

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Г.П. Івус, С.М. Іванова

ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ПОГОДИ

Конспект лекцій

Одеса – 2010

Івус Г.П.

Іванова С.М.

ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ПОГОДИ

Конспект лекцій

ББК 26.23
I-18
УДК 551.509.33

Рецензент С. М. Степаненко, д.-р. фіз.-мат. наук, проф.

Друкується за рішенням Вченої ради Одеського державного екологічного університету (протокол №___ від _____р.).

Івус Г.П., Іванова С.М.

Довгострокові прогнози погоди: Конспект лекцій. – Одеса: Екологія, 2010.
– 113 с.

Конспект лекцій розрахований як навчальний посібник при вивченні дисципліни «Довгострокові прогнози погоди» студентами освітньо-кваліфікаційних рівнів спеціаліст та «магістр з метеорології». У компактній тезисній формі викладено основи методів довгострокового прогнозування та вірогідні напрямки вдосконалення методів довгострокових прогнозів. Конспект лекцій може служити практичним посібником для спеціалістів служби погоди.

© Одеський державний
екологічний університет, 2010

ЗМІСТ

Передмова.....	5
Вступ.....	6
Розділ 1 Наукові основи методів довгострокових метеорологічних прогнозів.....	7
1.1 Сучасний стан проблеми.....	7
1.2 Загальні характеристики атмосфери і принципи класифікації макропроцесів.....	17
1.3 Загальна циркуляція атмосфери.....	19
1.4 Інтегральні характеристики циркуляції атмосфери.....	24
Запитання до самоперевірки.....	33
Література до розділу 1.....	33
Розділ 2 Методи довгострокових метеорологічних прогнозів.....	35
2.1. Синоптичні методи.....	36
2.2 Фізико-статистичні методи.....	49
2.3 Статистичні методи.....	52
2.4 Гідродинамічні методи.....	55
Запитання для самоперевірки.....	60
Література до розділу 2.....	60
Розділ 3 Фактори довгочасних змін погоди.....	62
3.1. Сонячна активність.....	62
3.2 Геофізичні фактори.....	68
3.3 Квазідворічна циклічність атмосферної циркуляції.....	71
3.4. Взаємодія океану і атмосфери.....	72
Запитання до самоперевірки.....	78
Література до розділу 3.....	79
Розділ 4 Сучасні методи довгострокових прогнозів погоди Росії і України.....	80
4.1 Динаміко-статистична схема довгострокового прогнозу аномальних синоптичних ситуацій.....	80
4.2 Довгострокове прогнозування середньої місячної температури повітря та місячної суми опадів для території України.....	91
Запитання до самоперевірки.....	101
Література до розділу 4.....	101
Висновки.....	104

ПЕРЕДМОВА

Існуючі методи довгострокових прогнозів погоди (ДПП) мають вельми широкий спектр інформаційних технологій та теоретичних положень, які з певною успішністю використовуються у сучасній практиці середньо- та довгострокового прогнозування.

Конспект лекційного курсу «Довгострокові прогнози погоди» містить у собі основні досягнення останніх десятиріч та новітні розробки як наукового, так і оперативного планів довгострокового прогнозування.

Значний прогрес досліджень в цій галузі обумовлений насамперед розвитком мережі аерологічних та метеорологічних спостережень у тому числі супутникових та радіометеорологічних даних, які дозволили отримати багаті джерела новітньої інформації про природу атмосферних явищ, а також організації великих комплексних експериментів над поверхнею світового океану, в Арктиці та над Антарктичним континентом. Революційну роль зіграло використання ефективних методів аналізу даних за допомогою глобальної комп'ютерної мережі, сучасних обчислювальних комплексів. Все це дало змогу виявити цілий ряд важливих закономірностей розвитку атмосферних процесів різних часових та просторових масштабів.

Різноманітність підходів до вирішення задачі довгострокового прогнозування забезпечує всебічність вивчення структури, кінетики та енергетики розвитку атмосферних процесів і їх змін у часі та просторі.

Конспект лекційного курсу складається з чотирьох розділів. Перший містить наукове обґрунтування методів довгострокових метеорологічних прогнозів, в другому приділяється увага деталізації синоптичних, фізико-статистичних та гідродинамічних методів довгострокових прогнозів. У третьому розділі проаналізовано внесок різних факторів довгочасних змін погоди; в четвертому розглянуто новітні методи довгострокових прогнозів погоди, розроблені в останні десятиріччя прогностичними центрами в Росії та Україні. До кожного розділу надано перелік наукових літературних джерел, статей та монографій.

Автори мають надію, що ця публікація допоможе студентам, магістрам та аспірантам, які починають наукову та оперативно-практичну діяльність.

Автори вдячні проф. Хохлову В.М., який взяв на себе роботу з підготовки до друку та окремої публікації четвертого розділу рукопису.

Розділ 1 конспекту виконано авторами сумісно з д. фіз.-мат. наук, проф. Мартазіною В.Ф. та к. геогр. н. Івановою О.К. Розділи 2 – 4 особисто написані Івановою С.М.

Комп'ютерну верстку виконано ас. Гурською Л.М. та інж. Михальченко О.А.

ВСТУП

Довгострокові прогнози погоди – це один з найбільш проблемних та складних напрямків гідрометеорологічної науки. Визначається, що ці прогнози відстають від короткострокових за точністю та упередженістю. Можливо це обумовлено тим, що існуючі моделі довгих змін стану атмосфери та методи їх прогнозування не співпадають з реальними природничими процесами. Існує точка зору, що створення ефективних методів прогнозу погоди на строки більш ніж 10-15 діб загалом неможливе внаслідок стохастичного характеру та дотермінірованості довгих перебудов атмосферної циркуляції та аномалій погоди.

Таким чином, існує протиріччя між явною соціальною та економічною доцільністю безпомилкових прогнозів погоди на місяці, сезон і більші строки та відсутністю вдосконалених і надійних прогностичних схем, це призводить до пошуку новітніх шляхів вирішення складної задачі довгострокового прогнозу.

Наукова школа під керівництвом В. Ф. Мартазінової в Україні створила діючі методи прогнозів на місяці, сезон, рік і знаходиться у авангарді досліджень. У роботах цієї наукової школи, а також серед науковців Російського Гідрометцентру поставлено питання про побудову наукової концепції довгострокового прогнозування.

У конспекті лекцій розглядаються питання проблемного характеру, які висвічують вірогідні перспективи вдосконалення довгострокових прогнозів, фізичні механізми довгострокових змін погоди та особливості загальної циркуляції атмосфери з точки зору їх впливу на формування довгих аномалій погоди, аналізуються сучасні методи та перспективи їх використання на практиці. Особлива увага приділяється новітнім поглядам на проблему довгострокових прогнозів та тим природничим факторам, врахування яких у прогностичних схемах може покращити стан проблеми довгострокового прогнозування.

РОЗДІЛ 1 НАУКОВІ ОСНОВИ ДОВГОСТРОКОВИХ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ПРОГНОЗІВ

1.1 Сучасний стан проблеми

Однією з найбільш актуальних та складних проблем науки є довгострокові прогнози погоди, що обумовлено великою важливістю їх у життєдіяльності людства. Ці прогнози необхідні у різних галузях економіки, особливо для сільськогосподарського виробництва, авіації, морського транспорту, водного господарства, енергетики, будівництва та економіки України.

Завчасне попередження про сприятливі або несприятливі метеорологічні умови дозволяє більш повно та ефективно провадити роботи по вирощуванню сільськогосподарських культур, планувати потреби енергетики у промисловості та житловому господарстві у різні сезони року, проектувати та будувати великі промислові об'єкти, електростанції, греблі, транспортні магістралі, зменшувати економічні збитки та запобігати людські жертви внаслідок вірогідних повеней і стихійних погодних явищ.

Дослідження, пов'язані з розробкою методів довгострокових прогнозів погоди (ДПП), були початі в кінці XIX та на початку XX сторіччя після створення достатньо повної системи інструментальних метеорологічних спостережень. Основною метою цих досліджень було вивчити загальну циркуляцію атмосфери – сукупність великомасштабних рухів у тропосфері та стратосфері – з метою утворення методів довгострокового прогнозу погоди.

На початковому етапі розвитку методів довгострокового прогнозу погоди найбільш суттєві результати були одержані у роботах Б. П. Мультановського, Уокера, Баура, Немайеса, Тейсеран де Бора. На основі аналізу приземних синоптичних карт було виявлено, що у режимі загальної циркуляції атмосфери відбувається зміна зональних і меридіональних процесів, що певні макропроцеси мають розвиток протягом декількох діб, іноді впродовж декількох тижнів, а потім відбувається швидка їх перебудова. По середніх багаторічних картах тиску були визначені квазіпостійні центри дії атмосфери (ЦДА). Тейсеран де Бор показав, що стан макр погоди залежить, в першу чергу, від положення та інтенсивності центрів дії атмосфери. Поняття ЦДА використовується до сьогодні у методах довгострокового прогнозу погоди. В 1915 р. Б. П. Мультановський вперше обґрунтував основи наукової школи довгострокового прогнозу погоди.

З середини XX сторіччя методи довгострокового прогнозу погоди на місяць і сезон розвивалися у трьох основних напрямках: синоптичні, фізико-статистичні і гідродинамічні прогнози.

Синоптичні методи прогнозу погоди є найстарішими в метеорології (методи Б. П. Мультановського, Уокера, Баура, Немайеса, Тейсеран де Бора, Шишкова та ін. З робіт О. Н. Блінової (1943) почалася історія гідродинамічних методів прогнозу погоди. Фізико-статистичні методи прогнозу на місяць та сезон розроблялися задовго до появи гідродинамічних методів [3, 4, 7, 8, 12, 13, та ін.].

Перша половина ХХ сторіччя пов'язана з використанням в практиці служби прогнозів карт баричної топографії та з розширенням мережі метеорологічних станцій, що дозволило проводити аналіз циркуляції атмосфери у позатропічних районах Північної півкулі. У цей час в роботах Россбі була розвинена теорія довгих хвиль, особливості руху яких мають безпосереднє значення для прогнозу циркуляції атмосфери на довгі строки. Аерологічне зондування атмосфери відкрило існування висотних фронтальних зон і струминних течій, які дали змогу класифікувати атмосферні макропроцеси. Відомі класифікації атмосферних процесів Вангенгейма, Баура, Гірса [5] започаткували новому напрямку в довгострокових прогнозах погоди.

Синоптичні методи прогнозу [5] були засновані на використанні накопичених знань про характерні риси поведінки атмосфери, а також на індивідуальному досвіді та інтуїції вчених. Ці методи набули найбільшого розповсюдження в Росії. Б. П. Мультановським була запропонована ідея щодо взаємозв'язків між атмосферними процесами в Північній півкулі, що кожне явище природи у певному районі має відповідне явище зворотного знаку (наприклад, тепло і холод) в іншому „сполученому районі”, саме тому необхідно вивчати процеси окремих районів у зв'язку з процесами в інших районах півкулі. У цих процесах Б. П. Мультановський вперше вводить визначення на понятійному рівні – „аналог” синоптичного процесу. В основу своїх досліджень вчений поклав урахування стану і взаємодії центрів дії атмосфери, які є важливими ланками загальної циркуляції атмосфери, встановив ряд важливих закономірностей розвитку макропроцесів в Європейському природному синоптичному районі, які мають прогностичне значення. Він вперше визначив такі поняття як природно-синоптичний період (ПСП), природно-синоптичний сезон (ПСС), фази макропроцесів, ритмічна діяльність атмосфери, що були закладені в основу синоптичного методу довгострокових прогнозів погоди. З 1922 р. в Головній геофізичній обсерваторії (ГГО, м. Ленінград) почалося оперативне складання прогнозів за методом Б. П. Мультановського. Ця методика в подальшому була вдосконалена С. Т. Пагавою і його учнями.

В 30-х роках ХХ сторіччя Г. Я. Вангенгейм почав вести дослідження циркуляції атмосфери Північної півкулі. Він вивчав закономірності розвитку атмосферних процесів за поділом їх на типи, розглядаючи мезомасштабні процеси як стадії розвитку крупномасштабних процесів, і процеси в обмежених районах досліджував у зв'язку з процесами у

Північній півкулі. Цей підхід дозволив Г. Я. Вангенгейму побудувати макроциркуляційний метод довгострокових прогнозів погоди, який офіційно почав вживатися у 1937-1939 роках. Дослідження в цьому напрямку набули розвитку в роботах О. О. Гірса [5].

Г. Я. Вангенгейм та О. О. Гірс розробили макроциркуляційний метод довгострокових метеорологічних прогнозів, що використовується до нинішнього часу для складання прогнозів для Арктики. Г. Я. Вангенгейм ввів поняття елементарного синоптичного процесу (ЕСП) і, використовуючи його, визначив 26 типів циркуляції атмосфери у межах Атлантико-Євроазійського сектора, а потім узагальнив ці типи ЕСП в трьох типах циркуляції атмосфери – західному (W), східному (E) та меридіональному (C).

О. О. Гірс [5] вивчав вертикальну структуру макропроцесів W, E, C і встановив 9 типів для всієї Північної півкулі (W3, WM1, WM2, E3, EM1, EM2, C3, CM1, CM2); довів існування циркуляційних епох та їх стадій; встановив характер довготривалих тенденцій, які пов'язані з кожною циркуляційною епохою та її стадіями. Кожна стадія може бути охарактеризована комплексом характеристик атмосфери та гідросфери. Побудова прогностичних зв'язків шляхом класифікації однорідних ланцюгів розвитку різних масштабів дозволяє враховувати взаємний зв'язок стадії різного часового масштабу, таким чином дає змогу створити єдиний метод довгострокових метеорологічних прогнозів різної завчасності.

У Німеччині синоптичний підхід до вирішення проблеми довгострокового прогнозу погоди розроблений Ф. Бауром, він встановив взаємозалежність збереження та повторюваності певних форм циркуляції, що дало змогу отримати зв'язок між характером попередньої та подальшої погоди.

У США дослідження в сфері довгострокових прогнозів погоди розвинуто в роботах школи Немайеса, що заснована на врахуванні закономірностей загальної циркуляції атмосфери Південної півкулі та з врахуванням кліматичної вірогідності метеорологічних параметрів у різних районах США, статистичних характеристик циркуляції атмосфери [13].

Впродовж довгого часу головну роль в довгостроковому прогнозі погоди вигравали синоптичні методи [5], однак в результаті стрімкого зростання обчислювальної техніки та більш ефективним методам проведення спостережень почали швидко розвиватися фізико-статистичні методи довгострокового прогнозу [1, 3, 4, 5 та ін.].

У дослідженнях з довгострокових прогнозів погоди можна визначити напрямок, в основі якого міститься принцип аналогічності атмосферних процесів. Метод аналогів, що має певну ясність і фізичну обґрунтованість, дозволяє брати до уваги усі лінійні та нелінійні зв'язки системи суша-

океан-атмосфера, полюс-екватор. Спочатку вивчення аналогічності атмосферних процесів було синоптичним, потім фізико-статистичним [1, 3, 14].

Для довгострокового прогнозування поняття аналогічності атмосферних процесів має фундаментальне значення; якщо даний синоптичний процес впродовж даного інтервалу часу розвивається аналогічно деякому певному синоптичному процесу, який мав місце у минулому, то можна вважати, що в майбутньому впродовж деякого часу розвиток цих процесів буде відбуватися аналогічно. Одна з перших спроб більш конкретно визначити принцип аналогічності була розроблена в роботах [8, 14]. Пізніше було встановлено кількісний показник аналогічності метеорологічних полів, який ґрунтувався на найпростіших прийомах теорії імовірності, а потім практика довела необхідність використання електронних машин для пошуку аналогів [14].

Принципам розробки методу прогнозу погоди із застосуванням аналогів присвячено багато робіт В. Г. Груза та його учнів.

Вивчення аналогічності атмосферних процесів та розробка на цій основі методів довгострокового прогнозу погоди здійснювалася і в США.

Другий успішний підхід до використання принципу аналогічності атмосферних процесів з використанням нетрадиційного аналога був запропонований В. Ф. Мартазіною. Її метод дістав назву „метод плаваючого аналога”. Метод дав змогу доповнити та розширити поняття традиційного аналога і збільшити терміни передбачення від тижня до двох місяців. За допомогою „методу плаваючого аналога” була виявлена двомісячна квазіперіодичність атмосферних процесів Північної півкулі. Останнім часом він використовується у розробках методів довгострокового прогнозування погоди УкрНДГМІ [9-10].

В США проводилися дослідження з метою дати оцінку рівня успішності прогнозу середньомісячної та сезонної температури за методом простого аналога для території Північної Америки. Чисельна аналогова модель використовує різні комбінації предикторів, осередку і періоду прогнозу. Як предиктори використовувались: температура поверхні північної частини Тихого океану, висота поверхні 700 гПа, товщина шару 1000-700 гПа. Також для прогнозу температури повітря у США в різні сезони року використовується метод-аналог/антианалог, заснований на великій кількості критеріїв вибору аналогів.

Проте, як показує практика, введення великої кількості критеріїв неістотно впливає на успішність прогнозування. У зв'язку з цим, звичайно застосовують один або два параметри, найбільш показові, що достатньо характеризують усі особливості поля. Пошуку міри аналогічності певної пари метеорологічних полів присвячено багато робіт.

Фізико-статистичні методи, що сьогодні використовуються в оперативній практиці прогнозування, засновані на виборі предикторів, які

характеризують вихідний стан атмосфери та описують закономірності та зв'язки атмосферних процесів.

З розвитком ЕОМ створилися сприятливі умови для розвитку статистичних або фізико-статистичних методів. В різний час розробкою цих методів займалися М. І. Юдін, Н. О. Багров, Д. А. Педь, М. І. Зверев, В. Ф. Мартазінова та ін.

М. І. Юдін запропонував об'єктивну методіку прогнозу середньомісячного ходу тиску на основі використання природних ортогональних складових поля тиску за часом.

Д. А. Педь і З. Г. Бліннікова враховували індекси зональної циркуляції атмосфери у рівняннях множинної регресії для розрахунку аномалії середньої місячної температури повітря на Європейській території СРСР.

З метою отримання більш надійної схеми прогнозу М. І. Зверев запропонував оптимізацію фізико-статистичних методів прогнозування погоди на місяць.

Для оцінки характеру коливань аномалії температури від п'ятиденки до п'ятиденки при розробці методу прогнозу змін температури повітря протягом місяця використовувався спосіб аналітичного зображення часової послідовності метеорологічних полів поліномами Чебишева.

Фізико-статистичні методи також використовуються для оптимізації прогностичної інформації числових моделей прогнозу погоди [5].

Історія гідродинамічних методів короткострокового прогнозу погоди розпочалась з робіт Кібеля, Чарні, фон Неймана, Фьортофта і Обухова, а гідродинамічних методів довгострокового прогнозу погоди почалось з робіт О. М. Блінової. За останні декілька десятиріч, завдяки розвитку новітніх технологій в обчислювальній техніці, більш ефективним методам проведення спостережень, своєчасному збору даних, які отримують з різноманітних джерел по всій земній кулі, і кращому розумінню динамічних і фізичних процесів, які відбуваються в атмосфері, гідродинамічне моделювання загальної циркуляції атмосфери досягло суттєвих успіхів в прогнозі на строк до двох тижнів.

Однак, ці прогнози мають тільки обмежений успіх, їх якість знижується із зростанням їх упередженості та змінюється від випадку до випадку. Помилки прогнозів процесів синоптичного масштабу в помірних широтах у моделях чисельного прогнозу погоди не залежать повністю від недоліків моделі. Оскільки атмосфера є хаотичною системою, то навіть за умов застосування точної моделі, невелика помилка у початкових даних може зробити прогноз марним вже через два тижні. Це відбувається внаслідок того, що нестабільність атмосфери зростає, коли невеликі різниці в початкових умовах подаються на вхід моделі. На виході різниця між двома варіантами розрахунків моделі така ж значуща, як між двома випадково взятими станами атмосфери. Хоча проводяться спроби

підвищення якості прогнозів за допомогою великомасштабних або інерційних характеристик потоку, прогнози по ансамблю є найбільш загальним і практичним способом дослідження змін якості прогнозу.

Прогноз по ансамблям являє собою набір з двох і більше прогнозів, обчислених на той самий момент часу. Ці прогнози відрізняються один від одного за початковими умовами або прогностичними процедурами. Прогноз по ансамблям можна представити у вигляді єдиного прогнозу шляхом зваженого осереднення. Метод дає можливість оцінити вірогідність прогнозу. Крім використання єдиної чисельної моделі для утворення набору прогностичних ансамблів, їх можна утворювати використовуючи дві або більше прогностичних моделі.

Такі прогностичні центри як Національний центр передбачення навколишнього середовища (NCEP) та Європейський центр середньострокових прогнозів погоди (ECMWF) генерують ансамбль прогнозів шляхом запуску прогностичної моделі з різними початковими умовами. Однак, кількість цих варіантів завжди мала в порівнянні з можливими станами атмосфери. Обидва центри використовують повністю нелінійні прогностичні моделі для утворення прогнозу по ансамблям. ECMWF базується на припущенні, що всі помилки в початкових умовах рівномірні, тоді як NCEP акцентує увагу на тих помилках, які виникали при розробці попереднього прогнозу. Регіональні мезомасштабні моделі крім того містять вибір граничних умов, так само як і початкових умов. Ті ж самі ансамблі можуть бути утворені з використанням різноманітних фізичних моделей.

Результати досліджень потенційної корисності від об'єднання ансамблів, здійснених Європейським центром середньострокових прогнозів та МетОфіс Великобританії виявляють, що мультимодель значно виграє у будь-якої окремої системи з багатьма аспектами роботи, включаючи детермінований та імовірний прогнози, та у обсязі синоптичної інформації. Ці вдосконалення були досягнуті шляхом комбінації незалежної корисної інформації, що міститься в індивідуальних системах, а не через просту відміну відхилень, які можуть виникати при об'єднанні ансамблів двох різних систем прогнозу.

Т. Н. Кришнамурті встановив, що комбінований з декількох моделей суперансамбль може точніше прогнозувати погоду та клімат. Для окремої моделі вводилися вагові коефіцієнти, отримані за допомогою техніки множинної регресії між прогностичними полями кожної моделі і фактично спостереженими полями. Оцінка прогнозів показала, що суперансамбль має перевагу над кожною окремо взятою моделлю.

Якщо порівняти прогноз по мультимодельному ансамблю, при осередненні якого були використані ваги, знайдені методом множинної лінійної регресії, і прогноз за мультимодельним ансамблем, що осереднений з рівними вагами, то перший являє кращі результати.

Дослідження показали, що для скоректованих даних якість прогнозів за мультимодельними ансамблями з рівними вагами практично така ж, як і для ансамблів з вагами, отриманими за методом множинної лінійної регресії. Для прогнозів, що не були відкоректовані, якість за другою методикою значно вища. Хоча осереднені за простором оцінки якості прогнозів, що ґрунтуються на техніці мультимодельних ансамблів, лише небагато кращі, ніж якості прогнозів за кращими атмосферними моделями загальної циркуляції (АМЗЦ), перевага методики прогнозу за мультимодельними ансамблями може полягати в тому, що сезонний прогноз, оснований на цій методиці, здатен увібрати в себе кращі регіональні риси кожної з АМЗЦ, які ввійшли до його складу.

Порівнюючи прогнози за ансамблем з кліматичними прогнозами, можна відмітити, що прогнози за ансамблем мають більш високу якість при прогнозуванні всіх режимів погоди з будь якою завчасністю. Використання імовірного прогнозу для передвизначених структур потоку є цінним засобом доповнення прогнозу параметрів погоди. Можливість класифікації різних типів потоку та придання їм відповідних імовірностей може надати прогнозисту корисну інформацію.

Прогноз за ансамблями пропонує новий, нетрадиційний метод для урахування невизначеності в середньої довгострокових прогнозах – карти імовірності, що спираються на ансамблі прогнозів. Обчислена імовірність дещо підвищена, майже до 100%, що вище достовірності самого методу прогнозу, і повинна бути відкалібрована. Вірогідно, що найбільш важливою перевагою прогнозу за ансамблями є те, що прогноз за методом ансамблів має перевагу перед одиночним прогнозом, оскільки він дає можливість розрізняти випадки, за яких важливий прогноз може або не може бути наданий з високим ступенем успішності. Застосування прогнозів за ансамблем не тільки покращує модель чисельного прогнозу погоди за допомогою виявлення потенційної систематичної помилки, але й визначає ті регіони, де введення додаткових спостережень сприяє покращенню аналізу.

В роботі [15] розглянуто проект DEMETER¹⁾, який містить у собі 8 об'єднаних моделей океан-атмосфера, розроблених в різних дослідницьких установах Європи:

- 1) CERFACS (Європейський обчислювальний та дослідницький центр, Франція);
- 2) FCMWF (Міжнародний Європейський центр середньострокових прогнозів погоди);

* 1) (Development of a European Multi-model Ensemble System for Seasonal to Interannual Prediction)

- 3) INGV (Національний інститут геофізики та вулканології, Італія);

4) LODYC (Лабораторія динамічної океанографії та кліматології, Франція);

5) Meteo-France (Національний центр метеорологічних досліджень, Франція);

6) Met-Office (Метеорологічний офіс, Об'єднане Королівство);

7) MPI (Метеорологічний інститут Макса Планка, Германія).

Мінімальний розмір ансамблів з відкоректованими зміщеними вихідними даними містить близько ста членів, що забезпечує справджуваність середнього ансамблевого імовірного прогнозу близько 95%. Використовуючи технологію аналогів, як інструмент для об'єднання чисельного прогнозу та статистичної адаптації, аналоги знаходяться серед більш ніж 400 примірників протягом п'ятдесяти років, що збільшує вірогідність виявлення якісного традиційного аналога. Ця технологія особливо підходить до імовірнісних прогнозів; результати авторських перевірок свідчать про явну перевагу над традиційними методами.

Оцінювання прогнозів за ансамблем для різних сезонів року та різних регіонів було здійснено у ряді робіт. Так, для прогнозу опадів в Китаї, використовувалися різноманітні мультимодельні ансамблі, де вихідні дані були отримані від щомісячних моделювань 8 моделей впродовж періоду з січня 1979 до грудня 1998 рр. з „Експерименту – Клімат 20-го сторіччя” (20 C3M). Майстерність прогнозу за ансамблем оцінювалася у порівнянні з майстерністю індивідуальних моделей, використовуючи середньоквадратичну помилку та коефіцієнти кореляції. Результати показали, що прогнози за суперансамблем, заснованим на множинній лінійній регресії, і за суперансамблем, заснованим на розкладі по сингулярних значеннях за різними форматами ваги, виграють у якості в порівнянні з прогнозами по середньому ансамблю за откоректованими даними.

Здійснено сезонне оцінювання за прогнозом зими та літа за глобальною моделлю NCEP²⁾ з 80 км – розрешенням і вкладеної Eta-моделі для Північноамериканського регіону. Експертиза оцінювання 15 зимових сезонів та 15 літніх сезонів свідчить, що вкладена модель зменшує систематичні помилки у сезонних опадах у порівнянні з однією глобальною моделлю. Фізична параметризація, розширене рішення та краще врахування орографії у Eta-моделі виконують найкраще моделювання опадів, та в деяких випадках їх міжрічних змін. Передбачення особливостей циркуляції були взагалі гарні, навіть кращі, ніж у глобальній моделі.

Відомо, що об'єктивні комбінації схем прогнозів від різноманітних

* 2) (National Centers for Environmental Predictions – Національні центри захисту навколишнього середовища)

моделей більш успішні для утворення детермінованого прогнозу, ніж індивідуальні члени моделей та кращі ніж середній прогноз мультимодельного ансамблю. Створений в Державному університеті флориди (FSU) варіант Синтетичного Суперансамбля дозволяє покращити майстерність сезонних кліматичних прогнозів. Ідея відносно синтетичного алгоритму міститься в тому, щоб вводити нові дані на основі спрогнозованих мультимодельних наборів даних за допомогою множинної лінійної регресії. Методологія та використана база даних в змозі покращити сезонні кліматичні прогнози для Південної Америки в порівнянні з використанням окремих кліматичних моделей або середнього прогнозу за звичайним ансамблем.

Деякі методи довгострокових прогнозів використовують залежності, отримані при дослідженні Ель-Ніньо – Південного коливання. Результати спостережень показують наявність впливу Ель-Ніньо на параметри атмосфери у різних регіонах земної кулі. Привабливість використання Ель-Ніньо у методах довгострокового прогнозу погоди полягає насамперед у тому, що реакція атмосфери на цей феномен завжди відбувається із запізненням в часі, тому прогноз Ель-Ніньо можна використовувати у методиках довгострокового прогнозу погоди.

У відділі довгострокових прогнозів погоди Гідрометцентру Росії впродовж останнього часу розвиваються підходи до утворення схем прогнозу внутримісячного ходу приземної температури повітря на базі статистичної інтерпретації гідродинамічних середньострокових прогнозів [4]. У схемі, яка заснована на регресійно-аналоговому підході, у разі вхідної інформації використані вихідні дані ансамблевих прогнозів (поля метеорологічних величин за добу впродовж першої декади прогностичного місяця), на виході прогностичної схеми – прогноз згладженого ходу температури впродовж місяця по пунктах на території Росії з нульовою завчасністю.

Створення інтерпретуючих прогнозів елементів погоди на основі вихідних даних динамічних моделей в теперішній час є складовою частиною централізованих погодних сервісів у всьому світі. Незважаючи на те, що багато країн, таких як Канада, Австралія, Франція, Італія, Нідерланди та Великобританія видають прогнози погодних елементів, система статистичного прогнозу в США виробляє один з найбільш великих наборів оперативної прогностичної продукції Американська система статистичного прогнозування, котра розвивається в останні 20 років, використовує два головних підходи – модельну вихідну статистику (model output statistics - MOS) та „досконалий прогноз” („perfekt prog”), результати перевірок свідчать що майстерність системи MOS вище ніж, „perfekt prog”.

Технологічна схема гідродинаміко-статистичного методу ГГО ім. А. І. Воейкова метеорологічного прогнозу на строк до місяця викладена в

роботі [12]. Метод заснований на використанні глобальної спектральної моделі загальної циркуляції атмосфери (T42L14) та ідеології ансамблевого прогнозу. Основна увага приділена прогнозам приземної температури повітря і кількості опадів для території Росії, які сформульовані традиційно в категоричній формі (у вигляді очікуваного значення прогностичної змінної). Більш повну інформацію, безумовно, надає прогноз у імовірнісній формі.

Імовірність здійснення кожної прогностичної категорії звичайно виражається у відсотках імовірності, де повна імовірність становить 100%. Причиною введення імовірності в прогноз є той факт, що імовірний прогноз має перевагу над прогнозом, вираженим в кількісній формі, бо він може передавати прогностичну невизначеність.

Окреме місце займає проблема регіоналізації результатів гідродинамічних прогнозів. По суті вона полягає у виключенні систематичних помилок, що виникають через неточність самої моделі та відмінність просторових масштабів процесів, які відтворює модель, від масштабів вихідного просторового продукту.

Поряд з синоптичними, статистичними та гідродинамічними методами розробляються методи довгострокового прогнозу погоди, які відрізняються від традиційних методів. Методику, засновану на концепціях та підходах Штучного Інтелекту та Експертних Систем, розробили С. М. Родіонов та Д. Мартін в Університеті Колорадо.

Таким чином, можна зробити висновок, що довгостроковий прогноз погоди у теперішній час все ще залишається досить складною науковою проблемою. На сучасному етапі проводяться наукові розробки по об'єднанню синоптичних, фізико-статистичних та гідродинамічних методів довгострокового прогнозу погоди [15]. У зв'язку з успіхом чисельних методів прогнозу погоди статистичні методи найчастіше застосовуються для оптимізації практичного прогнозування. Однак, на даному етапі покращення надійності гідродинамічного прогнозу погоди великої передчасності таке, що швидкість зростання межі передбачення становить біля двох діб за десятиріччя. Тому переважне положення залишається за фізико-статистичними методами в оперативних довгострокових прогностичних системах провідних гідрометеорологічних служб всесвіту. Останнє пояснюється частково і тим, що ці методи явно або неявно враховують відносно інерційні процеси взаємодії атмосфери, океану і суші. Незважаючи на те, що останнім часом з'явилася велика кількість нових робіт на сучасному етапі задача довгострокового прогнозу погоди продовжує бути відкритою, саме тому проведення досліджень із розвитку та вдосконалення методів довгострокового прогнозу погоди залишається виключно актуальною задачею.

