

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут
Кафедра метеорології та кліматології

ДИПЛОМНИЙ ПРОЕКТ
рівень вищої освіти: «спеціаліст»

на тему: Низькотропосферні течії над Києвом у тепле півріччя

Виконала студентка 1 курсу гр. МСА-51а
спеціальності 103 – Науки про Землю
спеціалізація Метеорологія та кліматологія
Віннічук Володимир Володимирович

Керівник к.геогр.н., проф.
Івус Галина Петрівна

Рецензент д.г.н., проф.
Ляшенко Галина Віталіївна

Одеса 2017

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Інститут, факультет, відділення	Гідрометеорологічний інститут
Кафедра, циклова комісія	Кафедра метеорології та кліматології
Освітньо-кваліфікаційний рівень	Спеціаліст
Спеціальність	103 - Науки про Землю
Спеціалізація	Метеорологія та кліматологія (шифр і назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри Івус Г.П.
“ 10 ” березня 2017 р.

ЗАВДАННЯ
НА ДИПЛОМНИЙ ПРОЕКТ СТУДЕНТУ

Віннічуку Володимиру Володимировичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема проекту Низькотропосферні течії над Києвом у тепле півріччя

керівник проекту Івус Галина Петрівна

(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

к.геогр.н., проф.

затверджені наказом вищого навчального закладу від 17 грудня 2016 р. № 372С

2. Строк подання студентом проекту 1 червня 2017 р.
3. Вихідні дані до проекту 1. Дані радіозондування у строк 00 та 12 UTC на ст. Київ за тепле півріччя 2006 - 2015 рр. 2. Комплект синоптичних карт за тепле півріччя 2006 - 2015 рр.
4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) 1. Огляд сучасних літературних джерел за темою дипломного проекту. 2. Характеристика повторюваності та основних структурних параметрів низькотропосферних струменів над Києвом за тепле півріччя 2006-2015 рр. 3. Типізація синоптичних процесів за наявності низьких течій над Києвом у теплий сезон 2006 – 2015 рр.
5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень) Рис. 1.1 – 1.12 – ілюстрації механізму виникнення низьких течій з літературних джерел.; рис. 2.1 – забезпеченість (%) даними радіозондувань на ст. Київ за тепле півріччя 2005-2016 рр.; рис. 3.1 – 3.2 – вертикальний розподіл швидкості вітру та температури на ст. Київ за 26.07. 07 р. у строк 00 і 12 UTC; рис. 3.3– карта штормових оповіщень за 26.07. 07р. по території

України; рис. В.1 – В.3 - синоптичні матеріали щодо формування струминної течії у стор 00 і 12 UTC 26.07.07 р.

6. Консультанти розділів проекту (роботи)

Розділ	Прізвище, ініціали та посада Консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв

7. Дата видачі завдання 10 березня 2017 р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів дипломного проекту	Термін виконання етапів проекту	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Вивчення літературних джерел за темою дослідження	з 13.03.17р.	75	добре
2.	Збір та попередня обробка вихідної інформації, складання бази даних до дослідження	квітень 2017 р.	75	добре
3.	Аналіз повторюваності та структури низьких струменів теплового півріччя 2006-2015 рр. над Києвом	квітень 2017 р.	75	добре
4.	Атестація	03-08.04.17	75	добре
5.	Розрахунок основних структурних параметрів струминних течій нижніх рівнів над Києвом за тепле півріччя 2006-2015 рр.	квітень 2017 р.	75	добре
6.	Типізація синоптичних процесів під час формування низькотропосферних течій над Києвом	травень 2017 р	75	добре
7.	Атестація	03-06.05.17	75	добре
8.	Підведення підсумків та підготовка рукопису до друку.	25 травня 2017р.	75	добре
9.	Оформлення дипломного проекту.	31 травня 2017р.	75	добре
10.	Підготовка комп'ютерної презентації та доповіді до захисту дипломного проекту.	червень 2017	75	добре
11.	Попередній захист дипломного проекту.	червень 2017	75	добре
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		75	добре

Студент _____ Віннічук В.В.
 Керівник проекту _____ к.геогр.н., проф. Івус Г.П.

ЗМІСТ

Вступ	5
1 Сучасний стан дослідження низькотропосферних течій.....	7
1.1 Визначення та основні структурні параметри феномену.....	7
1.2 Історія дослідження струминних течій нижніх рівнів.....	11
1.3 Основні гіпотези щодо механізму формування низьких струменів.....	13
1.4 Безпосередня небезпека низькотропосферних течій та їх зв'язок з небезпечними та стихійними гідрометеорологічними явищами.....	17
1.5 Експерименти з дослідження низьких течій у США	21
2 Характеристика формування струминних течій нижніх рівнів над Києвом у тепле півріччя 2006-2015 рр.....	25
2.1 Просторово-часова мінливість структурних параметрів струминних течій над Україною у 1975-1995 рр.....	25
2.2 Короткий опис вихідної інформації.....	27
2.3 Повторюваність та структурні параметри низьких течій над Києвом за тепле півріччя 2006 - 2015 рр.....	28
3 Макроциркуляційні умови над Києвом при формуванні низьких струменів.....	30
3.1 Фізико-географічні особливості міста Київ.....	30
3.2 Типізація синоптичних процесів за наявності низьких течій над Києвом у теплий сезон 2006 - 2015 рр.....	32
3.3 Аналіз аеросиноптичних умов 26 липня 2007 р.....	35
Висновки.....	38
Перелік посилань	39
Додаток А.....	42
Додаток Б	43
Додаток В	47

ВСТУП

Вимоги до безпеки господарської, авіакосмічної та інших сфер антропогенної діяльності в нижньому двокілометровому шарі атмосфери, необхідність моніторингу рівня забруднення повітря і забезпечення захисту населення у випадках техногенних і природних катастроф, зв'язок струминної течії нижніх рівнів (СТНР) з небезпечними та стихійними гідрометеорологічними явищами роблять проблему детального вивчення режиму температурно-вітрових аномалій першочерговою.

Актуальність представленої роботи визначається необхідністю виявлення причин виникнення і розвитку такого небезпечного явища, як струминна течія нижніх рівнів.

Оскільки струминні течії нижніх рівнів утворюються у різноманітних аеросиноптичних умовах, то всебічний аналіз фізичних механізмів виникнення низьких струменів та явищ різних масштабів, що передують і супроводжують СТНР, є одним з важливих етапів на шляху до розробки нових і удосконалення існуючих методів їх діагнозу і прогнозу.

Метою дипломного проекту є вивчення режиму низьких струменів над ст. Київ за тепле півріччя 2006 - 2015 рр. за даними радіозондування, аналіз основних структурних параметрів та дослідження синоптичних умов формування.

Дипломний проект складається з вступу, трьох розділів, висновків, переліку посилань та додатків.

По вступу формулюються мета та завдання роботи.

Перший розділ містить в собі загальну інформацію про струминні течії нижніх рівнів, їх вплив на економічну діяльність суспільства та зв'язок з небезпечними і стихійними гідрометеорологічними явищами, а також гіпотези щодо виникнення явища.

Другий розділ присвячений аналізу структури струминних течій нижніх рівнів над Києвом за тепле півріччя 2006 – 2015 рр. у порівнянні з багаторічними даними про режим струминних течій нижніх рівнів над Україною.

У третьому розділі проведена типізація синоптичних процесів за

наявності низьких течій над Києвом у теплий сезон 2006 – 2015 рр. та розглянута синоптична ситуація за 26 липня 2007 року, коли над Києвом спостерігалась струминна течія в стор 00 і 12 UTC.

У висновках представлені результати виконаної роботи.

Перелік посилань складається з 34 літературних джерел.

У додатках наведені допоміжні матеріали.

Дипломний проект виконаний на кафедрі теоретичної метеорології та метеорологічних прогнозів ОДЕКУ під керівництвом к.геогр.н., проф. Івус Г.П. у рамках науково-дослідної роботи «Прогнозування небезпечних метеорологічних явищ над південними районами України» (2015-2019 рр., ДР № 0115U006532) під науковим керівництвом к.геогр.н., проф. Івус Г.П.

1 СУЧАСНИЙ СТАН ДОСЛІДЖЕННЯ НИЗЬКОТРОПОСФЕРНИХ ТЕЧІЙ

1.1 Визначення та основні структурні параметри феномену

Дослідження температурно-вітрових аномалій (струминеподібних посилень вітру та інверсійного розподілу температури повітря) являє собою вивчення розподілу швидкості і напрямку вітру та температури по вертикалі в межах граничного шару атмосфери. Таким чином, розглядається вертикальний профіль метеовеличин, в формуванні якого беруть участь тип циркуляції синоптичного масштабу, термічна стратифікація, ступінь бароклінності нижньої частини атмосфери, впорядковані і конвективні вертикальні рухи, адвекція на нижніх рівнях, ступінь турбулізації граничного шару атмосфери (ГША) і особливості фізико-географічного положення пункту (рельєф, водні об'єкти, великі міста). Різний вклад перерахованих факторів обумовлює різноманіття профілів вітру.

СТНР – це пік швидкості вітру більший або рівний $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, у межах граничного шару атмосфери, якщо зменшення швидкості вітру в 300 м шарах вище та нижче рівня максимуму не менше ніж на $4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Однак, незважаючи на розбіжності у визначеннях цих течій звичайно використовуються наступні параметри, що характеризують просторову і динамічну структуру СТНР (рис. 1.1):

- потужність СТНР – різниця між висотами в ГША, де швидкість вітру не менше ніж $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (ΔH , м);
- висота осі СТНР – рівень максимуму швидкості вітру (H_0 , м);
- інтенсивність СТНР – швидкість вітру на осі струменя (V_0 , $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$).

Для розрахунку структурних характеристик СТНР оптимальним варіантом є комплексне використання даних висотних метеорологічних веж, радіолокаційних і радіозондових спостережень. При цьому у зв'язку з недостатньою щільністю мережі радіозондування, має сенс застосування різних методик інтерполяції полів метеорологічних величин і облік

супутникової інформації (за оцінками дрейфу хмарних полів, за картиною хвилювання, шляхом фіксації синоптичної обстановки за результатами нефаналізу або за допомогою математичної обробки супутникових даних).

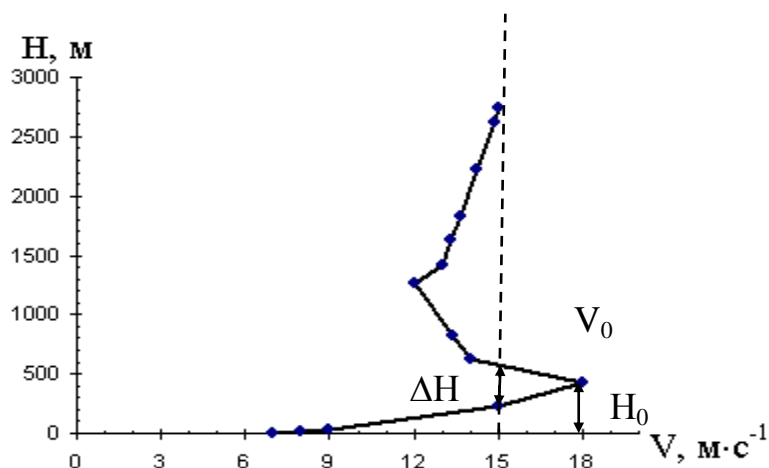


Рис. 1.1. Схема структурних параметрів низькотропосферних течій [3]

З 1992 р. і до сьогодні в США для діагнозу СТНР застосовуються щогодинні дані радарних спостережень системи Wind Profiler Network, організованої Лабораторією прогностичних систем (Forecast Systems Laboratory), що входить до складу НОАА США (National Oceanic and Atmospheric Administration, USA). Більшість платформ цієї системи розташована у центральній частині Сполучених Штатів (рис. 1.2). Вимірювання здійснюються за допомогою акустичних вітрових профілерів (SODAR - SOnic Detection And Ranging) і лідарів, тобто доплерівських лазерів з високим розрішенням (LIDAR - Light Detection and Ranging). Використання інформації з такою дискретністю за часом (рис. 1.3) надає можливість більш ретельного дослідження структури і динаміки СТНР, оскільки частина струменів спостерігається між стандартними строками зондувань. Однак, і ця методика не позбавлена деяких недоліків: по-перше, нижня межа вимірювань становить 500 м і, отже, найбільш низькі струмені можуть бути пропущені, по-друге, радіолокаційний сигнал у ряді випадків відбивається не від гідрометеорів, що позначається на точності визначення вертикального профілю швидкості і напрямку вітру. Крім вищевказаних

способів спостережень, у США активно використовуються радіозонди, що опускаються на парашуті з певної висоти - дропзонди (dropsonde), тому що при достатньо повільному спуску існує можливість більш детального вимірювання метеорологічних величин в нижніх шарах атмосфери.

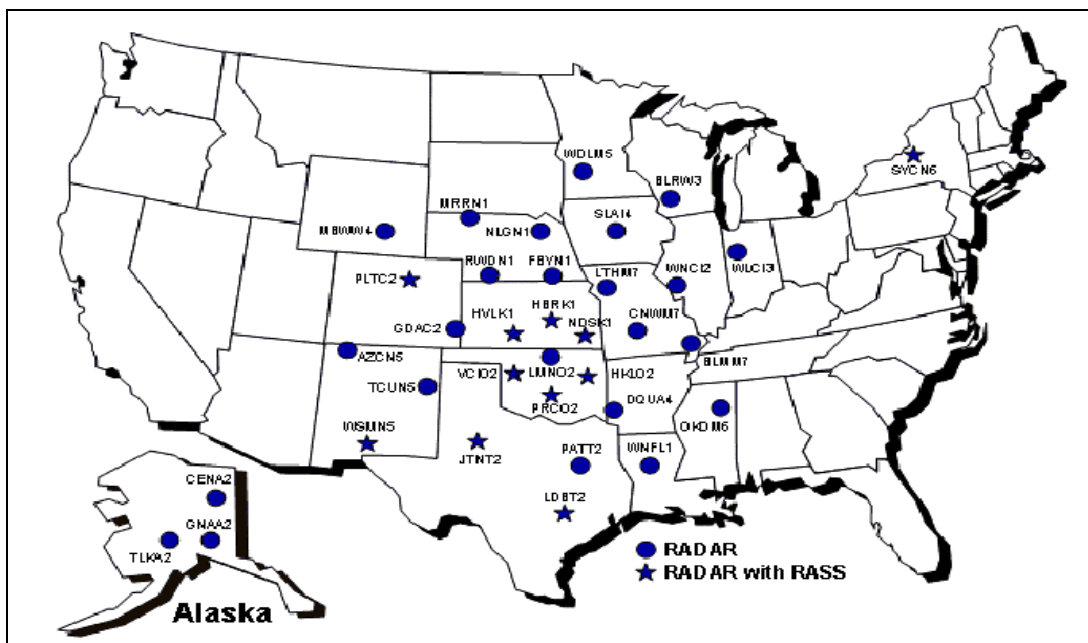


Рис. 1.2. Схема розташування елементів системи Wind Profiler Network у США, де RASS – експериментальна Radio Acoustic Sounding System [29]

