодових явищ є більш ефективними порівняно із методом прогнозу на основі фізико-статистичних залежностей.

7. Як один із можливих чинників формування льодових явищ пропонується використовувати індекси великомасштабних атмосферних процесів. При прогнозах осінніх льодових явищ рекомендується застосування індексів ПАК (західна Україна) та СКАНД (північно-східна Україна) осінніх місяців.

Запропонований підхід рекомендуються до використання у прогнозних відділах управлінь гідрометеорологічної служби при побудові прогнозних методик дат появи льодових явищ, установлення льодоставу, дат руйнування льодового покриву та припинення льодових явищ. У перспективі аналогічний підхід може використовуватися для дослідження формування стійкого льодоставу та скресання льоду на річках.

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

На правах рукопису

КУЗА АНТОНІНА МИКОЛАЇВНА

УДК 556.124

ОБҐРУНТУВАННЯ ПРОГНОЗУ ПОЯВИ ЛЬОДОВИХ ЯВИЩ НА
ОСНОВІ ДИСКРИМІНАНТНОЇ ФУНКЦІЇ В УМОВАХ РІВНИННИХ РІЧОК
УКРАЇНИ

11.00.07 – гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата географічних наук

Науковий керівник

Лобода Наталія Степанівна

доктор географічних наук, професор

Одеса – 2013

ЗМІСТ

| | |
|---|----|
| ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ..... | 4 |
| ВСТУП..... | 6 |
| РОЗДІЛ 1. ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЬОДОВОГО РЕЖИМУ РІЧОК УКРАЇНИ..... | 12 |
| 1.1. Характеристики льодового режиму..... | 12 |
| 1.2. Процеси охолодження та замерзання річок..... | 16 |
| 1.3. Метеорологічні характеристики зимового сезону..... | 20 |
| 1.4. Дослідження льодових явищ на території України..... | 25 |
| РОЗДІЛ 2. СУЧАСНИЙ СТАН В ГАЛУЗІ РОЗРАХУНКУ ТА ПРОГНОЗУ ЛЬОДОВИХ ЯВИЩ..... | 35 |
| 2.1. Математичне моделювання у гідрологічних прогнозах..... | 35 |
| 2.2. Розрахункові характеристики льодових явищ..... | 40 |
| 2.3. Прогнози елементів льодового режиму..... | 47 |
| 2.3.1. Класифікація прогнозів, похибки та оцінка виправданості..... | 47 |
| 2.3.2. Фонд науково-оперативних матеріалів з гідрологічних прогнозів..... | 51 |
| 2.3.3. Організація сучасної мережі..... | 54 |
| 2.4. Теоретичні основи короткострокових прогнозів..... | 62 |
| 2.5. Прогнози з урахуванням характеристик атмосферних процесів (довгострокові прогнози)..... | 73 |
| 2.6. Короткострокові прогнози льодових явищ за фізико-статистичними залежностями..... | 75 |

| | |
|--|-----|
| РОЗДІЛ 3. АТМОСФЕРНІ ПРОЦЕСИ, ЯКІ ОБУМОВЛЮЮТЬ ЗАМЕРЗАННЯ РІЧОК..... | 83 |
| 3.1. Центри дії атмосфери..... | 83 |
| 3.2. Індеси атмосферної циркуляції..... | 86 |
| 3.3. Опис атмосферних процесів, які обумовлюють замерзання річок у межах України..... | 101 |
| 3.4. Вплив глобального клімату на термічний та льодовий режим річок..... | 106 |
| РОЗДІЛ 4. ОЦІНКА ВПЛИВУ АТМОСФЕРНИХ ПРОЦЕСІВ НА ХАРАКТЕРИСТИКИ ФОРМУВАННЯ ОСІННІХ ЛЬОДОВИХ ЯВИЩ З ВИКОРИСТАННЯМ МЕТОДІВ СТАТИСТИЧНОГО АНАЛІЗУ..... | 119 |
| 4.1. Теоретичні основи регресійного аналізу..... | 119 |
| 4.2. Оцінка зв'язків індексів атмосферних процесів та характеристик осіннього льодоутворення на основі лінійної парної регресії..... | 126 |
| 4.3. Теоретичні основи методу факторного аналізу..... | 142 |
| 4.4. Виявлення чинників льодоутворення на основі факторного аналізу..... | 152 |
| РОЗДІЛ 5. РОЗРОБЛЕННЯ МЕТОДІВ ПРОГНОЗУ ЛЬОДОВИХ ЯВИЩ НА ОСНОВІ ДИСКРИМІНАНТНОЇ ФУНКЦІЇ..... | 162 |
| 5.1. Теоретичні основи дискримінантного аналізу..... | 162 |
| 5.1.1. Класифікація спостережених гідрометеорологічних явищ на основі дискримінантного аналізу..... | 163 |
| 5.1.2. Дискримінантна функція за умови багатовимірного нормального розподілу..... | 171 |
| 5.2. Побудова дискримінантної функції для прогнозування льодових явищ..... | 175 |
| ВИСНОВКИ..... | 197 |
| СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ..... | 200 |

| | |
|--------------|-----|
| ДОДАТКИ..... | 217 |
|--------------|-----|

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

- ГЕС – гідроелектростанція
- ДР – державна реєстрація
- НДР – науково-дослідна робота
- ОДЕКУ – Одеський державний екологічний університет
- ЦГО – Центральна геофізична обсерваторія
- річн. – річний
- зим. – зимовий
- мах – максимальний
- абс. – абсолютна система висот
- БС – Балтійська система висот
- t°C – температура
- ПЕОМ – персональна електронна обчислювальна машина
- ГІС – геоінформаційна система
- НЕРЕХ – Hydrologic Ensemble Prediction Experiment (Гідрологічний ансамбль експериментальних прогнозів)
- ПАК – Північно-Атлантичне коливання
- СКАНД – Скандинавське коливання (осциляція)
- ЕНПК – Ель-Ніньо-Північне коливання
- ТПА – Тихоокеансько-Північно-Американська схема
- САК – Східно-Атлантичне коливання
- ІОД – Індокоеанський диполь

АО – Арктичне коливання

$\Sigma\theta^-$ – сума від’ємних температур повітря, °C

$\Sigma|\theta^-|$ – сума від’ємних температур повітря за модулем, °C

ϑ_0 – початкова температура води, °C

h – глибина річки, м

D_0 – кількість днів від 1 жовтня до дати переходу температури повітря через 0°C, днів

$D_{пл.л.}$ – кількість днів від 1 жовтня до дати появи плавучого льоду, днів

T_0 – температура води в декаду переходу температури повітря через 0°C, °C

$T_{пл.л.}$ – температура води в декаду появи плавучого льоду, °C

H_0 – рівень води в день переходу температури повітря через 0°C, см

$H_{пл.л.}$ – рівень води в день появи плавучого льоду, см

$I_{ПАК В}, I_{ПАК Ж}, I_{ПАК Л}$ – місячні індекси Північно-Атлантичного коливання за вересень, жовтень та листопад відповідно

$I_{ПАК ВЖЛ}$ – сезонний індекс Північно-Атлантичного коливання осені (вересень-листопад)

$I_{СКАНД В}, I_{СКАНД Ж}, I_{СКАНД Л}$ – місячні індекси Скандинавського коливання за вересень, жовтень та листопад відповідно

$I_{СКАНД ВЖЛ}$ – сезонний індекс Скандинавського коливання осені (вересень-листопад)

$F(x)$ – дискримінантна функція

Δ – число Махаланобіса

ВСТУП

Актуальність теми визначається необхідністю створення нових більш ефективних методик прогнозу льодових явищ на основі використання сучасних методів багатовимірного статистичного аналізу із залученням даних про зміни клімату.

Вивченням особливостей утворення льодових явищ на водних об'єктах займалися такі науковці, як В.В. Проскураков, Ф.І. Бидін, С.М. Булатов, Б.М. Гінзбург, В.В. Піотрович, Л.Г. Шуляковський, Р.В. Донченко, Р.А. Нежиховський, В.М. Мішон, Т.В. Одрова, Т.В. Подсечина, К.Н. Полякова, В.А. Бузін, С.Д. Вінніков, Є.Г. Попов, С.В. Борщ, Н.Г. Дюкель, В.І. Вишневський, А.В. Щербак, М.М. Сусідко, В.В. Гребінь, М.В. Зеленська, Н.Т. Shen, J.C. Yoo та інші вчені.

Прогнози появи льоду на річках є дуже важливими при здійсненні гідротехнічного будівництва, встановленні навігаційного періоду, плануванні роботи гідроелектростанцій, оперативному забезпеченні господарської діяльності тощо. Методики прогнозування льодових явищ на річках, які рекомендовані посібниками та настановами з гідрологічних прогнозів, не повністю задовольняють існуючим вимогам, по-перше, через недостатність вихідної інформації про складові теплового балансу водної поверхні і, по-друге, через технічну обмеженість можливостей фізико-статистичних методик прогнозу. Зміни глобального клімату обумовлюють певні вимоги до сучасних методик прогнозу з використанням метеорологічних даних.

Короткострокові прогнози появи плавучого льоду відносяться до числа альтернативних, тобто як прогноз здійснення або нездійснення досліджуваного льодового явища. Найбільш поширеною є методика, яка базується на побудові фізико-статистичних залежностей між основними показниками процесу льодоутворення: сумою від'ємних температур повітря, необхідною для появи льоду на річці, й початковою температурою води. Крива, яка розділяє два класи („явище здійснилося” та „явище не здійснилося”) і є основою для прийняття рішення, проводиться суб'єктивно, а сама методика не дозволяє урахувати всю систему предикторів, що характеризують сприятливий або несприятливий термічний режим для утворення льоду. Сучасні методи багатовимірною статистичного аналізу, насамперед побудова дискримінантної функції, дозволяють вирішувати задачу розпізнавання образів більш обґрунтовано.

Формування термічного, водного та льодового режимів річок у значній мірі визначаються кліматом. Завдяки дослідженню процесів, що протікають в атмосфері, можна прогнозувати наслідки їх впливу на гідросферу. Наявність змін у водному та льодовому режимах річок в умовах глобального потепління на протязі останніх десятиріч є встановленою, тому постає питання про урахування впливу атмосферних процесів при складанні прогнозів льодового режиму річок. У зв'язку з цим для побудови розв'язувального правила при складанні альтернативних прогнозів появи плавучого льоду поряд з іншими чинниками льодоутворення були використані індекси атмосферної циркуляції.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Зміст дисертаційної роботи відповідає напряму Рамкової конвенції ООН про зміну клімату (ратифікована 29 жовтня 1996 року), Кіотському протоколу до Рамкової конвенції ООН про зміну клімату (ратифікованого 4 лютого 2004 року), Постанові Кабінету Міністрів України від 14 квітня 1999 року № 583 «Про Міжвідомчу комісію із забезпечення виконання Рамкової конвенції

ООН про зміну клімату», Положенню про Міністерство надзвичайних ситуацій України (від 6 квітня 2011 року № 402/2011), Положенню про Державну інспекцію України з безпеки на морському та річковому транспорті (від 8 квітня 2011 року № 447/2011). Дисертаційна робота виконувалась в рамках науково-дослідної роботи кафедри гідроекології та водних досліджень Одеського державного екологічного університету № ДР 0108U005027 «Оцінка та передбачення наслідків антропогенного впливу на водні ресурси річок України».

Мета і задачі дослідження. Метою дослідження є обґрунтування нових наукових підходів до побудови методик короткострокового прогнозу настання льодових явищ на основі методів багатовимірного статистичного аналізу для рівнинних річок України (із врахуванням змін глобального клімату).

Для досягнення мети були сформовані та вирішені такі задачі дослідження:

- визначення змін термічного та льодового режимів річок України в сучасних кліматичних умовах;
- дослідження ролі атмосферних процесів, які обумовлюють процеси замерзання річок України;
- встановлення впливу атмосферної циркуляції на процеси формування стоку та льодоутворення на річках (на основі використання індексів атмосферної циркуляції);
- визначення головних чинників процесу льодоутворення на основі факторного аналізу;
- побудова прогностичних рівнянь на базі дискримінантного аналізу з використанням обраних чинників;
- обґрунтування методик прогнозу льодових явищ на основі методів багатовимірного статистичного аналізу.

Об'єктом дослідження є льодовий режим рівнинних річок України у сучасних кліматичних умовах.

Предметом дослідження є короткострокові прогнози льодових явищ на основі дискримінантної функції.

Методи дослідження – методи багатовимірною статистичного аналізу, включаючи регресійний, факторний, дискримінантний аналізи.

Наукова новизна полягає в обґрунтуванні та розробці методик прогнозу появи льодових явищ у сучасних кліматичних умовах для рівнинних річок України на основі дискримінантної функції.

Вперше для річок України:

- виконана оцінка впливу атмосферної циркуляції на формування льодового режиму річок;
- досліджений вплив глобальних змін клімату на гідрологічний та льодовий режими річок України;
- встановлені головні чинники льодоутворення на базі R-модифікації факторного аналізу;
- розроблена методика короткострокового прогнозу дат настання льодових явищ із використанням дискримінантного аналізу;
- запропонований алгоритм прогнозу льодового режиму річок із використанням методів багатовимірною статистичного аналізу.

Удосконалено:

- метод короткострокових прогнозів появи льодових явищ в умовах рівнинних річок України.

Дістало подальшого розвитку:

- застосування методів багатовимірною статистичного аналізу при дослідженнях гідрологічних процесів;
- дослідження впливу змін глобального клімату на термічний і льодовий режими рівнинних річок України.

Практичне значення отриманих результатів полягає у розвитку нового підходу до складання короткострокових прогнозів появи льодових явищ, який базується на застосуванні методів багатовимірного аналізу: факторного та дискримінантного. У порівнянні із існуючими розроблені методики дозволяють використовувати більшу кількість предикторів, включаючи ті, що відображають вплив атмосферних процесів. Якість прогнозів за розробленою методикою перевищує ту, що отримуємо при застосуванні фізико-статистичного методу.

Запропонований підхід до створення методик короткострокових прогнозів дат появи льодових явищ може бути використаний у державній гідрометеорологічній службі України, а також у вищих навчальних закладах, де викладаються дисципліни з гідрометеорології, водного господарства, гідротехнічного будівництва.

Особистий внесок здобувача. Статистична обробка та аналіз даних спостережень, розроблення прогностичних методик на основі використання методів багатовимірного статистичного аналізу, основні теоретичні й практичні результати досліджень належать автору. Значна частина публікацій написана у співавторстві з науковим керівником, якому належить теоретичне підґрунтя досліджень, а здобувачу – їх теоретична і практична реалізація.

Апробація результатів дисертації. Основні результати роботи доповідалися на Міжнародному семінарі «Генетические и вероятностные методы в гидрологии: проблемы развития и взаимосвязи», присвяченому 100-річчю з дня народження професора А.М. Бефані (Одеса, 2009); Міжнародній конференції «Global and regional climate changes» (Київ, 2010); VII Міжнародній науково-практичній конференції «Проблеми розвитку прикордонних територій та їх участі в інтеграційних процесах» (Луцьк, 2010); III Всеукраїнській науково-практичній конференції «Географія та екологія: наука і освіта» (Умань, 2010); X Міжнародній конференції «Ломоносовские чтения» (Севастополь, 2011); IV та V Всеукраїнських

наукових конференціях «Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія» (Луганськ, 2009 та Чернівці, 2011); VII Міжнародній конференції «Современные рыбохозяйственные и экологические проблемы Азово-Черноморского региона» (Керч, 2012); Всеукраїнській науково-практичній конференції «Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідроекологічні проблеми та шляхи їх вирішення» (Одеса, 2012); Міжнародній науковій конференції студентів та молодих вчених «Актуальні проблеми сучасної гідрометеорології» (Одеса, 2012); конференціях молодих вчених ОДЕКУ (Одеса, 2008 – 2012).

Публікації. За темою дисертаційної роботи опубліковано 23 наукові праці, в тому числі 5 статей у фахових періодичних виданнях України.

Структура та обсяг дисертації. Дисертаційна робота складається зі вступу, п'яти розділів, висновків, списку використаних літературних джерел (142 найменування), 6 додатків на 57 сторінках. Робота містить 48 рисунків, 34 таблиці. Загальний обсяг дисертації становить 276 сторінок.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Руководство по гидрологическим прогнозам; вып. 3. Прогноз ледовых явлений на реках и водохранилищах. / под ред. Н.В. Шабалиева. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 168 с.
2. Руководство по гидрологическим прогнозам; вып. 4. Прогноз ледовых явлений на реках и водохранилищах. / под ред. Л.Г. Шуляковского. – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 291 с.
3. Гідрологія суші. Терміни та визначення основних понять: ДСТУ 3517-97 / під ред. Н. Науменко – ДСТУ 3517-97. – К.: Державний стандарт України, 1997. – 107 с. – (Національний стандарт України).
4. Бузин В.А. Ледовые процессы и явления на реках и водохранилищах. Методы математического моделирования и опыт их реализации для практических целей (обзор современного состояния проблемы): монография / В.А. Бузин, А.Т. Зиновьев. – Барнаул: Изд-во ООО «Пять плюс», 2009. – 168 с.
5. Иванов В.А. Морские устья рек Украины и устьевые процессы. Учебник в 2-х частях / В.А. Иванов, Р.Я. Миньковская // НАН Украины, Морской гидрофизический институт. Часть II – Севастополь, 2008. – 360 с.
6. Бефани Н.Ф. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам / Н.Ф. Бефани, Г.П. Калинин. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 392 с.
7. Гопченко Е.Д. Гидрология с основами мелиорации: учеб. [для студ. высш. учебн. завед.] / Е.Д. Гопченко, А.В. Гушля – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 303 с.
8. Линсей Р.К. Прикладная гидрология / Р.К. Линсей, М.А. Колер, Д.Л.Х. Паулос; пер. с англ. В.М. Бицилли, Э.А. Бурмана, И.П. Гейбера, Д.И. Гринвальда, А.А. Сигалеско. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. – 759 с.

9. Струтинська В.М. Термічний та льодовий режим річок басейну Дніпра з другої половини ХХ століття / В.М. Струтинська, В.В. Гребінь. – К.: Ніка-Центр, 2010. – 196 с.
10. Одрова Т.В. Гидрофизика водоёмов суши / Одрова Т.В. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 311 с.
11. Будз О.П. Гідрологія: Інтерактивний комплекс навчально-методичного забезпечення / Будз О.П. – Рівне: НУВГП, 2008. - 168 с.
12. Мишон В.М. Гидрофизика / Мишон В.М. – Воронеж: Изд-во Воронеж. Гос. Ун-та, 1979. – 308 с.
13. Донченко Р.В. Ледовый режим рек СССР / Донченко Р.В. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 247 с.
14. Георгиевский Ю.М. Гидрологические прогнозы. Учебник / Ю.М. Георгиевский, С.В. Шаночкин. – СПб., изд. РГГМУ, 2007. – 436 с.
15. Ресурсы поверхностных вод СССР. – т. 6. – вып. 2. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974 – 657 с.
16. Клімат України / за ред. Ліпінського В.М., Дячука В.А., Бабіченко В.М. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
17. Мартазинова В.Ф. Синоптические процессы, определяющие современный климат Украины / В.Ф. Мартазинова, Е.К. Иванова // Міжвідомчий науковий збірник «Фізична географія та геоморфологія». – К.: ВГЛ «Обрії», 2009. – Вип. 57. – С. 18-22.
18. Бучинский И.Е. Климат Украины / Бучинский И.Е. – Л.: Гидрометеоиздат, 1960. – 130 с.
19. Бабіченко В.М. Зміни переходу середньої добової температури повітря через 0°C восени в умовах сучасного клімату / [Бабіченко В.М., Ніколаєва Н.В., Рудішина С.Ф., Гущина Л.М.] // Міжвідомчий науковий збірник «Фізична географія та геоморфологія». – К.: ВГЛ «Обрії», 2009. – Вип. 57. – С. 63-75.

20. Заболоцька Т.М. Прогнозування дат стійкого переходу середньої добової температури повітря через зазначені межі / Т.М. Заболоцька, О.А. Скриник // Наук. праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту. – 2009. – Вип. 258. – С. 84-105.
21. Національний атлас України / під ред. Б.Є. Патона; НАН України. – К. : ДНВП "Картографія", 2007. – 440 с.
22. Рахматулліна Е.Р. Оцінка характеристик льодового режиму річки Південний Буг / Е.Р. Рахматулліна, В.В. Гребінь, С.С. Дубняк // Періодичний науковий збірник «Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія». – 2009. – Том 17. – С. 99-105.
23. Рахматулліна Е.Р. Оцінка впливу зарегульованості стоку річок басейну Південного Бугу на характеристики льодового режиму / Е.Р. Рахматулліна, В.В. Гребінь // Періодичний науковий збірник «Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія». – 2010. – Том 4(21). – С. 49-56.
24. Вишневський В.І. Вплив кліматичних змін і господарської діяльності на термічний та льодовий режими річок / В.І. Вишневський – Наукові праці українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту. – 2002. – Вип. 250.- С. 190-201.
25. Аполлов Б.А. Курс гидрологических прогнозов / Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. – Л.: Гидрометеоздат, 1974. – 420 с.
26. Клименко В.Г. Гідрологія України: Навчальний посібник для студентів-географів / Клименко В.Г. – Харків: ХНУ імені В.Н. Каразіна, 2010. – 124 с.
27. Струтинська В.М. Вплив змін клімату на термічний та льодовий режими річок басейну Дніпра (в межах України) з другої половини ХХ ст.: автореф. дис. ... канд. геогр. наук: 11.00.07 / Струтинська Віта Миколаївна; Київськ. націон. ун-т ім. Тараса Шевченка. – Київ, 2008. – 20 с.
28. Дюкель Н.Г. Вероятностное распределение дат начала устойчивого ледостава на средних и малых реках Украины / Н.Г. Дюкель //

Научные труды украинского научно-исследовательского гидрометеорологического института. – 1975. – Вып. 145. – С. 74-90.

29. Щербак А.В. Льодовий режим річок України (льодоутворення та його характеристики) / А.В. Щербак, М.В. Зеленська, Ю.М. Гайдай // Наукові праці українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту. – 2007. – Вип. 256. – С. 214-222.

30. Антипов А.Н. Ландшафтно-гидрологическая организация территории / А.Н. Антипов, В.Н. Федоров // Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. – 254 с.

31. Ресурсы поверхностных вод СССР. – т. 6. – вып. 2: Украина и Молдавия. Среднее и нижнее Поднепровье / под ред. канд. техн. наук М.С. Каганера – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 655 с.

32. Гидрологический ежегодник 1990 г. – т. 2, вып. 1. – К., 1992. – 290 с.

33. Коротун І.М. Природні ресурси України: Навчальний посібник. / Коротун І.М., Коротун Л.К., Коротун С.І. – Рівне, 2000. - 192 с.

34. Лобода Н.С. Зміни водного та льодового режимів річки Тілігул у сучасності / Н.С. Лобода, А.М. Сіренко // Тез. доп. Конф. мол. вчених ОДЕКУ. – 2011. – С. 34.

35. Герасим'юк В.П. Мікрофітобентос степової річки Тілігул / В.П. Герасим'юк, Н.В. Герасим'юк // Вісник Одеського національного університету. – 2009. – Том 14. Вип. 8 – С. 22-30.

36. Лобода Н.С. Вплив глобального потепління на льодовий режим річки Дністер / Н.С. Лобода, А.М. Сіренко // Науковий вісник Чернівецького університету. – 2009. – Вип. 480 – 481. – С. 200-203.

37. Гинзбург Б.М. Многолетние колебания сроков замерзания и вскрытия рек в различных географических зонах / Б.М. Гинзбург, И.И. Солдатова // Метеорология и гидрология. – 1996. - № 6. – С. 101-108.

