

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут
Кафедра метеорології та кліматології

Кваліфікаційна робота бакалавра

на тему: Термічний режим Антарктичного півострова за даними станції
«Академік Вернадський»

Виконала студентка групи МКА-41
Спеціальності 103 «Науки про Землю»

Лахтюк Дар'я Василівна
(прізвище, ім'я, по батькові студента)

Керівник к.геогр.н., доцент
Волошина Олена Вікторівна

Консультант _____ - _____

Рецензент к.геогр.н., доцент
Вольвач Оксана Василівна

ЗМІСТ

	Вступ	4
1	Географічні і кліматичні особливості Антарктиди	5
	1.1 Географічні і кліматичні особливості Антарктиди	5
	1.2 Кліматичне районування Антарктиди	5
	1.3 Антарктичний півострів	8
2	Механізм циркуляції атмосфери Антарктиди	13
	2.1 Характеристика баричного поля Антарктиди	13
	2.2 Циркумполярний вихор і циркуляція над материком	16
	2.3 Режим швидкостей вітру	18
	2.3.1 Середньорічні і середньомісячні величини	18
	2.3.2 Повторюваність штилів і штормових вітрів	19
	2.3.3 Стокові вітри	20
	2.3.4 Регіональні вітри Антарктичного півострова	22
	2.3.5 Озонова дірка над Антарктичним півостровом	23
3	Оцінка часової мінливості рядів температури повітря різних часових дозволах на станції «Академік Вернадський»	24
	3.1 Методи визначення основних кліматичних показників	24
	3.2 Кореляційний метод дослідження зв'язку між випадковими величинами	27
	3.3 Методи дослідження закону розподілу метеорологічних величин і визначення імовірнісних характеристик клімату	33
4	Термічний режим антарктичного півострова на станції «Фарадей» – «Академік Вернадський»	36
	4.1 Аналіз статистичних характеристик розподілу середньо місячної температури повітря	36
	ВИСНОВКИ	57
	Список використаної літератури	59
	ДОДАТОК	62

ВСТУП

Клімат багатьох районів планети протягом останніх десятиліть під впливом глобального потепління зазнає значних змін. В останні десятиліття також як і в центральному Сибіру, Центральній і Східній Європі, зміни відбуваються і в Антарктиці. Згідно з висновками багатьох досліджень, сучасне глобальне потепління в полярних і внутропических районах обох півкуль відбувається більш прискорено.

Підвищення глобальної температури зазначалося протягом ХХ-го століття і триває до теперішнього часу. Чіткий прояв початку глобального потепління в планетарному масштабі спостерігалось з початку ХХ-го століття.

Мета даної наукової роботи – отримання змін циркуляції від десятиліття до десятиліття і визначення сучасного стану атмосферного циркуляції в Південній півкулі, в районі Антарктичного півострова і в районі української антарктичної станції «Академік Вернадський». За допомогою об'єктивної класифікації планувалося отримати сучасну атмосферну циркуляцію в Південній півкулі і характер погодних умов в зимовий і літній сезони в районі станції «Академік Вернадський».

Кваліфікаційна робота бакалавра складається з вступу, чотирьох розділів, висновків, переліку посилань і додатків. У вступі формується мета і задачі проекту. Перший розділ містить у собі загальну інформацію про географічні і кліматичні особливості Антарктиди. Другий розділ складається з механізму циркуляції атмосфери Антарктиди. У третьому розділі приведені статистичні характеристики і методи їх обробки. У четвертому розділі представлений термічний режим Антарктичного півострова на станції «Фарадей» – «Академік Вернадський». У висновках представлені результати виконаної роботи. Перелік посилань складається з 16 джерел. У додатках наведені допоміжні матеріали.

1 ГЕОГРАФІЧНІ І КЛІМАТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ АНТАРКТИДИ

1.1 Антарктичне заледеніння

Антарктичне заледеніння, що є результатом взаємодії комплексу природних процесів в полярній області південної Півкулі, є частиною сучасної кліматичної системи і грає важливу роль у формуванні клімату Землі. Завершені і здійснювані в даний час міжнародні дослідницькі проекти і наукові програми підкреслюють глобальний характер полярних проблем, особливу роль заледеніння Антарктики в управлінні динамікою клімату планети.

Останніми роками гостро стоїть питання про глобальне потеплення клімату. Основною проблемою у результаті такого катаклізму стане підвищення температури в полярних регіонах, що приведе, до танення льодовикових шапок. Оскільки в покривному заледенінні Антарктиди поміщено 89,0% всіх запасів поверхневих прісних вод планети, вилучених з повсякденного вологообігу. На долю інших льодовиків, річок, озер і боліт Землі доводиться лише 10,5% води. Отже танення материкового заледеніння Антарктиди викличе підвищення рівня Світового океану на 55 м, скорочення площі земної суші на 14 мільйонів квадратних кілометрів і відповідно ряд необоротних за історичний час зрушень в тепловому балансі Землі.

1.2 Кліматичне районування Антарктиди

Унаслідок гляціообумовленості клімату Антарктиди, кліматичне районування льодовикового покриву є районуванням гляціокліматичним, в якому система територіального ділення покриву побудована на основі супідрядності і взаємозв'язку елементів клімату з нівально-гляціальними комплексами, складовими льодовикового покриву. Використовуючи режимні характеристики основних метеорологічних величин і явищ, можна відмітити виразні відмінності

принципового значення між умовами типовими для окремих мезоморфологічних частин льодовикового покриву (плато, шельфові льодовики і ін.).

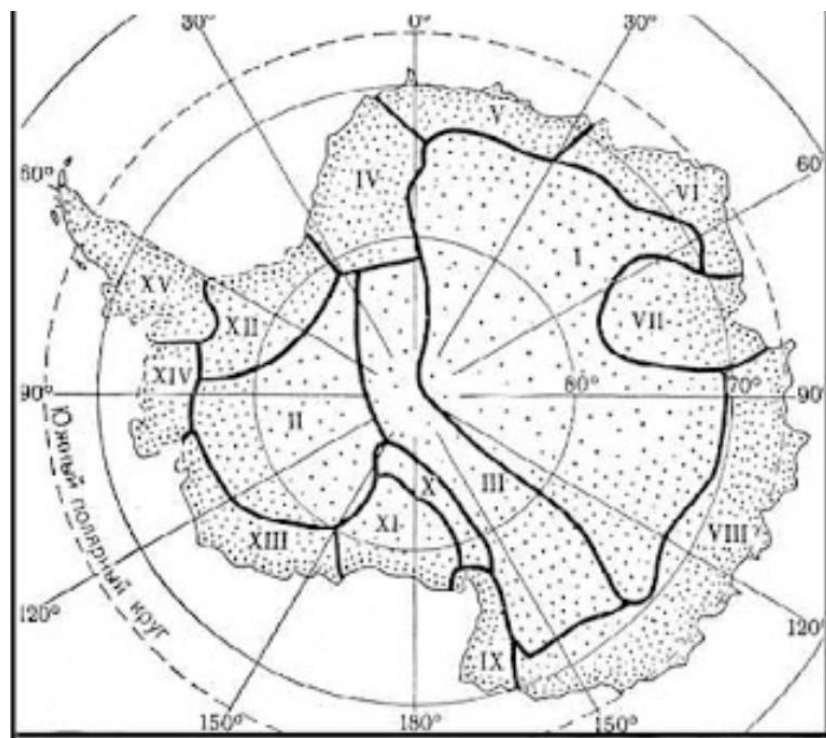


Рисунок 1 – Кліматичне районування льодовикового покриву. I – Центральна Антарктида; II – льодовиковий схил Східної Антарктиди; III – плато Західної Антарктиди; IV – льодовиковий схил Західної Антарктиди; V – прибережна область; VI – підніжжя льодовикового схилу; VII – шельфові льодовики; VIII – Антарктичний півострів.

Виділення кліматичних областей і районів зв'язане з необхідністю їх розмежування і пов'язане із застосуванням для цього певних якісних і кількісних показників. На льодовиковому покриві Антарктиди мало постійно діючих станцій з достатньо довгими рядами спостережень, які можна використовувати для вироблення таких показників. Більшість працюючих (що працювали) в Антарктиді станцій розташовані в краєвій частині покриву і часто на корінних породах, а в центральних частинах число пунктів спостережень обмежене одиницями. Тому відома категоричність визначення кліматичних меж, що висловлюється в деяких роботах, навряд чи виправдана. Метеорологічних

матеріалів настільки мало, що навіть виділення в самостійний кліматичний район, як, наприклад, «внутрішнього» льодовикового схилу Східної Антарктиди, проводиться за непрямыми ознаками. З цим необхідно рахуватись при оцінці всіх зроблених раніше робіт по кліматичному районуванню Антарктиди

Зрозуміло, що і за наявності достатнього числа необхідних матеріалів не можна чітко розмежувати природні гляціокліматичні процеси на території материка зважаючи на їх безперервність і поступовість просторового розвитку. Межі між кліматичними зонами, областями і районами, що позначаються на картах і картосхемах в природі завжди проходять не по лініях, а займають смуги шириною в десятки і сотні кілометрів [1].

Зміна температури повітря в різних районах планети відбувається узгоджено в часі: зокрема, другий період потепління з'явився найбільш виражено на Алясці, Антарктичному півострові, в північній і центральній Сибіру, Європі. Це, очевидно, свідчить про єдину спрямованість кліматичних процесів на планеті. Різноманіття наслідків потепління виявлені повсюдно. У помірних широтах воно виражається зрослою частотою аномальних явищ в режимі погоди, включаючи значні опади і паводковий явища в Європі 2002 і 2008 рр, хвилі тепла в 2001, 2003 рр., Пожежі в Греції і Австралії 2007 р різке зимовий похолодання в Східній Європі 2006 року, 2010р. і, звичайно, практично щорічні відколи крайових частин льодовиків Антарктиди і Гренландії.

Найбільш відомими прикладами аномалій в полярних районах стали танення вічної мерзлоти і зміна гідрологічного циклу на Алясці, скорочення арктичного морського льоду, зміна структури північноатлантичної термохалінної циркуляції, відкол північній частини шельфового льодовика Ларсена (східне узбережжя Антарктичного півострова), деградації малих острівних льодовиків в прибережній зоні Антарктичного півострова, а також зміни в стані екосистем в Антарктиці.

Найбільш інтенсивне потепління в Південній півкулі відзначено на станціях Антарктичного півострова, причому наявність двох періодів потепління

реєструється протягом XX століття за даними станції «Оркадас» (найбільш тривалий ряд спостережень в Антарктиці).

Значне підвищення температури повітря зафіксовано за даними вимірів на станціях «Академік Вернадський», «Беллінсгаузен» і іншим з середини XX століття . Важливо відзначити, що при значному сучасному підвищенні температури повітря на Антарктичному півострові в континентальній та Східній Антарктиді практично спостерігається зміна температури в бік слабкого похолодання в окремі місяці.

1.3 Антарктичний півострів

Даний район характеризується істотною неоднорідністю підстилаючої поверхні, яка визначається наявністю гірського рельєфу на Антарктичному півострові і орографією прилеглих островів, Як наприклад, найбільша висота на о. Анверс, що в 75 км від станції «Академік Вернадський» становить 2700 м. Значна порізаність берегової лінії, численні острови, а також різний тип заледеніння доповнюють істотну неоднорідність рельєфу місцевості. У результаті, під впливом істотної орографічної неоднорідності, виникають мікрокліматичні особливості атмосферної циркуляції.

З північно-західних циклонів; Т. АТ - локалізація східно-тихоокеанського максимуму і гребня атлантичних субтропічних антициклонів, 1-район циклогенезу помірних широт. При проходженні північно-західного циклону відзначається в початкових моментах сильний вітер, фен. Швидкість переміщення північно-західних циклонів становить до 50 км/год. Як правило, циклон має добре виражені фундаментальні системи з вузьким теплим сектором і конвективними осередками в тилу які сприяють значним опадам. Проходження західних циклонів зі швидкістю 30-40 км/год відзначається сильний вітер, значні безперервні обложні опади. Проходження глибоких західних циклонів з малими швидкостями переміщення з супроводжуючим помірним вітром і безперервними слабкими

опадами (снігом). Разом з північно-західними циклонами в районі станції «Академік Вернадський» зазвичай переносяться повітряні маси з найбільшим спільним отриманням озону в атмосфері, до 400 одиниць Добсона (од. Д.). Саме ці траєкторії циклонів відповідальні за різке зростання ВЗГ в період озонової діри і її подальшого заповнення. Навпроти, в межах глибоких малорухомих циклонів західних траєкторій разом з низьким фоном атмосферного тиску реєструються мінімум ВЗГ. Так, один з них пройшов своєю центральною частиною над станцією «Академік Вернадський» 12-20 жовтня 1999р [2].

Польові спостереження на острові Петерманн проводилися в 10 км на північ від української станції і в 1 км от берегової лінії материка. 22 грудня 1996 р був зареєстровано зростання температури повітря до + 7,5 С на острові під впливом фену, що перевищило майже на 3 С температуру повітря на станції «Академік Вернадський». Фен має поривчасту структуру швидкості вітру: від «затишшя» до «посилення» до 15-20 м/с. Періоди затишшя і поривчастого вітру тривають від 0,5-2 годин на добу. У кожному разі при фенах реєструється хмарність сочевицеподібних форм, орієнтованих до найбільш високим точкам гірського хребта. Формування фена в районі меридіанально орієнтованого Антарктичного півострова можливо як в разі синоптичних збурень (циклони, атмосферні фронти), так і при переважанні більш стійкої антициклонної погоди.

Антарктичний півострів, утворений сильно порізаною гірським ланцюгом, висота якої на більшій частині її протяжності перевищує 2000 м, відрізняється від решті території Антарктиди наявністю сезону літнього танення. Це призводить до утворення в літній період численних ізольованих ділянок, вільних від снігу, які служать місцем життя для простих біологічних співтовариств, утворених примітивними рослинами, мікроорганізмами і безхребетними, а також місцями розмноження для морських ссавців і птахів.

Антарктичний півострів характеризується вкрай високими темпами потепління, в кілька разів перевищують глобальні середні. З моменту публікації

Третього оціночного доповіді (TAR) було досягнуто суттєвого прогресу в розумінні причин, а також прямих і непрямих наслідків цього потепління [7].

З моменту початку ведення систематичних спостережень протягом 50 років на півострові спостерігається швидке зростання середньорічних температур; на станції Вернадський (колишня. Фарадей) підвищення склало більше 2,5 °C (Turner et al., 2005). На західному узбережжі півострова темпи зростання весняно-літніх температур значно нижче, ніж осінньо-зимових, але цього виявилось достатньо для істотного збільшення числа днів з позитивною температурою – на 74%[9].

Посилення танення снігів і льодів призвело до масштабних наслідків для навколишнього середовища і екосистем Антарктичного півострова.

До теперішнього часу десять плавучих шельфових льодовиків втратили близько 14 тис. км² льоду спостерігається відступ 87% країв льодовиків а також зменшення сезонного снігового покриву. Втрата сезонного снігового покриву і льоду плавучих льодовиків не робить безпосереднього впливу на рівень Світового океану, проте прискорення руху наземних льодовиків внаслідок втрати шельфових льодів, а також збільшення стоку талих вод вносять вклад у підвищення рівня. Якщо зростання літніх температур продовжиться, масштаби цих ефектів будуть зростати[9].

Аналіз кернів донних відкладень показує, що сучасні розміри шельфових льодовиків, ймовірно, є найменшими, як мінімум, за останні 10 тис. років і виразно найменшими за останню тисячу років. Це змушує припустити, що відступ льодовиків не може бути пояснено циклічними варіаціями місцевого клімату, а спостережуване в даний час потепління є безпрецедентним за останні 10 тис. років. Природа процесів, що ведуть до прискореного потепління на півострові, точно не встановлена, проте є підстави вважати, що вони пов'язані з атмосферою циркуляцією і, зокрема, зі змінами Антарктичного коливання внаслідок дії антропогенних факторів Судячи з усього, зимовий потепління на західному узбережжі півострова пов'язано також з постійним відступом сезонних морських льодів і потеплінням в море Беллінсгаузена. За деякими даними, руйнування

озону над Антарктикою в весняний період (антарктична озонова діра) також є одним з факторів зміни клімату проте ці висновки оскаржуються іншими дослідниками [7].

Протягом 50 років, що не дозволяє робити на основі цих моделей достовірних прогнозів щодо того, чи продовжиться швидке потепління і в майбутньому [9].

Продовження потепління (і особливо підвищення літніх температур) матиме суттєві наслідки; відступ берегових льодів і скорочення снігового покриву призведе до оголення порід і багаторічно мерзлих ґрунтів, забезпечуючи нові місця проживання як для місцевих, так і для чужорідних видів тварин і рослин. Однак безпосередні наслідки зміни клімату для рослинного і тваринного світу півострова важко передбачувати, оскільки відповідні екосистеми піддаються дії різноманітних факторів стресу. Наприклад, посилення шкідливого впливу ультрафіолетового випромінювання внаслідок руйнування атмосферного озону і літнього зневоднення може впливати на організми та екосистеми в напрямку, протилежному ефектів потепління. Крім того, існує зростаюча загроза вселення чужорідних видів, оскільки перешкоджають цьому кліматичні бар'єри слабшають внаслідок пом'якшення клімату, а зростаючі масштаби антропогенної діяльності створюють нові можливості для вселення.