1.2 Загальні характеристики атмосфери і принципи класифікації макропроцесів

Довготривалі зміни атмосферної циркуляції і погоди відбуваються під впливом зовнішніх по відношенню до атмосфери джерел та стоків тепла, а також інших видів енергії, що спроможні змінити терміку та динаміку атмосфери. Наприклад, вулканічні виверження, що поставляють у верхню атмосферу велику кількість довгоживучого аерозолі, можуть зменшити приток сонячного тепла до земної поверхні і відповідно до атмосфери в цілому. Розглянемо зовнішній енергетичний вплив на атмосферу з космосу:

- коливання сонячної сталої та енергії корпускулярного випромінювання при змінах сонячної активності;
- поглинання атмосферою змінної енергії галактичних космічних промінів;
- гравітаційні впливи на атмосферу з боку небесних тіл;
- зміна параметрів обертання Землі.

з поверхні земля

- аномалії температури поверхні океану;
- аномалії температури поверхні ґрунту;
- положення межі морського льоду;
- час встановлення та сходу снігового покриву, а також положення його південної межі;
- вулканічні виверження.

Усі перелічені фактори можуть посилювати або зменшувати потік енергії до атмосфери у порівнянні з кліматичною нормою або утворювати аномалії розподілу його у просторі. Врахування цих факторів у довгостроковому прогнозі погоди незвичайно складна, комплексна задача та її коректне рішення по суті тільки розпочинається. У зв'язку з цим розраховувати на швидкі і значні успіхи у довгостроковому прогнозі сподіватися не слід. Багаточисельні спроби, що давали надію на швидкий успіх, як показала історія науки, себе не виправдали. Для дійсного підвищення якості довгострокових прогнозів необхідно створення новітніх моделей атмосфери, у яких повною мірою будуть враховані неадіабатичні фактори.

Друга фізична особливість довгострокових прогнозів пов'язана з поняттям завбачення атмосферних процесів. Встановлено, що сучасні гідродинамічні схеми прогнозу погоди, у яких використані найбільш сучасні фізичні моделі атмосфери, у змозі більш або менш вірно прогнозувати поведінку індивідуальних синоптичних об'єктів: циклонів, антициклонів, фронтів, осередків тепла і холоду, що спостерігаються на щоденних картах погоди, на термін не більше як 5-7 діб. А потім помилка прогнозу стає вище кліматичної змінності, а самі прогнози стають

марними. Ці часові межі визначають як границю модельної передбачуваності (прогнозу) погоди. В міру вдосконалення прогностичних моделей ця границя може зсуватися у бік збільшення строків прогнозування, але не більш ніж до двох тижнів. Ця границя прогнозу індивідуальних синоптичних об'єктів має назву абсолютної. Перейти її неможливо тому, що атмосфера за вказаним часом „забуває” свій початковий стан, який є основою для розрахунків подальших змін в атмосфері.

Таким чином, об'єктами довгострокового прогнозування на місяць, сезон і більші строки, не можуть бути процеси, які спостерігаються на строкових синоптичних картах. Розвинутий в останні роки динаміко-стохастичний підхід до аналізу атмосферних рухів показав, що весь їх спектр можна розділити на високочастотні та низькочастотні. Останні мають „строки життя” приблизно до одного-двох місяців та проявляються в полі тиску у вигляді ультрадовгих хвиль у західно-східному перенесенні. Фаза ультрадовгих хвиль (географічне положення) повільно змінюється з періодами від декількох тижнів до декількох місяців, утворюючи осередки аномалій погоди, які зміщуються за простором і існують так же довго. Аналіз саме цих об'єктів циркуляції може привести до суттєвого зростання межі передбачуваності стану атмосфери.

Результати досліджень по передбаченню довгочасових атмосферних процесів дали змогу зробити висновок вельми значущий для методики довгострокових прогнозів погоди. При прогнозах на місяць і сезон навряд чи вдасться передбачити погоду на кожен добу прогностичного періоду (вона залежить від індивідуальних синоптичних об'єктів, що не прогнозуються на довгий термін); слід прогнозувати усереднені метеорологічні характеристики (за декаду, місяць або сезон) у відповідності із часовими масштабами існування ультрадовгих хвиль.

Третя фізична особливість довгострокових прогнозів погоди міститься у тому, що будь-які тривалі аномалії погоди є слідством виникнення аномальних режимів циркуляції атмосфери. У зв'язку з цим, успішне довгострокове прогнозування посух, періодів надмірного зволоження, сильних морозів або відлиг, залежить від достовірного прогнозу баричного поля атмосфери, ступеню зональності або меридіональності циркуляції, періодів та фаз довгих хвиль у західно-східному переносі. Саме тому навчальний курс по довгостроковим прогнозам погоди містить у собі аналіз загальної циркуляції атмосфери.

1.3 Загальна циркуляція атмосфери

Циркуляція повітряних мас виникає під впливом п'яти основних факторів:

- нерівномірності притока сонячного тепла по широті;
- особливості поглинання сонячної радіації атмосферою і поверхнею землі;
- сили Коріоліса;
- розподілу океанів і континентів;
- напруги тертя на межі підстильна поверхня-атмосфера.

У цілому система Земля-атмосфера поглинає 64% сонячної радіації, яка надходить на верхню границю атмосфери; 36% (планетарне альbedo Землі) відбивається в космос. На шляху до поверхні Землі затримується ще 13% - це поглинання ультрафіолетової радіації (УФР) озоном (O_3) у верхній стратосфері (50...55 км). Поглинута озоном радіація з довжиною хвиль від 0,18 до 0,30 мкм утворює всі теплові запаси стратосфери і мезосфери та обумовлює циркуляцію повітря у шарі від 20 до 80 км. Таким чином, на рівні 50...55 км розташована перша поверхня нагрівання атмосфери.

Радіація, яка залишилася (51%), безперешкодно досягає поверхні Землі та поглинається нею. Це друга поверхня нагрівання атмосфери, оскільки поглинута радіація у вигляді потоків явного, прихованого (за рахунок випаровування вологи) тепла та довгохвильової радіації повертається в атмосферу, створюючи тим самим теплові запаси самого нижнього її шару – тропосфери, від 0 до 18 км.

У відповідності з існуванням двох поверхонь нагрівання атмосфери у ній формуються дві планетарні системи циркуляції: верхня – стратосферна і нижня – тропосферна.

Циркуляція в стратосфері і мезосфері. Розглянемо рівень 10 гПа (біля 31 км). Взимку в полярних районах поглинання УФР озоном відсутнє (полярна ніч), атмосфера віддає тепло шляхом довгохвильового випромінювання. Температура повітря в полярній стратосфері знижується до $-80\text{ }^\circ\text{C}$. На екваторі навпаки, процес поглинання радіації озоном протягом 12 годин за добу підіймає температуру до $-40\text{ }^\circ\text{C}$. Таким чином, виникає планетарний градієнт температури і тиску, спрямований від екватора до полюса. Повітряні частинки рухаються в напрямку градієнта тиску, але під впливом сили Коріоліса відхиляються праворуч (в північній півкулі); в підсумку на просторі півкулі створюється західно-східний перенос повітряних мас. В полі тиску він оформлений у вигляді циркумполярного циклону з одним або з двома центрами низького тиску в районі поблизу полюса.

Західно-східний перенос в зимовій стратосфері рідко буває суто зональним (вздовж кола широти); як правило, він збурений

великомасштабними хвилями, які виникають під впливом хвильових процесів у нижній тропосферній циркуляційній системі або внаслідок динамічної нестійкості стратосферного зонального потоку. В січні-лютому спостерігаються короточасні (не більше 10 днів), але дуже значні порушення зональної циркуляції стратосфери. Приекваторіальні антициклони різко посилюються і зміщуються к полюсу, викликаючи тут зростання температури. Це явище отримало назву зимових стратосферних потеплінь.

Влітку розподіл температури, тиску та вітру в стратосфері і мезосфері протилежний зимовому. Максимум температури у масштабі півкулі розташований на полюсі, оскільки в умовах полярного дня поглинання УФР озоном іде безперервно – 24 години на добу, а на екваторі поглинання радіації триває 12 годин і влітку і взимку. Внаслідок цього планетарні градієнти температури і тиску виявляються спрямованими від полюса до екватора і над півкулею утворюється східно-західний перенос. У полі тиску він оформлений у вигляді циркумполярного антициклону, ізогіпси якого строго паралельні колам широти – ніяких хвильових збурень зонального потоку в літній стратосфері та мезосфері не спостерігається. Це свідчить про те, що літня стратосферна циркуляція формується в умовах радіаційної рівноваги. Хвильові збурення з тропосфери в літню стратосферу та мезосферу не проникають.

Перебудова циркуляції з зимового режиму на літній здійснюється в березні-травні. Вона починається з процесу переміщення приекваторіальних стратосферних антициклонів к полюсу та витиснення звідси центру циркумполярного циклону на південь, де він швидко заповнюється. Строки весняної перебудови стратосферної циркуляції зазнають значні міжрічні коливання. Розділяють ранні (друга половина березня), середні (квітень) та пізні (перша половина травня) строки за датою перебудови. Розкид дат осінніх перебудов стратосферної та мезосферної циркуляції з літнього режиму на зимовий суттєво менший – усі вони здійснюються у межах вересня.

Циркуляція в тропосфері. В нижній частині атмосфери циркуляція формується під впливом теплової енергії, яка надходить від поверхні Землі. Планетарні градієнти температури та тиску у вільній тропосфері протягом усього року спрямовані від екватора до полюса. У відповідності з цим, у всій товщі нижньої циркуляційної системи утворюється західно-східний перенос. Його інтенсивність залежить від сезону року: влітку, коли планетарні градієнти температури та тиску послаблені, західно-східний перенос виражений слабше, ніж взимку.

Характерною рисою тропосферної циркуляції є постійна наявність у західно-східному переносі великомасштабних хвиль тиску та температури, які спричиняють появу меридіональних складових руху повітряних мас, їх перенос з півдня на північ та з півночі на південь. Існування цих хвиль, їх

переміщення у просторі або стаціонанування виявляється однією з головних причин формування великих аномалій погоди. Довжина великомасштабних хвиль вимірюється тисячами кілометрів та звичайно характеризується так званім хвильовим числом – кількістю хвиль, що розміщуються вздовж кола широти на просторі усієї півкулі. Американський метеоролог-теоретик Г. Россбі, ім'ям якого зараз зветься ці хвилі, визначив фундаментальну залежність швидкості переміщення великомасштабних хвиль у середній тропосфері від їх довжини:

$$C = \bar{V} - \frac{\beta L^2}{4\pi^2},$$

де C - швидкість зміщення хвиль вздовж кола широти (позитивна швидкість – із заходу на схід); \bar{V} - середня швидкість західно-східного переносу; β - зміна параметра Коріоліса з широтою (завжди позитивна); L - довжина хвилі.

Розрахунки за наведеною формулою доводять, що при завданій швидкості західно-східного переносу \bar{V} короткі хвилі Россбі мають позитивну швидкість, тобто зміщуються на схід, та чим вони коротші (чим більше хвильове число), тим менш збурений західно-східний перенос. При зростанні довжини хвиль їх фазова швидкість зменшується і згодом дорівнює нулю (рівність першого і другого членів правої частини формули) – хвилі стають стаціонарними, нерухомими у просторі. При цьому західно-східний перенос виявляється сильно збуреним за рахунок існування осередків потужних меридіональних потоків повітряних мас в передній і тилій частинах хвиль, де і формуються значні аномалії погоди. Іноді ультрадовгі хвилі зазнають зворотного руху із сходу на захід. Саме ці ситуації, які зветься блокуванням західно-східного переносу, часто зумовлюють формування найбільш великих і довгих за часом аномалій погоди: суворих морозів взимку та посух влітку.

Все вищевикладене відносилось до циркуляції повітря у вільній атмосфері, де вітер геострофічний, тобто відсутня сила тертя. Біля поверхні землі, у зв'язку з наявністю цієї сили, а також із значним впливом на терміку і циркуляцію атмосфери підстильної поверхні, розподілу материків і океанів, з'являються два важливих об'єкта циркуляції, відсутні у вільній атмосфері. Це – планетарний пояс субтропічних антициклонів, добре виражений, головним чином, над океанами, та полярний антициклон. Саме тому, у північній півкулі західно-східний перенос біля поверхні землі обмежений з півдня субтропічними антициклонами (його південна межа розташована на широтах 35-40° півн.ш.), а з півночі – східною і північно-східною циркуляцією повітряних мас в арктичному антициклоні, тобто приблизно широтою 70° півн.ш.) На південь від центрів

субтропічних антициклонів над океанами розташована велика зона пасатних вітрів східного та північно-східного напрямків. Над континентами (Африка, Індія, Південносхідна Азія) ці північно-східні вітри мають назву зимових мусонів; влітку вони змінюють напрямок на протилежний і зветься літніми мусонами.

Інтенсивність приземних антициклонів, і як наслідок цього пасатів та холодних арктичних вітрів залежить від сезону року: субтропічні антициклони найбільш розвинуті влітку, а полярний антициклон – взимку. У нижньому шарі західно-східного переносу велика роль завихрення. Циклони та антициклони, що постійно утворюються, так само як і пов'язані з ними хвилі Россбі у вільній атмосфері, відтворюють осередки меридіонального переносу повітряних мас. Оскільки меридіональні складові циркуляції відіграють достатньо велику роль у міжширотному теплообміні і формуванні аномалій погоди, розглянемо їх розподіл на просторі північної півкулі за даними меридіонального кліматичного розрізу атмосфери (рис.1.1).

На меридіональному розрізі визначаються чотири приземних області екстремумів тиску: полярний антициклон (90° півн.ш.), циклони помірних широт (60° півн.ш.), субтропічні антициклони (30° півн.ш.) і екваторіальна депресія (0° ш). Меридіональні потоки біля поверхні землі підкоряються розподілу тиску від високого до низького. Так утворюється північна складова пасатів, південна складова західно-східного переносу, арктичні холодні вторгнення.

В області конвергенції меридіональних потоків виникають висхідні рухи повітря, в осередках їх дивергенції – нисхідні. У результаті формуються три кільця меридіональної циркуляції в тропосфері.

Перше, тропічне, визначається як комірка Гадлея і містить у собі пасати у нижніх шарах, антипасати – у верхній тропосфері, внутритропічну зону конвергенції (ВЗК) на екваторі з потужними висхідними рухами і купчасто-дощовою хмарністю, та нисхідні рухи у субтропічних антициклонах.

Друге кільце меридіональної циркуляції має назву комірки Ферреля та містить у собі південну складову західно-східного переносу внизу, сильні висхідні рухи у центрах циклонів помірних широт, нисхідні рухи в субтропічних антициклонах. ,^o

Перші два кільця меридіональної циркуляції достатньо стійкі за часом та виявляються практично за добовими даними. Третє, арктичне кільце виникає тільки час від часу, коли добре виражений арктичний антициклон. Справа в тому, що у період дрейфу станції „Північний полюс – 1” (1937 р.) була відкрита часта повторюваність циклонів в Арктиці. Незважаючи на це, ми визначаємо третю комірку як самостійну систему циркуляції, через те що з нею пов'язані вторгнення екстремально холодного повітря у помірні широти.

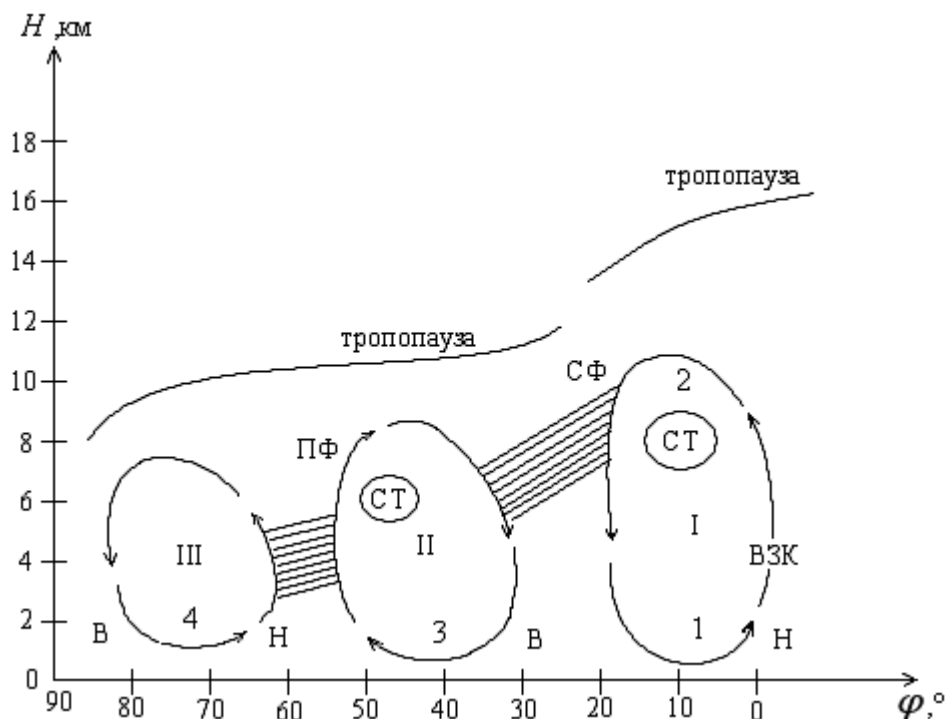


Рис 1.1 – Меридіональні складові загальної атмосферної циркуляції

ВЗК – внутрішньотропічна зона конвергенції; СТ – струминні течії; ПФ, СФ – полярний і субполярний фронти відповідно; 1 – пасати; 2 – антипасати; 3 – західно-східний перенос; 4 – арктичні вторгнення; I – комірка Гадлея; II – комірка Ферреля; III – арктична комірка.

Конвергенція повітряних течій сприяє формуванню висотних фронтальних зон, яких на розрізі дві: полярний фронт на 60° півн.ш., що простягається від поверхні землі до тропопаузи (10-12 км), і субтропічний фронт в верхній тропосфері приблизно на 30° півн.ш. При потужних зимових вторгненнях арктичного повітря в помірні широти формується ще й арктичний фронт.

Внутрішньотропічну зону конвергенції (ВЗК) фронтом у класичному розумінні вважати не можна, хоча в ній відбуваються бурхливі процеси утворення хмарності та випадають зливові опади. Справа в тому, що у ВЗК немає контрастів метеовеличин у повітряних масах, що конвертуються: пасати північної і південної півкуль мають схожі метеорологічні характеристики. Роль ВЗК в формуванні загальної циркуляції атмосфери надзвичайно велика. Саме тут в наслідок випадіння тропічних злив в атмосферу надходить велика кількість прихованого тепла. Область ВЗК є головним нагрівачем глобальної теплової машини, в результаті роботи якої утворюється тропосферний західно-східний перенос. Холодильники цієї машини – полярні області Землі.

З теплого боку кожної фронтальної зони в верхній тропосфері, де горизонтальні баричні градієнти максимальні, утворюються струминні течії: полярно-фронтальна та субтропічна.

Представлена картина меридіональної циркуляції відповідає середнім багаторічним умовам. В окремі роки може зникати арктична комірка та арктичний фронт, можуть послаблюватися або посилюватися пасати та західно-східний перенос, фронтальні зони звичайно мають тенденцію займати аномально південне або аномально північне положення.

Погодоутворювальна роль циркуляції атмосфери. Підсумовуючи відомості про загальну циркуляцію, перерахуємо її об'єкти, що потерпають від значних міжрічних змін свого положення або інтенсивності. Саме ці відхилення від середнього кліматичного режиму циркуляції найчастіше виявляються причиною виникнення довготривалих аномалій погоди.

В стратосфері визначають два процеси, міжрічні зміни яких можуть відбиватися на циркуляції і погоді в тропосфері: весняні перебудови циркуляції та зимові стратосферні потепління.

В тропосфері об'єктами з великою міжрічною мінливістю є:

- довгі хвилі у західно-східному перенесенні або хвилі Россбі (довжина, фаза за довготою, швидкість переміщення);
- висотні фронтальні зони (широтне положення, ступінь меридіональності, контрасти метеовеличин);
- квазістаціонарні баричні центри біля поверхні землі;
- центри дії атмосфери (розташування та інтенсивність);
- внутрішньотропічна зона конвергенції(розташування та інтенсивність).

Будь-які аномалії погоди на Землі, у тому числі довготривалі, є функцією коливань загальної циркуляції атмосфери та окремих її об'єктів, в першу чергу тих, що перелічені вище. Саме тому фізично обґрунтовані методи довгострокового прогнозу погоди як перший та головний елемент повинні містити в собі прогноз циркуляції атмосфери. Багатий досвід довгострокового прогнозування показує, що, коли особливості баричного поля атмосфери, розташування фронтальних зон, траєкторій циклонів передбачені помилково, то ніякі прийоми не дозволять скласти хороший прогноз елементів погоди.

1.4 Інтегральні характеристики циркуляції атмосфери

Тривалі аномалії погоди формуються в умовах суттєвих і таких же тривалих відхилень циркуляції атмосфери від норми. Відомо, що аномально тепла погода взимку в Європі є слідством підвищеної понад нормою повторюваності зональних процесів, сильні морози є наслідком

меридіональної перебудови поля атмосферного тиску та циркуляції, що приводить до формування різних моделей розподілу по території аномалій температури повітря та опадів. Таким чином, найбільш раціональні та фізично обґрунтовані методи довгострокових метеорологічних прогнозів повинні містити два послідовних етапи: 1) прогноз аномалій циркуляції атмосфери; 2) розрахунок на цій основі аномалій погоди, що очікуються. У всіх синоптичних, гідродинамічних і частково фізико-статистичних методах ця послідовність прогностичних операцій дотримується.

Метами математичного моделювання атмосфери було встановлено, що детальний прогноз поля тиску і циркуляції в атмосфері, або індивідуальних синоптичних процесів на строки, що перевищують теоретичну межу передбачуваності (біля двох тижнів), неможливий. При місячному, сезонному та річному масштабах розвитку атмосферних процесів можна розраховувати на успішний прогноз тільки суттєво усереднених за часом і простором полів тиску, найбільш великих та характерних їх особливостей.

Фахівці в галузі довгострокового прогнозу добре розуміли це задовго до встановлення межі передбачуваності індивідуальних синоптичних процесів та, як правило, не намагалися отримати детальний прогноз атмосферної циркуляції. Вони обмежувалися осередненими на термін прогнозу полями тиску або частіше – невеликим набором узагальнених показників стану поля тиску, останні знайшли вельми широке застосування внаслідок їх корисних якостей. По-перше, ці показники мають малі розмірності від одного до десяти чисел та можуть характеризувати складні поля тиску на великих просторах, що допомагає укласти велику кількість інформації у декілька чисел. По-друге, з їх допомогою можна аналізувати найбільш великі особливості поля тиску і циркуляції, відфільтровувати дрібномасштабні їх складові (так званий метеорологічний шум), який довгостроковому прогнозуванню не піддається у принципі. Оскільки дані показники відтворюють особливості поля тиску в цілому, вони мають назву інтегральних характеристик циркуляції атмосфери. До інтегральних характеристик відносяться типи атмосферної циркуляції та коефіцієнти розкладення полів тиску по періодичним та натуральним ортогональним функціям.

Типи атмосферної циркуляції. Типом циркуляції атмосфери називають тривалий на певному відрізку часу розподіл у просторі основних баричних утворень та напрямків їх переміщення. Типи циркуляції встановлюються шляхом класифікації (розподілу) безперервної послідовності синоптичних процесів на ряд стійких станів за допомогою критеріїв класифікації.

Для успішного встановлення типів циркуляції дуже важливий вірний вибір критеріїв класифікації. Він не повинен бути занадто жорстким, так як при цьому далеко не всі синоптичні процеси можна буде віднести до того

чи іншого типу циркуляції, безперервний архів типів не сформується, що в значній мірі ускладнює наукову і практичну діяльність в галузі довгострокових прогнозів. Критерій класифікації не повинен бути і занадто розпливчастим, оскільки в цьому випадку в один і той же тип можуть попасти принципово різні синоптичні процеси.

Вибір критеріїв класифікації повинен також відповідати меті самої класифікації, тому, для чого вона була призначена. В синоптичній метеорології, мета якої – створення методів прогнозу погоди, в якості подібних критеріїв виступають положення у просторі висотної фронтальної зони (ВФЗ) або траєкторій основних баричних утворень, саме тому, що вони відповідають за формування характеру погоди.

Класифікації синоптичних процесів можуть бути регіональними (Арктика, Антарктика, Європа, Далекий Схід, Північна Америка та ін.) Усе залежить від району та строку дії методу прогнозу, який складається, а також від наукової ідеології, закладеної в основу методу.

Оскільки атмосферні процеси мають велику змінність та рідко бувають стаціонарними впродовж місяця та сезону, усі класифікації створюють для відносно коротких інтервалів часу. Це – природно синоптичний період (5 – 7 діб), елементарний синоптичний процес ЕСП (3-4 доби), елементарний циркуляційний механізм (4 – 5 діб). Для характеристики особливостей циркуляції атмосфери впродовж тривалих строків (місяць, сезон, рік, циркуляційна епоха) використовується повторюваність типів циркуляції в абсолютних значеннях та у відхиленнях від норми.

Регіональна класифікація синоптичних процесів А. Л. Каца. Класифікація розроблена з метою опису синоптичних умов впродовж природно синоптичного періоду (ПСП) та використовується в методах середньострокових, місячних і сезонних прогнозів. Класифікація призначена для характеристики умов циркуляції атмосфери на просторі Європи та Західного Сибіру.

Критерієм визначення типів циркуляції являється географічне положення висотних улоговин і гребенів на карті АТ-500. Для об'єктивізації виділення типів використовується розрахунок індексів зональної I_z та меридіональної I_m циркуляції А. Л. Каца в північній ($52 - 70^\circ$ півн.ш.) та південній ($35 - 52^\circ$ півн.ш.) зонах усього району класифікації.

Для розрахунку індексів спочатку за значенням загального індексу $I' = I_z + I_m$ визначають відношення синоптичного процесу до зонального типу, або до одного з меридіональних. Критерієм відношення процесу до до зонального типу (ЗОН) є нерівність $I' < 0,75$. Меридіональних типів циркуляції усього чотири і визначаються вони за розташуванням висотних гребенів відносно центра Східної Європи. Розрізняють центральне

положення гребеня (тип Ц), західне положення (тип З), східне положення (тип В) і змішане положення, коли на території класифікації є два гребені – один на схід, а другий на захід від центру Східної Європи (тип С). Таким чином, класифікація А. Л. Каца містить 5 типів циркуляції. Практика показала, що їх достатньо для опису головних рис циркуляції у межах ПСП.

Цінність даної класифікації міститься у тому, що кожному типу циркуляції відповідає свій типовий розподіл осередків аномалій температури повітря та опадів по території, при чому моделі цього розподілу для різних типів циркуляції значно відрізняються одна від одної. Це свідчить про високу якість класифікації, про те, що визначені типи дійсно характеризують принципово різні умови погоди.

Існують і сезонні різниці погоди при одному й тому типі циркуляції. Так, взимку тип Ц обумовлює встановлення на Східній Європі ясної морозної погоди. Цей же тип влітку характеризується також ясною, але аномально спекотною погодою, яка при стійкості типу Ц впродовж декількох ПСП приводить до виникнення засухи. Тип ЗОН влітку формує прохолодну та часто дощову погоду, а взимку – значні потепління, які також супроводжуються опадами.

Класифікація атмосферних макропроцесів по Г. Я. Вангенгейму – О. О. Гірсу. Основи класифікації запропоновані Г. Я. Вангенгеймом в 1930-х роках в процесі розробки методу фонових довгострокових прогнозів температури повітря та льодовитості морів в Євроазійському секторі Арктики. Макромасштабні процеси спочатку класифікувалися по знаку географічної локалізації основних виносів тепла і холоду, а також головних баричних утворень впродовж елементарного синоптичного процесу (ЕСП). Всього на просторі Атлантико-Євроазійської частини північної півкулі було визначено 26 різновидів (типів) ЕСП, які називалися за районами вторгнення полярних антициклонів в Європу: гренландський, англійський, лапландський та інші. Ряд типових ЕСП віддзеркалював інші особливості циркуляції: західний перенос, пояс високого тиску, стаціонавання антициклонів у помірних широтах. Згодом усі типи ЕСП були зведені в три форми атмосферної циркуляції за ознакою переваги певних напрямків переносу повітряних мас: західну W, східну E та меридіональну C. При цьому О. О. Гірс пропонував використовувати в якості критерію класифікації конфігурацію висотної фронтальної зони на картах АТ₅₀₀. Західна форма циркуляції W відбиває перевагу зональних процесів, при яких баричні утворення зміщуються на Європу переважно з Атлантики. Форми E та C відповідають меридіональним станам циркуляції атмосфери.

При формі E над Європою встановлюється потужний гребінь, над Атлантикою і Західним Сибіром відмічаються сполучені з ним висотні улоговини. З таким положенням ВФЗ у поверхні землі часто пов'язано

переміщення антициклонів із сходу на захід, так зване „насування сибірського антициклону”. Саме воно разом з південно-східними вітрами приносить взимку в помірні широти Європи сибірські морози. При іншому розвитку процесів східного типу вісь висотного гребеня зміщується на захід, західно-сибірська улоговина поглиблюється, і по гілці ВФЗ, орієнтованій з північного сходу на південний захід, здійснюються так звані „ультра-полярні вторгнення” арктичних антициклонів в Європу. Взимку вони обумовлюють сильні морози, а влітку сприяють формуванню посух.

При процесах форми С над Європою розташована висотна улоговина, а над Атлантикою і Західним Сибіром – сполучені з нею гребені. Здійснюється потужний винос атлантичного тепла в Арктику, а на Європу з північного заходу спрямовуються так звані „пірнаючі циклони”, що несуть з собою похолодання і опади, як взимку, так і влітку.

Розвиток мережі спостережень і поява глобальних карт дали змогу О. О. Гірсу розповсюдити класифікацію атмосферних процесів на усю північну півкулю. Це дуже важлива якість його класифікації, оскільки синоптичні процеси в західній та східній півкулях, особливо у довгочасні періоди, виявилися тісно пов’язаними між собою.

В американсько-тихоокеанському секторі було також визначено три форми циркуляції З, М1, М2, у яких основні особливості циркуляції, тобто розподіл улоговин та гребенів над відповідними континентами і океанами, практично схожі з формами W, E, C в атлантико-європейському секторі. Циркуляція над усією північною півкулею характеризується сполученням форм в обох секторах, що дає дев’ять основних форм макропроцесів: WЗ, WM1, WM2, EЗ, EM1, EM2, CЗ, CM1, CM2.

Для кожної з основних форм макропроцесів по північній півкулі побудовані типові поля розподілу середніх місячних значень приземного тиску та аномалій температури повітря, котрі використовуються для фонового прогнозу погоди за методикою Арктичного та Антарктичного науково-дослідного інституту (ААНДІ).

Елементарні циркуляційні механізми за Б. Л. Дзердзієвським, В. М. Курганскою, З. М. Вітвицкою. Ця класифікація синоптичних процесів заснована на врахуванні циркуляційного зв’язку між північчю і півднем північної півкулі, яка характеризується кількістю та напрямком арктичних вторгнень у помірні широти. Подібний підхід був використаний в початковому варіанті класифікації Г. Я. Вангенгейма – О. О. Гірса. Загалом полярні вторгнення та пов’язані з ними меридіональні збурення атмосферної циркуляції з часів засновника довгострокових прогнозів у Росії Б. П. Мультановського неодноразово використовувались і як критерій класифікації синоптичних процесів, і як предиктор у багатьох схемах довгострокових прогнозів. Це цілком закономірно, тому що на початку будь-якого прогнозу атмосферної циркуляції повинна бути сформульована відповідь на запитання, чи буде очікувана циркуляція зональною або

меридіональною. Головний „порушник” зонального переносу – вторгнення антициклонів із полярних, а іноді і з південних широт (субтропічні центри дії атмосфери).