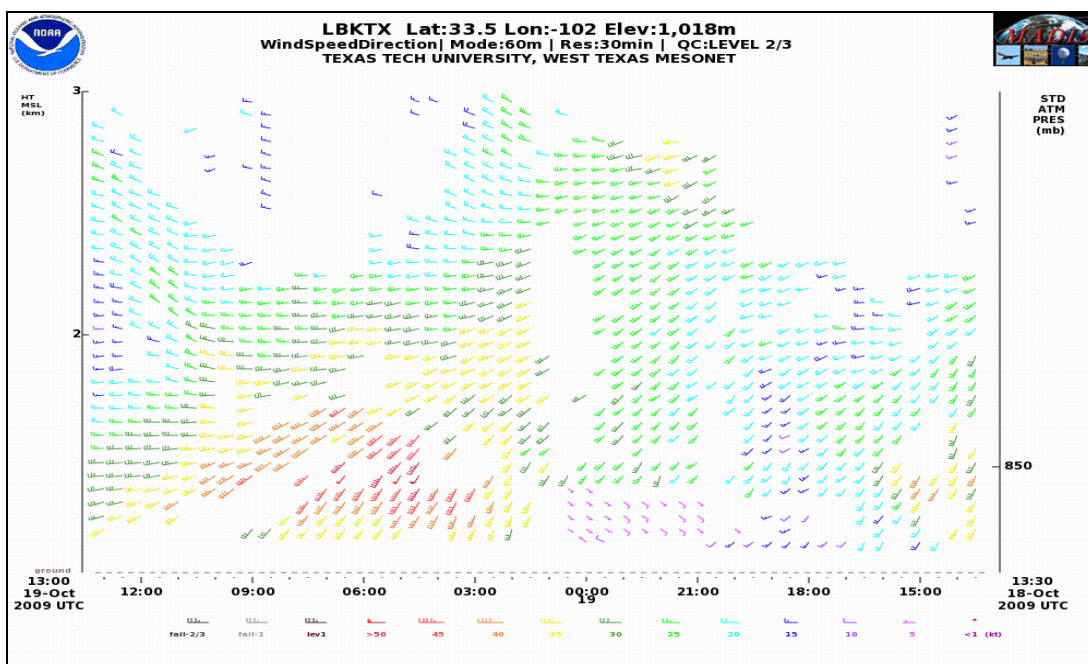


Рис. 1.3. Приклад формування СТНР над станцією Ньюпорт у 19 жовтня 2009 р., штат Техас, США

В 2007 р. вперше в Україні в аеропорту Бориспіль було встановлено доплерівський метеорологічний локатор нового покоління „Метеор-Метеоячейка”, основне призначення якого – одержання інформації про небезпечні метеорологічні явища (грози, град, шквал, смерч, сильні опади, зсуви вітру, турбулентність, обледеніння та інші характеристики), які впливають на безпеку польотів літаків, а також для визначення швидкості і напрямку переміщення небезпечних осередків та своєчасне попередження про їх виникнення.

Доплерівський метеорологічний радіолокатор “Метеор-Метеоячейка” (ДМРЛ) працює в автоматичному режимі з періодом оновлення інформації 10 хвилин. В ДМРЛ використовуються режими “відображеність” і “доплерівська швидкість”. Дальність визначення метеоб’єктів в режимі “відображеність” становить 500 м і дозволяє одержати такі метеорологічні продукти: карти метеорологічних явищ, висоту верхньої межі хмарності, відображеність радіовідлуння на різних рівнях (від 1 до 11 км по вертикалі), видимість в опадах, зони з небезпечними конвективними явищами (сильними зливовими опадами, випадками грози, граду, шквалу, смерчу), зони зледеніння, гідрологічні продукти: карти контурів зони опадів, карти кількості опадів на заданій площі за виділений період часу по адміністративних районах або по пунктах.

Отже для розрахунку структурних характеристик СТНР оптимальним варіантом є комплексне використання даних висотних метеорологічних веж, радіолокаційних і різноманітних радіозондових спостережень. При цьому у зв'язку з недостатньою густотою мережі радіозондування, має сенс застосування різних методик інтерполяції полів метеорологічних величин і врахування супутникової інформації (за оцінками дрейфу хмарних полів, за картиною хвилювання, шляхом фіксації синоптичної обстановки за результатами нефаналізу або за допомогою математичної обробки супутникових даних).

1.2 Історія дослідження струминних течій нижніх рівнів

З часів початку освоєння людиною повітряного простору розпочалося і вивчення особливостей повітряних течій, тому вже в 1841 р. американський дослідник І.П. Еспі згадує в роботі "Філософія штормів" випадки посилення швидкості вітру на малих висотах [3].

Потім на подібну особливість розподілу вітру з висотою звернули увагу аерологи, що запускали повітряних зміїв. За повідомленням А.І. Воейкова, Тейсеран де Бор, виступаючи на зборах Міжнародної комісії з наукового повітроплавання в 1904 р., заявив, що йому нерідко доводилося спостерігати «збільшення сили вітру на деякій висоті над землею». Це ж підтвердили тоді Хергезель, Шоу, Дайн та інші аерології. Вперше, мабуть, дане явище постало як не випадкове.

Регулярні дані про швидкість вітру стали доступними вже на початку ХХ ст. із введенням кулепілотних спостережень. Проте для висновків вони використовувалися тільки у вигляді середніх величин великого ряду спостережень, одиничні дані розглядалися як випадкові, «які не роблять погоди». Оскільки при осередненні швидкостей за стандартними висот СТНР згладжувалися, кліматологи і метеорологи не цікавилися ними.

Разом з тим, в середньомісячних зведеннях СТНУ все ж таки простежувалися. В 1910 р. А.А. Роч виявив, що вони характерні для літа, а в 1915 р. М.М. Рикачов визначив їх і в зимові, весняні і літні місяці. П.А. Молчанов в 1938 р., змінивши методику обробки даних, знайшов, що СТНР найбільш чітко проявляються при швидкості геострофічного вітру 12-16 м/с, причому влітку - у більш високих шарах, поблизу 1000 м, а взимку - у більш низьких.

У 40-х роках, в США активізувалося дослідження термодинамічної структури граничного шару, в тому числі і за наявності СТНР. Однак, зустрічається порівняно мало радянських і європейських публікацій з даного питання: спіраль Екмана в цей період розглядалася в якості єдиного закону розподілу вітру з висотою у ГША.

Підвищений інтерес до цього явища з'являється в 50-60-ті роки у зв'язку з дослідженнями торнадо, гроз, шквалів, а також появою реактивної

авіації. Дослідження привели до організації метеорологічних полігонів і до постановки широких експериментів з мезоаналізу атмосферних процесів. До цього періоду відноситься поява гіпотез щодо фізичної природи виникнення та еволюції СТНР (А.К. Блакадер [23, 24], П.А. Воронцов [2], Н.І. Новожилов [14, 15], Н.П. Шакіна [18] та ін.) Формуються три основних напрямки в дослідженнях:

- теоретичне, тобто математичне моделювання процесів, при яких утворюються низькі струмені, постановка числових експериментів;
- прикладне, тобто дослідження безпосереднього впливу низьких струменів на практичну діяльність людини та їх зв'язку з небезпечними і стихійними гідрометеорологічними явищами; виявлення фізико-статистичних залежностей, які заклали основу діагнозу і прогнозу СТНР;
- кліматологічні, тобто вивчення географічного розподілу СТНР і їх статистичних характеристик.

У 70-80 рр. зберігаються ті ж тенденції в дослідженнях, активно розвиваються всі три напрями і пропонуються методики прогнозу швидкості вітру на осі струменя на 6 год. і більше. У цей період в Одеському гідрометеорологічному інституті, нині ОДЕКУ, починається вивчення статистичної структури розподілу СТНУ та їх характеристик над Україною та іншими регіонами, виявляється зв'язок нізкотропосферних струменів з процесами різних масштабів, апробуються різні моделі і методи прогнозу. Ці дослідження тривають дотепер.

З 90-х років та дотепер спостерігається активізація інтересу до даної тематики в США у зв'язку з використанням нових вимірювальних систем і розробкою великої кількості мезомасштабні моделей (WRF, MM5 і різні варіанти моделей граничного шару - PBL-model). На рис. 1.4 приведений приклад моделювання поля вітру, в результаті якого виявлене СТНР.

Дослідження атмосферних феноменів Ель-Ніньо та Ла-Ніна, мезомасштабних конвективних комплексів та сильних штормів виявляє низький струмінь у якості одного з необхідних елементів розвитку. Також СТНР значно впливає на перенос озону, пилу та інших забруднюючих речовин, тому залучається як діючий фактор до моделювання процесів трансмісії.

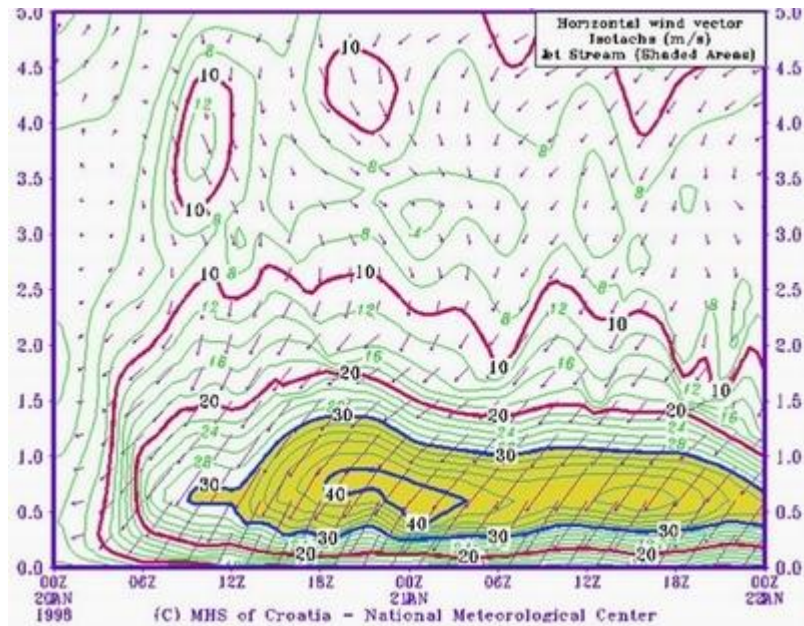


Рис. 1.4. Приклад моделювання вертикального розподілу вітру над Хорватією 20 січня 1998 р.

Таким чином, вивчення струминних течій нижніх рівнів, що продовжуються з початку ХХ століття, не втрачає своєї актуальності по сьогоднішній день, а також стимулює розвиток і використання нових інформаційних технологій в метеорології.

1.3 Основні гіпотези щодо механізму формування низьких струменів

Вивчення особливостей термічного і динамічного стану ГША при наявності струминних течій нижніх рівнів почалося в 30-ті роки. Так, А. Вагнер [3, 5, 16] пояснював добові коливання вітру ГША денними коливаннями полів тиску і температури, а також суперпозицією місцевих циркуляцій.

Один з перших комплексних експериментів по вивченню структури й кліматології струменів був проведений в 40-х роках над півднем і південним сходом США. Причому саме тоді з'явився термін "струминна течія нижніх рівнів" або "low-level jet".

Саме для нічного граничного шару була створена перша математична модель ГША, як одного з додатків класичної теорії граничного шару. А.К. Блакадер [23] запропонував свою теорію формування СТНР, звернувши увагу на те, що вітер у них виявляється сильнішим за геострофічний. Допускаючи, що баричний градієнт у період еволюції струменя не змінюється, автор вважав, що зміни вітру в струміні можуть відбуватися лише за рахунок інерційних коливань швидкості вітру (рис. 1.5), які обумовлені добовою зміною активності турбулентного обміну.

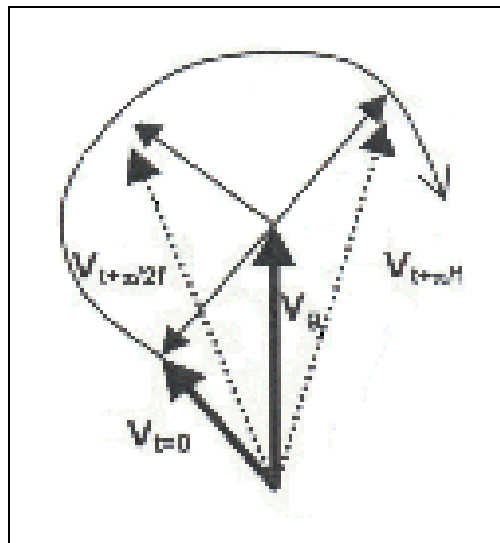


Рис. 1.5. Схема інерційних коливань швидкості вітру, які обумовлені добовою зміною активності турбулентного обміну [23].

Таке звільнення "стриманого денного тертя" призводить до появи максимуму швидкості на верхній межі приземної інверсії. Ця гіпотеза пояснює добову еволюцію явища: ранкове загострення та денне розмивання, але не пояснює існування низьких течій, що зберігаються більше однієї доби.

В 1967 р. вийшла робота П.О. Воронцова [2], де вперше виділені 4 типи СТНР – нічні, орографічні, термічні та загально-циркуляційні. Якщо перші три типи пов'язані з конкретними фізико-географічними умовами, то загально-циркуляційні струмині, займають порівняно більшу площу та існують протягом декількох діб, розвиваючись, в основному, в баричних утвореннях циклонічного типу. Очевидно, джерелом енергії, що викликає

надгеострофічне збільшення швидкості вітру на площі в сотні км², можуть бути тільки процеси макромасштабу, пов'язані з різко вираженими фронтальними розділами й циклонами, що активно розвиваються. Крім того, П.О. Воронцов провів порівняльний аналіз можливих механізмів утворення СТНР і дійшов до висновку, що основною причиною формування низького струменя є різке зменшення турбулентного тертя в зоні струменя, завдяки чому створюються умови для стрибкоподібного росту швидкості вітру, що збігається з гіпотезою А.К. Блакадера.

В Україні у 60-ті рр. ХХ століття Л.З. Прох [17] вивчав СТНР над Українськими Карпатами, та виявив переважне утворення низьких струменів в областях циклонічної циркуляції, що знайшло підтвердження в інших дослідженнях, виконаних за матеріалами того ж регіону.

Починаючи з 60-х років стали з'являтися гіпотези про зв'язок СТНР і внутрішніх гравітаційних хвиль (ВГВ), що розвиваються в приземній або піднесеній інверсіях. Так, М.І. Новожиловим була запропонована гіпотеза про виникнення СТНР у зонах хвилеподібних рухів [14, 15]. На думку автора, якщо хвиля, що біжить, захоплює лише певний шар, обмежений зверху й знизу незбуреними потоками, то з найбільшою амплітудою будуть коливатися частки, що перебувають у середині цього шару (рис. 1.6). Всі інші частки будуть коливатися з меншими амплітудами, і з віддаленням від середини шару вгору або вниз коливання будуть менш значними. При цьому в результаті нестисливості середовища, на одних ділянках будуть спостерігатися згущення ліній струму, на інших – їх розрядка. Згущення в області улоговини буде відбуватися в нижній половині шару, в області гребеня – у верхній.