Подібні випадки вселення вже мали місце на багатьох субантарктичних островах із згубними наслідками для місцевих видів. Більш того, зниження темпів відтворення на тлі швидкого зміни клімату здатне обмежувати можливості для переселення аборигенних видів.

Певні тенденції спостерігаються на всіх трофічних рівнях морських екосистем на захід від Антарктичного півострова. Основним фактором цих процесів є скорочення площі і часу життя морських льодів. Збільшення обсягу талих льодовикових вод також може бути одним з факторів зміни первинної продуктивності. Аналогічним чином скорочення площі морських льодів є ймовірною причиною різкої зміни балансу між основними споживачами

фітопланктону – крилем і Сальп. Скорочення чисельності криля, ймовірно, вплине на вищих хижаків (альбатросів, тюленів, китів і пінгвінів: популяції останніх вже зазнають змін, але може мати і набагато більш масштабні і далекосяжні наслідки, можливо, впливаючи навіть на потенціал поглинання CO₂ в деяких частинах Південного океану [8].

Глобальну значимість потепління на Арктичному півострові важко визначити в повній мірі, проте основною проблемою є небезпека втрати унікальних ландшафтів і біоти. Темпи потепління на півострові, одні з найвищих, що спостерігалися де б то не було на Землі в недавні часи, є яскравим нагадуванням про те, як важкоаналізуючі процеси кліматичної динаміки здатні приводити до зміни клімату в регіональному масштабі, а також про складність впливу цієї зміни на природне середовище, в мінімальної ступеня порушену антропогенною діяльністю.

2 МЕХАНІЗМ ЦИРКУЛЯЦІЇ АТМОСФЕРИ АНТАРКТИКИ

2.1 Характеристика баричного поля Антарктиди

Циркуляція атмосфери в Антарктиці є частиною циркуляції південної півкулі і тісно пов'язана загальнопланетарною атмосферною циркуляцією. У загальному вигляді вона складається з трьох основних тісно взаємопов'язаних баричних і циркуляційних систем: субтропічного пояса високого тиску, кільця низького тиску навколо Антарктичного материка і системи циркуляції над льодовиковим покривом Антарктиди. Зональна структура циркуляції періодично порушується меридіональними процесами, пов'язаними з кліматичними центрами дії атмосфери.

Субтропічний максимум атмосферного тиску розташовується в середньому між 200-400 південної широти. Над акваторією океанів в поясі високого тиску постійно існує кілька районів найбільшою повторюваності антициклонів. Географічне положення цих кліматичних антициклонів з року до року і в різні сезони дещо змінюється в залежності від особливостей і зміни загальноциркуляційних і динамічних факторів і радіаційно-термічної мінливості підстильної поверхні.

Для середніх багаторічних умов характерно положення осі субтропічного максимуму влітку ближче до 400 пд. ш., а взимку до 300 пд. ш., тобто зміщення до південної полярної області влітку і віддалення від неї взимку.

Субтропічні антициклони протягом року можуть зміщуватися і по довготі на 50-300 пд.ш. Гребні антициклонів орієнтовані в основному з півночі на південь, і вершини також змінюють положення від теплого до холодного сезону року. Влітку розвиток гребнів призводить до висування їх вершин до 600 пд. ш., а в окремих випадках і до 700 пд. ш. Взимку вершини гребнів антициклонів доходять тільки до 550 пд. ш. Добре розвинені гребні, досягаючи прибережних районів Антарктиди, зливаються з відрогами антарктичного антициклоніону в одну систему високого тиску.

Південніше субтропічного максимуму атмосферний тиск на рівні моря знижується, повторюваність антициклонів зменшується, до нуля. Навколо антарктичного материка лежить область низького тиску, яка характеризується активною циклонічною діяльністю. У ній виділяється кілька стійких районів існування циклонів, що виникають і розвиваються на полярному фронті в помірних широтах, так і на антарктичному атмосферному фронті, положення якого визначається віссю траєкторій кільцевих циклонів, що проходить південніше 600 пд. ш.

Кліматичні циклони і антициклони, які є центрами дії атмосфери південної півкулі, локалізовані в певних географічних районах і це обумовлює середні умови циркуляції в тропосфері над антарктичною акваторією і льодовиковим покривом Антарктиди. Стійкі перемички високого тиску між океаном і материком поділяють по суті квазікільцевою депресією на шість кліматичних районів в Антарктиді: моря Лазарева і Рісер-Ларсена, моря Співдружності і Дейвіса, район океану на північ від землі Уїлкса, море Росса, море Беллінсгаузена, море Уедделла.

Циклони антарктичного фронту пов'язані зональною циркуляцією, це неглибокі і низькі баричні утворення, які рухаються зі швидкістю до 35 км/год. Пересуваючись із заходу на схід уздовж краю холодного льодовикового покриву, вони втрачають вологу і, як правило, не викликають в крайній частині покриву снігопадів і сильних вітрів. З краю покриву вони заповнюються, зупиняються і часто починають переміщатися на захід. У внутрішньоконтинентальні райони над високим льодовиковим покривом циклони антарктичного фронту не проникають [2].

Циклони полярного фронту, характерні для розвиненої меридіональної форми циркуляції атмосфери, переміщаються в південному напрямку зі швидкістю до 55 км/год, вони глибокі і вертикально розвинені майже на всю товщу тропосфери, мають складну фронтальну структуру, несуть велику кількість тепла і вологи. Наближаючись до краю льодовикового покриву, полярно-фронтіві

циклони рухаються потім на схід і при наявності блокуючих гребнів високого тиску переміщуються у відомих районах розташування кліматичних циклонів.

Циклони полярного фронту призводять до суттєвих і тривалих змін погоди не тільки в крайовій частині, а й на схилі льодовикового покриву і навіть на антарктичному плато. Їм супроводжує адвекція теплих і вологих повітряних мас на льодовиковий покрив, що викликає підвищення температури, посилення вітру, збільшення хмарності, снігопади і хуртовини. Вторгаючись на льодовиковий покрив, циклони викликають аперіодичні потепління.

У 1996-1997 рр. за супутниковими знімками і картами погоди вдалося уточнити в основному, західні траєкторії циклонів, що переміщуються уздовж 60-700пд.ш. З квітня по жовтень збільшується повторюваність циклонів, що зміщуються вздовж західного узбережжя півострова, тобто по меридіональних траєкторіях. Поширення області високого тиску призводить до прояснення і зниження температури повітря; така ситуація може зустрічатися аж до листопада.

Метеорологічна ситуація на різних схилах півострова може істотно відрізнятись при проходженні одного і того ж циклона. Перш за все наслідком такого розвитку є неоднорідність режиму опадів, що є основою живлення льодовиків. При наближенні до півострова і надалі перевалювання повітряних мас в південній і західній частинах тихоокеанського циклону інтенсивність висхідних рухів, а значить і хмарності, зменшуються, зменшується і кількість опадів.

Взимку, коли центр циклону знаходиться південніше, або, коли циклон виходить з меридіональної складової, ситуація зворотна і тоді опадів випадає більше на східних схилах півострова. Циклони останнього типу після досягнення землі Палмера досить часто набувають поворотну, на захід, траєкторію через взаємодію з континентальною областю підвищеного тиску і орографічних ефектів.

Підрахунок процесів протягом липня-листопада 1996 р показав, що з усіх тихоокеанських циклонів 70% відповідають другий з описаних схем. Кількість атлантичних циклонів невелика. Отже, більша кількість опадів мала випасти на

заході півострова, що підтвердили дані ст. Академік Вернадський, де випало в липні 120 мм [3].

2.2. Циркумпольярний вихор і циркуляція над материком

Кільцева депресія над антарктичними водами звужується з висотою, її вісь на рівні ізобаричної поверхні 500 гПа майже повністю проектується на материк. Така вертикальна конфігурація депресії у при полюсному районі підкреслює просторове положення циркумпольярного вихору. З прибережних антарктичних центрів дії атмосфери головний внесок в його формування вносить кліматичний циклон моря Росса, розвинений на всю товщину тропосфери. У стратосфері він стає основою циркумпольярного вихору південної півкулі. Отже, на абсолютних висотах понад 5 км у вільній атмосфері над льодовиковим покривом протягом більшої частини року переважає циклонічна система циркуляції. Нижче цього рівня, в шарі атмосфери нижче 1200 м, відбувається перебудова циркуляції і, вже на рівні поверхні льодовикового покриву, в середньому баричному полі чітко виражений континентальний антициклон.

Антициклональні ядра, що представляють собою відносно низькі і незначно просторово розвинені антициклони, простежуються над високим льодовиковим покривом у західній частині Антарктиди. Саме влітку над усім антарктичним льодовиковим покривом, крім Антарктичного півострова, спостерігаються найбільші в році середні місячні значення атмосферного тиску. В цілому ж низький фон приземного тиску атмосфери зумовлений її малою потужністю внаслідок великої висоти льодовикового покриву, що стримує вертикальний розвиток антарктичного антициклону.

Холодне повітря, що формується в прикордонному шарі атмосфери над льодовиковим покривом, стікає в цьому шарі вздовж схилів поверхні до південного океану по всій периферії покриву з найбільшою інтенсивністю на узбережжі Східної Антарктиди. У більш високих шарах тепле і вологе повітря з океану рухається зустрічними потоками до центру покриву. У верхній тропосфері

і стратосфері перенесення з океану охоплює майже все узбережжя материка, крім ділянки між 1500 пн. д. і 800 з. д, де відбувається стік, а в стратосфері – транзитний перенесення повітря через Антарктиду.

Над високою поверхнею льодовикового покриву східної Антарктиди постійно розташовується область збіжності повітряних потоків, яка обумовлює великомасштабні вертикальні рухи у верхній тропосфері і стратосфері.

Річна крива середнього тиску між 400 і 500 південної широти має два максимуми в місяці сонячного рівнодення, тоді як в полярних районах, близько 700 пд. ш., максимуми з'являються в місяці сонцестояння. Це призводить до помітного піврічного коливання меридіонального градієнта тиску і середніх зональних компонентів геострофічного вітру [5].

Дані спостережень, проведених в цих широтах, наочно підтверджують існування осінніх і весняних максимумів складової західного вітру, тобто існування штормів «рівнодення» за прикметами моряків.

Це піврічне коливання інтенсивності приполярних західних вітрів не обмежується приземним шаром, воно досить чітко проявляється і на рівні 500 гПа і характеризує атмосферне потік в стратосфері. Це явище пов'язане з тропосферним меридіональним температурним градієнтом, викликаним нерівномірним нагріванням. Фактично, внаслідок особливостей сонячно-земної системи річний хід різниці теплових балансів тропосфери на 500 і 300 пд. ш. показує добре виражені максимуми рівнодення.

Сезонне коливання середньоширотного положення циркумполярного пояса самого низького тиску збігається з зоною переходу переважаючих західних вітрів до східних між 600 і 700 пд. ш. можна уточнити, що вона знаходиться на північ від 650 пд. ш. в місяці сонцестояння і на південь від цієї паралелі навесні і восени, в місяці рівнодення.

Для внутрішньоконтинентальної області типові малі швидкості вітру, найбільші величини типові для прибережного пояса. Зокрема, в тих районах, які ближче розташовані до крутих уступів Антарктичного плато.

2.3 Режим швидкостей вітру

2.3.1 Середньорічні і середньомісячні величини

Вітровий режим в Антарктиді, де сніговий покрив всюди зберігається протягом усього року, істотно впливає на відкладення і перерозподіл снігу на поверхні, визначає мікрорельєф поверхні і відіграє помітну роль у формуванні щільності снігу, випаровування з поверхні і метаморфізму в верхніх шарах сніжного покриву.

Середні річні швидкості вітру над льодовиковим покривом найбільші, відхилення середньої місячної швидкості вітру закономірно пов'язані з його морфологією: біля підніжжя схилу вони найбільш високі, понад 11 м/с, на схилі до 5-10 м/с, в центральних районах покриву близько 5 м/с. На Антарктичному півострові і шельфових льодовиках швидкості вітру 6-8 м/с.

Річний хід швидкості вітру в приземному шарі добре виражений і майже всюди над льодовиковим покривом однаковий. Найбільші середні місячні швидкості вітру відзначаються взимку, коли посилюється контраст температури між вихолодженням льодовикової поверхні та відносно теплим океаном. В цей період року вторгнення циклонів відбуваються рідше, ніж влітку, і реєструються найменші відхилення середніх місячних швидкостей вітру від середніх річних значень. Вони завжди позитивні, в їх розподілі простежується зональність. На шельфових льодовиках відхилення становлять 15-35%, 5% у підніжжя льодовикового схилу і на схилі 10-20%, а на внутрішньоконтинентальних станціях Амундсена-Скотта і Схід - 5%. Лише в деяких пунктах спостережень на схилі покриву (станції Ейтс і Піонерська) максимум середньої місячної швидкості вітру завжди зміщений на перехідні сезони року.

Мінімальні середні швидкості вітру всюди спостерігаються влітку. Влітку спостерігається максимальна повторюваність циклонів і найбільші відхилення

середньої швидкості вітру від середньої річної. Вони негативні у всіх пунктах спостережень на льодовиковому покриві і приблизно однакові – 20-30%.

Середні багаторічні дані про повторюваності вітру за напрямками свідчать про сталість вітрів певних напрямків. У різних пунктах вони різні, але діапазон їх вузький. Так, повторюваність вітрів будь-якого одного квадранта становить на шельфових льодовиках 60-65% і досягає 80-90% в пунктах спостережень на наземному покриві.

2.3.2 Повторюваність штилів і штормових вітрів

На більшій частині льодовикового покриву затишшя нетипове для характеристики погоди. Якщо на Антарктичному півострові і на шельфових льодовиках повторюваність штилів протягом року може бути більше 10%, то на льодовиковому схилі і біля його підніжжя вона рідко перевищує 5%, а в глибині материка – 2%. Максимальна повторюваність штилів на всій території материка буває влітку. Штормові вітри (швидкість 15 м/с) часто спостерігається в пунктах, розташованих біля підніжжя схилу і на схилі, де протягом року реєструється 100-200 днів з такими вітрами. У центральних районах покриву ймовірність штормових вітрів невелика. Максимальна швидкість вітру в поривах може досягати на льодовиках Антарктичного півострова і біля підніжжя схилу 500-600, на схилі та на шельфових льодовиках 350-400 і в глибині покриву 25-30 м/с.

Зустрічаються вказівки на незвично великі швидкості вітру, як середні, так і максимальні, що спостерігалися в австралійській експедиції в 1911-1914 рр. на станціях мис Денісон і Земля Королеви Мері. На мисі Денісон середньорічна швидкість вітру становила близько 20 м/с. Максимальна швидкість вітру в поривах на обох станціях, розділених відстанню понад 2000 км, перевищувала 80 м/с. У наступні роки в Антарктиді вітри такої сили реєструвалися один раз: в червні 1972 р на станції Дюпон- д' Юрвіль була відзначена швидкість вітру 90 м/с.

2.3.3 Стокові вітри

Термін «стоковий вітер» носить двоїстий характер. У словнику (GLOSSARY of VTTEOROLOGY, 1959) даються два визначення: 1) будь-який вітер, що дме вниз по схилу; 2) гравітаційний вітер, спрямований вниз по схилу, який викликається різницею в щільності повітря на схилі і на горизонтальній поверхні.

З точки зору динаміки атмосфери слід чітко розрізняти стокових вітром над круто нахиленими поверхнями і їх підніжжя і урівноважуючим потоком над менш похилими сніговими крижаними полями плато.

Типовий стоковий вітер характеризується відносно короткою тривалістю дуже сильних приземних вітрів на великих територіях або він охоплює невелику територію (наприклад, льодовикову долину), але триває протягом більш тривалого періоду часу. Це відбувається тому, що над потоком залишається невелика кількість холодного повітря, яке не може досить швидко заповнюватися, щоб підтримувати стійкий потік холодного повітря [6].

На станціях, на яких часто спостерігаються сильні стокові вітри, такі як мис Денісон, Моусон або Мирний, часто фіксуються типові «раптові затишшя», тобто різке припинення вітру, за яким слідує нові виключно сильні пориви холодного вітру постійно стійкого напрямку.

Виходячи з першого визначення, можна виділити три різних типи вітру, що характеризуються великою постійністю напрямком.

1. Вітри, які дмуть з відносно невеликою зміною швидкості протягом тижнів або місяців над великими крижаними або сніговими полями, що мають невеликий ухил, і не викликають помітної зміни температури в даному районі. Ці вітри можна пояснити з динамічної точки зору як потік, врівноважений градієнтом тиску, силами Коріоліса і тертя, що підтримують приблизною рівновагу. Їх можна назвати «інверсійними вітрами», тому що вони в основному

визначаються термічним вітром, обумовленим наявністю інверсії на схилах, як це спостерігається протягом більшої частини року над Антарктичним плато.

2. Фенові вітри. Вони тепліше повітря, який витісняють, коли наближаються до підніжжя схилу або дну долини. Їх виникнення залежить від сприятливої синоптичної ситуації.