38. Кучмент Л.С. Математическое моделирование речного стока / Кучмент Л.С. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 191 с.
39. Chen, Y.Y. A flash flood forecast model for the Three Gorges basin using GIS and remote sensing data. In: Weather Radar Information and Distributed Hydrological Modeling / Chen, Y.Y., Hu, J., Yu, J. // IAHS Publication № 282, 2003 p. – P. 538-542.
40. Vieux B.E. Ordered physics-based parameter adjustment of a distributed model. In: Calibration of Watershed Models / B.E. Vieux, F.G. Moreda // Water Science and Application Series, 6, American Geophysical Union, 2003 p. – P. 267-281.
41. MIKE by DHI-Water & Environment software (live web based demonstrations) [Электронный ресурс]: <http://www.mikebydhi.com>. – Назва з екрану.
42. Yangbo C. GIS and Remote Sensing in Hydrology, Water Resources and Environment / [Yangbo C., Kaoru T., Ian D.C., Smedt H.]. – IAHS Publication № 289, 2004 p. – 422 P.
43. Julien P.Y. CASC2D user manual - a two dimensional watershed rainfall-runoff model / P.Y. Julien, B. Saghafian // Civil Engineering Rep. CER90-91PYJ-BS-12, Colorado State University, Fort Collins, USA, 1991. – 66 P.
44. An introduction to European Hydrological System-Systeme Hydrologique Europeen, “SHE”, History and philosophy of a physically-based distributed modeling system / Abbott M.B. [et al.]. Vol. 87, 1986 p. – P. 45-59.
45. Sivapalan M. LASCAM: Large Scale Catchment Model. In: Mathematics Models of Large Watershed Hydrology / Sivapalan M., Viney N.R., Zammit C. // Chap 14. Water Resources Publication, LLC, Highlands Ranch, Colorado, USA, 2002 p. – P. 579-648.
46. Гранкина Т.Б. Математическое моделирование процесса формирования ледового покрова водоемов различной минерализации: автореф. дис. ... канд. физ.-матем. наук: 25.00.27 / Гранкина Татьяна

Владимировна; Новосибир. филиал ин-та гидродинамики им. М.А. Лаврентьева. – Новосибирск, 2006. – 80 с.

47. Шуляковский Л.Г. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. Расчеты для целей прогнозов / Шуляковский Л.Г. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 216 с.

48. Пиотрович В.В. Расчеты толщины ледяного покрова на водохранилищах по метеорологическим элементам / Пиотрович В.В. – Л.: Гидрометеиздат. – 1968. – 186 с.

49. Винников С.Д. Гидрофизика: Учебник для вузов. / С.Д. Винников, Б.В. Проскуряков. – Л.: Гидрометеиздат. – 1988. – 248 с.

50. Попов Е.Г. Гидрологические прогнозы / Попов Е.Г. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 256 с.

51. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Служба гидрологических прогнозов. Часть I. Исходные материалы для прогнозов режима вод суши. – Л.: Гидрометеиздат, 1951. – 61 с.

52. Гідрометеорологічна служба України: до ювілею Центральної геофізичної обсерваторії / за ред. В.М. Ліпінського. – К.: – 2011. – 232 с.

53. Руководство по гидрологическим прогнозам; вып. 1. Долгосрочные прогнозы элементов водного режима рек и водохранилищ. / под ред. Г. Г. Доброумовой. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 357 с.

54. WMO: Commission for Hydrological Meteorology (CHy) 3rd session (9-21 September 1968; Geneva, Switzerland). Published by: WMO, 1969.

55. Грани гидрологии: монография / Ред. Джон К. Родд., пер. с англ. Н.П. Артемьевой, В.В. Голосова. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 536 с.

56. Franz K. Hydrologic Ensemble Prediction Experiment Focuses on Reliable Forecasts / Franz K., Ajami N., Schaake J., Buizza R. // Eos, 86(25), 239, 21 June 2005 p. – P. 239-249.

57. Schaake J. Hydrologic Ensemble Prediction Experiment, GEWEX Newsletter / Schaake J., Franz K., Bradley A., Buizza R. // 15(4), 10, November, 2005p. – P. 3321-3332.
58. Schaake J. The Hydrological Ensemble Prediction Experiment / Schaake J., Hamill T., Buizza R., Clark M. // Bulletin of the American Meteorological Society, Volume 88, Issue 10, October, 2007. – P. 1541-1547.
59. WMO: First Workshop on the THORPEX Interactive Grand Global Ensemble (TIGGE), Final Report, WMO/TD-No. 1273, WWRP/THORPEX No.5, 1995 p.
60. Лобода Н.С. Вплив Північно-Атлантичного коливання на строки проходження льодових явищ на річках Західної України / Н.С. Лобода, А.М. Сіренко // наук. збірн. «Метеорологія, кліматологія та гідрологія». – 2010. – вип.51 – С. 182-188.
61. Гинзбург Б.р М. Методика долгосрочных прогнозов появления льда на реках южной части Европейской территории СНГ / Б.М. Гинзбург, Т.В. Подсечина, К.Н. Полякова // Труды Росгидрометцентра. – 1992. - Вып. 324. – С. 66-77.
62. Хайруллина Г.Р. Элементы общей циркуляции и распределение влагозапаса атмосферы Земли / Г.Р. Хайруллина, Н.М. Астафьева // Российская Академия Наук, Институт космических исследований, Москва: 2008. – 64 с.
63. Гончарова Л.Д. Клімат і загальна циркуляція атмосфери: Навчальний посібник / Гончарова Л.Д., Серга Е.М., Школьний Є.П.– Одеса: Вид-во “ТЭС”, 2005. – 251 с.
64. Українсько-російський екологічний тлумачний словник / Упор. А.М. Котляр; Пер. В.М. Копоруліна. – Х.: Факт, 2005. – 336 с.
65. Дроздов О.А. Климатология / [Дроздов О.А. [та ін.]. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 567 с.

66. Переведенцев Ю.П. Глобальные и региональные изменения климата на рубеже XX и XXI столетий / Ю.П. Переведенцев [та ін.] // Вестник Воронежского ун-та. Серия география и геоэкология. – 2007. – № 2. – С. 3-11.
67. Израэль Ю.А. Изменения глобального климата. Роль антропогенных воздействий / Ю.А. Израэль [та ін.] // Метеорология и гидрология. 2001. № 5. С. 5-21.
68. Бабіченко В.М. Зміни температури повітря на території України наприкінці XX та на початку XXI століття / В.М. Бабіченко, Н.В. Ніколаєва, Л.М. Гущина // Український географічний журнал, 2007. – № 4. – С. 3-12.
69. Воскресенская Е.Н. Глобальные процессы в системе океан-атмосфера и их влияние на природные аномалии Атлантико - Европейского региона : автореф. дис. ... док. геогр. наук: 11.00.08 / Воскресенская Елена Николаевна: Морской гидрофиз. ин-т НАН Украины. – Севастополь, 2005. – 31 с.
70. Hurrell J.W. Climate variability over the North Atlantic / J.W. Hurrell, R.R. Dickson // Marine Ecosystems and Climate Variation. The North Atlantic: A comparative perspective. – Oxford, 2005. – P. 15-31.
71. Полонский А.Б. Роль океана в изменениях климата / Полонский А.Б. – Киев.: Наукова думка, 2008. – 172 с.
72. Школьный Є.П. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації / Школьный Є.П., Лосєва І.Д., Гончарова Л.Д. – Одеса.: 1999. – 600с.
73. Кошкин Д.А. Индикация изменения климата в терминах индексов экстремальности температуры воздуха и их связь с изменениями атмосферной циркуляции на территории Предбайкалья / Д.А. Кошкин, Е.А. Кочугова // журн. «Ученые записки. Электронный научный журнал Курского государственного университета». – 2011. – № 1(17). – С. 271-278.

74. Панин Г.Н. Особенности климатических изменений в средних и высоких широтах Северного полушария / Г.Н. Панин, Т.Ю. Выручалкина, И.В. Соломонова // журн. «Водные ресурсы». – 2009. – том 36, № 6. – С. 743-756.
75. Хохлов В.Н. Количественное описание изменения климата Европы во второй половине XX века / В.Н. Хохлов // Український гідрометеорологічний журнал. – 2007. – № 2. – С. 35-42.
76. Van Loon H. The Seesaw in Winter Temperatures Between Greenland and Northern Europe. Part I: General Description / Van Loon H., J.C. Rogers // Mon. Wea. Rev., 106, 1978. – P. 296-310.
77. Воскресенская Е.Н. Влияние крупномасштабных атмосферных процессов на формирование гидрофизических и гидробиологических полей в Северо-Западной части Чёрного моря в зимний период / Е.Н Воскресенская [и др.] // Морський екологічний журнал. – 2004. - № 3, Т. III. – С. 29-36.
78. Лобода Н.С. Зміни характеристик льодового режиму верхньої частини річки Дністер в умовах глобального потепління / Н.С. Лобода, А.М. Сіренко // Тез. доп. Конф. мол. вчених ОДЕКУ. – 2009. – С.41.
79. Yoo J.C. Trends and fluctuations in the dates of ice break-up of lakes and rivers in Northern Europe: the effect of the North Atlantic Oscillation / Yoo J.C., D'Odorico P. // Journal of Hydrology. – 2002. – №6573. – P. 15-28.
80. David W.J. Wallace Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability / David W.J. Thompson, John M // Department of Atmospheric Sciences, University of Washington, Seattle, Washington; Journal of climate. Vol. 13. – 1998. – №694. – P. 1000-1016.
81. The National Center for Atmospheric Research is sponsored by the National Science Foundation / Climate Indices (information and data) [Електронний ресурс]: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html> – Назва з екрану.

82. Лобода Н.С. Оценка влияния атмосферных процессов Северной Атлантики на формирование полей годового стока рек / Н.С. Лобода // Український гідрометеорологічний журнал ОДЕКУ. – 2008. – № 3 – С. 167-177.

83. Русов В.Д. Вплив Північно-Атлантичної осциляції на часовий розподіл опадів: метод вейвлет-розкладання / В.Д. Русов [и др.] // Український антарктичний журнал. – 2001/2008. – № 6-7. – С. 150-156.

84. Артомонова И.В. Циклические вариации Северо-Атлантических осцилляций (NAO) и солнечная активность / И.В. Артомонова [и др.] // Труды международной конференции, ГАО РАН, Пулково, 7-11 июля – 2003. – С. 23-32.

85. Rogers J.C. Atmospheric circulation changes associated with the warming over the northern North Atlantic in the 1920s / J.C. Rogers // Journal of Climate and Applied Meteorology № 24, 1985. – P. 1303-1310.

86. Ambaum M.H. Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation / M.H. Ambaum, B.J. Hoskins, D. Stephenson // Journal of Climate № 14(16), 2001. – P. 3495-3507.

87. Hurrell J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation / J.W. Hurrell // Science, 269, 1995. – P. 676-679.

88. Hurrell J.W. Influence of Variations in Extratropical Wintertime Teleconnections on Northern Hemisphere Temperatures / J.W. Hurrell // Geophysical Research Letters: Vol. 23, No. 6. – 1996. – P. 665-668.

89. Федоренко А.В. Исследование связи между атмосферными процессами над Скандинавским полуостровом и ледовыми условиями на Азовском море / А.В. Федоренко // Труды гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации «Гидрометеорологические прогнозы». – 2011. – № 345. – С. 94-104.

90. Barnston A.G. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns / A.G. Barnston, R.E. Livezey // *Mon. Wea. Rev.*, 1987. – 115. – P. 1083–1126.

91. Climate Prediction Center Monitoring and Data: Oceanic & Atmospheric Data (Northern Hemisphere Teleconnection Patterns) – Scandinavia (SCAND) pattern [Электронный ресурс]: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/scand.shtml>. – Назва з екрану.

92. Marshall J. North Atlantic Climate Variability: phenomena, impacts and mechanisms / Marshall J. [et al.] // *International Journal of Climatology*: Vol. 21, Issue 15. – 2001. – P. 1863–1898.

93. Мартазинова В.Ф. Характерные особенности синоптических процессов различной вероятности конца XX – начала XXI столетий / В.Ф. Мартазинова, Е.К. Иванова // Глобальные и региональные изменения климата. Украинский научно-исследовательский гидрометеорологический институт. – К.: Ника-Центр, 2011. – С. 86-95.

94. Хохлов В.М. Зв'язок між Південним коливанням та аномаліями температури глобального масштабу: нелінійний метод / В.М. Хохлов // Український гідрометеорологічний журнал. – 2008. – № 3. – С. 49-55.

95. Climate Change 2007: This Summary for Policymakers was formally approved at the 10th Session of Working Group I of the IPCC, Paris, February, 2007. – 21 P.

96. Муравьев А.В. Анализ вынужденной изменчивости атмосферы с помощью вейвлет-фильтрации модельных данных / Муравьев А.В. [и др.] // В сб. *Фундаментальные и прикладные гидрометеорологические исследования*. Под ред. Р.М. Вильфанда - Санкт-Петербург, Гидрометеоиздат. 2003 г. – С. 24-36.

97. Нестеров, Е.С. О восточно-атлантическом колебании циркуляции атмосферы / Е.С. Нестеров // *Метеорология и гидрология*. - 2009. - N 12. - С. 32-40.

98. Rao S.A. Subsurface influence on SST in the tropical Indian Ocean: structure and interannual variability / S.A. Rao, S.K. Behera // Dyn. Atmos. Ocean. – 2005. – №39. – P. 103 – 135.

99. Ashok K. A look at the relationship between the ENSO and the Indian Ocean Dipole / K. Ashok, Z. Guan., T. Yamagata // J. Met. Soc. Japan. – 2003. – 81, №1. – P. 41-56.

100. Полонский А.Б. Влияние Северо-Атлантического колебания, Эль-Ниньо-Южного колебания и Индоокеанского диполя на пространственно-временную изменчивость приземной температуры воздуха и атмосферного давления Средиземноморско-Черноморского региона / А.Б. Полонский, А.В. Торбинский, Д.В. Башарин // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2008, – вип.6. – С. 181-197.

101. Степаненко С.М. Метеорологія і кліматологія. Підручник / Степаненко С.М. – Одеса, ТЕС, 2008. – 534 с.

102. Гирс А.А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. / Гирс А.А. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 559 с.

103. Ефимов В.А. О физике антициклогенеза современной климатической эпохи / В.А. Ефимов, Г.П. Ивус // Труды Украинского научно-исследовательского гидрометеорологического института. – 2002. – Вып.250. – С.78-91.

104. Лобода Н.С. Изменение климата и его влияние на реки Украины / Н.С. Лобода, А.А. Коробчинская, А.А. Рудник // Український гідрометеорологічний журнал №6, 2010. – С. 199-204.

105. Лобода Н.С. Оцінка впливу мінливості Північно-Атлантичного та Скандинавського коливань на гідрометеорологічні характеристики України / Н.С. Лобода, А.О. Коробчинська // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К.:ВГЛ «Обрій», 2010. –Т.18. –С. 91-98.

106. Коробчинська А.О. Встановлення закономірностей коливань кліматичних чинників та стоку річок України на підставі факторного аналізу /

А.О. Коробчінська, Н.С. Лобода // Матеріали XI наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 11-16 травня 2011 р. – Одеса: Екологія, 2011. – С. 64- 65.

107. Попова В.В. Влияние североатлантического колебания на многолетний гидротермический режим Северной Евразии. I. Статистический анализ данных наблюдений / В.В. Попова, А.Б. Шмакин // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 5. – С. 62-74.

108. Волощук В. М. Глобальне потепління і клімат України: регіональні екологічні та соціально – економічні аспекти / [Волощук В. М., Бойченко С. Г., Степаненко С. М. [та ін.] – К.: ВПЦ “Київський університет”, 2002. – 117 с.

109. Рамочная конвенция Организации Объединенных Наций об изменении климата, Нью-Йорк, 9 мая 1992 г.

110. Куза А.Н. Влияние глобальных изменений климата на режим малых рек Северо-Западного Причерноморья / А.Н. Куза, Н.С. Лобода // материалы VII Международной конференции „Современные рыбохозяйственные и экологические проблемы Азово-Черноморского региона”, (Керчь, 20-23 июня 2012 г.). – Керчь: ЮгНиро, 2012. – Т. 1. – С. 189-191.

111. Куза А.М. Зміни термічного та льодового режиму, пересихання та перемерзання р.Тилігул у сучасних кліматичних умовах / А.М. Куза, Н.С. Лобода Н.С., Л.В. Селезньова // матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції «Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідроекологічні проблеми та шляхи їх вирішення», (Одеса, 12-14 вересня 2012 р.). – Одеса: ОДЕКУ, 2012. – С. 78-80.

112. Куза А.М. Зміни характеристик льодового режиму малих річок Західно-Північного Причорномор'я (на прикладі річки Тилігул) // А.М. Куза, Н.С. Лобода // Тез. доп. Конф. мол. вчених ОДЕКУ. – 2012. – С. 46.

113. Мартазинова В.Ф. Взаимозависимость процессов циркуляции в тропосфере и стратосфере при кратковременных и длительных потеплениях и похолоданиях в Украине / В.Ф. Мартазинова, В.В. Остапчук // Наукові праці українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту. – 2004. – Вип. 253. – С. 27-36.

114. Мартазинова В.Ф. Современное состояние атмосферной циркуляции воздуха в Северном и Южном полушарии и региональные климатические особенности в Атлантико-Европейском секторе и районе Антарктического полуострова / В.Ф. Мартазинова, В.Е. Тимофеев // Проблемы Арктики и Антарктики. -СПб., 2008. т. № 3. – С. 17-37.

115. Вишневський В. І. Зміни клімату і річкового стоку на території України і Білорусі / В.І. Вишневський // Наукові праці українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту. – 2001. – Вип. 249.- С. 89-105.

116. Сіренко А.М. Сучасний стан льодового режиму річки Тілігул / А.М. Сіренко // Материалы X научной конференции «Ломоносовские чтения», 25-28 апреля 2011 г. – Севастополь, 2011. – С. 25.

117. Рождественский А.В. Статистические методы в гидрологии / А.В. Рождественський, А.И. Чеботарев. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 424 с.

118. Лобода Н.С. Стохастичні моделі у гідрологічних розрахунках: навч. посібник для студ. вищих навч. закл. / Н.С. Лобода, Є.Д. Гопченко. – Одеса: Екологія, 2006. – 200 с.

119. Дронов С.В. Многомерный статистический анализ: учебное пособие. / Дронов С.В. – Барнаул, изд. Алт. гос. ун-та, 2003. – 213 с.

120. Буреєва Н.Н. Многомерный статистический анализ с использованием ППП “STATISTICA”: Учебно-методический материал по программе повышения квалификации «Применение программных средств в научных исследованиях и преподавании математики и механики» / Буреєва Н.Н. – Нижний Новгород, 2007. – 112 с.

121. Лобода Н.С. Методи статистичного аналізу у гідрологічних розрахунках і прогнозах: Навчальний посібник. / Лобода Н.С. – Одеса.: Екологія, 2010. – 184 с.

122. Лоули Д. Факторный анализ как статистический метод: Монография. / Д. Лоули, А. Максвелл.; пер. с англ. Ю.Н. Благовещенский. – М.: Мир, 1967. – 144 с.

123. Афифи А. Статистический анализ: Подход с использованием ЭВМ. / А. Афифи, С. Эйзен.; пер. с англ. И.С. Енюкова, И.Д. Новикова, под ред. Г.П. Башарина. – М.: Мир, 1982. – 488 с.

124. Леонов В.П. Факторный анализ: основные положения и ошибки применения Текст. / В.П. Леонов // Международный журнал медицинской практики. №3, 2005. – С. 14-16.

125. Хохлов В.В. Многомерный статистический анализ временных рядов банковских депозитов: монография. / Хохлов В.В. – Севастополь: Изд-во СевНТУ, 2009. – 204 с.

126. Третьяков А.С. Статистические методы в прикладных географических исследованиях: Учебно-методическое пособие / Третьяков А.С. – Харьков.: Шрифт, 2004. – 96 с.

127. Калинина В.Н. Введение в многомерный статистический анализ: Учебное пособие / В.Н. Калинина, В.И. Соловьёв. – ГУУ. – М., 2003. – 66 с.

128. Харман Г. Современный факторный анализ / пер. с англ. В.Я. Лумельского, научн. ред. Э.М. Браверман. – Москва.: Статистика, 1972. – 487с.

129. Иберла К. Факторный анализ. / пер. с нем. В. М. Ивановой. – М.: Статистика, 1980. – 397 с.

130. Лобода Н.С. Вплив Скандинавського коливання на формування льдового режиму річки Десна // Н.С. Лобода, А.М. Куза // Тез. доп. Конф. мол. вчених ОДЕКУ. – 2012. – С. 66.

131. Ким Дж.-О. Факторный, дискриминантный и кластерный анализ / Ким Дж.-О., Мюллер Ч.У., Клекка УР.; пер. с англ. И.С. Енюкова. – Москва: Финансы и статистика, 1989. – 216 с.

132. Дзеверин И.И. Возможности и ограничения некоторых алгоритмов дискриминантного анализа в идентификации близких видов на примере лесных мышей *Sylvaemus* (Rodentia, Muridae) / И.И. Дзеверин, Е.И. Лашкова // Науковий журнал Інституту зоології ім. І. І. Шмальгаузена НАН України «Вісник зоології». – 2006. – Том 40 № 1. – С. 63-69.

133. Симчера В.М. Методы многомерного анализа статистических данных: учебное пособие. / Симчера В.М. – Москва: Финансы и статистика, 2008. – 400 с.

134. Применение математических методов при анализе геологической информации (с использованием компьютерных технологий) / сост.: И.М. Михалевич, С.П. Примица: учебное пособие. – Ч. III. – Иркутск: Иркут. гос. ун-т, 2006. – 115 с.

135. Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ / пер. с англ. Ю.Ф. Кичатова и др. – Москва.: Физико-математической литературы, 1963. – 500 с.

136. Лобода Н.С. Використання дискримінантної функції в короткострокових прогнозах появи плавучого льоду (на прикладі річки Дністер на ділянці м. Могильов-Подільський – м. Сороки) / Н.С. Лобода, А.М. Сіренко // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2008. – Вип. 5. – С. 168-174.

137. Лобода Н.С. Використання методів багатовимірного статистичного аналізу у гідрологічних прогнозах льодових явищ (на прикладі річок Дністер та Тілігул) / Н.С. Лобода, А.М. Сіренко // Періодичний науковий збірник «Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія». – 2011. – Том 3 (24). – С. 58-65.

138. Лобода Н.С. Вдосконалення методик прогнозування льодових явищ на річках України на основі методів багатовимірного статистичного аналізу / Н.С. Лобода, А.М. Сіренко // Періодичний науковий збірник «Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія». – 2010. – Том 3 (20). – С. 21-29.

139. Лобода Н.С. Оцінка впливу Північно - Атлантичного коливання на формування термічного та водного режиму річки Дністер (до м. Могильов - Подільський) / Н.С. Лобода, А.М. Сіренко // Матеріали III Всеукраїнської науково-практичної конференції «Географія та екологія: наука і освіта», 15-16 квітня 2010 р. – Умань: Видавець «Сочінський», 2010. – С. 155-157.

140. Лобода Н.С. Оцінка внеску Північно – Атлантичного коливання у процес льодоутворення річки Дністер з використанням факторного аналізу / Н.С. Лобода, А.М. Сіренко // матеріали VII Міжнародної науково-практичної конференції «Проблеми розвитку прикордонних територій та їх участі в інтеграційних процесах», за ред. В.Й. Лажніка, С.В. Федонюка, 14-15 жовтня 2010 р. – Луцьк: Волин. нац. ун-т ім. Лесі Українки, 2010. – С. 539-542.

141. Sirenko A.M. Conditions of ice and thermal regimes of the river Dniester in the context of global climate change / A.M. Sirenko, N.S. Loboda // Abstracts of International Conference “Global and regional climate changes”, 16-19 November 2010. – Kyiv, “Ніка-Центр”, 2010. – P. 63-64.

142. Куза А.М. Атмосферна циркуляція, як чинник льодового режиму на річках України / А.М. Куза, Н.С. Лобода // тези доповідей Міжнародної наукової конференції студентів та молодих вчених «Актуальні проблеми сучасної гідрометеорології», (Одеса, 17-19 жовтня 2012 р.). – Одеса: ОДЕКУ, 2012. – С. 90-91.