На просторі північної півкулі Б. Л. Дзердзієвський і його учні визначили 13 елементарних циркуляційних механізмів (ЕЦМ). Для кожного ЕЦМ були побудовані типові карти траєкторій баричних утворень та середнього тиску. Усі ЕЦМ об’єднані в чотири великі групи. В першій групі переважає зональний процес (арктичні вторгнення відсутні). В другій групі переважає ЕЦМ з одним арктичним вторгненням, але в різних районах. До третьої групи відносять ЕЦМ з двома і більш одночасними вторгненнями антициклонів. До четвертої групи ввійшли синоптичні процеси, за яких полярний район зайнятий циклонами (арктичний антициклон відсутній).

Існує велика кількість інших, окремих класифікацій метеорологічних полів: тиску, температури повітря, кількості опадів і т.п. Усі вони створені для вирішення конкретних задач дослідження або прогнозу атмосферних процесів. Сучасні класифікації, як правило, засновані на використанні статистичної процедури розпізнання образів.

Індекси циркуляції є чисельними показниками інтенсивності зональної та меридіональної циркуляції повітряних мас над північною півкулею Землі або над окремими її регіонами. Іноді у вигляді індексів циркуляції використовують числові характеристики форми баричного поля атмосфери: лапласіани тиску та величини, що характеризують інтенсивність циклонічної або антициклонічної діяльності над певним районом.

Індекси циркуляції дуже широко вживають в довгострокових прогнозах. За їх допомогою процеси розділяють на зональні та меридіональні, встановлюють типи меридіональних процесів, часто індекси використовують як предиктори в схемах прогнозу, вони є показниками адвекції температури і т.п.

Індекс зональної циркуляції Россби являє собою середнє значення геострофічної зональної складової швидкості вітру для великих секторів або широтних зон півкулі. Обчислюється за геострофічним співвідношенням як функція меридіонального градієнта тиску (геопотенціалу). Використовується для розділення синоптичних процесів на зональні (високий індекс) та меридіональні (низький індекс). Синоптиками США були визначені коливання індексу Россби тривалістю 3 – 4 тижня, протягом яких відзначається закономірне чергування періодів з високим та низьким індексом (цикли індексу). Дані закономірності стали основою для розробки методів прогнозу погоди на 5 і 30 діб.

Індекс циркуляції О. М. Блінової, як і індекс Россби, характеризує інтенсивність зональної циркуляції, але розраховується для північної

півкулі в цілому, і являє собою кутову швидкість обертання атмосфери відносно поверхні землі:

$$\alpha = \frac{\bar{U}}{a \cos \varphi},$$

де \bar{U} - осереднена вздовж кола широти φ зональна швидкість геострофічного вітру, a - радіус Землі. Індекс був використаний при розробці гідродинамічного методу довгострокового прогнозу О. М. Блінової, для ряду фізико статистичних схем прогнозу в якості предиктора; ведеться безперервний каталог індексу, який дає змогу оцінювати ступінь зональності та меридіональності глобальної циркуляції атмосфери для будь-якого відрізка часу у минулому.

Індекси циркуляції А. Л. Каца. З метою детальної та різнобічної характеристики великомасштабних рухів в атмосфері А. Л. Кацем запропонована система індексів, яка дозволяє окремо оцінити зональну і меридіональну циркуляцію, а також їх співвідношення як над півкулею в цілому, так і для будь-якого заданого району. За ступінь циркуляції (μ) в умовному одиничному шарі атмосфери взята кількість повітря, що переноситься в зональному (z) та меридіональному (m) напрямках над певним районом, обмеженим широтами x_1, x_2 та довготами y_1, y_2 :

$$\mu_z = -\frac{1}{q} \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \frac{1}{\ell} \frac{dp}{dx} dx dy,$$

$$\mu_m = \frac{1}{q} \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \frac{1}{\ell} \frac{dp}{dy} dx dy,$$

де q - площа району, ℓ - параметр Коріоліса (середній по району), вісь координат x спрямована на схід, вісь y - на північ.

Повітряні переноси μ_z і μ_m залежать тільки від середніх градієнтів тиску по району: $\frac{dp}{dy}$ - для зонального переносу, $\frac{dp}{dx}$ - для меридіонального переносу. Отже, як індекси циркуляції можна взяти самі градієнти тиску. Робочі формули для розрахунків зональної j_z та меридіональної j_m циркуляції (градієнтів тиску) по картах приземного тиску або по картах абсолютної топографії такі:

$$j_z = \frac{bn}{(\varphi_2 - \varphi_1)l},$$

$$j_m = \frac{bm}{(\lambda_2 - \lambda_1)j \cos\varphi},$$

де b - різниця тиску між двома сусідніми ізобарами (ізогіпсами); n - число пересікань ізобар (ізогіпс) з меридіанами проміж широтами φ_1 та φ_2 ; i - число меридіанів; m - число перетинів ізобар (ізогіпс) з паралелями між довготами λ_1 та λ_2 ; j - число паралелей; $\frac{1}{\cos\varphi}$ - множник, який

враховує зміну довжину відрізка паралелі між меридіанами на різних широтах. Розмірність індексів – гектопаскаль на 1 градус екватора (гПа/град. еkv.) або геопотенціальний декаметр на 1 градус екватора (гп. дам. /град. еkv.).

Індекси А. Л. Каца – універсальний інструмент для оцінки інтенсивності циркуляції. Можна обчислити окремі переноси з півдня на північ та з півночі на південь; можна обчислити сумарний меридіональний обмін повітрям. Те ж саме відноситься і до індексу зональності. Запропоновані різні сполучення індексів, в тому числі і так званий загальний індекс $j' = j_z/j_m$, який дозволяє розділити процеси на зональні і меридіональні, про що вже згадувалося при аналізі типів циркуляції по А. Л. Кацу. Ця система індексів широко застосовується в багатьох дослідженнях та у практиці довгострокових прогнозів.

Коефіцієнти розкладу метеорологічних полів. Кожну безперервну метеорологічну функцію (її часовий ряд) можна представити у вигляді суми деяких елементарних функцій, узятих з певною чисельною вагою. Наприклад, хід температури повітря за часом, в самому першому наближенні, можна описати сумою добової та річної гармонік, котрі є простими тригонометричними функціями. Реальний хід температури завжди складніший, тому в його аналітичне відображення треба вводити і інші гармоніки, які враховують, наприклад, коливання температури усередині місяця. Однак, якщо буде знайдено кінцевий набір елементарних функцій, достатньо змальовуючий реальний хід температури, в розпорядженні метеоролога з'явиться потужний дослідницький та прогностичний апарат. Вагові коефіцієнти при цих функціях показують, під впливом яких домінуючих процесів формувався хід температури.

У сучасній метеорології для розкладу функцій на елементарні складові прийнято використовувати природні ортогональні складові метеорологічних рядів. На відміну від раз і назавжди визначених математичних функцій, природні складові отримують з структури конкретних рядів метеорологічних величин і віддзеркалюють найбільш характерні їх особливості.

Функція $F(x)$, розкладена в ряд за природними складовими, має вигляд

$$F(x) = B_0 + B_1x_1(x) + B_2x_2(x) + \dots + B_ix_i(x),$$

де x - час; $x_i(x)$ - природні складові i -го порядку; B_i - коефіцієнти розкладу (вагові коефіцієнти), що вказують, який вклад дана складова вносить у формування функції $F(x)$.

При розкладі в ряд полів гідрометеорологічних величин необхідно дослідити їх зміни вздовж взаємно перпендикулярних осей x та y , тобто знаходити дві системи природних складових $X_i(x)$ та $Y_j(y)$. Тоді поле метеорологічної величини можна представити у вигляді такої суми:

$$F(x, y) = B_{00} + B_{10}X_1(x)Y_0(y) + B_{01}X_0(x)Y_1(y) + B_{11}X_1(x)Y_1(y) \dots B_{i,j}X_i(x)Y_j(y),$$

де $X_i(x)$ та $Y_j(y)$ - природні складові, що характеризують зміну поля вздовж осей x та y відповідно. Коефіцієнти розкладу розраховуються за формулою:

$$B_{i,j} = \frac{\sum_1^k \sum_1^\ell F(x, y) X_i(x) Y_j(y)}{\sum_1^k X_i^2(x) \sum_1^\ell Y_j^2(y)}.$$

Природні складові малої розмірності описують найбільш значні риси поля, їх походження, звичайно, має чітке фізичне пояснення. Наприклад, перша складова глобального поля температури повітря описує падіння температури від екватора до полюса, друга – градієнт температури між океанами і континентами. Природні складові великої розмірності описують дрібні риси полів і не завжди можна знайти їх фізичний зміст.

З метою вивчення і довгострокового прогнозу циркуляції атмосфери над великими просторами використовується розкладення на природні складові полів приземного тиску та геопотенціалу ізобаричних поверхонь. При цьому достатньо дослідження 4-5 перших за номером складових, які характеризують крупні риси циркуляції. Коефіцієнти розкладу при цих складових, що змінюються рік від року, з'являються інтегральними характеристиками атмосферної циркуляції.

Цікаво провести зіставлення коефіцієнтів розкладу полів тиску і індексів атмосферної циркуляції. У принципі, коефіцієнти при перших членах розкладу та індекси відбивають одні й ті ж самі закономірності розвитку атмосферних процесів. Так, при аналізі поля тиску над усією північною півкулею перший коефіцієнт розкладу, індекси Россбі та Блінової будуть зазнавати за часом аналогічних коливань, тому що всі вони відбивають один і той же процес: глобальні зміни західно-східного

переносу. Але розклад полів здається більш універсальним методом дослідження атмосферної циркуляції, у зв'язку з тим, що дає можливість вивчати процеси будь-яких просторових масштабів. В цьому відношенні з ним можна порівняти тільки систему індексів А. Л. Каца, що розраховуються також для будь-якої заданої території або для будь-яких просторових масштабів синоптичних процесів .

Питання для самоперевірки

1. Визначити основні напрямки розвитку методів довгострокового прогнозу в ХХ сторіччі.
2. Макроциркуляційний метод довгострокових метеорологічних прогнозів Г. Я Вангенгейма та О. О. Гірса.
3. Прогнози, засновані на використанні принципу аналогічності атмосферних процесів.
4. Фізико-статистичні методи в довгостроковому прогнозуванні.
5. Історія розвитку гідродинамічних методів.
6. Прогнози погоди за ансамблем моделей.
7. Принципові основи класифікації макроциркуляційних процесів.
8. Особливості циркуляції в стратосфері та тропосфері, їх взаємовплив та зв'язок.
9. Типи циркуляції за показниками А. Л. Каца, Г. Я. Вангенгейма – О. О. Гірса, Россбі, О. М. Блінової.
10. Використання для характеристики циркуляції природних ортогональних складових метеорологічних рядів.

Література до розділу 1

1. Багров Н. А., Стеблянко В. А. О точности аналитического представления метеорологических полей // Труды ГМЦ. – 1968. – Вып. 28. – С. 30-40.
2. Багров Н. А., Кондратович К. В., Педь Д. А., Угрюмов А. И. долгосрочные метеорологические прогнозы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 248 с.
3. Батырева О. В., Вильфанд Р. М., Лукиянова Л. У., Мерцалова Н. И. и др. Подбор аналогов к полю приземного давления с помощью индексов аналогичности // Инф. сб. «Проблемы долгосрочного прогноза и короткопериодных колебаний климата, совершенствование обеспечения потребителей этой продукцией». – СПб.: Гидрометеоиздат, 1995. – С. 64-69.

4. Вильфанд Р. М., Тищенко В. А., Хан В. М. Статистический прогноз температуры воздуха на месяц с использованием выходных данных гидродинамических моделей // Метеорология и гидрология. – 2007. - №3. – С. 5-13.
5. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочного прогноза погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 488 с.
6. Груза Г. В., Ранькова З. Я. Вероятностные метеорологические прогнозы. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 273 с.
7. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 270 с.
8. Мартазинова В. Ф. Использование динамики ультрадлинных волн в прогнозе погоды по аналогу // Труды УкрНИГМИ. – 1989. – Вып.233. – С. 70-75.
9. Мартазинова В. Ф., Сологуб Т. А., Иванова Е. К., Мацак В. В. Аномальные атмосферные процессы над Украиной и их прогноз с месячной заблаговременностью // Труды УкрНИГМИ. – 1991. – Вып.239. – С. 63-68.
10. Мартазінова В. Ф., Сологуб Т. А., Иванова О. К. Довгострокове прогнозування середньої місячної температури повітря та місячної суми опадів для території України // Зб. Системні дослідження та моделювання в землеробстві. – Київ.:Агропром, 1997. – С. 17-28.
11. Мартазинова В. Ф., Иванова Е. К., Остапчук В. В., Прохоренко В. М. Характер изменения среднесуточной температуры воздуха на территории Украины в последние десятилетия и физико-статистический метод его прогноза с длительной заблаговременностью // Наук. Праці УкрНДГМІ. – 1999. – Вип.147. – С. 36-48.
12. Монин А. С. Прогноз погоды как задача физики. – М.:Наука. – 1969. – 183 с.
13. Anderson J., van den Dool H. M., Barnston A.G., Chen W. at al. Present-day capabilities of numerical and statistical models for atmospheric extratropical seasonal simulation and prediction. // Bull. Am. Meteorol. Soc. – 1999. - №80. P.1349-1361.
14. Lorenz E.N. Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. // J. Atmos. Sci. – 26. – 1969. – P. 636-646.
15. Weisheimer F., Smith L., Judd K. A new view of seasonal forecast skill bounding boxes from the DEMETER ensemble forecast // Tellus. – 2005. – 57A. – P. 265-279.

РОЗДІЛ 2 МЕТОДИ ДОВГОСТРОКОВИХ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ПРОГНОЗІВ

Методики довгострокових прогнозів погоди відзначаються по-перше їх великою кількістю, а по-друге різноманітністю, створено десятки принципово різних методів, частина яких використовується на практиці і тепер. Переважна більшість розроблених до теперішнього часу методів можна віднести до чотирьох великих класів у відповідності з закладеними у них фізичними принципами і математичними методами. Кожен з класів відбиває розвиток декількох наукових напрямків у довгостроковому прогнозуванні [1, 4, 7, 8].

1. Синоптичні методи. Вони ґрунтуються на використанні закономірностей перетворення і послідовної зміни великомасштабних особливостей циркуляції атмосфери. У переважній більшості синоптичних методів використовується принцип аналогічності майбутнього розвитку атмосферних процесів за умови достатньої схожості їх розвитку у минулому. Зараз це основні оперативні методи довгострокових прогнозів.

2. Фізико-статистичні методи. Засновані на побудові статистичних зв'язків між майбутніми аномаліями погоди (предиктанти) та фізично обґрунтованими впливовими факторами (предиктори). Предиктори визначаються або якісними міркуваннями про вплив того чи іншого фактора на циркуляцію атмосфери, або з гідродинамічних рівнянь, що відтворюють фізику формування метеорологічної величини, яка прогнозується. В оперативній роботі ці методи є допоміжними.

3. Статистичні методи. Засновані на закономірностях часової динаміки гідрометеорологічних рядів та полів, найчастіше їх циклічних та квазіперіодичних складових. Фізичні причини виникнення циклів та періодів, як правило, не розглядаються; використовується математичний апарат формальної екстраполяції. Таким чином, гідрометеорологічна величина (поле) прогнозується, виходячи з поведінки її ж значення у минулому. В оперативній роботі застосовують як допоміжні.

4. Гідродинамічні методи. Засновані на рішенні системи гідродинамічних рівнянь атмосфери із змінними за часом граничними умовами (вплив зовнішніх факторів). В ідеалі ці методи повинні бути найкращими для прогнозів погоди, так як дозволяють вжити найбільш повну за сучасними уявленнями фізичну модель атмосфери. Однак інтегрування системи рівнянь на довгі строки з урахуванням зовнішніх впливів, які і самі по собі теж змінюються з часом, настільки складна задача, що спроби її рішення поки не виходять за межі числових експериментів.

Розглянемо найбільш типові методи довгострокового прогнозу погоди в кожному з вищезгаданих класів. Основну увагу приділимо теоретичним основам методів та відповідності цих основ сучасним поглядам на фізичні особливості формування довготривалих аномалій погоди.

2.1 Синоптичні методи

Методи школи Б. П. Мультановського – С. Т. Пагани. Теоретичні основи методів довгострокових прогнозів погоди цієї школи було закладено у першій чверті ХХ сторіччя в Росії. У подальшому вони отримали розвиток та оперативне застосування в Гідрометцентрі Росії (Москва). У теперішній час вони є офіційними оперативними методами Росгідромету в довгострокових прогнозах погоди із завчасністю від одного місяця до сезону [2, 4].

Теорія та технологія методів прогнозу ґрунтується на закономірностях розвитку атмосферної циркуляції за часом та простором. Ці закономірності сформульовані у вигляді основних понять.

Центри дії атмосфери – обширні кліматичні осередки, в яких превалює циклонічна або антициклонічна циркуляція у поверхні землі. Центри дії атмосфери (ЦДА) бувають постійними (що діють цілий рік) і сезонними, тобто проявляються тільки взимку або тільки влітку. До постійних ЦДА північної півкулі віднесено баричні центри над океанами: ісландський та алеутський циклони, азорський, північнотихоокеанський, та полярний антициклони. Сезонні ЦДА над сушею: сибірський та канадський антициклони взимку, азіатська та північноамериканська термічні депресії влітку. Постійні ЦДА, хоч і спостерігаються впродовж цілого року, мають суттєві сезонні коливання: циклони посилюються взимку, а антициклони – влітку.

Інтерес до ЦДА пов'язаний з їх впливом на західно-східний перенос в тропосфері, при цьому головну увагу автори методів прогнозу приділяли антициклонічним ЦДА: азорському та полярному. Встановлено з певним ступенем надійності, що ці ЦДА зазнають циклічне посилення своєї активності, під час якої від них відокремлюються антициклони, що рухаються в меридіональному напрямку: азорські – на північ, полярні – на південь. Звичайно таке зміщення спричиняє порушення західно-східного переносу, а отже зміну типу атмосферної циркуляції. Передбачення характеру типу майбутньої циркуляції атмосфери і є головною метою довгострокових метеорологічних прогнозів. Тому поняття ЦДА та дослідження закономірностей їх активності враховується в роботах школи Мультановського-Пагани як один з основоположних моментів.

Встановлено, що вторгнення антициклонів з ЦДА на Європу відбувається по декільком головним напрямкам – осям. Так, полярний антициклон може переміщатися по нормальній (полярній) осі, тобто з північного заходу на південний схід. При цьому західно-східний перенос в тропосфері збурюється незначно; антициклон, просто затягується в загальний західний потік, лише місцями змінюючи характер погоди. Але при вторгненні антициклону по так званій ультраполярній осі, з північного сходу на південний захід, циркуляція атмосфери докорінно змінюється: в тропосфері зростає могутній гребінь тиску, іноді повністю блокуючий західно-східний перенос. Прогноз процесів блокування – один з самих складних в довгостроковій синоптиці, проте саме він викликає найбільш великі та тривалі аномалії погоди: суворі морози взимку та посухи влітку. У методі місячних прогнозів використовується поняття ритмічної діяльності атмосфери, у відповідності до якого вторгнення антициклонів з ЦДА здійснюється через певні інтервали часу.

Природно-синоптичний період – відрізок часу, впродовж якого зберігаються певним чином орієнтовані синоптичні процеси при збереженні знаку основних баричних полів на просторі природно-синоптичного району. Природно-синоптичний період (ПСП) може тривати від 4 до 10 днів, при цьому напрямок переміщення основних циклонів та антициклонів залишається постійним, а межі географічних осередків, в яких переважають циклонічна і антициклонічна циркуляції, змінюються незначно. Прогностичне значення поняття ПСП очевидно: якщо за перші дві доби ПСП (які називають тенденцією ПСП) буде встановлено, куди зміщуються баричні утворення, то можна бути впевненим з великим ступенем вірогідності, що у тому ж напрямку вони будуть йти впродовж останньої частини ПСП. При цьому розподіли осередків тепла та холоду, надлишку та дефіциту опадів також будуть майже незмінними. Корінна причина збереження характеру приземної циркуляції та погоди протягом одного ПСП міститься у збереженні структури тропосферних довгих хвиль, розташування їх гребенів та улоговин, положення висотної фронтальної зони та, як наслідок, основних приземних фронтів.

Для довгострокових прогнозів по методам школи Мультиановського-Пагани велике значення має надійне встановлення часових меж ПСП. Існує декілька ознак початку нового ПСП за приземними збірно-кінематичними картами та за збірними картами положення висотної фронтальної зони.

За збірно-кінематичними картами:

1. На місці основних циклонічних (антициклонічних) полів формуються основні антициклонічні (циклонічні) поля.
2. Різко змінюється напрямок руху основних баричних утворень.
3. На місці основного циклону (антициклону) формується новий циклон (антициклон).

За збірними картами ВФЗ:

1. Зональний процес трансформується в меридіональний і навпаки.
2. Суттєво змінюється фаза довгих хвиль (на місце улоговини надходить гребінь ВФЗ та навпаки).
3. Виникає нова (друга) ВФЗ, що відбувається при процесах відсікання висотних циклонів на півдні помірної зони та антициклонічне блокування західно-східного переносу.

Поняття ПСП раніше широко використовували в сфері довгострокових прогнозів малої передчасності (на 3...10 днів), зараз цей часовий інтервал віднесено до сфери середньострокових прогнозів, де використовують гідродинамічні методи. Але поняття ПСП і в гідродинамічних прогнозах аномалій температури повітря та опадів на 5 і 10 днів (синоптико-гідродинаміко-статистичний метод) покращує справджуваність прогнозів у порівнянні з суто гідродинамічним підходом. Таким чином, природно синоптичний період дійсно являється фундаментальною природною закономірністю розвитку циркуляції атмосфери, його існування підтверджується застосуванням різних методичних підходів до довгострокових прогнозів погоди.

Природно-синоптичний район – сектор північної півкулі Землі, в якій зміна ПСП здійснюється одночасно на всьому його просторі. Часові межі ПСП у різних природно-синоптичних районах (ПСР) не пов'язані між собою. Це теоретичне положення було висунуто в свій час першими розробниками синоптичного методу. Вони визначили в північній півкулі три ПСР: перший включає Атлантичний океан і Євразію до р. Єнісей (50° зах.д. - 90° сх.д.), другий складається із Східного Сибіру, Примор'я та західної половини Тихого океану (90° сх.д. - 165° зах.д.), третій захоплює східну частину Тихого океану і Північну Америку (165° зах.д. - 50° зах.д.). Однак подальші дослідження виявили, що синоптичні процеси рідко бувають так чітко локалізовані, часто спостерігається їх глобальна взаємодія та сполученість особливостей циркуляцій на просторі усієї північної півкулі і навіть земної кулі. Проте розділ на ПСР має фізичний сенс та використовується у деяких методах прогнозу. С. Т. Пагава обґрунтував розділ північної півкулі на ПСР з позицій сезонної зміни теплообміну між океанами та континентами. Для цього він побудував карти ізаномал приземної температури повітря в північній півкулі, використовуючи відхилення температури від середньо-широтних її значень. Вийшло, що на півкулі дійсно існують три температурні диполя (три пари додатних і від'ємних осередків ізаномал), що співпадають з межами ПСР, які були визначені раніше. Так, взимку, в першому ПСР існує осередок додатних ізаномал в Норвезькому морі та від'ємних – в Казахстані. В другому ПСР від'ємний осередок знаходиться у Східному Сибіру, а додатний – над північним заходом Тихого океану. Третій ПСР характеризується додатним осередком над Тихим океаном і від'ємним над

Північною Америкою. Таким чином, у помірних широтах північної пікулі існують три достатньо ізольовані теплові машини, які здійснюють теплообмін між океанами та континентами і формують тим самим довгі хвилі в західно-східному переносі. На основі кліматичного аналізу ізаномал С. Т. Пагава істотно уточнив поняття природно-синоптичного сезону (ПСС), надане раніше Б. П. Мультановським.

Природно-синоптичний сезон – інтервал часу, впродовж якого зберігається певний характер теплообміну між океаном і континентом на просторі природно-синоптичного району. З точки зору циркуляції атмосфери це означає, що впродовж одного природно-синоптичного сезону (ПСС) зберігається однотипна структура довгих хвиль в західно-східному переносі, а отже, зберігається певне положення висотної фронтальної зони, що керує рухом приземних баричних утворень та розташуванням фронтів.

Ця властивість ПСС дає два важливих прогностичних слідства:

1. Впродовж одного ППС відмічається аналогічний розвиток синоптичних процесів всередині переважної більшості (не менш 75%) синоптичних періодів, що входять в цей сезон.
2. Впродовж одного ПСС діє певний комплекс осей, по яких антициклони з центрів дії атмосфери здійснюють вторгнення в помірні широти.

За кліматичним осередненням у першому ПСР можна визначити шість ПСС, дати їх початків наступні: зима – 24 грудня, весна – 12 березня, перша половина літа – 7 травня, друга половина літа – 1 липня, осінь – 24 серпня, передзим'я – 17 жовтня.

Дати початку та тривалість ПСС суттєво коливаються рік від року. Найбільші коливання витримує сезон зими: він може початися в кінці листопаду, а може і у першій декаді січня. У теплому півріччі мінливість характеристик сезону менша. Так, найраніша дата настання сезону другої половини літа відмічалась 22 червня, а найпізніша – 15 липня.

У другому та третьому ПСР розділ року на сезони та середні дати початку і тривалість інші.

Методи місячних прогнозів Гідрометцентру Росії. Метод розроблено та впроваджено в практику прогнозів Б. П. Мультановським в 30^х роках ХХ сторіччя. У подальшому він неодноразово вдосконалювався у зв'язку з загальним розвитком метеорологічної науки, особливо великий внесок у модернізацію методу зробили С. Т. Пагава і його учні. Однак принципові основи методу з часів Б. П. Мультановського мало змінилися: головною операцією при складанні місячного прогнозу є пошук аналогів до поточного розвитку синоптичних процесів в архіві синоптичних ситуацій. Принцип аналогічності у даному методі має на увазі наступне: якщо синоптичні процеси поточного року впродовж п'яти місяців, які

передували місяцю, на який складається прогноз, були схожі на синоптичні процеси того ж інтервалу часу у будь-якому з минулих років (рік-аналог), то можна вважати, що розвиток процесів і погодні умови в прогнозованому місяці будуть такими ж як у році-аналогі. Таким чином, відома погода в році-аналогі є „готовий прогноз” для прогнозованого місяця.

Пошук аналога в архіві синоптичних ситуацій це складна багатоступінчаста операція. Перед усім визначають так звані реперні синоптичні процеси – вторгнення у помірні широти антициклонів з полярного та азорського ЦДА, що мають виражену 3 – 5 місячну ритмічність. Якщо в поточному році виявляється такий процес, то можна з вірогідністю 70...75% передрікати появу певного синоптичного процесу у майбутньому. Так, поява в поточному році стаціонарного (малорухомого) антициклону, що блокує західно-східний перенос, означає, що через чотири місяці на тому ж меридіані виникне новий блокуючий антициклон або глибока улоговина, що саме дозволяє встановити аналіз реперних процесів ще за чотири місяці до вторгнення антициклону, яке спостерігається в поточному році. Таким чином, першою ознакою для вибору року-аналога є наявність у ньому таких самих реперних процесів, які спостерігаються у поточному році. Як правило, таких років-аналогів виявляється декілька. Котрому з них віддати перевагу?

Для цього проводиться аналіз аналогічності історії розвитку синоптичних процесів за п'ять місяців до прогнозу – в поточному році і в потенційних роках-аналогів. Оцінюється ступінь аналогічності наступних параметрів стану атмосфери в кожному місяці:

- часовий хід індексів зональності та меридіональності, що описує ступінь збурення західно-східного переносу;
- розташування гребенів та улоговин у тропосфері, тобто фаза довгих хвиль та положення висотної фронтальної зони (на рівні 500 гПа);
- географічна локалізація та інтенсивність полів аномалій приземної температури повітря та опадів.

Після завершення усіх цих операцій все ще залишається 2...3 потенційних роки-аналога. Остаточний вибір одного року-аналога виконується шляхом оцінки аналогічності процесів за додатковими ознаками:

- особливості стратосферної циркуляції (строки весняної перебудови, розташування центру циркумполярного циклону);
- аномалії температури води в океані;
- розташування південної межі снігового покриву та морського льоду;
- датою скресання та замерзання річок.

За остаточним вибором року-аналога надаються очікувані характеристики погоди для місяця, для якого складається прогноз:

- розподіл додатних та від'ємних осередків аномалій температури повітря за територією прогнозу;
- розподіл по території областей дефіциту (менше 80% від кліматичної норми) та надлишок (більш ніж 12% від норми) кількості опадів;
- основні хвилі тепла та холоду впродовж місяця (розраховуються на основі аналізу реперних процесів).

Оцінка справджуваності місячних прогнозів впродовж багатьох років свідчить, що їх успішність від року до року незначно коливається і в середньому складає 65%, що, звичайно, недостатньо для ефективного господарського використання цих прогнозів. Але цей висновок не визначає безперспективності місячних прогнозів за цією методикою. Звертає на себе увагу та обставина, що основними характеристиками, за якими встановлюють оцінку аналогічності, є параметри внутрішнього стану атмосфери (індекси аномалій метеовеличин, положення фронтальної зони), т.є те, що називають адіабатичними факторами змінності атмосферних процесів або, як би розтягнутими за часом, початковими умовами. А для довгострокових прогнозів треба, як відомо, дослідити вплив неадіабатичних факторів, притоку та стоку тепла та інших видів енергії. Ці фактори в методі присутні, але у вигляді додаткових ознак аналогічності, а вони повинні бути головними. Таким чином, перегляд пріоритетів параметрів аналогічності, фізичний аналіз впливу на атмосферу насамперед зовнішніх факторів – один із імовірних шляхів підвищення якості місячних прогнозів погоди.

Метод сезонних прогнозів погоди Гідрометцентру Росії. Основні положення метода запропоновані С. Т. Пагавой в кінці 1940-х років, технологія складання прогнозів безперервно удосконалювалась і тепер він є офіційним методом сезонних прогнозів Росгідромету.

Основне поняття методу – передвісник наступного синоптичного сезону. Синоптичні сезони достатньо однорідні за характером циркуляції атмосфери, а саме: більш 75% ПСП, що містить сезон, мають більш-менш аналогічний розподіл осередків високого і низького тиску, а отже і аномалій погоди. В залишених 20-25% ПСП циркуляція і погода не аналогічні домінуючим процесам сезону. Ці ПСП мають назву „порушення” та частина з них, за дослідженнями авторів методу, може бути вказівкою на характер циркуляції та погоди в наступному сезоні, для якого і складається прогноз. Порушення, що мають прогностичне значення називають передвісниками наступного синоптичного сезону.

Методичні основи сезонних прогнозів спираються на головну якість передвісника, яка полягає в тому, що характер циркуляції атмосфери в передвіснику, не типовий для поточного сезону, стає домінуючим в наступному прогностичному сезоні. Феномен передвісника з наукової точки зору дуже цікавий. Дійсно, які причини виникнення цього „сигналу”,

чому атмосфера із упередженістю іноді до двох місяців „знає”, що з нею буде відбуватися в наступному сезоні?

Автор методу сезонних прогнозів С. Т. Пагава надає виникненню передвісника тільки гіпотетичне пояснення, що потребує кількісного обґрунтування, але сама його ідея добре узгоджена з сучасними уявленнями про походження довготривалих аномалій циркуляції та погоди під впливом зовнішніх по відношенню до атмосфери джерел та стоків тепла. Як відмічалось раніше, протягом одного ПСС зберігається певний характер теплообміну між океаном та континентом.