3. Вітри типу «бора», які холодніше, ніж витісняється повітря.

Для двох останніх типів характерні виключно великі коливання швидкості, і тому їх не можна уявити, як врівноважує потік.

Стічні вітри з'являються з характерною раптовістю, при цьому швидкість часто миттєво змінюється від затишшя до 50-65 м/с. І також несподівано настає припинення вітру – «затишшя».

Вітри обох типів, що викликають відповідно підвищення і пониження температури, часто спостерігаються в прибережних районах Антарктиди.

Повторюваність і інтенсивність стокових вітрів залежить від конфігурації і середнього кута нахилу прибережного схилу материка повинні спостерігатися на західному і східному узбережжях. І від відстані між станцією спостереження і схилом.

Розвитку стокових вітрів сприяє і розподіл тиску. Область низького тиску, центр якої розташований над Південним океаном, забезпечує в його південно-західному секторі відповідний градієнт тиску над узбережжям, орієнтованим із заходу на схід. Зсув такої області низького тиску вздовж берега викликає значні коливання швидкості стокових вітрів у часі, а їх напрямок, залежне головним чином орієнтацією лінії нахилу і конфігурацією місцевості, змінюється мало. Щодо непомітні форми рельєфу викликають помітні коливання інтенсивності стокових вітрів у просторі.

Дуже сильні вітри повинні спостерігатися на західному і східному узбережжя, так як східний берег рясніє поруч мисів, а західний берег порізаний морськими затоками.

Великий інтерес, з точки зору безпеки роботи судів і літаків, подають відомості про те, на яку відстань від берега поширюються екстремальні умови стічних штормових вітрів. Нечисленні спостереження свідчать, що на відстані декількох кілометрів від берега поле вітру різко змінюється, якщо спостерігається справжній стоковий вітер, а приземне поле тиску не сприяє поширенню потоку.

У смузі, паралельної узбережжю, сила стічних штормових вітрів слабшає, існує конвергенція.

2.3.4 Регіональні вітри Антарктичного півострова

Антарктичний півострів, що простягнувся на 1300 км з півночі на південь, зайнятий гірською країною з висотами 1500-3500 м, і тому є природною перешкодою на шляхах меж меридіональних переносів повітряних потоків. На східному узбережжі півострова переважають холодні і сильні південні і південно-західні вітри зумовлюють суворий клімат, а західна і північно-західна частини моря Уедделла, що омиває східне узбережжя Антарктичного півострова, є основним місцем утворення морських льодів в Антарктиці. Це викликано тим, що прибережні східні вітри, для яких гори Антарктичного півострова стають непереборною перешкодою, повертають на північ.

Одночасно з цим повітря, охолоджений над морем Уедделла, додатково адіабатично розширюється, піднімаючись вгору по схилах гірських хребтів. Минаючи північний край півострова, ця холодна повітряна маса вливається в західний перенос і її охолоджуючу дію продовжує позначатися ще на великій відстані від півострова, практично до нульового меридіана.

На західній стороні Антарктичного півострова, зверненої до тихого океану, панують вітри тепліші та майже в два рази швидші. Західне узбережжя характеризується самим м'яким і вологим кліматичного режиму починається практично робота будь-якої полярної станції в Антарктиді.

2.3.5 Озонова дірка над Антарктичним півостровом

Озонова діра — це значне падіння концентрації озону в озоновому шарі планети, який стримує ультрафіолетове випромінювання. У разі зменшення концентрації озону шкідливе випромінювання може зашкодити людям і тваринам, також радіація нагріває світовий океан, збільшуючи смертність морських істот і рослин.

Сучасні глобальні зміни клімату, що відбуваються у наземному довкіллі, поява озонової дірки, все більш переконливо свідчать про те, що зміни стимульовані техногенною діяльністю людства. Прикладом таких глобальних процесів є викиди хімічних речовин що зменшують щільність озонового шару, виробничі вибухи, старту космічних ракет. Існує багато теорій щодо пояснення тих чи інших явищ техногенного походження. Експериментальні дані, які отримуються на станції Академік Вернадський, дозволять зрозуміти поведінку складових атмосфери Землі, починаючи з самої поверхні до висот іоносфери.

Площу пошкодження вимірюють за допомогою супутникових спостережень і спеціальних кліматологічних повітряних куль. Підсумковим розміром озонової діри, який порівнюють із показниками минулих років, вважається її максимальний розмір у певному році. Щільність озонового шару над Південною півкулею коливається залежно від сезону. Пошкодження виникає в серпні, досягає максимуму у вересні і поступово затягується до жовтня.

У 2017 році максимальний розмір зафіксували 11 вересня. Незважаючи на скорочення діри, її максимальна площа в цьому році все одно залишалася величезною. Вона становила 19,7 млн км². Наприкінці грудня 2020 року над Антарктикою остаточно закрилася рекордна озонова діра. Вона була найдовшою, а також однією з найбільших та найглибших дір за 40 років спостережень

Про це повідомила Всесвітня метеорологічна організація (WMO)

3 ОЦІНКА ЧАСОВОЇ МІНЛИВОСТІ РЯДІВ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ РІЗНИХ ЧАСОВИХ ДОЗВОЛАХ НА СТАНЦІЇ «АКАДЕМІК ВЕРНАДСЬКИЙ»

3.1 Методи визначення основних кліматичних показників

При статистичних дослідженнях метеорологічного режиму зазвичай вважається, що спостерігаємий часовий ряд є реалізацією випадкового процесу, що відображає характерні зміни однієї або декількох метеорологічних величин. Суть кліматологічної обробки при цьому полягає в тому, щоб на підставі аналізу наявного часового ряду отримати основні імовірнісні закономірності, характерні для всього процесу. Для того щоб при обробці та аналізі кліматологічних рядів можна було скористуватися методами, розробленими в математичній статистиці та теорії випадкових функцій, використовуються деякі апіорні відомості про структуру досліджуваного процесу.

По-перше, часто передбачається, що досліджуваний випадковий процес є стаціонарним. Не зупиняючись докладно на характеристиці стаціонарних випадкових процесів, зауважимо, що розрізняють сувору стаціонарність і локальну стаціонарність. У більшості кліматологічних додатків, пов'язаних з отриманням статистичних характеристик часових рядів, користуються поняттям локальної стаціонарності. У цьому випадку молодші моменти (середнє значення, дисперсія) не змінюються в часі в межах інтервалу спостережень, а коваріаційна функція залежить від різниці моментів часу, для яких вона обчислюється.

По-друге, при отриманні імовірнісних характеристик вивчаємого процесу вважається, що даний процес є ергодичним. Властивість ергодичності означає, що надійні статистичні характеристики процесу можуть бути отримані всього, за однією його реалізацією. Гіпотеза ергодичності широко використовується в кліматологічних дослідженнях, так як кліматологічний ряд можна розглядати як

одну-єдину реалізацію, яка відображає зміни клімату Землі в спостерігаємий період.

У процесі кліматологічної обробки вдається отримати надійні характеристики генеральної сукупності на основі вибірових даних. Якщо вибірка досить велика, то характеристики її стійкі, тобто не змінюються при перерахунку по ряду, до якого додається ще кілька років. При вирішенні конкретних завдань, пов'язаних з описом метеорологічного режиму, зазвичай використовують такі статистичні характеристики процесів:

- 1) повторюваність і емпіричну функцію розподілу значень метеовеличин;
- 2) числові характеристики розподілів, перш за все чотири центральні моменти
- 3) екстремальні характеристики метеорологічних величин і явищ.

З огляду на те, що статистичні характеристики окремих метеовеличин і метеорологічних комплексів використовуються для опису клімату та його можливих змін, їх прийнято називати кліматичними показниками. Статистичні характеристики можна оцінити за допомогою методів моментів. Розрізняють початкові, центральні і основні моменти (r).

Вираз для початкового моменту l -того порядку має вигляд:

$$\hat{v}_l = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k \tilde{x}_i^l m_i, \quad (3.1)$$

Для центрального моменту:

$$\hat{\mu}_l = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k (\tilde{x}_i - \bar{x})^l m_i, \quad (3.2)$$

Для основного моменту:

$$\hat{r}_l = \frac{\hat{\mu}_l}{S_x^l}. \quad (3.3)$$

Центральні моменти μ зазвичай розраховуються по формулі (3.1), а використовують формули зв'язку центральних моментів з початковими. Наведемо формули для моментів 2-4-го порядків (центральний момент першого порядку завжди дорівнює нулю):

$$\hat{\mu}_2 = \hat{v}_2 - \hat{v}_1^2, \quad (3.4)$$

$$\hat{\mu}_3 = \hat{v}_3 - 3\hat{v}_2\hat{v}_1 + 2\hat{v}_1^3, \quad (3.5)$$

$$\hat{\mu}_4 = \hat{v}_4 - 4\hat{v}_1\hat{v}_3 + 6\hat{v}_1^2\hat{v}_2 - 3\hat{v}_1^4. \quad (3.6)$$

На практиці використовують тільки моменти перших чотирьох порядків. Найбільше з них використовують v_1 , μ_2 , r_3 і r_4 , так як вони однозначно пов'язані з основними кліматичними показниками. Зіставлення формул для розрахунку моментів і кліматичних показників дозволяє прийти до висновку, що початковий першого порядку виражає середнє арифметичне, корінь квадратний з центрального моменту другого порядку є середнє квадратичне відхилення, основний момент третього порядку виражає асиметрію:

$$\hat{v}_1 = \bar{x}, \quad (3.7)$$

$$\hat{r}_3 = As, \quad (3.8)$$

$$E = \hat{r}_4 - 3. \quad (3.9)$$

Про надійність оцінок і ступеня їх відповідності істинним значенням можна судити по деяких фундаментальних властивостях оцінок, серед яких основними є незміщеність, ефективність та спроможність (умотивованість).

Незміщеність оцінки. Оцінка є незміщеною, якщо різниця між математичним очікуванням оцінюваної характеристики та її істинним значенням дорівнює нулю. В іншому випадку оцінка називається зміщеною. Якщо значення зсуву прагне до нуля при нескінченному зростанні обсягу вибірки, то оцінка називається асимптотично незміщеною.

Ефективність. Точність оцінки деякої характеристики можна кількісно визначити за допомогою середньоквадратичної помилки. Ця величина є середнім квадратом різниці між оцінкою і істинним значенням.

Далеко не завжди вдається задовольнити всім перерахованим вимогам. Тому в кожному конкретному випадку вибір тієї чи іншої оцінки визначається практичними міркуваннями, економічністю розрахунків, необхідною точністю і т.д.

Спроможність оцінки означає, що при достатньо великому обсязі вибірки відхилення оцінки від істинного значення, з якою завгодно великою імовірністю, менше будь-якої наперед заданої величини. Таким чином, властивість спроможності характеризує поведінку оцінки при прагненні обсягу вибірки до нескінченності, тобто є асимптотичною властивістю.

3.2 Кореляційний метод дослідження зв'язку між випадковими величинами

Для рішення деяких питань, що поставлені в дипломному проекті, використовувались методи дослідження, що базуються на вивченні зв'язків, які існують між різними гідрометеорологічними величинами.

Дійсно, у природі досить часто виникають ситуації, коли між деякими двома випадковими величинами проявляються статистичні зв'язки. Їх використовують для розв'язання різноманітних наукових і практичних задач. Безумовно, такі зв'язки існують і між гідрометеорологічними величинами, які можна розглядати як випадкові величини, незважаючи на те, що їх змінення обумовлені певними фізичними закономірностями. Така їх властивість пов'язана з тим, що зв'язки між випадковими величинами спричиняються взаємодією багатьох факторів і у нас нема, як правило, достатніх знань про те, який саме зв'язок, або зв'язки, обумовили змінення цієї величини у термін її вимірювання. Більше того, у деяких випадках ще є відсутніми повні уявлення про причинно-наслідкові залежності у природних явищах, що спричиняють гідрометеорологічні

процеси. Деяка міра невизначеності має місце, коли йдеться про майбутній стан атмосфери чи об'єктів гідросфери, тобто про гідрометеорологічне прогнозування.

Залежність між двома випадковими величинами може бути функціональною або стохастичною.

Функціональною залежністю між двома випадковими величинами називається така залежність, коли можливому значенню однієї випадкової величини відповідає тільки одне значення другої.

Стохастичним називають такий зв'язок між випадковими величинами, коли змінення однієї з них приводить до змінення закону розподілу другої.

Якщо при змінні однієї з випадкових величин змінюється умовне математичне сподівання другої, то такий зв'язок між цими випадковими величинами називається кореляційним.

Кореляційну залежність можна трактувати як функціональну залежність умовного математичного сподівання однієї випадкової величини від значення другої:

$$m_{y/x} = f(x), \quad (3.10)$$

$$\bar{y}(x) = \hat{f}(x). \quad (3.11)$$

Функцію $f(x)$ називають функцією регресії величини Y на X . Рівняння (3.12) називається рівнянням регресії. Графік цієї функції називають лінією регресії.

Кореляційні зв'язки між випадковими величинами характеризуються формою та тісністю. Що стосується форми кореляційного зв'язку між двома гідрометеорологічними величинами, то найбільш часто реалізуються зв'язки, що характеризуються:

- лінійним рівнянням регресії:

$$\bar{y}(x) = ax + b, \quad (3.12)$$

де a і b – коефіцієнти регресії;

– параболічним рівнянням регресії:

$$\bar{y}(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2; \quad (3.13)$$

– показниковим рівнянням регресії:

$$\bar{y}(x) = ab^{cx}; \quad (3.14)$$

частинним випадком якого є експоненціальне рівняння регресії:

$$\bar{y}(x) = ae^{bx}; \quad (3.15)$$

– гіперболічним рівнянням регресії:

$$\bar{y}(x) = \frac{a}{x^b}. \quad (3.16)$$

Кореляційний зв'язок може бути прямим і оберненим. Якщо при збільшенні однієї випадкової величини відбувається збільшення другої, то такий зв'язок називають прямим. Коли збільшенню однієї випадкової величини відповідає зменшення другої, то це свідчить про обернений зв'язок між цими випадковими величинами.

Уявлення про тісноту та форму кореляційного зв'язку між величинами X і Y можна отримати, побудувавши відповідний кореляційний графік на площині в координатах (x, y) . Якщо точки (x_i, y_i) тісно групуються біля деякої осередненої лінії, то це свідчить про те, що кореляційний зв'язок є тісним. Чим більшим є розкид точок на графіку, тим слабшим є кореляційний зв'язок. Але таке уявлення про тісноту кореляційного зв'язку є якісним. Для уявлення про кількісну міру тісноти кореляційного зв'язку використовують кореляційне відношення. У випадку, якщо має місце лінійна залежність для оцінки тісноти зв'язку використовується коефіцієнт кореляції r_{xy} .

Маючи на увазі, що між більшістю метеорологічних величин існує саме лінійний зв'язок, розглянемо порядок розрахунку і оцінки статистичної значущості коефіцієнта кореляції.

На основі статистичних сукупностей коефіцієнта кореляції можна визначити за формулою:

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n \cdot S_x \cdot S_y} \quad (3.17)$$

Він може приймати значення із множини

$$-1 \leq r_{xy} \leq 1 \quad (3.18)$$

Додатні значення коефіцієнта кореляції $r_{xy} > 0$ позначають наявність прямого лінійного зв'язку між випадковими величинами X і Y , від'ємні його значення $r_{xy} < 0$ – обернений лінійний зв'язок між ними. Чим більшим є модуль коефіцієнта кореляції $|r_{xy}|$, тим більш тісним є лінійний кореляційний зв'язок між випадковими величинами, і навпаки. Якщо $r_{xy} = 0$, то це означає, що лінійний кореляційний зв'язок між величинами X і Y – відсутній. Іншими словами, коефіцієнта кореляції характеризує ступінь наближення кореляційного зв'язку між випадковими величинами X і Y до лінійної функціональної залежності.

Для побудови рівняння регресії, яке з заданою ймовірністю описувало кореляційну залежність між випадковими величинами, що розглядаються, необхідно оцінити статистичну значущість r_{xy} .

Приймаючи до уваги, що генеральний коефіцієнт кореляції ρ_{xy} підпорядковується нормальному закону розподілу, для визначення статистичної його оцінки r_{xy} використовується критерій Стюдента t . Є два шляхи виконання цієї роботи в залежності від об'єкту n вихідних вибірок. При наявності ($n < 50$), що спостерігається в нашій роботі, використовувався наступний порядок перевірки.

Зміст H_0 гіпотези полягав в тому, що коефіцієнт кореляції є статистично незначущим ($\rho_{xy}=0$) альтернативна гіпотеза H_1 зводилась до того, що він статистично значущий ($\rho_{xy} \neq 0$).