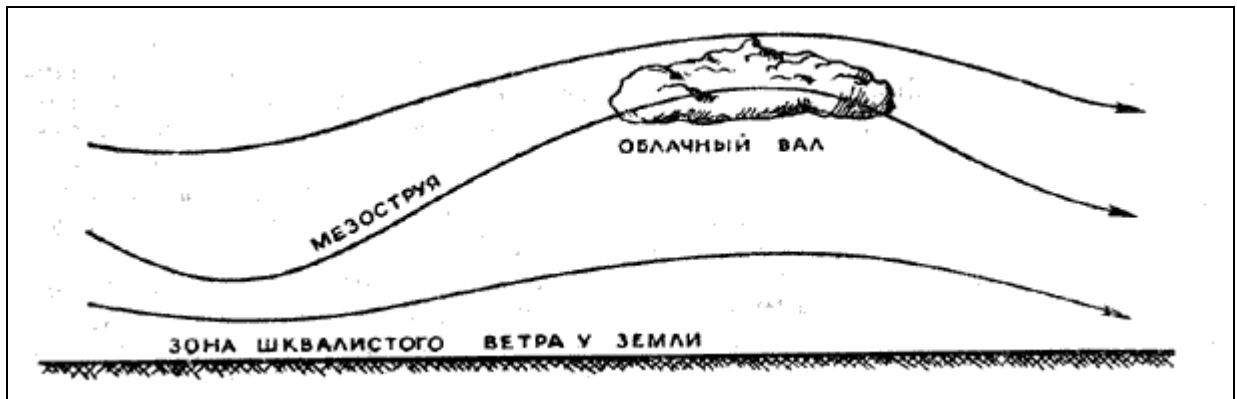


Рис. 1.6. Приклад впливу СТНР на формування хвилястих хмар [14]

Зона найбільшого згущення, тобто СТНР (струминна поверхня), буде обмежена зверху і знизу шарами з меншими швидкостями вітру. Хвильовий характер явища підтверджується як наявністю хвилястих хмар поблизу їх рівнів, так і коливанням самих рівнів низьких струменів у часі та просторі. Відповідно до даної гіпотези, посилення вітру повинне відбуватися тільки в затримуючих шарах, ближче до їх верхньої межі.

Таким чином, існує безліч гіпотез [2, 3, 8, 14, 15, 18, 21, 23, 25, 27, 31 та ін.], що досить добре працюють за одних умов, і практично непридатні за інших. Низькотропосферні струмині спостерігаються при будь-якому типі атмосферної циркуляції, на фоні як різких змін метеорологічних величин, так і при поступовій трансформації властивостей повітряної маси; при цьому стратифікація температури також може бути стійкою, байдужною або нестійкою. Існують як фронтальні, так і внутрішньомасові струмині.

Подібні відомості свідчать про участь різноманітних механізмів у формуванні і розвитку СТНР, тобто струмені, що утворюються за неоднакових умов, очевидно, мають різну фізичну природу – наприклад, нічне посилення вітру в області приземної інверсії та струмів під конвективною хмарою, і це варто враховувати при дослідженні явища.

1.4 Безпосередня небезпека низькотропосферних течій та їх зв'язок з небезпечними та стихійними гідрометеорологічними явищами

Струминні течії нижніх рівнів безпосередньо впливають на різноманітні види людської діяльності. Вперше про практичне значення СТНР згадав Л.Л. Мінс в 1952 р., який відмітив їх роль у формуванні шквалових ліній і СГЯ [3].

Складність пілотування літальних апаратів при виконанні заходу на посадку або при зльоті у випадку наявності СТНР полягає в тому, що спочатку відбувається швидке наростання швидкості зустрічного вітру, що потім зміниться її убаванням вище осі струменя. Присутність струменя поблизу землі у сполученні зі значним зсувом вітру нижче осі, впливає на втрату підйомної сили літака при зниженні, що особливо небезпечно при наявності короткої злітно-посадкової смуги. Найбільше це позначається на швидкісних реактивних літаках. Таким чином, з появою реактивних літаків виявилось необхідним взяти до уваги вплив СТНР на посадку літаків, що й було реалізовано в нормативній документації Всесвітньої Метеорологічної Організації (ВМО).

При дослідженні поширення лісових пожеж відзначено, що особливо інтенсивне горіння відбувається при наявності струменя поблизу земної поверхні, а не просто сильного вітру. З'явилася необхідність враховувати СТНР при плануванні висотного будівництва, при вивченні маршруту перельоту птахів, при будівництві вітроенергетичних станцій.

Низькі струминні можуть впливати на формування деяких особливостей ландшафту. Є припущення, що формування полонин на пологих вершинах і в сідловинах, а також розташування верхньої межі поширення лісу в Українських Карпатах пов'язані із впливом низькотропосферних струменів [10 - 17].

В роботах американських метеорологів [26, 28, 33] показано, що СТНР є одним із факторів утворення клімату для Великих Рівнин (США), оскільки вони стимулюють збільшення кількості нічних опадів влітку та збільшують вологовміст більш ніж на 45% у порівнянні з кліматичними показниками.

Найбільш дослідженими є низькі струмені, що виникають над Великими рівнинами США (Great Plains LLJ), де вони значно впливають на режим опадів і формування стихійних гідрометеорологічних явищ. Активні низькотропосферні струменя спостерігаються над штатами Техас, Оклахома, Канзас, Небраска, Айова, Міссурі та Арканзас. Характерною рисою зазначених течій є південний напрямок, ширина 200-300 км, відносно невелика їх швидкість $15-18 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ з максимумом $30 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на висоті 500-1000 м і зниження інтенсивності вище осі на 50-75% (рис. 1.7). У більшості випадків швидкість на осі струменя перевищує геострофічного вітер. Переважно над Великими рівнинами СТНУ утворюються навесні і влітку на тлі значного денного колювання з найбільшою швидкістю на осі (найчастіше в 02.00 місцевого часу) в районі нічний інверсії. Найбільш сприятливими синоптичними умовами для їх формування [33] є значний градієнт тиску із заходу на схід через Великі рівнини і наявність потужного потоку повітря від Мексиканської затоки (рис. 1.8).

Причому, збільшення кількості нічних опадів (на 25% у порівнянні з денними) над Великими Рівнинами й північчю центральних штатів призводить до зменшення кількості опадів над узбережжям Мексиканської затоки та східним узбережжям США

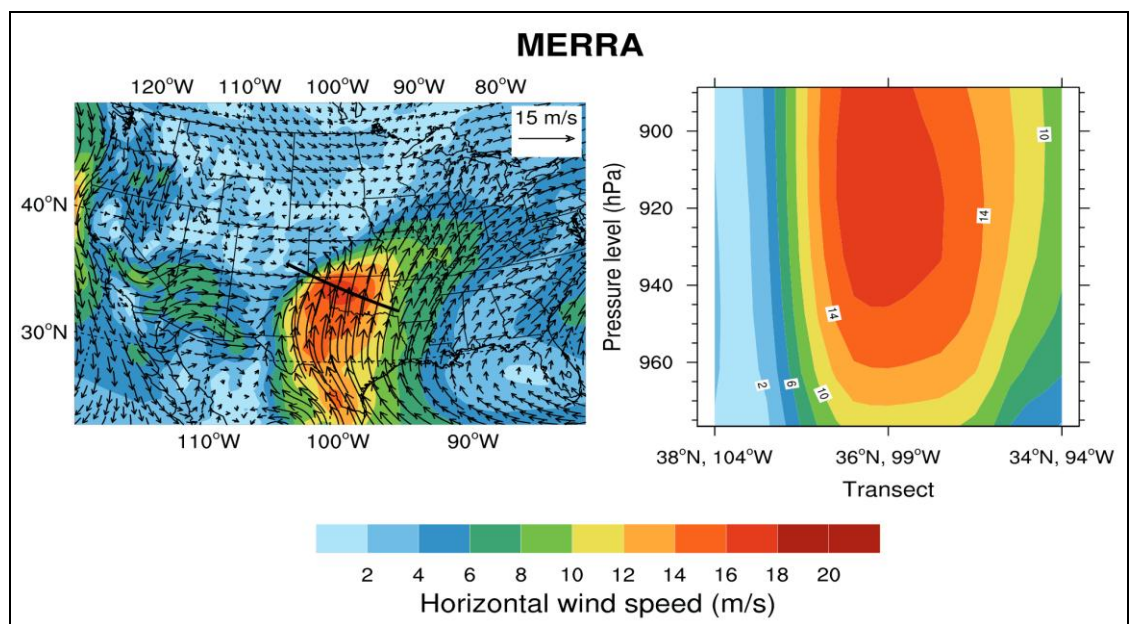


Рис. 1.7. Приклад формування СТНР над Великими Рівнинами, США

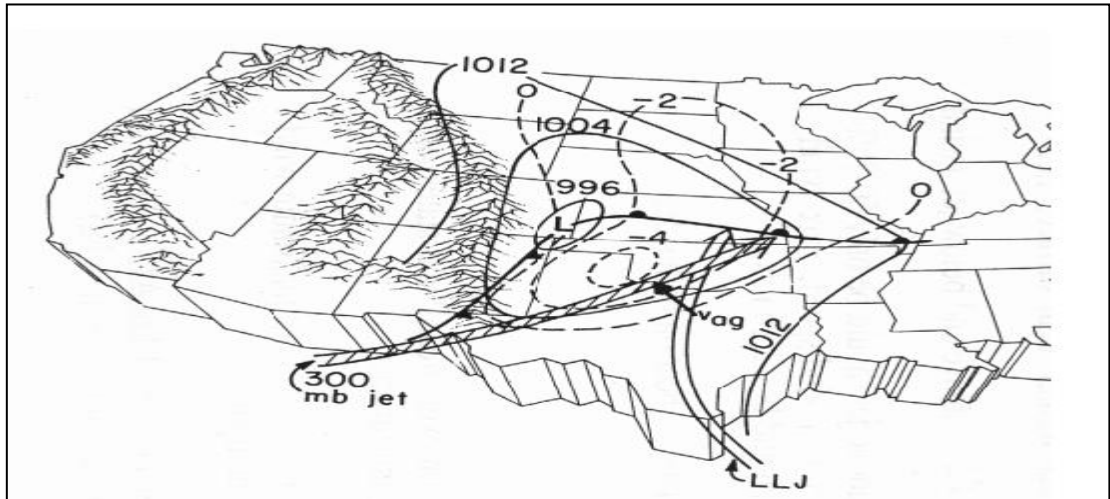


Рис. 1.8. Схема процесів, що сприяють виникненню СТНР над Великими рівнинами, США [33]

Крім безпосереднього впливу на різні сфери діяльності людини, СТНР перебувають у тісному взаємозв'язку з рядом СГЯ [1, 3, 5-7, 9, 11-13, 18-20, 22, 24 27, 30, 31].

Оскільки при утворенні торнадо характерна нестійка стратифікація зверху та стійка знизу, то прогноз небезпечних явищ, що звичайно супроводжують торнадо, зводиться до з'ясування механізму реалізації нестійкості нижнього шару атмосфери. Так, в [22] вперше була запропонована гіпотеза, про те, що таким механізмом є струминна течія у нижній тропосфері, що створює конвергенцію повітряних струменів унизу вертикального вихору і дивергенцію вгорі (рис. 1.9).

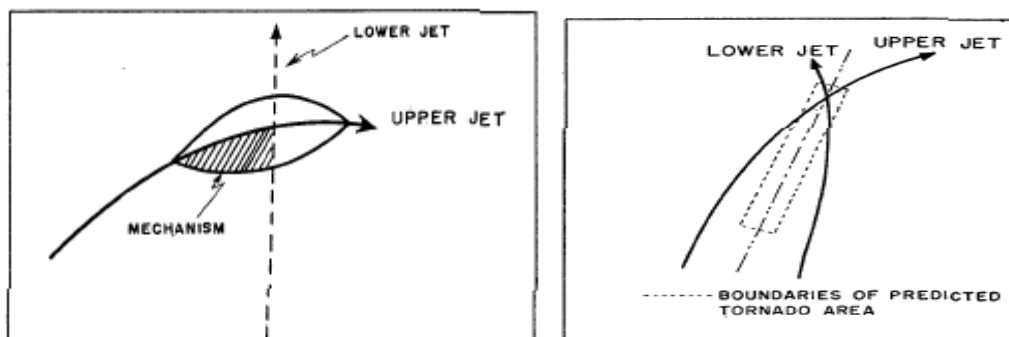


Рис. 1.9. Схема процесів, що сприяють виникненню формуванню торнадо над Великими рівнинами, США [22].

Варто помітити, що при аналізі гроз основна увага звичайно приділяється особливостям термічної стратифікації повітряних шарів. Однак, коли цікавляться динамікою, то виявляють і струмінь. Причиною тісного зв'язку нічних гроз і низьких струменів, на думку А.К. Блакадера [24], є той факт, що добові коливання вітру на нижніх рівнях викликають нічне посилення адвекції, що може бути істотним фактором у збільшенні частоти нічних гроз. Орієнтація грозових осередків, у свою чергу, непогано збігається з віссю максимальних вітрів у нижньому шарі тропосфери, і, у відомій мірі, наявність СТНР визначає тривалість грозової діяльності.

Формування дивергенції потоків у верхньої тропосфері та їх конвергенції у граничному шарі над Великими Рівнинами спостерігається часто у тепле півріччя, а особливо влітку. Наявність СТНР часто формує спекотну та вітряну погоду з південним напрямком вітру або нічні грози. Американські метеорологи називають «основним фактором» подібних погодних умов перпендикулярне відношення струминної течії полярного фронту та СТНР (рис. 1.10).

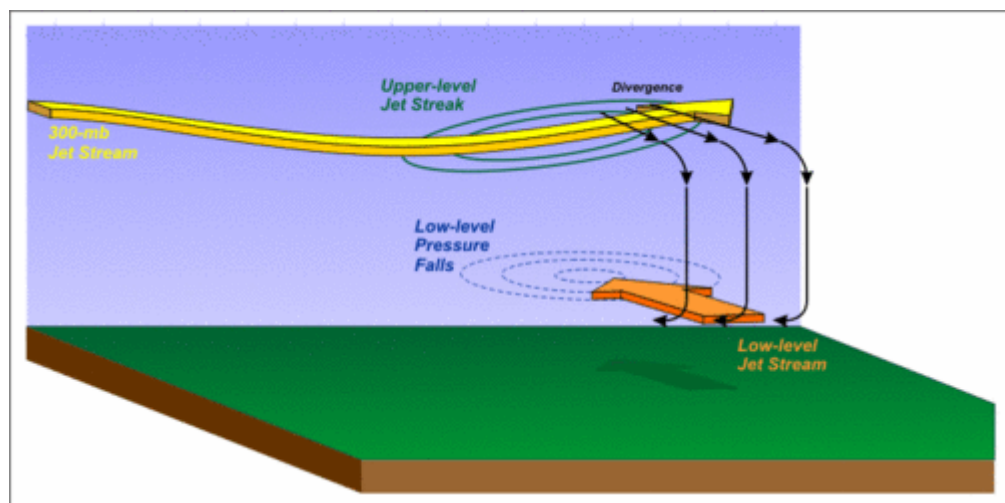


Рис. 1.10. Схема процесів влітку над Великими рівнинами, США [32]

Нерідко СТНР супроводжуються інверсійним розподілом температури у нижній тропосфері, що в окремих випадках може, внаслідок ослаблення вертикального повітрообміну, призвести до зростання концентрації

забруднюючих речовин біля поверхні землі більше гранично допустимих норм.