Однак характер теплообміну не може бути суто статичним, в ньому спостерігаються спрямовані зміни, що пов'язані зі змінами стану підстильної поверхні. Особливо добре помітні ці зміни в океані, де моделі розподілу аномалій температури води поступово змінюють одна одну з характерним часом 4 – 5 місяців. С. Т. Пагава вважав, що в поточному сезоні в океані вже починають складатися умови перебудови поля аномалій температури води (отже і теплообміну океану з атмосферою), з'являються його нові риси, що будуть переважати у наступному сезоні. Передвісник як би випереджає події, його циркуляція відображує нові риси теплообміну, і коли для поточного сезону він є порушенням, то в наступному сезоні циркуляція передвісника стане домінуючою. Таким чином, атмосфера як малоінерційне середовище не може „знайти” свій майбутній стан, визначна роль тут належить терміці океану – її повільні спрямовані зміни по масштабу часу відповідають сезонним аномаліям погоди.

На головній рисі передвісника будується вся процедура складання сезонних прогнозів:

1. Визначення порушень в поточному сезоні.
2. Виділення серед порушень передвісника наступного сезону.
3. Розрахунок за передвісником поля H_{500} , що очікується в наступному сезоні (майбутня циркуляція атмосфери).
4. Розрахунок за прогностичним полем H_{500} просторового розподілу середніх сезонних аномалій температури повітря та опадів (майбутня погода).
5. Обчислення дати початку та тривалості нового сезону (необхідність цієї процедури виходить з того факту, що ці характеристики сезону мають значну змінність).

Розглянемо кожний з етапів створення сезонного прогнозу:

1. Встановлення порушень в поточному сезоні проводиться шляхом кількісної оцінки подібності карти середніх значень H_{500} кожного ПСП сезону і карти середніх значень H_{500} передвісника поточного сезону. Якщо у будь-якому ПСП показники аналогічності сильно знижуються, а іноді виявляють протилежну локалізацію улоговин і гребенів на карті AT_{500} , то такий ПСП вважається порушенням.

2. Порушень у ПСП звичайно буває декілька, одне з них слід прийняти як передвісник. Котрий? Це складне питання, і вірне рішення часто залежить від досвіду та компетенції того, хто складає прогноз. Але всеж-таки авторам методу вдалося показати, що перше за часом порушення у поточному сезоні, як правило, і є передвісником наступного прогностичного сезону. Визначення передвісника – це саме „вузьке” місце у методі сезонних прогнозів, внаслідок того, що усі наступні розрахунки параметрів майбутнього сезону ґрунтуються на середніх значеннях H_{500} передвісника. Якщо він визначений помилково, прогноз погоди за ним вже не має сенсу.
3. Розрахунок карти середніх значень H_{500} прогностичного сезону проводиться за рівнянням, що пов’язує значення H_{500} передвісника та кліматичні значення H_{500} прогностичного сезону.
4. Розрахунок майбутніх аномалій температури повітря та кількості опадів проводиться на підставі порівняння нормального (кліматичного) положення висотної фронтальної зони в певному сезоні та положення ВФЗ на прогностичній карті H_{500} . В районах, де прогностична ВФЗ розташована на північ від кліматичної, прогнозуються додатні аномалії температури; там, де прогностична ВФЗ розташована на південь від кліматичної, прогнозуються від’ємні аномалії. Таким чином, прогноз температури пов’язаний з урахуванням адвекції тепла та холоду в майбутньому сезоні. Для розрахунку положення осередків дефіциту і надлишку опадів використовується не тільки прогностична карта H_{500} сезону, але й збірно-кінематична карта передвісника. Там, де на передвіснику відмічається циклонічна циркуляція та одночасно прогностичні аномалії H_{500} від’ємні, прогнозують надлишок опадів (120% від норми і більше). Якщо відмічаються протилежні умови, прогнозують дефіцит опадів (80% від норми і менше). Усі відмічені прогностичні закономірності виражені у вигляді кількісних співвідношень.
5. Прогноз початку майбутнього сезону зводиться до прогнозу тривалості поточного сезону. Є кількісна залежність між часом появи передвісника нового сезону і тривалістю поточного: чим раніше з’явився передвісник наступного сезону, тим триваліше буде поточний сезон. Абсолютна помилка такого прогнозу не перевищує 2-3 дні. Тривалість нового сезону прогнозувати важко, звичайно для цього використовують його кліматичну довгочасність.

Сезонні прогнози погоди у середньому виправдовуються краще місячних, на 70...75%. Теоретично це можна пояснити тим, що вказаний метод заснований, хоч і посередньо, на закономірностях теплообміну між

океаном і континентом, тобто на врахуванні зовнішніх припливів тепла до атмосфери. Є і інша методологічна причина: при зростанні часу осереднення процесів (у даному випадку два місяці замість одного) їх довгостроковий прогноз в цілому виправдовується краще. Проте метод має і недоліки: відсутність чітких кількісних засобів вибору передвісника та неможливість упевненого прогнозу ступеня однорідності сезону за циркуляцією і погодою (достатньо часто сезон складається з двох і більше частин, що відрізняються за цими показниками). В цілому метод сезонних прогнозів Гідрометцентру Росії заслуговує подальшого розвитку, при цьому слід приділяти основну увагу пошуку безпосередніх зв'язків між тепловим станом океану і характеристиками сезону, який прогнозується, особливо при встановленні передвісника.

Прогноз сезонних явищ погоди. Методи передбачення сезонних прогнозів погоди, що засновані на аналізі прогностичних карт H_{500} , дають прогноз аномалій температури та опадів більш згладжений ніж природничий процес. Ця особливість характерна для більшості методів довгострокових та середньострокових прогнозів. В результаті розраховані значення прогностичних аномалій елементів погоди звичайно невеликі, за ними можна судити про очікуваний знак відхилень погоди від норми, прогноз саме величин цього відхилення вдається не точний. Так, наприклад, при прогнозі сезону з дощами вказується район, де кількість опадів буде більше 120% від норми; а уточнення – наскільки більше, метод надати не дозволяє. Разом з тим відомо, що при катастрофічних повенях на річках місячна норма опадів може випасти за 2-3 дні, а аномалія кількості опадів в такі сезони часто перебільшує 200% від норми. Таким чином, виникає потреба прогнозу екстремальних погодних умов у майбутньому сезоні: сезонних явищ погоди.

До сезонних явищ погоди віднесено: взимку – сильні тривалі морози, тривалі відлиги, велика кількість снігу; влітку – аномальна та тривала спека, що супроводжується різким дефіцитом опадів (посуха), і періоди надлишкового зволоження на фоні аномально низької температури повітря.

Для аналізу та прогнозу екстремальних умов погоди влітку Д. А. Педь запропонував параметр атмосферної посушливості, котрий, однак, характеризує й умови надлишкового зволоження:

$$S = \frac{\Delta T}{\sigma_T} - \frac{\Delta R}{\sigma_R},$$

де ΔT та ΔR - аномалії (відхилення від багаторічної норми) температури і кількості опадів; σ_T та σ_R - середні квадратичні відхилення вказаних величин від норми за тривалий ряд спостережень. Розрахунок параметра S

можна проводити для полів температури та опадів із різним часовим усередненням (декада, місяць, сезон), діапазон змін становить $+3\dots-3$.

Явище посухи констатується при $S \geq 2$, надлишкове зволоження при $S \leq -2$.

Коли параметр S за абсолютною величиною більше або дорівнює 3, констатується дуже сильна фаза розвитку явища. При $|S| < 2$ умови погоди вважають слабо аномальними або нормальними.

Для прогнозу сезонних значень параметру S були знайдені статистичні зв'язки між S та $\Delta\bar{H}_{500}$ - прогнозуємою аномалією H_{500} сезону. Розрахунки параметру здійснювалися окремо для кожної станції, на якій аномалія H_{500} за абсолютною величиною була більше 4 дам. Таким чином, отримано прогностичний ареал розповсюдження явища в наступному сезоні. Близькі за змістом методики розроблені і для прогнозу зимових сезонних явищ.

Методи школи Г. Я. Вангенгейма – О. О. Гирса. У 1940-х роках Г. Я. Вангенгейм заклав основи макроциркуляційного метода довгострокових прогнозів погоди. Головною особливістю метода є аналіз великомасштабних планетарних форм атмосферної циркуляції та закономірностей їх безперервного перетворення з часом. В подальшому О. О. Гирс з групою вчених ААНДІ суттєво покращив макроциркуляційний метод на основі використання нової інформації, особливо карт баричної топографії. Спочатку метод було розроблено для довгострокового прогнозу погоди в Арктиці, що було пов'язано з необхідністю обслуговування авіації по Північному морському шляху [2, 7].

Фонові довгострокові прогнози температури та тиску за макроциркуляційним методом складають на 10 місяців вперед (січень – жовтень) і декілька разів впродовж цього періоду уточнюються. Певна успішність методу дозволила розширити роботи по розповсюдженню його закономірностей і на помірні широти північної та південної півкуль. Для прогнозу погоди в Північній Атлантиці розроблено декілька методів під керівництвом К. В. Кондратовича.

Основні поняття відносяться до закономірностей макромасштабної структури атмосферної циркуляції та її змін за часом. Циркуляція атмосфери розглядається як безперервний процес, що складається з ряду стадій зростаючого часового масштабу.

Елементарний синоптичний процес – період часу тривалістю 3 – 4 доби, впродовж якого на просторі Атлантико-Європейського сектора північної півкулі зберігається географічний розподіл знаку баричного поля та спрямованість основних переносів повітря. Всього визначають 26 типів елементарних синоптичних процесів. Це первинна стадія розвитку циркуляції у часі.

Форми атмосферної циркуляції – типовий стан поля тиску на півкулі, що розрізняється за положенням улоговин та гребенів довгих хвиль у тропосфері. В кожну форму входять декілька ЕСП, близьких за структурою метеорологічних полів; таким чином, форма циркуляції є укрупненим аналогом ЕСП. На просторі північної півкулі визначено 9 основних форм циркуляції.

Однорідний циркуляційний період – період часу тривалістю 8-12 днів, впродовж якого відмічається перевага певних форм атмосферної циркуляції. Однорідний циркуляційний період (ОЦП) являє собою другу стадію розвитку циркуляції.

Внутрішньорічні стадії – період часу тривалістю 1-5 місяців, впродовж якого відмічається підвищена повторюваність певних ОЦП. Внутрірічні стадії визначають з урахуванням їх сезонної специфіки.

Циркуляційна епоха – період часу тривалістю 10-30 років, впродовж якого отримують аномальний розвиток певні макросиноптичні процеси (форми циркуляції, внутрірічні стадії) на просторі північної півкулі. Епохи розділяються на стадії тривалістю від 2 до 6 років.

Гомологи циркуляції – 15-місячні ланцюги послідовного перетворення (зміни за часом) внутрірічних стадій розвитку циркуляції. Їх звуть також групами однорідного розвитку. Типові гомологи у вигляді 15-місячних ланцюгів однорідного розвитку були отримані на основі аналізу синоптичних матеріалів за все ХХ сторіччя. Для складання фонових довгострокових прогнозів по Арктиці на 10 місяців наперед виділено 7 груп однорідного розвитку (гомологів), кожна з них починається у серпні попереднього року та закінчується у жовтні прогнозованого року.

Послідовність складання прогнозу. У відповідності з теоретичними основами методу прогноз складається шляхом послідовного аналізу стадій розвитку макропроцесів, починаючи з найдовших за часом – епох атмосферної циркуляції.

1. Встановлюється характер поточної циркуляційної епохи та її стадії, до якої віднесено прогнозований рік. В результаті формується попереднє уявлення про те, які форми циркуляції і з якою приблизною імовірністю будуть переважати у прогнозованому році в цілому.
2. Щоб визначити внутрірічні стадії розвитку процесів та послідовність їх зміни, що очікується, а це необхідно для розподілу майбутньої погоди по місяцях з січня по жовтень, звертаються до аналізу процесів поточного року з серпня по грудень. В середині цього періоду за фактичними матеріалами, які містять карти аномалій середньої місячної температури та тиску, графіки повторюваності форм атмосферної циркуляції та деякі інші показники, встановлюють послідовність зміни ОЦП та внутрірічних стадій циркуляції. В результаті отримують 5-місячний ланцюжок переважних форм циркуляції, наприклад наступного виду:

Місяць: Серпень – вересень, жовтень – грудень.

Форма циркуляції: $C_{m1} \rightarrow (W+C)_{m1}$.

Потім цей ланцюжок порівнюють з гомологами циркуляції і вибирають той з них, у якого розвиток процесів в серпні-грудні були аналогічними. В даному випадку – це гомолог номер VI. За ним і слід судити про майбутні процеси січня-жовтня прогностичного року.

3. Характеристики гомолога в січні-жовтні приймають як прогностичні для наступного року, вони надають уявлення про послідовність зміни внутрішньорічних стадій, які очікують.

Місяць: січень-лютий, березень, квітень-серпень, вересень-жовтень.

Форма циркуляції: $(W+C)_{m1} \rightarrow E_{(3+m1)} \rightarrow (E+C)_3 \rightarrow W_{(m1+m1)}$.

4. Перехід від повторюваності форм циркуляції до прогнозу аномалій тиску та температури для кожного місяця здійснюється шляхом складання їх типових полів для кожної форми циркуляції з вагою пропорційною прогностичній повторюваності форм за місяцями.
5. Очевидно, що успішність такого прогнозу буде зменшуватися по мірі зростання його завчасності (хороші прогнози для січня – лютого цілком можуть змінитися менш задовільними і навіть невірними прогнозами для наступних місяців). Це закономірно, так як перехідні імовірності для кожної наступної внутрірічної стадії за законами статистики повинні знижуватися. Тому в даному методі існує процедура регулярного (для кожного сезону) уточнення початкового прогнозу. Для уточнення також визначені гомологи, але більш короткі.

Досвід свідчить, що виправдовуваність фонових прогнозів ААНДІ для Арктики – близько 70%, для помірної зони Росії – близько 65%. Таким чином, видно, що прогнози за макроциркуляційним методом близькі по рівню успішності до прогнозів Гідрометцентру Росії та, в цілому, ця успішність доволі низька. Перевагою методу ААНДІ є більша завчасність прогнозів, але необхідність уточнення прогнозу в кожному сезон зводить цю перевагу до мінімуму.

Недоліком макроциркуляційного методу, так само як і методу місячних прогнозів Гідрометцентру Росії, є використання закономірностей внутрішньої динаміки атмосфери для судження про майбутній розвиток циркуляції. Перша частина гомолога (серпень-грудень) є ніщо інше, як розтягнуті в часі початкові умови; зовнішні джерела та стоки тепла в методі у явному вигляді відсутні.

Метод 30-денних прогнозів США. Розроблений під керівництвом видатного американського фахівця в галузі довгострокових прогнозів Дж. Немайеса. В основу методу закладено аналіз поведінки довгих хвиль в

нижній тропосфері за тривалі періоди часу. Прогноз елементів погоди є похідною від прогнозу баричного поля на рівні 700 гПа. Таким чином, так як і в методі сезонних прогнозів Гідрометцентру Росії, головним є прогноз циркуляції атмосфери.

Теоретичні основи. Кліматичною причиною формування довгих хвиль в західно-східному переносі помірних широт є тепловий вплив підстильної поверхні на атмосферу.

Взимку, внаслідок сильного прогріву повітря над океанами, в східних їх частинах, що прилягають до континентів, створюються потужні гребені тиску; над холодними континентами, навпаки, формуються улоговини. Влітку, розподіл кліматичних гребенів та улоговин протилежний. В синоптичних масштабах часу (від одного до десяти днів) поведінка довгих хвиль підпорядкована законам хвильової динаміки, і тому далеко не завжди синоптичні улоговини та гребені локалізуються поблизу їх кліматичного розташування. Проте було помічено, що довгі хвилі в своєму розвитку та русі найчастіше переміщуються в напрямку саме тих районів, де і стаціонують. Ці райони американські синоптики нарекли „якірними стоянками”. Їх існування було взято за основу при розробці методу 30-добових прогнозів погоди.

Суттєвим моментом методу є використання інформації про тепловий стан Тихого океану. Виявилось, що додатковим „якірними стоянками” для гребенів тиску виступають додатні осередки аномалій температури води в океані, а для улоговин – осередки від’ємних аномалій. Цей емпіричний висновок добре підтверджено результатами сучасного чисельного моделювання великомасштабної взаємодії океану і атмосфери.

Технологія прогнозу. Аналізується розвиток довгих хвиль в полі H_{700} за 1-2 місяці, що передували прогностичному. Для цього розглядається середнє положення улоговин і гребенів на 10 та 30-денних картах H_{700} , а також тенденція змін геопотенціалу від періоду до періоду. Аналізують, крім того, вплив на зміщення довгих хвиль: циклів індексів Россбі, зміщення осередків вихору швидкості, існування осередків аномалій температури води в океані. Все це робиться для того, щоб виявити та підтвердити тенденцію поступового зміщення гребенів та улоговин біля їх „якірних стоянок”, де вони повинні стаціонувати. Якщо такий процес виявляється, неважко розрахувати, де в середньому будуть розташовані улоговини і гребені впродовж 30-денного періоду, що прогнозується. Таким чином складають прогностичну карту H_{700} .

Перехід від 30-денної карти H_{700} до прогнозу аномалій приземної температури повітря та опадів здійснюють виходячи з синоптичних міркувань. В передній частині висотних улоговин, де формуються серії циклонів, що переміщуються на північний схід, визначається звичайно адвекція тепла та посилення опадів у порівнянні з нормою. В тилівій

частині улоговини формується заток повітряних мас з півночі у вигляді холодного низького антициклону, в якому опади відсутні. Існують розрахункові методи, які спроможні надати прогноз температури та опадів по градаціях відносно норми. Так, для температури визначено 5 градацій: „значно нижче норми”, „нижче норми”, „норма”, „вище норми”, „значно вище норми”. Для прогнозу кількості опадів використовують 3 градації.

З метою підвищення справджуваності 30-денних прогнозів, їх складають для інтервалів часу, які перекриваються, тобто виходять 1-го та 15-го числа кожного місяця. В цілому прогнози температури за цим методом справджуються приблизно на 70%, при цьому дещо кращі результати отримані для теплого періоду.

Метод 30-денних прогнозів погоди, як і інші синоптичні методи, широко використовує передісторію синоптичних процесів, тобто внутрішню динаміку атмосфери. Однією з безперечних його вад, з точки зору сучасних уявлень про генезис довготривалих аномалій погоди, є введення в метод закономірностей взаємодії атмосфери з підстильною поверхнею. Це виражено у використанні понять „якірна стоянка” (кліматична взаємодія) та аномалії температури води в океані (синоптична взаємодія).

2.2 Фізико-статистичні методи

Фізико-статистичні методи – одні з перших системних підходів до наукових спроб довгострокового прогнозу. Але з часом цей підхід не застарів і зараз є головним напрямком притягнення нових предикторів для довгострокових прогнозів, пов’язаних з впливом зовнішніх факторів на циркуляцію атмосфери та формування довготривалих аномалій погоди. Примітно, що і на початку розвитку довгострокових прогнозів фізико-статистичними методами часто досліджувався вплив зовнішніх по відношенню до атмосфери джерел та стоків тепла [1].

Однією з перших була робота російського географа Е. Ф. Лесгафта (1902р.), в якій оцінювалися статистичні зв’язки між коливаннями температурного режиму Атлантичного океану і розташуванням траєкторій циклонів в Європі. Виявилось, що аномально теплій Атлантиці циклони проходять північніше від їх кліматичного положення, а за аномально холодної – південніше. Цей висновок згодом був неодноразово підтверджений не тільки фізико-статистичними дослідженнями, здійсненими на більш великій інформаційній базі, але і в процесі сучасних чисельних експериментів з гідродинамічними моделями.

За останні роки була запропонована величезна кількість фізико-статистичних методів прогнозу. Їх можна розділити на дві великі групи. В першій – предиктори довготривалих аномалій погоди вибираються

виходячи із загальних фізичних міркувань та остаточно встановлюються шляхом оцінки їх статистичної значущості, корисності для прогнозу. В другій групі вибір предикторів спирається на результати гідродинамічного моделювання довгоперіодних процесів в атмосфері.

Фізико-статистичний метод ГГО. Метод був розроблений під керівництвом М. І. Юдіна і неодноразово потім модифікувався, він використовується для прогнозу середніх місячних значень температури та кількості опадів.

Потенційні предиктори можна розділити на дві принципово різні групи. Перша – характеризує вихідний (попередній по відношенню до прогнозу) стан атмосфери і містить у собі приземний тиск, температуру повітря, геопотенціал H_{500} , кількість опадів, хмарність, кількість днів з формами циркуляції за Вангенгеймом-Гірсом, індекси циркуляції атмосфери. Друга група предикторів має відношення до зовнішніх джерел і стоків тепла: температура води у північній Атлантиці, тепломісткість верхнього 100-метрового шару океану, льодовитість арктичних морів, положення границі снігового покриву, індекс геомагнітного збурення, який характеризує сонячну активність.

Всі вихідні дані (предиктори і предиктанти), якщо вони задані у вигляді полів, підлягають процедурі розкладення по природнім ортогональним складовим. Для прогнозу використовують тільки декілька перших коефіцієнтів розкладу, що містять значну частину дисперсії предикторів та разом з тим не містять їх дрібних, випадкових коливань. Таким чином, в методі враховуються тільки найбільш значні особливості полів, які розглядаються.

Потім обчислюють ряд коефіцієнтів лінійної кореляції проміж коефіцієнтами розкладання полів предикторів і предиктантів та встановлюють найбільш значущі зв'язки. Відомо, що статистичні зв'язки, що використовуються для довгострокових прогнозів, нестійкі за часом. Саме тому в методі передбачено їх щорічне перерахування на основі новітньої інформації.

На основі відбору найбільш значущих та незалежних один від одного предикторів складають прогностичні рівняння множинної регресії. Результатом розрахунку є коефіцієнти розкладення майбутніх полів температури та опадів. Наприкінці здійснюється відновлення цих полів, що і є прогностичною продукцією цього методу.

Метод прогнозу сезонної аномалії температури повітря за даними про хмарність в Північній Атлантиці. Цей метод розроблено в Гідрометцентрі Росії під керівництвом Ш. А. Мусаєяна за результатами пошуків можливостей параметризації хмарності над океаном для гідродинамічної моделі довготривалих змін в системі океан – атмосфера. Ця модель розвинута школою академіка Г. І. Марчука і має в основі сполучені рівняння гідродинаміки, а також розроблену цією школою

теорію збурень. Одне з головних положень теорії Г. І. Марчука міститься у тому, що хмарність є регулятором потоку сонячного тепла до активного шару океану – головного акумулятора енергії в системі підстильна поверхня – атмосфера. В залежності від аномалій хмарності формуються відповідні аномалії температури води в океані, які потім впливають на виникнення аномалій циркуляції та погоди. Таким чином, можливість використання хмарності як предиктора в фізико-статистичних схемах довгострокового прогнозу погоди в даному випадку виходить з результатів гідродинамічного моделювання геофізичних процесів.

Метод прогнозу сезонної аномалії температури повітря на території Східної Європи з завчасністю до півроку заснований на дослідженні асинхронних статистичних зв'язків між аномаліями загальної кількості хмарності над помірними широтами Атлантичного океану і наступними аномаліями температури над Східною Європою. Для характеристики хмарності (предиктор) використовувались дані спостережень метеорологічних супутників, а також атлантичних кораблів погоди. Сумарний ряд цих спостережень становив близько 20 років, що дало змогу отримати достатньо надійну оцінку статистичних зв'язків.

Розрахунок і аналіз асинхронних зв'язків привів до цікавого висновку, що мав не тільки чітке фізичне пояснення, але й певну практичну значущість. Виявилось, що на формування полів аномалій температури повітря (ΔT_a) впливають тільки літні аномалії хмарності над океаном (ΔS). Найбільший від'ємний зв'язок між ΔT_a та ΔS спостерігається, якщо значення ΔS беруться у червні-серпні, а значення ΔT_a - в наступних зимових місяцях, грудні-лютому. Лінійний коефіцієнт кореляції, що оцінює цей зв'язок, сягає -0,8.

Тепломісткість діючого шару океану в помірних широтах формується саме влітку, коли приток сонячної енергії максимальний. При цьому зменшена по відношенню до норми кількість хмарності над океаном неминуче приводить до достатньої аномалії його тепловмісту; збільшена кількість хмарності приводить до від'ємних аномалій. В наступні місяці, особливо взимку, океанічне тепло витрачається на прогрів атмосфери. Зрозуміло, що при зниженому тепловмісті океану повітря буде прогріватися менше норми та виникнуть від'ємні аномалії його температури. Підвищений тепловміст океану призводить, навпаки, до додатних зимових аномалій температури повітря. У цьому міститься фізичне пояснення виявлених статистичних зв'язків. І від'ємний знак зв'язку між ΔT_a та ΔS , і суттєве запізнення реакцій атмосфери на океанічні аномалії хмарності, свідчать про те, що виявлений зв'язок дійсно змальовує процес накопичення та подальших витрат тепла діючим шаром океану.

Великі значення коефіцієнтів кореляції дали змогу розробити метод прогнозу сезонної аномалії температури повітря над Східною Європою в холодній частині року (жовтень-квітень) із завчасністю від 2 до 4 місяців. Знак сезонних аномалій температури вірно прогнозується в 73% випадків, проте, в ряді років, на які складали прогноз, були роки з відносно високою (82%) та низькою (60%) виправдовуваністю прогнозів. Це свідчить про те, що хмарність над океаном та його тепловміст є важливим, але не єдиним фактором формування зимового фону погоди на континенті. Необхідно продовжити пошук предикторів, що характеризують інші зовнішні впливи на атмосферу.

Фізико-статистичні методи слід визнати одним з перспективних напрямків досліджень формування погоди та їх прогнозу. Ці методи надають можливість кількісно оцінювати вплив різноманітних факторів на поведінку атмосфери та отримати фізичну інтерпретацію виявлених зв'язків. Цей напрямок досліджень цілком заслуговує назву фізико-статистичного моделювання атмосферних процесів (за аналогією з гідродинамічним моделюванням). Разом з тим, нарівні з синоптичними методами, тільки фізико-статистичний підхід дозволяє розробляти дієві методи довгострокового прогнозування.

2.3 Статистичні методи

Рішення задачі довгострокового прогнозу в залежності від методики можна умовно розділити на два напрямки. До першого входять схеми та методи, автори яких ставлять за мету встановити причинно-слідчі зв'язки між аномаліями погоди та факторами, які впливають на їх виникнення, тобто спробують побудувати фізично обумовлену модель довготривалих коливань погоди. Це можуть бути прості однофакторні моделі (передвісники у сезонних прогнозах Гідрометцентру Росії, зв'язки хмарності над Атлантикою з температурою над Східною Європою), багатфакторні статистичні моделі (метод ГГО, розроблений М. І. Юдіним), і максимально адекватні реальній атмосфері гідродинамічні моделі. До другого віднесемо схеми та методи, в яких не ставиться задача фізичного, причинно-слідчого опису процесів, але максимально використовуються прогностичні можливості різних циклів, періодичностей, прояви інерційності в часових рядах самих метеорологічних величин. Ці методи являють собою формальні моделі довготривалих коливань погоди, їх можна віднести до суто статистичних методів.

На початку розвитку довгострокових прогнозів поряд з синоптичними (Б. П. Мультановський) та фізико-статистичними (Е. Ф. Лесгафт) методами, виникли і суто статистичні. Так, О. І. Воейков

встановив дворічну циклічність чергування теплих та холодних зим над Східною Європою. При цьому температурні аномалії зими на північному заході (Санкт-Петербург) та на південному сході (Астрахань), як правило, були протилежні за знаком. Наявність дворічної циклонічності зим разом з протифазними умовами погоди на просторі Східної Європи обіцяла непогані перспективи для довгострокового прогнозу характеру зими, до того ж деталізованого по території. Однак подальші дослідження виявили, що суто дворічна періодичність дотримується тільки в 60% випадків, часто спостерігаються її порушення, коли за холодною зимою знову йде холодна. Тому від прогностичного використання дворічної циклічності (або періодичності) на рівні простого статистичного узагальнення довелося відмовитися.

Це в достатній мірі характерний момент для всіх методів, які використовують циклічні процеси в атмосфері. Вони тому і мають назву циклічних, що період коливань, а також їх амплітуда доволі значно змінюються за часом, і передбачити ці зміни дуже складно. Ця особливість часових рядів метеорологічних величин має назву статистичної нестационарності і суттєво ускладнює використання суто статистичних методів в довгострокових прогнозах. Але ці методи розробляють, оскільки сама ідея використання циклів, навіть і без фізичного аналізу їх природи, має велику привабливість. Наведемо приклади двох подібних методів.

Метод місячних прогнозів, прийнятий в Японії. Головним прогностичним продуктом є карта середніх значень H_{500} наступного місяця. Прогноз елементів погоди (температура повітря та опади) здійснюється на основі прогностичної карти H_{500} .

Майбутня карта H_{500} прогнозується для усієї північної півкулі, особлива увага приділяється, природно, району Далекого Сходу і Японії. Для цього значення H_{500} останньої п'ятиденки минулого місяця для кожної з обраних на просторі північної півкулі станції підлягає гармонійному аналізу. Визначаються гармоніки, що мають найбільшу амплітуду, і потім вони екстраполюються на послідовні декілька п'ятиденок, що надає можливість побудувати прогностичну карту H_{500} для усього наступного місяця. При екстраполяції враховують також кореляційні зв'язки між значеннями H_{500} в різних частинах півкулі.

Розраховану прогностичну карту H_{500} відносять до одного з 16 типів циркуляції. Для кожного типу циркуляції і місяця року існує набір кореляційних зв'язків між структурою поля H_{500} та розділом по території Японії температури повітря та опадів, що очікуються.

Прогноз сезонної аномалії температури повітря за методом М. О. Багрова (Гідрометцентр Росії). Як вихідну інформацію, тобто предиктора майбутньої температури, було розглянуто тільки самі поля температури за минулі сезони 73 років, інші предиктори не залучалися, так

як автори вважали їх часові ряди недостатньо довгими. Для побудови методу прогнозу використано розклад полів температури по емпіричних ортогональних складових. Встановлено, що перші 14 властивих векторів (складових) описують 91-96 % сумарної дисперсії поля сезонних температур повітря. В прогностичну схему включають з них тільки перших 5 векторів, враховуючи в прогнозі тільки великомасштабні елементи поля температури (практика довгострокових прогнозів показала, що дрібномасштабні якості полів часто виникають випадково та являють собою статистичний шум).

Схема прогнозу на один сезон представляє собою 20 рівнянь множинної регресії (по одному на кожен прогностичну станцію), що пов'язують майбутню температуру з коефіцієнтами розкладу вихідного поля (ваговими коефіцієнтами при власних векторах). Прогноз може надаватися для всіх сезонів року з різною упередженістю: 0, 1, 2 і 3 сезони; при цьому кожному сезону року та упередженості відповідають свої впливові власні вектори вихідного поля температури та, відповідно, свої рівняння регресії.

Аналіз справджуваності прогнозів показав, що припустимі результати можна отримати для сезонів теплої половини року при завчасності 0-1 сезон. З подальшим зростанням завчасності вплив вихідного поля температури різко зменшується, і прогнози стають незадовільними.

Наведені вище суто статистичні методи при значній різниці побудови прогностичних схем виявляють одну загальну рису: у них для прогнозу метеорологічної величини використовують закономірності часової динаміки тієї ж самої величини. Це або екстраполяція гармонік, тобто певних циклічних коливань, або автокореляція поля температури із зсувом в часі і використанням властивості інерційності метеорологічних полів. Проте у цих методах причини виникнення циклонічності та інерційності принципово не розглядаються, зовнішні по відношенню до атмосфери фактори теж не залучаються.

Останнє можна вважати певною перевагою суто статистичних методів (не потрібно будувати складну фізичну модель процесу, шукати та оцінювати впливаючі фактори). Втім, використовуючи подібні методи, слід пам'ятати, що з їх допомогою можна складати прогнози на один, максимум – на два кроки вперед. Це положення добре ілюструється аналізом справджуваності прогнозу сезонної температури, описаним вище. Причина цього правила міститься у нестационарності та відносно малій інерційності часових рядів метеорологічних величин.