Розрахувавши критерій Стюдента за формулою:

$$t = \frac{|r_{xy}|}{\sigma_r}, \quad (3.19)$$

де

$$\sigma_r = \frac{1 - r_{xy}^2}{\sqrt{n-1}}. \quad (3.20)$$

порівнюємо його значення з $t > t_{кр}(\alpha, \nu)$ знаходимо за таблиця розподілу критерія Стюдента на основі $\alpha = 0.05$, а $\nu = n-1$. В нашому випадку (при $n > 50$) $t_{кр}=2.0$ і для всіх рядів він був значно меншим за t , що розраховується за вибірками, тобто $t > t_{кр}(\alpha, \nu)$. Це дозволило відхилити нульову гіпотезу про незначущість r_{xy} і прийняти альтернативну гіпотезу при його статистичному значущість. Цей висновок дозволив перейти до побудови рівнянь лінійної регресії. Рівняння лінійної регресії виду

$$m_{y/x} = \alpha x + \beta. \quad (3.21)$$

дозволяє побудувати на основі статистичних сукупностей його регресійну модель $\bar{y}(x) = \alpha x + b$. Причому, коефіцієнти регресії a і b є статистичними оцінками коефіцієнтів генерального рівняння регресії: $\hat{\alpha} = a$ і $\hat{\beta} = b$.

Ці оцінки можна знайти за допомогою метода найменших квадратів. Цей метод дає систему неоднорідних алгебраїчних рівнянь, яких називають нормальними:

$$\begin{cases} a \sum_{i=1}^n x_i^2 + b \sum_{i=1}^n x_i = \sum_{i=1}^n x_i y_i; \\ a \sum_{i=1}^n x_i + bn = \sum_{i=1}^n y_i. \end{cases} \quad (3.22)$$

Розв'язання цієї системи рівнянь призводить до таких формул відносно шуканих коефіцієнтів лінійного рівняння регресії:

$$a = r_{xy} \frac{S_y}{S_x}; \quad (3.23)$$

$$b = \bar{y} - a\bar{x}. \quad (3.24)$$

Перевірка гіпотези про статистичну значущість здобутих коефіцієнтів a і b дає змогу отримати відповідь щодо вірогідності побудованої лінійної регресійної моделі.

Гіпотези про статистичну значущість коефіцієнтів побудованої моделі лінійної регресії перевіряють за допомогою критерію Стюдента, аналогічно тому, як це проводилося для коефіцієнта кореляції. При цьому:

$$t = \frac{|a|}{\sigma_a}, \quad (3.25)$$

$$t = \frac{|b|}{\sigma_b}. \quad (3.26)$$

Стандартні відхилення коефіцієнтів регресії σ_a і σ_b дорівнюють:

$$\sigma_a = \frac{S_y}{S_x \sqrt{n}}, \quad (3.27)$$

$$\sigma_b = \frac{S_y}{\sqrt{n}} \left[1 + \frac{1}{C_{V_x}^2} \right]^{1/2}, \quad (3.28)$$

де

$$C_{V_x} = \frac{S_x}{|\bar{x}|} \text{ – коефіцієнт варіації.} \quad (3.29)$$

Висновок про статистичну незначущість того чи іншого коефіцієнта регресії роблять у тому випадку, коли виявляється, що $t < t_{kp}(\alpha, \nu)$. У протилежному випадку, тобто, якщо $t > t_{kp}(\alpha, \nu)$, відповідний коефіцієнт регресії на рівні значущості α є статистично значущим. А це дає підстави виразити кореляційний зв'язок між двома випадковими величинами X та Y лінійним рівнянням регресії $\bar{y}(x) = ax + b$.

Таким чином, задача дослідника полягає у тому, щоб здобути рівняння регресії, яке б з заданою ймовірністю описувало кореляційну залежність між випадковими величинами, що розглядаються. І починати дослідження треба з побудови кореляційного графіка.

3.3 Методи дослідження закону розподілу метеорологічних величин і визначення імовірнісних характеристик клімату

Вимоги практики не обмежуються середніми значеннями випадкових величин інколи необхідна інформація про відхилення її від середнього рівня і визначення ймовірності таких відхилень. Теоретично цю задачу вирішують за допомогою закону розподілу випадкових величин, який є всеосяжною її характеристикою.

Законом розподілення випадкової величини називають всіляку відповідність між значеннями випадковими і їх ймовірностями.

В більшості випадків закони розподілення гідрометеорологічних величин неможливо визначити апріорно, тільки шляхом аналізу відомих фізичних характеристик. Тип розподілення і цього параметри визначаються шляхом

статистичної обробки експериментальних даних. Найбільш розповсюдженим являється метод згрупування даних, тобто вивчення особливостей статистичної структури гідрометеорологічних величин базується на інформації, в якості якої виступають статистичні ряди (вибірки), які сформовані по результатам вимірів і спостережень.

Згрупований ряд, як емпіричний розділ відображає властивості генеральної сукупності. В зв'язку з цим, основним етапом статистичного аналізу гідрометеорологічної інформації є підбір закону розподілу по даним статистичної сукупності. Ця задача вирішується шляхом апроксимації емпіричного розподілу таким теоретичним законом, який би в певному сенсі найкращим чином відповідав би емпіричному розподілу. Однак, як би добре, на основі відомих властивостей закону розподілу, не була підібрана теоретична крива будь-якого розподілу між нею і емпіричним розподілом неминучі деякі розбіжності. Тому обов'язково після розрахунків теоретичних частот проводять перевірку гіпотези про міру розходження між емпіричними і теоретичними частотами. Розходження між цими частотами можуть носити, як випадковий характер, так і можуть бути статистично значимими. Останнє вказує на те, що підібрана теоретична крива не відповідає даному емпіричному розподілу. Щоб знайти відповіді на ці питання, використовують так названі «критерії згоди». І тільки після використання цих критеріїв можна зробити висновок про успішність апроксимації статистичного розподілу теоретичним законом.

Тому процес дослідження закону розподілу складається з таких етапів:

1. На основі зовнішнього вигляду емпіричного розподілу, який має вигляд гістограми чи полігону, і з урахуванням статистичних оцінок моментів і додаткових статистик, формують гіпотезу про закон розподілу;

2. На основі статистичної сукупності знаходять оцінки параметрів вибраного теоретичного розподілу і відповідні їм статистики;

розраховують теоретичні інтервальні частоти для випадкової величини яка досліджується;

3. Роблять оцінку розходження між емпіричними і теоретичними частотами, за допомогою деяких критеріїв.

Зазвичай, розраховують не менше двох різних критеріїв згоди. Часто користуються критерієм згоди χ^2 Пірсона і λ Колмогорова.

Підібравши закон розподілення для статистичного ряду (вибірки), можна розрахувати імовірність того, що випадкова величина, знаходиться в заданому інтервалі чи імовірність того, що випадкова величина прийме значення менше (більше) якогось конкретного числа.

На практиці (особливо якщо закон розподілу встановити не вдалося) розрахунок ймовірнісних характеристик може бути виконаний за допомогою емпіричних кривих інтегрального розподілу, побудованих гістограмними або розрахунковими методами.

4 ТЕРМІЧНИЙ РЕЖИМ АНТАРКТИЧНОГО ПІВОСТРОВА НА СТАНЦІЇ «ФАРАДЕЙ» – «АКАДЕМІК ВЕРНАДСЬКИЙ»

4.1 Аналіз статистичних характеристик розподілу середньої місячної температури повітря

Процеси, що відбуваються в природному середовищу, обумовлені термічними умовами. Термічний режим повітря формується під впливом кліматообразуючих чинників різного масштабу. До макромасштабним факторів слід віднести атмосферну циркуляцію, радіаційний режим і характер підстильної поверхні, що визначаються широтою місцевості, ступенем континентальності і макрорельєфа. Крім макромасштабних факторів, на термічний режим впливають місцеві умови.

Теплова енергія лежить в основі всіх метеорологічних процесів і тому температура повітря є найголовнішим елементом погоди і клімату. Температура повітря, як одна з основних метеорологічних величин, визначає характер і режим погоди, впливає на різнобічну життєдіяльність людини.

Температура повітря характеризується рядом показників, що характеризують кліматичні особливості місцевості.

Одним з основних показників температурного режиму є середня місячна температура повітря, що характеризує загальний температурний фон території.

Просторово-часовий розподіл середньої місячної температури повітря залежить від радіаційних умов, сезонних коливань циркуляції атмосфери, фізико-географічних особливостей території.

По температурному режиму Антарктида відрізняється від інших областей земної кулі рядом особливостей.

Зима і літо тут характеризуються рисою зміною температур від місяця до місяця. Періоди зими і літа мають різну тривалість. Зима удвічі довше за літо. Перехідні сезони (весна і осінь) дуже короткочасні. Вони продовжуються не

більше двох місяців і характеризуються швидкою зміною температури від початку сезону до кінця його (на 20° і більше) [10].

Зима в Антарктиді починається в квітні і закінчується у вересні, тобто продовжується майже повні 6 місяців. Весняний період починається в жовтні і закінчується в листопаді. Літо продовжується з грудня по січень, а осінь починається в лютому і закінчується в березні.

Дані про зміну середньорічної температури повітря у міру видалення від берега і підвищення висоти материка, отримані на підставі спостережень радянських внутрішньоматерикових станцій і експедицій, що вимірювали температуру снігу до глибини 15 м. Вони дозволяють судити як про горизонтальне, так і про вертикальний градієнт температури в приземному шарі повітря в Антарктиді.

Зіставляючи середньорічні температури повітря на станціях, розташованих приблизно на однакових висотах над рівнем моря і що знаходяться в однакових географічних умовах, можна отримати горизонтальний градієнт температури як в прибережній зоні, так і в глибині материка.

В Антарктиді над однорідними підстилаючими поверхнями горизонтальні градієнти температури повітря, як на побережжі, так і в глибині материка для середньорічних температур приблизно однакові і рівні в середньому $0,6\text{--}0,7^{\circ}\text{C}$ на 1° широти. Протягом року ці градієнти не залишаються постійними, а мають річний хід [10].

Для вирішення поставлених в роботі завдань використовувалися дані спостережень Британського Антарктичного центру за температурою повітря на станції Академік Вернадського. При цьому, з огляду на мету роботи, використовувалася інформація різного тимчасового дозволу: рік, періоди, сезони, місяці з 1947 по 2020 роки за 00 UTC. Період дослідження становив 74 років.

В даній роботі в першу чергу розглядається статистична структура середньомісячної температури повітря на станції «Академік Вернадський».

У даній роботі досліджувалася середня місячна температура повітря, як найбільш загальна характеристика, за допомогою якої можливо виявити кліматичні особливості різних регіонів, сезонів, півріччя, а відхилення від середньої дозволяють виявити найбільш теплі або холодні місяці, півріччя, роки за наявний період спостережень на станції Фарадей – «Академік Вернадський» з 1947 по 2020 рр.

У таблиці 4.1 представлені основні статистичні характеристики за весь період дослідження.

Таблиця 4.1 – Основні статистичні характеристики середньомісячної температури повітря на станції «Академік Вернадський» за 1947-2020 рр.

Часове Розв'язання	Статистичні характеристики							
	X_{cp}	X_{min}	X_{max}	$\frac{X_{\text{max}}}{X_{\text{min}}}$	σ_x	C_v	M_o	M_e
	Холодний період							
Квітень	-2,5	-13,4	0,6	14,0	2,3	0,9	-1,1	-2,0
Травень	-4,3	-14,1	-0,3	13,8	2,8	0,6	-3,4	-3,6
Червень	-6,3	-16,8	-1,1	15,7	3,2	0,5	-4,1	-5,6
Липень	-8,4	-20,3	-2,6	17,7	4,4	0,5	-9,1	-7,2
Серпень	-9,0	-17,4	-3,0	14,4	3,7	0,4	-5,1	-8,5
Вересень	-7,3	-13,9	-2,6	11,3	2,9	0,4	-6,7	-6,9
	Теплий період							
Жовтень	-4,6	-9,7	-0,4	9,3	1,8	0,4	-3,1	-0,4
Листопад	-2,1	-6,5	-0,2	6,3	1,1	0,5	-1,7	-0,2
Грудень	-0,1	-1,6	1,7	3,3	0,6	-	0,0	1,7
Січень	0,9	-1,0	2,4	3,1	0,8	0,9	0,3	0,9
Лютий	0,7	-2,8	2,6	5,4	1,0	1,4	0,9	0,9
Березень	-0,4	-4,9	1,7	6,6	1,2	-	0,4	-0,3
Рік	-3,6	-10,2	-0,1	10,0	2,2	0,9	-2,7	-2,6

Як випливає з табл. 4.1, слід зазначити таку особливість – в холодне півріччя (квітень-вересень) відмінності між максимальною середньою місячної і мінімальною температурами значно більше – 11,3-17,7 °С, ніж в тепле (жовтень-березень) – 3,3-9,3 °С. Причому різкий стрибок різниць відбувається від березня до квітня і від жовтня до листопада.

У зимовий період середня місячна температура змінюється від $-2,5$ °С в квітні до $-9,0$ °С в серпні, таким чином серпень найхолодніший місяць. У цьому місяці і найнижча максимальна температура – $-3,0$ °С, на початку холодного півріччя вона була позитивна та найбільша – $2,6$ °С у квітні. Мінімальна температура від березня до квітня (початок холодного півріччя) різко зменшується: від $-4,9$ °С в березні до $-13,4$ °С. У тепле півріччя підвищення середнє місячної температури відбувається поступово від $-4,6$ °С у жовтні до $0,9$ °С у січні, проте мінімальна температура змінюється різко від $-9,7$ °С у жовтні до $-1,0$ °С у січні.

За даними таблиці 4.2 найнижча середня місячна температура в холодному півріччі була в 1987 році в липні – $-20,3$ °С, найвища середня місячна температура спостерігалася в лютому 1990 році – $2,6$ °С. В 1959 році відзначалася найнижча середньорічна температура – $-7,9$ °С. Слід зазначати, що усі максимальні середнє місячні температури спостерігалися після 1989 року та до 2016 року.

Таблиця 4.2– Екстремальні значення середнє місячної температури повітря (°С) на станції Фарадей –«Академік Вернадський» з 1947 по 2020рр.

Місяць	t_{cp}	t_{max}	Рік	t_{min}	Рік	$t_{max} - t_{min}$
Січень	0,9	2,4	2013	-1	1953	3,4
Лютий	0,7	2,6	1990	-2,8	1953	5,4
Березень	-0,4	1,7	2001	-4,9	1953	6,6
Квітень	-2,5	0,6	2013	-13,4	1959	14,0
Травень	-4,3	-0,3	2001	-14,1	1959	13,8
Червень	-6,3	-1,1	1998	-16,8	1958	15,7
Липень	-8,4	-2,6	1989	-20,3	1987	17,7
Серпень	-9,0	-3	2003	-17,4	1954	14,4
Вересень	-7,3	-2,6	2016	-13,9	1987	11,3
Жовтень	-4,6	-0,4	2010	-9,7	1994	9,3
Листопад	-2,1	-0,2	2010	-6,5	1948	6,3
Грудень	-0,1	1,7	2009	-1,6	1958	3,3
Рік	-3,6	2,6	2013	-20,3	1953	10,1

Таким чином, найбільші відмінності між максимальною і мінімальною температурою в холодне півріччя визначаються її низькими мінімальними значеннями.

У теплий період середня місячна температура змінюється від $-4,6$ °С в жовтні до $0,9$ °С в січні та $0,7$ °С в лютому. Таким чином, січень і лютий – найтепліші місяці, в ці ж місяці спостерігалася і найвища максимальна температура – $2,4$ °С та $2,6$ °С, на початку теплого півріччя вона була негативна. Мінімальна температура від вересня до жовтня (початок теплого півріччя) різко збільшується – від $-13,9$ °С у вересні до $-9,7$ °С в жовтні. Найвища температура цього півріччя спостерігалася в лютому 1990 року – $2,6$ °С, а найвища середня річна – в 1989 році $-1,2$ °С. Слід зазначити, що мінімальна температура в усі місяці цього півріччя негативна, а максимальна, крім жовтня та листопада – позитивна, у ці місяці ще проявляється вплив холодного півріччя.

Відмінності між максимальною і мінімальною температурою в тепле півріччя значно менше, ніж в холодне півріччя і найбільші вони на початку півріччя.

Останнім часом все більший інтерес викликає проблема потепління клімату. Існує багато гіпотез, в яких районах земної кулі і в який час року це проявляється найбільш помітно. В роботі Краківської С.В. [6] наводиться графік, який дає уявлення про загальний характер зміни середньої річної температури (тренд). Для нього використовувався період до 1999 року. У даній роботі розрахований тренд для середньомісячної температури для всіх місяців за весь період спостережень на станції "Академік Вернадський" (рис.4.1-4.13). Графік являє собою рівняння лінійної регресії виду:

$$y = ax + b, \quad (4.1)$$

де x – рік, який може бути представлений безпосереднім його значенням або порядковим номером;

a - свободный член;

b – коефіцієнт регресії, або кутовий коефіцієнт, який визначає нахил лінії регресії по відношенню до осей координат.

Рівняння регресії для середньомісячної температури повітря за період 1947-2020 рр. представлені в таблиці 4.3.

Таблиця 4.3 – Рівняння регресії для середньомісячної температури повітря з 1947 по 2020рр. 00 UTC.