1.5 Експерименти з дослідження низьких течій у США

Тісний зв'язок, що виявлений між СТНР і стихійними явищами надав значний імпульс дослідженням у цій галузі. Так, з 1 грудня 1997 по 31 березня 1998 р, протягом зимового Ель-Ніньо Південного коливання, Національною службою погоди США (US National Weather Service) спільно з університетами Оклахоми і Невади над узбережжям Каліфорнії і північно-східною частиною Тихого океану був проведений широкомасштабний експеримент CALJET (California Land-Falling Jets Experiment) з вивчення механізму, який формує інтенсивні зимові опади та сильні вітри.

Однією з характерних особливостей досліджуваного процесу стало вивчення в теплому секторі циклону в межах нижніх 1000 м інтенсивних струминних течій (рис. 1.11 а). Однак перед холодним фронтом струмині були локалізовані вище 1000 м (рис. 1.11 б). Такі СТНР, що розташовані всередині позатропічного циклону, є «ключовим чинником» для поліпшення прогнозу виходу циклону на західний берег США і забезпечення більш точних штормових попереджень.

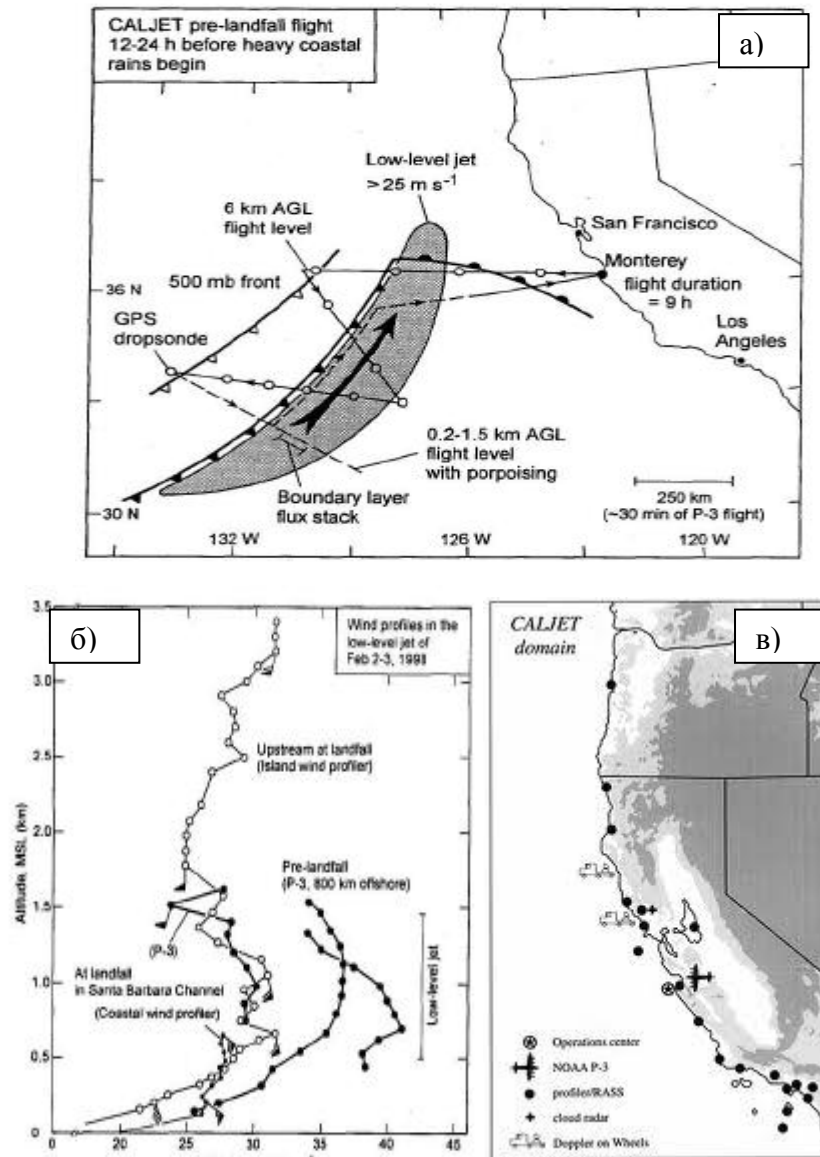


Рис. 1.11. Основні результати (а, б) та схема полігону (в) експерименту CALJET, США [33]

Для здійснення цього експерименту була створена обширна інтегрована система спостережень, яка забезпечує вимірювання змін метеовелічін, що відбуваються всередині штормовий системи та СТНР, навіть на видаленні (600-1000 км) від узбережжя (рис. 1.11 в). Дистанційні спостереження були зроблені за допомогою супутникових вимірів і літакового зондування з використанням доплерівських локаторів і дрозондів, також застосовувалися пересувні радіолокатори, прилади для вимірювання нижньої межі хмар, і стандартні метеорологічні і гідрологічні вимірювання. Розглянуті протягом CALJET циклони супроводжувалися

широкомасштабними руйнуваннями, оскільки швидкість вітру біля землі в них перевищувала $50 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (1.10.95, 3.10.95, 11.02.96 та 1.01.97 рр.), а кількість опадів, що випали складало більше 100 мм за 24 год. (12.11.95 та 11.02.96 р.).

Інший експериментальний проект Atmospheric Radiation Measurement–Cloud and Radiation Test Bed (ARM–CART) проходив протягом декількох діб у вересні 2007 р. у штатах Небраска, Канзас і Техас (США) з метою вивчення еволюції струменя низького рівня. Дані були зібрані на місці (багаторівнева вежа) та з віддалених (SODAR) датчиків.

В ході реалізації проекту встановлено, що активність і структура СТНР добре узгоджуються з даними попередніх досліджень [32]. Для вивчення нічного граничного шару була використана, регіональна система моделювання атмосфери ARM-CART NBL високому дозволі для розрахунку взаємодії між рухами різних масштабів. Вказана модель точно змоделювала формування і розпад СТНР в синоптичній ситуації, коли область низького тиску з адвекцією тепла з півдня замінювалася високим тиском.

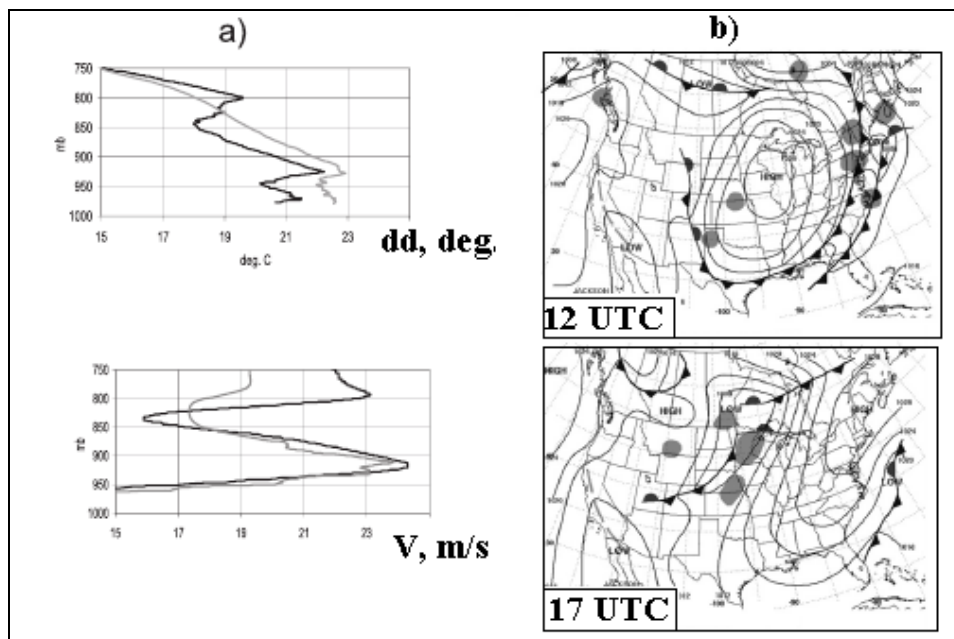


Рис. 1.12. Результати експерименту ARM–CART, 18 вересня 2007 р. [32]

Отже, низькотропосферні течії можуть служити причиною екстремальних опадів у прибережних районах з навітряного боку гір. В

оперативних прогнозах інтенсивності опадів і вітру на узбережжі Каліфорнії вже давно використовують інформацію про інтенсивність СТНР, їх розташування і вмісту вологи. Значні помилки в прогнозі величини цих ключових параметрів відбуваються через обмеженість доступної інформації на деякому віддаленні від берега. У зв'язку з цим уточнення структурних параметрів СТНР має велике значення для підвищення якості прогнозу, тому що, це явище має важливу роль у процесі місцевого циклогенезу.

2 ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМУВАННЯ СТРУМИННИХ ТЕЧІЙ НИЖНІХ РІВНІВ НАД КИЄВОМ У ТЕПЛЕ ПІВРІЧЧЯ 2006-2015 РР.

2.1 Просторово-часова мінливість структурних параметрів струминних течій над Україною у 1975-1995 рр.

Струминні посилення вітру в нижніх шарах атмосфери поширені практично повсюди і відзначаються відносно рідко - від 2 до 15% від загального числа радіозондувань протягом року [3]. Як правило, СТНР зберігаються впродовж 1-2 строків зондування, і лише в окремих випадках - 24 год. і більше. Час існування СТНР визначається типом і тривалістю наявної синоптичної ситуації. Так, рекордна тривалість цього явища - більше 4 діб (102 год.) зафіксована над Сімферополем у 1979 р. в умовах стаціонарного антициклону, що зберігався протягом цього періоду [3].

Добовий хід повторюваності вітрових аномалій над більшістю досліджених регіонів приблизно однаковий – вночі вони спостерігаються частіше.

За матеріалами багаторічних досліджень цього питання над більшістю регіонів Землі характерною рисою процесів розвитку СТНР є річний хід його повторюваності та основних структурних параметрів. Особливо ця закономірність властива для України і європейської частини Росії – максимум переважно приходиться на зимові місяці, а мінімум – на літні. Так, над Сімферополем, Харковом, Шепетівкою і Києвом взимку СТНР спостерігаються у 3-8 разів частіше, ніж влітку, що, імовірно за все, обумовлено або наявністю в холодний період року могутніх радіаційних інверсій в антициклоні, або проходженням над територією України активних південних та атлантичних циклонів.

Потужність низьких струменів над Україною коливається від 200-300 влітку до 500-600 м взимку, інтенсивність – 16–17 м·с⁻¹ влітку і 18–19 м·с⁻¹

взимку. Найчастіше низькі струминні розташовуються на висотах 400-500 м, у залежності від рельєфу місцевості. У цілому, над Україною переважають струминні західних напрямків (табл. 2.1).

Таблиця 2.1 - Повторюваність та середні значення структурних параметрів СТНР над Україною (1975-1995 рр.) [3]

Пункт	P, %		V ₀ , м·с ⁻¹		V _{max} , м·с ⁻¹		ΔH, м		H ₀ , м	
	ніч	день	ніч	день	ніч	день	ніч	день	ніч	День
Київ	6	5	21	20	30	29	460	500	840	900
Кривий Ріг	7	4	19	20	38	34	590	450	450	440
Львів	7	8	19	19	36	36	330	310	620	670
Одеса	9	8	20	19	36	33	540	460	590	730
Сімферополь	4	4	20	19	34	34	500	460	800	790
Ужгород	6	4	18	21	32	55	500	580	1180	1380
Харків	3	6	20	19	31	33	600	520	740	850
Чернівці	6	4	21	19	37	29	590	450	860	850
Шепетівка	7	4	20	20	34	30	570	560	990	1040

При формуванні низьких струминних течій виникають ситуації, коли швидкість приземного вітру не перевищує 4 м·с⁻¹. Такий розподіл швидкості вітру в нижніх шарах атмосфери може привести до нагромадження шкідливих домішок, оскільки при слабкому вітрі біля землі погіршуються умови горизонтального переносу домішок, а СТНР виконає роль "замикаючого" шару, що перешкоджає вертикальному обміну. Зазначений тип СТНР складає приблизно третину усіх випадків. Ці течії менш інтенсивні і розташовані, як правило, вище ніж звичайно і практично завжди (90 %) пов'язані з затримуючими шарами. Зсуви вітру спостерігаються тут більш інтенсивні за рахунок значного повороту вітру в шарі інверсії і невеликої швидкості вітру біля поверхні землі і, отже, представляють велику небезпеку для авіації.

У холодний період року над територією України СТНР пов'язані з піднятими інверсіями, що розташовані вище вісі струменя, у теплий період року – з приземними інверсіями. В усі сезони відзначається збільшення кількості СТНР, що супроводжуються інверсіями з півночі (Київ – 70 %) на

південь (Одеса – 79 %). Найбільш виражені затримуючі шари, що супроводжують низькі струмині, виявляються або в передній частині циклона при проходженні теплих фронтів узимку, або в областях підвищеного тиску.

Над Україною в 60-70 % випадків низькі течії супроводжуються піднесеними інверсіями, причому їх може бути декілька. Виключення становить Кривий Ріг, розташований в центрі Криворізької котловини, де 63% струменів формуються в сполученні із приземними інверсіями. Випадки комбінації висотних затримуючих шарів і СТНР досить рідкісні - не більше 10% струменів.

2.2 Короткий опис вихідної інформації

В ході виконання дослідження використані дані на ст. Київ за тепле півріччя 2006-2015 рр. у строк 00 і 12 UTC та синоптичні карти з архіву пакету АРМСин. Протягом вказаного десятиріччя було виконано 1707 радіозондувань вночі та 1130 випусків вдень, тобто здійснено 93 % та 62 % відповідно, від нормативної кількості аерологічних спостережень (рис.2.1).

