

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет магістерської та
аспірантської підготовки
Кафедра метеорології та кліматології

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему: Просторово-часова структура зон турбулентності і зсуву вітру
біля верхньо-тропосферних струминних течій

Виконала студентка 2 курсу групи МНЗ-61з/ф
спеціальності 103 - “Науки по Землю”
Гратілова Олена Сергіївна

Керівник к.геогр.н., доц.
Грушевський Олег Миколайович

Рецензент д.геогр.н., проф.
Хохлов Валерій Миколайович

Одеса 2018

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет Магістерської та аспірантської підготовки
Кафедра метеорології та кліматології
Рівень вищої освіти магістр
Спеціальність 103 "Науки про Землю"
(шифр і назва)
Освітня програма Метеорологія.

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри Івус Г.П.

"23" березня 2018 року

НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

Гратіловій Олені Сергіївні

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Просторово-часова структура зон турбулентності і зсуву вітру біля верхньо-тропосферних струминних течій

керівник роботи Грушевський Олег Миколайович, к.геогр.н., доцент

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

затверджені наказом закладу вищої освіти від 09 березня 2018 року №47-С

2. Строк подання студентом роботи 01 червня 2018 року

3. Вихідні дані до роботи: 1) дані ре-аналізу NCEP-NCSAR полів температури та меридіональної (v) складових вітру за 00 СГЧ з просторовим розділенням $1,0^\circ \times 1,0^\circ$

2) карти максимального вітру та абсолютної баричної топографії АТ-300, 200

3) аерологічні діаграми за 00 СГЧ на території досліджуваного району

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) 1) Формування бази вихідних даних для проведення розрахунків;
2) Розрахунок полів турбулентності та зсуву вітру поблизу струминних течій, їх візуалізація;

3) Діагноз просторово-часової структури поля турбулентності і зсуву вітру;

4) Розрахунок окремих кліматологічних характеристик турбулентності і поля вітру поблизу вісі струминних течій

5). Проведення аналізу одержаних результатів

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)

1) Вертикальні розрізи полів атмосферної турбулентності через вісі струминних течій

2) Вертикальні розрізи полів зсуву вітру через вісі струминних течій

3) Графіки повторюваності кліматологічних характеристик атмосферної турбулентності і зсуву вітру в зоні струминних течій.

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 23.03.2018 р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Ознайомлення з темою дослідження, відбір літературних джерел за напрямком досліджень	24.03.2018	95	відмінно
2	Підготовка і написання 1 розділу магістерської роботи	28.03.2018	90	відмінно
3	Підготовка і написання 2 розділу магістерської роботи	08.04.2018	90	відмінно
	Рубіжна атестація	30.04 – 06.05.2018	90	відмінно
4	Формування бази вихідних даних для проведення розрахунково-графічної частини магістерської роботи	07.05.2018	90	відмінно
5	Проведення розрахунків полів атмосферної турбулентності та зсуву вітру для вибраних випадків	18.05.2018	80	добре
6	Візуалізація одержаних полів з використанням графічних пакетів	23.05.2018	90	відмінно
7	Складання висновків. Кінцеве редагування тексту. Підготовка презентації і доповіді до захисту матеріалів магістерської роботи.	01.06.2018	95	відмінно
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		90	відмінно

Студент _____
(підпис)

Керівник роботи _____
(підпис)

Гратілова О.С.
(прізвище та ініціали)

Грушевський О.М.
(прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

Тема магістерської кваліфікаційної роботи «Просторово-часова структура зон турбулентності і зсуву вітру біля верхньо-тропосферних струминних течій».

Автор: Гратілова Олена Сергіївна.

Актуальність теми дослідження зумовлюється необхідністю врахування впливу турбулентності і зсуву вітру в зоні верхньо-тропосферних струминних течій на режим польоту літальних апаратів та рентабельність пасажирських і вантажних перевезень

Мета роботи: розрахунок і дослідження просторової структури атмосферної турбулентності і зсуву вітру у зоні струминних течій.

Задачі, що вирішувалися у ході роботи:

- формування бази вихідних даних;
- розрахунок полів турбулентності та зсуву вітру в зоні струминних течій, їх візуалізація;
- діагноз просторово-часової структури поля турбулентності і зсуву вітру;
- розрахунок окремих кліматологічних характеристик турбулентності і поля вітру поблизу вісі струминних течій.

Об'єкт дослідження: верхньо-тропосферні струминні течії

Предмет дослідження: просторова структура турбулентності та зсуву вітру в зоні струминних течій.

Методи дослідження: просторово-часовий та статистичний аналіз даних.

Наукова новизна одержаних результатів. У роботі використані сучасні дані чисельного моделювання для аналізу структури атмосферної турбулентності та зсуву вітру в зоні струминних течій. Їх поєднання з фактичними даними радіозондування дозволило одержати уявлення про просторову структуру зазначених явищ та їх кліматологічні характеристики.

Практичне значення одержаних результатів. Одержані результати можуть бути враховані при розробці рекомендацій при виконанні польотів повітряних суден на ешелонах 8-10 км, а також при плануванні заходів, пов'язаних з організацією перевезень пасажирів та вантажів на повітряних трасах.

Ключові слова: струминні течії, атмосферна турбулентність, зсув вітру, кліматологічні характеристики турбулентності та зсуву вітру.

SUMMARY

Theme of master's qualification work " Spatial-temporal structure of zones of turbulence and wind displacement near upper tropospheric jet streams."

Author: Gratylova Elena Sergeevna.

The urgency of the research topic is determined by the need to take into account the influence of turbulence and wind shear in the zone of upper jetropospheric jet streams on the flight mode of aircraft and the profitability of passenger and freight traffic

The purpose of the work: calculation and study of the spatial structure of atmospheric turbulence and wind shear in the zone of jet currents.

Tasks solved during the work:

- formation of the base of the source data;
- calculation of fields of turbulence and wind shear in the zone of jet streams, their visualization;
- diagnosis of the spatial-temporal structure of the field of turbulence and wind shear;
- calculation of individual climatological characteristics of turbulence and wind fields near the axis of jet streams.

The object of the study: upper jetospheric jet flows

Subject of research: spatial structure of turbulence and wind shear in the zone of jet streams.

Methods of research: spatial-temporal and statistical analysis of data.

Scientific novelty of the obtained results. In work modern data of numerical modeling for analysis of the structure of atmospheric turbulence and wind shear in the zone of jet flows are used. Their combination with actual radio sensing data allowed us to get an idea of the spatial structure of these phenomena and their climatological characteristics.

The practical value of the results. The results obtained can be taken into account when developing recommendations for the flight of aircraft at echelons 8-10 km, as well as in planning activities related to the organization of passenger and cargo traffic on airways.

Key words: jet streams, atmospheric turbulence, wind shear, climatological characteristics of turbulence and wind shear.

ЗМІСТ

Вступ.....	7
1 Струминні течії в атмосфері та їх аеронавігаційне значення	11
1.1 Загальні відомості про струминні течії.....	11
1.2 Класифікація струминних течій.....	11
1.3 Структура поля вітру в струминних течіях	13
2 Загальні відомості про турбулентність і зсув вітру в зоні струминних течій	16
2.1 Класифікація атмосферної турбулентності	16
2.2 Турбулентність ясного неба	18
2.3 Турбулентність в струминних течіях, в хмарах різних форм і в гірських районах	23
2.4 Загальні відомості про зсув вітру і його вплив на режим польоту повітряних суден	31
2.5 Вплив вертикального зсуву вітру в найнижчому шарі атмосфери на зліт та посадку літаків.....	36
3 Діагноз атмосферної турбулентності і зсуву вітру в зоні верхньо-тропосферних струминних течій	38
3.1 Аналіз просторово-часової структури атмосферної турбулентності і зсуву вітру	38
3.2 Кліматологічні характеристики атмосферної турбулентності і зсуву вітру в зоні струминних течій	43
Висновки	46
Перелік посилань	48
Додатки.....	49

ВСТУП

Струминними течіями називають порівняно вузькі потоки, зі швидкістю 100 і більше км/год, з майже горизонтальною віссю у верхній тропосфері або в нижній стратосфері, який характеризується великими вертикальними і горизонтальними зсувами вітру і одним або більше максимумами швидкості.

У поперечному розрізі струминна течія має вигляд «труби» овальної форми. На осі цієї «труби» спостерігається максимальна швидкість вітру, а в усі сторони від неї до периферії струминної течії вітер слабшає. Межею струминної течії умовно вважають швидкість вітру 100 км/год. Струминні течії утворюються в зонах великих горизонтальних градієнтів температури і геопотенціалу, тобто там, де відбувається найбільше зближення теплих і холодних повітряних мас. Струминні течії завжди пов'язані з висотними фронтальними зонами і фактично є їх вітровою характеристикою. Просторове положення, переміщення та еволюція струминних течій, а також їх фізичні характеристики становлять великий інтерес для авіації, так як при польотах на великих висотах облік впливу сильного вітру на дальність і тривалість польотів набуває особливого значення. [6]

В авіації поняття «турбулентності ясного неба» (або Clear Air Turbulence) останнім часом набуло значного поширення у зв'язку з низкою льотних подій, зумовлених цим явищем.

Турбулентність ясного неба постійно існує у всій товщині тропосфери і здебільшого не чинить помітного впливу на динаміку польоту літака. Проте в деяких випадках спостерігаються її досить значні (екстремальні) значення, які можуть впливати на літальні апарати будь-якого класу, що підтверджується статистикою льотних подій. Щороку у світовій цивільній авіації за різними підрахунками фіксується від 750 до 1500 випадків турбулентності ясного неба. Переважна їх частина не спричиняє ніякої шкоди пасажирам і екіпажу, проте затримки рейсів та перебої через турбулентність зумовлюють збитки авіакомпаній. Так, лише у США щорічні збитки становлять близько 500 млн. доларів на рік [9].

Різка зміна швидкості або напрямку польоту літального апарату або одночасно його швидкості і напрямку можлива як у горизонтальному, так і у вертикальному напрямках. Вплив турбулентності на політ літака є найбільш суттєвим на висотах близьких до його стелі, оскільки у даному випадку стійкість і керованість літака значно знижуються. Саме тому турбулентність

ясного неба відноситься до категорії небезпечних зовнішніх впливів середовища.

На відміну від обмерзання і грози, які можуть бути виявлені візуально або за допомогою бортових технічних засобів, турбулентність ясного неба явище невидиме і часто раптове [5]. Отже, турбулентність ясного неба є однією з небезпечних ловушок для пілотів повітряних суден, оскільки вони не можуть завчасно попередити пасажирів про загрозу.

Наприклад, у 1997 році United Airlines Flight 826 здійснював рейс з міжнародного аеропорту Наріта в Японії до Гонолулу. Після зіткнення з декількома хвилями сильної турбулентності Boeing 747, як повідомлялося, втратив приблизно на 100 футів (30 метрів) висоти, серйозно поранені 18 пасажирів та членів екіпажу, один з пасажирів по приземленні в Токіо помер від одержаних травм.

На сьогодні турбулентність ясного неба прогнозують через непрямі ознаки, які вказують на імовірність явища, і будують прогностичні моделі, які базуються на низці факторів.

Як правило, методика виявлення зон бовтанки літальних апаратів полягає у тому, що за згладженими профілями напрямку і швидкості вітру, температури повітря для кожної лінійної ділянки визначається кут нахилу профілю і порівнюється з його критичним значенням. Наявність нестійкості хоча б за однією її ознакою є підставою для діагнозу наявності ТЯН, яка зумовлює виникнення бовтанки. Якщо ознаки нестійкості спостерігаються у вертикальних профілях двох або трьох метеовеличин, то вважається, що імовірність ТЯН зростає.

Останнім яскравим прикладом її впливу став рейс Москва – Бангкок, який виконувався 01.05.2017 року, коли літак майже наприкінці маршруту потрапив у зону турбулентності ясного неба і 27 пасажирів отримали травми та переломи.

В авіації термін «зсув вітру» (або векторний градієнт вітру) останнім часом набув значного поширення у зв'язку з низкою льотних подій, зумовлених цим явищем.

Зсув вітру постійно існує в природі і здебільшого не чинить помітного впливу на динаміку польоту літака. Проте в деяких випадках спостерігаються досить значні величини зсуву вітру, які можуть впливати на літальні апарати будь-якого класу, що достатньо підтверджується статистикою льотних подій. Різка зміна швидкості або напрямку вітру або одночасно швидкості і напрямку можлива як у горизонтальному (горизонтальний зсув вітру), так і у вертикальному (вертикальний зсув вітру) напрямку.

Зміни напрямку і (або) швидкості вітру у певному шарі атмосфери можуть об'єднуватися з турбулентністю і (або) сильними вертикальними потоками повітря, тому значні зсуви вітру відносяться до категорії небезпечних зовнішніх впливів середовища. На відміну від обмерзання і грози, які можуть бути виявлені візуально або за бортових технічних засобів, зсув вітру явище невидиме і часто раптове [7].

Актуальність теми дослідження зумовлюється необхідністю врахування впливу турбулентності і зсуву вітру в зоні верхньотропосферних струминних течій на режим польоту літальних апаратів та рентабельність пасажирських і вантажних перевезень.

Слід зазначити, що безпечний політ у зоні бовтанки і зсуву вітру можливий лише при визначеному інтервалі швидкостей. Так відбувається тому, що зі збільшенням швидкості польоту літак перетинає за одиницю часу більше вихорів та хвиль і, отже, число поштовхів збільшується. При цьому, якщо число поштовхів перевищує 100 за хвилину, то може з'явитися вібрація, яка особливо небезпечна для літака. Щоб уникнути небезпечних наслідків, швидкість польоту зменшують. Однак, зменшення швидкості польоту можливе лише до визначеного критичного значення, нижче якого літак втрачає стійкість і може зірватися у штопор.

Таким чином, при великих швидкостях починається небезпечна зона за умовами міцності, а при малих – за умовами керованості. Критичні значення швидкості різні для різних типів літаків, а також залежать від швидкості вертикальних поривів.

Метою даної роботи є розрахунок і дослідження просторової структури атмосферної турбулентності і зсуву вітру у зоні струминних течій.

Головними *завданнями* роботи є:

- формування бази вихідних даних для проведення розрахунків;
- розрахунок полів турбулентності та зсуву вітру поблизу струминних течій, їх візуалізація;
- діагноз просторово-часової структури поля турбулентності і зсуву вітру;
- розрахунок окремих кліматологічних характеристик турбулентності і поля вітру поблизу вісі струминних течій.

У якості *вихідних даних* використовувались:

- дані ре-аналізу NCEP-NCSAR полів температури за 00 СГЧ з просторовим розділенням $1,0^\circ \times 1,0^\circ$;
- дані ре-аналізу NCEP-NCSAR полів зональної (u) та меридіональної (v) складових вітру за 00 СГЧ з просторовим розділенням $1,0^\circ \times 1,0^\circ$;

- карти максимального вітру та абсолютної баричної топографії АТ-300, 200.

- аерологічні діаграми за 00 СГЧ на території досліджуваного району.

У першому розділі дипломного проекту висвітлюються питання, пов'язані з визначенням аеронавігаційного значення струминних течій в атмосфері та розглядається структура поля вітру в їх зоні..

Другий розділ роботи присвячений висвітленню загальних відомостей про турбулентність і верхньотропосферні зсуви вітру в атмосфері.

У третьому розділі проведений діагноз просторово-часової структури атмосферної турбулентності в зоні струминних течій, наводяться окремі кліматологічні характеристики атмосферної турбулентності і зсуву вітру в зоні верхньотропосферних струминних течій.

Магістерська робота містить 18 рисунків, 5 таблиць та перелік посилань, який складається з 12 позицій та 13 додатків.

1 СТРУМИННІ ТЕЧІЇ В АТМОСФЕРІ ТА ЇХ АЕРОНАВІГАЦІЙНЕ ЗНАЧЕННЯ

1.1 Загальні відомості про струминні течії

Струминні течії завжди пов'язані з висотними фронтальними зонами і фактично є їх вітровою характеристикою. Просторове положення, переміщення та еволюція струминних течій, а також їх фізичні характеристики становлять великий інтерес для авіації, так як при польотах на великих висотах облік впливу сильного вітру на дальність і тривалість польотів набуває особливого значення [1].

Віссю струминної течії називається лінія струму з максимальною швидкістю вітру в межах даної ВФЗ, а горизонтальною віссю струминної течії або віссю на даному рівні (на ізобаричній поверхні) лінія, що з'єднує точки з максимальною швидкістю вітру на фіксованому рівні або на певній ізобаричній поверхні в межах даної ВФЗ. За визначенням, горизонтальна вісь струминної течії також є лінією струму на обраному рівні.

За позитивний напрямок осі струминної течії приймається те, при якому ліворуч залишається низький тиск, а праворуч високий.

Циклонічна периферія струминної течії – частина струминної течії, розташована ліворуч від поверхні, що проходить через горизонтальні осі струминної течії на всіх рівнях, тобто частина струминної течії, обернена в бік низького тиску. Антициклонічна периферія струминної течії – частина струминної течії, розташована праворуч від поверхні, що проходить через горизонтальні осі струминної течії на всіх рівнях, тобто частина струминної течії, обернена в бік високого тиску.

Інтенсивність струминної течії в даному пункті чи районі оцінюється значенням швидкості вітру на осі струминної течії або, якщо мова йде про інтенсивність струминної течії на даному рівні, значенням швидкості вітру на горизонтальній осі [6].

1.2 Класифікація струминних течій

Струминні течії спостерігаються майже над усіма районами земної кулі. Їх інтенсивність і повторюваність мають яскраво виражений сезонний

характер. У холодну пору року струминні течії повсюдно посилюються, а в теплу слабшають. Повторюваність струминних течій над більшою частиною північної півкулі від зими до літа зменшується [1].

Струминні течії відрізняються великим різноманіттям. Зазвичай їх ділять на кілька видів залежно від ознаки, покладеної в основу розподілу, наприклад, по висоті – тропосферні і стратосферні, по широтному положенню – помірних широт, субтропічні і екваторіальні [4].