Місяць	
Січень	$y = 0,0171x + 0,2444$
Лютий	$y = 0,0229x - 0,1411$
Березень	$y = 0,0241x - 1,3756$
Квітень	$y = 0,0434x - 4,125$
Травень	$y = 0,0736x - 7,1544$
Червень	$y = 0,0839x - 9,4719$
Липень	$y = 0,0897x - 11,855$
Серпень	$y = 0,0891x - 12,376$
Вересень	$y = 0,0286x - 5,7013$
Жовтень	$y = 0,0286x - 5,7013$
Листопад	$y = 0,0166x - 2,7474$
Грудень	$y = 0,007x - 0,3857$
Рік	$y = 0,0446x - 5,3355$

Якщо проаналізувати графіки (рис. 4.1-4.13) зміни середньомісячних температур, то можна констатувати, що в усі місяці чітко простежується тенденція до підвищення середньомісячної температури до кінця розглянутого періоду.



Рисунок 4.1 – Графік зміни середньомісячної температури з 1947-2020рр.
Грудень. 00 UTC.



Рисунок 4.2 – Графік зміни середньомісячної температури з 1947-2020рр.
Січень. 00 UTC.

У літні місяці (грудень-січень) різниця між мінімальним і максимальним значенням сама найменша, що добре підтверджується на графіках. У січні більш помітний кут тренда, ніж в грудні, що свідчить про незначне підвищення температури в цьому місяці.

В осінні місяці середньомісячна температура повітря поступово збільшувалася до кінця розглянутого періоду (рис.4.3- 4.4). При цьому різниця між мінімальним і максимальним значеннями збільшилася на 2.3-3.3 °С.

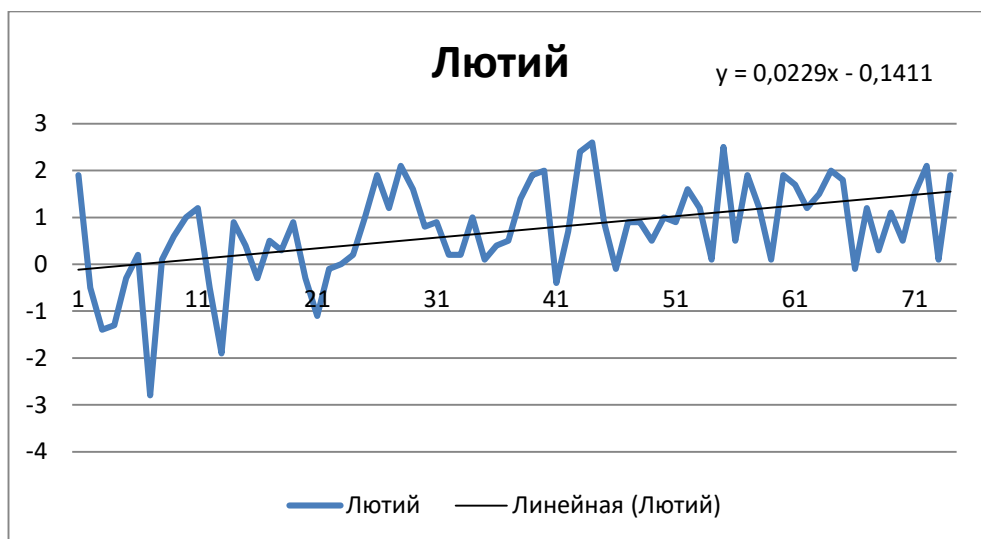


Рисунок 4.3 – Графік зміни середньомісячної температури з 1947-2020рр. Лютий. 00 UTC.

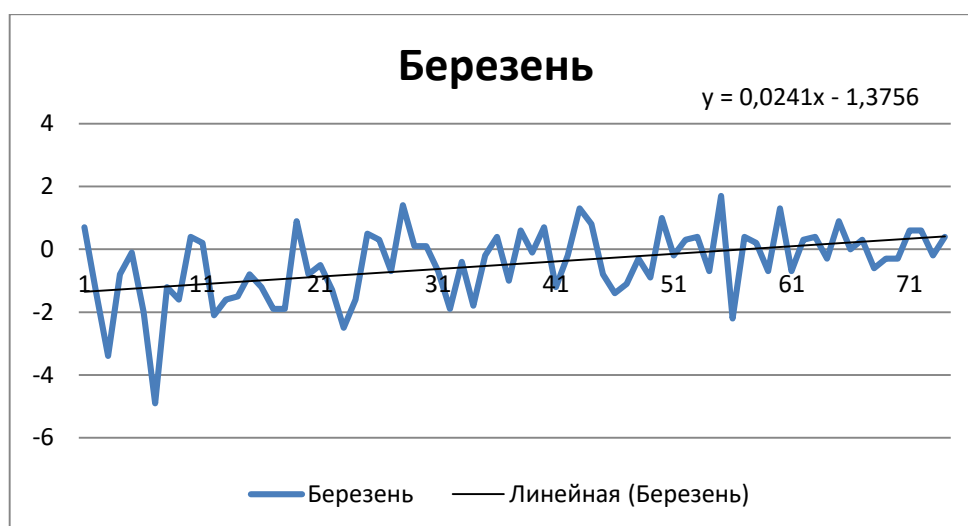


Рисунок 4.4 – Графік зміни середньомісячної температури з 1947-2020рр. Березень. 00 UTC.

Якщо проаналізувати графіки зміни температури повітря за зимовий період (рис. 4.5-4.10), треба відразу відзначити, що в квітні та травні в 50-60-ті роки

минулого століття відбувалися дуже різкі зміни середньомісячної температури повітря, в наступні роки коливання явно загасали, а лінія тренда вказує на явне підвищення середньомісячної температури.

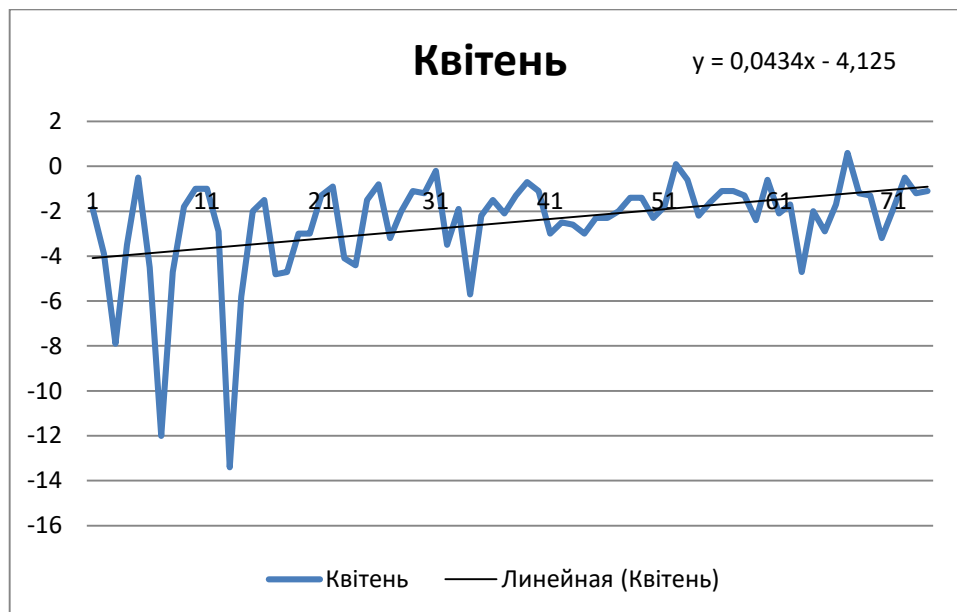


Рисунок 4.5 – Графік зміни середньомісячної температури з 1947-2020рр. Квітень. 00 UTC.

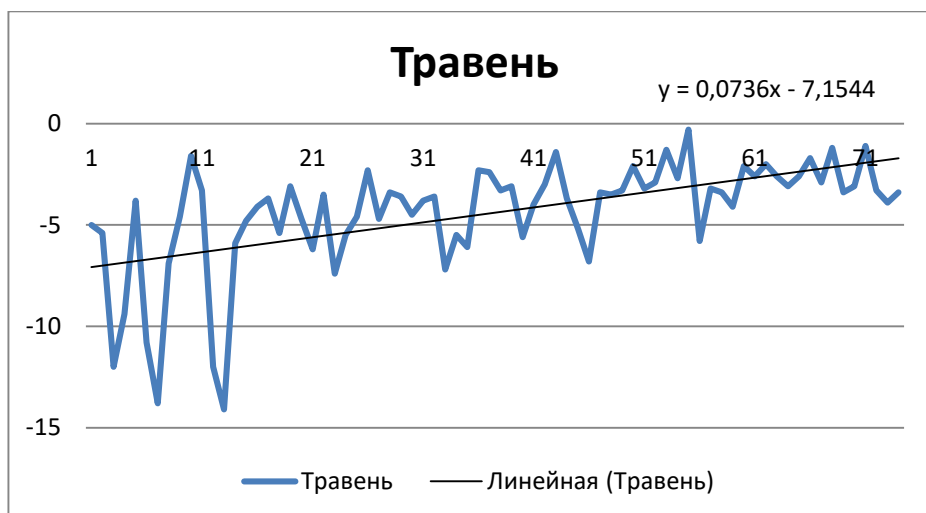


Рисунок 4.6 – Графік зміни середньомісячної температури з 1947-2020рр. Травень. 00 UTC.

Графіки зміни середньомісячної температури повітря з червня по серпень мають зовсім інший вигляд, різкі коливання спостерігаються на всьому протязі розглянутого періоду, про що свідчить значення середньоквадратичного відхилення, які мають максимальне значення за рік і складають 3,2-4,4 °С, на це ж вказує і різниця між мінімальним і максимальним значенням, яка становить 14,4-15,7 °С.

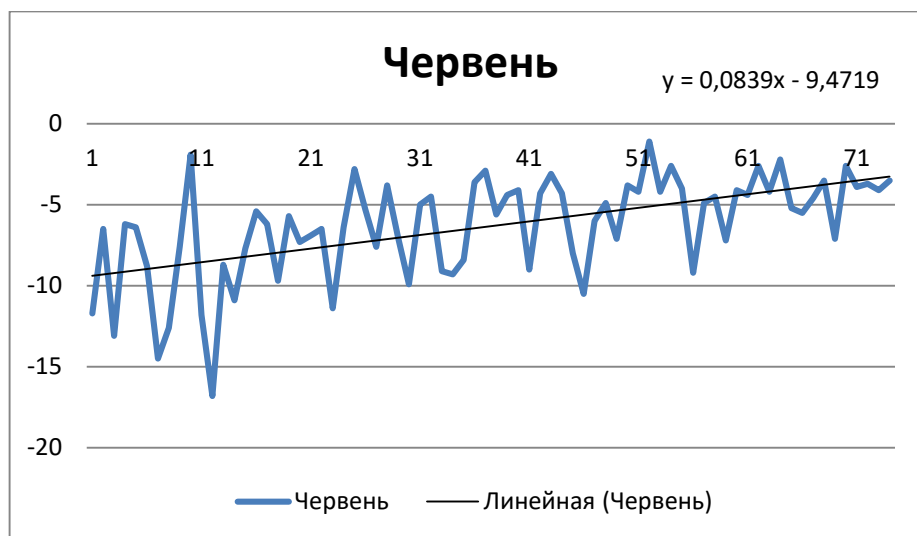


Рисунок 4.7 – Графік зміни середньомісячної температури з 1947-2020рр. Червень. 00 UTC.



Рисунок 4.8 – Графік зміни середньомісячної температури з 1947-2020рр. Липень. 00 UTC.

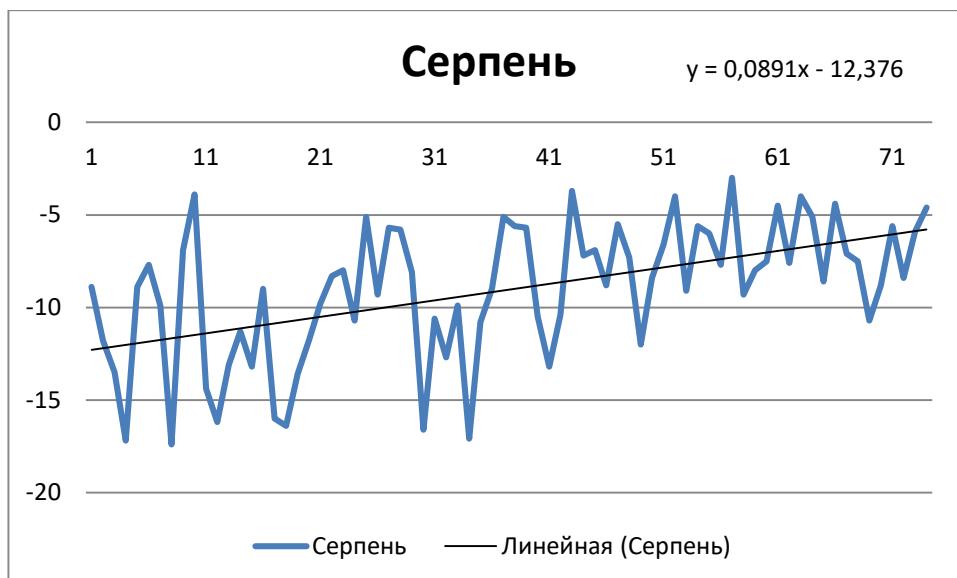


Рисунок 4.9 – Графік зміни середньомісячної температури з 1947-2020рр. Серпень. 00 UTC.

Лінія тренда в зимові місяці має найбільш помітний нахил протягом усього року.

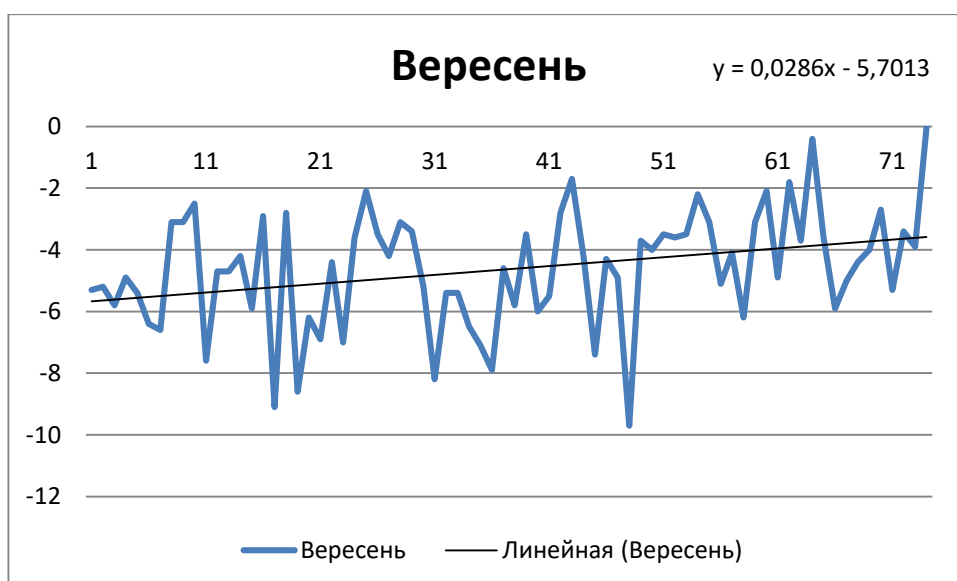


Рисунок 4.10 – Графік зміни середньомісячної температури з 1947-2020рр. Вересень. 00 UTC.

Однак у весняні місяці (жовтень-листопад) коливальні зміни середньомісячної температури кілька слабшають, перепад максимальної і

мінімальної температури становить всього 6,3-9,3 °С, а середньоквадратичне відхилення складає 1,1-1,8 °С (рис. 4.11-4.12).



Рисунок 4.11 – Графік зміни середньомісячної температури з 1947-2020рр. Жовтень. 00 UTC.



Рисунок 4.12 – Графік зміни середньомісячної температури з 1947-2020рр. Листопад. 00 UTC.

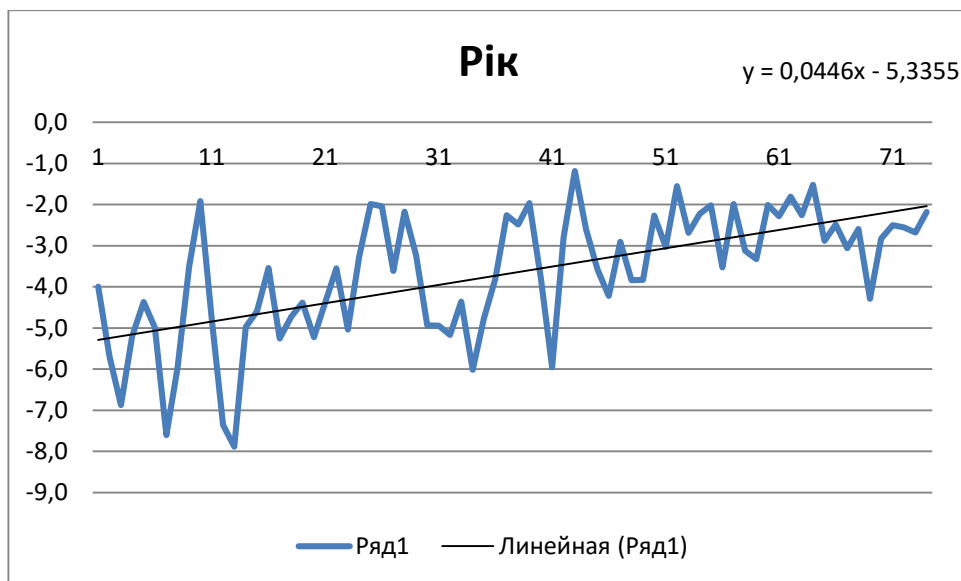


Рисунок 4.13 – Графік зміни середньомісячної температури з 1947-2020рр.
Рік. 00 UTC.