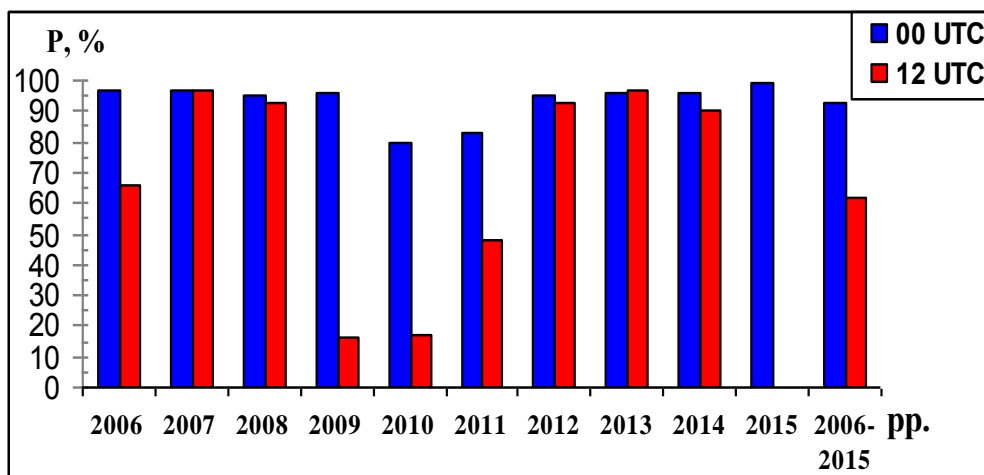


Рис. 2.1. Забезпеченість даними радіозондування (%) на ст. Київ у строк 00 і 12 UTC у тепле півріччя 2006-2015 рр.

Як видно з рис. 2.1, найкраща забезпеченість даними у тепле півріччя 2006 - 2015 рр. виявилась у строк 00 UTC. Радіозонди випускались від 80 до 97 %. За строк 12 UTC їх кількість коливалась від 66 до 97 %, за винятком 2009 та 2010 років коли випуски радіозондувань зменшились до 16 – 17 %. У 2012 році було 88 випусків (48 %), а в 2015 році денні випуски зондувань взагалі відсутні.

2.3 Повторюваність та структурні параметри низьких течій над Києвом за тепле півріччя 2006 - 2015 рр.

В рамках виконання дипломного проекту проаналізовані 2837 радіозондів та виявлено 96 (00 UTC) та 29 (12 UTC) випадків (табл. 2.1), коли швидкість вітру у нижньої тропосфері перевищувала $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. На базі цих даних побудували профілі вертикального розподілу швидкості вітру та температури, за допомогою яких і виявлялися СТНР.

Таблиця 2.1 – Повторюваність СТНР над Києвом за тепле півріччя 2006 –2015 рр.

Роки	00 UTC		12 UTC	
	к. в.	%	к. в.	%
2006	5	5	-	-
2007	14	15	5	17
2008	8	8	4	14
2009	10	11	-	-
2010	5	5	2	7
2011	12	12,5	3	10
2012	5	5	2	7
2013	6	6	2	7
2014	18	19	11	38
2015	13	13,5	-	-
Всього	96	100	29	100

Як видно з табл. 2.1 у 2014 році було зафіксовано найбільш випадків СТНР у строк 00 UTC та 12 UTC відповідно 18 і 11 струменів. Зовсім не було зафіксовано струминних течій нижніх рівнів за строк 12 UTC у 2006, 2009 та 2015 році. Напевно це пов'язано з тим, що в ці роки було мало випусків радіозондів, а в 2015 році денні радіозондування не проводились.

З таблиці 2.2 видно, що протягом періоду дослідження інтенсивність низькотропосферних струменів у середньому стала слабкіше ($18 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$), ніж у 1975-1995 рр. Вночі вона зменшилась на $3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а вдень на $2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Максимальна інтенсивність також послабшала у порівнянні з багаторічними даними [3], у строк 00 UTC на $2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і в 12 UTC на $6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Таблиця 2.2 – Структурні параметри СТНР над Києвом
за строк 00 і 12 UTC у тепле півріччя 2006 –2015 рр.

Строк	\bar{V} , $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$	V_{max} , $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$	\bar{H}_0 , м	$\overline{\Delta H}$, м	$H_0 \frac{\text{max}}{\text{min}}$, м	$\Delta H \frac{\text{max}}{\text{min}}$, м
00 UTC	18	28	1000	610	2100 \ 240	2500 \ 100
12 UTC	18	23	1250	550	2000 \ 400	1500 \ 150

Що стосується просторового розташування СТНР над Києвом, то вони у 2006-2015 рр. спостерігалися вище на 150-350 м, чім у 1975-1995 рр. (табл. 2.2). Висота осі струменів вночі вища на 160 м, а вдень різниця склала 350 м більше. Потужність низьких струменів в досліджуваний період теж збільшилась на 150 м у строк 00 UTC та всього на 50 м у строк 12 UTC.

Максимальна висота осі СТНР коливалась від 2000 до 2100 м, а мінімальна 240 – 400 м. Щодо потужності струменів, то максимум варіює від 1500 до 2500м, а мінімум складає 100 – 150 м.

З ЦИРКУЛЯЦІЙНІ УМОВИ НАД КИЄВОМ ПРИ ФОРМУВАННІ НИЗЬКИХ СТРУМЕНІВ

3.1 Фізико-географічні особливості міста Київ

Київ розташований в центрі України на Дніпрі, висота над рівнем моря 167 м. Деякі ділянки території міста підіймаються або опускаються на 100 - 180 м. Географічне положення Києва не тільки вплинуло на його розвиток як економічного, політичного і адміністративного центру, але позначилося також і на формуванні його кліматичних умов і мікрокліматичних особливостей окремих районів. В межах Києва і його околиць простежується вплив трьох орографічних областей Придніпровської височини, Поліської та Придніпровської низовин. Дніпро - одна з найбільших річок Європейської частини. До будівництва гідроелектростанцій та створення дніпровських водосховищ, що викликали зарегулювання річки, саме в районі Києва після прийняття вод Десни народжувався могутній Дніпро. В даний час Дніпро в середній і нижній течії перетворений в систему водосховищ, що різко зменшило небезпеку затоплення його заплави. Це також сприяло тому, що Дніпро і його притоки стали основними водними шляхами України та Білорусії.

Формування рельєфу території міста і його околиць, всього комплексу природних умов відбувалося під значним впливом Дніпра - його гідрологічного і термічного режимів. Дніпро розділяє територію міста і околиць на правобережну і лівобережну частини. Долина Дніпра відноситься до асиметричних, її правий схил круто обривається до річки, утворюючи місцями зсувні тераси, які розсікаються ярами глибиною 80 - 100 м.

Правоберіжжя в районі Києва охоплює межиріччя Дніпро - Ірпінь, яке представляє собою низинну слабкохвилясту рівнину з абсолютними відмітками від 160 до 200 м, що має загальний нахил на захід. В межах міста найбільшим правим притоком Дніпра є річка Либідь, береги якої значною мірою випрямлені і укріплені. Річка ця практично не замерзає через скидання в неї промисловими підприємствами стічних вод. На високих вододілах

середній частині Київського плато, що є відрогами Придніпровської височини, розташований історичний центр міста і кілька нових житлових масивів.

Центральна частина Києва має чітко виражені природні межі: на сході і північному сході - це Дніпро з високими обривистими берегами, на півдні і південному заході - р. Либідь, а на півночі - балки і струмок Сирець.

Територія Києва є прикладом перетвореного (антропогенного) ландшафту, сформованого внаслідок забудови природних лісових ділянок і колишніх присадибних територій багатопверховими будинками, знесення одноповерхових будинків з подальшою побудовою багатопверхових. При цьому в межах міста формується складний діяльний шар, в якому можна виділити три рівня поверхонь: 1) рівень вулиць і площ, поверхні скверів і водойм; 2) рівень верхньої кромки крон дерев і дахів 3-4-поверхових будівель, що становлять більшу частину споруд старої забудови; 3) рівень дахів 9 - 12-поверхових будівель, основних нині в забудованих мікрорайонах.

Розглядаючи місто Київ, як діяльний шар, не можна не враховувати ролі окремих великих промислових комплексів і транспортних магістралей, які є джерелами диму газу, пилу і додаткових запасів тепла.

Крім названих горизонтальних поверхонь, для Києва характерні також схили різної експозиції і крутизни, а, також і вертикальні поверхні - стіни будівель різної структури (використання в різних співвідношеннях каменю, металу і скла).

Спорудження будівель різної висоти на схилах пагорбів сприяє посиленню динамічного впливу міської території на повітряні потоки. Кожна будівля на височини стає її продовженням, жорсткої перепорою.

У літні дні над забудованими ділянками Києва, внаслідок інтенсивного прогрівання міського діяльного шару і його окремих поверхонь, формуються потужні висхідні потоки, які також можуть грати роль додаткової перешкоди для горизонтальних переміщень повітря, що надходить в межі міста [10].

3.2 Типізація синоптичних процесів за наявності низьких течій над Києвом у теплий сезон 2006 - 2015 рр.

Головною ознакою, за якою проведена типізація атмосфери поза тропічних широт, є наявність, напрямок і кількість блокуючих процесів на півкулі або їх відсутність. Виділено 4 групи циркуляції, 13 типів, 41 підтип та елементарний циркуляційний механізм - ЕЦМ (основна одиниця типізації). Число позначає тип ЕЦМ, букви алфавіту (а, б, в, г) – відмінності ЕЦМ в межах одного типу в напрямках арктичних вторгнень або виходу південних циклонів, а букви "з" (зимовий) і "л" (літній) – сезонні відмінності ЕЦМ по знаку баричних полів. В типах 4, 9 та 10 зимові ЕЦМ позначені першими літерами алфавіту (4а, 9б і 10а). Для кожного типу ЕЦМ складені динамічні схеми циркуляційних процесів. Наведено докладний опис кожного ЕЦМ [34], за яким можна проаналізувати динамічну схему і внутрішньорічний хід тривалості ЕЦМ. Календар послідовної зміни ЕЦМ з 1899 по 2015 рр. представлений на сайті www.atmospheric-circulation.ru.

Далі дамо більш детальну характеристику класифікації синоптичних процесів над Україною, яку можна використовувати як в оперативній прогностичній роботі [], так і для вивчення циркуляційних умов, при яких спостерігаються СТНР над досліджуваною територією. Структура макроциркуляційних умов, характерних для України, в тому числі і регіональні особливості синоптичних процесів, які формуються на цьому макроциркуляційному фоні та призводять, в поєднанні з місцевими фізико-географічними умовами, до встановлення "конкретного" вітрового режиму, зведені до шести основних типів і 17 підтипів.

Тип 1. Периферійні атмосферні процеси, до яких відносяться переноси всіх напрямків: підтип 1.1 – західний і північно-західний, підтип 1.2 – південний, 1.3 – східний і 1.4 – північний перенос.

Тип 2. Циклонічна циркуляція. До цього типу належать області зниженого тиску, які розташовуються над Україною (підтипи 2.1 і 2.2).

Тип 3. Антициклонічна циркуляція. Цей тип (підтипи 3.1, 3.2, 3.3) являє собою антициклони, які орієнтовані із заходу і сходу, а також малоградієнтні поля підвищеного тиску.

Тип 4. Малоградієнтні баричні поля (підтип 4.1, 4.2).

Тип 5. Периферійні атмосферні процеси, пов'язані з проходженням атмосферних фронтів (підтипи 5.1 і 5.2).

Тип 6. Циклонічні циркуляції з великими баричними градієнтами ($dP/dn \geq 2,5 \text{ гПа} / 111 \text{ км}$). Цей тип поділяється на 4 підтипа (6.1, 6.2, 6.3, 6.4).

В табл. Б.1 і Б.2 (Додаток Б) приведені каталоги підтипів синоптичних процесів, типів ЕЦМ і структурних параметрів СТНР за 00 і 12 UTC теплих півріч 2006-2015 рр. У якості структурних параметрів струменів використовуються: ff_0 і V_0 – напрямок і швидкість вітру на осі струменя; H_0 і ΔH – висота осі і товщина струменя. В таблицях також дані швидкість (V) і напрямок (ff) вітру біля поверхні землі, а тип стратифікації у граничному шарі позначений аббревіатурою: БІ – без інверсії, ПІ – піднесена, ПЗ – приземна інверсії. Низькотропосферні струмені над Києвом у строк 00 і 12 UTC одночасно спостерігаються вісім разів (08.07.2007, 26.07.2007, 09.09.2007, 23.04.2008, 28.04.2008, 19.05.2008, 15.05.2014, 21.09.2014).

Табл. 3.1 і 3.2 містять повторюваність СТНР, які спостерігались над Києвом у теплий сезон 2006 – 2015 рр., у відповідній групі циркуляційних умов за Дзердзевським та класифікації синоптичних процесів, розробленій на кафедрі метеорології та кліматології ОДЕКУ.

Більшість СТНР утворюються при синоптичних процесах, віднесених до 5 і 6 типу класифікації, при ЕЦМ 13л, 13з; 12а, г, бл, вл у строк 00 UTC – 36,54 і 21,08 %, а у строк 12 UTC – 38,8 та 10,2 % відповідно.

Таблиця 3.1 - Повторюваність (%) низьких струменів за типами ЕЦМ та підтипами синоптичних процесів. Київ 00 UTC.
Тепле півріччя 2006 - 2015 рр.

Тип ЕЦМ	Підтип синоптичних процесів										
	1	2	3	4		5		6			
	1.4	2.1	3.1	4.1	4.2	5.1	5.2	6.1	6.2	6.3	6.4
2а									1,04		
3							3,1				
4а,б								1,04	1,04	1,04	
6		1,04					1,04		1,04		
7ал										1,04	
8а,бл						2,08		1,04	2,08		
9а,б	1,04					3,1	1,04	2,08		5,2	
10б						2,08	1,04	1,04			2,08
11в						1,04				1,04	
12а,г,бл,вл			1,04	1,04		9,42		3,1	11,5	9,42	3,1
13л,з			1,04		2,08	3,1	1,04	4,4	8,4	3,1	1,04
Сума	1,04	1,04	2,08	1,04	2,08	20,82	7,26	12,5	25,1	20,84	6,22

Таблиця 3.2 - Повторюваність (%) низьких струменів за типами ЕЦМ та підтипами синоптичних процесів. Київ 12 UTC.
Тепле півріччя 2006 - 2015 рр.

Тип ЕЦМ	Підтип синоптичних процесів						
	3	5		6			
	3.2	5.1	5.2	6.1	6.2	6.3	6.4
2а					3,4		
3			3,4			3,4	
5а		3,4					
8г,з						3,4	
9а			6,8		3,4	3,4	
10а,б	3,4	3,4			3,4		
11							
12а, бл, г	3,4	3,4		3,4	3,4		
13л,з		6,8		3,4	14,3	14,3	6,8
Сума	6,8	17,0	10,2	6,8	27,9	24,5	6,8

3.3 Аналіз аеросиноптичних умов 26 липня 2007 р.

Синоптична ситуація 26 липня 2007 року, коли над Києвом спостерігалась струминна течія в стор 00 і 12 UTC, утворилась при підтипі 6.2 та типі ЕЦМ 2а. Вона обумовлювалась гребенем антициклону з центром над півднем Німеччини з максимальним тиском в центрі 1018,4 гПа та обширним циклоном з центром над ЄТР з мінімальним тиском 992,4 гПа (рис. В.1 (а)). В строк 12 UTC гребінь антициклону з центром над Венгрією має тиск в центрі 1017,0 гПа, центр циклону змістився на Санкт-Петербург і тиск не змінився (рис. В.1 (б)).

Як видно з рис. 3.1 і 3.2 СТНР утворились при без інверсійній стратифікації атмосфери та інтенсивністю 17 – 18 м·с⁻¹.