ДОДАТКИ

Додаток А

Таблиця А.1

Дати появи стійких льодових явищ та їх тривалість [15]

| Гідрологічний район | Строки появи | | | Тривалість у днях | | |
|---------------------|--------------|-----------------|-----------------|-------------------|-----------|----------------|
| | середній | ранній | пізній | середня | найбільша | найменша |
| Західнополіський | 25.11-5.12 | 31.10- 10.11 | 31.12- 20.01 | 10-25 | 50-90 | 0-1(до 32%) |
| Східнополіський | 21.11-5.12 | 31.10- 10.11 | 10-20.01 | 10-25 | 50-90 | 0-1(до 22%) |
| Волинський | 27.11-10.12 | 30.10- 10.11 | 31.12- 20.01 | 10-25 | 50-90 | 0-2(до 18%) |
| Верхньодеснянський | 8-20.11 | 20-30.10 | 10-20.12 | 10-25 | 60-70 | 0-1(до 60%) |
| Нижньодеснянський | 15.11-2.12 | 23.10-4.11 | 15.12- 20.01 | 15-25 | 50-60 | 0-2(до 20%) |
| Ворскло-Псельський | 15.11-5.12 | 25.10-7.11 | 15.12- 20.01 | 10-25 | 60-90 | 0-2(до 25%) |
| Нижньодніпровський | 17.11-5.12 | 25.10-5.11 | 15.12- 20.01 | 15-25 | 60-95 | 0-1(до 20-30%) |
| Причорноморський | 27.11-6.12 | 29.10-2.11 | 01-02 | 10-20 | 50-80 | 0(20-40%) |

Додаток Б

Таблиця Б.1

Перевірні прогнози за фізико-статистичними залежностями $\Sigma|\theta^-| = f(T_0)$

р. Дністер – м. Могильов-Подільський 1980-2008 рр. (* – стан об'єкту „чисто”, льод не утворюється)

| № з/п | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\min}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\min}}$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|-------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------|--------------|---------------------|-------------|
| 1 | 1980 | * | 2.11 | 3,7 | 13,6 | 36,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 2 | 1980 | 04.12 | 2.12 | 1,0 | 16,8 | 3,7 | 02.12 | 03.12 | -1 | виправдався |
| 3 | 1980 | 07.12 | 5.12 | 1,0 | 12,9 | 3,7 | 05.12 | 06.12 | -1 | виправдався |
| 4 | 1981 | * | 9.11 | 6,1 | 1,8 | 59,6 | * | * | 0 | виправдався |
| 5 | 1981 | * | 17.11 | 2,5 | 4,6 | 17,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 6 | 1981 | 15.11 | 11.11 | 0,6 | 0,9 | 2,1 | 15.11 | 16.11 | +1 | виправдався |
| 7 | 1981 | 07.01 | 7.01 | 0,5 | 2,3 | 1,8 | 07.01 | 08.01 | +1 | виправдався |
| 8 | 1982 | * | 6.11 | 8,1 | 13,0 | 69,2 | * | * | 0 | виправдався |
| 9 | 1982 | * | 23.11 | 5,1 | 1,7 | 52,5 | * | * | 0 | виправдався |
| 10 | 1982 | * | 4.12 | 3,2 | 14,8 | 27,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 11 | 1982 | * | 30.12 | 3,1 | 18,5 | 25,5 | * | * | 0 | виправдався |

Продовження таблиці Б.1

| № з/п | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\min}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\min}}$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|-------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------|--------------|---------------------|----------------|
| 12 | 1982 | * | 24.01 | 1,7 | 6,4 | 8,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 13 | 1982 | * | 3.02 | 1,7 | 7,2 | 8,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 14 | 1982 | 18.02 | 14.02 | 1,2 | 25,8 | 4,7 | 14.02 | 15.02 | -3 | не виправдався |
| 15 | 1983 | * | 12.11 | 4,6 | 43,3 | 48,1 | * | * | 0 | виправдався |
| 16 | 1983 | 05.12 | 1.12 | 1,1 | 32,1 | 4,1 | 01.12 | 02.12 | -3 | не виправдався |
| 17 | 1983 | 13.01 | 6.01 | 1,6 | 18,8 | 7,3 | 08.01 | 09.01 | -4 | не виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|------|------|-------|-------|----|----------------|
| 18 | 1983 | 29.01 | 27.01 | 0,9 | 8,0 | 3,2 | 28.01 | 29.01 | 0 | виправдався |
| 19 | 1984 | * | 12.11 | 5,9 | 32,1 | 58,1 | * | * | 0 | виправдався |
| 20 | 1984 | * | 2.12 | 3,7 | 18,3 | 36,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 21 | 1984 | 17.12 | 14.12 | 3,0 | 24,0 | 24,0 | 23.12 | 24.12 | +8 | не виправдався |
| 22 | 1984 | 25.12 | 21.12 | 1,5 | 22,2 | 6,6 | 23.12 | 24.12 | -1 | виправдався |
| 23 | 1985 | * | 16.11 | 8,6 | 43,3 | 71,4 | * | * | 0 | виправдався |
| 24 | 1985 | * | 18.12 | 5,3 | 9,8 | 54,2 | * | * | 0 | виправдався |
| 25 | 1985 | * | 23.12 | 4,4 | 5,9 | 46,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 26 | 1985 | * | 31.12 | 4,4 | 44,0 | 46,0 | 17.01 | 18.01 | — | не виправдався |

Продовження таблиці Б.1

| № з/П | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\min}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\min}}$ | $D'_{пл.л.}$ | δ , у днях | Висновок |
|-------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------|--------------|----------------------|----------------|
| 27 | 1985 | * | 17.01 | 3,1 | 13,6 | 25,5 | * | * | 0 | виправдався |
| 28 | 1985 | 03.02 | 1.02 | 0,4 | 23,1 | 1,7 | 01.02 | 02.02 | -1 | виправдався |
| 29 | 1986 | * | 27.11 | 7,5 | 1,2 | 67,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 30 | 1986 | 24.12 | 8.12 | 6,3 | 55,5 | 60,9 | 22.12 | 23.12 | -1 | виправдався |
| 31 | 1986 | 24.12 | 21.12 | 2,2 | 18,6 | 13,0 | 23.12 | 24.12 | 0 | виправдався |
| 32 | 1987 | * | 28.10 | 11,9 | 1,1 | 80,8 | * | * | 0 | виправдався |
| 33 | 1987 | * | 5.12 | 6,0 | 64,5 | 59,1 | 26.12 | 27.12 | — | не виправдався |
| 34 | 1987 | * | 23.12 | 4,1 | 26,5 | 42,4 | * | * | 0 | виправдався |
| 35 | 1987 | 29.01 | 15.01 | 3,6 | 35,1 | 34,2 | 25.01 | 26.01 | -3 | не виправдався |
| 36 | 1987 | 29.01 | 20.01 | 3,6 | 68,5 | 34,2 | 25.01 | 26.01 | -3 | не виправдався |
| 37 | 1988 | * | 26.10 | 12,1 | 3,4 | 82,2 | * | * | 0 | виправдався |
| 38 | 1988 | * | 4.11 | 9,8 | 17,3 | 75,7 | * | * | 0 | виправдався |
| 39 | 1988 | * | 9.11 | 9,8 | 17,2 | 75,7 | * | * | 0 | виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|---|-------|-----|------|------|---|---|---|-------------|
| 40 | 1988 | * | 20.11 | 8,1 | 34,1 | 69,2 | * | * | 0 | виправдався |
| 41 | 1988 | * | 1.12 | 5,1 | 18,6 | 52,5 | * | * | 0 | виправдався |

Продовження таблиці Б.1

| № з/П | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\min}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\min}}$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------|--------------|---------------------|-------------|
| 42 | 1988 | * | 15.12 | 4,7 | 24,8 | 49,2 | * | * | 0 | виправдався |
| 43 | 1989 | * | 17.11 | 9,4 | 15,6 | 74,2 | * | * | 0 | виправдався |
| 44 | 1989 | * | 24.11 | 7,5 | 26,9 | 67,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 45 | 1989 | * | 8.12 | 6,0 | 35,8 | 59,1 | * | * | 0 | виправдався |
| 46 | 1989 | * | 29.12 | 5,1 | 43,7 | 52,5 | * | * | 0 | виправдався |
| 47 | 1990 | * | 2.12 | 7,6 | 8,5 | 72,3 | * | * | 0 | виправдався |
| 48 | 1990 | * | 17.12 | 7,0 | 28,9 | 64,6 | * | * | 0 | виправдався |
| 49 | 1990 | 01.02 | 14.01 | 4,3 | 56,7 | 44,9 | 31.01 | 1.02 | 0 | виправдався |
| 50 | 1990 | 01.02 | 28.01 | 3,2 | 43,0 | 27,0 | 31.01 | 1.02 | 0 | виправдався |
| 51 | 1991 | * | 18.10 | 14,7 | 59,4 | 88,9 | * | * | 0 | виправдався |
| 52 | 1991 | * | 31.10 | 14,7 | 22,2 | 88,9 | * | * | 0 | виправдався |
| 53 | 1991 | * | 18.11 | 10,6 | 31,6 | 78,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 54 | 1992 | * | 24.11 | 8,2 | 1,6 | 70,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 55 | 1992 | * | 30.11 | 8,2 | 11,5 | 70,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 56 | 1993 | * | 31.10 | 12,7 | 1,1 | 83,8 | * | * | 0 | виправдався |

Продовження таблиці Б1

| № з/П | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\min}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\min}}$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|-----|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------|--------------|---------------------|----------|
|----------|-----|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------|--------------|---------------------|----------|

| | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|------|------|------|-------|-------|----|----------------|
| 57 | 1993 | * | 1.01 | 3,5 | 0,6 | 32,5 | * | * | 0 | виправдався |
| 58 | 1993 | 13.02 | 12.02 | 1,3 | 28,8 | 5,2 | 12.02 | 13.02 | 0 | виправдався |
| 59 | 1994 | * | 5.11 | 11,1 | 4,5 | 79,4 | * | * | 0 | виправдався |
| 60 | 1994 | * | 12.11 | 9,3 | 5,7 | 74,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 61 | 1994 | * | 1.12 | 6,6 | 2,2 | 62,6 | * | * | 0 | виправдався |
| 62 | 1994 | * | 16.12 | 6,2 | 49,4 | 60,2 | * | * | 0 | виправдався |
| 63 | 1995 | * | 6.11 | 11,0 | 14,1 | 79,1 | * | * | 0 | виправдався |
| 64 | 1995 | * | 30.11 | 7,9 | 83,9 | 68,7 | 9.12 | 10.12 | — | не виправдався |
| 65 | 1996 | * | 17.12 | 7,0 | 75,3 | 64,6 | 26.12 | 27.12 | — | не виправдався |
| 66 | 1996 | 3.02 | 17.01 | 2,9 | 47,2 | 22,5 | 26.01 | 27.01 | -7 | не виправдався |
| 67 | 1997 | * | 27.10 | 12,5 | 5,5 | 83,1 | * | * | 0 | виправдався |
| 68 | 1997 | * | 21.11 | 7,9 | 4,2 | 68,7 | * | * | 0 | виправдався |
| 69 | 1997 | * | 6.12 | 6,7 | 11,3 | 63,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 70 | 1997 | * | 15.12 | 5,2 | 57,1 | 52,9 | 19.12 | 20.12 | — | не виправдався |
| 71 | 1997 | 02.02 | 22.01 | 2,1 | 58,7 | 13,1 | 26.01 | 27.01 | -6 | не виправдався |

Продовження таблиці Б.1

| № з/п | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\min}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\min}}$ | $D'_{пл.л.}$ | δ , у днях | Висновок |
|-------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------|--------------|----------------------|----------------|
| 72 | 1998 | 31.01 | 18.01 | 2,5 | 48,6 | 17,0 | 21.01 | 22.01 | -8 | не виправдався |
| 73 | 1999 | * | 9.11 | 12,2 | 4,8 | 82,1 | * | * | 0 | виправдався |
| 74 | 1999 | * | 24.11 | 8,2 | 25,6 | 70,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 75 | 1999 | * | 30.11 | 8,2 | 1,5 | 70,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 76 | 1999 | 27.01 | 21.12 | 4,4 | 47,8 | 46,0 | 3.01 | 4.01 | -23 | не виправдався |
| 77 | 1999 | 27.01 | 30.12 | 4,4 | 47,8 | 46,0 | 20.01 | 21.01 | -6 | не виправдався |
| 78 | 1999 | 27.01 | 8.01 | 4,1 | 92,5 | 42,4 | 21.01 | 22.01 | -5 | не виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|------|------|------|-------|-------|----|----------------|
| 79 | 2000 | * | 29.11 | 9,3 | 5,7 | 74,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 80 | 2000 | * | 20.12 | 8,6 | 24,0 | 71,4 | * | * | 0 | виправдався |
| 81 | 2000 | * | 12.01 | 4,5 | 39,1 | 47,4 | * | * | 0 | виправдався |
| 82 | 2001 | * | 21.11 | 8,8 | 1,9 | 72,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 83 | 2001 | * | 28.11 | 8,8 | 81,3 | 72,0 | 10.12 | 11.12 | — | не виправдався |
| 84 | 2002 | * | 6.11 | 11,1 | 1,3 | 79,4 | * | * | 0 | виправдався |
| 85 | 2002 | 01.01 | 31.12 | 2,6 | 10,6 | 17,3 | * | * | — | не виправдався |
| 86 | 2002 | 05.01 | 5.01 | 2,1 | 16,8 | 13,1 | 05.01 | 06.01 | +1 | виправдався |

Продовження таблиці Б.1

| № з/п | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\min}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\min}}$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------|--------------|---------------------|----------------|
| 87 | 2003 | * | 3.12 | 6,7 | 5,0 | 63,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 88 | 2003 | * | 7.12 | 6,7 | 1,4 | 63,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 89 | 2003 | 24.01 | 24.12 | 4,7 | 54,8 | 49,2 | 7.01 | 8.01 | -16 | не виправдався |
| 90 | 2004 | * | 21.11 | 7,9 | 3,5 | 68,7 | * | * | 0 | виправдався |
| 91 | 2004 | * | 14.12 | 5,6 | 34,3 | 51,2 | * | * | 0 | виправдався |
| 92 | 2004 | 29.01 | 17.01 | 4,0 | 45,0 | 41,0 | 29.01 | 30.01 | +1 | виправдався |
| 93 | 2004 | 29.01 | 23.01 | 2,7 | 6,2 | 20,0 | 27.01 | 28.01 | -1 | виправдався |
| 94 | 2005 | * | 21.11 | 8,2 | 10,6 | 70,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 95 | 2005 | * | 10.12 | 7,7 | 5,6 | 67,9 | * | * | 0 | виправдався |
| 96 | 2005 | * | 18.12 | 6,2 | 18,5 | 60,2 | * | * | 0 | виправдався |
| 97 | 2005 | 20.01 | 4.01 | 4,6 | 77,7 | 48,1 | 18.01 | 19.01 | -1 | виправдався |
| 98 | 2006 | * | 6.11 | 10,9 | 1,2 | 78,9 | * | * | 0 | виправдався |
| 99 | 2006 | * | 26.12 | 6,1 | 4,8 | 59,6 | * | * | 0 | виправдався |
| 100 | 2006 | * | 25.01 | 5,0 | 30,4 | 51,9 | * | * | 0 | виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|-----|------|---|-------|-----|-----|------|---|---|---|-------------|
| 101 | 2007 | * | 17.11 | 9,3 | 6,8 | 74,0 | * | * | 0 | виправдався |
|-----|------|---|-------|-----|-----|------|---|---|---|-------------|

Продовження таблиці Б.1

| № з/п | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, °C$ | $\Sigma \theta^- , °C$ | $\Sigma \theta^- _{min}, °C$ | $D_{\Sigma \theta^- _{min}}$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------|------------------------|------------------------------|------------------------------|--------------|---------------------|----------------|
| 102 | 2007 | * | 29.11 | 8,1 | 3,7 | 69,2 | * | * | 0 | виправдався |
| 103 | 2007 | * | 13.12 | 5,1 | 57,2 | 52,5 | 3.01 | 4.01 | — | не виправдався |
| 104 | 2008 | * | 13.12 | 6,7 | 6,7 | 63,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 105 | 2008 | * | 24.12 | 5,5 | 31,5 | 55,8 | * | * | 0 | виправдався |

$$P = ((105-22) / 105) * 100\% = 79 \%$$

Позначення: $D_{пл.л.}$ – фактична дата появи льоду; D_0 – дата переходу температури повітря через $0^\circ C$; T_0 – температура води у декаду D_0 ; $\Sigma|\theta^-|$ – сума від'ємних температур повітря від дати D_0 до дати $D'_{пл.л.}$; $\Sigma|\theta^-|_{min}$ – мінімальна сума від'ємних температур повітря, необхідна для появи льоду (за графіком залежності рис.5.6); $D_{\Sigma|\theta^-|_{min}}$ – дата накопичення $\Sigma|\theta^-|_{min}$; $D'_{пл.л.}$ – прогнозна дата появи плавучого льоду; δ – похибка у днях; * - льод не утворюється.

Таблиця Б.2

Перевірні прогнози за фізико-статистичними залежностями $\Sigma|\theta^-| = f(T_0)$

р. Десна – м. Чернігів 1980-2008 рр. (* – стан об'єкту „чисто”, льод не утворюється)

| № з/П | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\text{мін}}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\text{мін}}}$ | $D'_{пл.л.}$ | δ , у днях | Висновок |
|-------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------------|--------------|----------------------|----------------|
| 1 | 1980 | 11.11 | 1.11 | 2,4 | 30,4 | 10,8 | 4.11 | 5.11 | -7 | не виправдався |
| 2 | 1980 | 3.12 | 1.12 | 2,2 | 15,7 | 9,6 | 2.12 | 3.12 | 0 | виправдався |
| 3 | 1981 | * | 10.11 | 4,7 | 11,8 | 24,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 4 | 1981 | 12.12 | 5.12 | 0,6 | 11,8 | 5,0 | 7.12 | 8.12 | -5 | не виправдався |
| 5 | 1982 | * | 20.10 | 9,7 | 2,4 | 84,4 | * | * | 0 | виправдався |
| 6 | 1982 | * | 6.11 | 4,4 | 5,3 | 22,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 7 | 1982 | 4.12 | 3.12 | 0,7 | 10,0 | 5,1 | 4.12 | 5.12 | +1 | виправдався |
| 8 | 1982 | 1.01 | 25.12 | 2,5 | 13,4 | 11,3 | 1.01 | 2.01 | +1 | виправдався |
| 9 | 1983 | * | 30.10 | 7,7 | 1,9 | 67,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 10 | 1983 | 14.11 | 12.11 | 1,2 | 14,2 | 6,3 | 13.11 | 14.11 | 0 | виправдався |
| 11 | 1984 | * | 17.10 | 9,2 | 0,9 | 80,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 12 | 1984 | 13.11 | 11.11 | 1,0 | 16,2 | 5,8 | 12.11 | 13.11 | 0 | виправдався |

Продовження таблиці Б.2

| № з/П | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\text{мін}}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\text{мін}}}$ | $D'_{пл.л.}$ | δ , у днях | Висновок |
|-------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------------|--------------|----------------------|-------------|
| 13 | 1984 | 29.11 | 28.11 | 0,2 | 4,3 | 4,2 | 29.11 | 30.11 | +1 | виправдався |
| 14 | 1985 | * | 29.10 | 6,3 | 1,5 | 36,4 | * | * | 0 | виправдався |
| 15 | 1985 | 20.11 | 15.11 | 1,9 | 33,2 | 8,8 | 18.11 | 19.11 | -1 | виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|------|------|-------|-------|-----|----------------|
| 16 | 1986 | * | 14.11 | 2,4 | 5,7 | 10,8 | * | * | 0 | виправдався |
| 17 | 1986 | 10.12 | 24.11 | 1,0 | 8,2 | 5,8 | 27.11 | 28.11 | -13 | не виправдався |
| 18 | 1986 | 10.12 | 8.12 | 0,2 | 17,4 | 4,2 | 8.12 | 9.12 | -1 | виправдався |
| 19 | 1987 | * | 27.10 | 5,0 | 7,1 | 26,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 20 | 1987 | * | 1.11 | 2,1 | 3,8 | 9,4 | * | * | 0 | виправдався |
| 21 | 1987 | * | 9.11 | 2,1 | 9,2 | 9,4 | * | * | 0 | виправдався |
| 22 | 1987 | * | 21.11 | 1,5 | 3,4 | 7,2 | * | * | 0 | виправдався |
| 23 | 1987 | 5.12 | 28.11 | 1,5 | 11,6 | 7,2 | 5.12 | 6.12 | +1 | виправдався |
| 24 | 1988 | 4.11 | 25.10 | 5,2 | 16,4 | 27,6 | 10.11 | 11.11 | +8 | не виправдався |
| 25 | 1989 | 18.11 | 12.11 | 2,8 | 9,6 | 12,6 | 19.11 | 20.11 | +2 | виправдався |
| 26 | 1990 | 11.12 | 2.12 | 2,3 | 14,4 | 10,2 | 9.12 | 10.12 | -1 | виправдався |
| 27 | 1990 | 16.12 | 15.12 | 0,2 | 3,7 | 4,2 | 17.12 | 18.12 | +2 | виправдався |

Продовження таблиці Б.2

| № з/п | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\min}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\min}}$ | $D'_{пл.л.}$ | δ , у днях | Висновок |
|-------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------|--------------|----------------------|----------------|
| 28 | 1991 | * | 25.10 | 8,3 | 17,8 | 72,2 | * | * | 0 | виправдався |
| 29 | 1991 | * | 27.11 | 2,9 | 1,7 | 13,1 | * | * | 0 | виправдався |
| 30 | 1991 | 7.12 | 2.12 | 1,1 | 22,0 | 6,0 | 6.12 | 7.12 | 0 | виправдався |
| 31 | 1992 | * | 13.10 | 6,7 | 1,9 | 40,5 | * | * | 0 | виправдався |
| 32 | 1992 | 11.11 | 9.11 | 4,3 | 10,3 | 21,5 | * | * | — | не виправдався |
| 33 | 1992 | 25.11 | 23.11 | 1,6 | 8,7 | 7,4 | 25.11 | 26.11 | +1 | виправдався |
| 34 | 1992 | 30.11 | 28.11 | 1,6 | 17,6 | 7,4 | 29.11 | 30.11 | 0 | виправдався |
| 35 | 1993 | 10.11 | 30.10 | 5,7 | 8,6 | 36,7 | 13.11 | 14.11 | +4 | не виправдався |
| 36 | 1993 | 10.11 | 9.11 | 1,8 | 11,4 | 8,0 | 10.11 | 11.11 | +1 | виправдався |
| 37 | 1994 | * | 18.10 | 9,8 | 3,8 | 85,3 | * | * | 0 | виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|------|------|-------|-------|----|-------------|
| 38 | 1994 | 15.11 | 4.11 | 4,5 | 36,1 | 22,6 | 14.11 | 15.11 | 0 | виправдався |
| 39 | 1994 | 28.11 | 26.11 | 1,1 | 17,6 | 6,0 | 27.11 | 28.11 | 0 | виправдався |
| 40 | 1994 | 6.12 | 4.12 | 0,1 | 8,6 | 4,1 | 5.12 | 6.12 | 0 | виправдався |
| 41 | 1995 | 13.11 | 5.11 | 4,2 | 21,1 | 20,8 | 13.11 | 14.11 | +1 | виправдався |
| 42 | 1995 | 22.11 | 19.11 | 2,0 | 10,5 | 9,0 | 22.11 | 23.11 | +1 | виправдався |

Продовження таблиці Б.2

| № з/П | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\min}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\min}}$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|-------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------|--------------|---------------------|----------------|
| 43 | 1996 | 18.12 | 11.12 | 1,4 | 9,9 | 6,9 | 17.12 | 18.12 | 0 | виправдався |
| 44 | 1997 | * | 25.10 | 5,0 | 7,8 | 26,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 45 | 1997 | * | 4.11 | 2,6 | 6,7 | 11,7 | * | * | 0 | виправдався |
| 46 | 1997 | 5.12 | 28.11 | 2,5 | 14,0 | 11,3 | 1.12 | 2.12 | -3 | не виправдався |
| 47 | 1999 | * | 22.10 | 5,8 | 1,2 | 32,6 | * | * | 0 | виправдався |
| 48 | 1999 | 17.11 | 9.11 | 4,9 | 20,8 | 25,5 | 19.11 | 20.11 | +3 | не виправдався |
| 49 | 1999 | 18.12 | 17.12 | 0,2 | 2,9 | 4,2 | 20.12 | 21.12 | +3 | не виправдався |
| 50 | 2000 | * | 24.11 | 2,7 | 25,0 | 12,1 | 26.11 | 27.11 | — | не виправдався |
| 51 | 2000 | * | 3.12 | 1,2 | 3,0 | 6,3 | * | * | 0 | виправдався |
| 52 | 2000 | * | 8.12 | 1,2 | 2,7 | 6,3 | * | * | 0 | виправдався |
| 53 | 2000 | 24.12 | 19.12 | 2,0 | 26,3 | 9,0 | 21.12 | 22.12 | -2 | виправдався |
| 54 | 2001 | * | 24.10 | 6,3 | 4,1 | 36,4 | * | * | 0 | виправдався |
| 55 | 2001 | 22.11 | 14.11 | 2,7 | 13,6 | 12,1 | 22.11 | 23.11 | +1 | виправдався |
| 56 | 2002 | * | 4.11 | 3,7 | 15,4 | 17,5 | * | * | 0 | виправдався |
| 57 | 2002 | 1.12 | 30.11 | 3,8 | 15,5 | 18,1 | 2.12 | 3.12 | +2 | виправдався |