2.4 Гідродинамічні методи.

Теоретично гідродинамічні методи прогнозу погоди повинні бути найбільш вдосконаленими, тому що спираються на математичні моделі атмосфери, які враховують повний спектр фізичних процесів, що в ній відбуваються. Повна система гідродинамічних рівнянь звичайно містить три рівняння руху по осях координат, рівняння нерозривності, рівняння припливу тепла та вологи, рівняння стану. Аналітичне розв'язання такої системи рівнянь неможливо (в математиці відсутні відповідні методи), тому доводиться вдаватися до приблизного чисельного вирішення шляхом ітераційного інтегрування рівнянь з певним кроком за часом. Дуже велике значення при чисельному інтегруванні рівнянь має вірне завдання початкових та граничних умов, тобто адекватний опис вихідного стану атмосфери та потоків тепла, вологи, кількості руху на її верхній та нижній межах [11, 14].

Завдання початкових умов зараз не становить великих труднощів, оскільки методи спостережень весь час вдосконалюються, і кількість оперативної інформації про макромасштабні (синоптичні) особливості стану атмосфери зростає. Інша справа – граничні умови, які формуються під впливом великої кількості мезо – та мікромасштабних процесів, що дуже змінюються за територією та за часом. Зараз не існує оперативних методів виміру, отже, адекватного опису потоків тепла і вологи між атмосферою та підстильною поверхнею. Доводиться вдаватися до так званої параметризації підсіткових процесів, тобто до вираження потоків тепла та вологи через великомасштабні характеристики атмосфери, що, певна річ, призводить до великих похибок при розв'язанні гідродинамічних рівнянь.

При інтегруванні чисельних моделей на невеликі строки (від 1 до 5-7 днів) проблему завдання граничних умов можна суттєво спростити, якщо вважати, що за цей час потоки тепла та вологи залишаються постійними та дорівнюють своїм кліматичним значенням або зовсім відсутні. При такій постановці задачі, яка припустима для короткострокових прогнозів, атмосфера, по суті, розглядається як адіабатична система, в якій усі зміни здійснюються під дією внутрішніх перетворень енергії. Це означає, що майбутній її стан обумовлений тільки початковими умовами [17].

Прогрес в галузі короткострокових численних прогнозів, який, безсумнівно, спостерігався в останні десятиріччя, пов'язаний крім вдосконалення технологій саме з тим спрощеним допуском: впродовж малих строків атмосферу дійсно можна вважати адіабатичною фізичною системою. У сучасності всі короткострокові та середньострокові прогнози циркуляції атмосфери дають тільки на основі розрахунків за числовими гідродинамічними моделями; старі синоптичні методи не здатні з ними змагатися.

Для довгострокових прогнозів класичні гідродинамічні схеми не придатні, тому що при прогнозі на місяць та сезон вплив початкових умов зникає, на перший план виходить енергообмін атмосфери з підстильною поверхнею та космосом. Обійтися навіть кліматичними параметрами енергообміну тут неможливо, тому що при довготривалих строках інтегрування рівнянь моделі атмосфери вирішальний вплив на її стан справляють коливання зовнішніх припливів та стоків енергії.

Є ще одна фундаментальна обставина, яка перешкоджає використанню класичних гідродинамічних моделей атмосфери для довгострокового прогнозу. Мова йде про межу передбачення індивідуальних синоптичних об'єктів атмосфери. В гідродинамічних схемах прогнозу методом покрокового інтеграційного інтегрування розраховують майбутній стан (переміщення та еволюція) окремих циклонів та антициклонів, як правило, вже визначених на вихідній синоптичній карті. Строк існування індивідуальних баричних утворень не перевищує 7, рідко 10 діб. Практика показала, що при прогнозах саме на ці строки сучасні численні схеми стають вже неспроможними (помилка методичного прогнозу починає перебільшувати помилку кліматичного). Це емпірична або модельна межа передбачення індивідуальних баричних утворень; її конкретне значення залежить від якості гідродинамічних схем та вихідної інформації, яка використана.

Численні експерименти з простими та найповнішими гідродинамічними моделями атмосфери показали, що існує ще й абсолютна теоретична межа передбачуваності, що дорівнює приблизно 14 діб. Їх існування обумовлено фундаментальними якостями та характером рівнянь гідродинаміки, що є математичним виразом основних законів фізики атмосфери. Інакше кажучи, за два тижні атмосфера встигає повністю „забути” свій початковий стан. Тому для використання гідродинамічних методів в довгострокових прогнозах погоди необхідне зовсім інше, некласичне формулювання рівнянь розвитку атмосферних процесів.

В сучасних дослідженнях з гідродинамічних методів довгострокових прогнозів погоди можна відзначити три головних напрямки.

Гідродинамічна теорія довгострокового прогнозу функцій току та тиску на середньому рівні атмосфери 500 гПа, а також температури повітря біля поверхні землі, яка розроблена О. М. Бліновою. На початку досліджень (1943 р.) було обчислено кліматичний розподіл тиску на неоднорідній (океан-континент) землі, при цьому були виявлені усі відомі центри дії атмосфери. Потім побудовані прогностичні формули для розрахунків відхилень тиску, функцій току і температури повітря від їх кліматичних значень (незональні збурення). В якості нижньої граничної умови був використаний баланс потоків тепла між атмосферою та підстильною поверхнею. Таким чином, зовнішній теплообмін атмосфери

став у моделі О. М. Блінової одним з основних факторів довгочасних змін циркуляції. Згодом модель було вдосконалено за рахунок повного врахування ряду неадіабатичних факторів.

За допомогою моделі О. М. Блінової в Гідрометцентрі Росії протягом ряду років склалися прогнози середніх місячних аномалій висоти ізобаричної поверхні 500 гПа та температури повітря біля поверхні землі. Перевірка справджуваності методичних прогнозів продемонструвала певну перевагу їх над кліматичними прогнозами, але метод все ж таки не міг використовуватися як основний, прогнози за ним вважалися допоміжним матеріалом при підготовці місячного прогнозу синоптичними методами.

Численні експерименти з багаторівневими математичними моделями планетарної циркуляції атмосфери. Цей напрямок досліджень почався з робіт Н. Філіпса і Дж. Смагорінського (США, кінець 1950-х – початок 1960-х років), коли з'явилась можливість скласти планетарні моделі циркуляції з великим просторовим розділенням по вертикалі (до 20 рівнів) і горизонталі (менше 100 км). Пізніше, на початку 80-х років з'явилися перші сумісні гідродинамічні моделі циркуляції океану і атмосфери. Всі глобальні моделі (тим більше сумісні моделі океану і атмосфери) дуже складні, з параметризацією всіх основних джерел теплообміну в системі океан-атмосфера потребують для своєї роботи колосальних об'ємів інформації і максимально потужні за обчислювальними можливостями комп'ютери [17].

Саме ці складні гідродинамічні моделі є сучасним основним інструментом для розрахунків чисельних короткострокових і середньострокових прогнозів погоди. В області довгострокових прогнозів використання багаторівневих моделей обмежено поки що численними експериментами, які дають змогу оцінювати внесок того чи іншого зовнішнього фактора у формуванні довгочасних аномалій циркуляції атмосфери. Одержані висновки про вплив рельєфу земної поверхні на формування в атмосфері центрів дії та струминних течій, оцінений вплив концентрації парникових газів на тепловий баланс атмосфери, підраховані швидкості різних перетворень енергії в атмосфері і багато іншого.

Особливо важливі висновки, пов'язані з коливанням циркуляції атмосфери і океану, одержані у сумісних моделях. Так, підтверджено вплив аномалій температури поверхні океану на виникнення аномально розвинутих улоговин та гребенів в атмосфері, що зумовлюють великі аномалії погоди; надана оцінка часового масштабу такого впливу – від двох тижнів до сезону. Виявилось, що при зростанні строку прогнозу більше ніж сезон, необхідно включати у прогностичну схему не тільки поверхневу, але і глибинну циркуляцію та терміку океану. Навряд чи буде можливим інтегрування повних сучасних гідродинамічних моделей на довгі строки у тому вигляді, в якому вони розроблені – існує певна межа завбачення. Однак числові експерименти дозволяють вже зараз виявити

важливі предиктори довгочасних аномалій погоди та вводити їх у фізико-статистичні схеми прогнозу [15, 16].

Теорія довгострокового прогнозу погоди, заснована на розв'язанні сполучених рівнянь гідротермодинаміки. Наприкінці 1970-х років академік Г. І. Марчук запропонував новий метод інтегрування рівнянь гідродинаміки на довгі строки, вільний від недоліків, що є у традиційних схемах численного прогнозу. Перед усім пропонувалося відмовитись від використання початкових умов (вірніше, припустити, що вихідні аномалії метеорологічних величин дорівнюють нулю), оскільки їх вплив на довгочасні аномалії погоди дуже малий. Таким чином, в новій схемі прогнозу початкові умови замінюються кліматичними даними, які все ж таки необхідні для розрахунків, наприклад, адвекції поля температури за час прогнозу.

Для врахування припливів тепла розраховуються, так звані, сполучені функції, що пов'язують попередній стан джерел тепла на земній поверхні та майбутні (на інтервалі прогнозу) аномалії потоку тепла до атмосфери. Саме існування сполучених функцій автори методу передбачали, виходячи з інерційності теплових процесів у головному джерелі тепла для атмосфери – у океані. Введення в схему прогнозу сполучених функцій дозволило уникнути покрокового інтегрування рівнянь моделі від початкового моменту до строку дії прогнозу, який не має сенсу вже на строк більше двох тижнів.

Розрахунок сполучених функцій для Європи виявив, що вони дійсно мають максимум в Атлантичному океані, причому цих максимумів декілька та всі вони пов'язані з теплими течіями в океані. Ці райони було названо енергоактивними зонами. Для вивчення процесів взаємодії океану і атмосфери в енергоактивних зонах впродовж декількох років діяла наукова програма „Розрізи”, що містила обширні експедиційні дослідження.

Наявність сполучених функцій відбиває повільні процеси формування тепловмісту діяльного шару океану. У літні місяці, коли прогрів діяльного шару максимальний, на формування аномалій його тепловмісту впливають аномалії хмарності над енергоактивними зонами (багато хмар – від'ємні аномалії тепловмісту, мало хмар – додатні). Впродовж осені та початку зими аномалії тепловмісту океану, що сформувалися влітку, переносяться морськими течіями до берегів Європи і далі реалізуються в атмосфері у вигляді потоків явного та прихованого тепла, впливаючи тим самим на виникнення аномалій атмосферної циркуляції та погоди. Результати цього впливу розраховують за відносно простою численною моделлю тільки на строк дії прогнозу. Завчасність такого прогнозу, виходячи з характеристик сполучених функцій, становить 6-7 місяців.

Динаміко-стохастичний підхід до довгострокових прогнозів. Цей підхід являє собою додання висновків математичної теорії динамічних систем до руху атмосфери. Загальна циркуляція атмосфери представлена як складна суперпозиція хвиль різних просторово-часових масштабів, які відчують нелінійні взаємодії між собою. Початковою задачею динаміко-стохастичного аналізу є виявлення тих хвильових компонентів (мод), для яких можливо встановити певні закономірності довгих за часом змін фази та амплітуди. Такими є ультрадовгі хвилі Россбі у західно-східному переносі (зональне хвильове число не більше 4). Усі інші рухи розглядаються як проявлення „хаосу”, який не підлягає довгостроковому прогнозу. Відповідно вихідні дані для прогнозу враховують тільки частину сумарної дисперсії зміни метеорологічних величин, проте, для цієї частини межа передбаченості суттєво зростає у порівнянні з можливостями класичних гідродинамічних моделей.

В Гідрометцентрі Росії динаміко-стохастичний метод використаний групою вчених під керівництвом Д. М. Сонечкіна. На основі баротропного рівняння вихору швидкості для рівня 500 гПа запропонована так звана квазісинхронна гідродинамічна модель місячного прогнозу циркуляції атмосфери (вірніше, однієї з її великомасштабних мод) на просторі північної півкулі. Прогноз поля H_{500} розраховано для кожної пентади місяця, можлива інтерпретація цих прогнозів у термінах максимальної та мінімальної температури повітря біля поверхні землі. Оцінка якості прогнозів за три роки виявила, що рівень її успішності часто вищий, ніж у прогнозів неметодичних, але в цілому укладається в діапазоні успішності інших існуючих схем довгострокового прогнозу.

Наявним достоїнством динаміко-стохастичного підходу є використання математичного апарату для виявлення складних ансамблів атмосферних рухів тих складових, для яких теоретична межа передбачення значно більша за два тижні. Основний недолік – орієнтація досліджень виключно на закономірності внутрішньої динаміки в атмосфері, зовнішні енергетичні впливи на атмосферу не розглядаються зовсім.

В реалізації гідродинамічних моделей атмосфери для довгострокового прогнозу погоди багато складностей. Проте ці моделі заслуговують на подальший розвиток, оскільки вони є найбільш повним та адекватним науковим узагальненням фізичних процесів в атмосфері.

Питання до самоперевірки

1. Основні напрямки розвитку методів довгострокових прогнозів погоди.
2. Що визначають такі поняття синоптичного методу як центри дії атмосфери, природно-синоптичний період, природно-синоптичний район, природно-синоптичний сезон?
3. Метод аналогів в прогностичній схемі Гідрометцентру Росії.
4. Сезонні прогнози погоди, аналіз процесів „предвісників”.
5. Сезонні явища погоди, прогноз посух.
6. Макроциркуляційний метод прогнозу погоди, запропонований ААНДІ.
7. Форми атмосферної циркуляції, циркуляційна епоха, гомологи.
8. Особливості місячних прогнозів, розроблених школою Дж. Немайеса.
9. Фізико-статистичні та суто статистичні методи.
10. Розвиток теоретичних гідродинамічних методів на новітній обчислювальній техніці.

Література до розділу 2

1. Угрюмов А. И. Долгосрочные метеорологические прогнозы. – СПб.: РГГМИ, 2006. – 84 с.
2. Гирс А. А., Кондратович К. В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 343 с.
3. Багров Н. А., Кондратович К. В., Педь Д. А., Угрюмов А. И. Долгосрочные метеорологические прогнозы. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 284 с.
4. Бауман И. А., Кондратович К. В., Савичев А. И. Практикум по долгосрочным прогнозам погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 210 с.
5. Монин А. И. Прогноз погоды как задача физики. – М.: Наука, 1974. – 190 с.
6. Мусаелян Ш. А. Проблемы предсказуемости состояния атмосферы и гидродинамический долгосрочный прогноз погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 261 с.
7. Русин И. Н. Гидродинамические методы долгосрочных прогнозов погоды. – Л.: ЛГМИ, 1984. – 259 с.
8. Воробьев В. И. Долгосрочные прогнозы погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 252 с.
9. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 270 с.

10. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 488 с.
11. Садоков В. П., Неушкин А. И., Козельцев В. Ф., Кузнецова Н. Н. Летняя засуха (май-август 1949-1999 гг.) на территории бывшего СССР. // Тр. ГМЦ РФ. - 2001. - Вып 336. – С. 3-33.
12. Вадоков В. П. Оперативная технология долгосрочного прогноза температуры воздуха и осадков. // Тр. ГМЦ РФ. – 2001. - Вып. 336. – С. 131-137.
13. Даценко Н. М., Сонечкин Д. М. О существовании хаотических и нейтрально устойчивых долгопериодных атмосферных колебаний. // Тр. ГМЦ РФ. – 2001. – Вып. 336.– С. 192-202.
14. Астахов Е. Д., Алферов Ю. В. Высокопроизводительная версия спектральной модели атмосферы Гидрометцентра России для решения задач детерминированного и ансамблевого прогноза погоды на многопроцессорных системах. // Тр. ГМЦ РФ. - 2008. – Вып. 342.– С. 118-133.
15. Вильфанд Р. М., Тищенко В. А., Хан В. М. Мультимодельный подход при прогнозировании приземной температуры воздуха на сезон. В сб. „Проблемы прогноза и анализа погодных процессов различного временного масштаба”. // Тр. ГМЦ РФ. - 2008. – Вып. 342. – С.3-16.
16. Вильфанд Р. М., Тищенко В. А., Хан В. М. Статистический прогноз температуры воздуха на месяц с использованием выходных данных гидродинамических моделей. // Метеорология и гидрология. – 2007. - №3 – С. 5-13.
17. Palmer T. M., Alessanandri A., Andersen U., Cantelaube Petal. Development of European multi-model ensemble system for seasonal to inter-annual predictions (DEMETER) // Bull of the American Meteorol. Soc. – 2004. – Vol. 85. – 853-872p.

РОЗДІЛ 3 ФАКТОРИ ДОВГОЧАСНИХ ЗМІН ПОГОДИ

Розгляд існуючих методів довгострокового прогнозу погоди показав, що значна їх частина побудована за схемою „атмосфера – атмосфера”, тобто предикторами майбутньої циркуляції та погоди виступають особливості розвитку атмосферних процесів у минулому. Зовнішні фактори впливу на атмосферу використовують часто як допоміжні предиктори, хоча, за сучасними уявленнями вони повинні бути основними. Розглянемо вірогідні впливи зовнішніх факторів на виникнення довгочасних аномалій погоди. Слід крім того пам’ятати, що кожен з цих факторів визначає майбутній стан атмосфери тільки на декілька десятків відсотків, а іноді на декілька одиниць. Наприклад, такий найбільш потужний та явний фактор, як тепловий вплив океану на атмосферу, обумовлює дисперсію метеорологічних полів протягом сезону в середньому на 35-40%. Отже, передбачаються детальні дослідження для виявлення сумарної дії зовнішніх факторів на атмосферу в різних географічних зонах, в окремі сезони року і при різних типах атмосферної циркуляції [1, 2, 5].

3.1 Сонячна активність

Оцінку впливу космічних джерел та стоків тепла та іншої енергії можна визначити тільки сонячною активністю. Інші вірогідні космічні впливи чи дуже малі за своїм енергетичним потенціалом, чи корелюють з проявом сонячної активності. Розглянемо два приклади.

В 1982 – 1984 рр. відбувся так званий „парад планет”, який повторюється кожні 179 років: усі планети Сонячної системи опинилися одночасно в достатньо вузькому секторі простору з кутовими розмірами близько 60°. На небі це явище добре спостерігалось. У результаті барицентр Сонячної системи (центр її маси) вийшов за межу Сонця на відстань 1,104 його радіуса, тобто Сонце одержало додатковий обертовий рух не тільки навколо своєї осі, але навколо барицентра. Припускали, що це викличе бурхливе посилення конвекції сонячної речовини, драматичне зростання усіх видів його випромінювання, яке попросту спалить усе живе на землі або настільки змінить циркуляцію земної атмосфери, що відбудеться декілька катастрофічних явищ, також дуже небезпечних для нашої цивілізації. Те, що ми ще живі і не пам’ятаємо аномалій погоди 1982 – 1984 рр., свідчить про дуже незначний припливний потенціал планет по відношенню до Сонця і до Землі також. Крім того, величезний період повторення „параду планет” робить його нецікавим для довгострокових прогнозів погоди на місяць, сезон, і навіть, рік [6].

Другий приклад космічної енергії, яка досягає землі, – це галактичні космічні промені (ГКП). Вони є потоком електромагнітного випромінювання та заряджених частинок, які випромінюють так звані новітні та свержновітні зірки, що спалахують в процесі своєї еволюції. Енергія ГКП помітна і може бути зареєстрована, але проникає у земну атмосферу тільки в періоди підвищеної сонячної активності, коли збурене магнітне поле Землі. Саме тому ГКП повинні розглядатися тільки разом з сонячною активністю.

Для пояснення природи сонячної активності та додаткового потоку енергії в часи її проявів розглянемо внутрішню будову Сонця. Плазма Сонця в основному знаходиться у стані променистої рівноваги; енергія, що виділяється в результаті ядерного синтезу, передається в зовнішні шари світила тільки шляхом перевипромінювання. Зона променистої рівноваги, за сучасними уявленнями, охоплює надра Сонця на віддаленні до 80% його радіуса, рахуючи від центру. Надалі і до поверхні Сонця (20% радіуса) простягається зона конвекції, де велику роль відіграють процеси переносу речовини; енергія виноситься за межі зірки динамічним шляхом разом з нагрітою сонячною плазмою. Саме тут, в конвективному шарі, формуються усі процеси, що обумовлюють нестаціонарність сонячного випромінювання, і вони мають загальну назву – сонячна активність.

Самий верхній шар конвективної зони товщею близько 400 км має назву – фотосфера. Це видима поверхня Сонця, саме вона випускає електромагнітне випромінювання: УФР, видиме, інфрачервоне (ІЧ). Вище розташовані два шари сонячної атмосфери: хромосфера (5-10 тис. км) і корона (до декілька десятків тисяч кілометрів у залежності від стану сонячної активності). Хромосфера та особливо корона є джерелом іншого виду сонячного випромінювання – корпускулярного, потоку елементарних частинок (протонів, електронів, альфа-частинок). Цей потік має назву сонячного вітру і характеризується швидкістю витікання частинок – від 200 до 1000 км·с⁻¹, концентрацією – від 1 до 100 частинок в см³. При цьому статистичний розподіл даних параметрів різко асиметричний. Такий розподіл означає, що поряд зі спокійними умовами витікання частинок сонячного вітру виникають рідкісні, але інтенсивні високошвидкісні потоки вибухового характеру. Походження цих потоків прямо пов'язане з посиленням сонячної активності.

Традиційно показником сонячної активності заявляється кількість сонячних плям-ділянок фотосфери із зниженою температурою (4000 К проти 6000 К звичайної температури фотосфери). Розміри молодих плям в середньому становлять 1500-3000 км, старі можуть простягатися на 40000 км. Середній час існування плям – 15 діб, але зустрічаються і „довгожителі”, існуючі до 50 діб. Дуже часто плями об'єднуються в групи.

Для чисельної характеристики сонячної активності ще у XVIII в. був

запропонований показник під назвою числа Вольфа

$$W = R(10g + f),$$

де R - множник, нормуючий відліки різних обсерваторій при усередненні по всій земній кулі; f - повне число плям; g - число груп плям.

Спостереження свідчать, що числа Вольфа мають яскраво виявлену циклічність із середнім періодом 11 років, при цьому періоди окремих циклів коливаються від 7 до 14 років.

Успіхи астрофізики за останні десятиріччя дали змогу встановити, що серед груп плям найчастіше зустрічаються подвійні-бінарні (91%). При цьому магнітні поля плям в бінарних групах протилежні і дуже сильні – 1000-5000 ерстед при середній напруженості магнітного поля Сонця близько 20-40 ерстед. Очевидно, чому температура плям відносно низька: їх магнітні поля стримують конвекцію сонячної речовини та вплив енергії з надр Сонця на поверхню.

Ущільнення плазми в магнітних полях плям призводить до вибухових процесів в сонячній атмосфері – хромосферних спалахів. Це раптове посилення яскравості Сонця в активних осередках над плямами, протягом приблизно 20 хвилин, що призводить до виділення додаткової енергії у вигляді посилення УФР в діапазоні довжини хвиль від 0,18 до 0,30 мкм та сонячного вітру. Так було відкрито енергетичну природу сонячної активності. Виявилось, що в роки підвищеного плямоутворення Сонце дійсно виділяє додаткову енергію. Цей висновок є переконливим фізичними доводом для дослідження впливу сонячної активності на енергетику атмосфери, а отже, і на погоду.

Реагування атмосфери Землі на додатковий потік енергії під час сонячних спалахів повинно залежати від носія цієї енергії. Найбільш фізично обґрунтований механізм впливу додаткової кількості УФР на циркуляцію атмосфери. Показано, що практично уся УФР з довжиною хвиль від 0,18 до 0,30 мкм поглинається озоном в страто- та мезосфері та формує тут циркуляцію з циркумполярними вихорами: циклоном взимку та антициклоном влітку. Очевидно, що додатковий приток УФР повинен вплинути на температурне поле страто- та мезосфери і змінювати циркуляцію в ній.

Чисельні експерименти з моделями страто-мезосфери виявили, що влітку посилення сонячної активності дійсно призводить до інтенсифікації циркумполярного антициклону та східно-західного переносу. Так, розрахункова швидкість східної струминної течії, що огинає антициклон, у роки максимуму сонячної активності, виявилася на $2,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ більше, ніж у роки мінімуму. Статистика швидкостей вітру за аерологічними спостереженнями підтверджує цей модельний результат.

Таким чином, проява сонячної активності в стратосфері безумовна. Але чи може змінний режим страто-мезосферної циркуляції вплинути на тропосферну циркуляцію та погоду? Дослідження зв'язків між верхньою та нижньою циркуляційними системами атмосфери показали, що такий вплив можливий. Наприклад, у роки максимальної сонячної активності весняна перебудова стратосферної циркуляції може здійснюватись в більш ранні строки ніж звичайно, внаслідок додаткового прогрівання полярних районів. В цілому ряді робіт були встановлені статистичні зв'язки між строками весняних стратосферних перебудов (ранні та пізні) і характером погоди у сезонах весни та першої половини літа в помірних широтах Євразії. Фізичний механізм таких зв'язків поки не розроблений, але вони дійсно існують.

Вплив високошвидкісних потоків сонячної плазми (сонячного вітру) на магнітне поле Землі встановлений давно та з високим ступенем достовірності. Сонячний вітер несе в собі так зване „вморожене” магнітне поле з активних осередків Сонця. Як відомо, напруженість цього магнітного поля вельми велика. Тому, зустрічаючись з магнітним полем Землі, потоки сонячної плазми суттєво перекичують його, утворюючи ущільнення магнітних силових ліній на денному боці та розтягнутий „хвіст” магнітосфери на нічному.

Збурення геомагнітного поля сонячними корпускулярними потоками зветься магнітними бурями. Вони супроводжуються значними порушеннями радіозв'язку; встановлений також вплив магнітних бур на стан здоров'я людини. Повторюваність магнітних бур чітко пов'язана з сонячною активністю: у роки максимуму чисел Вольфа (підвищена активність Сонця) число бур в 7,5 разів більше, ніж в роки мінімуму.

Інтенсивність магнітних бур оцінюється спеціальним індексом K_p . Це середня напруженість магнітного поля біля поверхні землі впродовж тригодинного інтервалу, виражена в балах: 0 – зовсім спокійні умови; 9 – дуже сильне збурення. Індекс K_p звичайно розраховують за даними декількох геомагнітних станцій, рівномірно розташованих по земній кулі, та часто використовується як показник рівня сонячної активності поряд з числами Вольфа.

Проникнення частинок сонячного вітру в атмосферу може відбуватися тільки вздовж силових ліній магнітного поля в полярних областях, де ці лінії входять в поверхню землі (північний полюс) та виходять з неї (південний полюс), утворюючи воронки – каспи. Саме тут, в так званих авроральних овалах, розташованих північніше від широти 60°, спостерігається переважна кількість полярних сьайв, які виникають внаслідок збудження атомів кисню та азоту високоенергетичними частинками сонячного вітру.

Полярні саява є доказом енергетичного впливу сонячної активності на процеси у верхній атмосфері (80 – 120 км, шар іоносфери D). Однак, дані про проникнення сонячної плазми в нижчі шари атмосфери, а отже, про її вплив на процеси у страто- та мезосфері і тропосфері, мають суперечливий характер. Висловлюються гіпотези, підтверджені окремими фактами, що високоенергетичні протони сонячного вітру можуть проникнути до висот 40...30 та навіть 20 км, але достатньої фізичної моделі впливу цих частинок на енергетику атмосфери немає. Проте пошуки статистичних зв'язків між рівнем сонячної активності та процесами в тропосфері, у тому числі з погодою, проводяться вже давно. Деякі з них отримані на основі обробки дуже великого фактичного матеріалу і мають високий ступінь статистичної достовірності, що дає змогу розглядати такі зв'язки як вірогідну основу для довгострокових прогнозів погоди, незважаючи на те, що відсутні механізми, якими можна було б їх пояснити.

Найбільш цікаві роботи в цьому напрямку виконані Е. Р. Мустелем та його співробітниками, які досліджували зміни приземного тиску у північній півкулі після хромосферних спалахів. Кількість залучених для дослідження спалахів дуже велика – до 2000 випадків, саме тому отримані висновки мають високий рівень достовірності.

Виявилось, що на четвертий день після хромосферного спалаху (час досягнення частинками сонячного вітру оточення Землі) в полі тиску повітря біля поверхні землі відбуваються певні і значні за величиною зміни, а саме: в області кліматичних улоговин тиск знижується на 3 – 4 гПа, а в області кліматичних гребенів – зростає на 2 – 4 гПа. Таким чином, після хромосферного спалаху в атмосфері зростає меридіональність циркуляції.

Ця закономірність була відкрита ще в 20-х роках ХХ сторіччя і отримала назву закону акцентації баричного поля. Але тоді порівнювалися коливання тиску у роки максимумів та мінімумів чисел Вольфа, розглядався багаторічний результат впливу сонячної активності на атмосферу. Закон акцентації підтверджено шляхом аналізу елементарної події сонячної активності – хромосферного спалаху, що утворює певну базу для подальшої розробки фізичної моделі закону акцентації та загалом впливу сонячної активності на атмосферу.

Зв'язки з сонячною активністю має не тільки приземний тиск, але й інтегральні характеристики загальної циркуляції атмосфери. О. О. Гірс та М. Ш. Болотинська показали, що на підйомі парних за номером 11-річних циклів чисел Вольфа зростає повторюваність зональної форми циркуляції в тропосфері, а на підйомі непарних циклів збільшується число днів з меридіональними формами циркуляції [1].

Використання сонячної активності в довгострокових прогнозах погоди тільки на основі статистичних залежностей без їх фізичного

осмислення в цілому проблематично. Справа в тому, що статистичні зв'язки між показниками сонячної активності, циркуляцією та погодою часто бувають недостатньо тісними, коефіцієнти кореляції r не перевищують 0,3...0,4. Це значить, що сонячна активність визначає коливання погоди в середньому на 10...20%. Крім того, навіть тісні статистичні зв'язки мають тенденцію слабнути з часом, а іноді змінюють знак. Так, кількість опадів в смузі 50-60° півн.ш. з 1890 по 1913 р. мала від'ємну кореляцію з числами Вольфа ($r = - 0,67$), але пізніше (1914 - 1960 р.) знак зв'язку різко змінився ($r = 0,74$).

Побудова фізичної моделі впливу сонячної активності на атмосферну циркуляцію та погоду суттєво ускладнюється тим, що додаткова енергія, яка надходить до Землі у періоди підвищеної сонячної активності, значно менше енергетичних запасів самої атмосфери. Енергія хромосферного спалаху, що приходить на Землю, оцінюється в середньому $10^{11} \dots 10^{12}$ Вт. Енергія одного добре розвинутого циклону – 10^{13} Вт, а енергія загальної циркуляції атмосфери дорівнює приблизно 10^{15} Вт, тобто в 1000 – 10000 разів більше ніж енергія хромосферного спалаху. Таким чином, прямий енергетичний вплив сонячної активності на погоду неможливий.

Необхідно шукати такі механізми дії, в яких малі енергетичні впливи були б здатні породжувати великі наслідки, так звані тригерні механізми. Головною вимогою до атмосфери, в якій можливо існування тригерних механізмів, є її енергетична нестійкість. Тільки при цій умові малий вплив може привести до розвитку великомасштабних процесів у тому чи іншому напрямку. Розглянемо питання про енергетичну стійкість атмосфери [3].

Вертикальна стійкість обумовлена вертикальною стратифікацією температури та вологості повітря. В атмосфері можливі три типи вертикальної стратифікації: сухонестійка, вологонестійка та вологостійка.

Сухонестійка стратифікація, при якій dT/dz більш $1^\circ\text{C}/100$ м формується, головними чином, в мезометеорологічних умовах (потужні купчасті хмари, грозова діяльність). Єдине місце на земній кулі, де подібна стратифікація переважає на великих просторах впродовж усього року є пасатна зона. Тут повітря під пасатною інверсією майже завжди сухонестійке. При зруйнуванні пасатної інверсії поблизу екватора весь запас нестійкості реалізується у вигляді потужних висхідних рухів та утворення купчасто-дощових хмар (внутрішньотропічна зона конвергенції).

