

ЛЕКЦІЯ1. БУДОВА ТА ХІМІЧНИЙ СКЛАД СУЧАСНОЇ АТМОСФЕРИ

Атмосфера - газова оболонка землі, що оточує Землю та обертається разом з нею. Атмосфера Землі сягає до висоти 1,5 - 2 тис км. Її маса складає $5 \cdot 10^{15}$ т.

Ця оболонка складається з шарів, кожний з яких має свої фізико-хімічні особливості.

Основна маса атмосфери зосереджена в тропосфері, хоча киснево-азотний склад її зберігається навіть на висоті 400-500 км. Атмосфера регулює клімат планети, оберігаючи її від надмірного перегрівання та переохолодження, підтримуючи середню температуру поверхні Землі біля $+14^{\circ}\text{C}$. Атмосфера складається переважно з азоту та кисню, а також містить аргон, вуглекислий газ, неон, криптон та інші постійні та перемінні компоненти. Найбільш важливою перемінною складовою частиною атмосфери є водяна пара, концентрація якої біля земної поверхні коливається у великих межах: від 3% в тропіках до $2 \cdot 10^{-5}$ в полярних широтах. Водяна пара надходить в атмосферу в результаті випаровування з поверхні води та ґрунту, а також транспірації. Основна маса її зосереджена в тропосфері. На тепловий режим атмосфери великий вплив має озон, який в підвищеній кількості знаходиться в озоносфері (шари між 20 та 45 км). Важливою перемінною складовою атмосфери є вуглекислий газ, кількість якого за останні 100 років в результаті господарської діяльності зросла приблизно на 10%.

Вуглекислий газ поглинає довгохвильове випромінювання Землі, створюючи парниковий ефект атмосфери. Найбільш оптично активними компонентами атмосфери є атмосферні аерозолі – завислі в повітрі часточки різних розмірів - від 10^{-7} - 10^{-6} до сотих долей сантиметра. Вони утворюються при конденсації водяної пари на часточках, що викидаються в атмосферу в результаті вулканічної діяльності, промислової діяльності та інших явищ.

.1.1. Будова атмосфери

В атмосфері розрізняють ряд шарів: *тропосферу* та *стратосферу*, що розділені перехідним шаром, який називається тропопауза, *мезосферу*, яка відділяється від стратосфери стратопаузою, *іоносферу* та *термосферу*, яка відділяється від мезосфери мезопаузою. Зовнішня частина термосфери називається магнітосферою. В ній часточки газів (іони) утримуються не стільки силами земного тяжіння, скільки магнітним полем Землі. Кожна сфера відділяється від іншої невеликим прошарком – паузою.

Існує також поділ атмосфери на три частини: *нижню атмосферу* (тропосфера та тропопауза до висоти 30 км), *середню атмосферу*

(стратосфера, мезосфера та мезопауза від 30 до 100км) та *верхню атмосферу* (вище 100км). Цей поділ дещо відрізняється від традиційного, але він відповідає міжнародній практиці.

Тропосфера – *нижній шар атмосфери (16 –18 км на екваторі, 10-12 км над помірними широтами та 8-10 км над полюсами), в якому відбувається більшість метеорологічних процесів та зосереджене все наземне життя на планеті.*

В тропосфері міститься до 80% маси повітря, основна кількість атмосферних домішок та практично вся водяна пара. В тропосфері утворюються хмари, тумани, виникають грози, дощі та інші фізичні процеси, що формують погоду та визначають кліматичні умови різних областей планети. Тропосферу від стратосфери відділяє повітряний шар, що називається тропопауза. Тропосфера характеризується пониженням температури з висотою (в середньому на 0,6°C на 100м). Середньорічна температура повітря на верхній межі тропосфери в полярних широтах складає -55, біля екватора +70°C.

Розподіл температур в приземному шарі атмосфери є найважливішою причиною формування клімату та його характеристик.

В нижній тропосфері нерідкі інверсії температури. Атмосферний тиск з висотою значно зменшується. Швидкість вітру зростає. У верхній тропосфері спостерігаються струминні потоки, в нижній частині переважають вітри західного та східного напрямку, сезонні (мусони) та постійні (пасати). В тропосфері відбуваються основні процеси перетворення енергії Сонця в кінетичну енергію атмосферних рухів, в скрите тепло водяної пари. Тут протікають основні фазові переходи вологи, формуються хмари та опади. В тропосфері утворюються атмосферні фронти, розвиваються циклони та антициклони, інші атмосферні процеси, що визначають погоду. Нижня тропосфера являє собою середовище життя багаточисельних організмів (комах, птахів, мікроорганізмів). Вона дуже запилена та забруднена аерозолями. Вона практично прозора для короткохвильової сонячної радіації. Разом з тим, водяна пара, вуглекислий газ та озон поглинають довгохвильове випромінювання нашої планети, в результаті чого тропосфера нагрівається. Це нагрівання є причиною вертикального переміщення потоків повітря, конденсації водяної пари, утворення хмар та випадання опадів.