Продовження таблиці Б.2

| № з/П | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\text{мін}}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\text{мін}}}$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------------|--------------|---------------------|----------------|
| 58 | 2003 | * | 24.10 | 5,9 | 4,5 | 33,4 | * | * | 0 | виправдався |
| 59 | 2003 | * | 13.11 | 3,0 | 11,7 | 13,7 | * | * | 0 | виправдався |
| 60 | 2003 | 10.12 | 2.12 | 1,8 | 18,9 | 8,0 | 6.12 | 7.12 | -3 | не виправдався |
| 61 | 2003 | 17.12 | 16.12 | 0,5 | 2,9 | 4,8 | 18.12 | 19.12 | +2 | виправдався |
| 62 | 2003 | 24.12 | 23.12 | 0,7 | 9,4 | 5,1 | 24.12 | 25.12 | +1 | виправдався |
| 63 | 2004 | 25.11 | 16.11 | 5,6 | 1,0 | 30,9 | 28.11 | 29.11 | +4 | не виправдався |
| 64 | 2004 | 25.11 | 20.11 | 5,6 | 26,7 | 30,9 | 27.11 | 28.11 | +3 | не виправдався |
| 65 | 2004 | 14.12 | 13.12 | 0,3 | 5,9 | 4,4 | 14.12 | 15.12 | +1 | виправдався |
| 66 | 2005 | * | 29.10 | 7,5 | 4,2 | 62,3 | * | * | 0 | виправдався |
| 67 | 2005 | * | 10.11 | 4,1 | 1,6 | 20,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 68 | 2005 | * | 19.11 | 3,3 | 6,9 | 15,3 | * | * | 0 | виправдався |
| 69 | 2005 | 19.12 | 2.12 | 1,7 | 18,6 | 7,7 | 5.12 | 6.12 | -13 | не виправдався |
| 70 | 2005 | 19.12 | 14.12 | 0,5 | 7,6 | 4,8 | 19.12 | 20.12 | +1 | виправдався |
| 71 | 2006 | * | 3.11 | 4,6 | 16,6 | 23,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 72 | 2006 | * | 18.11 | 3,0 | 1,8 | 13,7 | * | * | 0 | виправдався |

Продовження таблиці Б.2

| № з/П | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\text{мін}}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\text{мін}}}$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------------|--------------|---------------------|----------------|
| 73 | 2006 | * | 4.12 | 3,6 | 1,9 | 17,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 74 | 2006 | * | 18.12 | 3,6 | 4,8 | 17,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 75 | 2006 | * | 25.12 | 1,3 | 8,0 | 6,5 | 26.12 | 27.12 | — | не виправдався |
| 76 | 2006 | 29.01 | 3.01 | 0,8 | 1,2 | 5,3 | * | * | 0 | виправдався |
| 77 | 2006 | 29.01 | 24.01 | 1,2 | 32,2 | 6,3 | 26.01 | 27.01 | -2 | виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|------|------|-------|-------|----|----------------|
| 78 | 2007 | * | 5.11 | 5,5 | 7,7 | 30,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 79 | 2007 | 21.11 | 12.11 | 1,4 | 20,7 | 6,9 | 15.11 | 16.11 | -5 | не виправдався |
| 80 | 2007 | 1.12 | 28.11 | 0,7 | 5,7 | 5,1 | 1.12 | 2.12 | +1 | виправдався |
| 81 | 2007 | 16.12 | 11.12 | 0,4 | 13,7 | 4,6 | 13.12 | 14.12 | -2 | виправдався |
| 82 | 2008 | * | 7.11 | 7,5 | 1,2 | 62,3 | * | * | 0 | виправдався |
| 83 | 2008 | * | 18.11 | 3,7 | 1,9 | 17,5 | * | * | 0 | виправдався |
| 84 | 2008 | 18.12 | 9.12 | 2,9 | 34,3 | 13,1 | 14.12 | 15.12 | -3 | не виправдався |

$$P = ((84-17) / 84) * 100\% = 80 \%$$

Таблиця Б.3

Перевірні прогнози за фізико-статистичними залежностями $\Sigma|\theta^-| = f(T_0)$

р. Тилігул – смт. Березівка 1980-2008 рр. (* – стан об'єкту „чисто”, льод не утворюється)

| № з/П | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\min}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\min}}$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------|--------------|---------------------|----------------|
| 1 | 1980 | * | 1.11 | 3,8 | 4,3 | 4,0 | 1.11 | 2.11 | — | не виправдався |
| 2 | 1980 | * | 8.11 | 3,7 | 12,4 | 3,8 | 9.11 | 10.11 | — | не виправдався |
| 3 | 1980 | * | 14.11 | 3,6 | 2,4 | 3,7 | * | * | 0 | виправдався |
| 4 | 1980 | * | 21.11 | 6,0 | 3,6 | 6,5 | * | * | 0 | виправдався |
| 5 | 1980 | 6.12 | 2.12 | 2,4 | 19,1 | 2,8 | 3.12 | 4.12 | -2 | виправдався |
| 6 | 1981 | 17.11 | 9.11 | 4,5 | 5,8 | 4,7 | 13.11 | 14.11 | -3 | не виправдався |
| 7 | 1981 | 17.11 | 16.11 | 1,1 | 5,6 | 2,3 | 17.11 | 18.11 | 0 | виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|------|-----|-------|-------|----|----------------|
| 8 | 1981 | * | 28.11 | 3,5 | 2,6 | 3,6 | * | * | 0 | виправдався |
| 9 | 1981 | * | 5.12 | 2,7 | 2,7 | 3,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 10 | 1981 | 19.12 | 14.12 | 1,0 | 10,2 | 2,2 | 14.12 | 15.12 | -5 | не виправдався |
| 11 | 1982 | 7.11 | 6.11 | 3,2 | 7,6 | 3,3 | 6.11 | 7.11 | 0 | виправдався |
| 12 | 1982 | 4.12 | 2.12 | 0,8 | 2,3 | 2,1 | 3.12 | 4.12 | 0 | виправдався |
| 13 | 1983 | 12.11 | 12.11 | 0,0 | 2,9 | 2,1 | 12.11 | 13.11 | +1 | виправдався |

Продовження таблиці Б.3

| № з/п | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\min}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\min}}$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------|--------------|---------------------|----------------|
| 14 | 1984 | 13.11 | 12.11 | 0,9 | 4,8 | 2,2 | 12.11 | 13.11 | 0 | виправдався |
| 15 | 1984 | 1.12 | 29.11 | 2,6 | 1,1 | 3,0 | 30.11 | 1.12 | 0 | виправдався |
| 16 | 1985 | 17.11 | 16.11 | 4,0 | 1,5 | 4,1 | 17.11 | 18.11 | +1 | виправдався |
| 17 | 1986 | 13.01 | 13.01 | 0,0 | 7,9 | 2,1 | 13.01 | 14.01 | +1 | виправдався |
| 18 | 1987 | 28.10 | 28.10 | 4,2 | 0,2 | 4,2 | * | * | — | не виправдався |
| 19 | 1987 | * | 10.11 | 6,4 | 2,9 | 7,1 | * | * | 0 | виправдався |
| 20 | 1987 | 5.12 | 3.12 | 1,4 | 1,3 | 2,4 | 4.12 | 5.12 | 0 | виправдався |
| 21 | 1988 | 27.10 | 26.10 | 4,0 | 1,2 | 4,1 | 27.10 | 28.10 | +1 | виправдався |
| 22 | 1989 | 19.11 | 17.11 | 4,4 | 0,3 | 4,5 | 19.11 | 20.11 | +1 | виправдався |
| 23 | 1990 | 4.12 | 2.12 | 2,8 | 1,3 | 3,1 | 3.12 | 4.12 | 0 | виправдався |
| 24 | 1990 | 19.12 | 17.12 | 4,5 | 1,8 | 4,7 | 18.12 | 19.12 | 0 | виправдався |
| 25 | 1991 | * | 29.10 | 6,4 | 2,0 | 7,1 | 2.11 | 3.11 | — | не виправдався |
| 26 | 1991 | * | 27.11 | 5,8 | 3,2 | 6,3 | * | * | 0 | виправдався |
| 27 | 1991 | * | 2.12 | 0,6 | 0,5 | 2,1 | * | * | 0 | виправдався |
| 28 | 1991 | 6.12 | 4.12 | 0,6 | 1,7 | 2,1 | 6.12 | 7.12 | +1 | виправдався |

Продовження таблиці Б.3

| № з/п | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\text{мін}}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\text{мін}}}$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------------|--------------|---------------------|----------------|
| 29 | 1992 | 15.12 | 14.12 | 0,0 | 1,7 | 2,1 | 15.12 | 16.12 | +1 | виправдався |
| 30 | 1993 | 1.11 | 31.10 | 10,4 | 0,2 | 13,2 | * | * | — | не виправдався |
| 31 | 1993 | 10.11 | 10.11 | 5,3 | 5,9 | 5,6 | 10.11 | 11.11 | +1 | виправдався |
| 32 | 1994 | 13.03 | 13.03 | 3,1 | 5,8 | 3,2 | 13.03 | 14.03 | +1 | виправдався |
| 33 | 1995 | 24.02 | 23.02 | 0,2 | 2,1 | 2,1 | 24.02 | 25.02 | +1 | виправдався |
| 34 | 1996 | * | 10.12 | 7,8 | 1,4 | 9,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 35 | 1996 | 21.12 | 20.12 | 2,9 | 3,2 | 3,2 | 20.12 | 21.12 | 0 | виправдався |
| 36 | 1997 | 7.12 | 6.12 | 2,5 | 1,2 | 2,9 | 7.12 | 8.12 | +1 | виправдався |
| 37 | 1998 | * | 10.11 | 8,3 | 4,3 | 9,7 | * | * | 0 | виправдався |
| 38 | 1998 | 18.11 | 13.11 | 2,5 | 4,8 | 2,9 | 14.11 | 15.11 | -3 | не виправдався |
| 39 | 1999 | 9.11 | 9.11 | 4,9 | 9,2 | 5,2 | 10.11 | 11.11 | +2 | виправдався |
| 40 | 1999 | 25.11 | 24.11 | 1,5 | 3,9 | 2,6 | 24.11 | 25.11 | 0 | виправдався |
| 41 | 1999 | * | 17.12 | 4,4 | 0,3 | 4,5 | * | * | 0 | виправдався |
| 42 | 1999 | 22.12 | 21.12 | 0,4 | 2,4 | 2,1 | 21.12 | 22.12 | 0 | виправдався |
| 43 | 2000 | * | 24.11 | 4,2 | 19,8 | 4,3 | 25.11 | 26.11 | — | не виправдався |

Продовження таблиці Б.3

| № з/п | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\text{мін}}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\text{мін}}}$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------------|--------------|---------------------|-------------|
| 44 | 2000 | * | 8.12 | 2,2 | 1,8 | 2,8 | * | * | 0 | виправдався |
| 45 | 2000 | 21.12 | 20.12 | 4,3 | 2,7 | 4,4 | 21.12 | 22.12 | +1 | виправдався |
| 46 | 2001 | * | 25.10 | 6,2 | 1,3 | 6,8 | * | * | 0 | виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|-----|-----|-------|-------|----|----------------|
| 47 | 2001 | * | 17.11 | 4,8 | 2,2 | 5,0 | * | * | 0 | виправдався |
| 48 | 2001 | 21.11 | 20.11 | 4,8 | 0,7 | 5,0 | 21.11 | 22.11 | +1 | виправдався |
| 49 | 2001 | 28.11 | 27.11 | 3,2 | 0,6 | 3,3 | * | * | — | не виправдався |
| 50 | 2001 | 4.12 | 2.12 | 0,8 | 1,8 | 2,1 | 3.12 | 4.12 | 0 | виправдався |
| 51 | 2002 | * | 5.11 | 5,5 | 5,1 | 5,9 | * | * | 0 | виправдався |
| 52 | 2002 | 1.12 | 1.12 | 0,4 | 5,5 | 2,1 | 1.12 | 2.12 | +1 | виправдався |
| 53 | 2003 | * | 28.10 | 5,9 | 1,8 | 6,4 | * | * | 0 | виправдався |
| 54 | 2003 | * | 12.11 | 5,2 | 3,3 | 5,5 | * | * | 0 | виправдався |
| 55 | 2003 | 3.12 | 2.12 | 2,2 | 1,3 | 2,8 | * | * | — | не виправдався |
| 56 | 2003 | 7.12 | 7.12 | 2,2 | 2,0 | 2,8 | 8.12 | 9.12 | +2 | виправдався |
| 57 | 2003 | 16.12 | 16.12 | 2,2 | 0,3 | 2,8 | 18.12 | 19.12 | +3 | не виправдався |
| 58 | 2003 | 24.12 | 24.12 | 1,3 | 5,3 | 2,4 | 24.12 | 25.12 | +1 | виправдався |

Продовження таблиці Б.3

| № з/п | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\min}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\min}}$ | $D'_{пл.л.}$ | δ , у днях | Висновок |
|-------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------|--------------|----------------------|----------------|
| 59 | 2004 | 21.11 | 20.11 | 3,0 | 0,2 | 3,2 | 22.11 | 23.11 | +2 | виправдався |
| 60 | 2004 | * | 1.12 | 4,0 | 2,1 | 4,1 | * | * | 0 | виправдався |
| 61 | 2004 | 14.12 | 14.12 | 2,1 | 3,0 | 2,8 | 14.12 | 15.12 | +1 | виправдався |
| 62 | 2005 | 21.11 | 20.11 | 4,6 | 0,9 | 4,8 | 22.11 | 23.11 | +2 | виправдався |
| 63 | 2005 | * | 4.12 | 6,1 | 0,2 | 6,7 | * | * | 0 | виправдався |
| 64 | 2005 | 11.12 | 10.12 | 6,1 | 1,4 | 6,7 | * | * | — | не виправдався |
| 65 | 2005 | 14.12 | 14.12 | 1,2 | 1,3 | 2,3 | 16.12 | 17.12 | +3 | не виправдався |
| 66 | 2006 | 12.11 | 4.11 | 4,7 | 4,9 | 4,9 | 6.11 | 7.11 | -5 | не виправдався |
| 67 | 2006 | * | 5.12 | 5,8 | 1,1 | 6,2 | * | * | 0 | виправдався |
| 68 | 2006 | 22.12 | 20.12 | 4,9 | 2,4 | 5,1 | * | * | — | не виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|-----|------|-------|-------|----|----------------|
| 69 | 2006 | 26.12 | 26.12 | 0,7 | 6,2 | 2,1 | 26.12 | 27.12 | +1 | виправдався |
| 70 | 2007 | * | 6.11 | 9,4 | 2,4 | 11,5 | * | * | 0 | виправдався |
| 71 | 2007 | 14.11 | 11.11 | 5,0 | 5,2 | 5,1 | 13.11 | 14.11 | 0 | виправдався |
| 72 | 2007 | 18.11 | 17.11 | 5,0 | 3,9 | 5,1 | * | * | — | не виправдався |
| 73 | 2007 | 29.11 | 29.11 | 3,4 | 2,0 | 3,6 | * | * | — | не виправдався |

Продовження таблиці Б.3

| № з/П | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- _{\min}, ^\circ\text{C}$ | $D_{\Sigma \theta^- _{\min}}$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|---|-------------------------------|--------------|---------------------|----------------|
| 74 | 2007 | 16.12 | 11.12 | 1,7 | 4,7 | 2,6 | 13.12 | 14.12 | -2 | виправдався |
| 75 | 2008 | 18.11 | 18.11 | 5,4 | 0,6 | 5,8 | * | * | — | не виправдався |
| 76 | 2008 | 15.12 | 12.12 | 2,1 | 3,7 | 2,8 | 13.12 | 14.12 | -1 | виправдався |
| 77 | 2008 | 26.12 | 24.12 | 0,6 | 2,8 | 2,1 | 25.12 | 26.12 | 0 | виправдався |

$$P = ((77-18) / 77) * 100\% = 77 \%$$

Додаток В

Таблиця В.1

Індекси атмосферної циркуляції та їх визначення

| Назва індексу | Метод визначення |
|--|--|
| Індекс Північно-Атлантичного коливання (ПАК) | Зимовий індекс (грудень – березень) визначається як різниця тиску над рівнем моря між Лісабоном та Рейк'явіком, річний, місячний та сезонний індекси, визначаються за різницею тиску над рівнем моря між Понта Дельгада та Рейк'явіком, добовий індекс, побудований на добових даних про аномалії поверхні 500 мб для північної півкулі, визначається за різницею тиску над рівнем моря між Азорськими островами, Гібралтаром та Рейк'явіком [87]. |
| Індекс Скандинавської осциляції (СКАНД) | Щомісячний індекс Скандинавської осциляції розраховується шляхом методу обертання головних компонент по нормалізованим до 500 гПа аномаліям геопотенціалу осциляції за період з 1950 по 2000 роки. Індекс СКАНД розраховується з 1950 р. [91]. |
| Індекс Арктичної осциляції (АО) | Визначається як перша компонента розкладання по природних ортогональних функціях місячних значень стандартизованих полів аномалій тиску на рівні 1000 гПа для північної півкулі (20-90° пн.ш.) у зимовий сезон (грудень – березень) за 1979-2000 рр.. (Стандартизовані індекси у вільному доступі на сайті [91] починаючи з 1950 р.) [73] |

Продовження таблиці В.1

| | |
|--|---|
| <p>Індекс Ель-Ніньо – Південне колювання (ЕНПК)</p> | <p>Представляє собою стандартизовану різницю нормалізованих середньомісячних аномалій тиску на станціях Таїті і Дарвін. Ідентифікація явища ЕНПК здійснюється, в основному, за середньомісячними даними приземного тиску або середньомісячних аномалій температури поверхні в екваторіальному районі Тихого океану (індекси Ель Ніньо і Ла Нінья) [91].</p> |
| <p>Індекс Тихоокеансько- Північно- Американської осциляції (ТПА)</p> | <p>Визначається за даними як стандартизоване відхилення середнєзваженого значення тиску на рівня моря (1000 мбар) для району з координатами 30-65 пн.ш., 160 с.д.-140 з.д. [91]</p> |
| <p>Індекс Індюокеанського диполя (ІОД)</p> | <p>Розраховується як нормована різниця аномалій температури поверхні океану між західною (50-70°с.д., 10°пд.ш.-10°пн.ш.) і східною (90-110°с.д., 0-10°) частинами екваторіальної частини Індійського океану [91].</p> |

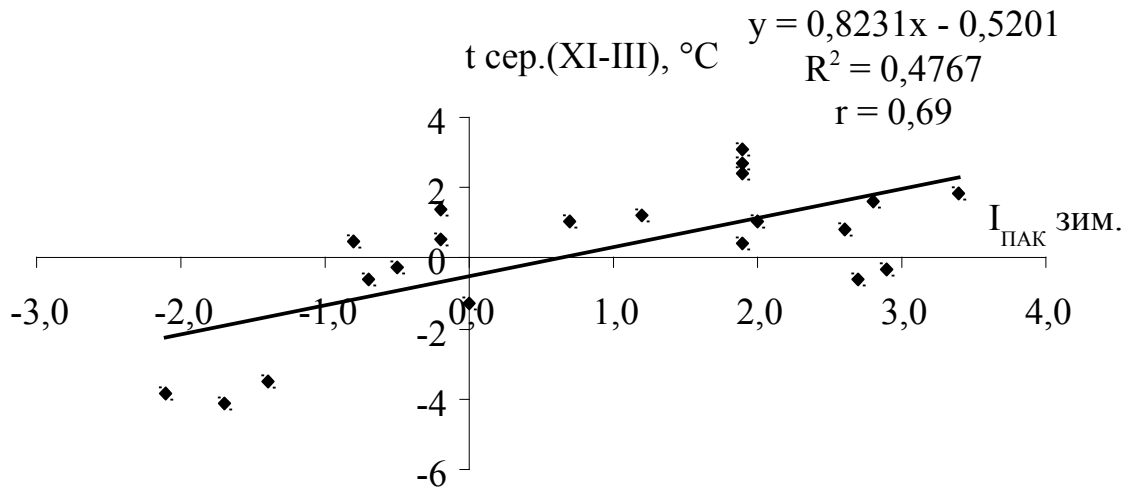


Рис. Д.1. Залежність температури повітря, осередненої за холодний період (листопад-березень) по метеостанції м. Могильов-Подільський від зимових (грудень-лютий) індексів ПАК (1980-2002 рр.).

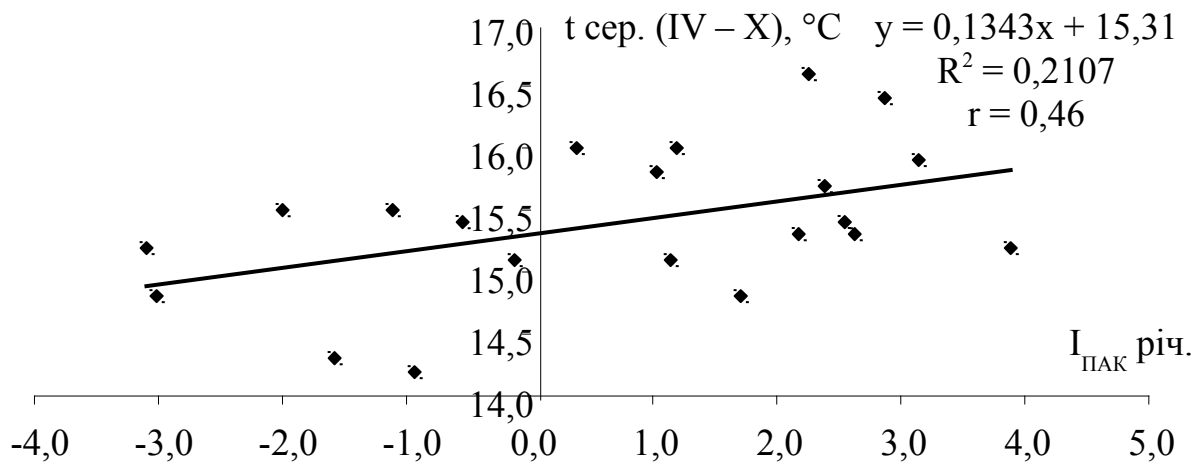


Рис. Д.2. Залежність температури повітря, осередненої за теплий період (квітень-жовтень) по метеостанції м. Могильов-Подільський від річних індексів ПАК (1980-2002 рр.).