Вологонестійка стратифікація, за якої $dT/dz = 0,6 \dots 0,7$ $^\circ\text{C}/100$ м, характерна для деяких повітряних мас помірних широт. При наявності такої нестійкості взимку утворюються хмари шаруватих форм на фронтах, а влітку – купчасто-дощові внутрішньомасові.

Вологонестійка стратифікація, за якої $dT/dz < 0,5$ $^\circ\text{C}/100$ м, формується, як правило, в холодних антициклонах, а вони утворюються у високих широтах або на півночі помірних.

Таким чином, саме в полярних районах, де вплив корпускулярних потоків сонячного вітру може бути максимальним, атмосфера має найбільшу вертикальну сталість. Там, де атмосфера максимально нестійка (внутритропічна зона конвергенції), вплив сонячного вітру в принципі неможливий. Тригерні механізми, що реалізуються через вертикальну нестійкість повітряних мас, якщо існують, то очевидно, мають локальний, мезомасштабний характер.

Вплив сонячної активності може здійснюватись у вигляді розрішення горизонтальної нестійкості зональних повітряних течій, яка має барокліний характер. Одним з показників барокліної нестійкості великомасштабних течій є значення вертикального зсуву вітру. Вивчення цього параметру в глобальному масштабі, виявило, що весь західно-східний перенос в тропосфері, особливо влітку, знаходиться на межі барокліної нестійкості. Отже, під впливом малих енергетичних збурень в принципі не виключено утворення великих аномалій циркуляції. Можливо, саме цей факт буде основою для розробки фізичної моделі впливу сонячної активності на атмосферну циркуляцію та погоду. Це необхідний етап в дослідженні і використанні сонячно-земних зв'язків для довгострокового прогнозу погоди.

3.2 Геофізичні фактори

Вулканічні виверження. Сонячна активність змінює кількість енергії, що надходить від Сонця на верхню межу атмосфери. Але навіть коли Сонце знаходиться у спокійному стані, у мінімумі своєї активності, це ще не означає, що до поверхні землі дійде одна й та ж кількість енергії в одиницю часу. Справа в тому, що аерозоль, який міститься в атмосфері, зазнає природних та антропогенних коливань концентрації, що, звісно, відбивається на надходженні.

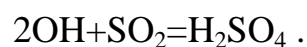
Стосовно до електромагнітного випромінювання Сонця, можна говорити про астрономічну та метеорологічну сонячні сталі. Астрономічна сонячна стала – кількість енергії, що надходить на верхню межу атмосфери, дорівнює $1,325 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$. Метеорологічна сонячна стала – кількість сонячної енергії, що досягає поверхні землі. З урахуванням планетарного альбедо нашої планети (36%) вона дорівнює $0,848 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$. Зміни метеорологічної сонячної сталої спричиняють зміни вмісту аерозолу в атмосфері.

Найпотужнішим джерелом неперіодичного надходження аерозолу є виверження вулканів. Так, середнє за масштабом виверження вулкану Сан Августін (1976 р.) дало 6 млн. тонн твердої речовини та сірчаного газу. Викид катастрофічного виверження вулкану Кракатау (1883 р.) оцінено 50...100 млн. тонн. Якщо врахувати, що частка дрібнодисперсних частинок,

менших ніж 5 мкм, які можуть надовго затриматися в атмосфері становить 5% від сумарного викиду, то виверження Каракатау „доставило” в атмосферу 2,5...5,0 млн. тонн довгоживучого аерозолу. Для порівняння відзначимо, що нормальний вміст аерозолів в атмосфері Землі становить близько 2 млн. тонн, очевидно, що великі вулканічні виверження можуть значною мірою знизити метеорологічну сонячну сталу.

Великі виверження відбуваються, як правило, в тропічному поясі, проте дрібнодисперсний аерозоль (попіл) та сірчаний газ SO₂ викидається вулканами на висоту 18-20 км, зберігається там довгий час та розповсюджується до високих широт обох півкуль Землі меридіональними складовими циркуляції атмосфери. Наприклад, після виверження вулкану Агунг в Індонезії (1963 р.) прозорість повітря над Ленінградом знизилась на 20%.

Розглянемо тепер часову динаміку запилення атмосфери вулканічним аерозолем на прикладі детально документованого виверження вулкану Фуего (Гватемала) у 1974 р. У перші один-два місяці після виверження в атмосфері спостерігалися дрібнодисперсні силікати (попіл). Через чотири місяці їх концентрація впала до нуля, проте в атмосфері відповідно до хімічної реакції почав утворюватись інший вид аерозолу – кристалічна сірчана кислота:



Максимум концентрації кристалів сірчаної кислоти спостерігався через п'ять місяців після виверження, а ще через п'ять місяців її в атмосфері вже не відмічалось.

Таким чином, часові та просторові масштаби збереження в атмосфері вулканічного аерозолу, а також ступінь його впливу на метеорологічну сонячну сталу такі, що дозволяють ставити питання про дослідження зв'язків великих вивержень з довгочасними аномаліями погоди.

Цей висновок добре підтверджують чисельні експерименти з моделями загальної циркуляції атмосфери. В одній з них досліджено вплив сильного виверження „типу Кракатау” на температуру атмосфери. Виявилось, що на 60 добу після виверження продукти його розповсюдились до 70° півн.ш., потеплішала нижня стратосфера на висотах 18...20 км за рахунок поглинення аерозолем сонячної радіації, а в тропосфері температура повітря, навпаки, знизилась внаслідок зменшення метеорологічної сонячної сталої. На широті 50° півн.ш. це зниження дорівнювало 4 °С. До результатів експерименту слід додати, що потепління в верхній атмосфері та похолодання в її нижніх шарах збільшує вертикальну стійкість атмосфери в цілому, приводить до згасання вертикальних рухів повітря та внаслідок цього до зменшення кількості опадів, тобто до посухи.

Коливання параметрів обертання Землі. Серед коливань параметрів обертання Землі, які за часовим масштабом найбільш близькі до довгочасних аномалій погоди, слід назвати зміни швидкості її обертання та вільну нутацію земної осі [5].

Відповідно до сучасних уявлень коливання швидкості обертання Землі навколо своєї осі є наслідком перерозподілу повітряних мас в процесі флуктуації загальної циркуляції атмосфери, тобто виступають як наслідок, а не причина довгострокових аномалій циркуляції та погоди, але в цьому сенсі вони нам не цікаві. Однак варіації швидкості обертання нашої планети можуть бути добрим інтегральним показником довгочасних відхилень від норми режиму циркуляції атмосфери, що можна використовувати при аналізі змін погоди і клімату.

Вільна нутація земної осі являє собою її обертання в тілі Землі. Виникає вона внаслідок того, що Земля є еліпсоїдом, а не кулею. Центром обертання є центр Землі; в процесі обертання вісь Землі як твірна описує два конуси з вершинами в центрі планети та основами на поверхні Землі в полярних районах. В результаті істинні полюси обертаються навколо теоретичних, описуючи спіралеподібні кола. Період обертання складає 14 місяців, середній діаметр кола на рівні моря дорівнює 25 м.

Незважаючи на малу амплітуду нутацій, вони спричиняють в океані та атмосфері припливи, подібні місячним, які називають полюсними припливами. Амплітуда полюсного припливу в атмосфері дуже мала, приблизно 0,8 гПа, та навряд чи може бути причиною виникнення великих аномалій циркуляції та погоди. В океані дія полюсного припливу більш помітна; він спричиняє підвищення рівня океану в районі Саргасова моря на 25 мм. Як відомо, підйом рівня океану, що сягає в середньому кліматичному 1000 мм, породжує головні геострофічні течії Північної Атлантики: Гольфстрім, Північно-Атлантичну, Канарську та Північну пасатну. Підраховано, що згадане вище підвищення рівня океану в Саргасовому морі за рахунок полюсного припливу зумовлює посилення швидкості цих течій на 10...15 $\text{см}\cdot\text{с}^{-1}$. Для порівняння відзначимо, що швидкість Гольфстріму дорівнює 100 $\text{см}\cdot\text{с}^{-1}$, а швидкість Північно-Атлантичної течії загалом не більше за 20 $\text{см}\cdot\text{с}^{-1}$. Таким чином полюсний приплив може підвищити швидкість Гольфстріму на 10...15%, а швидкість Північно-Атлантичної течії – вдвічі.

Зростання швидкостей головних течій океану неминуче приведе до утворення адвективних аномалій температури водних мас океану та до подальшого впливу аномалій океану на атмосферну циркуляцію та погоду. Часові масштаби полюсного припливу відповідають масштабу довгострокових аномалій погоди.

3.3 Квазидворічна циклічність атмосферної циркуляції

У 1896 р. кліматолог О. І. Воєйков звернув увагу на чергування теплих та холодних зим на Європейській території Росії з періодичністю два роки. Пізніше Т. В. Покровська обробила ряди спостережень за температурою зимових сезонів і дійшла висновку, що суто дворічна періодичність (за холодною зимою іде тепла) дотримується тільки в 60% випадків, часто спостерігаються порушення дворічної періодичності, коли за холодною зимою знову йде холодна (а за теплою – тепла). Після цих підрахунків дворічна періодичність як можлива основа для довгострокових прогнозів погоди була надовго забута.

Тільки наприкінці 60-х років ХХ століття про неї згадали знову у зв'язку з відкриттям квазидворічного циклу стратосферних вітрів в екваторіальній стратосфері. На висотах 20...40 км в широтній зоні 8° півн.ш. існує чередування з часом західних та східних зональних вітрів так, що приблизно один рік тут переважають західні вітри, а в наступному році – східні. При цьому зміна вітрового режиму здійснюється шляхом поступового зниження протилежної системи вітрів з середньої стратосфери (40 км) в нижню (20 км) з середньою швидкістю приблизно 1 км/міс. Середній період зміни вітрів складає приблизно 26 місяців. Саме ця обставина призводить тут до порушення чіткої дворічної періодичності: роки з однойменними напрямками вітру іноді можуть йти один за одним.

Аналіз стратосферної циркуляції над північною півкулею у періоди різних фаз квазидворічного циклу довів, що в період західної фази в стратосфері підвищена меридіональність циркуляції, і весняні перебудови на літній антициклонічний режим здійснюються в ранні строки (друга половина березня). У цьому випадку весняний прогрів полярної стратосфери відбувається за рахунок радіаційних факторів (поглинання ультрафіолетової радіації озоном) та за рахунок динамічних факторів (адвекція тепла з півдня).

При східній фазі квазидворічного циклу циркуляція в стратосфері півкулі має зональний характер, і весняний прогрів полярних районів відбувається тільки за рахунок радіаційних факторів. Весняні перебудови циркуляції при цьому здійснюються пізніше (перша половина травня). Виявилось, що строки весняних перебудов стратосферної циркуляції доволі тісно пов'язані з характером літньої погоди у помірних широтах півкулі, зокрема, в Східній Європі та в Західному Сибіру. Після ранніх перебудов в тропосфері над Східною Європою відмічається висотний гребінь, додатна аномалія температури в приземному шарі та дефіцит опадів. Після пізніх стратосферних перебудов над Східною Європою превалює висотна улоговина, від'ємна аномалія температури та надлишок опадів, у Західному Сибіру циркуляція та погода мають зворотний характер.

Емпірична модель розповсюдження квазідворічних коливань як основа для довгострокових прогнозів погоди має свої переваги і недоліки. Позитивним її результатом є те, що вона пояснює порушення чіткої дворічної періодичності в погоді помірних широт, відкритої О. І. Воейковим. На основі запропонованої моделі ці порушення можна передбачити та пояснити. Невизначеність моделі („від’ємності”) полягає в тому, що неясний фізичний механізм передачі квазідворічних коливань зі стратосфери в тропосферу. Мабуть, строк встановлення літньої циркуляції в стратосфері впливає на енергетику тропосфери, оскільки великий зсув вітру, що виникає на рівні 20 км, як вказують гідродинамічні розрахунки, є затримуючим шаром для великомасштабних тропосферних хвиль (хвиль Россбі) – вони не можуть розповсюджуватись вище цього шару. Раннє чи пізнє встановлення такого режиму, вірогідно, певним чином впливає на розвиток циркуляції в тропосфері [3].

3.4 Взаємодія океану і атмосфери

Нижня циркуляційна система атмосфери (тропосфера) отримує теплову енергію від підстильної поверхні дуже різноманітної за своїми природними якостями. Значну частину Світового океану складають відкриті води, однак його полярні райони вкриті льодом, площа та межі яких підвладні сезонним та міжрічним коливанням. Поверхня суходолу суттєво неоднорідна: степи, ліси та гори утворюють вельми складну картину теплообміну суші з атмосферою, адекватний опис якого поки зробити не можна. Тому для виявлення найбільш важливих джерел тепла розглянемо спочатку роль океану і поверхні суші в процесі теплообміну „підстильна поверхня – атмосфера” взагалі.

Таблиця 3.1 - Потік тепла від підстильної поверхні в атмосферу

Широтна зона	Потік тепла (Дж/рік)		Внесок океану, %
	океан	суша	
30-60° півн.ш.	15,55	8,30	65
0-30° півн.ш.	41,17	9,58	81

За даними таблиці видно, що внесок океану більший, ніж суші, особливо в тропічній зоні. Якщо зважати на площі, зайняті широтними зонами, то внесок океану в теплообмін океан-атмосфера над усією північною півкулею виявляється рівним 75%. В південній півкулі, внаслідок малої площини, зайнятої материками, внесок океану наближається до 100%. Таким чином аномалія тепловмісту атмосфери, а

тому і її циркуляція, обумовлені, головним чином, особливостями її теплообміну з океаном. Розглянемо види теплової взаємодії океану та атмосфери.

Турбулентний теплообмін (або явний чи контактний) обумовлений різницею температури води і повітря:

$$P = a(t_w - t_a)u,$$

де a - коефіцієнт пропорційності; t_w - температура поверхні води; t_a - температура повітря; u - швидкість вітру.

Теплообмін за рахунок випаровування вологи (прихований теплообмін) визначається кількістю вологи, що випаровувалася з поверхні води, за співвідношенням:

$$E = b(e_w - e_a)u,$$

де b - коефіцієнт пропорційності; e_w - тиск насичення водяної пари при даній температурі води; e_a - тиск водяної пари в приводному шарі повітря. Цей вид теплообміну має назву прихованого, тому що саме по собі випаровування вологи в атмосферу ще не додає її тепловмісту, але якщо ця волога буде конденсуватися в атмосфері, то в повітря йде тепло конденсації, яке дорівнює LE , де L - питома прихована теплота пароутворення.

В середньому по Світовому океану явний теплообмін дає 25...30% від загального потоку тепла в атмосферу, решта припадає на частку прихованого теплообміну, який природно слід визнати головним видом теплової взаємодії океану та атмосфери. Основний потік прихованого тепла спрямовується в атмосферу в тропічних районах океану, у зоні внутрішньотропічної конвергенції, саме тут розташоване глобальне джерело тепловмісту атмосфери.

Існує ще один механізм прихованого теплообміну, який діє тільки в штормових умовах, при розвинутому хвилюванні в океані та швидкості вітру більше $15 - 20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Це – випаровування в повітрі бризок води, які зриваються вітром з гребенів хвиль. Підраховано, що за 2 – 3 штормових дні атмосфера може отримати таку ж кількість вологи (прихованого тепла), яке вона отримує у спокійних, штильових умовах. Цей механізм діє, головним чином, в помірних та високих широтах, де велика повторюваність штормової погоди.

Реалізація в атмосфері океанічного тепла залежить від її температурної стратифікації. Для турбулентного теплообміну це виходить з формули: тим більше P , чим більше додатна різниця $(t_w - t_a)$, тобто чим більша вертикальна нестійкість повітря в приводному шарі. Потік вологи залежить від різниці тиску водяної пари $(e_w - e_a)$ та напрямки з

температурною стратифікацією не пов'язаний. Проте, для того, щоб відбулася конденсація водяної пари в атмосфері, тобто виділення прихованого тепла, нестійка стратифікація та виникаючі внаслідок цього висхідні рухи також необхідні. Отже, різниця ($t_w - t_a$) є фундаментальною характеристикою теплової взаємодії океану і атмосфери.

В помірних та високих широтах земної кулі існують два основних типи теплової взаємодії океану та атмосфери в залежності від знаку різниці ($t_w - t_a$). При додатному знаку, особливо якщо абсолютна величина різниці значна, в атмосфері над океаном розвиваються сильні висхідні рухи, утворюються потужні шарувато-дощові або купчасто-дощові хмари, випадають інтенсивні опади, в атмосферу виділяється велика кількість прихованого тепла. Прикладами погоди, пов'язаної з цим типом взаємодії океану і атмосфери, можуть бути синоптичні процеси на східних узбережжях континентів в помірних широтах. На Далекому Сході зимовий континентальний мусон, що має температуру поблизу поверхні землі - 20... - 25 °С, вторгається на відносно тепле Японське море (5...10 °С), що утворює бурхливу конвекцію, прогрівання нижньої тропосфери та виникнення тут циклонів. В середній та верхній тропосфері на сході Тихого океану формується теплий висотний гребінь.

Зовсім інша погода спостерігається при від'ємній різниці ($t_w - t_a$), що звичайно буває в тих же районах влітку. Так, біля східного узбережжя Північної Америки тепле континентальне повітря, що надходить із західно-східним переносом на відносно прохолодну поверхню Атлантичного океану, отримує стійку температурну стратифікацію. Охолоджуючий вплив океану розповсюджується тільки на нижній шар атмосфери товщиною 800 – 1000 м, в якому формуються температурні інверсії, низька шаруватоподібна хмарність та тумани. Загальновідомий вислів „тумани Ньюфаундленда”. Очевидно, що перший тип взаємодії океану і атмосфери є активним, при ньому атмосфера отримує основні запаси тепла, що у ній містяться.

Енергоактивні зони океану. Розглянемо географічний розподіл першого типу взаємодії. Області його максимального розвитку носять назву енергоактивних зон Світового океану (ЕАЗО). В північній півкулі виділяють чотири зони ЕАЗО: зона Гольфстріму, Ньюфаундлендська і Норвезька в Атлантичному океані, зона Куросіо в Тихому океані. Усі вони приурочені до теплих океанічних течій: Гольфстріму, Північно-Атлантичного, Норвезького і Куросіо, де різниця ($t_w - t_a$) максимальна внаслідок підвищеної температури води.

Наявність трьох ЕАЗО в Північній Атлантиці і тільки однієї в Тихому океані пояснюється відносно невеликою шириною Атлантичного океану в порівнянні з Тихим, а також особливостями циркуляції атмосфери. Зміна температури повітряної маси над океаном, її

трансформація в умовах західно-східного переносу визначається практично на всьому її шляху через океан. Саме тому і осередки надходження тепла в атмосферу існують в Північній Атлантиці як на заході, так і на сході. При цьому ЕАЗО Гольфстріму та Ньюфаундленду прогривають повітряні маси, що надходять на океан з півдня помірних широт, а Норвезька ЕАЗО – повітря арктичних вторгнень. В Тихому океані трансформація континентального повітря починається і закінчується в ЕАЗО Куросіо, що займає майже половину його акваторії, на заході температурні контрасти між водою та повітрям відсутні.

В тропічних та екваторіальних районах Землі теплова взаємодія океану і атмосфери має інший характер. Повітряні маси пасатів північної та південної півкуль, відносно сухі на початку своїх траєкторій, насичуються над океанами колосальною кількістю вологи. Однак її реалізація в атмосфері (перетворення прихованого тепла в неприховане) утруднено через наявність пасатної інверсії температури у нижньому, приблизно кілометровому шарі повітря,; відсутня конвекція, немає потужної хмарності, немає тому і прогрівання атмосфери за рахунок звільнення прихованого тепла. Тільки поблизу екватора, де зустрічаються пасати обох півкуль і руйнується пасатна інверсія, уся волога, запасена пасатами, підіймається вгору в процесі вимушеної (конвергенція вітру) та вільної конвекції, формуючи потужні скупчення купчасто-дощових хмар. Ці скупчення, що зветься кластерами, утворюють великомасштабну лінійну хмарну структуру, яка витягнута вздовж екватора та визначається на супутникових фотографіях як внутрішньотропічна зона конвергенції. Саме тут за рахунок теплових ресурсів тропічної зони океану формується екваторіальне кільце першої комірки меридіональної циркуляції атмосфери – комірки Гадлея, всередині якої отримане атмосферою океанічне тепло може переноситися в більш високі широти. На цій основі виділяють ще одну ЕАЗО – екваторіальну – як головний нагрівач планетарної теплової машини, в результаті роботи якої утворюється глобальний західно-східний перенос атмосфери.

Знак різниці ($t_w - t_a$) на екваторі не має такого вирішального впливу на процеси теплової взаємодії океану і атмосфери, як це спостерігається в помірних та високих широтах, але все ж таки утворює тут два типи взаємодії, що виникають при від'ємній та додатній аномаліях температури води в океані. Встановлено, що при додатній аномалії конвекція в ВЗК розвинута добре, а при від'ємній – в певній мірі пригнічена. Неважко усвідомити, що два різних стани ВЗК повинні впливати по-різному і на формування циркуляції атмосфери в масштабі всієї планети.

Взаємодія океану і атмосфери в тропіках. Розглянемо великомасштабні особливості теплового впливу океану на атмосферну циркуляцію та формування довготривалих аномалій погоди. Для цього розділимо процеси взаємодії на два масштаби: глобальний, в якому

головну роль відіграє екваторіальна ЕАЗО, та регіональний, в якому теплова взаємодія здійснюється в ЕАЗО помірних та високих широт.

Найбільш сучасною та розвинутою моделлю глобальної взаємодії океану і атмосфери є модель глобальної взаємодії океану і атмосфери, яка запропонована Я. Бьєркнесом для тихоокеанського сектора північної півкулі. У сучасності вона відома під назвою модель „Ель-Ніньо – Ла-Нінья”. Цими іспанськими термінами визначені дві фрази температурного режиму Перуанської течії біля західних берегів Південної Америки. Здавна було відмічено, що з періодичністю 4 – 5 років води цієї течії стають холодними, а потім теплішими за норму. В роки холодної води біля берегів Перу та Чілі інтенсивно розвивається планктон, внаслідок підйому біогенних елементів з дна океану та активно розплodжується анчоус – головний об’єкт риболовного промислу, від успіху якого залежить добробут цих країн (фаза „Ла-Нінья”). Коли Перуанська течія теплішає, підйом на поверхню природних вод та відповідно біогенних продуктів різко зменшується, що зумовлює значне зменшення продуктивності анчоуса та його вилову (фаза „Ель-Ніньо”). Очевидно, що для мешканців прибережних районів настання умов „Ель-Ніньо” є дійсно трагедією, і своєчасний їх прогноз міг би пом’якшити негативні економічні наслідки.

У процесі пошуків прогностичних рішень було виявлено, що потепління „Ель-Ніньо” не обмежується Перуанською течією, а поступово розповсюджується на екваторіальні води усього Тихого океану. На цьому феномені Бьєркнес і побудував свою модель. Він дійшов висновку, що температура води на екваторі та інтенсивність пасатів північної та південної півкуль змінюються у режимі автоколивань. У роки „Ель-Ніньо”, коли океан на екваторі аномально прогрітий, конвекція у ВЗК посилена, отже, збільшений потік неявного тепла в атмосферу, інтенсифікована комірка Гадлея. Це спричиняє посилення субтропічних антициклонів і пасатів.

Проте в процесі „Ель-Ніньо” закладено причини його самознищення. Посилення пасатів приводить до активізації дрейфових течій в тропічних районах океану, спричинених вітром. Дрейфовий перенос вод підкоряється закону Екмана, згідно якому сумарний потік у шарі океану, підвладний дії вітру, спрямований по нормалі до вектора вітру, праворуч від нього в північній півкулі та ліворуч – в південній. Таким чином, в області посилених пасатів створюються умови для дивергенції теплих при поверхневих вод та підйому глибинних холодних вод. Цей процес спостерігається у всій приекваторіальній зоні і в районі Перуанської течії, де тепла вода зганяється пасатом у відкритий океан, а на її місце знову підіймаються глибинні води, багаті біогенним вмістом. Встановлюються умови „Ла-Нінья”. Неважко здогадатися, що і при „Ла-Нінья” є передумови їх зникнення: поступове послаблення ВЗК над холодною водою, послаблення субтропічних антициклонів, пасатів та дрейфової

дивергенції вод. Останнє приводить до радіаційного підігріву екваторіальних водних мас і відновленню режиму „Ель-Ніньо”. Є численні дані спостережень, які підтверджують модель автоколивань в тропічній частині Тихого океану.

Зв'язок процесів в тропічному поясі Тихого океану з позатропічною циркуляцією атмосфери здійснюється через субтропічні антициклони. При їх посиленні в періоди „Ель-Ніньо” інтенсифікуються не тільки пасати, але і вітри полярної периферії субтропічних антициклонів – західно-східний перенос.

Регіональна взаємодія океану і атмосфери. Ця взаємодія здійснюється в ЕАЗО, пов'язаних з теплими течіями. У багатьох фізико-статистичних роботах, присвячених аналізу цього процесу, у якості показника теплового впливу океану звичайно використовують дані по аномаліях температури поверхні води. При цьому автори робіт намагаються знайти асинхронні статистичні зв'язки, в яких океан „випереджає” атмосферу, для того, щоб ці зв'язки можна було використати в довгострокових прогнозах. Проте слід врахувати, що час реагування атмосфери на температурні аномалії океану відносно невеликий, тому що теплова трансформація повітряних мас над океаном в помірних широтах займає усього декілька діб. В довгострокових же прогнозах погоди вживаються в основному місячні та сезонні масштаби усереднення даних. Тож виходить, що статистичні зв'язки між тепловим станом океану і атмосферною циркуляцією в масштабах місяця та сезону є найбільш тісними і фізично обґрунтованими, якщо вони розраховані як синхронні. Як же такі зв'язки використати для довгострокових прогнозів?

Вирішальною обставиною тут є велика теплова інерція океану. Аналіз автокореляційних і спектральних функцій середньомісячних аномалій температури води в головних течіях Північної Атлантики та відповідних їм ЕАЗО демонструє, що середній час збереження аномалій одного знаку – близько 3 – 4 місяців. Відомі випадки існування однорідних аномалій впродовж 10 місяців і більше.

Таким чином, для використання синхронних статистичних зв'язків між тепловим станом океану і атмосферною циркуляцією для довгострокового прогнозу погоди необхідно і цілком можливо надати попередній прогноз температури води в океані з достатньою точністю. Теплова інерція океану дозволяє розрахувати аномалії температури води на строки до трьох місяців уперед. Якщо такий прогноз є, використовуються синхронні статистичні зв'язки між аномаліями температури води в ЕАЗО Північної Атлантики Δt_w та одним з важливіших показників циркуляції атмосфери ΔH_{500} в Євразії. Аналіз кореляції між цими величинами виявив, що поблизу ЕАЗО відзначається додатний осередок кореляції. Додатні аномалії Δt_w приводять до

зростання потоку тепла в атмосферу та до загального зростання тиску у нижніх п'яти кілометрах і формування висотного гребеня. На схід від додатної області кореляції розташована від'ємна, яка відбиває процес формування довгих хвиль в атмосфері: гребінь через 2 – 3 тис. км вздовж західно-східного переносу змінюється улоговиною.

Ця фізико-статистична модель повністю підтверджується результатами гідродинамічного моделювання взаємодії океану і атмосфери. Таким чином, маючи прогноз температури води в океані, ми можемо надати прогноз поля тиску в атмосфері та вірогідного в майбутньому типа атмосферної циркуляції. Розрахунок характеристик погоди за даними про прогностичну циркуляцію не дуже складний, методи цих розрахунків були запропоновані у багатьох синоптичних роботах з довгострокових прогнозів.

Характеристики поля тиску Північної Атлантики суттєво змінюються під впливом дії Північноатлантичного колювання (ПАК). Існує „гойдалка” між аномаліями тиску в азорському антициклоні та ісландською депресією. За останні роки спостерігається посилення і азорського антициклону, і ісландської депресії, що призводить до посилення зональної циркуляції та циклонічної активності над північно-західною Євразією [7, 8].

Питання до самоперевірки

1. Внесок сонячної активності в енергетику атмосферних процесів.
2. Гіпотетичні моделі впливу сонячної активності на атмосферну циркуляцію та погоду.
3. Неперіодичні надходження аерозолів в атмосферу при виверженні вулканів.
4. Колювання параметрів обертання Землі.
5. Квазідворічна циклонічність атмосферної циркуляції.
6. Взаємовплив та взаємодія атмосфери і океану.
7. Енергетичні зони океану.
8. Особливості взаємодії океану і атмосфери в тихоокеанському секторі північної півкулі.
9. „Ель-Ниньо” та „Ла-Нинья” – виникнення і самознищення.
10. Взаємодія океану і атмосфери в окремих регіонах.

Література до розділу 3

1. Гирс А. А., Кондратович К. В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 318 с.
2. Монин Л. С. Прогноз погоды как задача физики. – М.: Наука, 1974. – 217 с.
3. Мусаелян Ш. А. Проблемы предсказуемости состояния атмосферы и гидродинамическое долгосрочное прогнозирование. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 179 с.
4. Русин И. Н. Гидродинамические методы долгосрочных прогнозов погоды. Л., изд ЛПИ, 1984, (ЛГМИ) – 250 с.
5. Сидоренков Н. С. Атмосферные процессы и вращение Земли. – СПб.: Гидрометеиздат, 2002. – 62 с.
6. Угрюмов А. И. Долгосрочные метеорологические прогнозы. – СПб.: 2006. – 84 с.
7. Крыжов В. Н. Связь скорости ветра на побережье Западной Сибири и Североатлантического колебания в зимний период. // Тр. ГМЦ РФ.- 2001. - Вып. 336. – С. 138-148с.
8. Serreze M.C., Carsey F.D., Barry R.G., Rogers J.C. Icelandic low cyclones activity: climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the northern hemisphere circulation - 1997 – Vol.10. - P. 453-464

РОЗДІЛ 4 СУЧАСНІ МЕТОДИ ДОВГОСТРОКОВИХ ПРОГНОЗІВ ПОГОДИ

Розглянемо технологічну лінію довгострокового прогнозу погоди, розроблену в Гідрометцентрі Росії [1-3, 7-9]. Схема реалізована на персональних комп'ютерах (ПК) і є прикладом сучасного стану довгострокового прогнозування аномальних синоптичних ситуацій для Атлантико-Європейського сектора північної півкулі і зокрема для Східної Європи (розділ 4.1).

Схема довгострокового прогнозу, що була розроблена та використана в Укр НДГМІ безпосередньо для території України, представлена у розділі 4.2.

4.1 Гідродинаміко-статистична схема довгострокового прогнозу аномальних синоптичних ситуацій

Реалізація схеми гідродинаміко-статистичного довгострокового прогнозування здійснювалася протягом декількох років у Гідрометеорологічному науково-дослідному центрі Російської Федерації. Схема заснована на використанні спектральних моделей загальної циркуляції атмосфери T21 та T41 різних версій [1, 2, 7, 9].

Розрахунок осереднених полів метеовеличин та їх значень у окремих точках поля виконується на основі ансамблю 30-добових інтегрувань моделей T41L15* з урахуванням неадіабатичних припливів та підсіткових процесів. Початкові дані використовують за чотири попередні доби (за 12 годин середнього московського часу).

Найважливішим блоком схеми є блок апріорної оцінки якості прогнозу. На цьому етапі оцінюється інтервал інформативності гідродинамічного прогнозу, який використовується у настройках схеми регресії модельних полів початкового стану на осереднені декадні та місячні поля. У англійській науковій літературі інтервал першої модельної доби, яку можна оцінювати як інформативну для реконструкції середнього місячного поля, має назву "проху".

Інформативний прогноз використовують у блоці побудови осереднених полів, зокрема для прогнозу середньомісячного поля H_{500} на основі регресійної схеми. Поряд з цим, існують блоки розрахунку кліматичних характеристик та осереднених полів інерції.