В межах тропосфери виділяють так званий *планетарний прикордонний шар* повітря. Цей шар характеризується добре розвинутим перемішуванням (турбулентним обміном), на який впливає шорсткість земної поверхні. В прикордонному шарі поглинається більша частина тепла і майже вся волога, яка переноситься в процесі турбулентного обміну. Висота прикордонного шару непостійна, коливається в часі і залежить від інтенсивності турбулентного перемішування. Вдень, коли ця поверхня нагріта сонцем, тепло переноситься вгору до інших холодних шарів атмосфери. В цих умовах

прикордонний шар може розвиватися до висоти 102 км. Вночі, коли поверхня охолоджується швидше, ніж атмосфера, потік тепла направлений вниз, що зменшує турбулентність і товщина прикордонного шару в цих умовах може стати менше 100 м. Отже, це шар повітря, який впродовж доби періодично зменшується та збільшується. Найбільш активно ці процеси протікають в нижній частині планетарного прикордонного шару, товщиною біля 30-50 м. Цей шар називають приземним (приводним) шаром. Характеристики прикордонного шару визначаються, насамперед, процесами в тропосфері. Цей шар повітря важливий для нас тому, що в ньому зосереджено майже всі природні та антропогенні джерела забруднення атмосфери.

Перехідний шар – *тропопауза* – відділяє тропосферу від стратосфери.

Стратосфера – шар атмосфери на висоті 8-60 км.

Стратосфера характеризується стабільною температурою в нижній частині та підвищенням її з висотою, що пов'язано з інтенсивним поглинанням короткохвильового ультрафіолетового випромінювання озоном, зосередженим на висоті 30-50 км. Вище 35 км температура помітно підвищується до висоти 50 км, де вона біля 270 К. Цей шар атмосфери дуже розріджений, кількість основних газів (кисню, азоту) зменшується, а водню, гелію та інших легких газів збільшується. Утворений тут озоновий екран поглинає УФ-радіацію та значно впливає на теплові умови поверхні Землі та фізичні процеси в тропосфері. Нижня стратосфера на висоті 20-25 км відрізняється підвищеним вмістом аерозольних часточок, особливо сульфатних, що заносяться у стратосферу при вулканічному виверженні. Вони зберігаються тут довше, ніж в тропосфері, внаслідок малого турбулентного обміну та відсутності вимивання опадами. (Стратосфера як правило, дуже суха: на висоті 20 км над тропіками концентрація водяної пари складає всього 2 млн^{-1} (за об'ємом), а над полярними широтами – біля 5 млн^{-1}). Цей аерозольний шар стратосфери, збільшуючи атмосферне альbedo, призводить до деякого зниження температури повітря біля земної поверхні, особливо сильному після сильних вивержень вулканів.

Озоновий шар Землі - це шар атмосфери, який знаходиться між 7-8 (на полюсах), 17-18 (на екваторі) та 50 км на поверхню планети і характеризується підвищеним вмістом молекул озону, який відбиває жорстке космічне випромінювання, згубне для всього живого на Землі.

Його концентрація на висоті 20-22 км від поверхні Землі сягає максимуму. Цей природний захисний шар дуже тонкий: в тропіках його товщина складає всього 2мм, біля полюсів вона вдвічі більша.

Озоновий шар поглинає ультрафіолетове випромінювання і створює оптимальний світловий та термічний режим земної поверхні, що найбільш сприятливі для існування живих організмів на Землі. Концентрація озону в стратосфері непостійна, збільшується від низьких широт до високих,

змінюється залежно від пори року з максимумом весною.

Природним шляхом озон виділяється в атмосферу внаслідок діяльності фотосинтезуючих рослин (виділення кисню) та дії на кисень ультрафіолетового випромінювання: $3\text{O}_2 + 285 \text{ кДж} = 2\text{O}_3$.

Молекула озону містить три атоми кисню (O_3) на відміну від звичайної, двоатомної молекули (O_2). Глобальне забруднення атмосфери деякими речовинами (фреонами, оксидами азоту та ін.) може змінити функціонування озонового шару Землі.