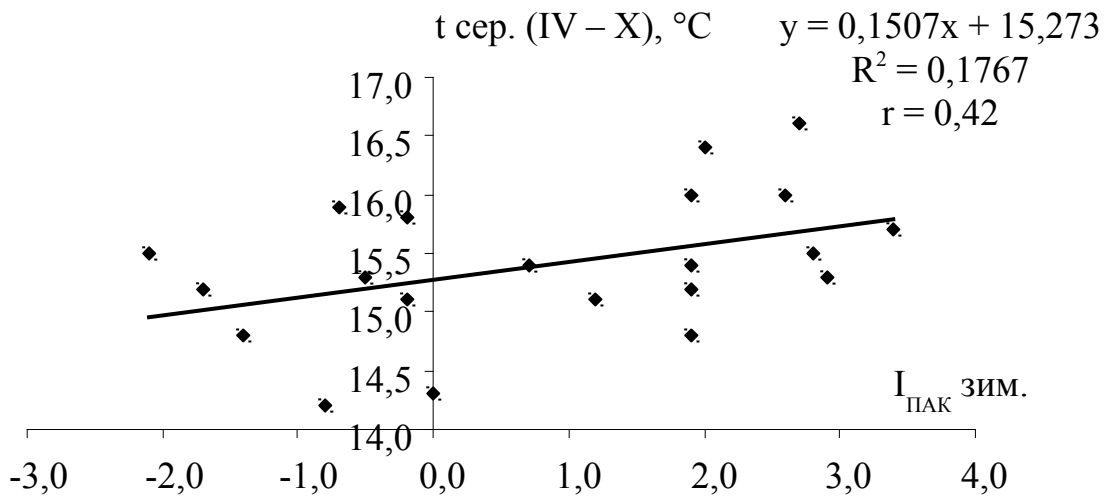


Рис. Д.3. Залежність температури повітря, осередненої за теплий період (квітень-жовтень) по метеостанції м. Могильов-Подільський від зимових (грудень-лютий) індексів ПАК (1980-2002 рр.).

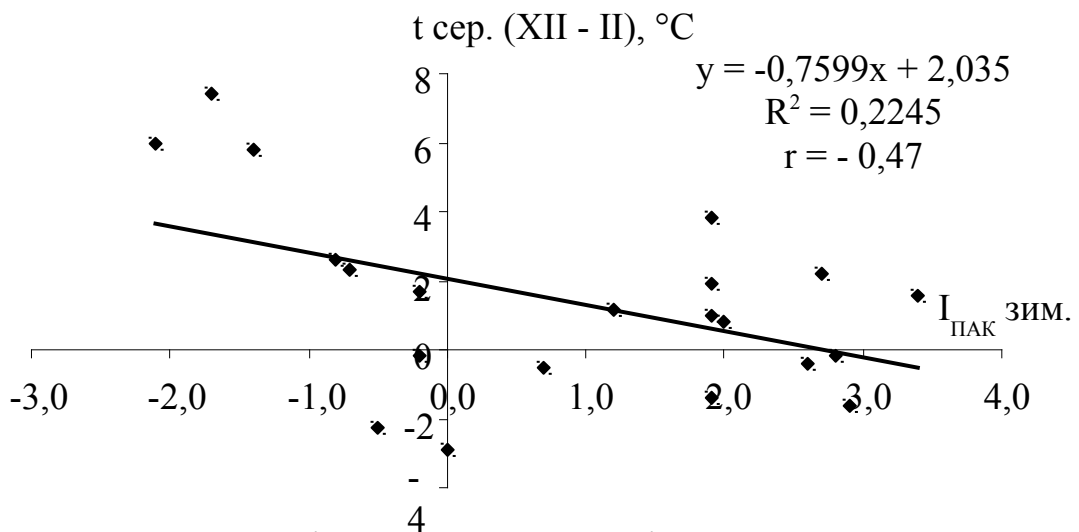


Рис. Д.4. Залежність температури повітря, осередненої за зимовий сезон (грудень-лютий) по метеостанції м. Могильов-Подільський від зимових (грудень-лютий) індексів ПАК (1980-2002 рр.).

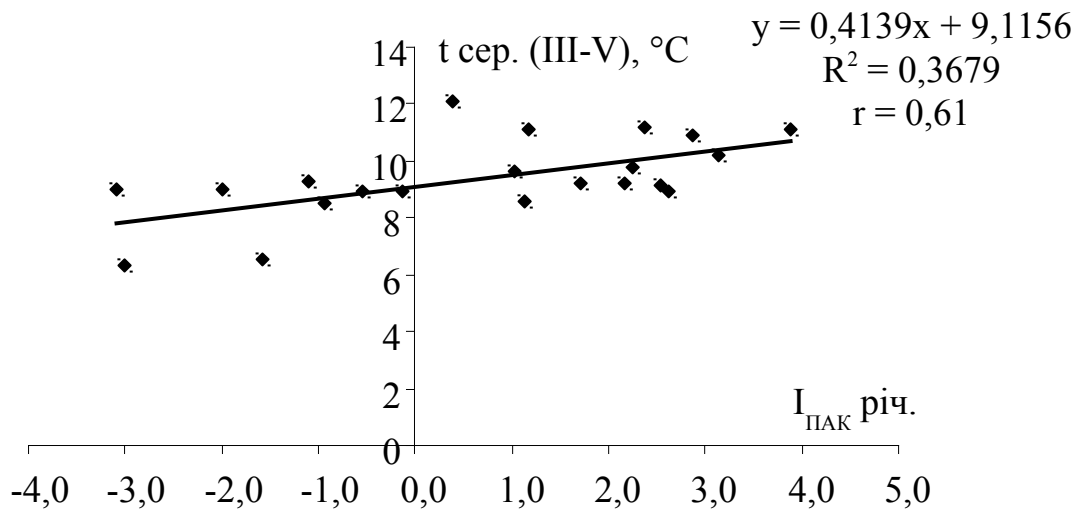


Рис. Д.5. Залежність температури повітря, осередненої за весняний сезон (березень-травень) по метеостанції м. Могильов-Подільський від річних індексів ПАК (1980-2002 рр.).

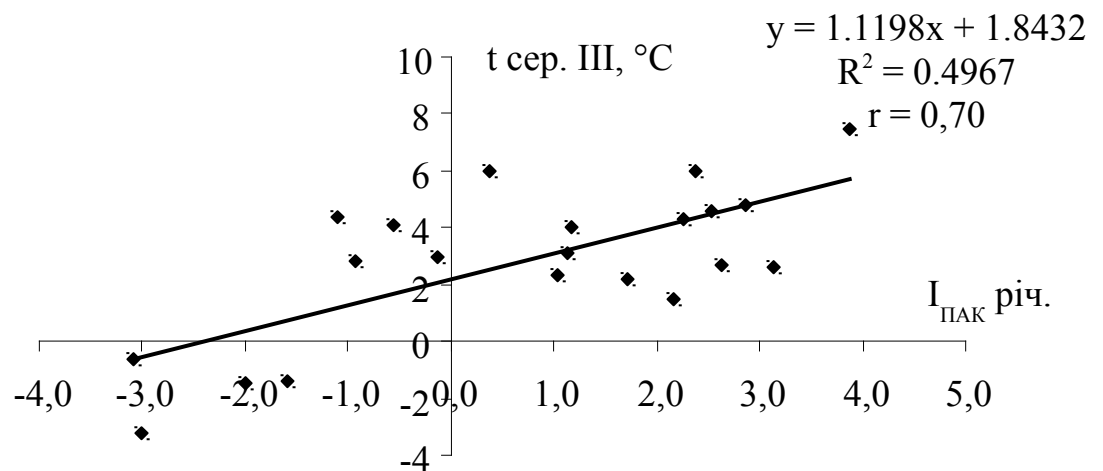


Рис. Д.6. Залежність середньої температури повітря березня по метеостанції м. Могильов-Подільський від річних індексів ПАК (1980-2002 рр.).

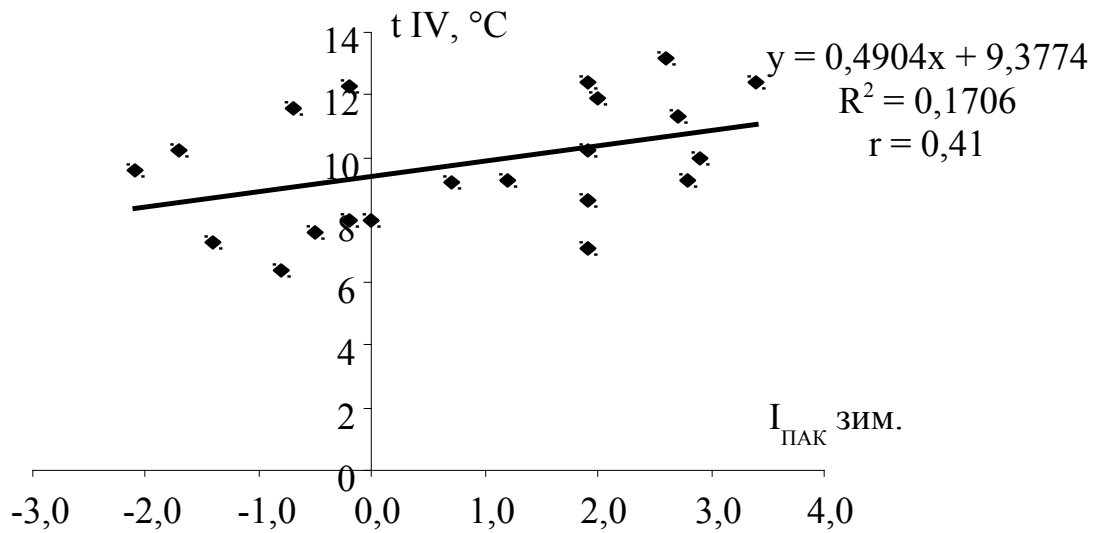


Рис. Д.7. Залежність середньої температури повітря квітня по метеостанції м. Могильов-Подільський від річних індексів ПАК (1980-2002 рр.).

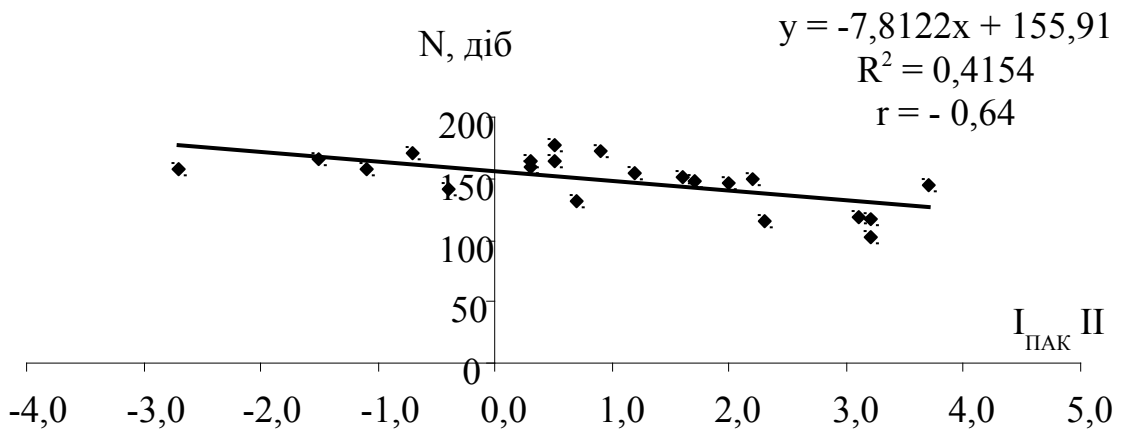


Рис. Д.8. Залежність дати переходу температури повітря через 0°C (N) по метеостанції м. Могильов-Подільський від індексів ПАК лютого (1980-2002 рр.).

N - кількість діб від 1 жовтня до дати переходу температури повітря через 0°C навесні.

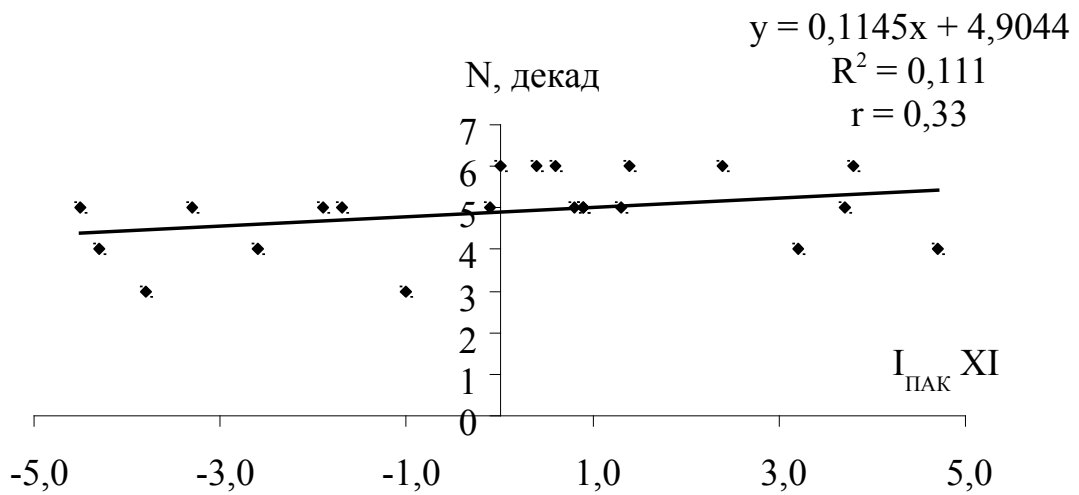


Рис. Д.9. Залежність дати переходу температури води через 10 °С (N) у створі м. Могильов-Подільський від індексів ПАК листопада (1980-2002 рр.).

N - кількість декад від 1 жовтня до дати переходу температури води через 10 °С восени.

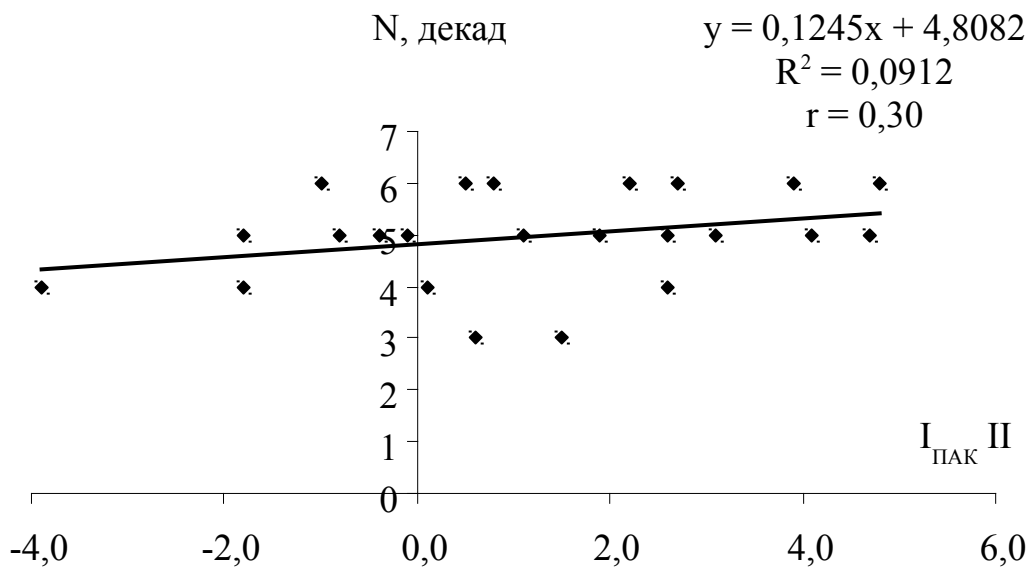


Рис. Д.10. Залежність дати переходу температури води через 10 °С (N) у створі м. Могильов-Подільський від індексів ПАК лютого (1980-2002 рр.).

N - кількість декад від 1 жовтня до дати переходу температури води через 10 °С навесні.

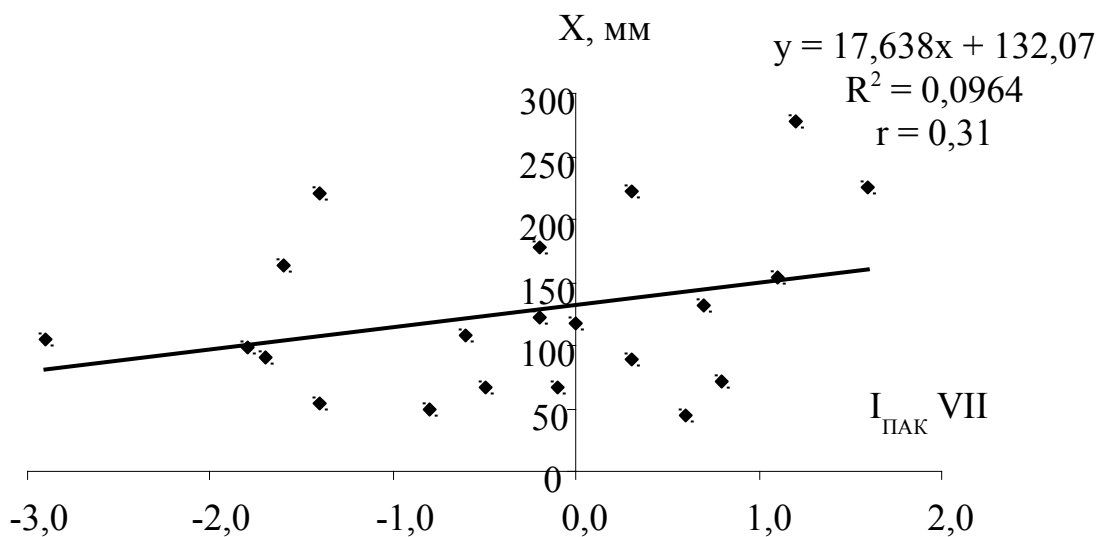


Рис. Д.11. Залежність суми опадів восени по метеостанції м. Могильов-Подільський від індексів ПАК липня (1980-2002 рр.).

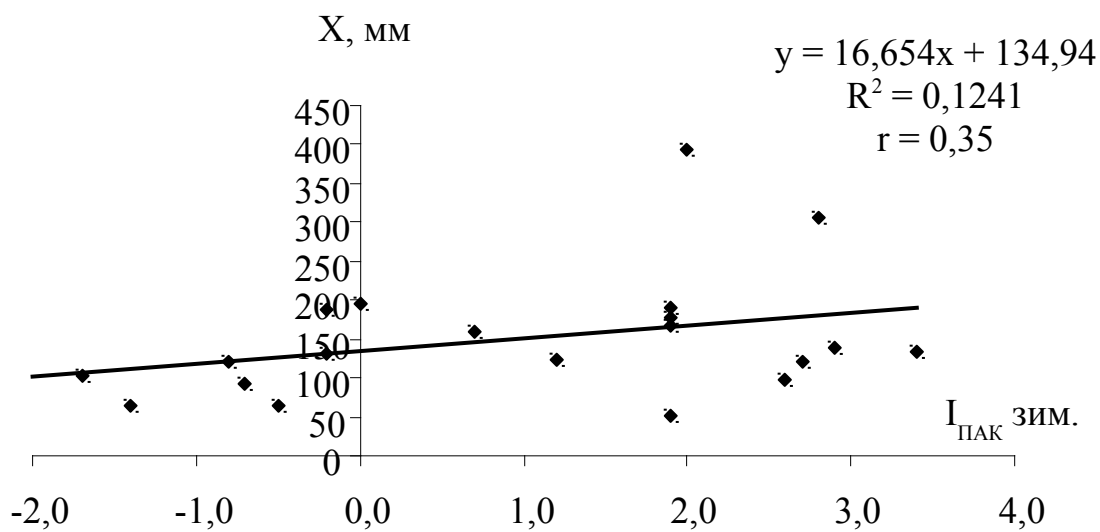


Рис. Д.12. Залежність суми опадів весни по метеостанції м. Могильов-Подільський від зимових (грудень-лютий) індексів ПАК (1980-2002 рр.).

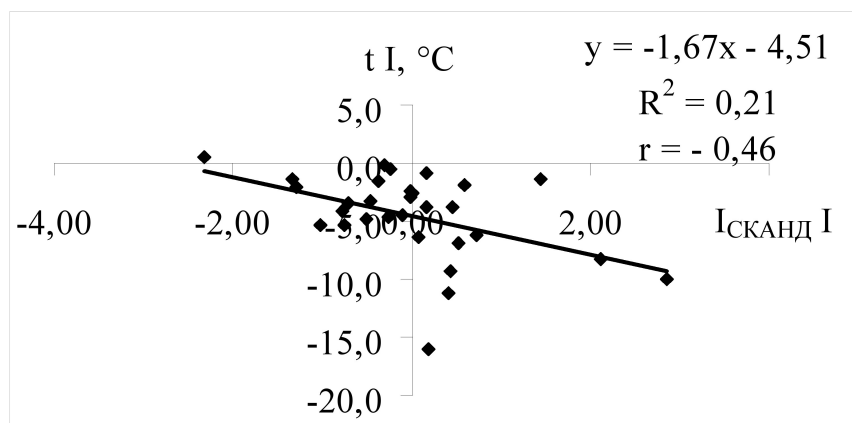


Рис. Д.13. Залежність середньомісячної температури повітря січня по метеостанції м. Чернігів від індексів СКАНД січня (1979-2008 рр.).

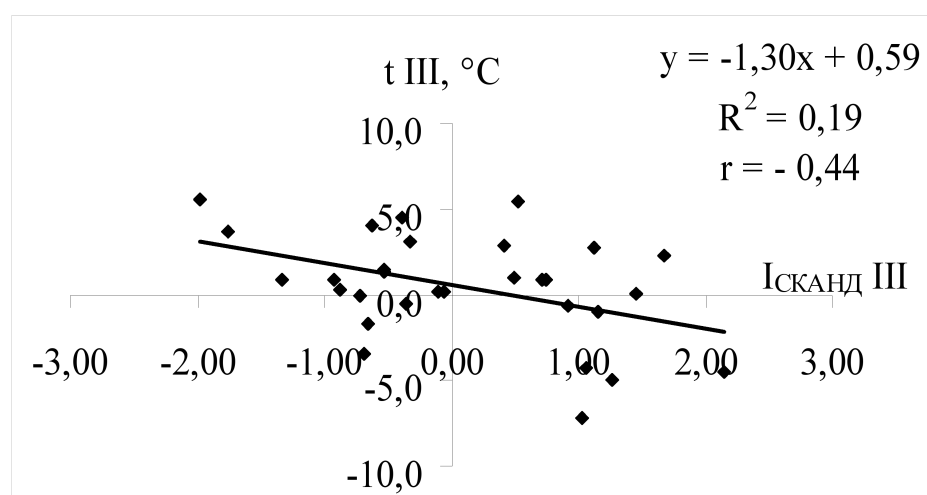


Рис. Д.14. Залежність середньомісячної температури повітря березня по метеостанції м. Чернігів від індексів СКАНД березня (1979-2008 рр.).

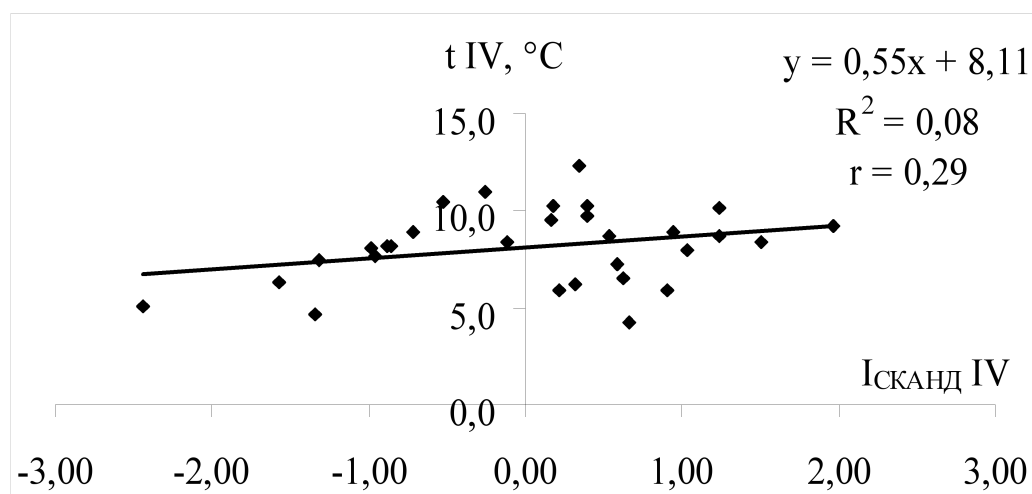


Рис. Д.15. Залежність середньомісячної температури повітря квітня по метеостанції м. Чернігів від індексів СКАНД квітня (1979-2008 рр.).