Річна крива також вказує на поступове підвищення температури за весь досліджуваний період, але найбільш помітно це спостерігається в кінці ХХ-го і початку ХХІ-го століть. Тому в даній роботі проаналізовані окремо два періоди протяжністю 30 років: з 1961 по 1990рр. та з 1991 по 2020гг., так звані періоди кліматичних норм (табл.4.4).

Проаналізувавши результати таблиці 4.4, можна констатувати, що середні значення середньомісячної температури повітря за весь період спостереження і за період 1961-1990 рр. практично збігається, крім місяців з липня по жовтень, коли середньомісячна температура знизилася на 0,3-0,9 °С.

Однак порівняння значень середньомісячної температури повітря за періоди 1961-1990рр. та 1991-2020рр. вказує на явне підвищення середньомісячної температури, яке більш помітно в зимові місяці (квітень-вересень) і становить 0,8-3,0 °С, в інші місяці року – 0,1-1,0 °С.

Порівняння максимальних значень середньомісячної температури повітря за три періоди вказує на те, що за весь період спостережень і за період 1991-2020рр. значення повністю збігаються, а за період 1961-1991рр. максимальні значення середньомісячної температури повітря в зимові місяці, крім липня і вересня,

значно нижче і різниця становить 0,8-1,7 °С. Цей факт підтверджує підвищення середньомісячної температури за останні тридцять років.

Таблиця 4.4 – Середня, максимальна і мінімальна середньомісячна температура повітря (°С) на станції Фарадей –«Академік Вернадський» за різні періоди.

Місяць	1947-2020			1961-1990			1991-2020		
	t _{cp}	t _{max}	t _{min}	t _{cp}	t _{max}	t _{min}	t _{cp}	t _{max}	t _{min}
Січень	0,9	2,4	-1	0,8	2,4	-0,5	1,2	2,4	-0,3
Лютий	0,7	2,6	-2,8	0,7	2,6	-1,1	1,1	2,5	-0,1
Березень	-0,4	1,7	-4,9	-0,5	1,4	-2,5	-0,1	1,7	-2,2
Квітень	-2,5	0,6	-13,4	-2,4	-0,2	-5,7	-1,6	0,6	-4,7
Травень	-4,3	-0,3	-14,1	-4,2	-1,4	-7,4	-3,0	-0,3	-6,8
Червень	-6,3	-1,1	-16,8	-6,2	-2,8	-11,4	-4,8	-1,1	-10,5
Липень	-8,4	-2,6	-20,3	-8,9	-2,6	-20,3	-6,4	-2,7	-12,3
Серпень	-9,0	-3,0	-17,4	-9,9	-3,7	-17,1	-6,9	-3,0	-12,0
Вересень	-7,3	-2,6	-13,9	-7,6	-2,6	-13,9	-6,3	-2,6	-11,6
Жовтень	-4,6	-0,4	-9,7	-5,1	-1,7	-9,1	-4,1	-0,4	-9,7
Листопад	-2,1	-0,2	-6,5	-2,2	-0,6	-4,1	-1,8	-0,2	-4,6
Грудень	-0,1	1,7	-1,6	-0,1	0,9	-0,7	0,0	1,7	-1,0
Рік	-3,6	-0,1	-10,2	-3,8	-0,7	-7,8	-2,7	-0,1	-6,3

Але найбільш помітно підвищення середньомісячної температури повітря по мінімальних значень, які суттєво підвищилися в останні тридцять років і особливо в зимові місяці (липень-вересень) та приріст температури склав 8,0-2,3 °С.

Порівняння середньорічних значень також вказує на явне підвищення температури повітря за останні тридцять років і в основному за рахунок

підвищення мінімальних температур на 1,5 °С, середні значення температури повітря збільшилися на 1,1 °С, максимальні значення на – 0,6 °С.

Також були розраховані основні статистичні характеристики для періодів 1961-1990рр. та 1991-2020рр., які представлені в таблицях 4.5 та 4.6.

Якщо порівняти середнеквадратичні відхилення, які дають абсолютну оцінку заходи розкиданості значень, то за холодну півріччя 1961-1990 рр. ці значення змінюються від 1,4 °С до 4,8 °С, в той час як за 1991-2020 рр. від 1,0 °С до 2,4 °С, в тепле півріччі відповідно – 0,4-2,0 °С та 0,7-1,8 °С.

На рисунках 4.14 та 4.15 наочно представлені зміни середньомісячної температури повітря за період 1961-1990 рр. помісячно та за весь тридцятирічний період. На рисунках 4.16 та 4.17 наочно представлені зміни середньомісячної температури повітря за період 1991-2020 рр. помісячно та за весь тридцятирічний період.

Таблиця 4.5 – Основні статистичні характеристики на станції Фарадей – «Академік Вернадський» з 1961 по 1990 рр. 00 UTC.

Часове розв'язання	Статистичні характеристики							
	X_{cp}	X_{min}	X_{max}	$X_{max} - X_{min}$	σ_x	C_v	Mo	Me
Холодне півріччя								
Квітень	-2,4	-5,7	-0,2	5,5	1,4	0,6	-3,0	-2,0
Травень	-4,2	-7,4	-1,4	6,0	1,4	0,3	-3,7	-3,9
Червень	-6,2	-11,4	-2,8	8,6	2,3	0,4	-4,3	-6,0
Липень	-8,9	-20,3	-2,6	17,7	4,8	0,5	-9,1	-8,2
Серпень	-10,0	-17,1	-3,7	13,4	3,7	0,4	-13,2	-9,9
Вересень	-7,6	-13,9	-2,6	11,3	2,9	0,4	-10,2	-7,8
Тепле півріччя								
Жовтень	-5,1	-9,9	-1,7	8,2	2,0	0,4	-2,8	-5,3
Листопад	-2,2	-4,1	-0,6	3,5	1,0	0,5	-1,3	-2,3
Грудень	-0,1	-0,7	0,9	1,6	0,4	-	0,0	-0,1
Січень	0,8	-0,5	2,4	2,9	0,8	1,0	0,3	0,5
Лютий	0,8	-1,1	2,6	3,7	0,9	1,1	0,2	0,6
Березень	-0,5	-2,5	1,4	3,9	1,0	-	-1,9	-0,5
Рік	-3,8	-7,9	-0,7	7,2	1,9	0,7	-4,1	-3,7

Таблиця 4.6 – Основні статистичні характеристики на станції Фарадей – «Академік Вернадський» з 1991 по 2020рр. 00 UTC.

Часове Розв'язання	Статистичні характеристики							
	X_{cp}	X_{min}	X_{max}	$X_{max} - X_{min}$	σ_x	C_v	Mo	Me
Холодне півріччя								
Квітень	-1,6	-4,7	0,6	5,3	1,0	0,6	-2,3	-1,7
Травень	-3,0	-6,8	-0,3	6,5	1,3	0,4	-3,4	-3,1
Червень	-4,8	-10,5	-1,1	9,4	2,0	0,4	-4,2	-4,2
Липень	-6,4	-12,3	-2,7	9,6	2,3	0,4	-5,2	-5,9
Серпень	-7,0	-12,0	-3,0	9,0	2,1	0,3	-8,8	-7,2
Вересень	-6,3	-11,6	-2,6	9,0	2,4	0,4	-5,7	-6,3
Тепле півріччя								
Жовтень	-4,1	-9,7	-0,4	9,3	1,8	0,4	-4,9	-3,9
Листопад	-1,8	-4,6	-0,2	4,4	0,9	0,5	-2,4	-1,9
Грудень	0,0	-1,0	1,7	2,7	0,7	-	-0,4	-0,1
Січень	1,2	-0,3	2,4	2,7	0,7	0,6	1,3	1,3
Лютий	1,1	-0,1	2,5	2,6	0,7	0,6	0,9	1,2
Березень	-0,1	-2,2	1,7	3,9	0,8	-	-0,3	-0,1
Рік	-2,7	-6,3	-0,1	6,2	1,4	0,9	-3,0	-2,7

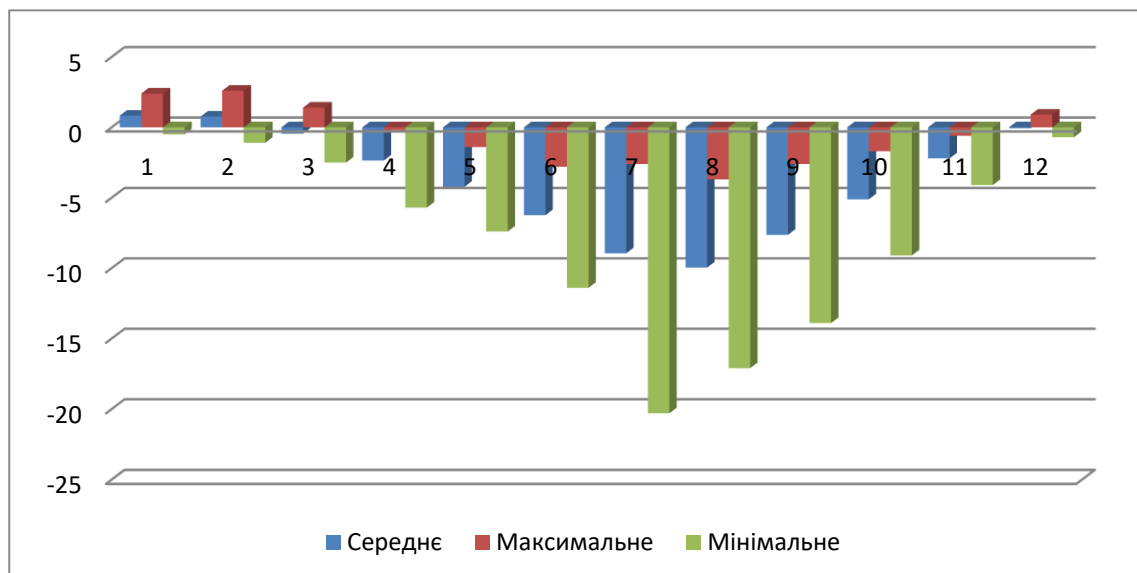


Рисунок 4.14 – Середня, максимальна та мінімальна середньомісячні температури повітря на станції «Академік Вернадський» з 1961-1990рр. 00 UTC.

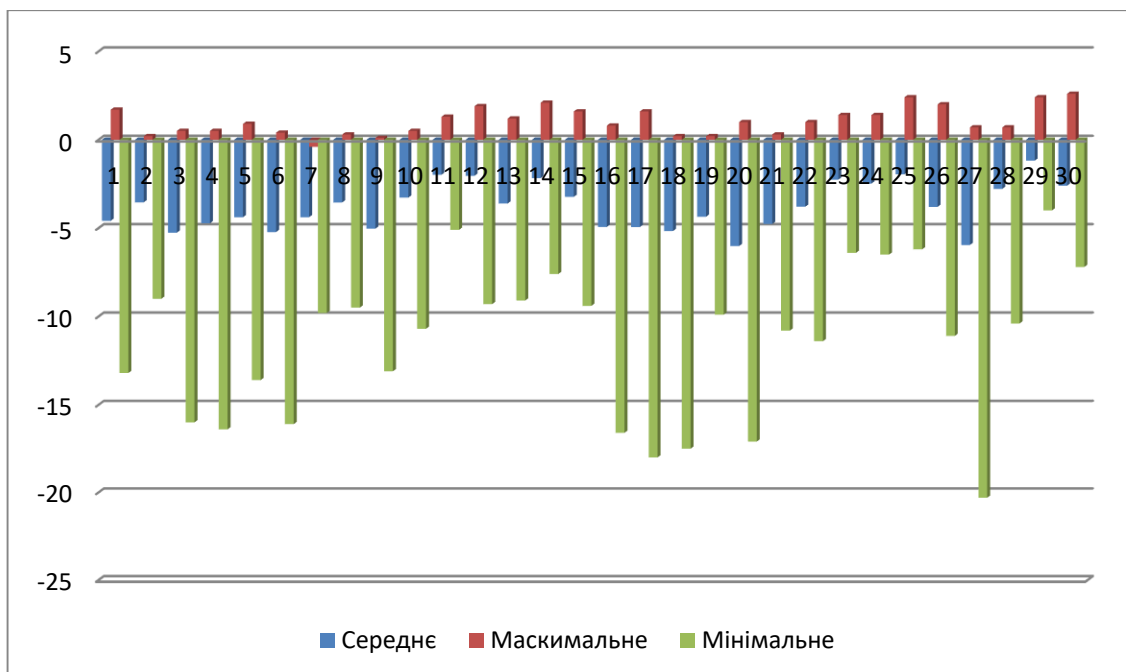


Рисунок 4.15 – Міжрічна мінливість середньої, мінімальної та максимальної температури повітря на станції «Академік Вернадський» з 1961-1990рр. 00 UTC.

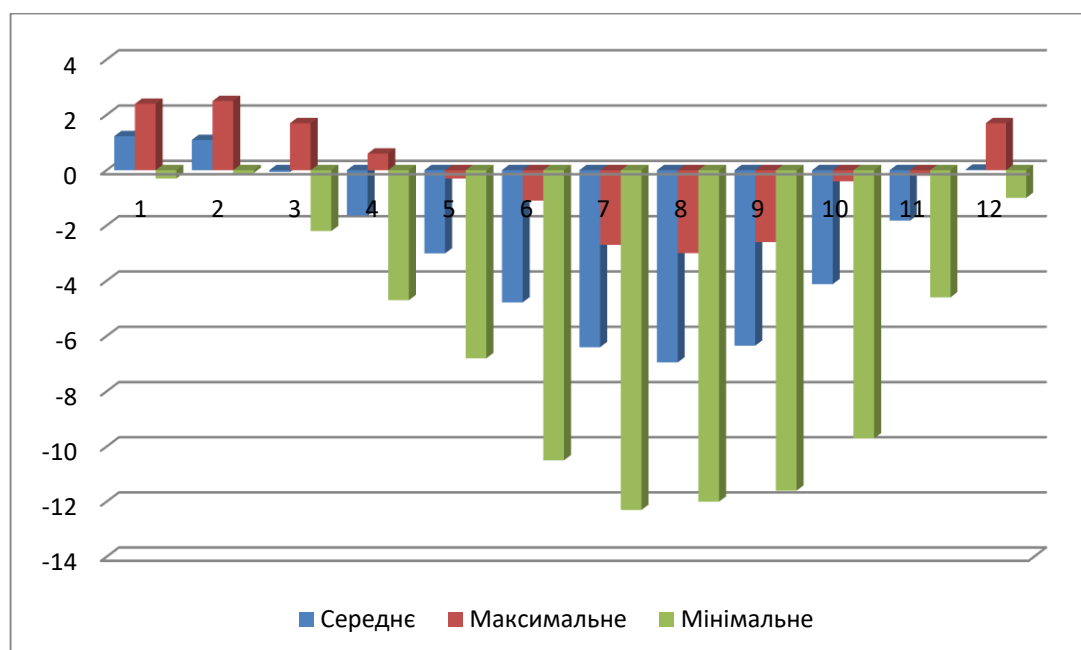


Рисунок 4.16 – Середня, максимальна та мінімальна середньомісячні температури повітря на станції «Академік Вернадський» з 1991-2020рр. 00 UTC.

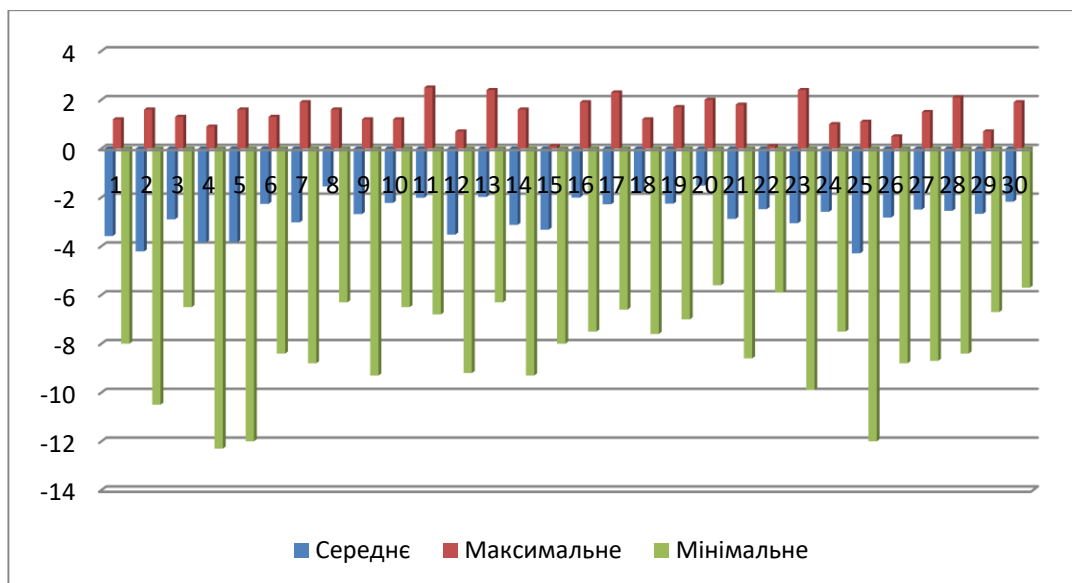


Рисунок 4.17 – Міжрічна мінливість середньої, мінімальної та максимальної температури повітря на станції «Академік Вернадський» з 1991-2020рр. 00 UTC.

