

**МІНІСТЕРСТВО ВНУТРІШНІХ СПРАВ УКРАЇНИ
ХАРКІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ВНУТРІШНІХ СПРАВ
КРЕМЕНЧУЦЬКИЙ ЛЬОТНИЙ КОЛЕДЖ**

Циклова комісія аеронавігації

ТЕКСТ ЛЕКЦІЇ

з навчальної дисципліни
«Метеорологія»
обов'язкових компонент
освітньо-професійної програми першого (бакалаврського) рівня вищої освіти
Аеронавігація

За темою № 2 Фізичні параметри атмосфери. 2.1. Температура повітря

Вінниця 2023

ЗАТВЕРДЖЕНО

Науково-методичною радою
Харківського національного
університету внутрішніх справ
Протокол від 30.08.2023 № 7

СХВАЛЕНО

Методичною радою
Кременчуцького льотного коледжу
Харківського національного
університету внутрішніх справ
Протокол від 28.08.2023 № 1

ПОГОДЖЕНО

Секцією науково-методичної ради
ХНУВС з технічних дисциплін
Протокол від 29.08.2023 № 7

Розглянуто на засіданні циклової комісії аеронавігації, протокол від 28.08.2023 р № 1.

Розробник:

викладач циклової комісії аеронавігації, спеціаліст Дроздова С.П.

Рецензенти:

викладач циклової комісії технічного обслуговування авіаційної техніки
Кременчуцького льотного коледжу Харківського університету внутрішніх
справ, професор, доцент, к.х.н., Козловська Т.Ф.
командир льотного загону аеродрому «Велика Кохнівка» КЛК ХНУВС
Шорохов І.В.

План лекції:

1. Теплообмін в атмосфері.
2. Величини, які характеризують зміни температури повітря.
3. Інверсії та їх типи.
4. Крива стратифікації.
5. Щільність повітря.
6. Прибори для виміру та реєстрації температури повітря.

Рекомендована література (основна, допоміжна), інформаційні ресурси в Інтернеті

Основна:

1. Правила метеорологічного забезпечення авіації. – Київ: Наказ Державної авіаційної служби України від 09.03.2017 № 166.

Додаткова:

1. Володко О.М. Безпека польотів вертольотів, М.: Транспорт, 1981. – 224 с.
2. Воробйов В.І. Синоптична метеорологія. - Л.: Гідометеоздат, 1998. - 213 с.
3. Новожилов Н.І., Хргіян А.Х. Атлас хмар. Ленінград: Гідрометеоздат. 1981.
4. Матвєєв Л.Т. Курс загальної метеорології. Фізика атмосфери. - Л.: Гідрометеоздат, 1984. - 198 с.
5. Прох Л.З. Словник вітрів. - Л. Гідрометеоздат, 1983. - 204 с.
6. Тараканов Г.Г. Тропічна метеорологія. - Л.: Гідрометеоздат, 1980. – 244 с.
7. Хромов С.П. Метеорологія та кліматологія. - Л.: Гідрометеоздат, 1968. - 256 с.
8. Шкільний Є.П. Фізика атмосфери. Одеса, ОТМІ, 1997. - 210 с.

Інформаційні ресурси в Інтернеті:

1. Офіційний портал Державної авіаційної служби України [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <https://avia.gov.ua>
2. Офіційний портал Всесвітньої метеорологічної організації [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.wmo.int>.
3. Офіційний сайт Державного підприємства обслуговування повітряного руху України. Міністерство інфраструктури України. [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://uksatse.ua>

Текст лекції

1. Теплообмін в атмосфері

Розподіл температури в атмосфері і його безперервні зміни називають тепловим режимом атмосфери. Він обумовлюється теплообміном між атмосферним повітрям і навколишнім середовищем, під якою розуміють космічний простір, сусідні маси або шари повітря і земну поверхню.

Джерелами тепла для земної поверхні є променева енергія Сонця, зірок, Місяця і внутрішнє тепло самої Землі.

Променева енергія Сонця, яка називається сонячною радіацією, величезна, але на Землю потрапляє менше двохмільярдної її частки.