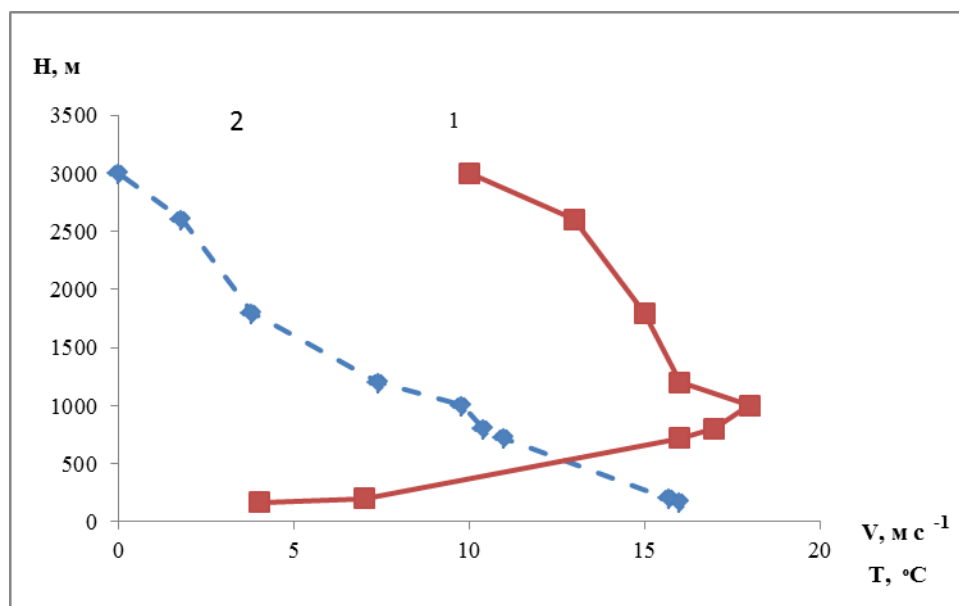


Рис. 3.1. Вертикальний розподіл швидкості вітру (1) та температури (2) на станції Київ за 26.07.2007 р. у строк 00 UTC

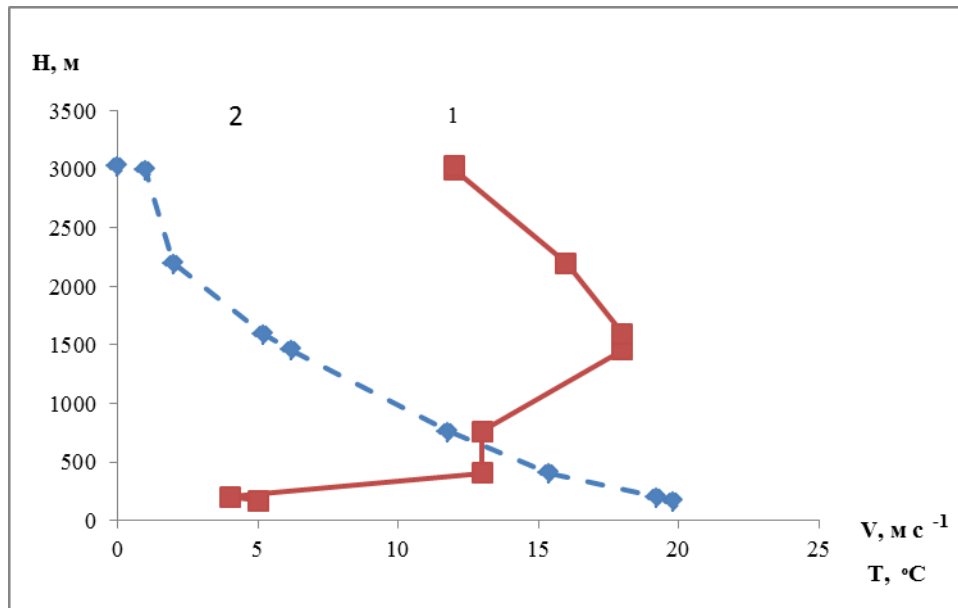


Рис. 3.2. Вертикальний розподіл швидкості вітру (1) та температури (2) на станції Київ за 26.07.2007 р. у строк 12 UTC

На висоті 1500 м (АТ-850 гПа) синоптична ситуація мало відрізняється від приземної і пункт Київ знаходиться між двома баричними утвореннями (рис. В.2).

На картах ВТ-500\1000 Київ знаходиться в улоговині холоду, яка займає територію Білорусії, ЄТР та простирається до району Чорного моря (рис. В.3).

На рис. 3.3 представлена карта штормових оповіщень за 26.07.2007 р., коли практично вся територія України знаходилась у зоні штормових попереджень.

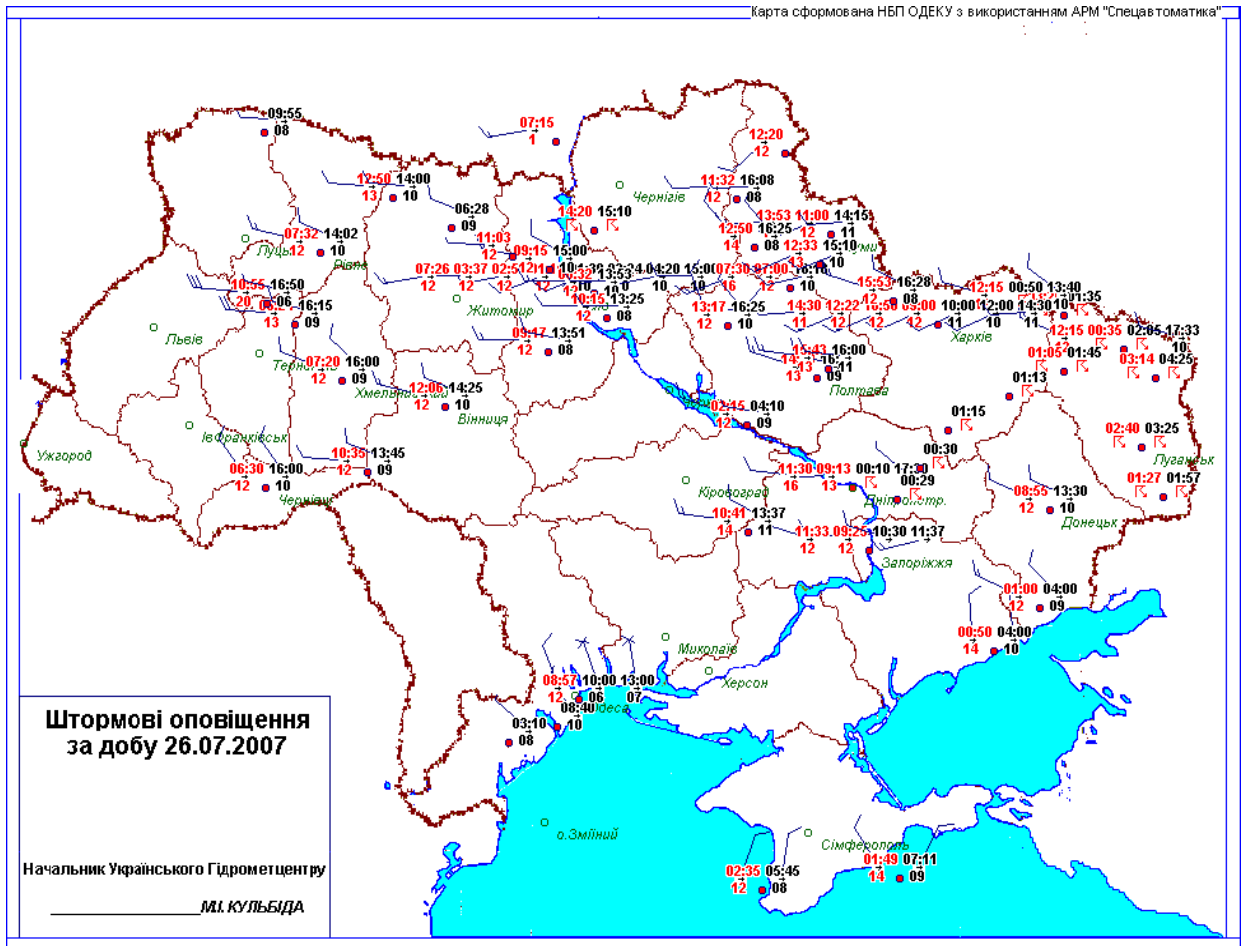


Рис. 3.3. Карта штормового оповіщення за 26.07.2007 р. по території України

ВИСНОВКИ

В результаті виконання дипломного проекту отримані наступні висновки:

1. Найкраща забезпеченість даними у тепле півріччя 2006 - 2015 рр. виявилась у строк 00 UTC. Радіозонди випускались від 80 до 97 %. За строк 12 UTC їх кількість коливалась від 66 до 97 %, за винятком 2009 та 2010 років коли випуски радіозондувань зменшились до 16 – 17 %. У 2012 році було 88 випусків (48 %), а в 2015 році денні випуски зондувань взагалі відсутні.

2. Протягом періоду дослідження інтенсивність низькотропосферних струменів у середньому стала слабкіше ($18 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$), ніж у 1975-1995 рр. Вночі вона зменшилась на $3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а вдень на $2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Максимальна інтенсивність також послабшала у порівнянні з багаторічними даними, у строк 00 UTC на $2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і в 12 UTC на $6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

3. Висота осі струменів вночі стала вища на 160 м, а вдень різниця склала на 350 м більше. Потужність низьких струменів в досліджуваний період теж збільшилась на 150 м у строк 00 UTC та всього на 50 м у строк 12 UTC.

4. Максимальна висота осі СТНР коливалась від 2000 до 2100 м, а мінімальна 240 – 400 м. Щодо потужності струменів, то максимум варіює від 1500 до 2500м, а мінімум складає 100 – 150 м.

5. Більшість СТНР утворюються при синоптичних процесах, віднесених до 5 і 6 типу класифікації, при ЕЦМ 13л, 13з; 12а, г, бл, вл у строк 00 UTC – 36,54 і 21,08 %, а у строк 12 UTC – 38,8 та 10,2 % відповідно.

6. Синоптична ситуація 26 липня 2007 року, коли над Києвом спостерігалась струминна течія в стор 00 і 12 UTC, утворилась при підтипі 6.2 та типі ЕЦМ 2а. СТНР спостерігалась при без інверсійній стратифікації атмосфери та інтенсивністю $17 - 18 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, коли практично вся територія України знаходилась у зоні штормових попереджень.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Волеваха В.А., Бабенко В.И., Ганюгина Н.Ф. О состоянии нижней тропосферы во время сильных бурь на Украине // Труды УкрНИГМИ. – 1977. - Вып. 160. - С.47-58.
2. Воронцов П.А. Струйные течения пограничного слоя атмосферы // Труды ГГО. – 1966. - Вып. 205. – С. 77–92.
3. Івус Г.П. Практикум зі спеціалізованих прогнозів погоди. Навч. посібник. – Одеса: Екологія, 2007. – 328 с.
4. Івус Г.П., Иванова С.М. Структура мезоструй над Україною і Молдавией // Труды УкрНИГМИ. - 1987. - Вып. 225. - С. 68-73.
5. Івус Г.П., Кивганов А.Ф., Тимофеев В.Е. Струйные течения нижних уровней атмосферы: учебное пособие. - К.: УМК ВО при Минвузе УССР, 1991. – 49 с.
6. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Сильные шквалы на западе Украины 23 июня 1997 г// Метеорология, климатология и гидрология. – 1999. - Вып. 39. - С. 105-112.
7. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Смерчи и струйные течения низких уровней (обзор литературных источников) // Культура народов Причерноморья. – 2006. - № 73. - С. 156-158.
8. Клозе Б. Влияние вертикального движения и бароклинности на развитие ночного струйного течения в пограничном слое атмосферы // Изв. АН СССР Сер. Физика атмосферы и океана. – Т. 24, № 11. – 1988. – С. 1134–1140.
9. Клімат України. - К.: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
10. Клімат Києва / Под ред. Л.И. Сакали, – Л.: Гидрометеоздат, 1980. – 286 с.
11. Ляхов М.Е. Нижние струйные течения как важный фактор в развитии физико-географических процессов // Изв. АН СССР. Сер. Геофизика. – 1961. - №2. - С. 334-336.

12. Мастерских М.А. О причинах возникновения мезоструй и расчете скорости ветра на их осях в узких зонах теплых фронтов // Метеорология и гидрология. – 1983. - № 2. - С. 19-24.
13. Матковский Б.М. Комплексный анализ мезомасштабного строения холодного фронта в нижней части атмосферы // Труды ИЭМ. – 1984. – Вып. 33 (108). С. 55–63.
14. Новожилов Н.И. Тропосферные мезоструи // Изв. АН СССР Сер. Геофиз. - №2, 1961. – С. 334-336.
15. Новожилов Н.И. О мезоструях пограничного слоя атмосферы // Метеорология и гидрология. - 1973. - № 5. – С. 105–110.
16. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы // Л.:Гидрометеиздат, 1973. – 616 с.
17. Прох Л.З., Филатов В.Г., Вайсблат И.Б. Некоторые результаты аэрологических измерений в Украинских Карпатах // Труды УкрНИГМИ. - 1969. - Вып. 83.– С. 65–84.
18. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. - Л.:Гидрометеиздат, 1985. - 264 с.
19. Anderson C.J., Raymond W.A. Mesoscale convective complexes and persistent elongated convective systems over the United States during 1992 and 1993 // Mon. Weather Review. – 1998. - Vol. 126, № 3. - P. 578–599.
20. Anyamba E.K., Kiangi D.M.R. Mean motion field in east Africa at the level core // Arch. Meteorol. Geophys. and Bioclimatol. – 1985. - В. 36. – P. 29–41.
21. Balasubramanian G., Garner S. T. The equilibration of short baroclinic waves // J. Atm. Sci. – 1997. - Vol. 54, №. 24. - P. 2850–2871.
22. Beel R.G., Bates F.C. Mechanism for assisting in the release of convective instability // Mon. Weather Review. – 1955. - Vol. 83, № 1. - P. 136–145.
23. Blackadar A.K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversion // Bull. Am. Soc. – Vol. 38, № 5. – 1957. – P. 283–290.
24. Blackadar A.K. A survey of wind characteristics below 1500 ft // Meteorol. Monogr. – 1960. - № 4. - P. 3–11.