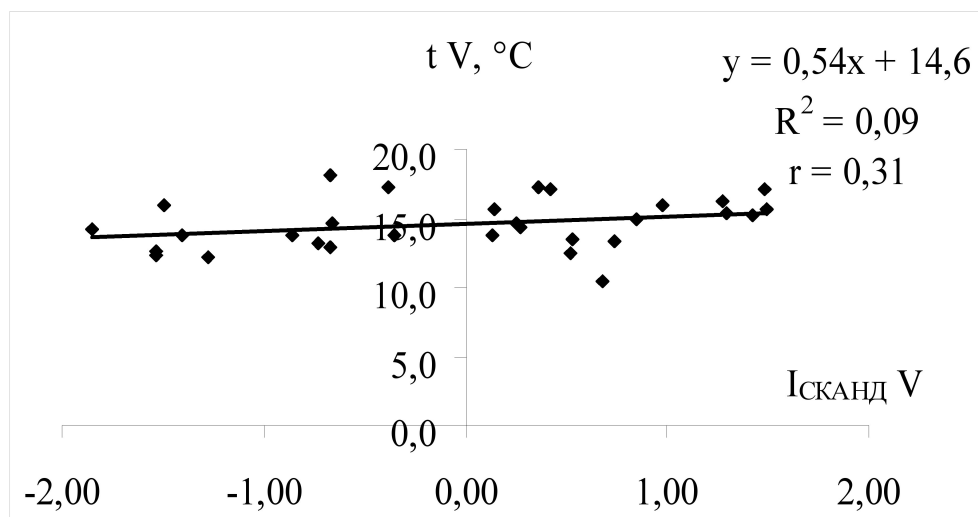


Рис. Д.16. Залежність середньомісячної температури повітря травня по метеостанції м. Чернігів від індексів SKAND травня (1979-2008 pp.).

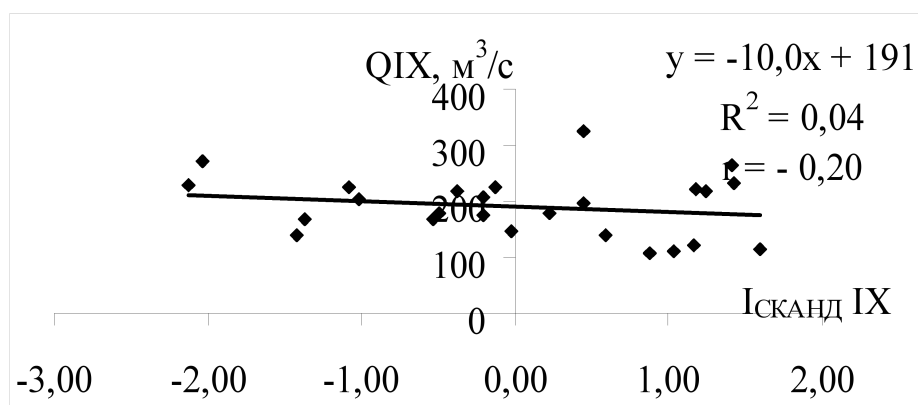


Рис. Д.17. Залежність витрати води вересня у створі р. Десна – м. Чернігів від індексів SKAND вересня (1979-2008 pp.).

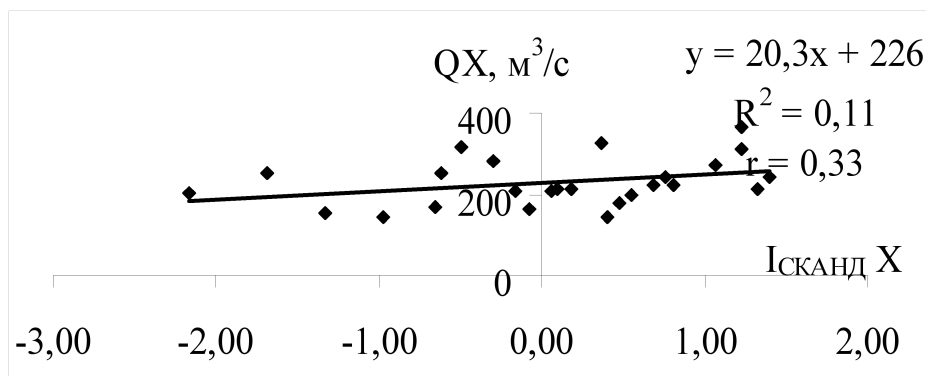


Рис. Д.18. Залежність витрати води жовтня у створі р. Десна – м. Чернігів від індексів SKAND жовтня (1979-2008 pp.).

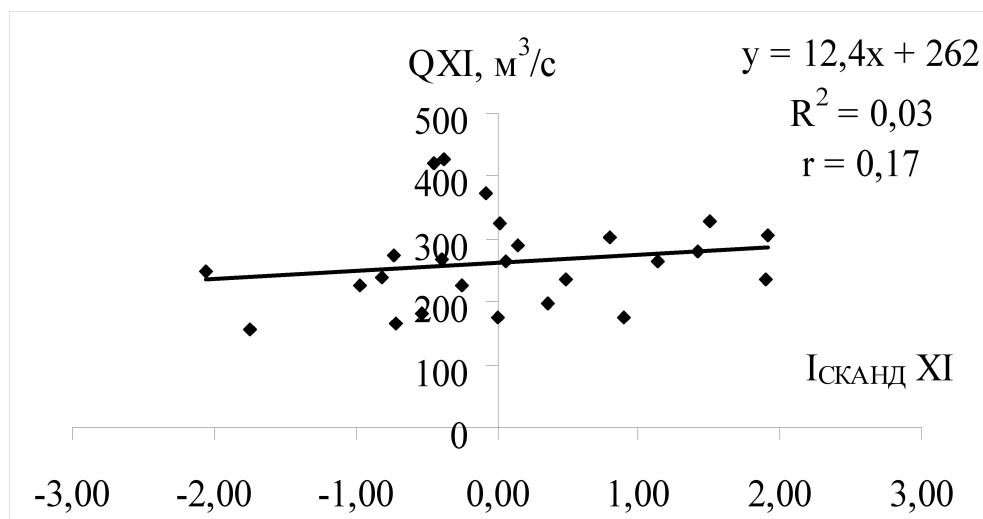


Рис. Д.19. Залежність витрати води листопада, осередненої за період 1979-2008 рр. у створі р. Десна – м. Чернігів від індексів СКАНД листопада.

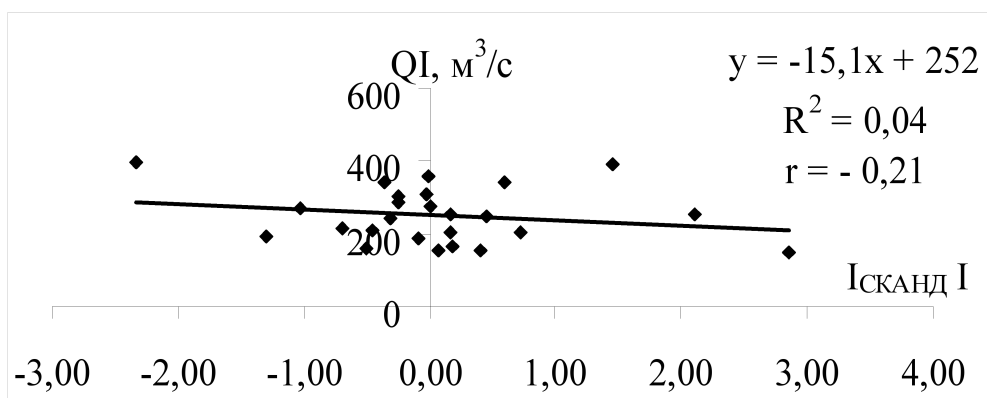


Рис. Д.20. Залежність витрати води січня, осередненої за період 1979-2008 рр. у створі р. Десна – м. Чернігів від індексів СКАНД січня.

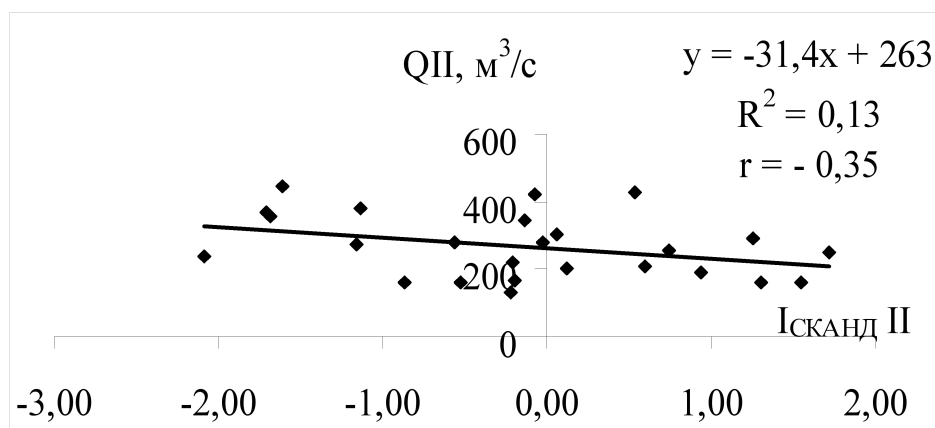


Рис. Д.21. Залежність витрати води лютого, осередненої за період 1979-2008 рр. у створі р. Десна – м. Чернігів від індексів СКАНД лютого.

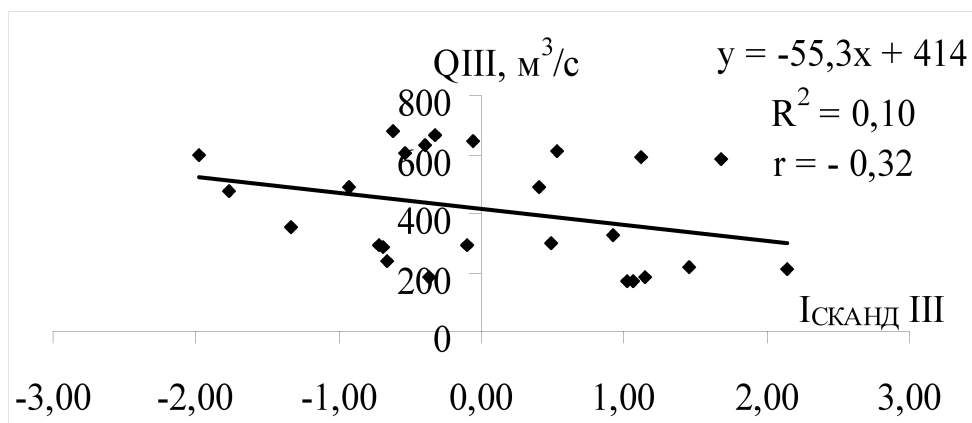


Рис. Д.22. Залежність витрати води березня, осередненої за період 1979-2008 рр. у створі р. Десна – м. Чернігів від індексів СКАНД березня.

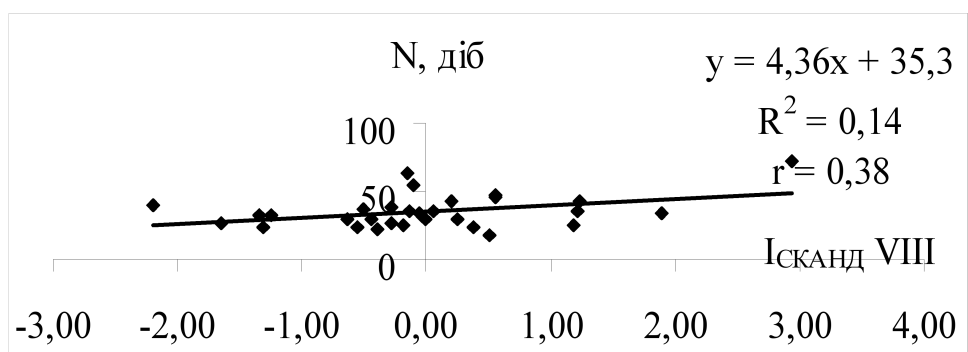


Рис. Д.23. Залежність дати переходу температури повітря через 0 °С (N) восени по метеостанції м. Чернігів від індексів СКАНД серпня (1979-2008 рр.).

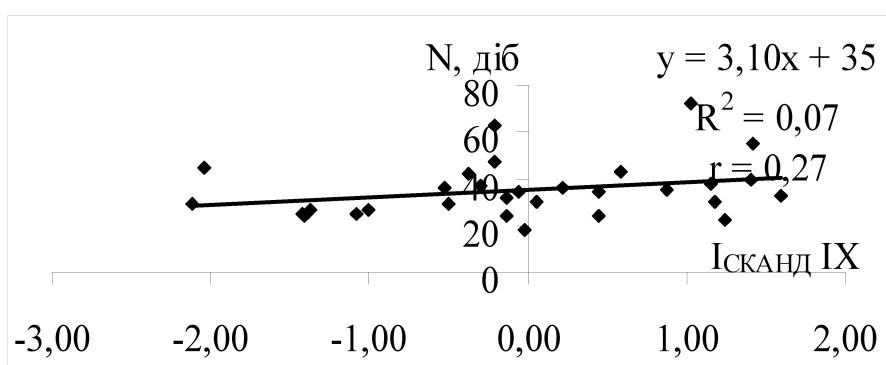


Рис. Д.24. Залежність дати переходу температури повітря через 0 °С (N) восени по метеостанції м. Чернігів від індексів СКАНД вересня (1979-2008 рр.).

N - кількість діб від 1 жовтня до дати переходу температури повітря через 0 °С восени.

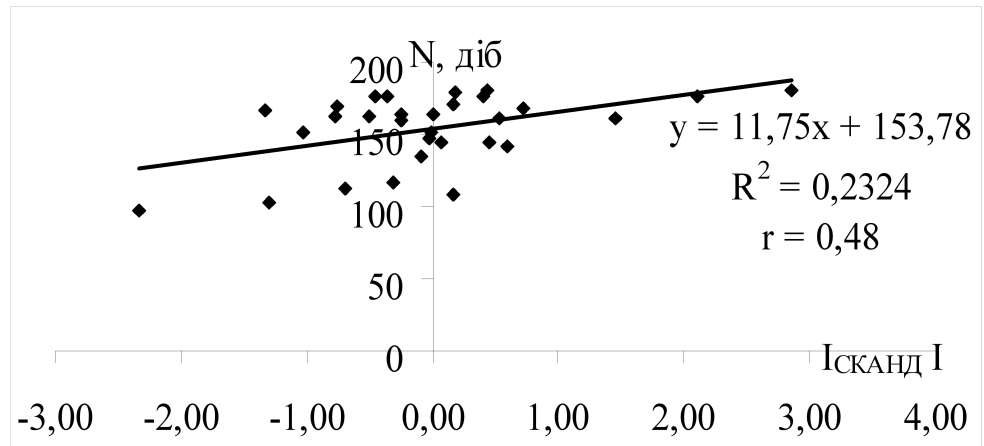


Рис. Д.25. Залежність дати переходу температури повітря через 0 °С (N) навесні по метеостанції м. Чернігів від індексів СКАНД січня (1979-2008 рр.)

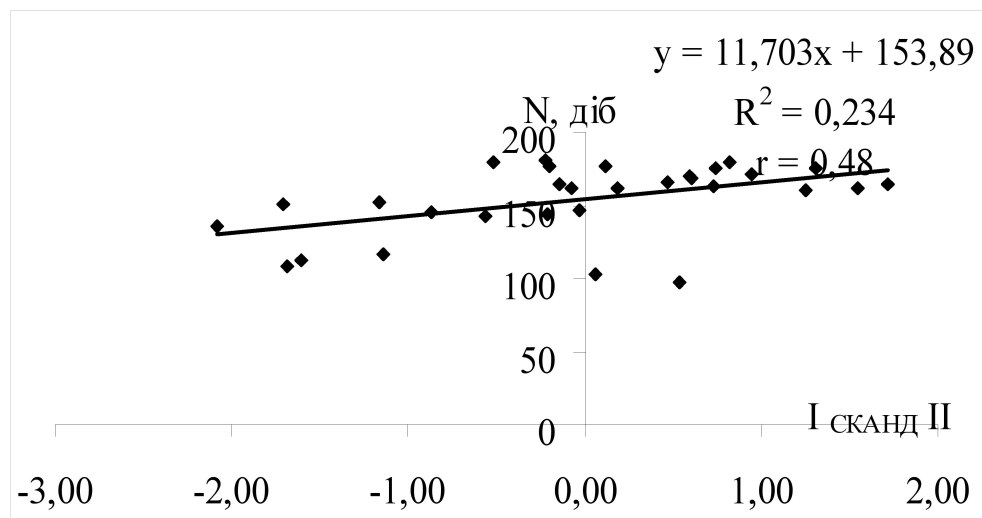


Рис. Д.26. Залежність дати переходу температури повітря через 0 °С (N) навесні по метеостанції м. Чернігів від індексів СКАНД лютого (1979-2008 рр.)

N - кількість діб від 1 жовтня до дати переходу температури повітря через 0 °С навесні.

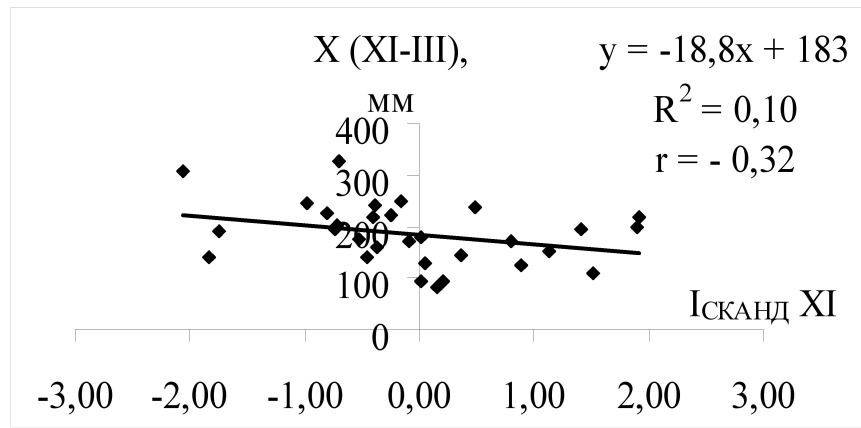


Рис. Д.27. Зв'язок суми опадів холодного періоду по метеостанції м. Чернігів від індексів Скандинавського колювання для листопада (1979-2008 рр.).

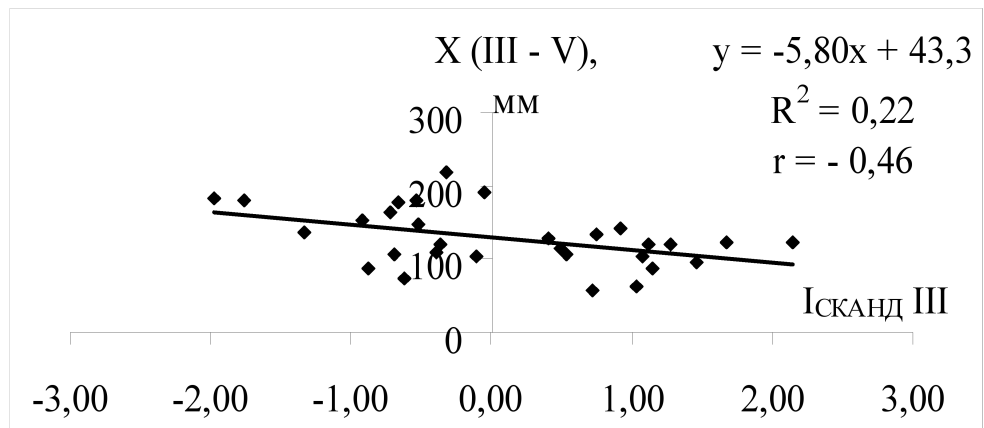


Рис. Д.28. Зв'язок суми опадів весни по метеостанції м. Чернігів від індексів Скандинавського колювання для березня (1979-2008 рр.).

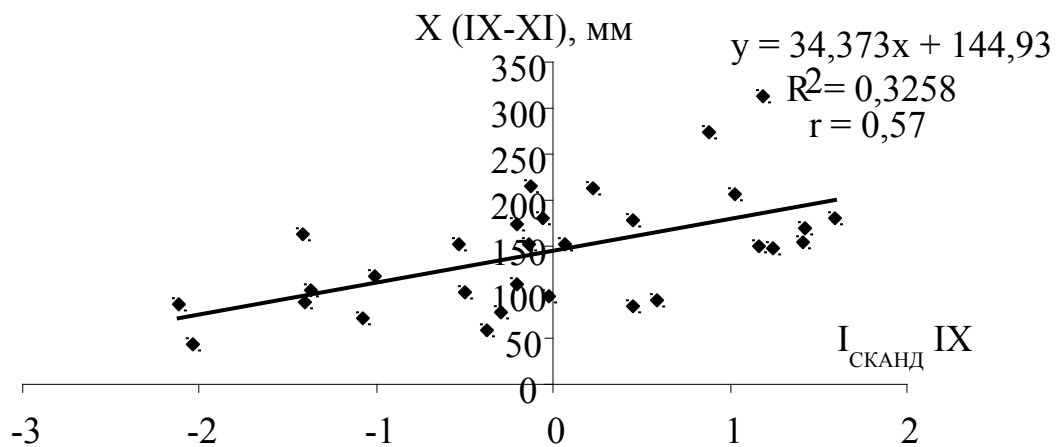


Рис. Д.29. Зв'язок суми опадів осені по метеостанції м. Чернігів від індексів Скандинавського колювання для вересня (1979-2008 рр.).