Енергія зірок, Місяця і планет, що досягає Землі, настільки мала, що практично ніякого впливу на тепловий стан атмосфери не робить.

Внутрішнє тепло Землі, яке надходить на її поверхню, також мізерно мало і в змозі підвищити її температуру у всього лише на $0,1^{\circ}\text{C}$.

Приблизно 99,9% сонячної радіації є короткохвильовою. Атмосферою вона поглинається незначно - приблизно 14%. Близько 42% цієї радіації відбивається атмосферою назад в міжпланетний простір, а 44% поглинається земною поверхнею, яка нагрівається і, в свою чергу, віддає тепло прилеглим верствам повітря, але вже у вигляді довгохвильової теплової радіації.

Таким чином, нагрівання атмосферного повітря відбувається, в основному, за рахунок теплообміну з земною поверхнею. Основними процесами, які призводять до передачі тепла від земної поверхні до навколишнього повітря є: термічна конвекція, турбулентність, випромінювання (радіація), теплопровідність, випаровування води і конденсація (сублімація) водяної пари.

Термічна конвекція - це вертикально спрямовані висхідні і низхідні потоки повітря, що виникають за рахунок нерівномірного нагрівання підстильної поверхні. Найбільш сильний розвиток конвекції спостерігається влітку в післяполуденні години, тобто в період максимального припливу сонячної радіації. Вона може поширюватися до тропопаузи і здійснювати теплообмін по всій товщі тропосферного повітря.

Турбулентність - це безладні висхідні і низхідні вихори (від латинського турбо - завихрення), що виникають в рухомому потоці повітря за рахунок його тертя об земну поверхню і внутрішнього тертя частинок. Турбулентність сприяє перемішуванню повітря, а отже, і обміну теплом між нижніми нагрітими і верхніми холодними шарами повітря, а в шарі тертя, тобто до висоти 1,0 ... 1,5 км.

Випромінювання (радіація) являє собою віддачу тепла земною поверхнею у вигляді променевої енергії. Довгохвильове випромінювання Землі майже повністю поглинається водяною парою, вуглекислим газом і озоном, що містяться в атмосферному повітрі. Спочатку від земної поверхні нагрівається самий нижній шар повітря, довгохвильове випромінювання якого, в свою чергу, нагріває більш холодне повітря вищележачого шару і т.д. При відсутності хмар

випромінювання Землі поширюється до озонового шару (25 ... 28 км). Влітку вночі, а взимку протягом усієї доби Земля сильно вихолоджується і стає джерелом холоду.

Теплопровідність - обмін теплом відбувається при безпосередньому зіткненні земної поверхні і повітря, коли теплова енергія передається від однієї молекули до іншої. Так як повітря поганий провідник тепла, то теплообмін шляхом теплопровідності відбувається в дуже тонкому шарі повітря товщиною до 1 м.

Випаровування води супроводжується переходом теплоти випаровування в прихований стан і температура повітря знижується, а при конденсації (сублімації) водяної пари відбувається виділення прихованої теплоти і температура повітря підвищується.

Зміна температури відбувається також за рахунок адвекції, тобто горизонтального переносу в дане місце нових повітряних мас з інших районів земної кулі. Якщо приходить повітря з більш високою температурою, говорять про адвекцію тепла, а якщо з більш низькою - про адвекцію холоду.

У результаті спільного впливу всіх перерахованих факторів температура повітря безперервно змінюється як в часі, так і в просторі. При цьому зміни бувають періодичними і неперіодичними.

Періодичні зміни температури - це добові і річні зміни, зумовлені добовими і річними змінами припливу сонячного тепла.

Неперіодичні зміни температури - це зміни, зумовлені атмосферною циркуляцією, проходженням циклонів, антициклонів і атмосферних фронтів, що призводять до зміни повітряних мас.

Зміни температури повітря протягом доби називаються добовим ходом температури повітря. Мінімум в добовому ході температури повітря у земної поверхні припадає на час незабаром після сходу сонця, а максимум - на 14 ... 15 годин місцевого часу. Добовий хід правильно проявляється тільки в умовах стійкої ясної погоди і при осередненні результатів спостережень за багаторічний період.