Також основою для класифікації струминних течій можуть служити характеристики висотних фронтальних зон (далі ВФЗ), в межах яких вони утворюються. З урахуванням цих характеристик струминні течії можна об'єднати в три групи:

- тропосферні струминні течії ВФЗ;
- стратосферні струминні течії ВФЗ;
- струминні течії ВФЗ високих шарів атмосфери;

У свою чергу струминні течії ВФЗ також класифікуються по широтах.

У першу групу ВФЗ входять струминні течії високих і помірних широт, пов'язані з тропосферними ВФЗ та головними фронтальними розділами, і субтропічні струминні течії.

Арктичним струминним течіям (струминні течії арктичних фронтів) притаманна велика рухливість і мінливість інтенсивності. Їх осі знаходяться на висотах 6-8 км. Інтенсивність арктичних струминних течій в середньому невелика, хоча в окремих випадках максимальні швидкості вітру можуть сягати 50-60 м/с.

Струминні течії помірних широт (струминні течії фронтів помірних широт), так само як і арктичні струминні течії, відрізняються великою мінливістю положення та інтенсивності. Осі цих течій розташовуються на висотах 8-11 км. Середня інтенсивність цих струминних течій більше, ніж арктичних. Максимальні швидкості вітру нерідко сягають взимку 80-100 м/с, а іноді 120-130 м/с. Влітку максимальні швидкості вітру менше, ніж взимку, але нерідко перевищують 60 - 70 м/с. Найбільш інтенсивні струминні течії помірних широт взимку у східних узбережж Північної Америки та Азії.

Субтропічні струминні течії простежуються, особливо взимку, у вигляді майже безперервного пояса сильних західних вітрів уздовж північної периферії субтропічних антициклонів. Осі цих течій зазвичай знаходяться на висотах 11-13 км, хоча іноді зустрічаються субтропічні струминні течії з висотою осі 15-16 км. Рухливість субтропічних струминних течій в середньому менше, ніж струминних течій високих і помірних широт. Однак при потужних виносках тропічного повітря у високі широти субтропічна струминна течія може просунутись до 55-60 с. ш. Максимальні швидкості

вітру взимку часто сягають 120-130 м/с, а біля східного узбережжя материків 140-160 м/с. У середньому інтенсивність тропічних струминних течій взимку в 1,3-1,5 рази більше, ніж влітку. Від зими до літа тропосферні струминні течії всіх типів зміщуються на північ.

Стратосферні струминні течії, переважно західного напрямку, спостерігаються взимку на всіх широтах. Вони пов'язані зі стратосферними ВФЗ, які можуть виникати або в результаті вертикального розвитку тропосферних ВФЗ, або як самостійні стратосферні утворення. Влітку повторюваність стратосферних струминних течій істотно зменшується, що пов'язано з появою на високих рівнях (18 км і більше) східних вітрів, рідко мають характер струминних течій.

Порівняно стійка стратосферна струминна течія взимку виявляється в субполярній області. Її зазвичай називають струминною течією «на краю полярної ночі». Вона утворюється в зоні великих горизонтальних контрастів температур, які виникають між приполюсною областю з безперервною полярною ніччю і тією частиною атмосфери, де триває звичайна зміна дня і ночі. Вісь цієї струминної течії знаходиться на висотах близько 60 км, де середня швидкість вітру сягає 80-100 м/с.

1.3 Структура поля вітру в струминних течіях

Спільний аналіз поля вітру біля поверхні Землі і на різних висотах, який проводиться за допомогою приземних карт погоди та карт АТ, показує, що поле вітру в міру віддалення від підстильної поверхні стає більш гладким. При цьому швидкість вітру з висотою в середньому зростає, досягаючи, найчастіше максимуму поблизу тропопаузи. У помірних широтах приблизно у 80% випадків максимум швидкості вітру знаходиться у верхній тропосфері або в шарі тропопаузи, а в інших випадках – у нижній стратосфері. Разом з цим на тлі загального зростання швидкості вітру з висотою в тропосфері можуть зустрічатися шари (переважно невеликої товщини), де швидкість вітру з висотою убиває.

Характерний вертикальний профіль швидкості вітру наведено на рис. 2.1. На ньому добре помітно різке зростання швидкості вітру з висотою від підстильної поверхні, наявність максимуму швидкості вітру в шарі 9-10 км.

На станціях, розташованих у більш низьких широтах, рівень максимального вітру знаходиться в середньому на висоті 11-12 км. Така мінливість висоти максимального вітру ускладнює аналіз розташування

поверхні максимального вітру в просторі за допомогою карт баричної топографії. Тому в синоптичну практику ввели карти максимального вітру [6].

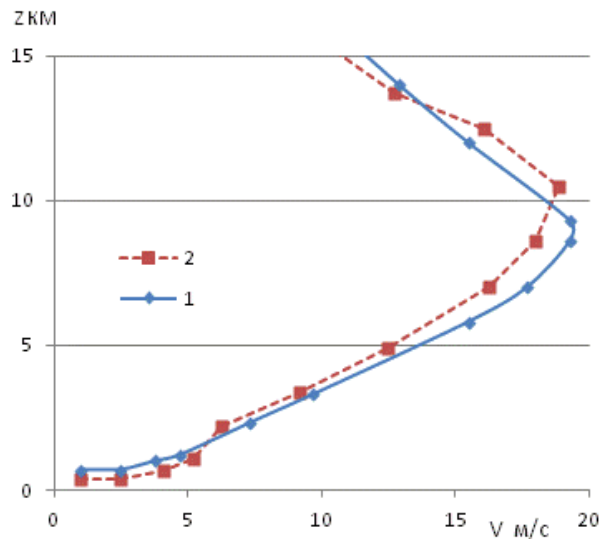


Рис. 1.1. Розподіл середньої швидкості вітру з висотою у травні над Москвою вдень (1) та вночі (2) за В.Д.Решетовим

На картах максимального вітру виділяються великі витягнуті області сильних вітрів у верхній тропосфері і нижній стратосфері, так звані струминні течії. Характер зміни швидкості і напрямку вітру з висотою визначається відмінністю ступеня впливу на нього основних сил, що діють на повітряний потік. У приземному шарі найбільш значний вплив на рух повітря надає турбулентне тертя. Тут швидкості вітру швидко зростають з висотою, мало змінюючи свій напрямок. У цьому шарі товщиною 50-100м розподіл найбільшою мірою залежить від інтенсивності обміну кількістю рухів з більш високими шарами [6].

Вимірювання швидкості вітру, зроблені на спеціально обладнаних літаках, показали, що прийнятий спосіб обробки даних шаропілотних спостережень призводить до згладжування різниці швидкостей вітру вздовж потоку. Природно, що ще більше нівелювання швидкостей вітру виходить при визначенні геострофічного вітру по ізогісам на картах баричної топографії. У результаті такого згладжування, як показало порівняння з даними літаків, максимальні швидкості вітру в струминних течіях, представлені на вертикальних розрізах, виявляються менше фактичних. Виходять зменшеними і величини горизонтального і вертикального градієнта швидкості.

При польотах на літаках було встановлено, що в сильному паралельному потоці швидкості вітру можуть коливатися в широких межах. Відзначалися випадки коливань від 15 до 40 м/сек. Таким чином, струминна течія не представляє єдиного потоку, а складається як би з окремих осередків з сильним вітром, розділених зонами відносно малих швидкостей. Фактична швидкість вітру в цих зонах більше швидкості геострофічного вітру. Величина перевищення досягає 20, а нерідко навіть 50%. Мікроструктура струминних течій вивчена ще мало, і наведенні дані поки не дають про неї повного уявлення [8].

2 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ТУРБУЛЕНТНІСТЬ І ЗСУВ ВІТРУ В ЗОНІ СТРУМИННИХ ТЕЧІЙ

2.1 Класифікація атмосферної турбулентності

Турбулентність – це стан атмосфери, при якому спостерігаються неупорядковані вихрові рухи різного масштабу. Політ в умовах турбулентності супроводжується бовтанкою літака.

Бовтанка літака – це неоднорідні поштовхи і кидки, яких зазнає літак під час польоту.

У залежності від причини виникнення турбулентності її можна розділити на:

1. Термічну (конвективну).
2. Динамічну, що пов'язана з існуванням в атмосфері великих зсувів вітру (вертикальних та горизонтальних), які найчастіше спостерігаються у зонах струминних течій.
3. Механічну, що утворюється через тертя повітряного потоку об земну поверхню.

Інтенсивність усіх видів турбулентності залежить від часу року і доби. Влітку вона завжди буває розвинута сильніше ніж взимку, а в денні години спостерігається максимальний розвиток турбулентності, який значно слабшає вночі.

Динамічна турбулентність зазвичай пов'язана з шарами інверсії або ізотермії температури, з тропопаузою.

Механічна турбулентність найбільш розвинута в гірських районах. На рівнинах вона звичайно поширюється до висоти 1000...1500 м, а над морем її межа розташовується нижче. Інтенсивність цього виду турбулентності залежить від швидкості вітру, ступеня шорсткості підстильної поверхні та ступеня стійкості повітря.

У реальних умовах турбулентний стан атмосфери є інтегральним проявом взаємодії одночасно декількох факторів. Тому повторюваність, структура та інтенсивність турбулентності залежить від характеру підстильної поверхні, положення (висоти) пункту, метеоумов та ін [10].

Найчастіше бовтанка спостерігається в нижньому 2-км шарі, де найкращі умови для розвитку термічної і механічної турбулентності. У середній тропосфері повторюваність бовтанки мінімальна. У верхній тропосфері повторюваність бовтанки зростає по мірі наближення до тропосфери або рівня максимальної швидкості вітру.

В різних баричних утвореннях інтенсивність турбулентності неоднакова. В циклонах та улоговинах інтенсивність і рівень турбулентності вище, ніж в антициклонах і гребенях. Найбільший розвиток одержує турбулентність в

зонах фронтальних розділів, особливо у зонах холодних фронтів, що пов'язані з потужною купчастою і купчасто-дощовою хмарністю [1].

Більшість процесів в атмосфері, такі, як перенесення водяної пари і атмосферного пилу, теплообмін, утворення хмар та опадів, найтіснішим чином пов'язано з турбулентним характером рухів в атмосфері. Атмосферна турбулентність має суттєвий вплив на поширення звуку, світла і радіохвиль. Нарешті, атмосферна турбулентність впливає на режим польотів літальних апаратів.

Турбулентний рух в'язкої рідини, на відміну від ламінарного, характеризується непостійністю поля швидкостей, наявністю неоднорідностей або так званих турбулентних вихорів, що призводять до перемішування струменів. Під турбулентним вихором розуміється елемент турбулентної течії з деяким характерним розміром.

Основними причинами турбулізації повітряних течій в атмосфері є виникаючі з тих чи інших причин контрасти в полях температури і швидкості вітру.

До атмосферних процесів, що формує ці контрасти, відносяться:

1) тертя повітряного потоку об поверхню землі і утворення в нижній його частині профілю швидкості вітру з великими вертикальними градієнтами;

2) неоднакове нагрівання різних ділянок підстильної поверхні землі і пов'язане з цим розвиток термічної конвекції;

3) процеси хмароутворення, при яких відбувається виділення тепла конденсації і кристалізації, і зміну характеру поля температури і швидкості вітру;

4) зближення і взаємодія мас повітря з різними характеристиками поблизу атмосферних фронтів і висотних фронтальних зон, де великі горизонтальні контрасти температури і швидкості вітру;

5) втрата стійкості хвилями, що утворюються в інверсійних шарах, на тропопаузі і поблизу інших атмосферних поверхонь розділу;

6) деформація повітряних течій гірськими перешкодами і виникнення хвильових збурень і роторних рухів на їх підвітряному боці.

Зазначені процеси можуть діяти одночасно, посилюючи або послаблюючи один одного, а тим самим і турбулізацію повітряного потоку.

При турбулентній течії, навіть при сталості поля зовнішніх сил і граничних умов, швидкість в заданій точці буде зазнавати значні зміни в часі. Ця обставина обумовлює необхідність застосування статистичних методів дослідження турбулентних течій.

Це питання було теоретично розглянуто Л. Ф. Річардсоном, який дав критерій зростання і зменшення кінетичної енергії турбулентних рухів в термічно стратифікованій середовищі. Річардсон припустив, що втрата турбулентної енергії внаслідок роботи проти стійкої вертикальної стратифікації значно перевершує її втрату внаслідок молекулярної в'язкості,

яка перетворює турбулентну кінетичну енергію в тепло. Тому Річардсон обмежився розглядом тільки турбулентної дисипації.

На сьогоднішній день не існує ефективних засобів боротьби з бовтанкою, тому прогноз цього явища потрібен для його компенсації та вибору оптимального маршруту, що оминає турбулентні шари. Інтенсивна бовтанка може спостерігатися у хмарах та при ясному небі.

При теоретичному розгляді турбулентності у вільній атмосфері зазвичай передбачається, що по горизонталі потік однорідний. Між тим, в струминній течії горизонтальні градієнти швидкості вітру значні і дуже мінливі. Нехтування багатьма дослідниками ролі горизонтальних градієнтів швидкості вітру ґрунтується на тому, що останні щонайменше на порядок менше вертикальних градієнтів середньої швидкості вітру.

2.2 Турбулентність ясного неба

На висоті понад 5 км може спостерігатися таке явище як турбулентність ясного неба (далі САТ (Clear Air Turbulence)). На відміну від інших видів турбулентності вона виникає при ясній погоді або за наявності хмар верхнього ярусу, і її досить складно помітити завчасно. Встановлено, що частіше це явище відбувається над гірською місцевістю, особливо з підвітряної сторони схилу.

Разом з тим турбулентність ясного неба важко прогнозувати через її різку локалізацію в навколишньому потоці, динаміку розмірів і тривалість явища. Більш того, турбулентність ясного неба неможливо зафіксувати за допомогою радарів. На сьогоднішній день її прогнозують через непрямі ознаки, що вказують на ймовірність явища і будують прогностичні моделі, засновані на ряді чинників.

Небезпека САТ полягає у її несподіваності. Невелика турбулентність може викликати дискомфорт у пасажирів або навіть травми, якщо не застібнуті ремені безпеки. Екстремальна САТ може спричинити пошкодження конструкцій літака. У наведеній нижче табл. 2.1 представлений зв'язок між САТ та її наслідками як для літака, так і для людей всередині нього.

Турбулентність ясного неба – це термін для турбулентності середніх або високих рівнів в зонах зі значним зсувом вітру. Турбулентні області такого типу в основному розташовуються у просторі вільному від хмар. Однак іноді можна знайти хмарні утворення (в основному крижані хмари) характерні для турбулентних районів, або більш високу концентрацію водяної пари на околицях зон з САТ. Обидва ці ознаки вказують на присутність САТ.

Таблиця 2.1 – Рівні інтенсивності САТ

Інтенсивність	Реакція літака	Реакція всередині літака
Слабка (не позначається символом на картах погоди)	Турбулентність, яка викликає невеликі зміни висоти та/або положення (крок, крен, ривки) IAS (Indicated Air Speed) коливається від 5 до 15 вузлів та $< 0.5g$ у центрі тяжкості літака	Пасажири можуть відчувати легке напруження від ременів безпеки або лямок. Незафіксовані предмети можуть бути дещо зміщені. Може проводитися харчування пасажирів, при ходьбі ніяких проблем не виникає.
Помірна 	Турбулентність з більшою інтенсивністю, ніж слабка. Зміни у висоті та/або положенні, але зберігається постійний контроль за літаком. IAS коливається від 15 до 25 вузлів та $0,5 - 1,0g$ у центрі тяжкості літака	Пасажири відчувають певне навантаження від ременів безпеки або лямок. Незафіксовані предмети переміщуються. Харчування пасажирів та ходьба ускладнені.
Сильна 	Турбулентність, що викликає значні і різкі зміни висоти та/або положення літака. Літак може короткочасно виходити з-під контролю. Коливання IAS більше ніж 25 вузлів та $> 1.0g$ у центрі тяжкості літака	Occupants are forced violently against seat belts or shoulder straps. Unsecured objects are tossed about. Food service and walking are impossible.

У більшості випадків термін «турбулентність високого рівня (HLT)» було б краще, ніж САТ, оскільки воно включає і області хмарності. Однак в авіаційній метеорології і авіації термін САТ є більш поширеним і ми також будемо використовувати його в своєму дослідженні [8].

Основні роботи з розробки методики прогнозування турбулентності ясного неба припали на 90-і роки ХХ століття, і з тих пір практично нічого не змінилося. Наприклад, згідно з методом, розробленим Гідрометцентром Росії, основними різновидами механізму гідродинамічної нестійкості є гідродинамічна нестійкість основного потоку, стратифікованого за вітром і

температурою, нестійкість внутрішніх хвиль в стійкому потоці і нестійкість критичного рівня.

Успішність прогнозу САТ також зумовлюється тим, що повторюваність багато в чому залежить від регіону. Розраховують індекси турбулентності ясного неба і за кордоном, зокрема у Великій Британії, США та Канаді.

За останні 50 років відбулося п'ять авіакатастроф, причиною яких стала турбулентність ясного неба. Так, в 1966 році літак, що летів з Токіо в Гонконг, не справився з керуванням при повній відсутності хмарності. В результаті загинули всі пасажери, які знаходилися на борту. Як показало розслідування, причиною аварії стала аномально сильна турбулентність поблизу схилів Фудзі, яка перевищувала допустимі навантаження на конструкцію. У тому ж році схожа авіакатастрофа сталася в США, в штаті Небраска: літак обходив потужну грозу, потрапив в турбулентність і також не справився з керуванням в повітрі.

Через два роки, в грудні 1968 року, авіалайнер, що заходив на посадку в аеропорт Іліамна (Аляска), раптово розвалився. Пілоти, які літали неподалік від місця аварії, розповіли, що зіткнулися з сильною турбулентністю. Це суперечило офіційному прогнозу погоди, тому до розслідування залучили незалежного експерта, який зробив висновок, що через відтік арктичних повітряних мас в регіоні утворилася повітряна хвиля, в якій і утворилася зона турбулентності.