Додаток Е

Таблиця Е.1

**Масив даних для факторного аналізу
р. Десна – м. Чернігів (період спостережень 1980-2008 рр.)**

| Рік | D_0 | $D_{нл.л.}$ | T_0 | $T_{нл.л.}$ | $\Sigma \theta^- $ | H_0 | $H_{нл.л.}$ | $I_{СКАНД\ B}$ | $I_{СКАНД\ Ж}$ | $I_{СКАНД\ Л}$ | $I_{СКАНД\ ВЖЛ}$ |
|------|-------|-------------|-------|-------------|--------------------|-------|-------------|----------------|----------------|----------------|------------------|
| 1980 | 32 | 42 | 2,4 | 0,7 | 30,4 | 119 | 132 | -0,12 | -1,23 | -0,63 | -0,57 |
| 1981 | 34 | 73 | 4,7 | 0,6 | 39,0 | 150 | 200 | -0,04 | -1,38 | -0,94 | -0,70 |
| 1982 | 37 | 65 | 4,4 | 0,7 | 15,3 | 290 | 338 | -0,27 | 0,95 | 0,01 | -0,46 |
| 1983 | 30 | 45 | 7,7 | 1,2 | 16,2 | 234 | 224 | 0,08 | -1,81 | -2,14 | -1,21 |
| 1984 | 42 | 44 | 1,0 | 1,0 | 16,2 | 273 | 271 | -0,35 | -0,51 | 0,98 | 0,15 |
| 1985 | 29 | 51 | 6,3 | 1,9 | 34,7 | 352 | 344 | -2,05 | 0,04 | -0,15 | -0,56 |
| 1986 | 45 | 71 | 3,9 | 0,2 | 31,3 | 268 | 265 | -1,97 | -1,66 | -0,05 | -1,19 |
| 1987 | 27 | 66 | 5,0 | 0,4 | 35,1 | 251 | 284 | -0,97 | 0,89 | 0,17 | 0,25 |
| 1988 | 25 | 35 | 5,2 | 0,8 | 22,6 | 242 | 236 | -1,03 | -0,18 | -2,06 | -0,91 |
| 1989 | 43 | 49 | 2,8 | 2,8 | 12,7 | 212 | 207 | 0,59 | -0,80 | 0,73 | 0,28 |
| 1990 | 63 | 72 | 2,3 | 0,2 | 14,9 | 385 | 394 | -0,19 | 0,74 | -0,29 | 0,31 |
| 1991 | 27 | 68 | 11,8 | 1,1 | 42,1 | 235 | 321 | -1,32 | -0,12 | -0,19 | -0,39 |
| 1992 | 33 | 42 | 4,3 | 2,5 | 10,6 | 200 | 226 | 1,57 | -0,33 | -0,98 | 0,26 |

Продовження таблиці Е.1

| Рік | D_0 | $D_{нл.л.}$ | T_0 | $T_{нл.л.}$ | $\Sigma \theta^- $ | H_0 | $H_{нл.л.}$ | $I_{СКАНД\ B}$ | $I_{СКАНД\ Ж}$ | $I_{СКАНД\ Л}$ | $I_{СКАНД\ ВЖЛ}$ |
|------|-------|-------------|-------|-------------|--------------------|-------|-------------|----------------|----------------|----------------|------------------|
| 1993 | 30 | 41 | 7,9 | 1,8 | 14,9 | 254 | 283 | 1,17 | 0,36 | 1,80 | 1,28 |
| 1994 | 18 | 46 | 9,8 | 1,3 | 47,9 | 167 | 20 | 0,00 | -1,36 | -0,77 | -0,63 |
| 1995 | 36 | 44 | 4,2 | 2,0 | 21,2 | 221 | 231 | 0,23 | 0,30 | -0,47 | 0,22 |
| 1996 | 72 | 79 | 1,4 | 1,4 | 13,6 | 261 | 262 | 1,02 | 0,06 | -0,20 | 0,48 |
| 1997 | 25 | 66 | 8,0 | 0,4 | 29,5 | 255 | 291 | -1,36 | -2,06 | 1,29 | -0,72 |

| | | | | | | | | | | | |
|------|----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-------|-------|-------|-------|
| 1998 | 40 | 48 | 5,8 | 1,0 | 42,1 | 377 | 403 | 1,39 | -0,67 | -0,60 | 0,18 |
| 1999 | 22 | 48 | 5,8 | 1,7 | 29,8 | 257 | 286 | 1,23 | 0,40 | -0,62 | 0,55 |
| 2000 | 55 | 85 | 2,7 | 0,3 | 56,9 | 347 | 322 | 1,40 | 0,62 | 1,81 | 1,47 |
| 2001 | 24 | 53 | 6,3 | 0,5 | 21,9 | 236 | 260 | 0,46 | 0,82 | -2,38 | -0,10 |
| 2002 | 35 | 62 | 3,7 | 0,2 | 31,3 | 259 | 310 | 0,87 | -0,22 | 0,63 | 0,58 |
| 2003 | 24 | 71 | 5,9 | 1,8 | 35,6 | 279 | 289 | -0,11 | -0,78 | 1,38 | 0,25 |
| 2004 | 47 | 56 | 5,6 | 1,0 | 27,7 | 233 | 236 | -0,19 | 0,19 | -1,23 | -0,21 |
| 2005 | 29 | 80 | 7,5 | 0,5 | 37,2 | 205 | 320 | -0,47 | 0,13 | 0,31 | 0,16 |
| 2006 | 34 | 120 | 4,6 | 1,2 | 69,2 | 360 | 376 | 0,46 | 0,74 | -0,69 | 0,41 |
| 2007 | 36 | 52 | 5,5 | 0,7 | 28,3 | 221 | 230 | -0,50 | -0,40 | -1,07 | -0,50 |
| 2008 | 38 | 79 | 7,5 | 1,0 | 42,7 | 194 | 299 | 1,16 | -0,97 | -0,71 | -0,17 |

Таблиця Е.2

Масив даних для факторного аналізу

р. Тилігул – смт. Березівка (період спостережень 1980-2008 рр.)

| Рік | D_0 | $D_{пл.л.}$ | T_0 | $T_{пл.л.}$ | $\Sigma \theta^- $ | H_0 | $H_{пл.л.}$ | $I_{ПАК_B}$ | $I_{ПАК_Ж}$ | $I_{ПАК_Л}$ | $I_{ПАК_{ВЖЛ}}$ |
|------|-------|-------------|-------|-------------|--------------------|-------|-------------|-------------|-------------|-------------|-----------------|
| 1980 | 31 | 67 | 10,8 | 2,4 | 42,0 | 125 | 125 | 1,6 | -1,3 | -2,7 | -2,0 |
| 1981 | 36 | 48 | 4,5 | 1,1 | 11,5 | 109 | 109 | -0,3 | 0,3 | -0,8 | -0,5 |
| 1982 | 20 | 38 | 9,8 | 3,2 | 7,9 | 89 | 89 | 0,5 | 1,1 | 2,2 | 2,4 |
| 1983 | 43 | 43 | 0,0 | 0,0 | 2,9 | 61 | 61 | -1,9 | 2,0 | -3,6 | -2,1 |
| 1984 | 43 | 44 | 0,9 | 0,9 | 12,6 | 88 | 88 | 0,4 | 1,3 | 0,3 | 1,2 |
| 1985 | 30 | 48 | 4,5 | 4,0 | 5,2 | 92 | 102 | -1,7 | -0,4 | -2,4 | -2,7 |
| 1987 | 28 | 28 | 4,2 | 4,2 | 0,1 | 34 | 34 | -0,4 | 0,8 | 0,1 | 0,4 |
| 1988 | 26 | 27 | 4,0 | 4,0 | 4,3 | 96 | 95 | 0,6 | -1,6 | -2,2 | -2,2 |
| 1989 | 48 | 50 | 4,4 | 4,4 | 11,9 | 110 | 110 | -0,4 | 0,9 | -1,4 | -0,6 |
| 1990 | 63 | 65 | 2,8 | 2,8 | 3,2 | 41 | 49 | -0,7 | 0,5 | -1,1 | -0,8 |
| 1991 | 29 | 67 | 6,4 | 0,6 | 23,3 | 90 | 103 | -0,5 | -0,3 | 1,6 | 0,7 |

| | | | | | | | | | | | |
|------|----|----|------|-----|------|----|-----|------|------|-----|------|
| 1993 | 31 | 32 | 10,4 | 5,3 | 0,2 | 43 | 43 | -2,6 | -0,7 | 2,5 | 0,1 |
| 1996 | 71 | 82 | 7,8 | 0,0 | 12,8 | 86 | 88 | -0,6 | 1,6 | 1,0 | 1,5 |
| 1997 | 26 | 68 | 4,3 | 2,5 | 25,0 | 98 | 116 | -0,8 | -2,6 | 0,1 | -1,9 |

Продовження таблиці Е.2

| Рік | D_0 | $D_{пл.л.}$ | T_0 | $T_{пл.л.}$ | $\Sigma \theta^- $ | H_0 | $H_{пл.л.}$ | $I_{ПАК_B}$ | $I_{ПАК_Ж}$ | $I_{ПАК_Л}$ | $I_{ПАК_{ВЖЛ}}$ |
|------|-------|-------------|-------|-------------|--------------------|-------|-------------|-------------|-------------|-------------|-----------------|
| 1998 | 41 | 49 | 8,3 | 2,5 | 27,4 | 94 | 100 | -2,0 | 1,0 | 0,9 | 0,4 |
| 1999 | 22 | 40 | 7,5 | 4,9 | 4,5 | 55 | 52 | 0,9 | 0,4 | 0,8 | 1,2 |
| 2000 | 55 | 82 | 4,2 | 0,6 | 30,0 | 80 | 94 | 0,2 | 4,5 | 0,0 | 2,8 |
| 2001 | 25 | 49 | 6,2 | 4,8 | 4,2 | 82 | 86 | -2,8 | 0,9 | 1,4 | 0,4 |
| 2002 | 36 | 44 | 5,5 | 8,0 | 5,1 | 76 | 78 | -4,4 | -2,0 | 1,3 | -2,3 |
| 2003 | 25 | 64 | 5,9 | 2,2 | 6,8 | 58 | 77 | -0,6 | -1,0 | 1,4 | 0,1 |
| 2004 | 51 | 52 | 11,0 | 3,0 | 1,8 | 98 | 98 | 2,0 | -2,0 | -0,2 | -0,4 |
| 2005 | 51 | 52 | 4,6 | 2,3 | 3,0 | 75 | 75 | 1,2 | -1,5 | 0,7 | 0,1 |
| 2006 | 17 | 43 | 7,8 | 4,8 | 5,3 | 82 | 86 | -0,4 | -2,4 | 1,2 | -0,9 |
| 2007 | 37 | 45 | 9,4 | 5,0 | 2,6 | 51 | 64 | -0,1 | 0,9 | -1,2 | -0,3 |
| 2008 | 49 | 49 | 5,4 | 5,4 | 0,6 | 53 | 53 | -0,2 | 2,8 | 1,1 | 2,4 |

**Масив даних для дискримінантного аналізу
р. Десна – м. Чернігів (період спостережень 1980-2008 рр.)**

| Код спостереженого явища | $T_{пл.л.}$ | $\Sigma \theta^- $ | $H_{пл.л.}$ | $I_{СКАНД Ж}$ | Рік |
|--------------------------|-------------|--------------------|-------------|---------------|-------|
| 2 | 0.7 | 30.4 | 132 | -1.17 | 19801 |
| 2 | 2.2 | 15.7 | 188 | -1.17 | 19802 |
| 0 | 1.6 | 11.5 | 172 | -1.35 | 19811 |
| 0 | 0.6 | 8.2 | 200 | -1.35 | 19812 |
| 0 | 0.7 | 10.0 | 338 | 1.47 | 19821 |
| 0 | 0.0 | 13.4 | 385 | 1.47 | 19822 |
| 1 | 7.7 | 1.9 | 234 | -1.87 | 19831 |
| 2 | 1.2 | 14.2 | 224 | -1.87 | 19832 |
| 2 | 1.0 | 16.2 | 271 | -0.30 | 19841 |
| 0 | 0.2 | 4.3 | 278 | -0.30 | 19842 |
| 1 | 6.3 | 1.5 | 351 | 0.37 | 19851 |
| 2 | 0.0 | 33.2 | 344 | 0.37 | 19852 |
| 0 | 2.4 | 5.7 | 286 | -1.69 | 19861 |
| 0 | 1.0 | 8.2 | 274 | -1.69 | 19862 |
| 2 | 0.2 | 17.4 | 265 | -1.69 | 19863 |
| 1 | 2.1 | 10.8 | 230 | 1.40 | 1987ë |
| 0 | 2.1 | 9.2 | 226 | 1.40 | 19872 |
| 0 | 0.4 | 11.6 | 284 | 1.40 | 19873 |
| 0 | 0.8 | 16.4 | 236 | 0.10 | 19881 |
| 0 | 2.8 | 9.6 | 207 | -0.65 | 19891 |
| 0 | 0.2 | 14.4 | 394 | 1.22 | 19901 |
| 1 | 2.1 | 17.8 | 276 | 0.18 | 19911 |
| 2 | 1.1 | 19.8 | 321 | 0.18 | 19912 |
| 1 | 6.7 | 1.9 | 147 | -0.08 | 19921 |

Продовження таблиці Е.3

| Код спостереженого явища | $T_{пл.л.}$ | $\Sigma \theta^- $ | $H_{пл.л.}$ | $I_{СКАНД Ж}$ | Рік |
|--------------------------|-------------|--------------------|-------------|---------------|-------|
| 0 | 2.5 | 10.3 | 226 | -0.08 | 19922 |
| 0 | 1.6 | 8.7 | 263 | -0.08 | 19923 |
| 0 | 1.8 | 8.6 | 283 | 0.76 | 19931 |
| 1 | 9.8 | 3.8 | 179 | -1.33 | 19941 |
| 2 | 1.3 | 36.1 | 200 | -1.33 | 19942 |
| 2 | 1.1 | 17.6 | 208 | -1.33 | 19943 |
| 2 | 0.1 | 12.7 | 182 | -1.33 | 19944 |
| 2 | 2.0 | 21.1 | 231 | 0.69 | 19951 |
| 0 | 0.3 | 10.5 | 242 | 0.69 | 19952 |

| | | | | | |
|---|-----|------|-----|-------|-------|
| 0 | 1.4 | 2.6 | 263 | 0.40 | 19961 |
| 2 | 1.4 | 13.6 | 262 | 0.40 | 19962 |
| 1 | 8.0 | 7.8 | 267 | -2.17 | 19971 |
| 0 | 2.6 | 6.7 | 285 | -2.17 | 19972 |
| 0 | 0.4 | 14.0 | 291 | -2.17 | 19973 |
| 2 | 1.0 | 42.1 | 403 | -0.49 | 19981 |
| 0 | 0.1 | 14.0 | 289 | 0.81 | 19991 |
| 2 | 0.1 | 14.6 | 286 | 0.81 | 19992 |
| 0 | 2.7 | 25.0 | 350 | 1.07 | 20001 |
| 2 | 0.3 | 26.3 | 322 | 1.07 | 20002 |
| 1 | 6.3 | 4.1 | 238 | 1.32 | 20011 |
| 0 | 0.5 | 9.1 | 260 | 1.32 | 20012 |
| 1 | 2.1 | 15.4 | 297 | 0.06 | 20021 |
| 0 | 0.2 | 15.5 | 310 | 0.06 | 20022 |
| 1 | 5.9 | 4.5 | 293 | -0.62 | 20031 |
| 0 | 3.0 | 11.7 | 319 | -0.62 | 20032 |
| 2 | 1.8 | 18.9 | 289 | -0.62 | 20033 |

Продовження таблиці Е.3

| Код спостереженого явища | $T_{пл.л.}$ | $\Sigma \theta^- $ | $H_{пл.л.}$ | $I_{СКАНД Ж}$ | Рік |
|--------------------------|-------------|--------------------|-------------|---------------|-------|
| 1 | 5.6 | 1.0 | 232 | 0.55 | 20041 |
| 2 | 1.0 | 26.7 | 236 | 0.55 | 20042 |
| 0 | 0.3 | 5.9 | 266 | 0.55 | 20043 |
| 0 | 7.5 | 4.2 | 211 | 0.48 | 20051 |
| 1 | 2.4 | 6.9 | 233 | 0.48 | 20052 |
| 0 | 1.7 | 8.9 | 294 | 0.48 | 20053 |
| 0 | 0.5 | 7.6 | 320 | 0.48 | 20054 |
| 1 | 4.6 | 16.6 | 363 | 1.22 | 20061 |
| 0 | 1.3 | 8.0 | 351 | 1.22 | 20062 |
| 2 | 1.2 | 32.2 | 376 | 1.22 | 20063 |
| 1 | 5.5 | 7.7 | 222 | -0.16 | 20071 |
| 2 | 0.7 | 20.7 | 230 | -0.16 | 20072 |
| 0 | 0.6 | 5.7 | 244 | -0.16 | 20073 |
| 2 | 0.4 | 13.7 | 294 | -0.16 | 20074 |
| 1 | 7.5 | 1.2 | 195 | -0.97 | 20081 |
| 0 | 1.8 | 5.2 | 198 | -0.97 | 20082 |
| 2 | 1.0 | 34.3 | 299 | -0.97 | 20083 |

Таблиця Е.4

Масив даних для дискримінантного аналізу р. Тилігул – смт Березівка (період спостережень 1980-2008 рр.)

| Код спостереженого явища | T_0 | $\Sigma \theta^- $ | $H_{пл.л.}$ | Рік |
|-----------------------------|-------|--------------------|-------------|-------|
| 1 | 8.9 | 4.3 | 96 | 19801 |
| 2 | 6.0 | 50.4 | 125 | 19802 |
| 1 | 9.6 | 5.8 | 106 | 19811 |

Продовження таблиці Е.4

| Код спостереженого явища | T_0 | $\Sigma \theta^- $ | $H_{пл.л.}$ | Рік |
|-----------------------------|-------|--------------------|-------------|-------|
| 2 | 4.5 | 5.6 | 109 | 19812 |
| 0 | 3.5 | 2.7 | 130 | 19813 |
| 0 | 2.7 | 24.5 | 137 | 19814 |
| 2 | 1.6 | 15.3 | 142 | 19815 |
| 2 | 3.8 | 7.0 | 90 | 19821 |
| 0 | 4.2 | 13.5 | 99 | 19822 |
| 2 | 5.1 | 2.9 | 61 | 19831 |
| 2 | 4.3 | 12.6 | 88 | 19841 |
| 2 | 0.0 | 7.9 | 80 | 19861 |
| 0 | 3.8 | 2.9 | 69 | 19871 |
| 2 | 5.8 | 8.4 | 95 | 19872 |
| 2 | 9.2 | 11.9 | 110 | 19891 |
| 2 | 2.8 | 13.1 | 97 | 19901 |
| 1 | 13.6 | 15.5 | 90 | 19911 |
| 2 | 0.0 | 9.9 | 44 | 19921 |
| 0 | 5.3 | 5.9 | 56 | 19931 |
| 2 | 0.0 | 3.3 | 99 | 19951 |
| 1 | 7.8 | 1.4 | 86 | 19961 |
| 1 | 7.8 | 2.2 | 87 | 19962 |
| 2 | 2.9 | 9.3 | 88 | 19963 |
| 1 | 11.3 | 8.3 | 98 | 19971 |
| 1 | 8.8 | 8.8 | 109 | 19972 |
| 0 | 8.3 | 27.2 | 100 | 19981 |
| 2 | 4.4 | 8.2 | 84 | 19991 |
| 1 | 4.2 | 1.8 | 91 | 20001 |
| 2 | 4.3 | 8.3 | 94 | 20002 |

Продовження таблиці Е.4

| Код спостереженого явища | T_0 | $\Sigma \theta^- $ | $H_{пл.л.}$ | Рік |
|-----------------------------|-------|--------------------|-------------|-------|
| 1 | 10.8 | 1.3 | 82 | 20011 |
| 2 | 4.8 | 5.3 | 87 | 20012 |
| 2 | 3.2 | 11.7 | 100 | 20013 |

| | | | | |
|---|------|------|-----|-------|
| 1 | 11.1 | 5.1 | 76 | 20021 |
| 1 | 5.9 | 1.8 | 60 | 20031 |
| 1 | 8.3 | 3.3 | 67 | 20032 |
| 2 | 1.7 | 5.3 | 80 | 20033 |
| 2 | 2.1 | 4.5 | 119 | 20041 |
| 1 | 10.2 | 4.9 | 85 | 20061 |
| 1 | 7.1 | 1.1 | 91 | 20062 |
| 0 | 4.9 | 6.2 | 94 | 20063 |
| 1 | 12.3 | 2.4 | 51 | 20071 |
| 2 | 5.4 | 14.4 | 56 | 20072 |
| 2 | 9.5 | 12.4 | 63 | 20081 |

Пояснення до таблиць Е.3 – Е.4:

Код спостереженого явища: 1 – випадок відноситься до класу 1 (льод не утворюється); 2 – випадок відноситься до класу 2 (льод утворюється); 0 – випадок попадає в зону перекриття класів; T_0 - температура води в декаду переходу температури повітря через 0°C ; $T_{нл.л.}$ - температура води в декаду появи плавучого льоду; $\sum|\theta^-|$ - сума від'ємних температур повітря від дати переходу температури повітря через 0°C до дати появи плавучого льоду; $H_{нл.л.}$ - рівень води в день появи плавучого льоду; $I_{СКАНДЖ}$ – місячний індекс Скандинавського коливання жовтня; „Рік” – рік вказується п'ятизначним числом, разом із індексом, який свідчить про порядковий номер спостереженого випадку в даному році, н-д. 19801, 19802, 19803, і т.д.

Додаток Ж

Таблиця Ж.1

Перевірні прогнози за дискримінантною функцією $F(x) = -1,72T_{пл.л.} - 0,01H_{пл.л.} + 0,21\Sigma|\theta^-| - 1,83I_{СКАНД Ж} + 3,78$

р. Десна – м. Чернігів 1980-2008 рр. (* – стан об'єкту „чисто”, льод не утворюється)

| № з/п | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_{пл.л.},$ °C | $\Sigma \theta^- ,$ °C | $H_{пл.л.},$ см | $I_{СКАНД Ж}$ | $F(x)$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|-------|------|-------------|-------|--------------------|---------------------------|-----------------|---------------|--------|--------------|---------------------|----------------|
| 1 | 1980 | 11.11 | 01.11 | 2,4 | 2,7 | 119 | -1,17 | 1,17 | 01.11 | -10 | не виправдався |
| 2 | 1980 | 03.12 | 01.12 | 2,2 | 4,6 | 186 | -1,17 | 1,24 | 01.12 | -2 | виправдався |
| 3 | 1981 | * | 10.11 | 1,6 | 0,3 | 165 | -1,35 | 1,91 | 10.11 | — | не виправдався |
| 4 | 1981 | 12.12 | 05.12 | 0,6 | 0,3 | 194 | -1,35 | 3,34 | 05.12 | -7 | не виправдався |
| 5 | 1982 | * | 20.10 | 6,6 | 2,4 | 257 | 1,47 | -12,33 | * | 0 | виправдався |
| 6 | 1982 | * | 06.11 | 4,4 | 5,3 | 293 | 1,47 | -8,30 | * | 0 | виправдався |
| 7 | 1982 | 04.12 | 03.12 | 0,7 | 16,1 | 337 | 1,47 | -0,10 | * | — | не виправдався |
| 8 | 1982 | 01.01 | 25.12 | 0,0 | 13,4 | 385 | 1,47 | 0,05 | 01.01 | 0 | виправдався |
| 9 | 1983 | * | 30.10 | 7,7 | 1,9 | 234 | -1,87 | -7,98 | * | 0 | виправдався |
| 10 | 1983 | 14.11 | 12.11 | 1,2 | 3,8 | 225 | -1,87 | 3,69 | 12.11 | -2 | виправдався |
| 11 | 1984 | * | 17.10 | 9,2 | 0,9 | 272 | -0,3 | -14,03 | * | 0 | виправдався |
| 12 | 1984 | 13.11 | 11.11 | 1,0 | 2,0 | 273 | -0,3 | 0,30 | 11.11 | -2 | виправдався |

Продовження таблиці Ж.1

| № з/п | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_{пл.л.},$ °C | $\Sigma \theta^- ,$ °C | $H_{пл.л.},$ см | $I_{СКАНД Ж}$ | $F(x)$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|-------|------|-------------|-------|--------------------|---------------------------|-----------------|---------------|--------|--------------|---------------------|-------------|
| 13 | 1984 | 29.11 | 28.11 | 0,2 | 1,8 | 276 | -0,3 | 1,60 | 28.11 | -1 | виправдався |
| 14 | 1985 | * | 29.10 | 6,3 | 1,5 | 352 | 0,37 | -10,9 | * | 0 | виправдався |
| 15 | 1985 | 20.11 | 15.11 | 1,9 | 21,8 | 334 | 0,37 | 1,07 | 19.11 | -1 | виправдався |

| | | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|------|-----|-------|-------|-------|-----|----------------|
| 16 | 1986 | * | 14.11 | 2,4 | 3,6 | 284 | -1,69 | 0,66 | 14.11 | — | не виправдався |
| 17 | 1986 | 10.12 | 24.11 | 1,0 | 2,2 | 280 | -1,69 | 2,81 | 24.11 | -16 | не виправдався |
| 18 | 1986 | 10.12 | 08.12 | 0,2 | 4,7 | 263 | -1,69 | 4,89 | 08.12 | -2 | виправдався |
| 19 | 1987 | * | 27.10 | 5,0 | 10,8 | 230 | 1,4 | -7,41 | * | 0 | виправдався |
| 20 | 1987 | * | 01.11 | 2,1 | 3,8 | 230 | 1,4 | -3,90 | * | 0 | виправдався |
| 21 | 1987 | * | 09.11 | 2,1 | 9,2 | 226 | 1,4 | -2,72 | * | 0 | виправдався |
| 22 | 1987 | * | 21.11 | 1,5 | 3,4 | 236 | 1,4 | -3,01 | * | 0 | виправдався |
| 23 | 1987 | 05.12 | 28.11 | 0,4 | 11,6 | 284 | 1,4 | 0,13 | 05.12 | 0 | виправдався |
| 24 | 1988 | 04.11 | 25.10 | 0,8 | 12,7 | 240 | 0,1 | 2,49 | 03.11 | -1 | виправдався |
| 25 | 1989 | 18.11 | 12.11 | 2,8 | 9,6 | 207 | -0,65 | 0,10 | 18.11 | 0 | виправдався |
| 26 | 1990 | 11.12 | 02.12 | 0,2 | 14,4 | 394 | 1,22 | 0,29 | 11.12 | 0 | виправдався |
| 27 | 1990 | 16.12 | 15.12 | 0,2 | 13,5 | 402 | 1,22 | 0,02 | 18.12 | +2 | виправдався |