Добова амплітуда температури повітря - різниця між максимальним і мінімальним значеннями протягом доби - залежить від:

- хмарності: в ясну погоду вона значно більше, ніж в похмуру;
- широти місця: зі збільшенням широти вона убуває;
- пори року: взимку вона менше, ніж влітку;
- характеру підстильної поверхні: над водною поверхнею і рослинним покривом вона менше, ніж в пустелях;
- рельєфу місцевості: на опуклих формах (на вершинах і на схилах гір і пагорбів) вона менша, ніж на рівнинній місцевості, а на увігнутих (в долинах, ярах і лощинах) - більша.

Добові коливання температури повітря спостерігаються в шарі від земної поверхні до висоти 1,0 ... 1,5 км, що обумовлюється безперервним турбулентним перемішуванням, що відбувається в нижньому шарі тропосфери.

Зміни температури повітря протягом року називаються річним ходом температури повітря. Він оцінюється по середнім багаторічним середньомісячним температурам повітря. Протягом року над континентом максимум температури спостерігається в липні, мінімум - в січні. Над океаном максимум спостерігається в серпні, мінімум - в лютому або на початку березня. Від екватора до полюсів температура повітря зменшується в середньому на $0,5..0,6^{\circ}\text{C}$ на кожен градус широти.

Річний хід температури повітря залежить від широти місця, віддаленістю від моря і висоти місця над рівнем моря. Зі збільшенням широти річна амплітуда температури повітря збільшується, досягаючи максимальних значень в полярних широтах. З висотою річна амплітуда зменшується. Близькість до моря зменшує амплітуду річного ходу, а видалення від моря - збільшує.

Полюси холоду Північної півкулі знаходяться на півночі Якутії в районі Верхоянська (-68°C) і Оймякона (-71°C), а також в Гренландії (-70°C). Найнижчі температури на всій земній кулі спостерігаються в Антарктиді на станції Схід з абсолютним мінімумом $-89,3^{\circ}\text{C}$.

Найвищі температури на земній кулі з абсолютним максимумом $+58^{\circ}\text{C}$ спостерігаються в Північній Африці на південь від міста Тріполії $+57^{\circ}\text{C}$ - в Долині Смерті в Каліфорнії. Абсолютні максимуми температури в Туркменії (Термез) доходять до $+50^{\circ}\text{C}$. На території України найвища температура ($33...39^{\circ}\text{C}$) відзначається в червні ... серпні, абсолютний максимум ($39...41^{\circ}\text{C}$) припадає на липень ... серпень.

2. Величини, які характеризують зміну температури повітря

Температура повітря - це параметр, що характеризує ступінь нагрівання повітря.

Температура змінюється з часом, в горизонтальному напрямку і з висотою (вертикально). Температура змінюється з часом закономірно. Температура підвищується вранці, о 14...15 годині температура максимальна потім знижується і мінімальна в передранкові години. У горизонтальному напрямку зміна температури менш закономірна ніж згодом, але в північних районах вона низька, а в південних - висока. Зміна температури з часом характеризується амплітудою температур, а по горизонталі горизонтальним температурним градієнтом.

Величини зміни температури з висотою:

Температура з висотою знижується. Відбувається це з двох причин:

1. Зменшення щільності повітря
2. Видалення від джерела нагрівання.

Величину, що характеризує вертикальні зміни температури повітря, називають вертикальним температурним градієнтом (ВТГ). Він позначається грецькою літерою γ і зазвичай розраховується в градусах $^{\circ}\text{C}$ на 100м висоти.

Величина вертикального температурного градієнта не постійна і залежить від характеру повітряної маси, часу доби, року і інших причин. При звичайному

зниженні температури з висотою вертикальний температурний градієнт вважається позитивною величиною, тобто $\gamma > 0$. При зростанні температури з висотою, він є негативною величиною, тобто $\gamma < 0$, а шар повітря, де це спостерігається, називається **інверсією**.

При незмінній температурі з висотою ВТГ дорівнює 0, тобто $\gamma = 0$, а шар має назву **ізотермії**.