Використання схеми в оперативному режимі передбачає повний

* Визначення T41.15 означає розділення прогностичної моделі, що розв'язана спектральними методами. Після літери T цифрами вказується ступінь зрізання, а після літери L – кількість рівнів по вертикалі (у даному випадку ступінь зрізання – 41 та кількість вертикальних рівнів – 15). Відзначимо, що у 2004 році в Європейському центрі середньострокових прогнозів погоди для довгострокового прогнозу використовувалася модель T95L40.

розрахунок за схемою через кожні десять діб протягом поточного місяця року, з вирівнюванням на початок календарного місяця.

Технологічна лінія зв'язує циклічні оперативні та архівні бази даних об'єктивного аналізу з персональними комп'ютерами високої ефективності, на яких і розгорнуто динаміко-статистичну схему довгострокового гідродинамічного прогнозу погоди [5].

Реалізація на персональних комп'ютерах мультимодельного підходу до проблеми довгострокового прогнозу погоди. Квзіооперативна лінія гідродинамічного довгострокового прогнозу погоди (ГДПП) призначена для адаптації на персональних комп'ютерах глобальних та напівсферних моделей атмосфери і океану у взаємодії.

Мультимодельність гідродинамічних прогнозів погоди побудована, по-перше, на використанні різних моделей, що пристосовані для розв'язання задач моделювання та прогнозування процесів з різними характерними просторово-часовими масштабами, і, по-друге, на використанні методик побудови ансамблів модельних результатів для аналізу та прогнозу [5, 7, 9, 11, 13].

Ансамблі розв'язань можна побудувати трьома способами, аналогічно до того, як враховують можливі похибки у початкових даних, варіації параметризації та неточності у формулюваннях моделі [6, 7]. На практиці побудова ансамблів розв'язань часто виконується за допомогою набору моделей. Наприклад, прогноз по ансамблях початкових даних здійснюється з використанням декількох моделей у тому випадку, коли побудова ансамблю за основною моделлю потребує занадто багато часу для обчислення. Для середньострокового прогнозу та у дослідницьких схемах довгострокового прогнозу використовують комбінації результатів розрахунків моделей великого розділення T213 та моделей меншого розділення, наприклад T63.

Таким чином, мультимодельність являє собою неявний або явний спосіб розв'язання задач об'єктивного аналізу та прогнозу і може цілеспрямовано використовуватися у прикладних питаннях [10, 12].

Реалізація гідродинамічних задач ставить певні вимоги до технічних характеристик персональних комп'ютерів (ПК). Гідродинамічні моделі з горизонтальним розділенням не нижче T40 та вертикальним не менше 15 рівнів ефективно реалізуються тільки на ПК з високою тактовою частотою, оперативною пам'яттю не менше 32 Мбайт і достатньо великою зовнішньою пам'яттю для накопичення результатів розрахунків.

На рис.4.1 представлено функціональну блок-схему технологічної лінії розрахунків. На ПК по локальній мережі надходить метеорологічна інформація, що відбирається за необхідні строки з бази даних SHOT [1, 2]. Зміст циклічної бази Shot відображується на екрані ПК і може бути використаний та архівований вже окремо від супер ЕОМ. Інформація у базі

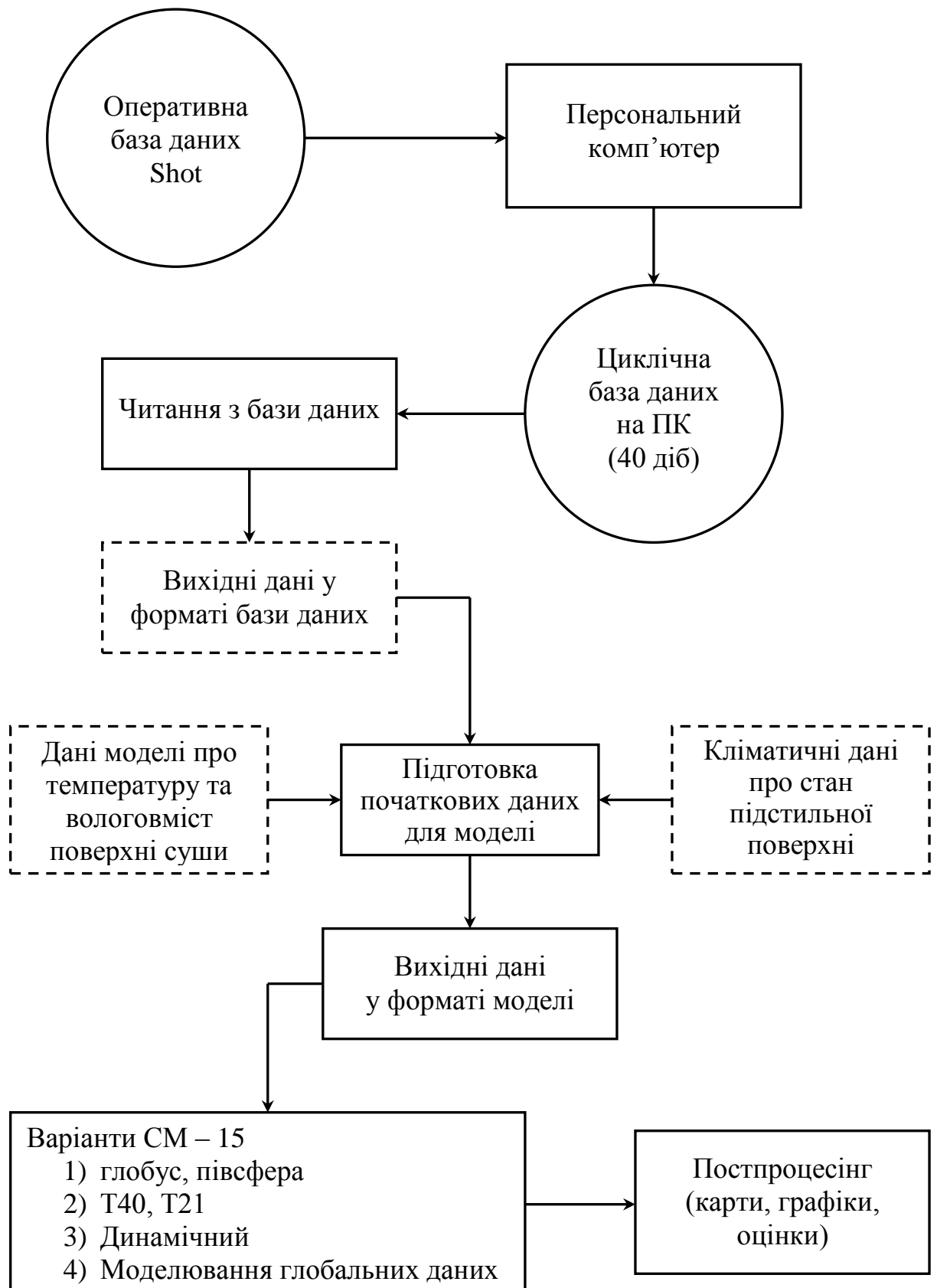


Рис 4.1 – Функціональна блок-схема технологічної лінії гідродинамічних прогнозів на персональному комп'ютері.

даних на ПК оновлюється кожні 40 діб, її легко перенести на будь - який інший комп'ютер (об'єм заповненої бази становить близько 25 Мбайт).

Схема дозволяє підключатися до усіх поточних баз даних. Авторами схеми створено пакет програм для попередньої обробки (препроцесінга) архівних даних для супер ЕОМ. Також, виконується інтерполяція даних у вузлах гауссової сітки, які поновлюються кліматичними даними про стан підстильної поверхні, що використовують як нижні граничні умови моделі. Початковий файл, який на даному етапі нічим не відрізняється від оперативного варіанта початкових даних, передається лініями зв'язку на ПК. Розділення препроцесінга (архів чи оперативна лінія) утворюється однією програмою; основні напрямки препроцесінга – інтерполяція, поповнення та побудова вертикальних розрізів - є уніфікованими.

У технологічну лінію включено блок автоматичного пошуку кліматичних даних за поточний місяць та механізм зміни модельних приземних полів температури та вологості ґрунту. З цією метою створено архів кліматичних даних та програм їх обробки. Для оцінки якості результатів прогнозів використовують, наприклад, архів об'єктивних аналізів НМЦ (Національного метеорологічного центру) США версій II та III на оптичних дисках. Розроблено процедури інтерполяції та візуалізації полів цих архівів.

Основним блоком цієї лінії є чисельна схема гідродинамічного прогнозу. Як базова, використана спектральна модель Гідрометцентру Росії [7, 9]. На ПК реалізовано дві спектральні моделі – T21L15 та T40L15 – у глобальному та півсферному (для півкулі) варіантах. Сучасний оперативний об'єктивний аналіз здійснюється для півсфери, тому для розрахунків в глобальних варіантах передбачено процедури симетризації початкових даних. Поряд з вихідним (повним) варіантом моделі використовують динамічний варіант, у якому відсутні блоки параметризації радіаційних процесів та граничного шару.

Механізм обміну даними між різними моделями уніфіковано і реалізовано у вигляді пакетних файлів.

Останні блоки технічної лінії відповідають за постпроцесінг, оцінку якості та графічне відтворення результатів розрахунків (візуалізація та анімація). Постпроцесінг дозволяє перетворювати модельні дані з однієї сітки у будь-яку іншу, найчастіше регулярну, а також отримувати інші поля (наприклад, поля геопотенціалу, який не розраховується за моделлю).

Оцінка якості прогнозів виконується за допомогою стандартних процедур оцінки результатів чисельного прогнозу у Гідрометцентрі Росії.

Для зіставлення розраховують також статистичні характеристики інерції реальних процесів. Оцінки надаються для усієї півкулі та семи окремих регіонів. Регіони займають половину півкулі і починаються у західній частині, а закінчуються у східній, зміщуючись через 30° довготи у діапазоні широт від 25 до 85° півн.ш.

Основні блоки технологічної лінії динаміко-статистичної схеми.
Розглянемо елементи головного (експертного) блоку схеми, у якому приймаються рішення про подальші шляхи розрахунків та пов'язані з ними етапи розрахунків у схемі довгострокового прогнозу [1, 2].

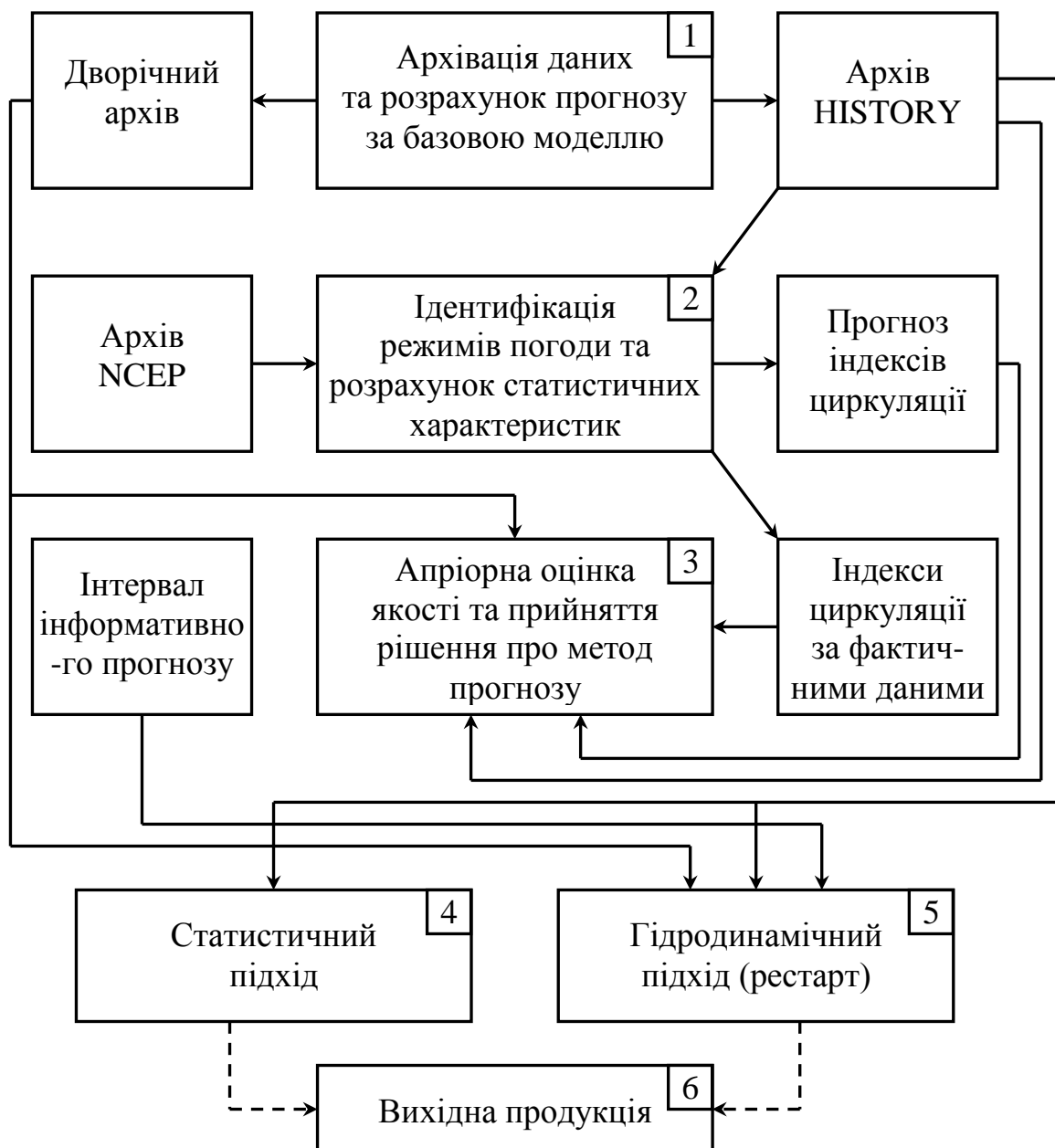


Рис. 4.2 – Експертний блок технологічної лінії схеми багатомодельного довгострокового прогнозу ГМЦ Росії.

Особливу увагу слід приділяти процедурі апріорної оцінки якості основних регресійних схем та методиці інтерпретації полів циркуляції атмосфери для відбудування та прогнозу осереднених полів приземної температури повітря (рис. 4.2).

Блок 1. Архівація даних та розрахунок прогнозу за базовою моделлю. Розглянемо деякі елементи цього блоку. По каналах зв'язку з супер ЕОМ з циклічної бази даних (цикл дорівнює 40 діб) передаються поля метеорологічних величин, необхідні для роботи гідродинамічної моделі. Прийом даних та їх накопичення здійснюють на ПК. Поля заносяться до бази даних SHOT, яка сформована на ПК і має можливість вмістити 40 наборів початкових даних. По заповненню бази дані перекидають на зовнішню пам'ять, що має об'єм 1 Гб та поповнюють дворічну базу даних YEARANAL, яка також розміщена на ПК. Початкові дані для моделі можуть братися як з бази даних SHOT (оперативний режим розрахунків), так і з дворічної бази даних (дослідницькі експерименти). Як базова модель використовується півсферна модель Гідрометцентру Росії. Результати інтегрування моделі на 20 діб записуються у файл HISTORY; один розрахунок займає 35 Мб дискової пам'яті.

Блок 2. Ідентифікація режимів циркуляції та розрахунок статистичних характеристик. Під режимом атмосферної циркуляції, як правило, розуміють квазістаціонарний або еквівалентно-баротропний стан атмосфери, який можна характеризувати певними великомасштабними структурами метеорологічних полів. Визначення таких структур можна реалізувати за допомогою факторного аналізу [4, 8, 10]. Факторний аналіз використовується для ідентифікації режимів погоди для визначених у практиці складання довгострокових прогнозів погоди природних

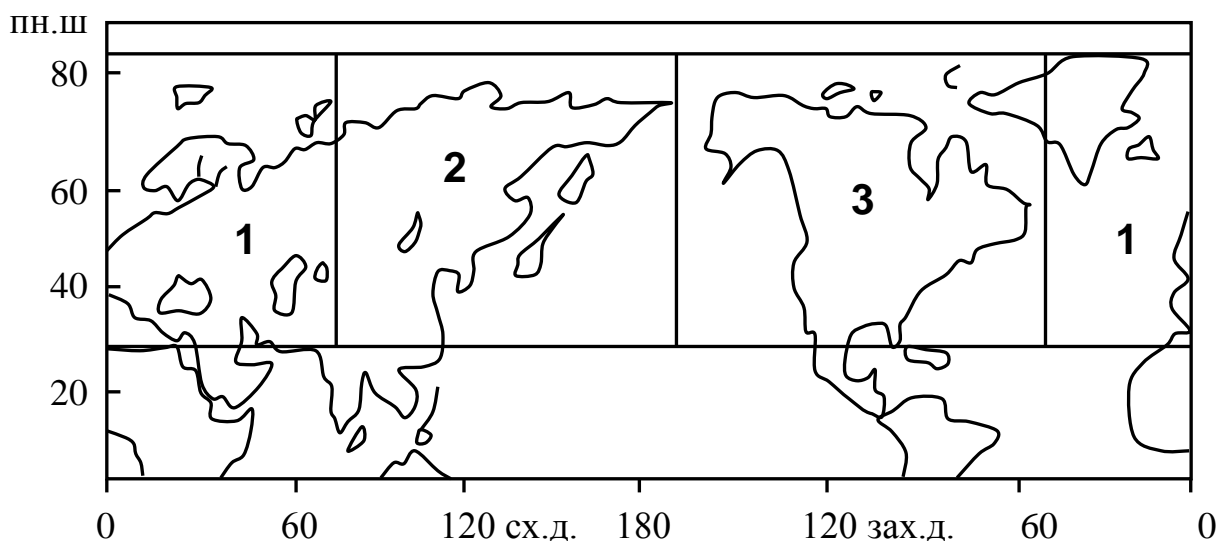


Рис. 4.3 – Основні райони північної півкулі, дані яких використовуються у схемі та оцінці якості прогнозів.

синоптичних районів (1, 2 і 3; рис. 4.3), для 6 сезонів (січень – лютий, березень – квітень, травень – червень, липень – серпень, вересень – жовтень, листопад – грудень). Вихідною інформацією є дані об’єктивного аналізу щоденних полів H_{500} NCEP (Національного метеорологічного центру США) за 1958–94 рр. Змінні H_{500} задавалися у 68 вузлах сітки, яка формувала приблизно однакові за площею сферичні трапеції. Було розраховано кліматичні середні та стандартні відхилення для відповідних значень H_{500} .

Для кожного регіону виділено шість основних факторів, що пояснюють основну частину сумарної дисперсії. Осередки екстремальних значень, які їм відповідають, мають, як правило, дипольну, локально обмежену структуру і визначають стійкі стани (режими) атмосферної циркуляції, які повторюються найчастіше.

Для кількісного опису поведінки режимів введено індекси циркуляції або індекси „далеких зв’язків” [4, 14]. У загальному вигляді такий індекс представляється таким чином:

$$I = \frac{1}{P_j} \sum_{j=1}^k \left(\frac{\pm \Delta H_{500j}}{\sigma_i} \right), \quad (4.1)$$

де ΔH_{500j} – аномалія H_{500} у точці j , знак якої встановлюється знаком відповідної структури;

σ_i – її середнє квадратичне відхилення;

k – кількість точок;

P_j – вага точки $\left(\sum_{j=1}^k \frac{1}{P_j} = 1 \right)$, [4, 14].

Блок 3. Априорна оцінка якості та прийняття рішення про метод прогнозу. У експериментальному блоці відпрацьовано три методики априорної оцінки якості. *Перша методика* ґрунтується на покроковій множинно-лінійній регресії [1]. Предиктантом у рівнянні регресії є прогностичне значення середньої квадратичної помилки гідродинамічного прогнозу. Як предиктори використовуються, по-перше, параметр аналогічності модельних полів H_{500} , що дорівнює середній квадратичній помилці даного прогностичного поля з завчасністю у одну добу, і, по-друге, отримані за допомогою факторного аналізу 6 індексів атмосферної циркуляції. Коефіцієнти регресії встановлюють за допомогою методу найменших квадратів по виборці з серії гідродинамічних прогнозів, по трьох суміжних початкових датах на 20-добові періоди (усього, за виключенням першої доби прогнозу, на основі якого встановлюється аналогічність прогностичних полів, вибірка містить 57 випадків). Задача вибору найкращої множини змінних величин розв’язується за допомогою

процедури просіювання. Доведено, що включення більш ніж трьох змінних у рівняння регресії не покращує основних результатів.

Отримані прогностичні значення середньої квадратичної помилки використовують для визначення часового інтервалу, протягом якого гідродинамічні прогнози можна визнати імовірними, якщо значення середньої квадратичної помилки не перевищує 10 дам. Інтервал інформативного прогнозу встановлюється окремо для північної півкулі та для кожного з трьох природних синоптичних районів.

Друга методика базується на розрахунку дивергенції модельних траєкторій, які обчислюють за середнім квадратичним відхиленням між двома парами полів геопотенціальних висот H_{500} , як по усій північній півкулі, так й для трьох визначених районів. Основна методологічна складність полягає в оцінці рівня критичного розходження, який свідчить про втрату інформативності динамічного прогнозу.

Третя методика оцінки якості використовує аналіз тенденції хвильової енергії, що належить до певних діапазонів планетарних (загальних) чисел. Відомо, що моделі змінюють потік, наприклад, на ізобаричній поверхні 500 гПа вони перетворюють великомасштабні хвильові структури у дрібномасштабні хвилі, які швидко переміщуються. Це означає, що хвильова енергія, яка належить першим хвильовим числам, переважно зменшується з часом. Відомо також, що однією з головних вад усіх моделей загальної циркуляції атмосфери (МЗЦА) є неспроможність точно відтворити фазу довгих хвиль.

Очевидно, що головне призначення 3-го блоку схеми прогнозу полягає в отриманні оцінки інтервалу інформативності гідродинамічного прогнозу і це визначає спосіб подальшого розрахунку. Наприклад, при дуже малому інтервалі інформативного прогнозу (менше 5 діб), місячний прогноз буде складатися за змінною кліматичною схемою або за полями інерції. Використання інших характеристик модельного процесу, наприклад, енергетики, стійкості потоку, тощо, дозволяє зробити вибір між статистичними (блок 4) та гідродинамічними (блок 5) способами для відновлення середніх декадних та місячних полів.

Блок 4. Інтерпретація результатів моделювання для відновлення та прогнозу приземної температури повітря. Разом з поданням прогностичних полів метеорологічних величин у регулярній сітці, певний інтерес становлять також їх значення на основних метеорологічних станціях з тривалими за часом спостереженнями. Для отримання цих значень реалізована процедура інтерполяції з регулярної широтно-довготної сітки моделі у географічні точки із заданими координатами. Інтерполяція на станції необхідна також для оперативного випробування схеми, що здійснюється у певному порядку за визначеним набором станцій.

У схемі прогнозу середньої приземної температури використовують два основних підходи. По-перше, це відновлення за модельними даними

добових значень температури та подальше її осереднення по заданих інтервалах часу, а по-друге, визначення середньої місячної приземної температури за модельними полями циркуляції тільки на рівні 500 гПа.

Алгоритм відновлення добових значень ґрунтується на лінійній екстраполяції на рівень станції (вузол сітки) за формулою

$$T_s = T_{s+1} + \gamma_{s,s+1}(h_{s+1} - h_s), \quad (4.2)$$

де T_s – температура на рівні станції;

$\gamma_{s,s+1}$ – вертикальний градієнт температури у шарі між висотою станції s і ближньою ізобаричною поверхнею $s + 1$, де відома температура T_{s+1} ;

h_s – висота станції над рівнем моря;

h_{s+1} – висота ізобаричної поверхні $s + 1$ [14].

Формула (4.2) є елементарною, але складності при її реалізації полягають у тому, що фактичний вертикальний градієнт температури у шарі $s - (s + 1)$ є невідомим. У вихідних даних прогнозів нижня ізобарична поверхня, на якій є дані про температуру, це звичайно 925 гПа ($s + 1$), а потім 850 гПа ($s + 2$). Як градієнт можна узяти або градієнт для шару $(s + 1) - (s + 2)$, якщо відомі значення температури на обох поверхнях $(s + 1)$ та $(s + 2)$, або можна використати кліматичний градієнт у шарі $s - (s + 1)$ для конкретного місяця та конкретної станції (вузла сітки). У першому випадку перевагою є те, що реалізуються фактичні умови конкретного строку, але виникає питання про адекватність градієнта, який обчислюється у шарі $(s + 1) - (s + 2)$, тому що реально існує у шарі $s - (s + 1)$. Кліматичний градієнт, у свою чергу, відтворює фактичні, але осереднені у відповідному місяці умови, які, у принципі, можуть істотно відрізнятися від умов конкретного строку.

Результати відтворення приземної температури, отримані за допомогою розрахованих та кліматичних градієнтів температури, свідчать про те, що у середньому помилки обох варіантів є порівняними за знаком та величиною, хоч для окремих синоптичних ситуацій, наприклад, зимових антициклонів, результати можуть істотно різнитися через наявність приземних інверсій. Отримані таким чином щоденні прогнози приземної температури можуть бути осереднені по інтервалах інформативності прогнозу, які в залежності від їх успішності можуть змінюватися від 4 до 15 діб.

Для прогнозу середньої місячної температури використано підхід, який ґрунтується на статистичній інтерпретації гідродинамічного прогнозу великомасштабного поля циркуляції у вільній атмосфері, де гідродинамічний прогноз, як відомо, є успішнішим, ніж біля поверхні землі. Один з можливих методів визначення локальних особливостей поля середньомісячної температури ґрунтується на кореляційних зв'язках між

характеристиками низькочастотної мінливості поля циркуляції H_{500} та температурою у локальній географічній точці (вузлі сітки або на конкретній станції). Техніка переходу від великомасштабних систем до локального масштабу отримала назву “downscaling” і повсюдно використовується у прогностичній практиці. Загальний підхід до визначення середньомісячної температури на основі чисельного прогнозу синхронного середньомісячного поля циркуляції був сформульований у роботах [9-11]. На архівному матеріалі були отримані задовільні результати, але успішність сучасних прогнозів самого поля циркуляції на місяць ще недостатньо висока через те, що їх неможливо використовувати безпосередньо для прогнозу температури.

Тому розроблена схема орієнтується на середньострокові чисельні прогнози поля циркуляції, які осереднюються по інтервалах інформативності (рис. 4.2, блок 3). Ці величини розглядаються як характеристики низькочастотної мінливості і залучаються як предиктори у відповідні схеми регресії.

Для побудови рівнянь регресії використовується архів щоденних значень H_{500} у вузлах регулярної сітки (5° широти і 10° довготи) у широтному поясі $20-85^\circ$ півн.ш. та архіви середньої місячної приземної температури по 85 станціях європейської території колишнього СРСР, Сибіру та Далекого Сходу за зимові місяці 1961-1990 рр. Дані про температуру за 1957-60 та 1991-96 рр. вжиті як незалежна вибірка для верифікації регресійної моделі. Спочатку здійснюється стандартизація полів аномалій геопотенціалу та середньомісячної температури, що дозволяє виключити річний хід.

Побудова рівнянь регресії здійснюється за допомогою процедури просіювання. Як характеристики циркуляції, вживаються середні за перші десять діб місяця прогнозу значення H_{500} тільки у тих вузлах сітки, які характеризувалися значущими ($r \geq 0,5$) кореляціями (“далекими зв’язками”) з середньомісячною температурою на конкретній станції [2]. Набір цих характеристик містить 10 предикторів і змінюється від станції до станції, для яких визначалася середньомісячна температура. Крім того, у процедурі просіювання використовувались дані у вузлах сітки з великими значеннями стандартного відхилення H_{500} у вузлах, у яких визначалися індекси телеконекції за Уолесом-Гацлером [14], а також у вузлах, які відповідають максимальним і мінімальним широтам сезонного положення осі висотної фронтальної зони. Цей набір містить 20 предикторів і є постійним для усіх станцій. Таким чином, просіювання виконувалося для набору з 30 предикторів. Кількість відібраних процедурою просіювання членів рівняння регресії змінюється від 7 до 21 для різних станцій. Але відомо, що чим більша кількість членів у рівнянні регресії, тим менш стійким буде результат при переході до незалежної вибірки. Саме тому, у рівняння регресії включається не більше 5-6 членів.

Просіювання для кожного зимового місяця дає на залежній вибірці дуже високі результати: коефіцієнт кореляції між розрахованими та фактичними значеннями аномалій середньомісячної температури лежить у межах 0,88-0,98. Але при переході до незалежної вибірки коефіцієнти кореляції знижуються до 0,22-0,36. Збільшення об'єму вибірки за рахунок об'єднання трьох місяців сезону за умови виключення річного ходу з вихідних даних, істотно збільшує стійкість рівня регресії [14]. Наприклад, рівняння регресії для аномалій середньомісячної температури, отримане по вибірці за сезон, для Москви має вигляд

$$\Delta T = (-0,070 - 0,474N_1 - 0,282N_2 + 0,170N_3 - 0,323N_4 - 0,240N_5 + 0,145N_6)\sigma, \quad (4.3)$$

де ΔT – аномалія середньомісячної температури;

σ – стандартне відхилення середньомісячної температури по станції Москва для одного з зимових місяців або сезону;

N_1 – стандартизовані аномалії геопотенціалу у вузлі з координатами 70° півн.ш. і 10° зах.д. (район Норвезького моря);

N_2 – значення геопотенціалу у вузлі з координатами 55° півн.ш. та 50° сх.д. (один з центрів західноатлантичної системи телеконнекції);

N_3 – значення геопотенціалу у вузлі з координатами 50° півн.ш. та 40° зах.д., яке узагальнює південний вплив;

N_4 – значення геопотенціалу у вузлі з координатами 35° півн.ш. та 160° зах.д. відтворює вплив одного з центрів телеконнекції Тихий океан – Північна Америка (район Алеутської депресії);

N_5 – значення геопотенціалу у вузлі з координатами 65° півн.ш. та 110° зах.д. (максимальна широта ВФЗ, яка огинає гребні над сходом Тихого океану);

N_6 – значення геопотенціалу у вузлі з координатами 45° півн.ш. та 80° зах.д. (мінімальна широта ВФЗ, що огинає улоговину над західною частиною Атлантики).

Перспективи розвитку схеми прогнозу. При розробці схеми динаміко-статистичного довгострокового прогнозу однією з основних цілей було максимальне використання потенційних можливостей, які є у моделях загальної циркуляції атмосфери [3, 9]. Обґрунтування їх комбінацій досить складне, але зрозуміло, що використання набору моделей можна розглядати як деякий варіант із змінними параметрами однієї моделі.

У цьому розумінні ідеальною є схема, побудована на єдиній моделі з гнучко змінними параметрами (горизонтальне і вертикальне розділення, коефіцієнти турбулентної дифузії, параметри конвекції або радіаційні константи), які звичайно бувають жорстко зафіксовані у моделях.

З іншого боку, необхідно продовження досліджень у напрямку модернізації алгоритмів моделей загальної циркуляції атмосфери, а також з вдосконалення параметризації, і, у першу чергу, з уточнення нижніх граничних умов, які сильно впливають на результати моделювання.

Експерименти у цих напрямках можна планувати та проводити тільки на суперЕОМ з великим обсягом пам'яті та відповідною швидкістю.

4.2 Довгострокове прогнозування середньої місячної температури повітря та місячної суми опадів для території України

Головні методичні положення розрахункової схеми прогнозу. В [15, 17] наведено розрахункову схему прогнозу погоди (температури і опадів) на місяць з місячною завчасністю на основі використання інформації аналогічних процесів. Автори виконали аналіз справджуваності прогнозів середньої місячної температури повітря та місячної суми опадів, який показав перевищення справджуваності за схемою порівняно з кліматичними та інерційними прогнозами [16, 18-23].