Продовження таблиці Ж.1

| № з/п | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_{пл.л.},$ °C | $\Sigma \theta^- ,$ °C | $H_{пл.л.},$ см | $I_{СКАНД Ж}$ | $F(x)$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|--------------------|---------------------------|-----------------|---------------|--------|--------------|---------------------|----------------|
| 28 | 1991 | * | 25.10 | 8,3 | 17,8 | 276 | 0,18 | -9,85 | * | 0 | виправдався |
| 29 | 1991 | * | 27.11 | 2,9 | 1,7 | 320 | 0,18 | -4,38 | * | 0 | виправдався |
| 30 | 1991 | 07.12 | 02.12 | 1,1 | 8,2 | 323 | 0,18 | 0,05 | 06.12 | -1 | виправдався |
| 31 | 1992 | * | 13.10 | 6,7 | 1,9 | 147 | -0,08 | -8,67 | * | 0 | виправдався |
| 32 | 1992 | 11.11 | 09.11 | 2,5 | 10,4 | 227 | -0,08 | -0,46 | * | — | не виправдався |
| 33 | 1992 | 25.11 | 23.11 | 1,6 | 8,7 | 263 | -0,08 | 0,37 | 25.11 | 0 | виправдався |
| 34 | 1992 | 30.11 | 28.11 | 1,6 | 8,0 | 274 | -0,08 | 0,11 | 29.11 | -1 | виправдався |
| 35 | 1993 | 10.11 | 30.10 | 1,8 | 20,3 | 284 | 0,76 | 0,72 | 11.11 | +1 | виправдався |
| 36 | 1993 | 10.11 | 09.11 | 0,0 | 23,1 | 284 | 0,76 | 4,40 | 11.11 | +1 | виправдався |
| 37 | 1994 | * | 18.10 | 4,1 | 3,8 | 179 | -1,33 | -1,83 | * | 0 | виправдався |
| 38 | 1994 | 15.11 | 04.11 | 1,3 | 22,4 | 195 | -1,33 | 6,73 | 12.11 | -2 | виправдався |
| 39 | 1994 | 28.11 | 26.11 | 1,1 | 2,9 | 207 | -1,33 | 2,86 | 26.11 | -2 | виправдався |

| | | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|------|-----|-------|------|-------|----|-------------|
| 40 | 1994 | 06.12 | 04.12 | 0,1 | 2,1 | 184 | -1,33 | 4,64 | 04.12 | -2 | виправдався |
| 41 | 1995 | 13.11 | 05.11 | 2,0 | 18,6 | 230 | 0,69 | 0,68 | 12.11 | -1 | виправдався |
| 42 | 1995 | 22.11 | 19.11 | 0,3 | 4,3 | 241 | 0,69 | 0,49 | 21.11 | -1 | виправдався |

Продовження таблиці Ж.1

| № з/п | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_{пл.л.},$ °C | $\Sigma \theta^- ,$ °C | $H_{пл.л.},$ см | $I_{СКАНД Ж}$ | $F(x)$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|--------------------|---------------------------|-----------------|---------------|--------|--------------|---------------------|----------------|
| 43 | 1996 | 18.12 | 11.12 | 1,4 | 9,9 | 262 | 0,4 | 0,10 | 18.12 | 0 | виправдався |
| 44 | 1997 | * | 25.10 | 5,0 | 7,8 | 267 | -2,17 | -1,88 | * | 0 | виправдався |
| 45 | 1997 | * | 04.11 | 2,6 | 6,7 | 285 | -2,17 | 1,84 | 06.11 | — | не виправдався |
| 46 | 1997 | 05.12 | 28.11 | 2,5 | 1,6 | 287 | -2,17 | 0,92 | 28.11 | -7 | не виправдався |
| 47 | 1999 | * | 22.10 | 5,8 | 1,2 | 259 | 0,81 | -10,0 | * | 0 | виправдався |
| 48 | 1999 | 17.11 | 09.11 | 1,7 | 20,8 | 286 | 0,81 | 0,88 | 17.11 | 0 | виправдався |
| 49 | 1999 | 18.12 | 17.12 | 0,0 | 5,4 | 313 | 0,81 | 0,30 | 20.12 | +2 | виправдався |
| 50 | 2000 | * | 24.11 | 2,7 | 25,0 | 350 | 1,07 | -1,07 | * | 0 | виправдався |
| 51 | 2000 | * | 03.12 | 1,2 | 3,0 | 354 | 1,07 | -3,15 | * | 0 | виправдався |
| 52 | 2000 | * | 08.12 | 1,2 | 2,7 | 345 | 1,07 | -3,13 | * | 0 | виправдався |
| 53 | 2000 | 24.12 | 19.12 | 0,3 | 17,3 | 328 | 1,07 | 1,66 | 22.12 | -2 | виправдався |
| 54 | 2001 | * | 24.10 | 6,3 | 4,1 | 238 | 1,32 | -11,0 | * | 0 | виправдався |
| 55 | 2001 | 22.11 | 14.11 | 0,5 | 13,6 | 261 | 1,32 | 0,75 | 22.11 | 0 | виправдався |
| 56 | 2002 | * | 04.11 | 2,1 | 8,9 | 272 | 0,06 | -0,79 | * | 0 | виправдався |
| 57 | 2002 | 01.12 | 30.11 | 0,2 | 15,5 | 310 | 0,06 | 3,48 | 01.12 | 0 | виправдався |

Продовження таблиці Ж.1

| № з/п | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_{пл.л.},$ °C | $\Sigma \theta^- ,$ °C | $H_{пл.л.},$ см | $I_{СКАНД Ж}$ | $F(x)$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|--------------------|---------------------------|-----------------|---------------|--------|--------------|---------------------|-------------|
| 58 | 2003 | * | 24.10 | 5,9 | 4,5 | 293 | -0,62 | -7,22 | * | 0 | виправдався |
| 59 | 2003 | * | 13.11 | 3,0 | 11,7 | 319 | -0,62 | -0,98 | * | 0 | виправдався |

| | | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|------|-----|-------|-------|-------|----|----------------|
| 60 | 2003 | 10.12 | 02.12 | 1,8 | 12,6 | 294 | -0,62 | 1,52 | 05.12 | -2 | виправдався |
| 61 | 2003 | 17.12 | 16.12 | 0,5 | 1,1 | 263 | -0,62 | 1,66 | 16.12 | -1 | виправдався |
| 62 | 2003 | 24.12 | 23.12 | 0,7 | 1,7 | 267 | -0,62 | 1,40 | 23.12 | -1 | виправдався |
| 63 | 2004 | 25.11 | 16.11 | 1,0 | 7,1 | 238 | 0,55 | 0,16 | 23.11 | -2 | виправдався |
| 64 | 2004 | 25.11 | 20.11 | 1,0 | 11,9 | 238 | 0,55 | 1,17 | 23.11 | -2 | виправдався |
| 65 | 2004 | 14.12 | 13.12 | 0,3 | 5,9 | 266 | 0,55 | 0,84 | 14.12 | 0 | виправдався |
| 66 | 2005 | * | 29.10 | 7,5 | 4,2 | 211 | 0,48 | -11,2 | * | 0 | виправдався |
| 67 | 2005 | * | 10.11 | 3,3 | 1,6 | 228 | 0,48 | -4,72 | * | 0 | виправдався |
| 68 | 2005 | * | 19.11 | 2,4 | 6,9 | 233 | 0,48 | -2,11 | * | 0 | виправдався |
| 69 | 2005 | 19.12 | 02.12 | 0,5 | 13,2 | 314 | 0,48 | 1,67 | 11.12 | -8 | не виправдався |
| 70 | 2005 | 19.12 | 14.12 | 0,5 | 7,6 | 320 | 0,48 | 0,44 | 19.12 | 0 | виправдався |
| 71 | 2006 | * | 03.11 | 4,6 | 16,6 | 363 | 1,22 | -6,51 | * | 0 | виправдався |
| 72 | 2006 | * | 18.11 | 3,0 | 1,8 | 370 | 1,22 | -6,93 | * | 0 | виправдався |

Продовження таблиці Ж.1

| № з/п | Рік | $D_{пл.л.}$ | D_0 | $T_{пл.л.},$ °C | $\Sigma \theta^- ,$ °C | $H_{пл.л.},$ см | $I_{СКАНД Ж}$ | $F(x)$ | $D'_{пл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|-------|------|-------------|-------|--------------------|---------------------------|-----------------|---------------|--------|--------------|---------------------|----------------|
| 73 | 2006 | * | 04.12 | 3,6 | 1,9 | 372 | 1,22 | -7,97 | * | 0 | виправдався |
| 74 | 2006 | * | 18.12 | 1,3 | 4,8 | 360 | 1,22 | -3,28 | * | 0 | виправдався |
| 75 | 2006 | * | 25.12 | 1,3 | 8,0 | 351 | 1,22 | -2,52 | * | 0 | виправдався |
| 76 | 2006 | * | 03.01 | 0,8 | 1,2 | 335 | 1,22 | -2,93 | * | 0 | виправдався |
| 77 | 2006 | 29.01 | 24.01 | 1,2 | 23,4 | 377 | 1,22 | 0,63 | 28.01 | -1 | виправдався |
| 78 | 2007 | * | 05.11 | 5,5 | 7,7 | 222 | -0,16 | -5,99 | * | 0 | виправдався |
| 79 | 2007 | 21.11 | 12.11 | 1,4 | 3,9 | 228 | -0,16 | 0,20 | 14.11 | -7 | не виправдався |
| 80 | 2007 | 01.12 | 28.11 | 0,7 | 1,6 | 231 | -0,16 | 0,89 | 29.11 | -2 | виправдався |
| 81 | 2007 | 16.12 | 11.12 | 0,4 | 0,8 | 279 | -0,16 | 0,76 | 11.12 | -5 | не виправдався |
| 82 | 2008 | * | 07.11 | 7,5 | 1,2 | 195 | -0,97 | -9,04 | * | 0 | виправдався |
| 83 | 2008 | * | 18.11 | 3,7 | 1,9 | 193 | -0,97 | -2,34 | * | 0 | виправдався |

| | | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|-----|-----|-------|------|-------|----|----------------|
| 84 | 2008 | 18.12 | 09.12 | 1,0 | 5,5 | 279 | -0,97 | 2,20 | 11.12 | -7 | не виправдався |
|----|------|-------|-------|-----|-----|-----|-------|------|-------|----|----------------|

$$P = ((84-13)/84)*100\% = 85\%$$

Позначення: $D_{нл.л.}$ - фактична дата появи льоду на річці; D_0 - дата переходу температури повітря через 0 °С до від'ємних значень; $T_{нл.л.}$ - декадна температура води у річці на прогнозну дату появи плавучого льоду, °С; $\Sigma|\theta^-|$ - сума від'ємних температур повітря від дати D_0 до дати $D'_{нл.л.}$; $H_{нл.л.}$ - рівень у річці на прогнозну дату появи плавучого льоду, см; SCA_0 - індекс Скандинавського коливання жовтня; $F(x)$ - дискримінантна функція, розрахована за конкретних гідрометеорологічних умов; якщо $F \geq 0$, то льодові явища будуть спостерігатися на річці і навпаки, якщо $F \leq 0$, то лід на річці не утвориться; $D'_{нл.л.}$ - прогнозна дата появи плавучого льоду; δ - похибка у днях; * - лід не утворюється

Таблиця Ж.2

Перевірні прогнози за дискримінантною функцією $F(x) = 1,16T_0 + 0,02H_{нл.л.} - 0,61\Sigma|\theta^-| - 4,77$

р. Тилігул – смт. Березівка 1980-2008 рр. (* – стан об'єкту „чисто”, льод не утворюється)

| № з/п | Рік | $D_{нл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $H_{нл.л.}, \text{см}$ | $F(x)$ | $D'_{нл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|-------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|------------------------|--------|--------------|---------------------|-------------|
| 1 | 1980 | * | 1.11 | 8,9 | 4,3 | 116 | -5,25 | * | 0 | виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|---|------|---|-------|-----|------|-----|-------|---|---|-------------|
| 2 | 1980 | * | 8.11 | 8,9 | 12,4 | 119 | -0,37 | * | 0 | виправдався |
| 3 | 1980 | * | 14.11 | 6,0 | 2,4 | 119 | -3,11 | * | 0 | виправдався |

Продовження таблиці Ж.2

| № з/п | Рік | $D_{нл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $H_{нл.л.}, \text{см}$ | $F(x)$ | $D'_{нл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|------------------------|--------|--------------|---------------------|----------------|
| 4 | 1980 | * | 21.11 | 6,0 | 3,6 | 126 | -2,51 | * | 0 | виправдався |
| 5 | 1980 | 6.12 | 2.12 | 6,0 | 11,4 | 125 | 2,26 | 5.12 | -1 | виправдався |
| 6 | 1981 | 17.11 | 9.11 | 9,6 | 12,8 | 111 | -0,78 | * | — | не виправдався |
| 7 | 1981 | 17.11 | 16.11 | 4,5 | 5,6 | 109 | 0,79 | 17.11 | 0 | виправдався |
| 8 | 1981 | * | 28.11 | 3,5 | 2,6 | 123 | -0,16 | * | 0 | виправдався |
| 9 | 1981 | 19.12 | 5.12 | 2,7 | 1,9 | 131 | 0,18 | 6.12 | -13 | не виправдався |
| 10 | 1981 | 19.12 | 14.12 | 1,6 | 4,3 | 135 | 2,84 | 14.12 | -5 | не виправдався |
| 11 | 1982 | 7.11 | 6.11 | 3,8 | 4,0 | 89 | 1,02 | 6.11 | -1 | виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|-----|----|------|-------|----|-------------|
| 12 | 1982 | 4.12 | 2.12 | 4,2 | 7,0 | 90 | 2,37 | 4.12 | 0 | виправдався |
| 13 | 1983 | 12.11 | 12.11 | 5,1 | 8,1 | 61 | 2,58 | 13.11 | +1 | виправдався |

Продовження таблиці Ж.2

| № з/п | Рік | $D_{нл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $H_{нл.л.}, \text{см}$ | $F(x)$ | $D'_{нл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|------------------------|--------|--------------|---------------------|----------------|
| 14 | 1984 | 13.11 | 12.11 | 4,3 | 4,8 | 88 | 0,95 | 12.11 | -1 | виправдався |
| 15 | 1984 | 1.12 | 29.11 | 4,3 | 3,7 | 101 | 0,02 | 30.11 | -1 | виправдався |
| 16 | 1985 | 17.11 | 16.11 | 4,0 | 5,1 | 102 | 1,20 | 17.11 | 0 | виправдався |
| 17 | 1986 | 13.01 | 13.01 | 0,0 | 7,9 | 80 | 7,99 | 13.01 | 0 | виправдався |
| 18 | 1987 | 28.10 | 28.10 | 4,2 | 0,2 | 33 | -0,64 | * | — | не виправдався |
| 19 | 1987 | * | 10.11 | 6,4 | 2,9 | 71 | -2,31 | * | 0 | виправдався |
| 20 | 1987 | 5.12 | 3.12 | 1,4 | 1,3 | 95 | 2,04 | 3.12 | -2 | виправдався |
| 21 | 1988 | 27.10 | 26.10 | 4,0 | 4,3 | 95 | 0,85 | 27.10 | 0 | виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|-----|-----|------|-------|----|-------------|
| 22 | 1989 | 19.11 | 17.11 | 4,4 | 5,0 | 110 | 0,52 | 18.11 | -1 | виправдався |
| 23 | 1990 | 4.12 | 2.12 | 2,8 | 1,3 | 41 | 1,50 | 2.12 | -2 | виправдався |

Продовження таблиці Ж.2

| № з/п | Рік | $D_{нл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $H_{нл.л.}, \text{см}$ | $F(x)$ | $D'_{нл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|------------------------|--------|--------------|---------------------|----------------|
| 24 | 1990 | 19.12 | 17.12 | 4,5 | 5,8 | 97 | 1,15 | 18.12 | -1 | виправдався |
| 25 | 1991 | * | 29.10 | 2,0 | 9,4 | 89 | 6,40 | 2.11 | — | не виправдався |
| 26 | 1991 | 6.12 | 27.11 | 5,8 | 15,3 | 103 | 5,32 | 7.12 | +1 | виправдався |
| 27 | 1991 | 6.12 | 2.12 | 0,6 | 0,5 | 102 | 2,34 | 2.12 | -4 | не виправдався |
| 28 | 1991 | 6.12 | 4.12 | 0,6 | 1,7 | 103 | 3,05 | 4.12 | -2 | виправдався |
| 29 | 1992 | 15.12 | 14.12 | 0,0 | 1,7 | 39 | 5,03 | 14.12 | -1 | виправдався |
| 30 | 1993 | 1.11 | 31.10 | 10,4 | 0,2 | 43 | -8,03 | * | — | не виправдався |
| 31 | 1993 | 10.11 | 10.11 | 5,3 | 5,9 | 56 | 1,10 | 10.11 | 0 | виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|-----|----|------|-------|----|-------------|
| 32 | 1994 | 13.03 | 13.03 | 3,1 | 5,8 | 78 | 3,15 | 13.03 | 0 | виправдався |
| 33 | 1995 | 24.02 | 23.02 | 0,2 | 2,1 | 97 | 3,88 | 23.02 | -1 | виправдався |

Продовження таблиці Ж.2

| № з/п | Рік | $D_{нл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $H_{нл.л.}, \text{см}$ | $F(x)$ | $D'_{нл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|------------------------|--------|--------------|---------------------|----------------|
| 34 | 1996 | * | 10.12 | 7,8 | 1,4 | 86 | -5,14 | * | 0 | виправдався |
| 35 | 1996 | 21.12 | 20.12 | 2,9 | 3,2 | 87 | 1,62 | 20.12 | -1 | виправдався |
| 36 | 1997 | 7.12 | 6.12 | 2,5 | 1,2 | 116 | 0,28 | 6.12 | -1 | виправдався |
| 37 | 1998 | * | 10.11 | 8,3 | 4,3 | 95 | -4,14 | * | 0 | виправдався |
| 38 | 1998 | 18.11 | 13.11 | 2,5 | 4,8 | 98 | 2,84 | 14.11 | -4 | не виправдався |
| 39 | 1999 | 9.11 | 9.11 | 4,9 | 4,5 | 52 | 0,79 | 9.11 | 0 | виправдався |
| 40 | 1999 | 25.11 | 24.11 | 1,5 | 3,9 | 61 | 4,19 | 24.11 | -1 | виправдався |
| 41 | 1999 | 21.12 | 17.12 | 4,4 | 4,4 | 80 | 0,75 | 22.12 | +1 | виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|-----|----|-------|-------|----|-------------|
| 42 | 1999 | 22.12 | 21.12 | 0,4 | 2,4 | 83 | 4,11 | 21.12 | -1 | виправдався |
| 43 | 2000 | * | 24.11 | 4,2 | 0,8 | 80 | -1,21 | * | 0 | виправдався |

Продовження таблиці Ж.2

| № з/п | Рік | $D_{нл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $H_{нл.л.}, \text{см}$ | $F(x)$ | $D'_{нл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|------------------------|--------|--------------|---------------------|----------------|
| 44 | 2000 | 21.12 | 8.12 | 2,2 | 1,8 | 91 | 1,50 | 9.12 | -25 | не виправдався |
| 45 | 2000 | 21.12 | 20.12 | 4,3 | 8,3 | 94 | 2,97 | 21.12 | 0 | виправдався |
| 46 | 2001 | * | 25.10 | 6,2 | 1,3 | 82 | -3,27 | * | 0 | виправдався |
| 47 | 2001 | 18.11 | 17.11 | 4,8 | 5,3 | 86 | 0,72 | 21.11 | +3 | не виправдався |
| 48 | 2001 | 21.11 | 20.11 | 4,8 | 5,3 | 86 | 0,72 | 21.11 | 0 | виправдався |
| 49 | 2001 | 28.11 | 27.11 | 3,2 | 1,7 | 90 | 0,30 | 28.11 | 0 | виправдався |
| 50 | 2001 | 4.12 | 2.12 | 0,8 | 1,8 | 96 | 3,02 | 2.12 | -2 | виправдався |
| 51 | 2002 | * | 5.11 | 5,5 | 5,1 | 77 | -0,04 | * | 0 | виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|------|-------|-----|-----|----|-------|------|---|-------------|
| 52 | 2002 | 1.12 | 1.12 | 0,4 | 5,5 | 81 | 6,04 | 1.12 | 0 | виправдався |
| 53 | 2003 | * | 28.10 | 5,9 | 1,8 | 60 | -2,18 | * | 0 | виправдався |

Продовження таблиці Ж.2

| № з/п | Рік | $D_{нл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $H_{нл.л.}, \text{см}$ | $F(x)$ | $D'_{нл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|------------------------|--------|--------------|---------------------|-------------|
| 54 | 2003 | * | 12.11 | 5,2 | 3,3 | 70 | -0,65 | * | 0 | виправдався |
| 55 | 2003 | 3.12 | 2.12 | 2,2 | 1,3 | 77 | 1,47 | 2.12 | -1 | виправдався |
| 56 | 2003 | 7.12 | 7.12 | 2,2 | 2,0 | 78 | 1,88 | 7.12 | 0 | виправдався |
| 57 | 2003 | 16.12 | 16.12 | 2,2 | 0,3 | 79 | 0,82 | 16.12 | 0 | виправдався |
| 58 | 2003 | 24.12 | 24.12 | 1,3 | 5,3 | 80 | 4,90 | 24.12 | 0 | виправдався |
| 59 | 2004 | 21.11 | 20.11 | 3,0 | 1,8 | 98 | 0,43 | 21.11 | 0 | виправдався |
| 60 | 2004 | * | 1.12 | 4,0 | 2,1 | 100 | -0,59 | * | 0 | виправдався |
| 61 | 2004 | 14.12 | 14.12 | 2,1 | 3,0 | 118 | 1,80 | 14.12 | 0 | виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|-----|----|-------|-------|----|-------------|
| 62 | 2005 | 21.11 | 20.11 | 4,6 | 5,8 | 75 | 1,47 | 22.11 | +1 | виправдався |
| 63 | 2005 | * | 4.12 | 6,1 | 0,2 | 89 | -3,96 | * | 0 | виправдався |

Продовження таблиці Ж.2

| № з/п | Рік | $D_{нл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $H_{нл.л.}, \text{см}$ | $F(x)$ | $D'_{нл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|------------------------|--------|--------------|---------------------|----------------|
| 64 | 2005 | 11.12 | 10.12 | 6,1 | 5,1 | 90 | -0,99 | * | — | не виправдався |
| 65 | 2005 | 14.12 | 14.12 | 1,2 | 1,3 | 90 | 2,37 | 14.12 | 0 | виправдався |
| 66 | 2006 | 12.11 | 4.11 | 4,7 | 4,9 | 86 | 0,59 | 6.11 | -6 | не виправдався |
| 67 | 2006 | * | 5.12 | 5,8 | 1,1 | 91 | -3,11 | * | 0 | виправдався |
| 68 | 2006 | * | 20.12 | 4,9 | 2,4 | 94 | -1,33 | * | 0 | виправдався |
| 69 | 2006 | 26.12 | 26.12 | 0,7 | 6,2 | 94 | 5,86 | 26.12 | 0 | виправдався |
| 70 | 2007 | * | 6.11 | 9,4 | 2,4 | 51 | -5,69 | * | 0 | виправдався |
| 71 | 2007 | 14.11 | 11.11 | 5,0 | 5,2 | 64 | 0,86 | 13.11 | -1 | виправдався |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|-------|-------|-----|-----|----|------|-------|----|-------------|
| 72 | 2007 | 18.11 | 17.11 | 5,0 | 3,9 | 59 | 0,17 | 19.11 | +1 | виправдався |
| 73 | 2007 | 29.11 | 29.11 | 3,4 | 2,0 | 56 | 0,93 | 29.11 | 0 | виправдався |

Продовження таблиці Ж.2

| № з/п | Рік | $D_{нл.л.}$ | D_0 | $T_0, ^\circ\text{C}$ | $\Sigma \theta^- , ^\circ\text{C}$ | $H_{нл.л.}, \text{см}$ | $F(x)$ | $D'_{нл.л.}$ | $\delta,$ у днях | Висновок |
|----------|------|-------------|-------|-----------------------|------------------------------------|------------------------|--------|--------------|---------------------|----------------|
| 74 | 2007 | 16.12 | 11.12 | 1,7 | 0,3 | 56 | 1,86 | 11.12 | -5 | не виправдався |
| 75 | 2008 | 18.11 | 18.11 | 5,4 | 0,6 | 53 | -2,19 | * | — | не виправдався |
| 76 | 2008 | 15.12 | 12.12 | 2,1 | 3,7 | 63 | 3,33 | 13.12 | -2 | виправдався |
| 77 | 2008 | 26.12 | 24.12 | 0,6 | 0,6 | 86 | 2,72 | 24.12 | -2 | виправдався |

$$P = ((77-14) / 77) * 100\% = 82 \%$$