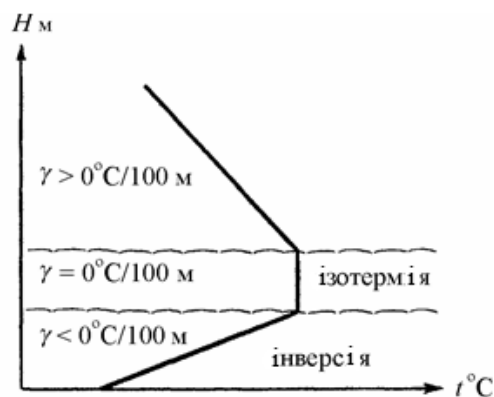
Інверсію і ізотермію називають затримуючими шарами, тому що вони ускладнюють вертикальний рух повітря. Ці шари регулярно спостерігаються на різних шарах в тропосфері, особливо в холодну половину року і в нічний час. Ці шари мають істотний вплив на формування погоди. Під ними завжди може бути хмарність, погіршена видимість, обмерзання, бовтанка, зрушення вітру.

3. Інверсії, їх типи

В основному t° з висотою знижується, але в тропосфері спостерігаються шари, в яких t° постійна - шари ізотермії ($t \text{ гр.} = 0^\circ$). Шари в яких t° з висотою збільшується - шари інверсії ($t \text{ гр.} < 0^\circ$). Шари інверсії утворюються з різних причин. Залежно від причин виникнення розрізняють наступні типи інверсії:

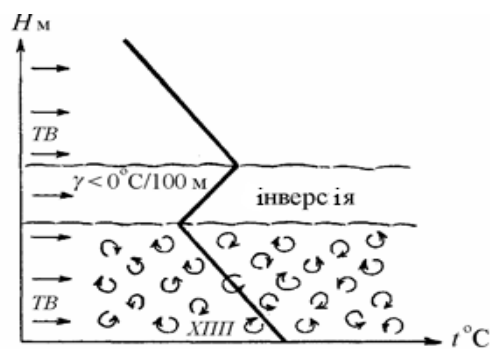
1. Радіаційні
2. Адвективні
3. Інверсія стиснення
4. Фронтальні

Радіаційні інверсії - виникають поблизу земної поверхні внаслідок випромінювання (радіації) нею більшої кількості тепла. Цей процес найсильніше відбувається при ясному небі в тепле півріччя вночі, а в холодну - протягом усієї доби. Радіаційна інверсія починається від самої поверхні землі. У тепле півріччя їх вертикальна потужність не перевищує декількох десятків метрів. Зі сходом сонця такі інверсії зазвичай руйнуються. У зимовий час радіаційні інверсії можуть сягати вгору на кілька сотень метрів (іноді до 1 - 1,5 км) і утримуватися протягом декількох діб і навіть тижнів (Рис.3.1).



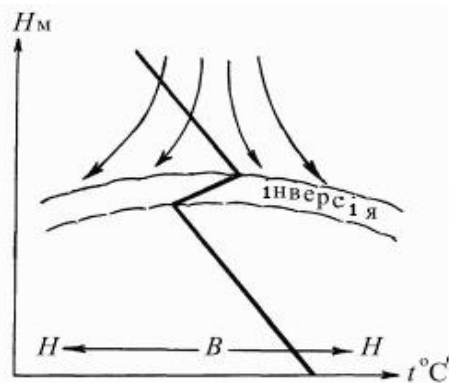
Мал. 3.1. Радіаційна інверсія

Адвективні інверсії утворюються при переміщенні (адвекції) теплого повітря по холодній підстильній поверхні. Нижні шари повітря охолоджуються внаслідок зіткнення з холодною поверхнею. Це охолодження шляхом турбулентного перемішування передається в більш високі шари. В шарі різкого зменшення турбулентності спостерігається деяке зростання температури (інверсії). Вище охолодженого шару протікають теплі повітряні маси, в яких спостерігається звичайне падіння температури з висотою. Адвективні інверсії виникають на висоті кількох сотень метрів від земної поверхні. Їх вертикальна потужність становить кілька десятків метрів. У помірних широтах цей тип інверсій спостерігається головним чином в холодну половину року.