У даній роботі аналізувалися не тільки фактичні значення середньої місячної температури, а також її відхилення від багаторічної, розрахованої за аналізовані періоди (1947-2020гг; 1961-1990 рр.; 1991-2020 рр.). Значення відхилень представлені в Додатку таблиці А.1-А.3. Їх використання дає, на наш погляд, краще уявлення про тимчасову структуру і тенденції зміни температури повітря.

Ряди місячної температури, як правило, добре апроксимуються нормальним розподілом. Слід припустити, що і відхилення її від багаторічної також описуються цим же законом.

Аналізуючи характер відхилень за період 1947-2020 гг. можна відзначити також те, що найбільші позитивні відхилення відзначаються, в основному, на початку XXI-го століття, а негативні відхилення спостерігалися частіше у 1948-1959 рр. Причому максимальні відхилення, як позитивні, так і негативні спостерігалися в зимовий період, максимальний діапазон відхилень складає 11,3-17,7 (°C). Це добре видно з таблиці 4.7.

В таблиці 4.8 представлені результати розрахунків відхилень температури повітря від багаторічної середньої за період 1961-1990 рр.

Таблиця 4.7 – Найбільші відхилення середньомісячної температури повітря від багаторічної середньої (°C) на станції «Академік Вернадський» за 1947-2020 рр.

Місяць	Негативні		Позитивні		Діапазон відхилення, (°C)
	Величина, (°C)	Рік	Величина, (°C)	Рік	
Січень	-1,9	1959	1,5	2013	3,4
Лютий	-3,5	1953	1,9	1990	5,4
Березень	-4,5	1958	2,1	2001	6,6
Квітень	-10,9	1959	3,1	2013	14,0
Травень	-9,8	1959	4,0	2001	13,8
Червень	-10,5	1958	5,2	1998	15,7
Липень	-11,9	1987	5,8	1989	17,7
Серпень	-8,4	1954	6,0	2003	14,4
Вересень	-6,6	1987	4,7	1970	11,3
Жовтень	-5,1	1994	4,2	2010	9,3
Листопад	-4,4	1948	1,9	2010	6,3
Грудень	-1,5	1958	1,8	2009	3,3

Таблиця 4.8 – Найбільші відхилення середньо місячної температури повітря від багаторічної середньої (°C) на станції «Академік Вернадський» за 1961-1990рр.

Місяць	Негативні		Позитивні		Діапазон відхилення, (°C)
	Величина, (°C)	Рік	Величина, (°C)	Рік	
Січень	-1,3	1967	1,6	1985	2,9
Лютий	-1,9	1967	1,8	1990	3,7
Березень	-2,0	1969	1,9	1974	3,9
Квітень	-3,1	1980	2,4	1977	5,5
Травень	-3,2	1969	2,8	1989	6,0
Червень	-5,2	1969	3,4	1971	8,6
Липень	-11,4	1987	6,3	1989	17,7
Серпень	-7,1	1980	6,3	1989	13,4
Вересень	-6,3	1987	5,0	1970	11,3
Жовтень	-4,0	1963	3,4	1989	7,4
Листопад	-1,9	1978	1,6	1970	3,5
Грудень	-0,6	1986	1,0	1982	1,6

У таблиці 4.9 представлені результати розрахунків відхилень температури повітря від багаторічної середньої за період 1991-2020 рр.

Таблиця 4.9 – Найбільші відхилення середньо місячної температури повітря від багаторічної середньої (°C) на станції «Академік Вернадський» за 1991-2020рр.

Місяць	Негативні		Позитивні		Діапазон відхилення, (°C)
	Величина, (°C)	Рік	Величина, (°C)	Рік	
Січень	-1,5	2000	1,2	2013	2,7
Лютий	-1,2	1992	1,4	2001	2,6
Березень	-2,1	2002	1,8	2001	3,9
Квітень	-3,1	2009	2,2	2001	5,3
Травень	-3,8	1992	2,7	2001	6,5
Червень	-5,7	1992	3,7	1998	9,4
Липень	-5,9	1994	3,7	1998	9,6
Серпень	-5,0	1995	4,0	2003	9,0
Вересень	-5,3	2015	3,7	2016	9,0
Жовтень	-5,6	1994	3,7	2010	9,3
Листопад	-2,8	2013	1,6	1994	4,4
Грудень	-1,0	2013	1,7	2009	2,7

Якщо порівняти результати дослідження зазначені в табл. 4.8 і 4.9, то можна помітити, що інтервал річних максимальних величин, як негативних, так і позитивних відхилень температури повітря від багаторічної середньої в період 1990-2020 рр. по відношенню до періоду 1961-1990 рр. істотно зменшується. В період 1961-1990 рр. негативні відхилення становили $-0,6 \div -11,4$ °C, позитивні $1,0-6,3$ °C; в період 1991-2020 рр. негативні відхилення становили $-1,0 \div -5,9$ °C, позитивні $1,2-4,0$ °C.

При цьому різниця між негативними і позитивними відхиленнями температури повітря від багаторічної середньої в період 1991-2020 рр. значно менше і становить $2,6-9,6$ °C, тоді як в 1961-1990 рр. – $1,6-17,7$ °C.

Всі ці результати ще раз вказують на те, що за останні тридцять років відбулося істотно підвищення температури, причому найпомітніше в зимові місяці.

В таблиці 4.10 для порівняння представлені середні, максимальні і мінімальні значення відхилення середньомісячної температури повітря від багаторічної за всі три періоди: 1947-2020 рр., 1961-1990 рр., 1991-2020 рр.

Таблиця 4.10 – Середня, максимальна і мінімальна значення відхилення середньомісячної температура повітря від багаторічної (°C) на станції Фарадей – «Академік Вернадський» за різні періоди

Місяць	1947-2020			1961-1990			1991-2020		
	t_{cp}	t_{max}	t_{min}	t_{cp}	t_{max}	t_{min}	t_{cp}	t_{max}	t_{min}
Січень	0,0	1,5	-1,9	0,0	1,6	-1,3	0,0	1,2	-1,5
Лютий	0,0	1,9	-3,5	0,0	1,8	-1,9	0,0	1,4	-1,2
Березень	-0,1	2,1	-4,5	0,1	1,9	-2,0	0,0	1,8	-2,1
Квітень	0,0	3,1	-10,9	0,2	2,4	-3,1	0,0	2,2	-3,1
Травень	-0,1	4,0	-9,8	0,0	2,8	-3,2	0,0	2,7	-3,8
Червень	0,0	5,2	-10,5	0,0	3,4	-5,2	0,0	3,7	-5,7
Липень	-0,1	5,8	-11,9	-0,1	6,3	-11,4	0,0	3,7	-5,9
Серпень	0,0	6,0	-8,4	0,0	6,3	-7,1	0,1	4,0	-5,0
Вересень	-0,1	4,7	-6,6	0,0	5,0	-6,3	0,1	3,7	-5,3
Жовтень	-0,1	4,2	-5,1	0,0	3,4	-4,0	0,0	3,7	-5,6
Листопад	-0,1	1,9	-4,4	0,0	1,6	-1,9	0,0	1,6	-2,8
Грудень	0,0	1,8	-1,5	0,0	1,0	-0,6	0,0	1,7	-1,0
Рік	-0,1	3,5	-7,7	0,0	3,1	-4,0	0,0	2,7	-3,6

Всі ці результати ще раз вказують на те, що за останні тридцять років відбулося істотно підвищення температури, причому найпомітніше в зимові місяці.

ВИСНОВКИ

В даній кваліфікаційній роботі було досліджено термічний режим Антарктичного півострова на станції Фарадей – "Академік Вернадський" за весь час існування станції з 1947 р по 2020 р. і зроблені відповідні висновки. А саме:

1. За весь період дослідження найнижча середня місячна температура в холодному півріччі була в 1987 році в липні – $-20,3$ °С, найвища середня місячна температура спостерігалася в лютому 1990 році – $2,6$ °С. В 1959 році відзначалася найнижча середньорічна температура – $-7,9$ °С. Всі максимальні середні місячні температури спостерігалися після 1989 року та до 2016 року.
2. За весь період дослідження в тепле півріччя середня місячна температура змінюється від $-4,6$ °С в жовтні до $0,9$ °С в січні та $0,7$ °С в лютому. Таким чином, січень і лютий – найтепліші місяці, в ці ж місяці спостерігалася і найвища максимальна температура – $2,4$ °С та $2,6$ °С. Мінімальна температура від вересня до жовтня (початок теплого півріччя) різко збільшується – від $-13,9$ °С у вересні до $-9,7$ °С в жовтні. Найвища температура цього півріччя спостерігалася в лютому 1990 року – $2,6$ °С, а найвища середня річна – в 1989 році $-1,2$ °С.
3. Порівняння середніх значень середньомісячної температури повітря за весь період спостереження 1947-2020 рр., за період 1961-1990 рр. і за період 1991-2020рр. вказує на явне підвищення середньомісячної температури за останні тридцять років. Підвищення більш помітно в зимові місяці (квітень-вересень) і становить $0,8-3,0$ °С, в інші місяці року – $0,1-1,0$ °С.
4. Порівняння максимальних значень середньомісячної температури повітря за три періоди вказує на те, що за останні тридцять років максимальна середньомісячна температура повітря зросла на $0,7-1,7$ °С в зимові місяці, крім липня і вересня. Найбільш помітно підвищення середньомісячної температури повітря по мінімальних значень, які суттєво підвищилися за останні тридцять

років і особливо в зимові місяці (липень-вересень) та приріст температури склав 2,3-8,0 ° С. Цей факт підтверджує підвищення середньомісячної температури за останні тридцять років.

5. Аналіз відхилення середньої місячної температури від багаторічної, розрахованої за періоди (1947-2020гг; 1961-1990 рр.; 1991-2020 рр.) вказує на те, що найбільші позитивні відхилення відзначаються, в основному, на початку XXI-го століття, а негативні відхилення спостерігалися частіше у 1948-1959 рр. Причому максимальні відхилення, як позитивні, так і негативні спостерігалися в зимовий період, максимальний діапазон відхилень складає 11,3-17,7 °С.
6. Інтервал річних максимальних величин, як негативних, так і позитивних відхилень температури повітря від багаторічної середньої в період 1990-2020 рр. по відношенню до періоду 1961-1990 рр. істотно зменшується. В період 1961-1990 рр. негативні відхилення становили -0,6÷-11,4 °С, позитивні 1,0-6,3 °С; в період 1991-2020 рр. негативні відхилення становили -1,0÷-5,9 °С, позитивні 1,2-4,0 °С.
7. Різниця між негативними і позитивними відхиленнями температури повітря від багаторічної середньої в період 1991-2020 рр. значно менше і становить 2,6-9,6 °С, тоді як в 1961-1990 рр. – 1,6-17,7 °С.
8. Аналіз графіків зміни середньомісячних температур вказує, що в усі місяці чітко простежується тенденція до підвищення середньомісячної температури до кінця розглянутого періоду. Лінія тренда в зимові місяці має найбільш помітний нахил протягом всього року. Потепління чітко проявилось в останнє десятиліття в холодний період року і в цілому і в річних величинах.
9. Всі ці результати ще раз вказують на те, що за останні тридцять років відбулося істотно підвищення температури, причому найпомітніше в зимові місяці.

Список використаної літератури

1. Алексеев Г.В., Дослідження клімату Арктики в ХХ-му столітті. Труды Арктичного та Антарктичного науково-дослідного Інституту Т. 446, 2003. С. 6-21.
2. Алексеев Г.В., Кузьміна С. І., Аніскіна О. М. та ін. Природні та антропогенні складові змін приповерхностной температури віз духу в Арктиці в ХХ-му столітті за даними спостережень і моделювання. Труды Арктичного та Антарктичного науково-дослідного Інституту, 2003. том 446, С. 22-30.
3. Врублевська О.О., Катеруша Г.П., Миротворська Н.К. Кліматологічна обробка окремих метеорологічних величин. Одеса: „ТЕС”, 2004. 150с.
4. Грищенко В. Ф., Тимофеев В. Є. Реакції компонентів гляціосфери на зміну клімату в районі Антарктичного півострова. Український Антарктичний Журнал – MAR-2005. С. 99-107.
5. Дроздов О. А., Кобышева Н.В. Климатология. Ленинград Гидрометеиздат, 1989. 568 с.
6. Краковская СВ. Метеорологические рекорды и анализ температурного режима станции Фарадей - Академик Вернадский Бюллетень Украинского Антарктического Центра, 1998. Выпуск 2. с. 64-69.
7. Мартазінова В.Ф, Тимофеев В.Є., Іванова О.К. Можливості довгострокового прогнозування погодних умов над Антарктичним півостровом. Київ, 12-14 травня 2009 р. С.75-76.
8. Краковская С.В. Метеорологические рекорды и анализ температурного режима станции Фарадей – Академик Вернадский. Бюллетень Украинского Антарктического Центра 1998. Выпуск 2. С. 64-69.
9. Міліневський Г.П., Літвінов В.А. П'ять "Антарктичних" років України Бюлетень Украинского Антарктического Центра, С 242-245. Рожик П.Ф. (ред.) Материалы Украинского Антарктического Центра. Одесса: 1998. 70 с.

10. Русин Н.П. Метеорологічний і радіаційний режим Антарктиди. Ленинград. Гидрометеоиздат, 1961. 448с.
11. Школьный СП., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: підручник. Київ: Міносвіта України, 1999. 600с.
12. Vaughan, D.G., 2006: Recent trends in melting conditions on the Antarctic Peninsula and their implications for ice-sheet mass balance. *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 38, 147-152.
13. Turner, J., S.R. Colwell, G.J. Marshall, T.A. Lachlan-Cope, A.M. Carleton, P.D. Jones, V. Lagun, P.A. Reid and S. Iagovkina, 2005: Antarctic climate change during the last 50 years. *Int. J. Climatol.*, 25, 279-294.
14. King, J.C., 2003: Antarctic Peninsula climate variability and its causes as revealed by analysis of instrumental records. *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives*. Antarctic Research Series 79, AGU, Washington, District of Columbia, 17-30
15. Fox, A.J. and A.P.R. Cooper, 1998: Climate-change indicators from archival aerial photography of the Antarctic Peninsula. *Ann. Glaciol.*, 27, 636-642.
16. DeAngelis, H. and P. Skvarca, 2003: Glacier surge after ice shelf collapse. *Science*, 299, 1560-1562
17. Domack, E., A. Leventer, S. Root, J. Ring, E. Williams, D. Carlson, E. Hirshorn, W. Wright, R. Gilbert and G. Burr, 2003: Marine sedimentary record of natural environmental variability. *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives*, E. Domack, A. Leventer, A. Burnett, R. Bindshadler, P. Convey and M. Kirby, Eds., Antarctic Research Series 79, AGU, Washington, District of Columbia, 61-68.
18. Pudsey, C.J. and J. Evans, 2001: First survey of Antarctic sub-ice shelf sediments reveals mid-Holocene ice shelf retreat. *Geology*, 29, 787-790.