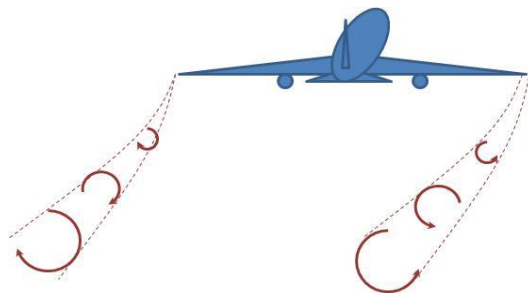


Рис. 2.1. До механізму утворення спутного сліду

Одна з найбільших аварій сталася в 2001 році в Нью-Йорку. Коли авіалайнер вилітав з аеропорту, він потрапив в течію повітря, яке створив інший літак (рис. 2.1). Слід, що залишився від авіалайнера, утворив течію повітря у вигляді вихорів, що зриваються з кінцівок крила літака (в авіації це явище називають спутним слідом або спутним струменем), став причиною турбулентності.

Викликане перевантаження призвело до того, що вертикальний хвостовий стабілізатор відірвався, і літак впав на житловий район.

Одне з найбільш нагальних питань полягає в тому, чи збільшиться число потраплянь авіалайнерів в зону турбулентності ясного неба. Доктор Пол Вільямс з Університету Редінга в Великобританії стверджує, що підвищення рівня вуглекислого газу в атмосфері і глобальна зміна клімату можуть призвести до посилення турбулентності ясного неба в три рази. На думку дослідників, що побудували комп'ютерну модель кліматичних змін, це станеться через дестабілізацію повітряних потоків над Атлантичним океаном, де щодня відбуваються до трьох тисяч рейсів. Відповідно, це може

зумовити збільшення перебування часу в дорозі і, відповідно, зростання цін на квитки. Проте з такими висновками згодні не всі кліматологи [8].

Коли літак летить з постійною швидкістю і постійною висотою, всі сили знаходяться у рівновазі (рис. 2.2). Величини підйомної сили і ваги урівноважують одна одну. Те ж саме відноситься і до сили тяги і опору. Підйомна сила є функцією від швидкості повітря (v^2) і його густини (ρ).

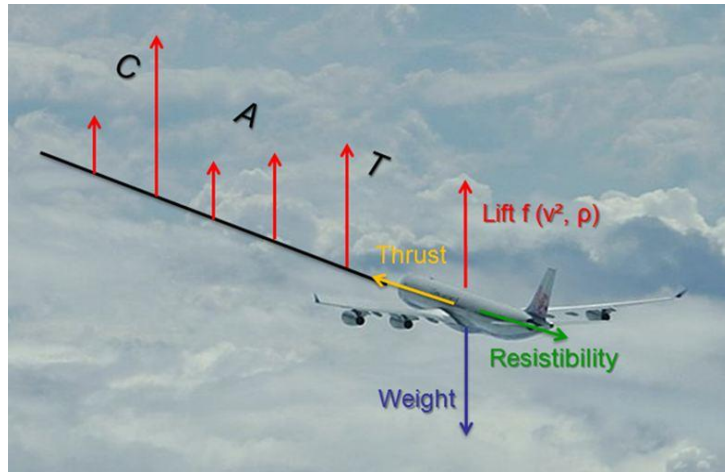


Рис. 2.2. Сили, що діють на літак у польоті

Це означає, що САТ може спостерігатися в польоті на межі різних повітряних мас з істотно різними значеннями густини. Там де, наприклад, існує великий градієнт температури і особливо біля тропопаузи.

Великі літаки мають більшу площу крила і масу. Їх вертикальні рухи менш екстремальні, ніж у легких літаків через інерцію. З іншого боку, конструкція великих літаків є більш навантаженою, що призводить до того, що у найбільш інтенсивних випадках САТ вона може бути пошкоджена або зруйнована.

Як відомо, струминні течії (СТ) є інтенсивними, відносно вузькими, квазігоризонтальними потоками вітру, які супроводжуються сильними вертикальними і горизонтальними зсувами вітру. Вони знаходяться у тропопаузі або поблизу неї (рис. 2.3).

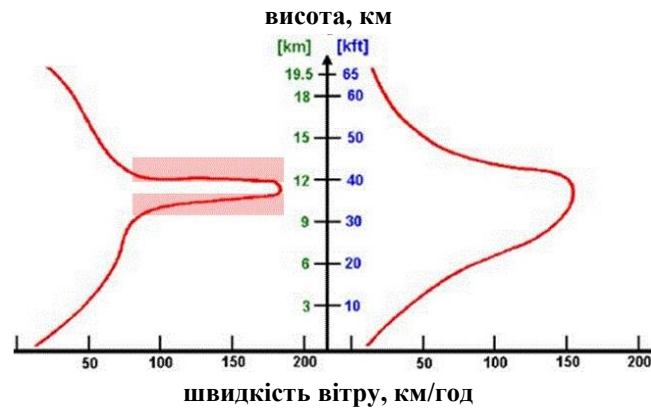


Рис. 2.3. Розташування зон САТ відносно вісі СТ (профіль ліворуч представляє струминну течію з сильним вертикальним зсувом і високим ризиком САТ вище і нижче вісі струменю (червона область). Вертикальний зсув з меншим ризиком виникнення САТ представлений праворуч)

Існує тісний взаємозв'язок між струминними течіями і турбулентністю ясного неба. Виникнення САТ зумовлюється вертикальним і горизонтальним зсувами вітру поблизу СТ. Інтенсивність САТ є найбільшою на холодній стороні струменя, під віссю струменя та поруч з ним.

На рис. 2.4 зображені ізогіпси карти АТ-300 у виді суцільних чорних ліній, ізотахи (у вузлах) у вигляді пунктирних ліній, вісь СТ у вигляді коричневої суцільної лінії, а також лінії фронтальних розділів.

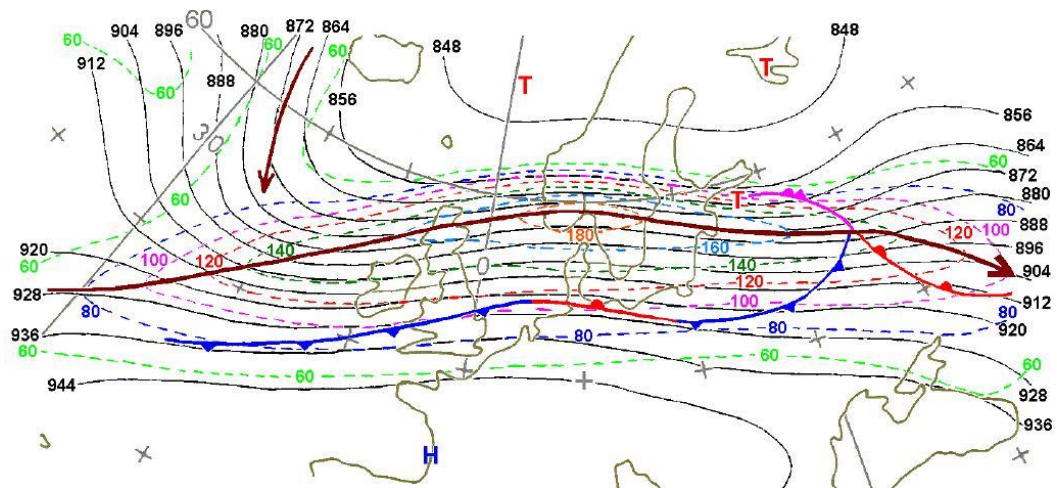


Рис. 2.4. Полярна струминна течія на рівні 300 гПа у полі ізотак зі значеннями швидкості вітру від 60 вузлів (≈ 111 км/год)

Максимум швидкості вітру полярної струминної течії з довжиною 8000 км і шириною 1000-1500 км лежить на південь від Скандинавії і має максимальну швидкість 180 вузлів (≈ 333 км/год). Найбільш інтенсивний

горизонтальний зсув вітру та високий ризик наявності або виникнення САТ знаходяться північніше вісі струменя.

На рис. 2.5 можна побачити, що зони найбільш інтенсивної САТ (позначені синім кольором) розташовуються на холодній стороні, зверху і знизу ядра СТ. В цих зонах спостерігається поєднання великої швидкості вітру та її градієнту.

На циклонічній стороні вісі СТ можна побачити більш низьку тропопаузу із опусканням сухого повітря, яке може мати стратосферне походження.

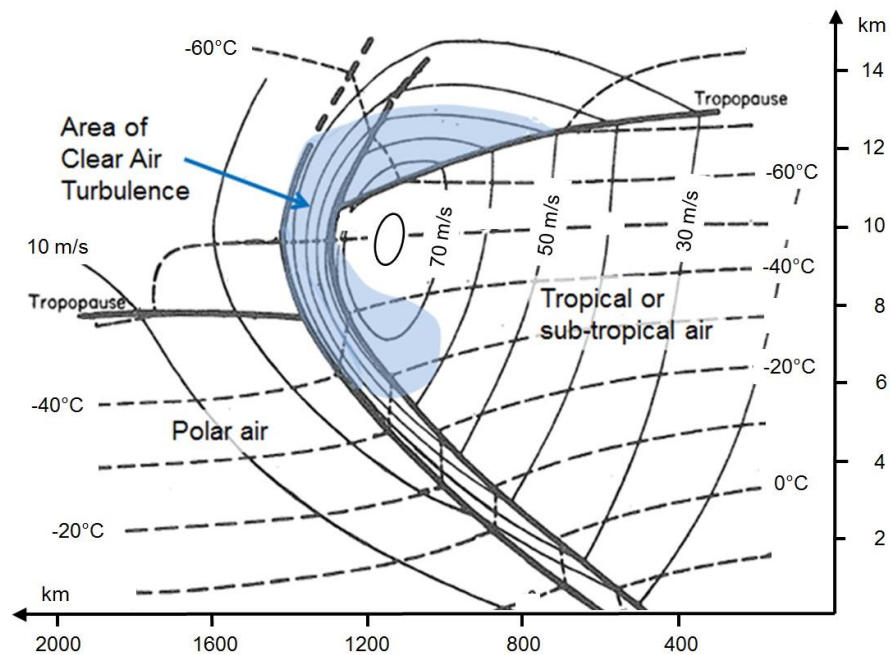


Рис. 2.5. Вертикальний розріз полярної струминної течії показує субтропічне і полярне повітря, тропопаузу, ізотехи (суцільні лінії, в м/с) та ізотерми (пунктирні лінії, в °C)

Межа високих перистих хмар в теплій повітряній масі і нижніх хмар нижнього ярусу в холодній повітряній масі є хорошим індикатором місця розташування вісі СТ.

2.3 Турбулентність в струминних течіях, хмарах різних форм і гірських районах

Зупинимося спочатку на бовтанці в струминних течіях. Оскільки вона різна в різних секторах останніх, коротко викладемо сучасні уявлення про аерологічну структуру струминної течії.

Слід зазначити, що в теплій частині струминної течії зменшення інтенсивності турбулентності по горизонталі відбувається менш різко, ніж спадання повторюваності. Це означає, що хоча в цілому повторюваність турбулентності в цій частині струминної течії невелика, але тут може спостерігатися турбулентність значної інтенсивності.

Ділянка найбільш інтенсивної турбулентності розташовується нижче вісі струминної течії поблизу фронту.

Згідно з дослідженнями бовтанка літаків в 75% випадків спостерігалася на холодній стороні струминної течії.

Значна турбулентність зустрічається в області найбільших вертикальних градієнтів середньої швидкості вітру під тропопаузою і над фронтом на північній периферії струменя.

Описаний розподіл повторюваності та середньої інтенсивності турбулентності в різних частинах поперечного розрізу струминної течії може порушуватися під впливом гірського рельєфу. Аналіз розподілу турбулентності в струминних течіях, коли тепла їх частина була розташована над горами, а холодна над рівниною, показує наявність підвищеної турбулентності в теплій частині струминної течії, але все ж менш інтенсивної, ніж на холодній його стороні.

Відомо, що в нижній стратосфері на рівнях вище осі струминної течії, де антициклонічна частина струменю є одночасно її холодною частиною, слід очікувати протилежного характеру розподілу турбулентності.

Слід зазначити, що в теплій частині струминної течії спадання інтенсивності турбулентності по горизонталі відбувається менш різко, ніж спадання повторюваності. Це означає, що хоча в цілому повторюваність турбулентності в цій частині струминної течії невелика, але тут може спостерігатися турбулентність значної інтенсивності.

Ділянка найбільш інтенсивної турбулентності розташовується нижче осі струминної течії поблизу фронту.

Згідно з дослідженнями бовтанка літаків в 75% випадків спостерігалася на холодній стороні струминної течії.

Значна турбулентність зустрічається в області найбільших вертикальних градієнтів середньої швидкості вітру під тропопаузою і над фронтом на північній периферії струменя.

В нижній стратосфері на рівнях вище осі струминної течії, де антициклонічна частина струменя є одночасно її холодною частиною, слід очікувати протилежного характеру розподілу турбулентності.

Зони турбулентності зустрічаються в усій товщі тропосфери і в стратосфері. Вони залежать від стійкості повітряної маси, характеру метеорологічної обстановки і рельєфу місцевості. Турбулентність максимальна в нижній тропосфері, мінімальна в середній, а потім зростає з висотою.

До основних видів турбулентності, що викликають бовтанку літака відносяться [4]:

- механічна турбулентність;
- термічна турбулентність;
- динамічна турбулентність;
- турбулентність при ясному небі.

Механічна турбулентність, що викликає орографічну бовтанку, залежить від нерівностей земної поверхні, швидкості вітру і взаємного положення напрямку вітру і напрямку хребта. Причиною турбулізації повітряного потоку є втрата його стійкості із зсувом вітру в пограничному шарі. Нерівності рельєфу обумовлюють появу збурень, амплітуда яких збільшується у нестійкому потоці, при руйнуванні вони породжують турбулентні зони.

Збурення, що виникають за рахунок нерівностей земної поверхні, часто носять хвильовий характер, проникаючи у вищі шари повітря. Хвилі зміщуються по потоку із затухаючою амплітудою і простежуються до висот, які у 4-5 разів перевищують висоту гірського хребта, і на відстанях в 10-20 разів більших, ніж висота перешкоди. Згідно С. М. Шметеру, можна виділити чотири типи обтікання гір повітряним потоком (рис. 2.6).

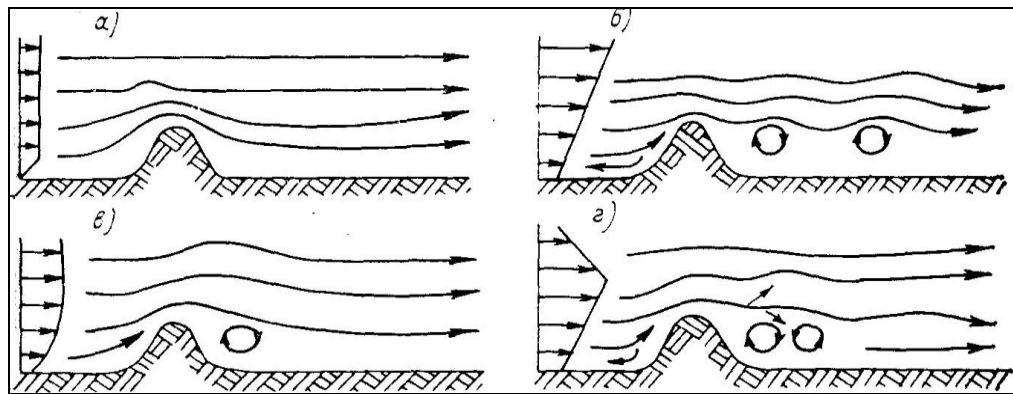


Рис. 2.6. Структура повітряного потоку над горами

Перший тип обтікання (рис. 2.6а) характеризується слабким вітром біля вершини хребта. В цьому випадку лінії току зміщені слабо, і турбулентність, що викликає бовтанку літака, практично відсутній.

Другий тип обтікання (рис. 2.6б) спостерігається при швидкості вітру у вершин хребта, рівною $5-7 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. На навітряній стороні хребта спостерігається збіжність потоку і максимальне зміщення ліній току, а на підвітряній стороні - стоячий вихор з горизонтальною віссю (ротатор), розміри якого, за даними експериментальних досліджень, можуть досягати декількох сотень метрів.

Третій тип обтікання (рис. 2.6в) характеризується постійним збільшенням швидкості вітру з висотою, яка у вершини хребта перевищує $8-10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Такі умови виявляються сприятливими для виникнення з підвітряного боку роторів, здатних відриватися від хребта і переноситися по повітряному потоку. Над зоною роторів виникає система підвітряних хвиль, затухаючих у міру віддалення від хребта, в гребенях яких можуть виникати сочевицеподібні хмари.

При четвертому типі обтікання гір повітряним потоком вітер посилюється до висоти, яка перевищує висоту гірського хребта приблизно у півтора рази, а потім різко слабшає (рис. 2.6г). В цьому випадку за хребтом спостерігається дуже сильна турбулентність, квазістаціонарні вихори, потоки в яких обертаються у різних напрямках.

Довжина підвітряних хвиль залежить від швидкості вітру і термічної стійкості потоку. Коротші хвилі спостерігаються при порівняно слабкому вітрі і великій термічній стійкості. Для оцінки довжини підвітряної хвилі використовують формулу:

$$L = 0,6u - 3 \quad (2.1)$$

де L - довжина хвилі, км;

u - середня швидкість вітру в шарі хвилеутворення, $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Вертикальні токи в хвилях над горами заввишки 500-1000 м складають $2-3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, над вищими горами - $\geq 15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Максимальні швидкості спостерігаються на рівні, рівному висоті хребта, і зменшуються з висотою. Для польотів літака найбільшу небезпеку представляють низхідні токи, оскільки льотчик, потрапивши в сильний низхідний потік, не завжди в змозі своєчасно набрати безпечну висоту польоту [4].

Над рівнинною місцевістю товщина шару механічної турбулентності в середньому складає близько 100 м і залежить від висоти наземних перешкод і швидкості повітряного потоку. Інтенсивність бовтанки в цьому шарі, як правило, не перевищує помірної.