25. Balasubramanian G., Garner S.T. The role of momentum fluxes in shaping the life cycle of a baroclinic wave // *J. Atm. Sci.* – 1996. - Vol. 54, № 4. - P. 510–533.
26. Bonner W.D. Climatology of the low-level jet // *Mon. Weather. Rew.* – 1968. - Vol. 96, № 12. - P. 833-850.
27. Browning K.A., Pardoe C.W. Structure of low level jet stream ahead of mid altitude cold fronts // *Quart. J. Royal Met. Soc.* – 1973. – Vol. 99. – P. 619–638.
28. Clark R.D, McDermott M.L. The dynamic forcing of the Great Plains low level jet // *The 13th Symposium on Boundary Layers and Turbulence.* -10–15 Jan 1999. – P. 97–98.
29. Dombrowsky R. Operational use of wind profiler data in United States weather forecasting.-
[http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/meetings/Upper-Air/RemoteSensing/Doc.4.1\(1\)_Profilers.pdf](http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/meetings/Upper-Air/RemoteSensing/Doc.4.1(1)_Profilers.pdf).
30. Doyle J.D. The influence of mesoscale orography on a coastal jet and rainband // *Mon. Weather Review.* – 1997. - Vol. 125, № 7. - P. 1465–1488.
31. Garreaud R.D., Muñoz R.C. the low-level jet off the west coast of subtropical South America. Structure and variability // *J. Atm. Sci.* – 2005. - Vol. 133. - P. 2246-2261.
32. Werth D., Kurzeja R., Dias N., Zhang G., Duarte H., Fischer M., Parker M., Leclerc M. The Simulation of the Southern Great Plains Nocturnal Boundary Layer and the Low-Level Jet with a High-Resolution Mesoscale Atmospheric Model // *Journal of Applied Meteorology and Climatology.* – 2011. - Vol. 50. - No. 7. – P. 1497-1513.
33. Whiteman C.D., Bian X., Zhong S. Low-level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a Site in the southern great plains // *J. App. Met.* – 1997. - Vol. 36, № 10. - P. 1363–1376.
34. <http://atmospheric-circulation.ru>

Додаток А

Довідка

кафедри метеорології та кліматології
до дипломного проекту студента 1 курсу Віннічука В.В.
на тему
«Низькотропосферні течії над Києвом у тепле півріччя»

Дипломний проект виконаний в рамках науково-дослідної роботи
«Прогнозування небезпечних метеорологічних явищ над південними
районами України» (2015-2019 рр., ДР № 0115U006532).

проф., к.геогр.н.

Івус Г.П.

Додаток Б

Таблиця Б.1 – Каталог підтипів синоптичних процесів, типів ЕЦМ та структурних параметрів СТНР. Київ 00 UTC. Тепле півріччя 2006-2015 рр.

№	Дата	Підтип син. проц	Тип ЕЦМ	Земля		СТНР				
				dd, град.	V, м·с ⁻¹	dd ₀ , град.	V ₀ , м·с ⁻¹	H ₀ , м	ΔH, м	Тип стратифікації
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	27.05.2006	6.1	9а	260	4	295	16	920	100	БІ
2	03.06.2006	6.2	6	050	3	130	19	1000	500	ПІ
3	15.06.2006	2.1	6	030	2	075	17	620	500	БІ
4	12.08.2006	6.4	12бл	125	2	180	16	2000	350	БІ
5	07.09.2006	5.1	12а	290	2	320	16	600	100	БІ
6	22.04.2007	6.2	12а	300	2	300	17	920	1000	БІ
7	11.05.2007	6.2	12а	230	4	270	16	750	700	БІ
8	16.05.2007	6.2	12бл	180	4	215	17	400	100	ПІ
9	28.05.2007	6.3	3	170	2	120	18	600	200	ПЗ
10	24.06.2007	6.3	7ал	300	2	320	18	900	1400	БІ
11	08.07.2007	5.1	9а	250	5	290	23	800	2300	БІ
12	26.07.2007	6.2	2а	260	4	295	18	890	750	БІ
13	09.08.2007	5.2	10б	020	2	080	16	850	1200	ПІ
14	09.09.2007	6.2	13з	350	7	355	17	840	1000	БІ
15	14.09.2007	6.2	12бл	330	4	350	16	820	400	БІ
16	16.09.2007	6.2	12бл	290	2	300	17	600	300	БІ
17	17.09.2007	5.1	12бл	280	3	330	16	820	600	БІ
18	27.09.2007	5.2	13з	150	2	195	16	600	100	ПЗ
19	29.09.2007	6.1	13з	150	2	170	17	800	300	ПЗ
20	10.04.2008	6.1	12Г	160	4	160	18	600	500	ПІ
21	23.04.2008	6.1	12бл	050	4	095	19	1200	1300	БІ
22	28.04.2008	5.1	12а	030	3	070	18	700	1000	БІ
23	19.05.2008	5.2	9а	175	4	210	16	560	250	ПІ
24	27.06.2008	5.1	9а	310	4	330	17	2100	1200	БІ
25	20.07.2008	6.3	4б	280	2	300	17	1000	750	БІ
26	24.07.2008	6.1	10б	090	2	125	18	800	500	БІ
27	26.07.2008	6.4	10б	040	3	090	16	750	300	ПІ
28	18.04.2009	4.1	12а	220	4	240	18	570	400	ПЗ
29	02.05.2009	5.1	10б	030	2	075	16	600	150	ПЗ
30	13.05.2009	6.2	12бл	320	7	310	18	1000	2500	БІ
31	14.05.2009	6.2	12вл	275	3	305	17	730	500	БІ
32	23.05.2009	6.3	13л	100	3	220	21	990	760	ПЗ
33	24.05.2009	6.2	13л	300	6	320	16	760	860	БІ
34	25.05.2009	6.2	13л	300	3	325	17	600	500	ПЗ
35	17.06.2009	6.3	12а	320	3	315	19	1200	500	БІ

Продовження табл. Б.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
36	27.06.2009	6.4	12бл	050	7	105	18	1000	1500	ПЗ
37	14.07.2009	5.1	13л	010	4	005	16	800	500	БІ
38	20.04.2010	4.2	13л	180	3	210	16	750	250	БІ
39	28.04.2010	6.3	9а	225	3	245	16	810	200	БІ
40	07.08.2010	6.1	4а	090	1	140	18	400	600	ПЗ
41	20.08.2010	1.4	9а	270	3	295	16	600	200	БІ
42	28.08.2010	6.3	12а	200	2	250	17	650	600	ПЗ
43	02.05.2011	6.3	12бл	160	3	215	16	800	300	ПЗ
44	06.05.2011	5.1	8а	310	5	350	18	800	800	БІ
45	19.06.2011	6.3	9а	230	3	230	16	400	500	ПЗ
46	27.06.2011	6.2	8бл	330	5	020	25	1400	1800	БІ
47	02.07.2011	6.4	12а	215	4	255	20	2000	1300	БІ
48	09.08.2011	6.3	12а	170	4	210	17	600	1100	ПЗ
49	18.08.2011	5.1	10б	330	2	345	22	1200	700	ПЗ
50	10.09.2011	6.2	13л	295	3	320	17	1420	800	БІ
51	14.09.2011	3.1	12а	275	2	290	20	1800	600	ПЗ
52	15.09.2011	5.1	12бл	330	2	280	18	2000	400	БІ
53	29.09.2011	5.1	13з	310	2	335	18	1550	1600	ПІ
54	30.09.2011	5.1	13з	010	2	010	18	2000	700	ПЗ
55	05.04.2012	6.1	12а	215	3	255	16	740	200	ПІ
56	05.05.2012	6.3	12а	190	2	195	16	1430	150	ПЗ
57	25.05.2012	5.2	6	030	4	070	18	900	200	БІ
58	26.06.2012	6.2	13л	235	1	185	18	1200	600	БІ
59	29.08.2012	5.1	12бл	340	4	355	18	800	200	БІ
60	27.04.2013	6.3	9а	200	3	235	18	600	200	ПЗ
61	28.04.2013	6.3	9а	230	5	260	17	770	600	ПЗ
62	23.05.2013	6.3	13л	160	4	200	19	800	720	ПІ
63	24.05.2013	6.4	13л	060	2	135	21	1000	1500	БІ
64	01.06.2013	6.4	9а	060	3	130	18	800	600	ПЗ
65	02.07.2013	6.2	12а	345	6	010	17	720	500	БІ
66	04.04.2014	6.3	11в	230	5	265	18	700	300	БІ
67	11.04.2014	6.1	13з	080	4	100	16	1440	400	БІ
68	15.04.2014	6.3	13з	160	3	220	18	750	1100	ПЗ
69	19.04.2014	6.1	13л	070	3	120	17	780	400	ПІ
70	20.04.2014	5.1	11в	060	3	115	18	1770	150	БІ
71	25.04.2014	5.1	8а	090	5	120	16	600	200	БІ
72	08.05.2014	4.2	13л	200	2	185	18	1000	300	БІ
73	15.05.2014	6.1	13л	050	2	080	16	780	300	БІ
74	11.06.2014	6.2	12а	340	4	345	17	1470	600	БІ
75	27.06.2014	6.2	4б	310	5	010	18	1290	600	ПЗ
76	01.07.2014	6.1	9а	120	1	180	19	2030	700	ПЗ
77	22.08.2014	5.1	9б	220	4	245	17	1630	400	БІ
78	29.08.2014	6.2	8бл	275	3	300	17	1270	350	ПЗ
79	21.09.2014	5.2	3	170	1	190	16	1360	500	ПЗ
80	22.09.2014	5.2	3	160	3	200	17	740	300	БІ
81	24.09.2014	6.2	13л	330	5	340	25	1120	800	БІ

Продовження табл. Б.1

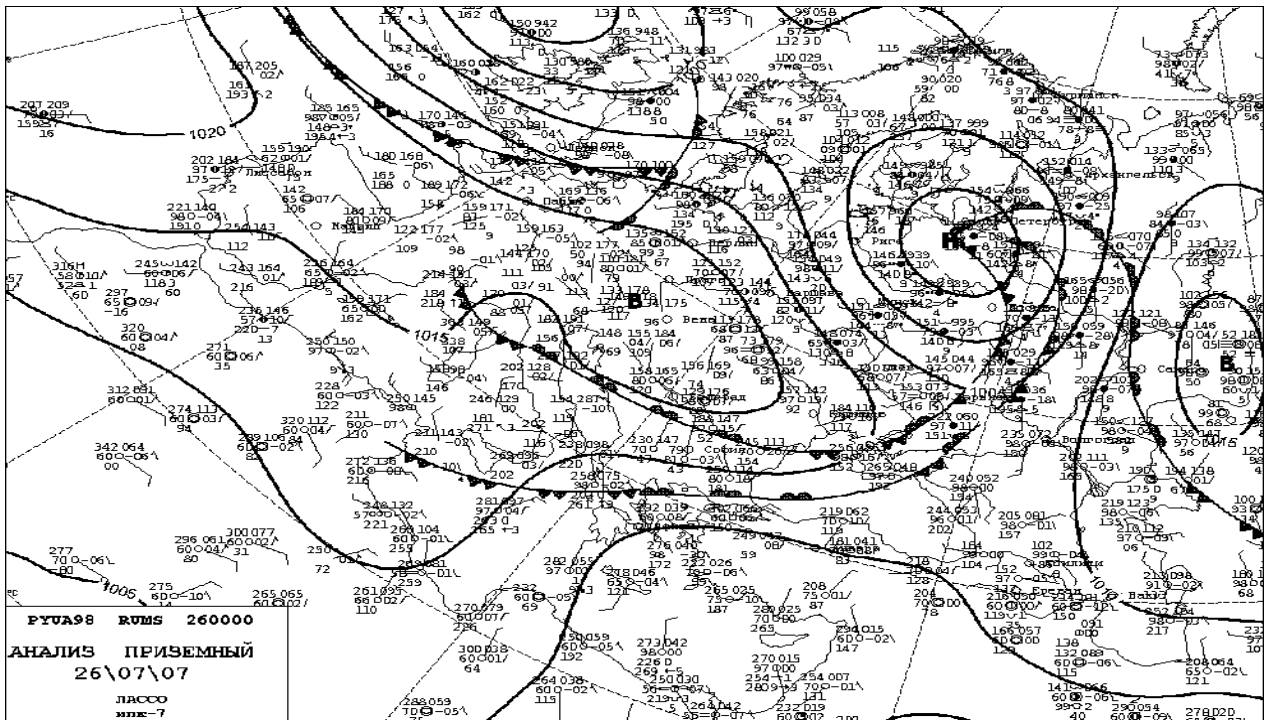
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
82	25.09.2014	6.2	13л	330	3	005	16	730	200	БІ
83	30.09.2014	3.1	13л	280	1	290	18	1680	300	ПЗ
84	01.04.2015	6.3	12а	180	3	220	22	1300	400	БІ
85	02.04.2015	6.3	12а	250	4	265	22	1220	500	БІ
86	08.04.2015	6.2	12Г	015	5	025	24	1180	600	БІ
87	09.04.2015	6.2	12Г	320	6	345	28	1000	1300	БІ
88	10.04.2015	5.1	12а	340	3	340	18	240	300	БІ
89	11.04.2015	5.1	12а	300	2	320	17	1360	500	ПЗ
90	14.04.2015	6.2	12а	320	5	310	20	1440	150	БІ
91	24.04.2015	6.3	13л	265	3	320	16	1030	300	БІ
92	29.04.2015	6.1	8а	160	2	170	18	1620	200	ПЗ
93	26.06.2015	5.1	12бл	015	5	030	17	630	150	БІ
94	27.06.2015	5.1	12бл	350	6	350	27	890	1800	БІ
95	20.07.2015	6.3	9а	200	2	240	19	650	700	ПЗ
96	30.09.2015	6.2	12а	015	4	040	18	1290	150	БІ

Таблиця Б. 2 - Каталог підтипів синоптичних процесів, типів ЕЦМ та структурних параметрів СТР. Київ 12UTC.
Тепле півріччя 2006 - 2015 рр.