19. Meredith, M.P. and J.C. King, 2005: Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic peninsula during the second half of the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L19604, doi:10.1029/2005GL024042.
20. Thompson, D.W.J. and S. Solomon, 2002: Interpretation of recent southern hemisphere climate change. *Science*, 296, 895-899.
21. Marshall, G.J., P.A. Stott, J. Turner, W.M. Connolley, J.C. King and T.A. LachlanCope, 2004: Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L14205, doi:10.1029/2004GL019952

ДОДАТОК

ДОДАТОК А

Таблиця А.1 – Відхилення від середнього значення середньомісячної температури повітря за 1947-2020рр. 00UTC

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1947	0,5	1,2	1,1	0,6	-0,7	-5,4	2,1	0,1	-2,8	-0,7	0,2	-0,7
1948	-0,5	-1,2	-1	-1,4	-1,1	-0,2	-5,6	-2,8	-5,5	-0,6	-4,4	-0,5
1949	-0,8	-2,1	-3	-5,4	-7,7	-6,8	-4,6	-4,5	-1,4	-1,2	-1,9	0,3
1950	-0,8	-2	-0,4	-1,0	-5,1	0,1	0,3	-8,2	-1,6	-0,3	0,2	-0,2
1951	-1,5	-1	0,3	2,0	0,5	-0,1	-3,2	0,1	-6,0	-0,8	0,5	0,2
1952	0,5	-0,5	-1,6	-2,0	-6,5	-2,5	-3,1	1,3	1,5	-1,8	-1,1	-0,7
1953	-1,9	-3,5	-4,5	-9,5	-9,5	-8,2	-6,5	-0,9	-1,0	-2,0	-0,7	0,3
1954	-1,4	-0,6	-0,8	-2,2	-2,6	-6,3	-3,9	-8,4	-4,4	1,5	0,9	0,1
1955	-0,4	-0,1	-1,2	0,7	-0,3	-1,3	2,9	2,1	0,1	1,5	-1,8	-0,9
1956	0	0,3	0,8	1,5	2,7	4,4	2,3	5,1	1,1	2,1	0,6	-0,5
1957	0,3	0,5	0,6	1,5	1,0	-5,5	-6,1	-5,4	2,7	-3,0	0,9	-0,8
1958	-0,4	-1,2	-1,7	-0,4	-7,7	-10,5	-9,5	-7,2	-6,2	-0,1	1,5	-1,5
1959	-1,9	-2,6	-1,2	-10,9	-9,8	-2,4	-11,8	-4,1	-3,3	-0,1	-2,4	-0,7
1960	-0,6	0,2	-1,1	-3,3	-1,6	-4,6	-3,6	-2,3	2,5	0,4	-1,6	-0,7
1961	0,8	-0,3	-0,4	0,5	-0,5	-1,4	-2,4	-4,2	-1,0	-1,3	-1,3	-0,2
1962	-0,7	-1	-0,8	1,0	0,2	0,9	0,4	0,0	0,6	1,7	-0,9	-0,5
1963	-0,7	-0,2	-1,5	-2,3	0,6	0,1	0,0	-7,0	-4,0	-4,5	-0,4	0,2
1964	-0,4	-0,4	-1,5	-2,2	-1,1	-3,4	2,8	-7,4	-2,1	1,8	0,7	-0,1
1965	-0,4	0,2	1,3	-0,5	1,2	0,6	-3,2	-4,6	0,8	-4,0	-0,2	-0,4
1966	-0,5	-1	-0,4	-0,5	-0,4	-1,0	-7,7	-2,8	-2,9	-1,6	-0,1	-0,4
1967	-1,4	-1,8	-0,1	1,2	-1,9	-0,6	1,3	-0,8	-1,6	-2,3	-0,9	-0,3
1968	-0,6	-0,8	-0,9	1,6	0,8	-0,2	2,9	0,7	-2,2	0,2	-0,4	-0,3
1969	-0,9	-0,7	-2,1	-1,6	-3,1	-5,1	-4,7	1,0	2,6	-2,4	-0,2	0,2
1970	-1,2	-0,5	-1,2	-1,9	-1,2	-0,1	4,1	-1,7	4,7	1,0	1,5	0,6
1971	0,4	0,3	0,9	1,0	-0,3	3,5	4,2	3,9	2,4	2,5	0,8	0,0
1972	1	1,2	0,7	1,7	2,0	1,0	5,4	-0,3	3,5	1,1	0,8	0,8
1973	-0,5	0,5	-0,3	-0,7	-0,4	-1,3	-0,7	3,3	-0,7	0,4	0,4	0,1
1974	0,9	1,4	1,8	0,5	0,9	2,5	3,5	3,2	-0,3	1,5	0,8	0,6
1975	0,4	0,9	0,5	1,4	0,7	-0,7	-1,0	0,9	1,8	1,2	-1,6	0,1
1976	-0,6	0,1	0,5	1,3	-0,2	-3,6	-3,3	-7,6	-2,9	-0,6	1,1	0,0
1977	0,7	0,2	-0,3	2,3	0,5	1,3	-9,6	-1,6	-6,3	-3,6	0,4	0,1
1978	-0,9	-0,5	-1,5	-1,0	0,7	1,8	-9,1	-3,7	-1,3	-0,8	-2,0	-0,3
1979	-0,7	-0,5	0	0,6	-2,9	-2,8	-0,7	-0,9	0,1	-0,8	-0,3	0,0
1980	-0,6	0,3	-1,4	-3,2	-1,2	-3,0	-7,1	-8,1	-0,8	-1,9	-1,4	-0,4
1981	-0,6	-0,6	0,2	0,3	-1,8	-2,1	-0,7	-1,8	-2,8	-2,5	-1,0	-0,4
1982	0,1	-0,3	0,8	1,0	2,0	2,7	-3,0	0,0	-2,0	-3,3	-1,1	1,0
1983	0,5	-0,2	-0,6	0,4	1,9	3,4	5,3	3,9	0,9	0,0	1,0	-0,2
1984	0,1	0,7	1	1,2	1,0	0,7	1,9	3,4	3,7	-1,2	0,4	0,7
1985	1,5	1,2	0,3	1,8	1,2	1,9	2,2	3,3	3,8	1,1	1,3	0,3
1986	0,7	1,3	1,1	1,4	-1,3	2,2	1,0	-1,5	-3,8	-1,4	-1,3	-0,6
1987	-0,2	-1,1	-0,8	-0,5	0,3	-2,7	-11,9	-4,2	-6,6	-0,9	0,4	0,1
1988	-0,5	0	0,2	0,0	1,3	2,0	3,2	-1,4	2,5	1,8	0,8	0,1
1989	0,9	1,7	1,7	-0,1	2,9	3,2	5,8	5,3	3,3	2,9	1,0	0,6
1990	1,2	1,9	1,2	-0,5	0,6	2,0	4,7	1,8	0,5	0,4	-1,3	-0,3
1991	0,3	0,2	-0,4	0,2	-0,9	-1,7	2,6	2,1	1,6	-2,8	-0,3	-0,5
1992	-0,3	-0,8	-1	0,2	-2,5	-4,2	-1,8	0,2	0,6	0,3	0,4	1,7
1993	0,4	0,2	-0,7	0,5	0,9	0,3	1,9	3,5	1,2	-0,3	1,2	-0,5
1994	0	0,2	0,1	1,1	0,8	1,4	-3,9	1,7	-1,3	-5,1	1,9	0,4

Кінець таблиці А.1

1995	0,7	-0,2	-0,5	1,1	1,0	-0,8	-0,3	-3,0	-1,2	0,9	-0,4	0,1
1996	0,4	0,3	1,4	0,2	2,2	2,5	3,0	0,6	4,6	0,6	0,0	0,4
1997	1	0,2	0,2	0,7	1,1	2,1	-0,2	2,4	-1,5	1,1	-0,3	0,3
1998	0,7	0,9	0,7	2,6	1,4	5,2	5,7	5,0	1,0	1,0	0,6	0,0
1999	-0,1	0,5	0,8	1,9	3,0	2,1	4,4	-0,1	-2,0	1,1	0,4	-0,8
2000	-1,2	-0,6	-0,3	0,3	1,6	3,7	4,5	3,4	0,8	2,4	0,8	1,3
2001	1,3	1,8	2,1	0,9	4,0	2,3	2,1	3,0	0,5	1,5	-0,4	0,1
2002	-0,2	-0,2	-1,8	1,4	-1,5	-2,9	0,7	1,3	4,4	-0,5	0,0	0,4
2003	1,5	1,2	0,8	1,4	1,1	1,4	4,9	6,0	1,0	0,5	0,1	-0,3
2004	0,7	0,5	0,6	1,2	0,9	1,8	4,0	-0,3	-2,0	-1,6	0,4	-0,3
2005	-0,8	-0,6	-0,3	0,1	0,2	-0,9	1,1	1,0	1,6	1,5	0,9	-0,3
2006	0,1	1,2	1,7	1,9	2,2	2,2	3,2	1,5	1,1	2,5	0,5	1,2
2007	1,4	1	-0,3	0,4	1,7	1,9	1,8	4,5	4,0	-0,3	-0,1	0,0
2008	0,2	0,5	0,7	0,8	2,3	3,7	3,5	1,4	4,6	2,8	1,5	-0,3
2009	0,8	0,8	0,8	-2,2	1,7	2,1	1,4	5,0	3,0	0,9	0,2	1,8
2010	1	1,3	0,1	0,5	1,2	4,1	2,8	3,9	3,9	4,2	1,9	0,3
2011	0,6	1,1	1,3	-0,4	1,7	1,1	0,3	0,4	0,4	1,0	0,8	0,5
2012	-0,8	-0,8	0,4	0,8	2,6	0,8	4,6	4,6	2,9	-1,3	-0,3	0,1
2013	1,5	0,5	0,7	3,1	1,4	1,7	2,3	1,9	-2,6	-0,4	-2,5	-0,9
2014	0,1	-0,4	-0,2	1,3	3,1	2,8	3,4	1,5	1,7	0,2	-0,5	-0,7
2015	-0,2	0,4	0,1	1,2	0,9	-0,8	-3,6	-1,7	-4,3	0,6	-0,4	-0,3
2016	-0,7	-0,2	0,1	-0,7	1,2	3,7	-0,4	0,2	4,7	1,9	-0,2	-0,1
2017	0,4	0,8	1	0,6	3,2	2,4	3,7	3,4	-1,4	-0,7	-0,2	0,2
2018	0,3	1,4	1	2,0	1,0	2,6	2,4	0,6	-1,1	1,2	1,6	-0,2
2019	-0,2	-0,6	0,2	1,3	0,4	2,2	3,2	3,1	0,6	0,7	0,5	-0,1
2020	1	1,2	0,8	1,4	0,9	2,8	2,7	4,4	1,8	-0,9	-1,1	-0,4

Таблиця А.2 – Відхилення від середнього значення середньомісячної температури повітря за 1961-1990рр. 00UTC

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1961	0,9	-0,4	-0,3	0,6	-0,6	-1,5	-1,9	-3,2	-0,7	-0,8	-1,2	-0,2
1962	-0,6	-1,1	-0,7	1,1	0,1	0,8	0,9	1	0,9	2,2	-0,8	-0,5
1963	-0,6	-0,3	-1,4	-2,2	0,5	0	0,5	-6	-3,7	-4	-0,3	0,2
1964	-0,3	-0,5	-1,4	-2,1	-1,2	-3,5	3,3	-6,4	-1,8	2,3	0,8	-0,1
1965	-0,3	0,1	1,4	-0,4	1,1	0,5	-2,7	-3,6	1,1	-3,5	-0,1	-0,4
1966	-0,4	-1,1	-0,3	-0,4	-0,5	-1,1	-7,2	-1,8	-2,6	-1,1	0	-0,4
1967	-1,3	-1,9	0	1,3	-2	-0,7	1,8	0,2	-1,3	-1,8	-0,8	-0,3
1968	-0,5	-0,9	-0,8	1,7	0,7	-0,3	3,4	1,7	-1,9	0,7	-0,3	-0,3
1969	-0,8	-0,8	-2	-1,5	-3,2	-5,2	-4,2	2	2,9	-1,9	-0,1	0,2
1970	-1,1	-0,6	-1,1	-1,8	-1,3	-0,2	4,6	-0,7	5	1,5	1,6	0,6
1971	0,5	0,2	1	1,1	-0,4	3,4	4,7	4,9	2,7	3	0,9	0
1972	1,1	1,1	0,8	1,8	1,9	0,9	5,9	0,7	3,8	1,6	0,9	0,8
1973	-0,4	0,4	-0,2	-0,6	-0,5	-1,4	-0,2	4,3	-0,4	0,9	0,5	0,1
1974	1	1,3	1,9	0,6	0,8	2,4	4	4,2	0	2	0,9	0,6
1975	0,5	0,8	0,6	1,5	0,6	-0,8	-0,5	1,9	2,1	1,7	-1,5	0,1
1976	-0,5	0	0,6	1,4	-0,3	-3,7	-2,8	-6,6	-2,6	-0,1	1,2	0
1977	0,8	0,1	-0,2	2,4	0,4	1,2	-9,1	-0,6	-6	-3,1	0,5	0,1
1978	-0,8	-0,6	-1,4	-0,9	0,6	1,7	-8,6	-2,7	-1	-0,3	-1,9	-0,3
1979	-0,6	-0,6	0,1	0,7	-3	-2,9	-0,2	0,1	0,4	-0,3	-0,2	0
1980	-0,5	0,2	-1,3	-3,1	-1,3	-3,1	-6,6	-7,1	-0,5	-1,4	-1,3	-0,4
1981	-0,5	-0,7	0,3	0,4	-1,9	-2,2	-0,2	-0,8	-2,5	-2	-0,9	-0,4
1982	0,2	-0,4	0,9	1,1	1,9	2,6	-2,5	1	-1,7	-2,8	-1	1
1983	0,6	-0,3	-0,5	0,5	1,8	3,3	5,8	4,9	1,2	0,5	1,1	-0,2
1984	0,2	0,6	1,1	1,3	0,9	0,6	2,4	4,4	4	-0,7	0,5	0,7
1985	1,6	1,1	0,4	1,9	1,1	1,8	2,7	4,3	4,1	1,6	1,4	0,3
1986	0,8	1,2	1,2	1,5	-1,4	2,1	1,5	-0,5	-3,5	-0,9	-1,2	-0,6
1987	-0,1	-1,2	-0,7	-0,4	0,2	-2,8	-11,4	-3,2	-6,3	-0,4	0,5	0,1
1988	-0,4	-0,1	0,3	0,1	1,2	1,9	3,7	-0,4	2,8	2,3	0,9	0,1
1989	1	1,6	1,8	0	2,8	3,1	6,3	6,3	3,6	3,4	1,1	0,6
1990	1,3	1,8	1,3	-0,4	0,5	1,9	5,2	2,8	0,8	0,9	-1,2	-0,3

Таблиця А.3 – Відхилення від середнього значення середньомісячної температури повітря за 1991-2020рр. 00 UTC

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1991	0	-0,2	-0,7	-0,7	-2,2	-3,2	0,6	0,1	0,6	-3,3	-0,6	-0,6
1992	-0,6	-1,2	-1,3	-0,7	-3,8	-5,7	-3,8	-1,8	-0,4	-0,2	0,1	1,6
1993	0,1	-0,2	-1	-0,4	-0,4	-1,2	-0,1	1,5	0,2	-0,8	0,9	-0,6
1994	-0,3	-0,2	-0,2	0,2	-0,5	-0,1	-5,9	-0,3	-2,3	-5,6	1,6	0,3
1995	0,4	-0,6	-0,8	0,2	-0,3	-2,3	-2,3	-5	-2,2	0,4	-0,7	0
1996	0,1	-0,1	1,1	-0,7	0,9	1	1	-1,4	3,6	0,1	-0,3	0,3
1997	0,7	-0,2	-0,1	-0,2	-0,2	0,6	-2,2	0,4	-2,5	0,6	-0,6	0,2
1998	0,4	0,5	0,4	1,7	0,1	3,7	3,7	3	0	0,5	0,3	-0,1
1999	-0,4	0,1	0,5	1	1,7	0,6	2,4	-2,1	-3	0,6	0,1	-0,9
2000	-1,5	-1	-0,6	-0,6	0,3	2,2	2,5	1,4	-0,2	1,9	0,5	1,2
2001	1	1,4	1,8	0	2,7	0,8	0,1	1	-0,5	1	-0,7	0
2002	-0,5	-0,6	-2,1	0,5	-2,8	-4,4	-1,3	-0,7	3,4	-1	-0,3	0,3
2003	1,2	0,8	0,5	0,5	-0,2	-0,1	2,9	4	0	0	-0,2	-0,4
2004	0,4	0,1	0,3	0,3	-0,4	0,3	2	-2,3	-3	-2,1	0,1	-0,4
2005	-1,1	-1	-0,6	-0,8	-1,1	-2,4	-0,9	-1	0,6	1	0,6	-0,4
2006	-0,2	0,8	1,4	1	0,9	0,7	1,2	-0,5	0,1	2	0,2	1,1
2007	1,1	0,6	-0,6	-0,5	0,4	0,4	-0,2	2,5	3	-0,8	-0,4	-0,1
2008	-0,1	0,1	0,4	-0,1	1	2,2	1,5	-0,6	3,6	2,3	1,2	-0,4
2009	0,5	0,4	0,5	-3,1	0,4	0,6	-0,6	3	2	0,4	-0,1	1,7
2010	0,7	0,9	-0,2	-0,4	-0,1	2,6	0,8	1,9	2,9	3,7	1,6	0,2
2011	0,3	0,7	1	-1,3	0,4	-0,4	-1,7	-1,6	-0,6	0,5	0,5	0,4
2012	-1,1	-1,2	0,1	-0,1	1,3	-0,7	2,6	2,6	1,9	-1,8	-0,6	0
2013	1,2	0,1	0,4	2,2	0,1	0,2	0,3	-0,1	-3,6	-0,9	-2,8	-1
2014	-0,2	-0,8	-0,5	0,4	1,8	1,3	1,4	-0,5	0,7	-0,3	-0,8	-0,8
2015	-0,5	0	-0,2	0,3	-0,4	-2,3	-5,6	-3,7	-5,3	0,1	-0,7	-0,4
2016	-1	-0,6	-0,2	-1,6	-0,1	2,2	-2,4	-1,8	3,7	1,4	-0,5	-0,2
2017	0,1	0,4	0,7	-0,3	1,9	0,9	1,7	1,4	-2,4	-1,2	-0,5	0,1
2018	0	1	0,7	1,1	-0,3	1,1	0,4	-1,4	-2,1	0,7	1,3	-0,3
2019	-0,5	-1	-0,1	0,4	-0,9	0,7	1,2	1,1	-0,4	0,2	0,2	-0,2
2020	0,7	0,8	0,5	0,5	-0,4	1,3	0,7	2,4	0,8	-0,9	-1,1	-0,4