Сумарна інтенсивність турбулентності оцінюється за формулою:

$$\sigma = 1,1\sqrt{\sigma_T^2 + \sigma_M^2} \quad (2.2)$$

Інтенсивність турбулентності переводиться в інтенсивність бовтанки за спеціальною шкалою (табл. 2.2).

Таблиця 2.2 – Шкала переводу в інтенсивність бовтанки для рівнинної місцевості.

Інтенсивність Турбулентності	Інтенсивність бовтанки
$\sigma < 0,4$	Слабка
$0,4 < \sigma < 0,7$	Помірна
$\sigma > 0,7$	Сильна

Оцінюючи можливість розвитку орографічної турбулентності, необхідно обов'язково враховувати наступне:

1. Зміна синоптичних умов. Особливу увагу приділяють умовам наближення або проходження атмосферних фронтів.

2. Наявність СТ. Великі зсуви вітру, що спостерігаються на периферії СТ, сприяють більшій турбулізації повітряного потоку.

3. Особливості рельєфу. Як правило, гірські райони складаються з ряду окремих вершин і хребтів. Збурення, які створює кожна перешкода, при взаємодії може істотно змінити загальну картину хвильового потоку.

4. Добові і сезонні зміни. У ясну погоду радіаційне вихолодження повітря сприяє утворенню інверсій в нижньому шарі, а отже, і розвитку підвітряних хвиль. Крім того, в кожному районі є сезонні зміни повторюваності хвильових явищ.

Термічна турбулентність є одним з найбільш поширених видів турбулентних рухів. Вона є вертикальними пульсаціями швидкості вітру, причиною яких є дія сили плавучості на частки повітря, тобто вертикальні переміщення окремих об'ємів повітря із-за різниці у щільності з навколишнім повітрям (конвекція). При нестійкій стратифікації термічна турбулентність обумовлюється спонтанною конвекцією, яка може виникати на будь-якій висоті, але найчастіше спостерігається біля поверхні землі.

Термічна турбулентність найчастіше розвивається при малохмарній погоді. Середня товщина шару термічної турбулентності складає близько 1,5 км, а в степових і пустинних районах може досягати 2,5 - 3 км. Інтенсивність бовтанки зазвичай не перевищує помірної, лише на висотах 100-200 м іноді спостерігається сильна бовтанка [4].

Повторюваність бовтанки в хмарах різних форм неоднакова і залежить від фізичних причин виникнення хмарності. Наприклад, в хмарній системі $As - Ns$, утворення якої відбувається при порівняно слабких вертикальних токах ($\text{см} \cdot \text{с}^{-1}$), повторюваність бовтанки складає 30%, в хмарах вертикального розвитку (десятки $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$) повторюваність бовтанки близька до 100%.

У таблиці 2.3 приведені дані про повторюваність бовтанки літаків в хмарах різних форм [1].

Таблиця 2.3 – Повторюваність (%) бовтанки літаків в хмарах різних форм (по С. М. Шметеру)

Форма хмарності					Без уточнення форми
St, Sc	$Ns - As$	Ac	Ci, Cs, Cc	$Cu, Cu\ cong, Cb$	
34	30	29	34	95	40

Відповідно до експериментальних даних бовтанка у хмарах спостерігається частіше, ніж ТЯН та звичайно більш інтенсивна. Це

відбувається тому, що у хмарах, особливо у купчасто-дощових, складаються найбільш сприятливі умови для розвитку турбулентності:

1. Часто спостерігається байдужа або нестійка стратифікація температури повітря.

2. Поля температури і щільності повітря та зсуву вітру неоднорідні.

У шаруватих хмарах повторюваність бовтанки складає $\sim 40\%$, тобто значно більше ніж ТЯН. Швидкості вертикальних поривів, що фіксуються за перевантаженням літаків протягом польоту в цих хмарах, в переважній більшості випадків не перевищують $2\text{--}3\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Проте над горами, в СТ і шаруватих хмарах можуть спостерігатися окремі пориви $\geq 10\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Найбільш сильна бовтанка спостерігається при польоті безпосередньо біля верхньої межі хмарного шару, особливо якщо вона нерівномірна, а також в неоднорідних за щільністю хмарах. За даними М. А. Германа, коефіцієнт турбулентності всередині шаруватих хмар порівняно швидко змінюється, досягаючи максимального значення біля їх меж. При розширеній хмарності в безхмарних проміжках коефіцієнт, як правило, невеликий.

У купчастих хмарах бовтанка літаків має найвищу повторюваність та інтенсивність. Усередині цих хмар, а іноді навколо їх, спостерігаються виключно сильні вертикальні і горизонтальні турбулентні пориви. Вірогідність зустрічі поривів з великими швидкостями в купчастих хмарах (особливо в купчасто-дощових) на 2-3 порядки вище, ніж при ясному небі. Турбулентні вихори в купчастих хмарах мають характерний масштаб від декількох метрів до декількох десятків метрів.

Усередині купчасто-дощових хмар характерний масштаб турбулентних вихорів найчастіше не перевищує 200 м, проте разом з цим можуть спостерігатися турбулентні вихори розміром 500...1000 м з швидко змінними за часом значеннями і знаком швидкості. Коефіцієнт турбулентності всередині купчасто-дощових хмар, що розвиваються, може перевищувати $500\text{ м}^2\cdot\text{с}^{-1}$ [2].

Інтенсивність бовтанки в більшості випадків не перевищує помірної і лише в зоні СТ може спостерігатися сильна бовтанка. Зазвичай зони найбільш інтенсивної бовтанки спостерігаються не на осі СТ, а на її периферії, в областях різкої зміни швидкості вітру [3].

Найбільш часто помірна і сильна бовтанка зустрічається на холодній (циклонічній) частині струменя, дещо нижче його вісі або на теплій (антициклонічній) частині вище вісі. Такий розподіл турбулентних зон обумовлений відмінністю вертикальних і горизонтальних градієнтів вітру, в області СТ. Встановлено, що на холодній стороні СТ градієнти вітру приблизно в 1,5 рази більші, ніж на теплій, а повторюваність бовтанки на холодній і теплій сторонах струменя складає відповідно до 40 і 30%.

За даними І. Г. Пчелко, бовтанка в області струминних течій обумовлена в основному горизонтальними градієнтами швидкості вітру. Тут зазвичай виділяють два типи горизонтального зсуву: зсув за потоком і бічний зсув [9].

Зсув за потоком виникає при порівняно великому посиленні (послабленні) вітру у напрямі потоку, наприклад, в дельті СТ, а бічний зсув - при значному послабленні вітру в напрямі, перпендикулярному потоку.

Іноді із СТ пов'язані хмари, які є смугами з добре вираженими краями, витягнутими паралельно напрямку потоку. У цих випадках турбулентність, що викликає бовтанку, розвинена більшою мірою, ніж при безхмарному небі. Причому, чим сильніше і швидше міняється зовнішній вигляд хмар, тим сильніше в них розвинена турбулентність [4].

СТ може або полегшити, або ускладнити виконання польотного завдання, або навіть зробити неможливим політ по заданій трасі. При використанні попутної струминної течії зменшується час польоту по маршруту і економиться паливо. Сильний зустрічний вітер призводить до зворотних результатів. Проте зона сильної бовтанки при будь-якому напрямі польоту завжди небезпечна. Особливо небезпечна зона сильної бовтанки на висотах, близьких до практичної стелі літака, де стійкість і керованість літака зменшена, а діапазон можливих швидкостей польоту і кутів атаки обмежений.

У області тропопаузи може існувати декілька турбулентних шарів. Якщо рівень максимальної швидкості вітру в струминній течії нижче тропопаузи, то формується два шари бовтанки. Один безпосередньо під тропопаузою, а інший, з сильнішою турбулентністю, приблизно на 1,5 км нижче за рівень максимальної швидкості вітру. При розташуванні осі струминної течії над тропопаузою утворюється три шари інтенсивної турбулентності : два над тропопаузою і один під нею [3].

Розглянемо спосіб прогнозу турбулентності ясного неба, який проводиться на підставі наступних вихідних даних: геопотенціальні висоти поверхностей 300 и 400 гПа, температура, напрям та швидкість вітру на цих поверхнях.

Використовуються попередньо розраховані (прогностичні) значення вказаних величин. Розрахунок ведеться у середній точці квадрата сітки. Нумерація вузлів – вершин квадрата – від лівого верхнього по часовій стрілці до лівого нижнього. Далі розраховуються:

- 1) поля складових швидкості вітру по координатним вісям:

$$u = V \cos \alpha, v = V \sin \alpha,$$

кут α відкладається від осі x до вектора швидкості вітру проти часової стрілки. Для даної сітки величини кутів між напрямом на північ і напрямленням осі y у кожному куті відомі і зберігаються у вигляді таблиці;

- 2) вертикальний градієнт швидкості вітру (модуль похідної по z від вектора швидкості вітру) в шарі 400-300 гПа

$$\frac{\partial V}{\partial z} \approx \frac{1}{4} \left[\left(\frac{\Delta V}{\Delta z} \right)_1 + \left(\frac{\Delta V}{\Delta z} \right)_2 + \left(\frac{\Delta V}{\Delta z} \right)_3 + \left(\frac{\Delta V}{\Delta z} \right)_4 \right],$$

де

$$\left(\frac{\Delta V}{\Delta z} \right)_i = \sqrt{\left(\frac{\Delta u}{\Delta z} \right)^2 + \left(\frac{\Delta v}{\Delta z} \right)^2} \text{ в м/с на 100 м.}$$

Отримані значення вертикального градієнта швидкості вітру використовуються при діагнозі ТЯН на обох рівнях – 400 та 300 гПа.

Діагноз турбулентності ясного неба виконується у такій послідовності:

1) розраховуються значення горизонтального градієнта температури на поверхні 400 гПа

$$\frac{\partial T}{\partial n} \approx \left(\frac{\Delta T}{\Delta x} \right)^2 + \left(\frac{\Delta T}{\Delta y} \right)^2, \quad (2.3)$$

де

$$\frac{\Delta T}{\Delta x} = \frac{1}{\Delta x} \left(\frac{T_2 + T_3}{2} - \frac{T_1 + T_4}{2} \right), \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial y} = \frac{1}{\Delta y} \left(\frac{T_1 + T_2}{2} - \frac{T_3 + T_4}{2} \right), \quad (2.5)$$

2) розраховуються значення градієнту швидкості вітру по потоку на поверхні 400 гПа за формулою:

$$\frac{\partial V}{\partial n} \approx \frac{1}{u_*^2 + v_*^2} \left[u_*^2 \frac{\Delta u}{\Delta y} - v_*^2 \frac{\Delta v}{\Delta x} + u_* v_* \left(\frac{\Delta v}{\Delta y} - \frac{\Delta u}{\Delta x} \right) \right], \quad (2.6)$$

$$\text{де } u_* = \frac{1}{4} (u_1 + u_2 + u_3 + u_4), \quad (5); \quad v_* = \frac{1}{4} (v_1 + v_2 + v_3 + v_4), \quad (2.7)$$

а відношення $\frac{\Delta u}{\Delta y}, \frac{\Delta v}{\Delta x}, \frac{\Delta v}{\Delta y}, \frac{\Delta u}{\Delta x}$ (м/с на 100м) обчислюються наступним чином:

$$\frac{\Delta u}{\Delta x} = \frac{1}{\Delta x} \left(\frac{u_2 + u_3}{2} - \frac{u_1 + u_4}{2} \right), \quad (2.8)$$

$$\frac{\Delta u}{\Delta y} = \frac{1}{\Delta y} \left(\frac{u_1 + u_2}{2} - \frac{u_3 + u_4}{2} \right), \quad (2.9)$$

$$\frac{\Delta v}{\Delta x} = \frac{1}{\Delta x} \left(\frac{v_2 + v_3}{2} - \frac{v_1 + v_4}{2} \right), \quad (2.10)$$

$$\frac{\Delta v}{\Delta y} = \frac{1}{\Delta y} \left(\frac{v_1 + v_2}{2} - \frac{v_3 + v_4}{2} \right), \quad (2.11)$$

при цьому Δx и Δy (кроки по координатним вісям) в схемах складають 300 км;

3) розраховується дискримінантна функція

$$L = 7,268 \frac{\partial V}{\partial z} + 0,718 \frac{\partial T}{\partial n} + 0,133 \frac{\partial V}{\partial n} - 2,52; \quad (2.12)$$

4) турбулентність ясного неба на рівні 400 гПа діагностується наступним чином: якщо $L > 0$ – наявність ТЯН; $L \leq 0$ – відсутність ТЯН.

Далі розрахунки за допомогою формул (2.3) – (2.12) і дискримінантної функції (11) виконуються на поверхні 300 гПа. Діагноз ТЯН на рівні 300 гПа також проводиться згідно з вищезазначеним критерієм.

2.4 Загальні відомості про зсув вітру і його вплив на режим польоту повітряних суден

Характеристикою просторової мінливості вітру є зсув вітру – різниця векторів вітру в двох точках простору, віднесена до відстані між цими точками. Зсув вітру є векторною величиною і відображає вибачення і швидкості, і напрямку вітру між розглянутими точками. Найбільший зсув вітру спостерігається в приземному шарі. Тут же найбільш значний його добовий хід з максимумом вночі і мінімумом днем (рис. 2.7). Модуль і напрямок цього вектора $|\Delta u| = |u_2 - u_1|$ визначається як співвідношення:

$$|\Delta u| = \sqrt{u_1^2 + u_2^2 - 2u_1u_2 \cos \varepsilon} \quad (2.13)$$

де u_1 и u_2 - модулі векторів вітру в двох точках; ε - кут між векторами вітру u_1 и u_2 .

Якщо визначено складові векторів вітру по осях x та y (u_x та u_y), то

$$\Delta u = \sqrt{(\Delta u_x)^2 + (\Delta u_y)^2}, \quad (2.14)$$

де $\Delta u_x = u_{x2} - u_{x1}$, $\Delta u_y = u_{y2} - u_{y1}$.

Напрямок вектора зсуву вітру α визначається зі співвідношення

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta u_x}{\Delta u_y}. \quad (2.15)$$

За рекомендаціями ІСАО період осереднення даних про вітер, що використовуються для метеорологічного забезпечення авіації, прийнятий рівним 2 хв., що дозволяє виключити дрібномасштабні турбулентні пульсації швидкості і напрямку вітру і, отже, зсуву вітру. [8]

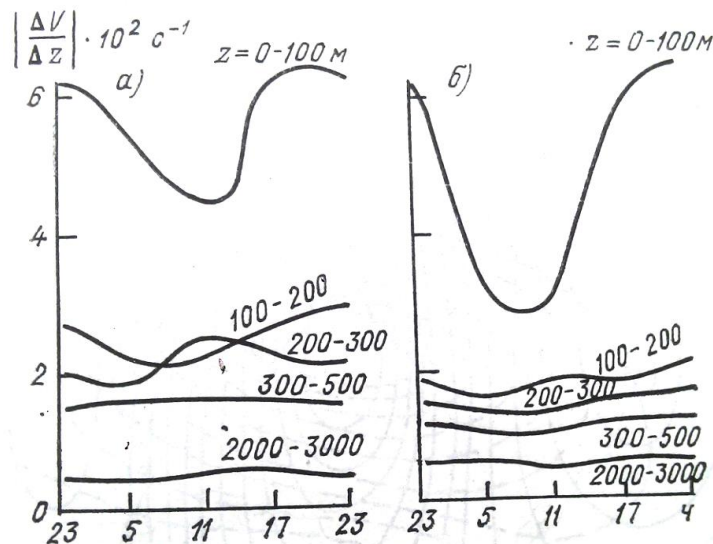


Рис 2.7. Добовий хід модуля векторного зсуву вітру в різних шарах в січні (а) і липні (б)

Як влітку, так і взимку в нижній половині тропосфери модуль зсуву вітру з висотою зменшується. Існують певні кількісні просторово-часові зв'язки між характеристиками вітру, які представляють інтерес при вирішенні завдань відновлення поля вітру на території з рідкісною мережею спостережень або при пропусках даних про вітер на будь-яких рівнях, для визначення часу придатності результатів спостережень за вітром в прогностичних цілях.

Виникнення зсуву вітру найчастіше спостерігається, коли поблизу поверхні землі розташовується тонкий шар сильно вихолодженого повітря, а над ним з великою швидкістю переміщається тепле повітря. На кордоні між цими шарами (зазвичай це шар інверсії) і виникають зсуви вітру і сильна турбулентність (рис. 2.8). Такі умови найчастіше спостерігаються вночі та вранці у холодну половину року.

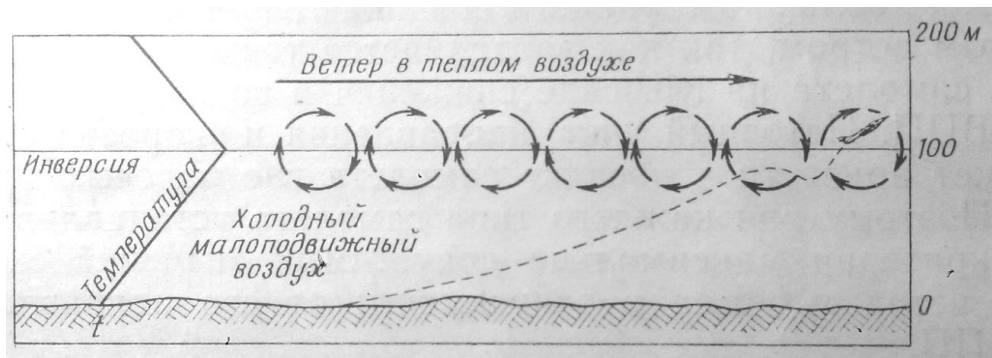


Рис 2.8. Випадок виникнення зсуву вітру біля поверхні землі

Зсув вітру виникає також і на кордоні двох повітряних мас, швидкості і напрям вітру в яких різні (рис 2.9). Крім того, сильні зсуви вітру спостерігаються на периферії струминних течій і в безпосередній близькості від грозових хмар.