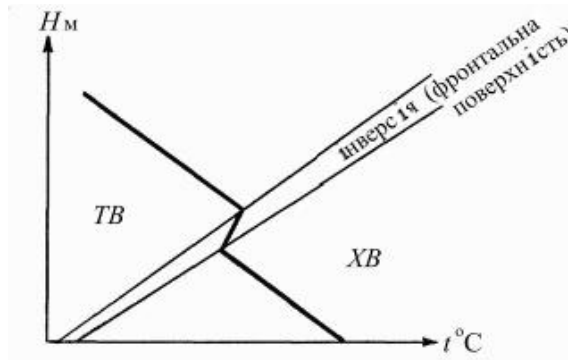
Мал. 3.2. Адвективна інверсія

Інверсії стиснення або осідання утворюються в області підвищеного тиску (антициклоні) в результаті опускання верхніх шарів повітря і адіабатичного нагрівання цього шару на 1°C на кожні 100м. Нагріте повітря яке опускається не поширюється до самої земної поверхні (цьому заважає уповільнений рух нижніх приземних шарів повітря внаслідок тертя їх об земну поверхню), а розтікається на деякій висоті, утворюючи шар з підвищеною температурою (інверсією). Інверсії стиснення мають велику горизонтальну протяжність. Їх вертикальна потужність становить кілька сотень метрів. Найчастіше ці інверсії утворюються на висоті 1 - 3 км.



Мал. 3.3. Інверсія стиснення

Фронтальна інверсія - пов'язані з фронтальними розділами, які є перехідними шарами між холодними і теплими масами повітря. На цих розділах холодне повітря завжди розташовується внизу у вигляді гострого клину, а тепле повітря - вище холодного. Перехідний шар між цими повітряними масами, називається фронтальною зоною або поверхнею, являє собою шар інверсії товщиною в кілька сотень метрів.



Мал. 3.4. Фронтальна інверсія

4. Крива стратифікації

Наочне уявлення про розподіл температури по висотах дає графік температурної стратифікації. На цьому графіку по горизонтальній осі відкладається температура (від меншого значення до більшого - зліва направо), по вертикальній осі - висота, або тиск повітря, що відповідає даній висоті. Нанесені на цей графік точки, температури яких спостерігаються, по висотах з'єднуються між собою, в результаті чого виходить крива, яку називають кривою стратифікації. Нахил кривої вліво відповідає нормальному падінню температури з висотою ($\gamma > 0$); нахил кривої вправо відповідає інверсії ($\gamma < 0$); якщо крива йде вертикально вгору ($\gamma = 0$), спостерігається шар ізотермії.

5. Щільність повітря

Щільність повітря - це відношення маси повітря до обсягу, який він займає, виражене в г/куб.м. Щільність повітря може бути обчислена, якщо відомі тиск повітря і його температура. Вона збільшується з пониженням температури і збільшенням тиску, і навпаки.

Щільність повітря залежить також від кількості водяної пари в повітрі. Щільність водяної пари менше щільності сухого повітря, і тому вологе повітря при тому ж тиску матиме меншу щільність, ніж сухий. Так, при тиску 750 мм рт. ст. і температурі 20°C, щільність сухого повітря становить тисячу сто вісімдесят дев'ять г/куб.м, а щільність насиченого водяною парою повітря при тих же умовах складає 1178 г/куб.м, тобто на 11 г/куб.м менше.

Щільність змінюється протягом року залежно від географічної широти, а також від зміни температури і тиску повітря. У тропосфері щільність повітря в загальному менше влітку і більше взимку.

З висотою щільність повітря зменшується. Це зменшення в основному визначається зміною атмосферного тиску.