Для визначення квазіперіодичності атмосферних процесів використовуються дані геопотенціалу на поверхні 500 гПа, температури, тиску й опадів біля поверхні землі та у вузлах регулярної географічної сітки з широтним кроком $\Delta\varphi = 5^\circ$ та довготним $\Delta\lambda = 10^\circ$ у північній півкулі, осереднені за природно-синоптичні періоди (п.с.п.) з 1966 по 1983 рр. При прогнозі використовуються також дані у вузлах регулярної сітки на рівнях 300, 200, 100 та 10 гПа.

Нагадаємо основні показники подібності метеорологічних полів, найпростішими з яких є

$$P = \frac{n_+ - n_-}{N}, \quad (4.4)$$

де N – загальна кількість вузлів регулярної сітки північної півкулі (у нашому випадку 252 точки);

n_+ – кількість вузлів, де аномалії, що порівнюються, однакові за знаком;

n_- – кількість вузлів, в яких знаки аномалії є протилежними.

Значення критерію змінюються у межах $-1 \leq P \leq +1$ [24].

Подальші два показники доповнюють перший показник (4.4)

$$\cos\varphi(i, i + \tau) = \frac{X'(i)X(i + \tau)}{\sqrt{X'(i)X(i) - X'(i + \tau)X(i + \tau)}}, \quad (4.5)$$

де $X(i) = \{x_j\}_i$ – значення поля аномалії метеовеличин у вузлах сітки

північної півкулі;

τ – крок за часом п.с.п.;

X' – транспонований вектор;

$$\eta = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (x_{ij} - x_{Nj})^2, \quad (4.6)$$

де x_{ij} та x_{Nj} – значення у j -му вузлі географічної сітки двох полів i -го та N -го, де $\eta \leq 0$.

У формулі (4.5) $\cos\varphi$ є показником близькості векторів, а η - показником їх відмінності. Якщо $\cos\varphi \rightarrow 1$, а $\eta \rightarrow 0$, то два поля будуть мати найкращий зв'язок.

За допомогою вищезазначених критеріїв аналогічності досліджується квазіперіодичність атмосферних процесів протягом трьох місяців. Усі п.с.п. з 1966 по 1983 рр. були перевірені на аналогічність з наступними п.с.п. протягом трьох місяців поточного року. Аналогічність осереднених атмосферних процесів по п.с.п. протягом трьох місяців перевіряється не тільки при збіганні поля початкового періоду з наступними в однакових вузлах сітки, але й зі зміщеннями його кроком по φ та λ . Методика зміщення поля при дослідженні аналогічності атмосферних процесів є такою: якщо дані початкового мають координати по φ та λ відповідно 0° та 10° , то на аналогічність у наступному полі ця точка визначається на першому кроці у точці 0° та 10° , а потім без зсунення по широті та зі зсуненням на захід та схід по довготі у точках 0° та 20° , 0° та 40° , 0° та 0° , 0° та -10° , 0° та -20° ; потім зі зсуненням по широті на $+5^\circ$ на північ, а також зі зсуненням по довготі у точках 5° та 10° , 5° та 20° , 5° та 40° , 5° та 0° , 5° та -10° , 5° та -20° ; потім зі зсуненням по широті на -5° на південь, а також зі зсуненням по довготі.

У результаті маємо 49 кроків зсунення відносно усіх точок початкового поля. На кожному кроці розраховуються оцінки аналогічності атмосферних процесів двох полів за допомогою вищезазначених критеріїв (4.5)-(4.6). Межі кроків зсунення відносно початкового положення по широті вибираються з урахуванням різниці у положенні планетарної висотної фронтальної зони (ПВФЗ) над північною півкулею влітку та взимку, а по довготі визначаються відстанню між центрами дії атмосфери.

Автори цієї методики намагалися послабити жорсткі вимоги до абсолютного просторового збігу полів-аналогів, що призводить до об'єднання безлічі аналогічних полів, оскільки за абсолютним просторовим збігом полів треба вимагати збіг синоптичних процесів-аналогів у певну пору року. Досвід показав, що аналогічні синоптичні процеси часто зсунені на відстань, що приблизно дорівнює розмірам території, по якій дається прогноз, на декілька градусів як по широті, так і по довготі. Але синоптик у своїх прогнозах не використовує для прогнозу метеорологічні

поля, які спостерігались у минулому за аналогічні строки по іншій території. За рахунок цього у прогнозі вже припускається перша помилка.

Згідно з [24], вважалося, що знайдений аналогічний синоптичний процес можна використати без врахування розвитку синоптичних процесів в інших районах. Це є другою помилкою у прогнозі за традиційним методом аналога. Необхідно підбирати аналог з оцінками циркуляції усієї північної півкулі, а не тільки в окремому районі. Це є природним з фізичної точки зору, оскільки у довгострокових прогнозах розглядаються макроциркуляційні процеси глобального характеру, взаємопов'язані між собою.

Третя помилка вноситься у прогноз при використанні аналога давно минулих років, через що не враховуються короткоперіодні кліматичні зміни [25, 26], зумовлені, наприклад, процесами взаємодії океану та атмосфери [27, 28]. Найвідомішими з таких процесів є Північноатлантичне колювання або Ель Ніньйо – Південне колювання. Іншим прикладом може бути вплив сучасного глобального потепління, яке за останні десятиріччя призвело, за оцінками авторів [25], до зміщення на 20° у східному напрямку центрів дії атмосфери. Використання більш коротких періодів у минулому для пошуку аналога дозволяє зберегти інерцію взаємодії системи суша-океан-атмосфера. Визначення ж періоду, який дасть змогу знайти інформативні аналогічні атмосферні процеси для поточного року протягом найближчих місяців, і є однією з основних задач.

Запишемо поле поверхні 500 гПа для північної півкулі у вигляді вектора у N -вимірному арифметичному просторі $X_k = (x_1, x_2, \dots, x_N)$, де N – кількість вузлів регулярної сітки, в яких є дані поверхні 500 гПа, а k відповідає кількості п.с.п., які містяться у трьох послідовних місяцях одного року (це відповідає 16-18 п.с.п. в залежності від їх тривалості). Ступінь близькості двох реалізацій X_i та X_j (поля зображені векторами в N -вимірному арифметичному просторі), який характеризується критерієм аналогічності за знаком аномалії, запишемо у вигляді

$$P_{ij} = \frac{n_{+ij} - n_{-ij}}{N}. \quad (4.7)$$

Для визначення аналогічності ПВФЗ усередині трьох місяців побудуємо симетричну квадратну матрицю K -го порядку з елементами P_{ij} . Діагональні члени цієї матриці $P_{ij} = 1$ будуть вказувати на подібність ПВФЗ у п.с.п. з собою. Побудована матриця буде мати вигляд

$$P_p = \begin{vmatrix} P_{11} & P_{12} & \dots & P_{1k} \\ & P_{22} & \dots & P_{2k} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ & & & P_{kk} \end{vmatrix} \equiv \begin{vmatrix} 1 & P_{12} & \dots & P_{1k} \\ & 1 & \dots & P_{2k} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ & & & 1 \end{vmatrix}, \quad (4.8)$$

де $p = 1, 2, 3, \dots$ є кількістю кроків зсування наступного поля по широті та довготі відносно початкового, тобто на кожному кроці початкове поле п.с.п. з урахуванням кроків зсування по широті та довготі повинно мати 50 матриць. Таким чином, спільна кількість матриць за три послідовні місяці становитиме $16-18 \text{ п.с.п.} \times 50 = 800-900$ матриць.

Такі матриці були розраховані для всіх місяців кожного року окремо. Це було зроблено з метою визначення території з найкращою схожістю поточного п.с.п. з подальшим п.с.п. та фіксації координат зміщення цих полів на кожному кроці.

Автокореляційні матриці були побудовані для п.с.п. кожного місяця окремо, а також окремо за кожен рік періоду 1966–1983 рр. Відхилення значень геопотенціальних висот поверхні 500 гПа у вузлах регулярної сітки північної півкулі вводилось від осьової лінії ПВФЗ, яка має такі середні значення відповідно до сезонів: зима – 536 гп. дам, весна – 544 гп. дам, перша половина літа – 560 гп. дам, друга половина літа – 572 гп. дам, осінь – 556 гп. дам, час перед початком зими – 542 гп. дам.

На наступному етапі з 50 автокореляційних значень кожного періоду вибирались лише ті значення, які були максимальними, та при цьому фіксувались координати зміщення максимальної схожості двох полів п.с.п. В цілому такий підхід у визначенні аналогічності дає змогу початковому полю п.с.п. „плавати” по подальших полях п.с.п. та знаходити собі найкращу подібність, незалежно від його початкового географічного положення. Такий підхід, який знімає вимоги аналогічності процесів над однією і тією ж територією та дозволяє розширити дослідження атмосферних процесів у часі та просторі для північної півкулі, одержав назву методу „плаваючого аналога”.

Матриця максимального збігу синоптичних процесів над північною півкулею на кожному кроці по одному п.с.п. для конкретного місяця запишеться у вигляді

$$P_{p(\max)} = \begin{vmatrix} 1 & P_{12(\max)} & P_{13(\max)} & \dots & P_{1k(\max)} \\ & 1 & P_{23(\max)} & & P_{2k(\max)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ & & & & 1 \end{vmatrix}, \quad (4.9)$$

де $P_{ij(\max)}$ вказує на найкращу міру схожості початкового п.с.п. з наступним

кроком $j = 1, 2, \dots, K$ та координати зсунення аналога.

Таким чином, кожен початковий період знаходить у кожному наступному періоді всередині трьох місяців найкращий свій геометричний збіг, при цьому не враховується збіг географічних координат. Межі по широті $\pm 15^\circ$ та по довготі $\pm 30^\circ$ вибрані тому, що вони є порівняними з синоптичними масштабами.

Отже, метод “плаваючий аналог”, в основі якого лежить умова геометричної схожості двох висотних планетарних фронтальних зон та знімається обмеження збігу у кількісних оцінках та розташуванні, дає змогу провести узагальнений аналіз аналогічності атмосферних процесів північної півкулі. Цей аналіз дав можливість відповісти на питання: чи можна використовувати пам’ять атмосферних процесів протягом найближчих трьох місяців для прогнозу погоди на місяць?

На рис. 4.4 для зручності аналізу наведемо часову функцію середніх значень $P_{(\max)}$ для центральних місяців сезону. З рисунка видно, що на кривій середньої функції з’являється максимум, який відповідає початку третього місяця. Аналогічність атмосферних процесів відповідає подібності на 65% території, що більше середньої оцінки для довгострокових оперативних прогнозів. Тому цей період потребує особливої уваги для використання його в прогнозі погоди на місяць. Для прикладу у табл. 4.1 наведені середні значення показника аналогічності після початку третього місяця з початковим п.с.п.

Таблиця 4.1 Значення показників аналогічності після початку березня з початковим п.с.п.

Місяць	$P_{(\max)}$	$\cos \varphi_{(\max)}$
квітень	0,60	0,81
травень	0,50	0,71
червень	0,59	0,80
липень	0,63	0,84
серпень	0,74	0,92
вересень	0,60	0,81
жовтень	0,65	0,84
листопад	0,68	0,87
грудень	0,63	0,83
січень	0,64	0,84
лютий	0,60	0,81
березень	0,52	0,72

Аналіз побудованих графіків дає змогу зробити висновок, що для п.с.п. протягом всього року виявляється двомісячна

квазіперіодичність атмосферних процесів. Аналогічні атмосферні процеси з двомісячною квазіперіодичністю мають зсування по широті та довготі відносно початкових. Зміщення ПВФЗ аналогів відносно ПВФЗ поточного періоду по широті має сезонний характер. Зсування аналога також залежить від пори року. Розташування полів-аналогів зсувається із заходу на схід у тепле півріччя та визначається сезонною взаємодією системи океан – суша – атмосфера.

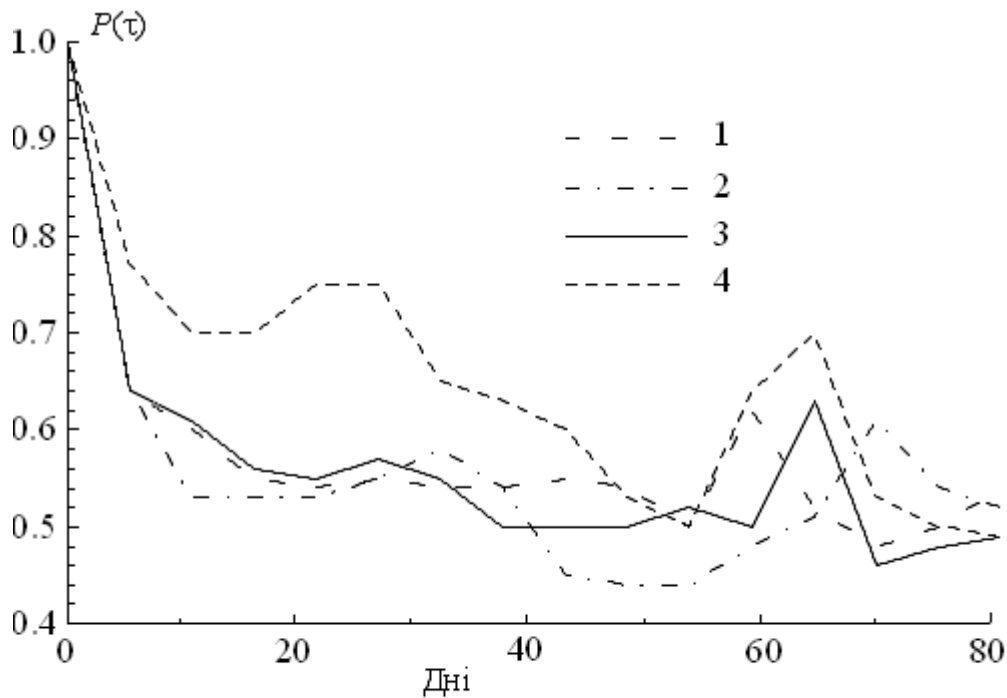


Рис. 4.4 – Схожість вихідного поля геопотенціалу з наступними полями впродовж трьох місяців за методом плаваючого аналога: 1 - січень, 2 - квітень, 3 - липень, 4 - жовтень.

Таким чином, результати дослідження періодичності атмосферних процесів методом “плаваючий аналог” дозволили знайти двомісячну аналогічність атмосферних процесів та визначити закономірності їх сезонного положення. Запропонований підхід розширює в цілому поняття аналогічності атмосферних процесів та дає змогу використовувати знайдені закономірності при побудові розрахункових схем довгострокового прогнозу погоди.

Спосіб деталізованого прогнозу погоди на місяць за допомогою методу “плаваючий аналог” представлено нижче. Вектор

$$X = \{x_i\} = (x_1, x_2, x_3, \dots, x_n), \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (4.10)$$

відтворює поле, що прогнозується, де x_i відповідає значенню метеовеличин у i -му вузлі сітки на території, що розглядається. Аналогічне поле метеовеличин подано у вигляді вектора розмірності

$$Y = \{y_i\} = (y_1, y_2, y_3, \dots, y_n), \quad i = 1, 2, 3, \dots, n. \quad (4.11)$$

Оскільки початкове поле метеовеличин X_1 та аналогове Y_1 завжди мають деякі розходження, які допускаються критеріями аналогічності, то можна записати $X_1 \approx Y_1$. Ці розходження визначають початкову помилку прогнозу. Наступні метеорологічні поля деталізованого прогнозу погоди всередині місяця будуть визначатися за формулою:

$$\begin{aligned} X_2 &= Y_1 + (Y_2 - Y_1) = \{y_i\}_1 + (\{y_i\}_2 - \{y_i\}_1) = Y_2, \\ X_3 &= Y_2 + (Y_3 - Y_2) = \{y_i\}_2 + (\{y_i\}_3 - \{y_i\}_2) = Y_3, \\ & \dots \dots \dots \\ X_j &= Y_{j-1} + (Y_j - Y_{j-1}) = \{y_i\}_{j-1} + (\{y_i\}_j - \{y_i\}_{j-1}) = Y_j. \end{aligned} \quad (4.12)$$

Таким чином, прогноз погоди відповідатиме характеру метеовеличин полів аналогів і не враховуватиме при цьому початковий стан поля метеовеличин. Помилку прогнозу можна зменшити, якщо врахувати у розрахунковій схемі прогнозу початкове поле метеовеличин.

Розрахункова схема прогнозу погоди всередині місяця з урахуванням початкової інформації за методом “плаваючий аналог” виглядає таким чином. При $X_1 \approx Y_1$ тенденція зміни аналогових полів метеовеличин

$$Y_j - Y_{j-1} = \{y_i\}_j - \{y_i\}_{j-1}, \quad j = 1, 2, \dots, k, \quad (4.13)$$

а схема прогнозу запишеться

$$\begin{aligned} X_2 &= X_1 + (Y_2 - Y_1) = \{x_i\}_1 + (\{y_i\}_2 - \{y_i\}_1), \\ X_3 &= X_2 + (Y_3 - Y_2) = \{x_i\}_2 + (\{y_i\}_3 - \{y_i\}_2), \\ & \dots \dots \dots \\ X_j &= X_{j-1} + (Y_j - Y_{j-1}) = \{x_i\}_{j-1} + (\{y_i\}_j - \{y_i\}_{j-1}). \end{aligned} \quad (4.14)$$

Якщо зіставити наведені вище рівняння, виявляється, що помилка прогнозу зменшується на величину

$$\begin{aligned} \Delta X_j &= X_j - X_{j-1} = X_{j-1} + (Y_j - Y_{j-1}) - X_{j-1} - (Y_{j-1} - Y_{j-1}) \\ &= X_{j-1} - Y_{j-1} = X_1 - Y_1. \end{aligned} \quad (4.15)$$

Отже помилка прогнозу буде визначатися різницею початкового поля X_1 та його аналога Y_1 . Якщо у способі прогнозу погоди за методом “плаваючий аналог” врахувати не тільки початкову інформацію поля

великомасштабні процеси взаємодії океану-суші-атмосфери, які повільно змінюються, не встигають перебудуватися, і тому двомісячна періодичність не вносить до поточних процесів відповідних помилок, як це відбувається при використанні аналога з далеких років.

Складання прогнозу за методом “плаваючий аналог” має такі етапи (рис. 4.5):

- підготовка даних;
- вибір аналога синоптичних процесів для місяця, який прогнозується, визначення їх зсунення один відносно іншого; побудова схем розвитку синоптичних процесів та прогноз ходу погоди з урахуванням поля-аналога двомісячної квазіперіодичності;
- підготовка прогнозу для різних споживачів.

Вибір аналога синоптичним процесам місяця, який прогнозується, проводиться програмними засобами, у які закладена логічна операція з вибору аналога атмосферним процесам поточного п.с.п. за два місяці до нього та його передісторії. Вибір аналога робиться за геометричною подібністю ПВФЗ. Еволюція ПВФЗ, як відомо, відображає найважливіші особливості у розвитку макропроцесів і пов’язана зі зміною інтенсивності зональної та меридіональної циркуляції.

Аналіз справджуваності прогнозів місячної температури повітря та місячної суми опадів з місячною завчасністю за методом “плаваючий аналог” показав перспективність даного методу за такими показниками:

1. Справджуваність прогнозів з місячною завчасністю перевищує аналогічну величину для кліматичних та інерційних прогнозів на 20%.
2. Успішність прогнозів середньомісячної температури повітря збігаються з успішністю прогнозів Гідрометеоцентру Росії при місячній завчасності прогнозів.
3. Справджуваність прогнозів місячної суми опадів за методом Українського науково-дослідницького гідрометеорологічного інституту вище успішності прогнозів Гідрометеоцентру Росії на 15%.

Наведені висновки обґрунтовують доцільність використання опрацьованого методу прогнозу погоди в оперативній практиці Гідрометцентру України. За рішенням Центральної методичної комісії Держкомгідромету з січня 1997 року метод “плаваючий аналог” визнано офіційним при складанні довгострокового прогнозу погоди на території України. Метод, який з 1987 року використовується інститутом “Агроресурси” при складанні прогнозів умов вегетації сільськогосподарських культур. Відповідно до угоди про співробітництво між УкрНДГМІ та Гідрометеорологічним інститутом Болгарії (Софія) з 1993 року методом “плаваючий аналог” складаються прогнози для території Болгарії [15, 26, 27].

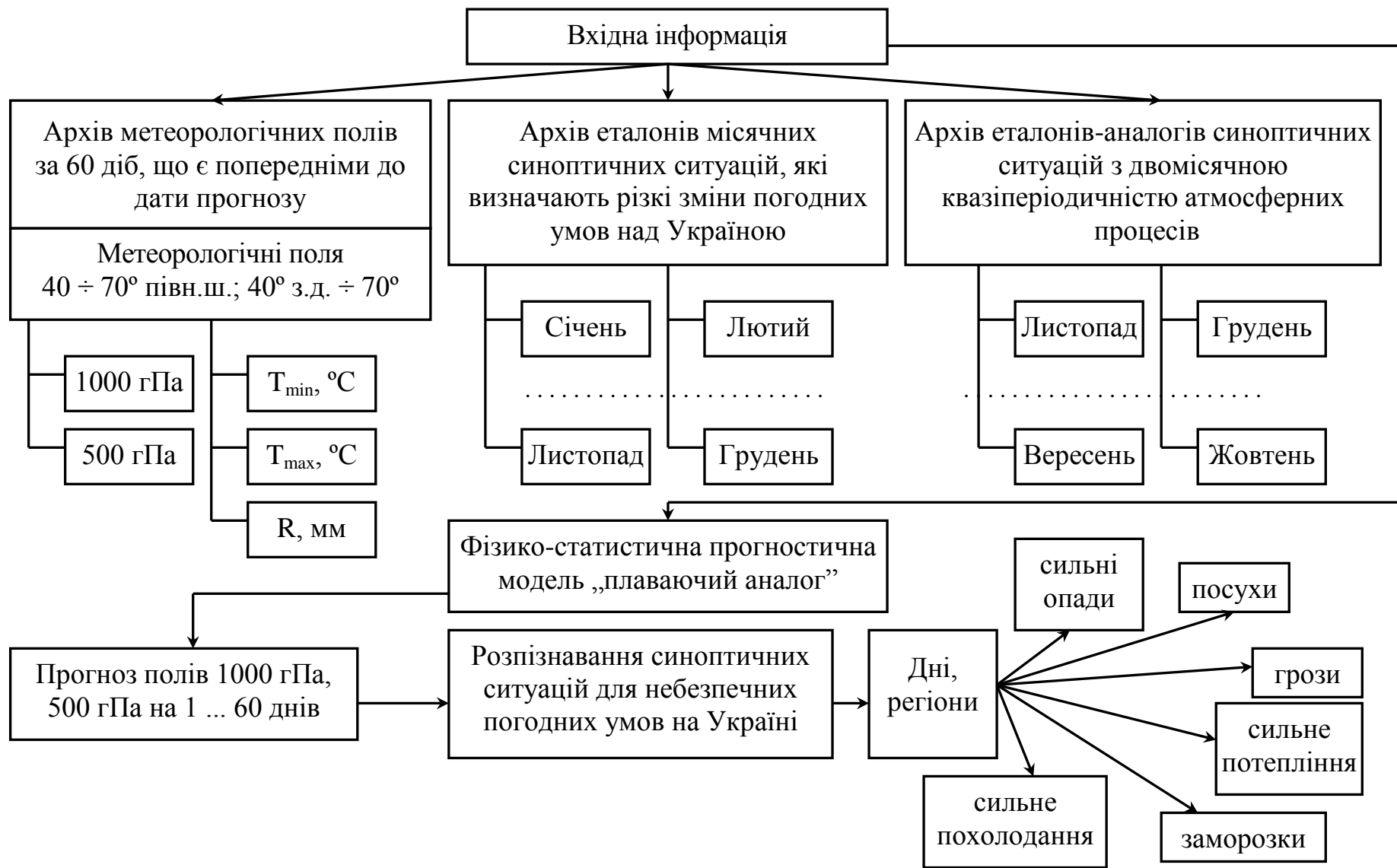


Рис. 4.5 – Технологічна схема довгострокового прогнозу погоди УкрНДГМІ.

Питання до самоперевірки

1. Дайте стислу характеристику гідродинаміко-статистичної схеми довгострокових прогнозів погоди.
2. Чому не можна скласти гідродинамічний прогноз на тривалий термін ?
3. Що таке мультимодельний підхід у довгостроковому прогнозуванні ?
4. Як встановлюється інтервал інформативності та апріорна оцінка якості гідродинамічного прогнозу ?
5. Які перспективи розвитку чисельних методів у довгостроковому прогнозуванні ?
6. Яким чином здійснюється перехід від прогнозу карти АТ-500 гПа до прогнозу аномалій температури та опадів біля поверхні землі ?
7. Яким чином побудована схема довгострокового прогнозу місячної температури повітря за методикою УкрНДГМІ (автор В. Ф. Мартазінова)?
8. Що таке „плаваючий аналог”? Як встановлюється ступінь аналогічності місячної суми опадів?
9. Які сучасні особливості загальної циркуляції атмосфери використані у методиці В. Ф. Мартазінової?
10. Розпізнавання синоптичних ситуацій для небезпечних погодних умов на Україні.
11. Що таке еталони місячних синоптичних ситуацій для різких змін погодних умов?
12. Як у довгостроковому прогнозі використовується двомісячна квазіперіодичність?

Література до розділу 4

1. Муравьёв А. В., Казначеева В. Д., Круглова С. Н., Куликова И. А. Долгосрочное прогнозирование аномальных синоптических ситуаций. I. Основные конструктивные и технические характеристики динамико-статистической схемы долгосрочного прогноза погоды // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 3. – С. 28-36.
2. Муравьёв А. В., Казначеева В. Д., Круглова С. Н., Куликова И. А. Долгосрочное прогнозирование аномальных синоптических ситуаций. II. Условия эксперимента и результаты прогноза //

- Метеорология и гидрология. – 1999. – № 4. – С. 5-15.
3. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных прогнозов погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 488 с.
 4. Казначеева В. Д. Дальние связи низкочастотной составляющей геопотенциала H_{500} и средней месячной приземной температуры воздуха в зимний сезон // Метеорология и гидрология. – 1997. – № 9. – С. 5-13.
 5. Круглова С. Н., Муравьев А. В. Реализация на персональных компьютерах мультимодельного подхода к проблеме долгосрочного прогноза // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 1. – С. 36-45.
 6. Куликова И. А., Муравьев А. В. Факторный анализ региональной циркуляции // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 1998. – Т. 36. – С. 58-64.
 7. Курбаткин Г. П., Дегтярев А. И., Фролов А. В. Спектральная модель атмосферы, инициализация и база данных для численного прогноза погоды. – СПб.: Гидрометеиздат, 1997. – 184 с.
 8. Лоули Д., Максвелл А. Факторный анализ как статистический метод. – М.: Мир, 1967. – 144 с.
 9. Машкович С. А. Спектральные модели общей циркуляции атмосферы и численного прогноза погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 287 с.
 11. Benichou P., Lavielle M., Veyre P. A study of the systematic behaviour of the French hemispheric NWP model as determined by a nonhierarchical clustering analysis // Workshop on Systematic Errors in Models of the Atmosphere. – Toronto (Canada). – 1989.
 12. Blackmon M. L. A climatological spectral study of the 500mb geopotential height of Northern Hemisphere // J. Atmos. Sci. – 1976. – Vol. 33. – P. 1607-1623.
 13. Kaiser J. Computer program for varimax rotation in factor analysis // Edu. Psychol. Measur. – 1959. – Vol. XIX. – P. 120-127.
 14. Klein W. H., Shallard A., Yang R. Specification of monthly mean surface temperature in Canada and Alaska from 500mb height field // J. Climate. – 1989. – Vol. 2. – P. 631-647.
 15. Wallace J. M., Gutzler D. S. Teleconnections in geopotential height field during the Northern Hemisphere winter // Mon. Wea. Rev. – 1981. – Vol. 109. – P. 784-812.
 16. Мартазінова В.Ф., Сологуб Т. А., Іванова О.К. Довгострокове прогнозування середньої місячної температури повітря та місячної суми опадів для території України // Наукові праці УкрНДГМІ. – 1999. – Вип. 155. – С. 12-17.
 17. Long-range forecasting. Progress report for 1995/1996. WMO/TD No. 800., 1997. – 102 p.
 18. Martazinova V. F. Extended ranges forecasting in Ukraine // 2nd Europ.

- Conf. on Application of Meteorology. – Paris (France). – 1995. – P. 216-219.
19. Монин А. С. Прогноз погоды как задача физики. – М.: Наука, 1969. – 183 с.
 20. Thompson P. D. Uncertainty of initial state as a factor in the predictability of large scale atmospheric flow patterns // *Tellus*. – 1957. – Vol. 9. – P. 275-295.
 21. Багров Н. А. Аналогичность метеорологических полей и оценка прогнозов // *Тр. ЦИП*. – 1959. – Вып. 74 – С. 56-68.
 22. Livezey R. E., Barnston A. G. An operational multifield analog prediction system for the USA Seasonal temperature. Part 1, System design and Winter experimental // *J. Geophys. Res.* – 1988. – Vol. 93. – P. 10953-10974.
 23. Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Эстерли Г. Р. Схема адаптивного статистического прогноза с использованием группы аналогов // *Тр. ВНИИГМИ-МЦД*. – 1976. – Вып. 13. – С. 5-25.
 24. Батырева О. В., Вильфанд Р. М., Лукиянова Л. Е., Тищенко В. А. Прогноз изменения внутримесячной температуры воздуха для Европейской территории России и Западной Сибири // *Метеорология и гидрология*. – 1995. – № 12. – С. 3-15.
 25. Руководство по месячным прогнозам погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 366 с.
 26. Martazinova V. F. Changes of atmospheric circulation in centralist Europe at recent decade an long-range forecasting // *Workshop on Regional Climate Change in Central-East Europe*. – Budapest (Hungary). – 1994. – P. 72-77.
 27. Martazinova V. F., Maderich V. S. Changes of the large-scale atmosphere circulation and regional climate in the Ukrain // *Proc. 2nd Conf. on Applied Climatology*. – Norkkoping (Norway). – 1996. – P. 145-148.
 28. Погосян Х. П., Павловская А. А., Шабельникова М. В. Взаимосвязь процессов в тропосфере и стратосфере северного полушария. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. – 222 с.
 29. Тепловое влияние Атлантического океана на атмосферную циркуляцию и долгосрочные прогнозы погоды // *Тр. ГМЦ СССР*. – 1975. – Вып. 147. – С. 104-115.

Висновки

У конспекті лекцій викладено основні положення, набуті та сформульовані на історичному шляху розвитку довгосторокового прогнозування з початку ХХ сторіччя до сучасності. Галузь довгосторокових прогнозів являє собою обширну та вельми розвинену область метеорології, у рамках якої деякі аспекти межують з астрофізикою, геофізикою, гляціологією, океанологією, кліматологією та іншими природничими науками. У довгосторокових прогнозах використовують різні напрямки та практичні підходи, в останні роки, головним чином, запроваджені широкі можливості обчислювальної техніки – супер ЕОМ, інформаційні зв'язки глобального масштабу. Світові прогностичні центри велику увагу приділяють розробці методів ансамблевих гідродинамічних прогнозів та їх об'єднанню з синоптичними та фізико-статистичними методами, які є головними в сучасній практиці довгосторокового прогнозування.

Інший напрямок підвищення якості прогнозів – це регіональні моделі, які базуються на врахуванні якостей підстильної поверхні, рельєфу і сполучень суші та морської (океанської) поверхонь із спробами адаптації фонових прогнозів до конкретних фізико-географічних умов. В цьому руслі розвиваються методи довгосторокових прогнозів в Україні, Великій Британії, Японії та ін.

Обидва напрямки досліджень та практичних підходів мають певні успіхи та ряд очевидних недоліків, що свідчить про необхідність подальшого наукового пошуку нових підходів та теоретичних моделей і вдосконалення існуючих методів довгосторокових прогнозів.

Навчальне видання

Івус Галина Петрівна
Іванова Світлана Миронівна

ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ПОГОДИ

Конспект лекцій

Підп. до друкуФормат Папір офс
Умовн. друк. арк. Тираж ... Зам. №

Надруковано з готового оригінал-макета

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул.Львівська, 15