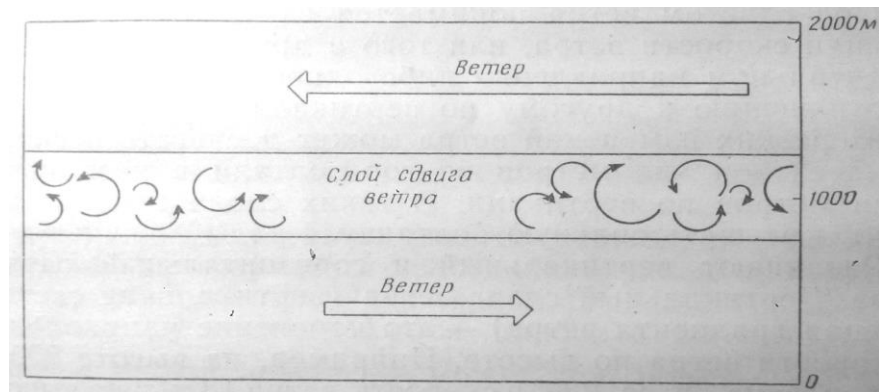


Рис. 2.9. Схема виникнення зсуву вітру в шарі атмосфери, де спостерігаються різні властивості повітряних мас

Виникнення зсувів вітру частіше спостерігається на аеродромах, розташованих в районах зі складним рельєфом місцевості і прибережній смузі [5].

В областях СТ великі як вертикальні так і горизонтальні зрушення вітру. Горизонтальний зсув вітру зліва від осі СТ (на циклонічній стороні) набагато більше, ніж праворуч від неї (на антициклонічній стороні). Вертикальний зсув вітру зазвичай більше над поверхнею максимального вітру, ніж під нею, хоча нерідко спостерігається і зворотне.

У струминних течіях, пов'язаних з фронтами помірних широт, над півднем Атлантико-Європейського сектору взимку середній вертикальний зсув вітру в шарі 1 км вниз від рівня максимального вітру складає приблизно 9 м/с, над поверхнею максимального вітру в такому ж шарі 13 м/с. Чим сильніше СТ, тим більше вертикальний зсув вітру в ньому. Влітку середні вертикальні зрушення вітру мають приблизно такі ж значення, але їх залежність від максимальної швидкості вітру на осі СТ змінюється. З

збільшення максимальних швидкостей вітру вертикальні зрушення зростають влітку набагато швидше, ніж взимку.

У субтропічних СТ і взимку, і влітку середній вертикальний зсув вітру під віссю СТ становить 13 м/с, над віссю 12 м/с, на 1км. У сильних СТ (більше 80 м/с) вертикальні зсуви вітру часто досягають 35-40 м/с на 1км. У помірних і високих широтах середні вертикальні зрушення вітру в СТ менше, ніж на півдні [3].

Горизонтальний зсув вітру β_z описує мінливість вітру по горизонталі:

$$\beta_z = \frac{|\Delta u_z|}{\Delta S}, \quad (2.16)$$

де $|\Delta u_z|$ – модуль векторної різниці вітру в двох точках по горизонталі, м/с; ΔS – відстань між точками, м; величина β_z вимірюється в с^{-1} .

Рис. 2.10 а ілюструє поняття горизонтального зсуву вітру.

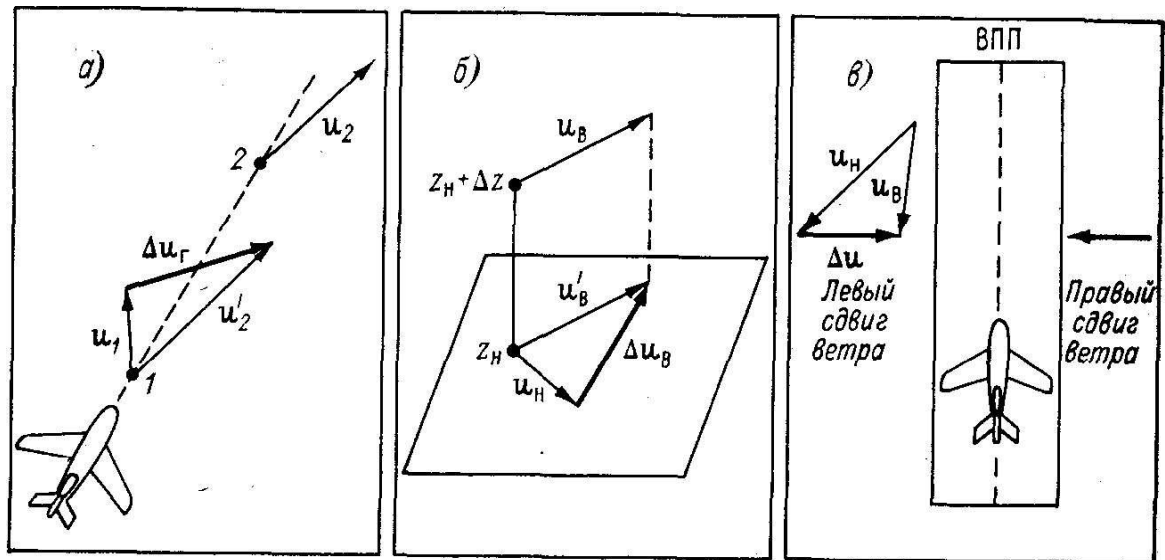


Рис. 2.10. Види зсувів вітру

а - горизонтальний зсув вітру; б - вертикальний зсув вітру; в - правий і лівий зсув вітру; 1,2 - точки на траєкторії руху літака; z_H – нижній рівень; $z_H + \Delta z$ – верхній рівень; u'_2 та $u'_в$ - перенесені вектори вітру

Вертикальний зсув вітру β_v характеризує зміну вітру з висотою по вертикалі і визначається за формулою

$$\beta_v = \frac{|\Delta u_v|}{\Delta z}, \quad (2.17)$$

де $|\Delta u_v| = |u_v - u_n|$ – модуль векторної різниці вітру на верхньому рівні (u_v) і вітру на нижньому рівні (u_n), м/с; Δz – товщина шару, м (рис. 2.5.б).

У такому випадку β вимірюється в с^{-1} .

У практичних цілях вертикальний зсув вітру зручно розраховувати для шару завтовшки 30 м, як це рекомендує ІСАО, і вказувати в метрах за секунду на 30 м. Іноді визначається зсув вітру в шарі товщиною 100 м, тоді β вимірюється в 10^{-2}с^{-1} .

Значення і повторюваність вертикальних зсувів вітру істотно залежать не тільки від періоду осереднення даних про вітер, а й від його товщини. При просторовому осередненні шару зсуву вітру зменшується. В. Г. Глазунов запропонував номограму для приведення значень зсуву вітру від однієї товщини шару до іншої. Номограма побудована на основі емпіричної залежності середнього значення вертикального зсуву вітру β від товщини шару:

$$\bar{\beta}(\Delta z) = a(\Delta z)^b, \quad (2.18)$$

де a , b – емпіричні коефіцієнти, які залежать від місця спостереження і висоти початкового рівня спостереження. За результатами спостережень за вітром на висотній метеорологічній щоглі в Обнінську при початковому рівні 8 м отримані наступні значення коефіцієнтів: $a = 26.58$, $b = 0.47$.

Характеристики вертикальних зсувів вітру, наведені в табл. 2.4, віднесені до шарів товщиною 30 і 100 м. Небезпечними для сучасних літаків вважаються зсуви, що перевищують 4 м/с на 30 м (сильні і дуже сильні). Згідно НППГА-78, вертикальний зсув вітру, рівний або більший 5 м/с на 30 м, відноситься до небезпечних для польотів метеорологічним явищем в районі аеродрому.

У нижньому 30-метровому шарі атмосфери, за даними А. А. Васильєва та В. Г. Глазунова, найбільшу повторюваність мають слабкі зсуви вітру (близько 79%); повторюваність сильних зсувів близька до 3%.

Таблиця 2.4 – Шкала для оцінки вертикального зсуву вітру в якісних термінах

Якісний термін	Зсув вітру	
	м/с на 100 м	м/с на 1 км
Слабкий	0,5 – 0,6	5 – 6
Помірний	0,7 – 0,8	7 – 8
Сильний	0,9 – 1	9 – 10

Однак при спостереженнях на ВММ відзначалися зсуви, що перевищують 27 м/с на 30 м. які, без сумніву, становлять значну небезпеку для літаків, що здійснюють зліт і посадку.

Бокові зсуви вітру, спрямованого поперек траєкторії руху літака, виникають в основному внаслідок різкої зміни напрямку вітру з висотою. За рекомендацією ВМО їх ділять на праві і ліві в залежності від напрямку щодо руху літака (або ВПП) (рис. 2.10в). Сильні бокові зсуви вітру можуть також мати несприятливий вплив на літак при зльоті та посадці [8].

2.5 Вплив вертикального зсуву вітру в найнижчому шарі атмосфери на зліт та посадку літаків

Для підвищення безпеки зльоту та посадки літаків необхідно враховувати зміну вітру з висотою у найнижчому шарі атмосфери, який літак пересікає після відриву від ЗПС при зльоті та в заключній стадії приземлення. Це пов'язано з тим, що в самому нижньому шарі атмосфери може спостерігатися дуже різка зміна вітру з висотою – зсув вітру. Під зсувом вітру β розуміють різницю векторів вітру на верхній та нижній межах цього шару: $\beta = |\Delta U| / \Delta z$, де $|\Delta U| = |U_v - U_n|$.

Розрізняють вертикальний зсув вітру - зміну горизонтальної складової вітру на заданій висоті, а також зсув вітру в заданому напрямі в просторі. Великі зсуви вітру здібні впливати на траєкторію та режим літака. При спостереженнях на висотній метеорологічній щоглі в м. Обнінск зафіксовано зсув вітру в шарі 8...25 м, який дорівнює 0,45 с⁻¹. Це означає, що за 3...4 с, які потрібні для перетину літаком певного шару, його повітряна швидкість змінюється приблизно на 70 км·год⁻¹.

Механізм впливу вертикальних зсувів вітру на літак можна пояснити таким чином. При зміні висоти під час зльоту та посадки літак пересікає рівні, на яких швидкість та напрям вітру значно відрізняються від попередніх. Внаслідок інерції літак продовжує деякий час рухатися з попередньою швидкістю, тому повітряна швидкість (швидкість обтікання) зміниться на величину зсуву вітру, що в свою чергу приведе до зміни діючих на літак аеродинамічних сил, зокрема підйімальної сили.

По рекомендації ІКАО напрям зсуву вітру визначається відносно напрямку руху літака (вісі ЗПС). Наприклад, в самому нижньому шарі атмосфери, від рівня ЗПС і до висоти 30-50 м спостерігається сильний поздовжній (уздовж ЗПС) зсув вітру, вітер з висотою збільшується. Для літака, який йде на зниження, це буде від'ємний зсув вітру і він при зниженні буде мати знижену повітряну швидкість, що приведе до його «провалювання» та до недоліту відносно ЗПС (рис. 2.11).

Якщо при такому розподілі вітру розглядати зліт, то літак буде набирати висоту по більш стрімкій траєкторії, тобто повинно спостерігатися його «підкидання».

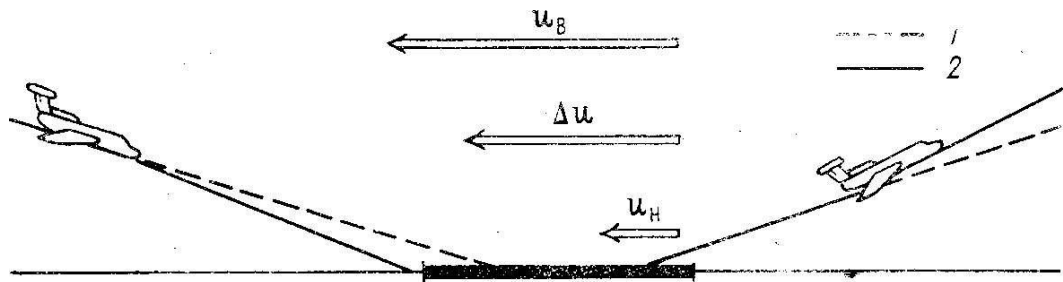


Рис. 2.11. Приклад впливу вертикального зсуву вітру на зліт та посадку
1 - припустима, 2 - дійсна траєкторія руху ПС

При недостатньому зсуві вітру має місце зворотна картина – підкидання літака при посадці та провалювання при зльоті.

При боковому зсуві вітру відбувається знос літака праворуч або ліворуч відносно ЗПС в залежності від напрямку зсуву вітру. Великі зсуви вітру в усіх випадках впливають на літак, як сильні раптові пориви вітру, які особливо небезпечні для надзвукових літаків, що мають обмежені можливості при невеликих швидкостях, з якими виконуються зліт та посадка.

3 ДІАГНОЗ АТМОСФЕРНОЇ ТУРБУЛЕНТНОСТІ І ЗСУВУ ВІТРУ В ЗОНІ ВЕРХНЬОТРОПОСФЕРНИХ СТРУМИННИХ ТЕЧІЙ

3.1 Аналіз просторово-часової структури атмосферної турбулентності і зсуву вітру

Для проведення дослідження вибрана розрахункова область з координатами від 20° до 50° сх. д. та від 40° до 75° пн. ш., яка містить струминні течії, вісь яких має квазізональний напрямок.

У рамках дослідження розглядалися чотири випадки струминних течій. У якості *вихідних даних* використовувалися дані об'єктивного аналізу NAVGEM (поля зональної (u) та меридіональної (v) складових вітру з просторовим розділенням $1,0^\circ \times 1,0^\circ$) на рівнях АТ - 600, АТ - 500, АТ - 400 АТ - 300, АТ - 250 та АТ - 200 за 00 СГЧ з 26.10.2013 р. до 04.11.2013 року, з 14 по 18.09.2011 року, з 25 по 30.10.2012 року, з 10 по 15.11.2014 р.

Для одержання кліматологічних характеристик струминних течій аналізувався аеросиноптичний матеріал (карти максимального вітру, аерологічні діаграми, карти баричної топографії АТ-300) за період з липня 2011 р. по листопад 2014 р.

Побудова меридіональних вертикальних розрізів виконувалася через осередки з максимальними значеннями швидкості вітру на вісі струминних течій (табл. 3.1). Якщо у процесі еволюції спостерігалось переміщення зазначених осередків, то і координати побудови вертикального розрізу відповідно зміщувалися. Розрахунок значень атмосферної турбулентності та вертикальних зсувів вітру здійснювався між стандартними ізобаричними поверхнями.

Таблиця 3.1 – Координати максимумів швидкості вітру на поверхні АТ-300

Дата	Φ	λ	V, м/с
26.10.13	55	20	38,7
27.10.13	50	20	32,3
28.10.13	55	20	46,1
29.10.13	57,5	30	52,3
30.10.13	55	32,5	56,3
31.10.13	55	50	37,2
01.11.13	60	32,5	35,9
02.11.13	60	30	39,0
03.11.13	60	47,5	38,5
04.11.13	52,5	20	35,8

Дата	Φ	λ	V, м/с
14.09.11	57,5	30	55,1
15.09.11	55	45	45,6
16.09.11	52,5	30	33,3
17.09.11	50	32,5	34,9
18.09.11	45	45	32,6
25.10.12	55	20	47,4
26.10.12	55	25	62,2
27.10.12	55	32,5	60,7
28.10.12	60	40	53,0
29.10.12	60	50	49,3
30.10.12	60	50	46,7
10.11.14	65	22,5	36,5
11.11.14	70	47,5	47,4
12.11.14	62,5	25	48,0
13.11.14	62,5	45	40,8
14.11.14	57,5	50	32,5
15.11.14	57,5	50	37,0

Діагноз атмосферної турбулентності проведемо на підставі розрахунку числа Річардсона:

$$Ri = \frac{g}{\bar{T}} \frac{\gamma_a - \gamma}{\beta^2} \quad (3.1)$$

де $\bar{T}$ – середня температура повітря в даному шарі;

γ_a і γ - сухоадіабатичний і фактичний вертикальний градієнт температури повітря відповідно;

$\beta = |\Delta V / \Delta z|$ – параметр динамічної стійкості (вертикальний зсув вітру).

Діагноз просторово-часової структури вертикальних зсувів вітру здійснювався за таким алгоритмом:

1) розраховувалася швидкість вітру на висотах з використанням складових швидкості вітру u та v за формулою 3.2

$$V = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (3.2)$$

Приклад розрахованих полів швидкості вітру наведений в Додатку А.

2) розрахунки вертикальних зсувів вітру між поверхнями 600 – 500 гПа, 500 – 400 гПа, 400 – 300 гПа, 300 – 250 гПа та 250 – 200 гПа проводилися за формулою 3.3

$$\beta = \frac{V_2 - V_1}{H_2 - H_1} \cdot 100 \quad (3.3)$$

де $(V_2 - V_1)$ різниця швидкості вітру між нижньою та верхньою поверхнями, $(H_2 - H_1)$ – товщина шару в метрах.

При розрахунках використовуємо середні значення висот $H_{600} = 4335$ м, $H_{500} = 5550$ м, $H_{400} = 7040$ м, $H_{300} = 8980$ м, $H_{250} = 10550$ м, $H_{200} = 12000$ м.

Приклад розрахованих полів вертикального зсуву вітру наведений у Додатку В.

Ідентифікація полів атмосферної турбулентності проводилась шляхом побудови меридіональних розрізів з подальшим виділенням області значень числа Річардсона менших 0,25 ($Ri < 0,25$) відносно поля ізотак та ізоліній вертикального зсуву вітру. При цьому, як вже зазначалося, розріз проходив через локальний максимум швидкості струминної течії.

Приклад подібного розрахунку візуалізований на рисунку 3.1.