6. Прилади для вимірювання і реєстрації температури повітря

Поняття "температура повітря" потребує деяких пояснень. В першу чергу мова йде про температуру повітря у земної поверхні, під якою розуміється температура, виміряна в метеорологічній будці, причому резервуари термометрів розміщуються на висоті 2 м над поверхнею ґрунту. Тільки при спеціальних дослідженнях стану приземного шару повітря термометри поміщаються на різних рівнях - більш низьких і більш високих. Будка потрібна для захисту термометра від прямої сонячної радіації, а також від ефективного випромінювання земної поверхні і навколишніх предметів (будівель, дерев). Тільки в таких умовах може статися вирівнювання температури самого вимірювального приладу - термометра - з температурою навколишнього повітря. Термометр, відкритий для сонячної радіації, нагрівається сильніше, ніж навколишнє повітря, тому температуру, яку він показує, не можна ототожнювати з температурою повітря. Вираз температура "на сонці" не має ніякого відношення до справжньої температури повітря, не має метеорологічного значення і означає температуру резервуара, що містить термометричне тіло.

Будку роблять з дерева і фарбують в білий колір, щоб вона максимально відображала сонячні промені і якомога менше нагрівалася. Будка повинна забезпечувати і вентиляцію: повз резервуарів термометрів повинно проходити повітря, не застоюючись в будці. Для цього стінки будки роблять у вигляді жалюзі, що складаються з окремих планок. Планки розташовані так, що промені сонця не проникають в глиб будки, але повітря вільно циркулює в ній. При проходженні повітря між планками великі турбулентні вихори дробляться і пульсації температури всередині будки зменшуються.

Крім термінових термометрів, за якими відраховується температура повітря в терміни спостережень, застосовуються екстремальні термометри - максимальний і мінімальний, що показує найвищу та найнижчу температуру за проміжок часу між двома термінами спостережень. Ці термометри також поміщають в будку. При стандартних метеорологічних спостереженнях застосовують рідинні термометри: для термінових спостережень і для вимірювання максимальної температури - ртутні, а для мінімальної температури - спиртові. Спиртовий термометр застосовують і для термінових спостережень при температурах нижче точки замерзання ртуті (40°C).

Для спеціальних вимірювань температури на різних рівнях з подальшою передачею показань на відстань застосовуються електричні термометри опору і термоелементи.

Для безперервної реєстрації змін температури застосовують самописні прилади різної конструкції - термографи. Деформація приймальної частини приладу, що залежить від змін температури, передається на друкарську частину, яка залишає слід на стрічці, укріпленої на барабані, що обертається.

Температуру в високих шарах атмосфери вимірюють за допомогою автоматичних приладів. У радіозондах зареєстровані вимірювання передаються за допомогою радіосигналів і приймаються приймальною станцією на земній поверхні.

Температура повітря відчуває постійні мікроколивання, періоди яких обчислюються секундами і хвилинами. Ці коливання пов'язані з турбулентним станом повітря: повз приймача термометра весь час проходять то тепліші, то більш холодні струмки повітря. Дослідження мікроколивань температури цікаво само по собі і в цілях вивчення атмосферної турбулентності. Для цього особливо зручні малоінерційні електричні термометри. Але для характеристики погоди і клімату такі дрібні коливання температури не мають значення. Набагато важливіше знати загальне, вирівняний тепловий стан повітря, чим дуже точно виміряний, але випадкове значення температури в той чи інший момент, який через дуже короткий час вже зміниться. Тому термометри для стандартних метеорологічних спостережень мають велику інерцію.

На метеорологічних станціях служби погоди відліки по термометрам роблять з точністю до десятих часток градуса. Потім в метеорологічних телеграмах ці значення температури передаються в прогностичні центри.

У більшості країн застосовується стоградусна шкала (шкала Цельсія - $^{\circ}\text{C}$), в якій за 0°C прийнята температура танення льоду, а за $+100^{\circ}\text{C}$ - температура кипіння води при тиску 760 мм рт.ст. У теоретичній метеорології, аеродинаміки та інших наукових дисциплінах застосовується абсолютна шкала температури (Т), запропонована Кельвіном (K°). Температури за шкалою Кельвіна і Цельсія пов'язані співвідношенням:

$T = 273,15 + t^{\circ}\text{C}$, де величина 273,15 називається абсолютним нулем температури, а t° - температура за стоградусною шкалою Цельсія.