№	Дата	Підтип син. проц	Тип ЕЦМ	Земля		СТР				
				dd, град.	V, м·с ⁻¹	dd ₀ , град.	V ₀ , м·с ⁻¹	H ₀ , м	ΔH, м	Тип стратифікації
1	07.07.2007	6.2	9а	215	6	270	19	850	300	БІ
2	08.07.2007	5.1	9а	250	7	280	19	750	200	БІ
3	26.07.2007	6.2	2а	025	5	305	17	1500	1300	БІ
4	01.09.2007	5.1	13л	160	2	260	17	760	250	БІ
5	09.09.2007	6.4	13з	350	7	355	16	770	300	БІ
6	07.04.2008	6.2	13з	120	2	135	16	1200	1000	БІ
7	23.04.2008	6.1	12бл	020	7	060	20	1200	900	БІ
8	28.04.2008	5.1	12а	050	4	080	19	990	950	БІ
9	19.05.2008	5.2	9а	185	6	210	16	1490	300	БІ
10	01.04.2010	6.3	8гз	135	2	180	16	1410	900	БІ
11	12.06.2010	6.3	13л	200	2	230	16	400	200	ПЗ
12	21.08.2011	6.2	12а	320	2	325	21	1400	600	БІ
13	10.09.2011	6.2	13л	320	5	295	20	1400	550	БІ
14	25.09.2011	5.1	5а	315	4	330	20	1800	200	БІ
15	28.08.2012	6.2	13л	330	5	325	16	780	200	БІ
16	28.09.2012	6.3	13л	165	3	215	16	600	500	ПЗ
17	27.04.2013	6.3	9а	215	7	240	16	2000	800	БІ
18	13.09.2013	3.2	12г	160	3	175	18	1600	900	БІ
19	05.05.2014	6.2	10а	350	4	330	17	1470	150	БІ
20	15.05.2014	6.1	13л	045	6	140	23	1430	500	БІ
21	24.05.2014	3.2	10а	150	2	130	16	1830	150	БІ
22	04.06.2014	5.1	10б	150	3	140	18	1330	1000	БІ
23	26.06.2014	6.3	3	025	5	065	18	1450	400	БІ
24	25.08.2014	6.3	13л	270	4	270	16	1370	150	БІ
25	27.09.2014	6.3	13л	320	2	265	17	1600	600	БІ
26	30.08.2014	5.1	13л	240	4	265	16	1670	150	БІ
27	21.09.2014	5.2	3	180	4	190	21	1040	1500	БІ
28	23.09.2014	6.4	13л	300	4	325	17	1070	200	БІ
29	24.09.2014	6.2	13л	345	6	325	21	1000	800	БІ

Додаток В

а)



б)

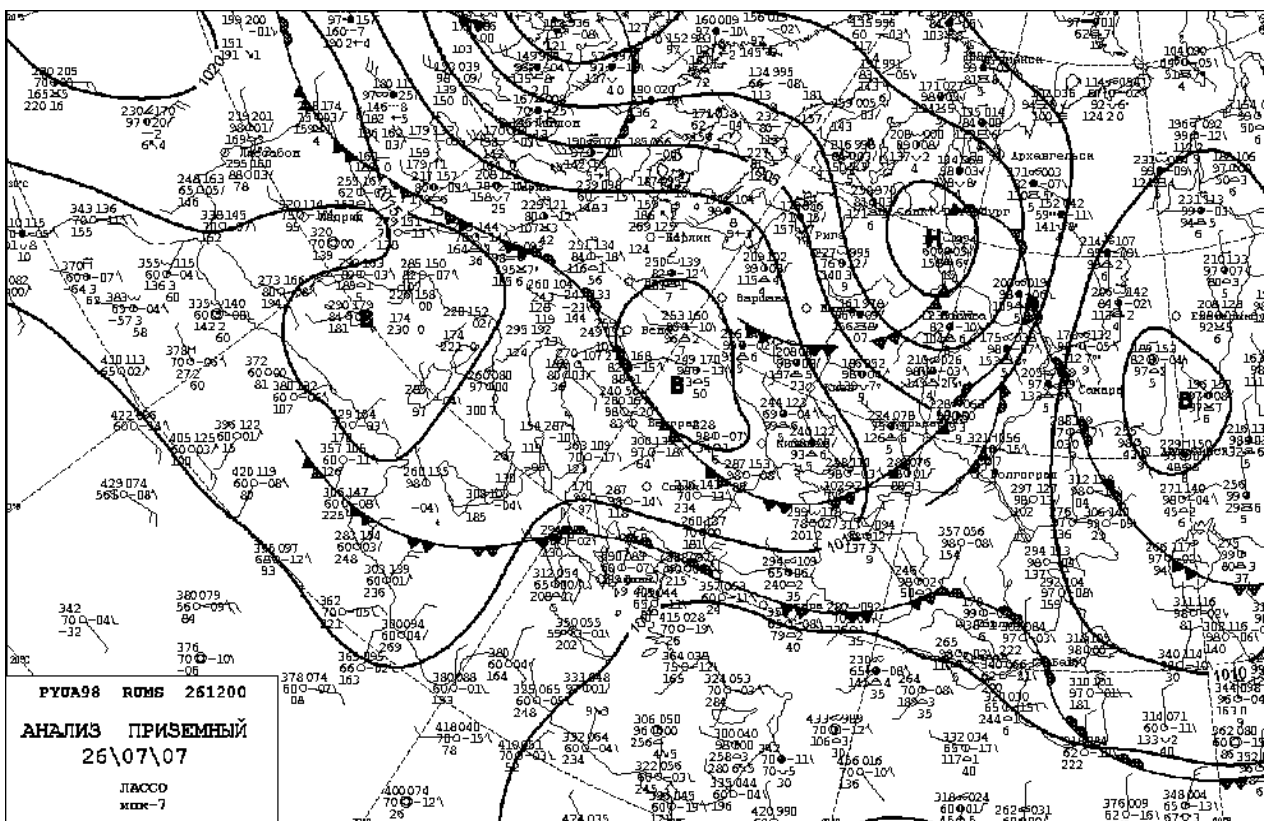
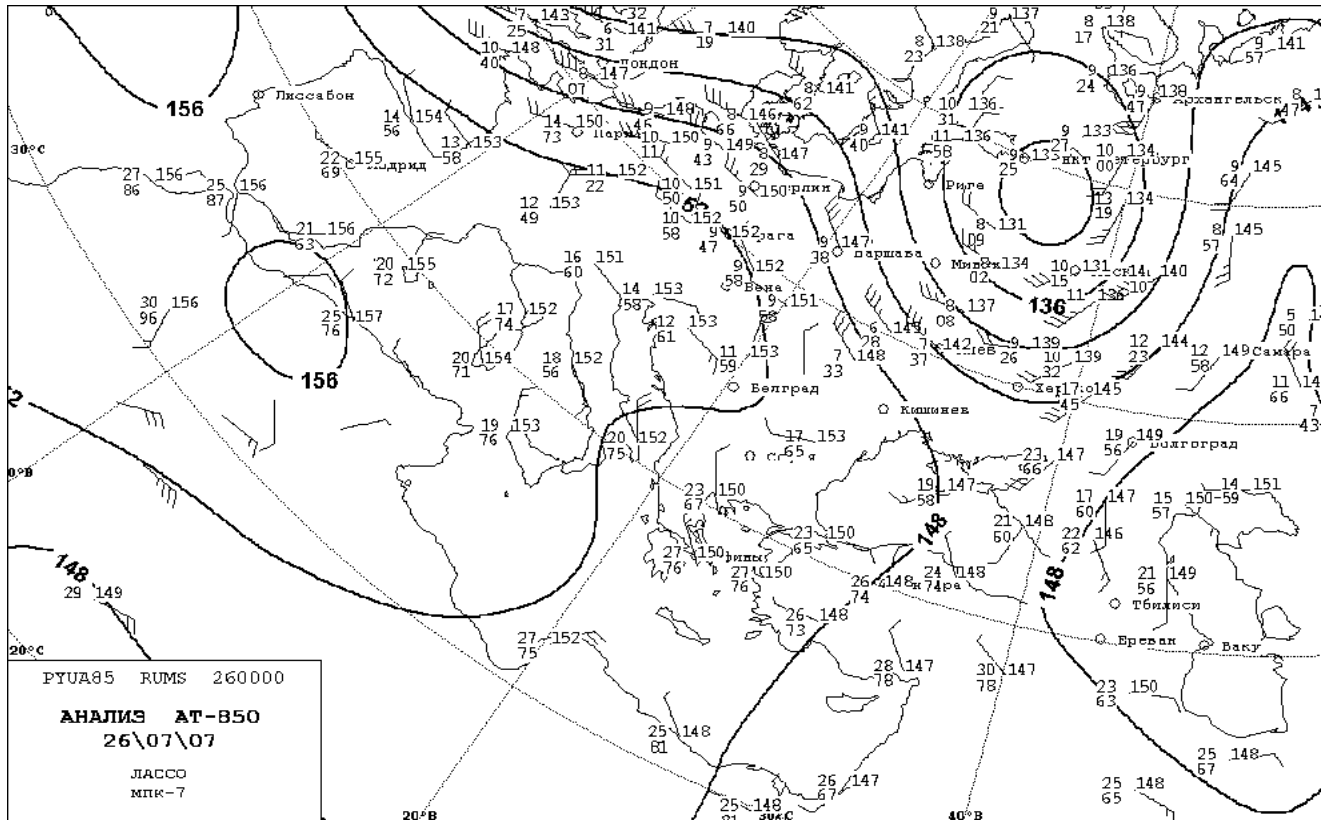


Рис. В.1 - Приземний аналіз 00 UTC(а) та 12 UTC (б) за 27 липня 2007 р.

а)



б)

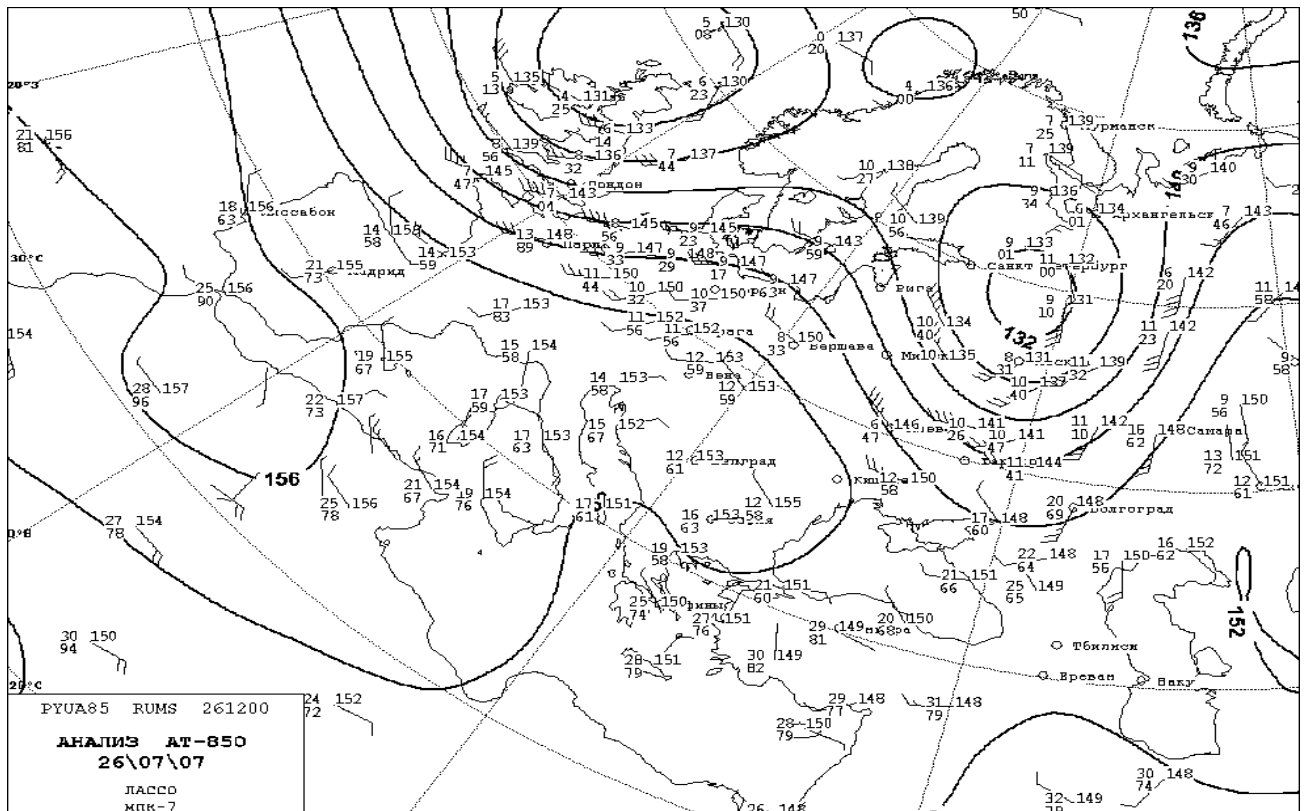


Рис. В.2. Карты АТ-850 00 UTC (а) та 12 UTC (б) за 27 липня 2007 р.

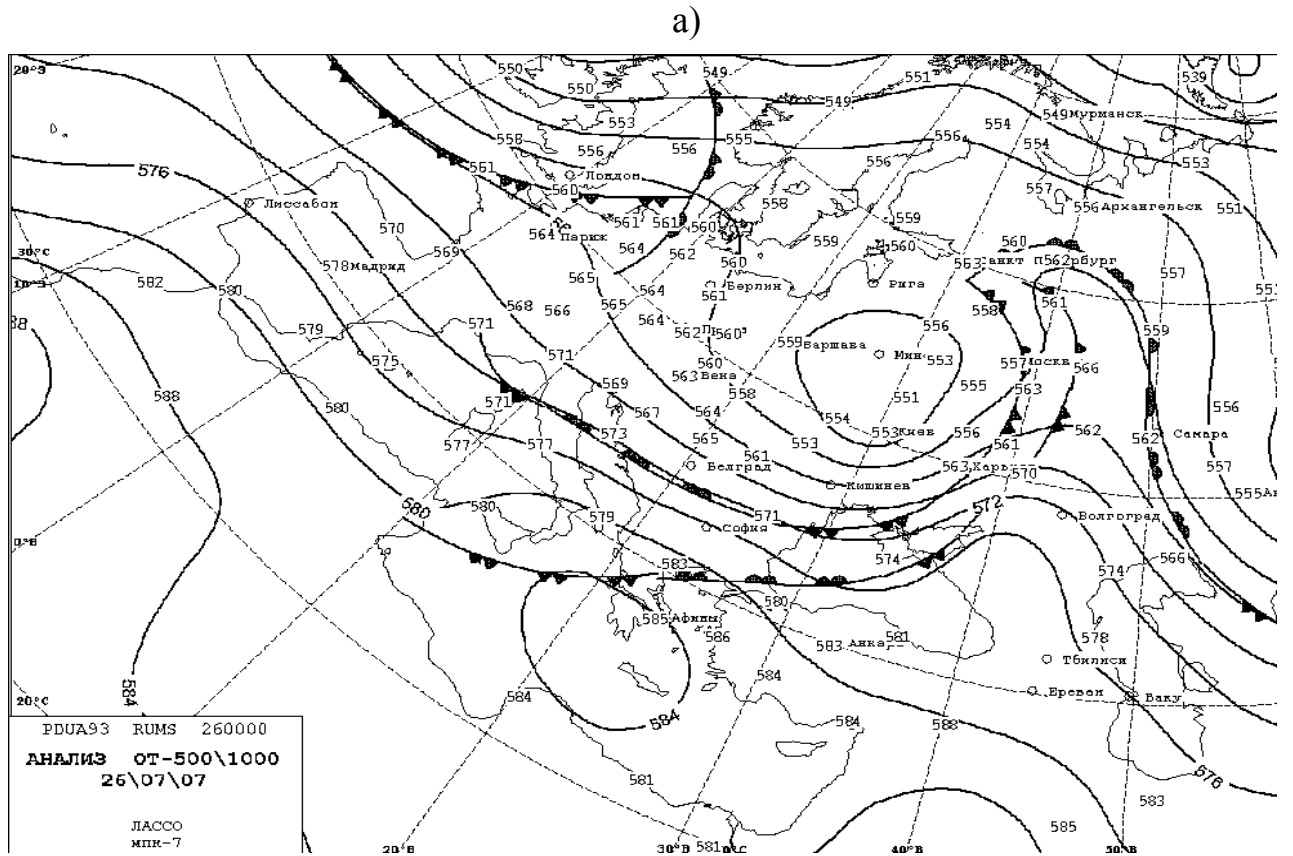


Рис. В.3. Карты ВТ-500\1000 00 UTC(а) та 12 UTC (б) за 27 липня 2007 р.