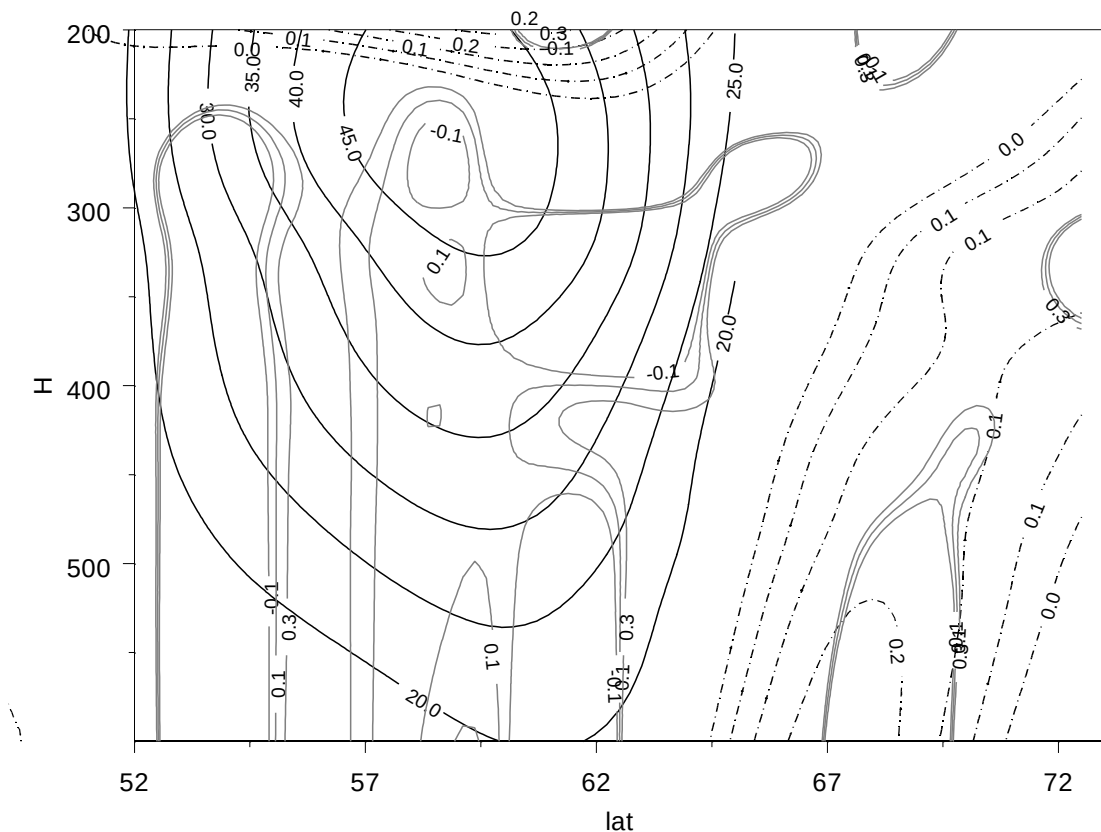


Рис. 3.1. Вертикальний розріз ($\lambda = 40^\circ$ сх. д.) поля швидкості вітру (V) та числа Річардсона (Ri) за 00 СГЧ 26.10.10.13

Розрахункове поле критерію Річардсона свідчить, що зони з атмосферою турбулентністю розташовуються на холодній (циклонічній) стороні струминної течії, що збігається з теоретичними уявленнями.

Видно, що зона найбільш інтенсивної турбулентності знаходиться у прошарку між рівнями 400 та 300 гПа, тобто під вісю струминної течії. Вище неї турбулентність затухає.

Побудова меридіонального профілю числа Річардсона ($\lambda = 40^\circ$ сх. д.) на рівні АТ-300 гПа (рис. 3.2) дає змогу проаналізувати розташування зон атмосферної турбулентності відносно вісі струминної течії у горизонтальній площині.

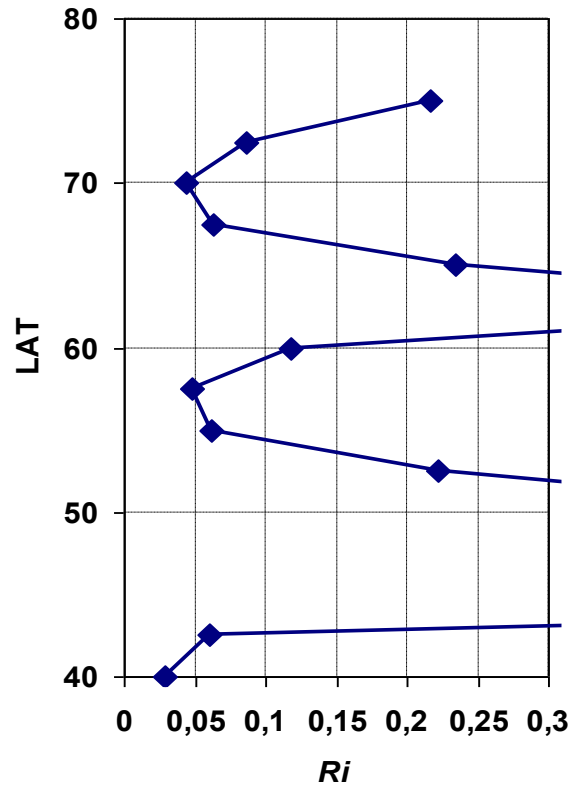


Рис. 3.2. Меридіональний розріз ($\lambda = 40^\circ$ сх. д.) поля числа Річардсона на рівні АТ-300 гПа за 00 СГЧ 26.10.13 р.

Вісь СТ розташовується між 50° та 60° пн. ш. З рис. 3.2 видно, що інтенсивна турбулентність спостерігається по обидва боки течії, розділяється зоною відсутності турбулізаційних процесів. Найбільш імовірно, це пояснюється затуханням градієнтів температури та швидкості вітру при віддаленні від струминної течії.

В інших трьох випадках зазначені закономірності зберігаються.

Результати розрахунку вертикальних зсувів вітру, згідно наведеного вище алгоритму, представлені у табл. 3.2. Їх візуалізація наведена у додатку А. З представлених розрізів видно, що протягом життєвого циклу струминної течії розташування зон з найбільш небезпечними зсувами вітру збігається з розташуванням зон турбулентності. Вони також спостерігаються з циклонічного боку осі струменю та під ним поблизу ізобаричної поверхні 400 гПа.

Таблиця 3.2 – Зведенні дані за 25.10.12 для меридіонального розрізу
($\lambda = 20^\circ$ сх.д.)

№	φ	H	V	B	№	φ	H	V	β
1	67.5	200	11.3	-0.00813	34	67.5	400	9.3	0.032307
2	65	200	15.5	-0.0863	35	65	400	14.1	-0.11749
3	62.5	200	22	-0.14305	36	62.5	400	15.7	-0.2553
4	60	200	32.4	0.075843	37	60	400	23.4	-0.46279
5	57.5	200	41.1	0.399712	38	57.5	400	35.4	-0.66248
6	55	200	41.2	0.449555	39	55	400	40	-0.61016
7	52.5	200	32.8	0.179753	40	52.5	400	32.2	-0.29833
8	50	200	23.2	-0.1034	41	50	400	20.1	0.015576
9	47.5	200	17.8	-0.21204	42	47.5	400	12.2	0.122185
10	45	200	15.6	-0.16024	43	45	400	9.2	-0.002
11	42.5	200	12.4	-0.09409	44	42.5	400	6.4	-0.16652
12	67.5	250	11.1	-0.10699	45	67.5	500	9.8	0.099339
13	65	250	14.2	-0.0199	46	65	500	12.3	-0.00723
14	62.5	250	19.9	-0.07096	47	62.5	500	11.9	-0.15743
15	60	250	33.5	-0.10008	48	60	500	16.5	-0.39342
16	57.5	250	46.9	-0.05587	49	57.5	500	25.5	-0.58114
17	55	250	47.7	-0.02021	50	55	500	30.9	-0.59725
18	52.5	250	35.4	-0.06547	51	52.5	500	27.8	-0.44604
19	50	250	21.7	-0.13591	52	50	500	20.4	-0.24217
20	47.5	250	14.7	-0.14553	53	47.5	500	14.1	-0.08126
21	45	250	13.3	-0.14022	54	45	500	9.2	-0.05162
22	42.5	250	11	-0.12824	55	42.5	500	3.9	-0.09406
23	67.5	300	9.5	-0.00764	56	67.5	600	11	
24	65	300	13.9	0.009389	57	65	600	12.3	
25	62.5	300	18.8	-0.16012	58	62.5	600	10	
26	60	300	31.9	-0.44017	59	60	600	11.7	
27	57.5	300	46.1	-0.54995	60	57.5	600	18.5	
28	55	300	47.4	-0.38117	61	55	600	23.6	
29	52.5	300	34.4	-0.1118	62	52.5	600	22.4	
30	50	300	19.6	0.028644	63	50	600	17.4	
31	47.5	300	12.4	-0.00807	64	47.5	600	13.1	
32	45	300	11.1	-0.09501	65	45	600	8.6	
33	42.5	300	9	-0.13378	66	42.5	600	2.8	

Їх інтенсивність зростає зі зростанням швидкості вітру на вісі струминної течії і навпаки.

3.2 Кліматологічні характеристики атмосферної турбулентності та зсуву вітру в області верхньотропосферних струминних течій.

У якості кліматологічних характеристик струминних течій у роботі розглядалися імовірності:

- горизонтальної протяжності зон турбулентності та зсуву вітру;
- турбулентності та зсуву вітру при різних швидкостях вітру на вісі струминної течії;
- турбулентності та зсуву вітру відносно нижньої межі тропопаузи.

Аналіз першої залежності (рис. 3.3) показує, що обидві характеристики мають ідентичний розподіл – максимум повторюваності припадає на діапазон значень від 500 до 700 км.

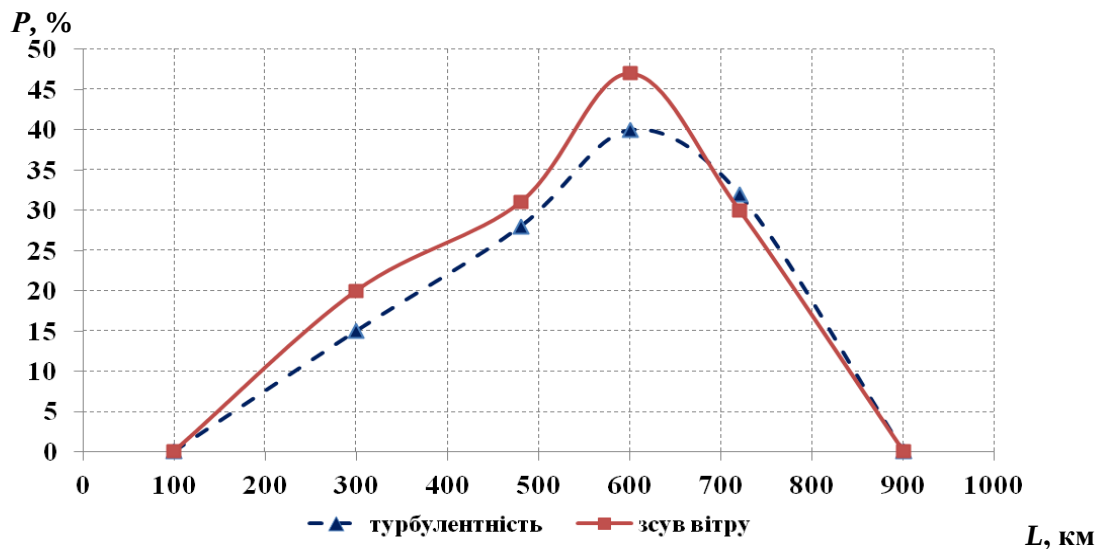


Рис. 3.3. Імовірність горизонтальної протяжності зон турбулентності та зсуву вітру

Зони турбулентності або зсуву вітру з горизонтальними розмірами менше 200 або більше 850 км є малоімовірними.

Аналіз імовірності турбулентності та зсуву вітру різної інтенсивності (на підставі табл. 2.4) при різних швидкостях вітру на осі струминної течії (рис. 3.4 та 3.5) показує, що максимуми повторюваності обох характеристик зміщуються зі збільшенням інтенсивності струминної течії. Так, для

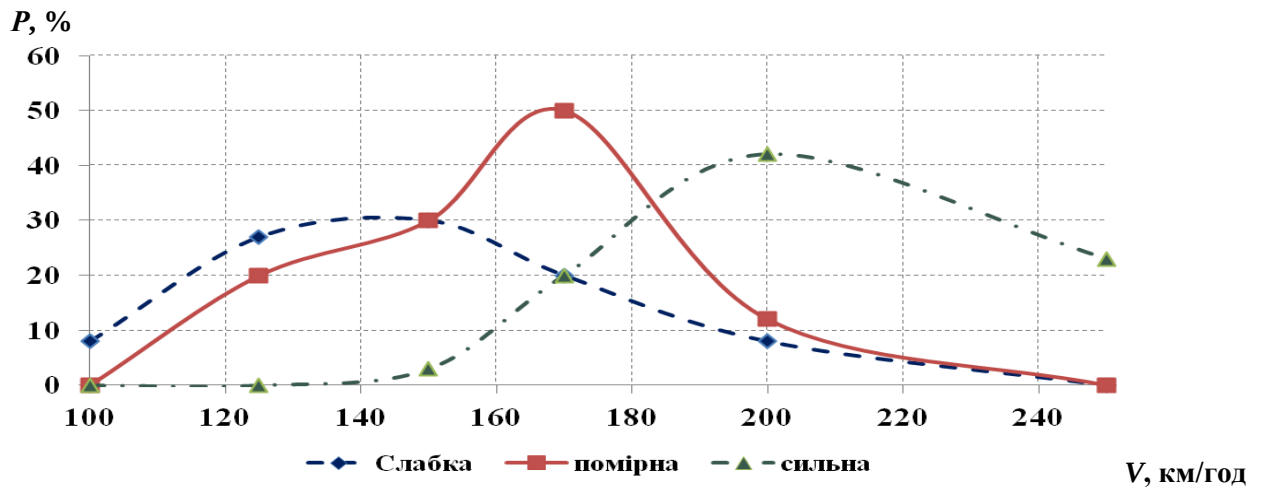


Рис. 3.4. Імовірність турбулентності різної інтенсивності при різних швидкостях вітру на осі струминної течії

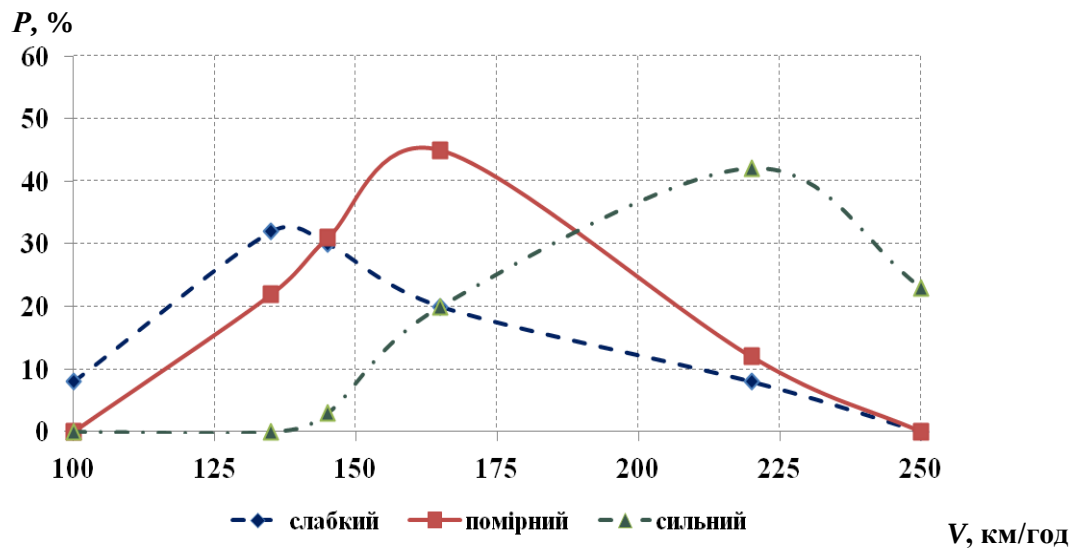


Рис. 3.5. Імовірність вертикального зсуву вітру різної інтенсивності при різних швидкостях вітру на осі струминної течії

малоінтенсивних СТ максимуми повторюваності (30-32%) знаходяться в інтервалі 130-140 км, для струменів зі швидкостями близько 170 км/год характерні помірна турбулентність та зсув вітру з повторюваністю 45-50%, сильну турбулентність та зсув вітру зумовлюють СТ зі швидкостями біля 200-220 км/год з максимальною повторюваністю близько 40%.

За даними аерологічних діаграм протягом вказаного періоду визначалися середня висота нижньої межі тропопаузи та положення максимумів турбулентності та зсуву вітру відносно неї (рис 3.6). Аналіз їх повторюваності свідчить, що максимуми повторюваності обох характеристик (20 та 25% відповідно) спостерігаються у шарі 7-8 км, що збігається з попередніми розрахунками.

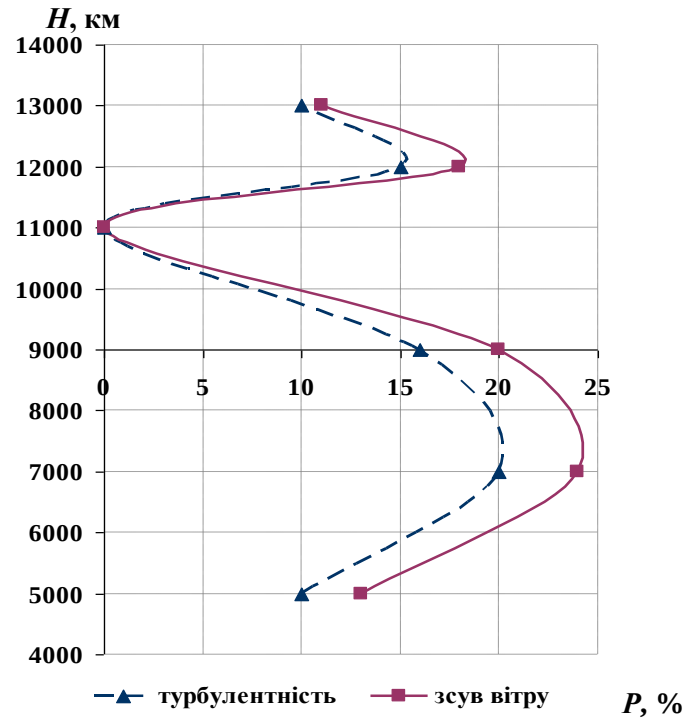


Рис. 3.6. Імовірність бовтанки та вертикальних зсувів вітру відносно нижньої межі тропопаузи

В цілому, можна зазначити, що турбулентність і зсув вітру є взаємопов'язаними характеристиками. Вертикальний зсув вітру є причиною виникнення турбулентності, яка є функцією лише зсуву вітру, тому інтенсивності цих явищ знаходяться у прямій залежності між собою.

ВИСНОВКИ

1) Використання даних об'єктивного аналізу різної завчасності, які надходять у автоматизоване робоче місце синоптика, дає можливість розрахунку характеристик вітру, турбулентності та зсуву вітру в зоні струминних течій з часовим розділенням 6 годин, що неможливо за допомогою стандартних аеросиноптичних даних.

2) Методика діагнозу атмосферної турбулентності в області верхньотропосферних струминних течій на підставі даних об'єктивного аналізу показала, що осередки максимальних значень турбулентності ($Ri < 0$) розташовуються нижче вісі струминної течії (у шарі між рівнями 400 гПа та 300 гПа) з циклонічної сторони, вище осі струминної течії інтенсивність турбулентності спадає.

3) Вертикальна структура областей з максимальними значеннями вертикальних зсувів вітру характеризується їх локалізацією нижче вісі струминної течії на 1-2 км на її циклонічній стороні. Вище осі струминної течії максимальне значення зсуву вдвічі менше.

4) Осередки максимальної турбулентності зміщуються за напрямком зміщення локальних максимумів швидкості вітру, уздовж струминної течії.

5) Збільшення інтенсивності струминної течії у процесі її еволюції зумовлює збільшення значень вертикальних зсувів вітру як вище, так і нижче осі струминної течії. Максимальна повторюваність слабких вертикальних зсувів вітру характерна для діапазону швидкостей вітру від 30 до 40 м/с, помірних зсувів в області 45 м/с. Максимальна повторюваність сильних зсувів вітру спостерігається при швидкостях вітру на осі струминної течії понад 50 м/с.

6) При посиленні інтенсивності струминної течії спостерігається зближення зон максимумів швидкості вітру та зон з максимальними значеннями вертикальних зсувів вітру у вертикальній площині. Послаблення струминної течії характеризується зворотним процесом.

7) Максимум повторюваності горизонтальної протяжності вертикальних зсувів вітру припадає на значення від 500 до 700 км, максимальна повторюваність областей з максимальними значеннями вертикального зсуву вітру спостерігається на висотах біля 7-8 км (нижче вісі). На рівні тропопаузи вертикальні зсуви вітру малоімовірні.

8) Максимуми повторюваності різних значень інтенсивності атмосферної турбулентності та зсуву вітру зміщуються зі збільшенням інтенсивності максимумів струминної течії, тобто максимальна

повторюваність максимальної інтенсивності явища зростає разом зі швидкістю вітру на осі струминної течії.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Астапенко П.Д., Баранов А.М, Шварев И.М. Погода и полеты самолетов и вертолетов // Л.: Гидрометеиздат. – 1980. – С. 157.
2. Баранов А. М. Облака и безопасность полетов. // Л.: Гидрометеиздат, – 1983. – С. 231.
3. Богаткин О.Г., Говердовский В.Ф., Еникеева В.Д. Практикум по авиационной метеорологии, // Л.: Гидрометеиздат, – 1987. – С. 48.
4. Борисов А.П., Штыфура А.И. Опасные для авиации явления погоды (учебное пособие), // Ворошиловград, – 1983. – С. 18.
5. Воробьев В.И. Струйные течения в высоких и умеренных широтах. // Л.: Гидрометеиздат, – 1960. – С. 185.
6. Катастрофа среди ясного неба: насколько опасна турбулентность // Электронный ресурс // режим доступа: <https://indicator.ru/article/2017/05/03/opasna-li-turbulentnost>.
7. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. // Л.: Гидрометеиздат, – 1985. – С. 91-100.
8. Солонин С.В., Богаткин О.Г. Аэроисноптические условия и прогноз болтанки самолетов в стратосфере // Материалы научно-исследовательских работ по авиационной метеорологии. – вып. 9. – М.: Воениздат, 1968. – С. 51-71.
9. Advisory Circular Clear Air Turbulence Avoidance // U.S. Department of Transportation Federal Aviation Administration - Date: 3/22/16 AC No: 00-30C - спосіб доступу: https://www.faa.gov/documentLibrary/media/AdvisoryCircular/AC_00-30C.pdf
10. Gary P. Ellrod, John A. Knox Improvements to an Operational Clear-Air Turbulence Diagnostic Index by Addition of a Divergence Trend Term // AMS Journal Online/ – 2010. – спосіб доступу: <http://Journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/2009WAF2222290.1>
11. Lee, D. R., R. S. Stull, and W. S. Irvine, Clear air turbulence forecasting techniques. Air Weather Service Tech. Note AFGWC/TN-79/001 (REV), Air Force Global Weather Central, Offutt AFB, NE, – 1984 – PP. 16.
12. Sinclair, P.C., P.M. Kuhn. Infrared Detection of High Altitude Clear Air Turbulence, USA, Tech Note 205, Dec 91

ДОДАТКИ

Додаток А

ДОВІДКА

про апробацію результатів наукового дослідження
Гратілової Олени Сергіївни

на тему «Просторово-часова структура зон турбулентності і зсуву вітру
біля верхньо-тропосферних струминних течій»

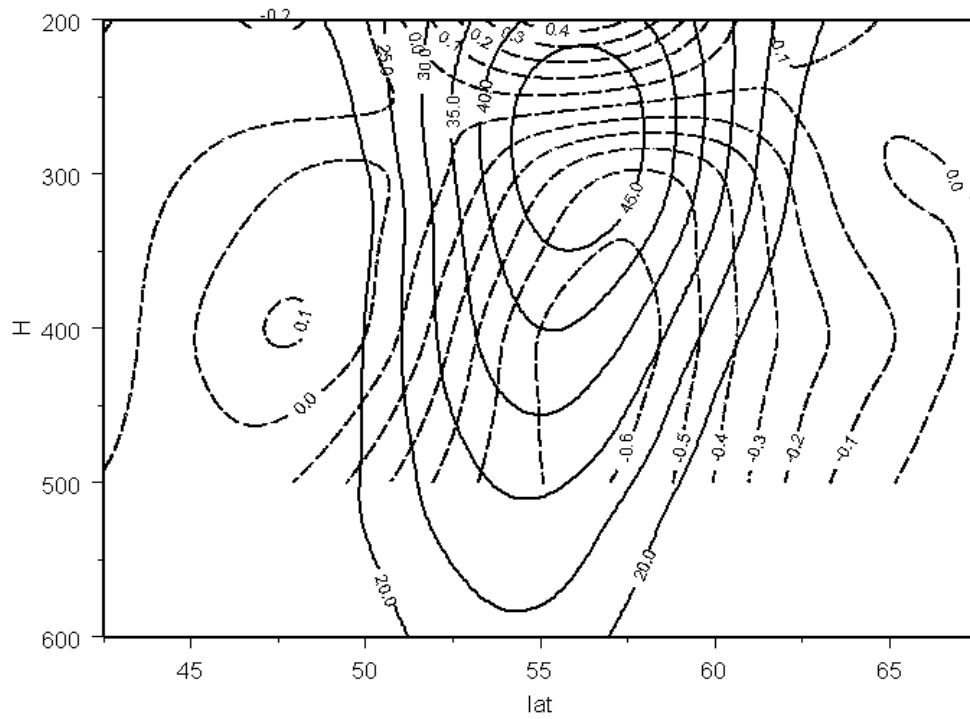
1. Магістерська робота виконана в рамках науково-дослідної роботи кафедри метеорології та кліматології «Прогнозування небезпечних метеорологічних явищ над південними районами України» (2015-2019 рр., № ДР 0115U006532).

Завідувач кафедри
метеорології та кліматології

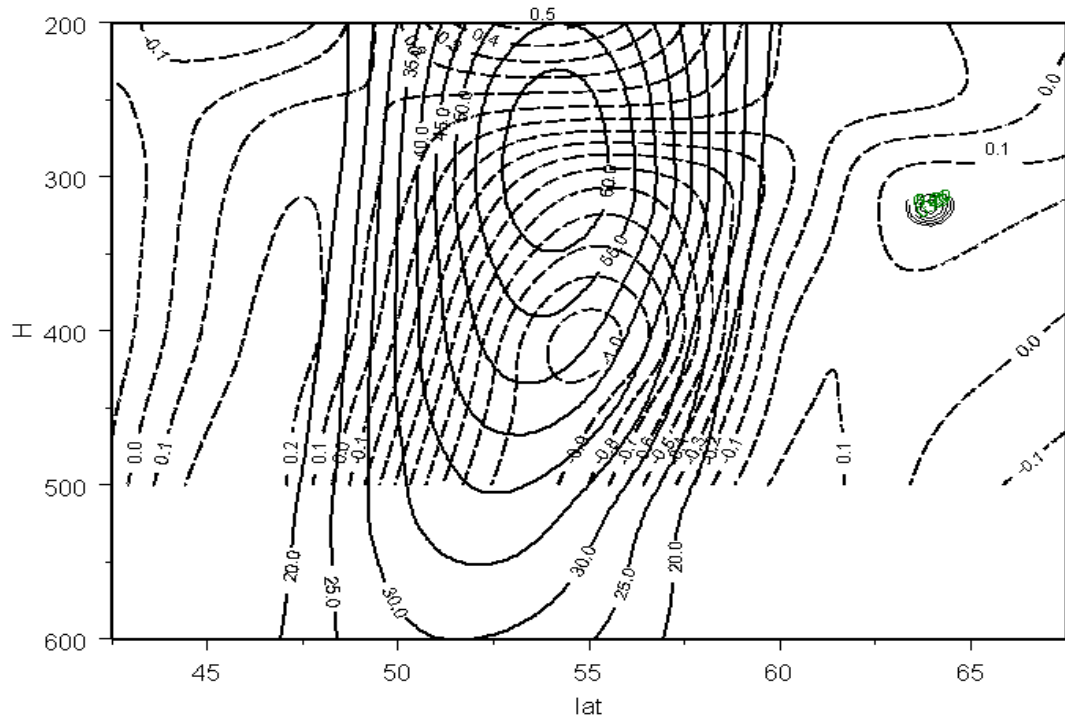
проф. Івус Г.П.

Додаток В

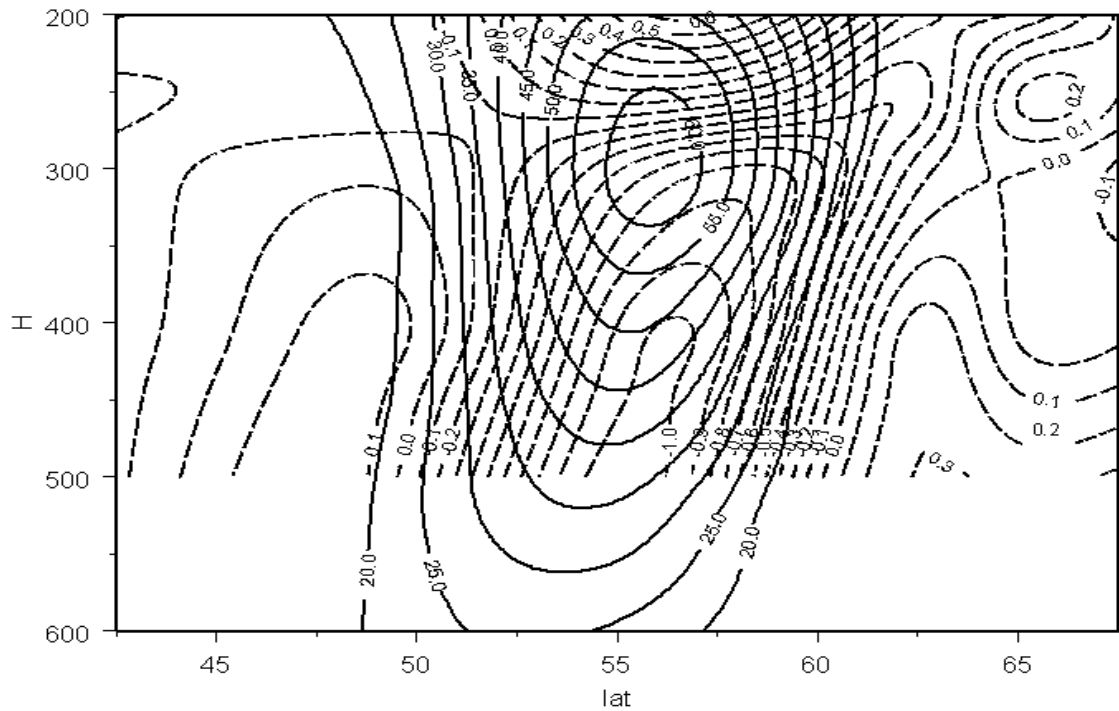
Додаток В.1 – Вертикальний розріз ($\lambda = 40^\circ$ сх. д.) поля швидкості вітру (V), його вертикального зсуву (β) за 00 СГЧ 25.10.13



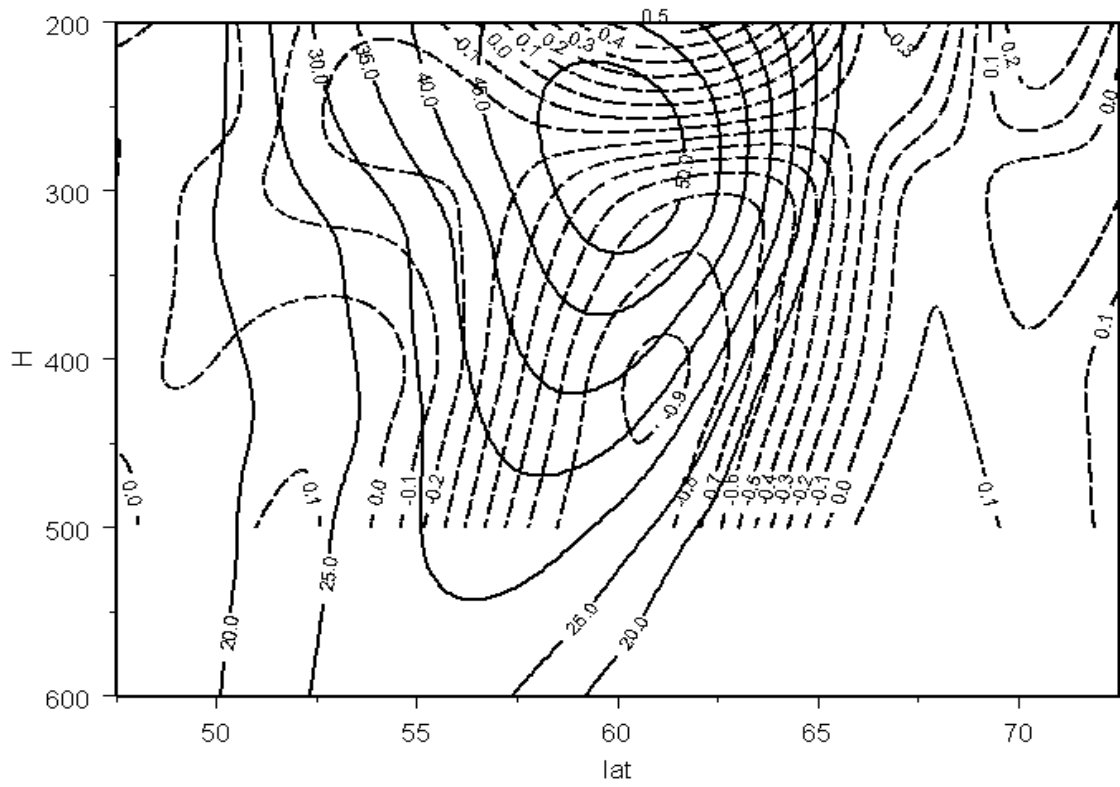
Додаток В.2 – Вертикальний розріз ($\lambda = 40^\circ$ сх. д.) поля швидкості вітру (V), його вертикального зсуву (β) за 00 СГЧ 26.10.13



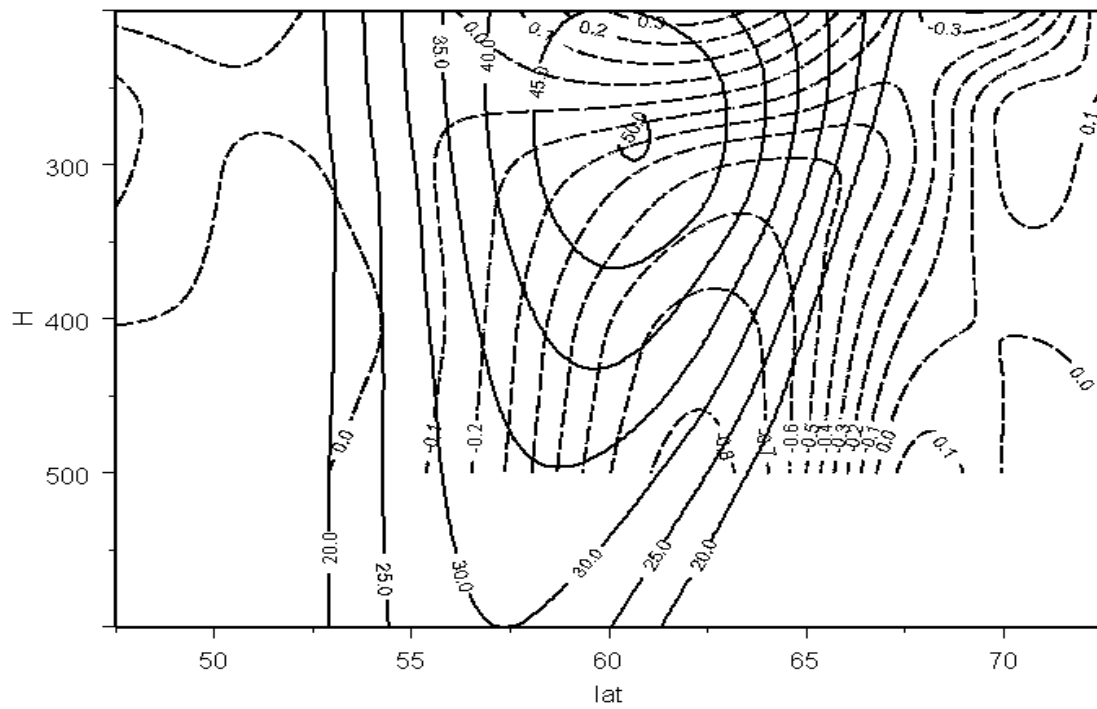
Додаток В.3 – Вертикальний розріз ($\lambda = 40^\circ$ сх. д.) поля швидкості вітру (V), його вертикального зсуву (β) за 00 СГЧ 27.10.13

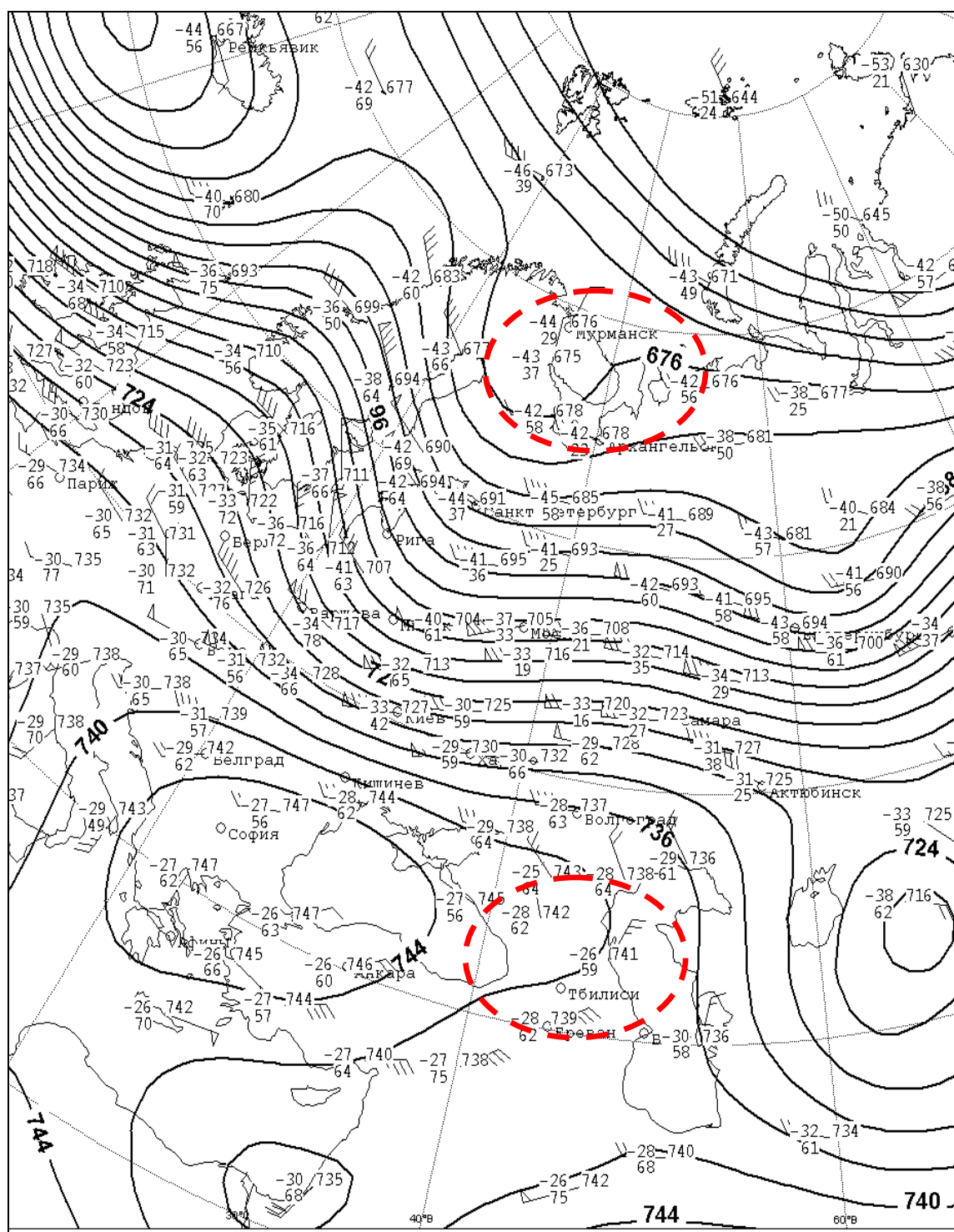


Додаток В.4 – Вертикальний розріз ($\lambda = 40^\circ$ сх. д.) поля швидкості вітру (V), його вертикального зсуву (β) за 00 СГЧ 28.10.13



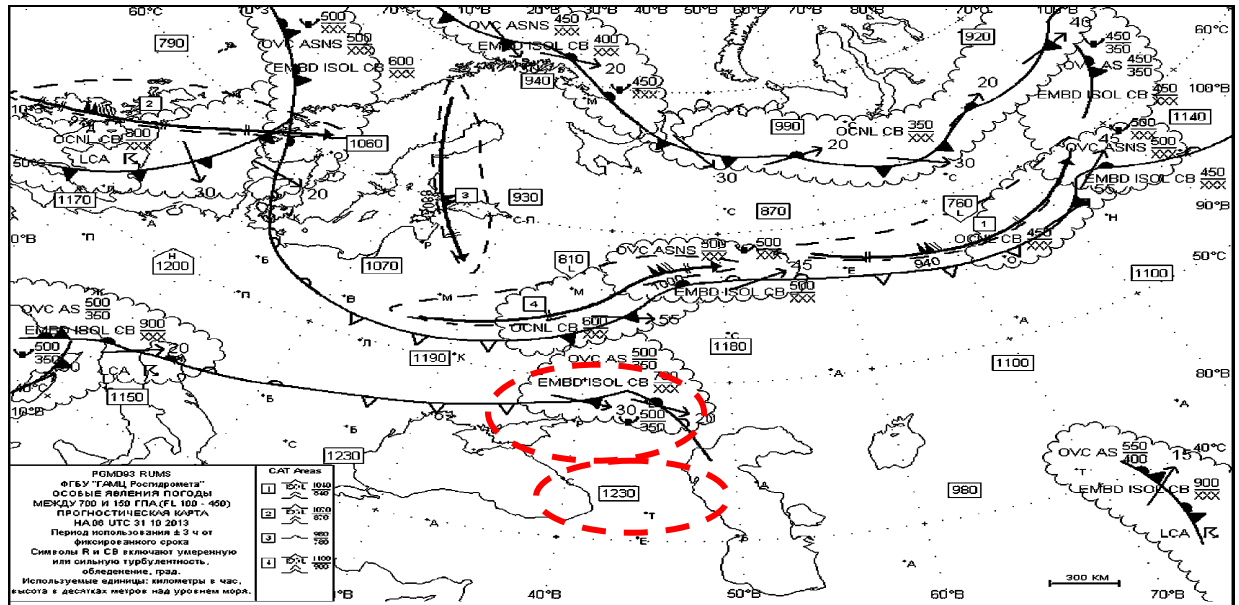
Додаток В. 5 – Вертикальний розріз ($\lambda = 40^\circ$ сх. д.) поля швидкості вітру (V), його вертикального зсуву (β) за 00 СГЧ 29.10.13

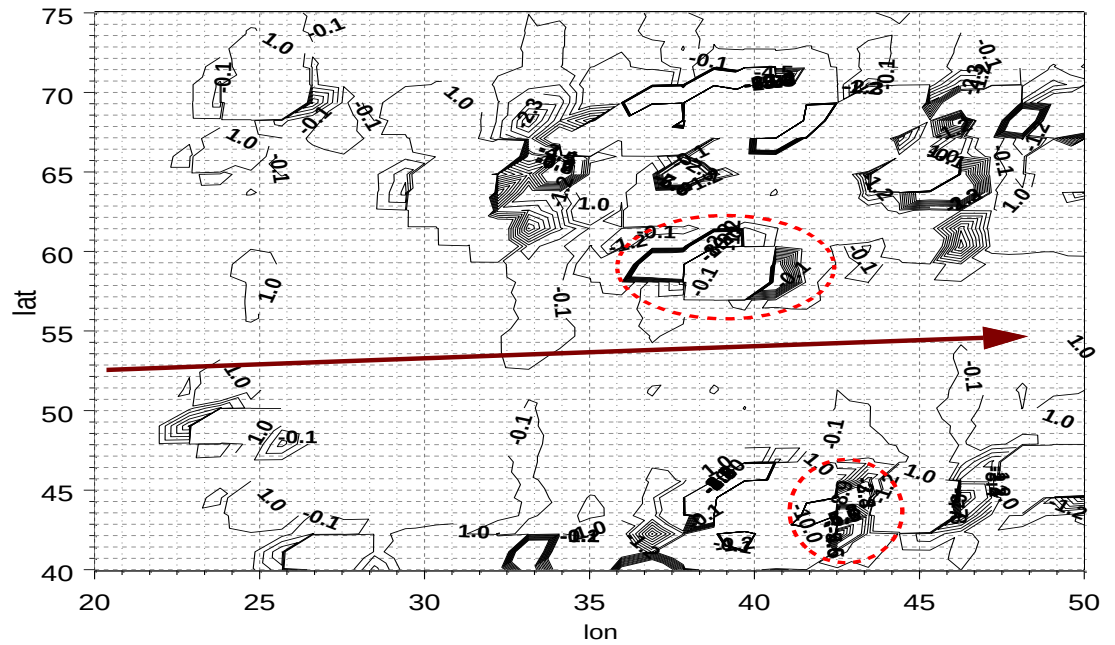
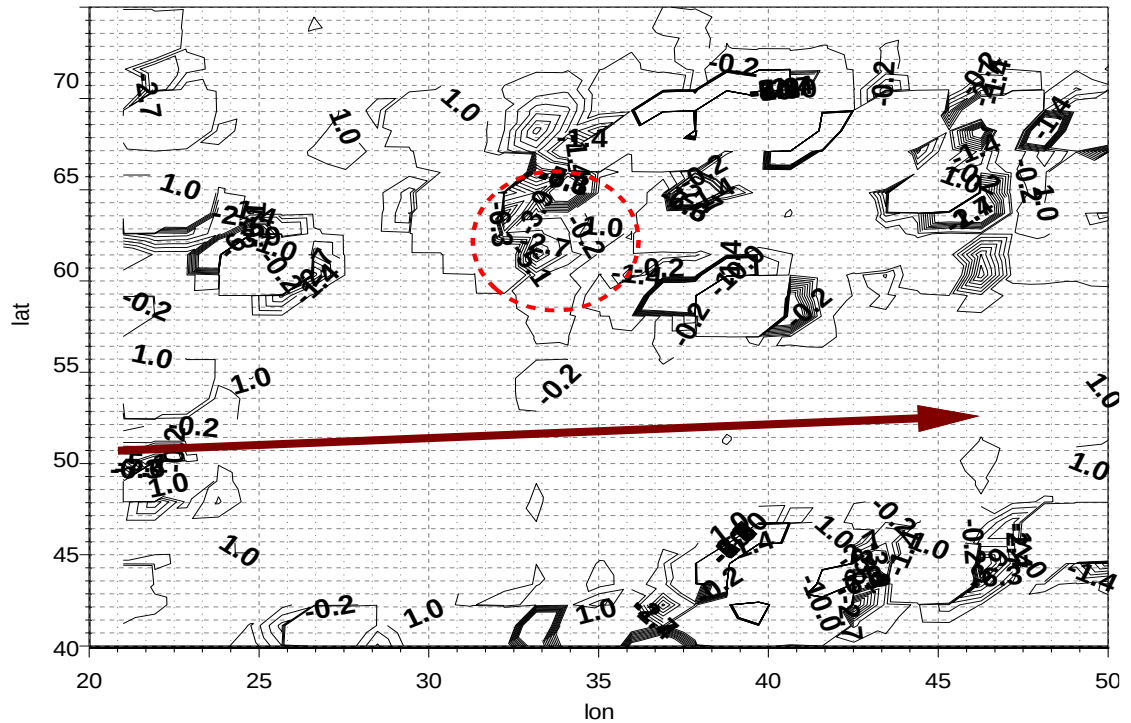


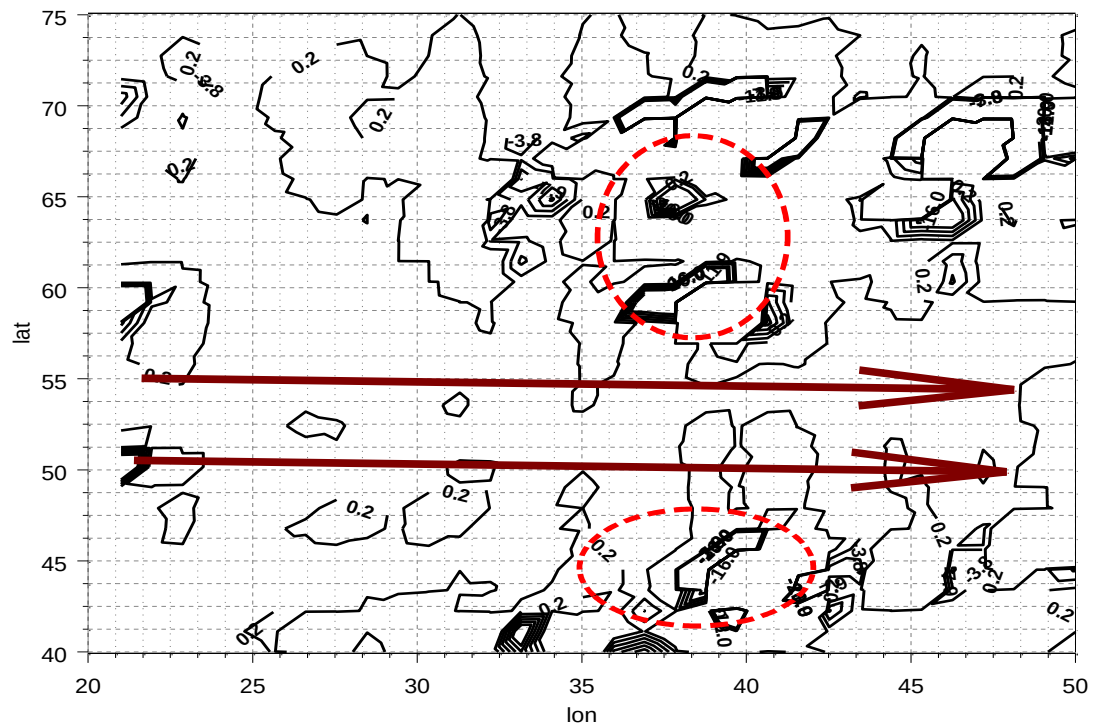
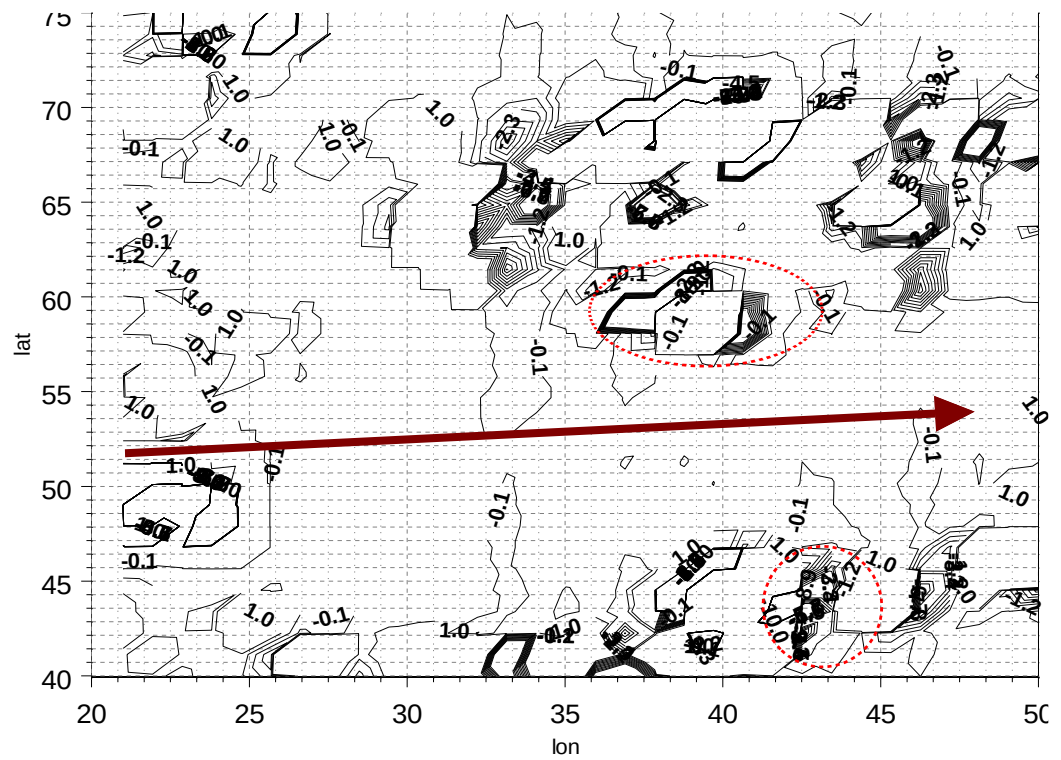


Додаток С.2

Прогностична карта особливих явищ погоди між рівнями 700 та 150 гПа
за 00 СГЧ 31 жовтня 2013 р.



Додаток С.3 – Поле ізоліній Ri за 26 жовтня 2013 р.Додаток С.4 – Поле ізоліній Ri за 29 жовтня 2013 р.

Додаток С.5 – Поле ізоліній Ri за 31 жовтня 2013 р.Додаток С.6 – Поле ізоліній Ri за 2 листопада

Додаток С.7 – Поле ізоліній Ri за 4 листопада 2013 р.