Головну небезпеку для атмосферного озону складає група хімічних речовин, об'єднаних терміном “хлорфторвуглеводні” (ХФВ), які також називають фреонами. Протягом півстоліття ці хімікати (вперше отримані в 1928р.) вважались чудо-речовинами. Вони нетоксичні, інертні, не горять, нерозчинні у воді, зручні у виробництві та використанні. Тому галузі застосування фреонів значно розширились. Їх широко використовували як холодоагенти при виготовленні холодильників. Потім вони стали застосовуватись в системах кондиціонування повітря, а з початком аерозольного буму отримали значно ширше застосування. Фреони також дуже ефективні при промиванні деталей в електронній промисловості, а також знайшли широке застосування при виробництві поліуретанів. Максимум світового виробництва фреонів відбувся у 1987-1988 роках і складав 1,2 – 1,4 млн. т в рік, з яких на долю США припадало 35%.

Механізм дії фреонів такий. Фреони, потрапляючи у верхні шари атмосфери, стають активними. Під дією ультрафіолетового випромінювання хімічні зв'язки в їх молекулах руйнуються, в результаті чого виділяється хлор, який при зіткненні з молекулою озону “вибиває” з неї один атом. Озон перетворюється в кисень, а хлор стає вільним і шукає нову “жертву”. Його активності вистачає для руйнування десятки тисяч молекул озону.

Активну роль у утворенні та руйнуванні озону відіграють також оксиди азоту, важких металів (міді, заліза, марганцю), хлор, бром, фтор. Тому загальний баланс озону в стратосфері регулюється складним комплексом процесів, в яких беруть участь біля 100 хімічних та фотохімічних реакцій. Тепер можна сказати, що 70% озону руйнується за азотним циклом, 17 – за кисневим, 10 – за водневим, біля 2% - за хлорним і біля 1,2 % надходить в тропосферу.

В цьому балансі азот, хлор, кисень, водень та інші компоненти беруть участь як каталізатори, не змінюючи свого змісту. Тому надходження у верхні шари атмосфери навіть невеликих кількостей таких речовин може стійко та довготривало впливати на баланс озону. Різні види фреонів можуть існувати в атмосфері і бути активними в руйнуванні озону від 75 до 100 років.

Непомітні спочатку зміни озонового шару призвели до того, що в Північній півкулі і в зоні від 30 до 64-го градуса північної широти з 1970 року загальний вміст озону скоротився на 4% взимку та на 1% влітку. Над

Антарктидою – а саме тут вперше була виявлена “діра” в озоновому шарі – кожної полярної весни відкривається велика “діра”, яка з кожним роком збільшується. Якщо в 1990-1991 роках розміри озонової “діри” не перевищували 10,1 млн. км², то в 1996 році, як повідомляє бюлетень Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО), її площа вже складала 22 млн. км². Ця площа вдвічі більша за площу Європи. ВМО більше 40 років спостерігає за озоновим шаром над Антарктидою. Феномен регулярного утворення “дір” над нею та Арктикою пояснюється тим, що озон особливо легко руйнується при низьких температурах.

Вперше озонова аномалія в Північній півкулі була зафіксована в 1994 році і займала площу від Льодовитого океану до Криму. Озоновий шар зменшився на 10-15%, а в окремі місяці – на 20-30%. А в лютому 1995 року вчені Центральної аерологічної обсерваторії (ЦАО) Росгідромету зареєстрували катастрофічне падіння (на 40%) озону над районами Східного Сибіру. Сьогодні важко говорити про періодичність утворення цієї “діри”. Чи буде вона збільшуватись і на яку територію – це покажуть спостереження.

Якщо скласти хронологію озонових потрясінь, то це виглядатиме так: в 1985 році над Антарктидою зникла майже половина озонового шару, при цьому з’явилась “діра”, яка через два роки розповзлася на десятки мільйонів кілометрів і вийшла за межі шостого континенту. З 1986 року зменшення озону не тільки продовжувалося, але різко збільшилося, у 2-3 рази швидше, ніж прогнозували вчені. В 1992 році озоновий шар зменшився не тільки над Антарктидою, але і над іншими районами планети. В 1994 році була зареєстрована величезна аномалія, що поширилась на райони західної та Східної Європи, Північної Азії та Північної Америки. Складається враження, що атмосфера вийшла з рівноваги і невідомо, коли вона стабілізується. Можливо, озонові метаморфози відображають довготривалі циклічні процеси, про які ми мало що знаємо? Для пояснення теперішніх озонових пульсацій нам не вистачає даних.

Багато країн світу розробляють та здійснюють заходи щодо виконання Віденських конвенцій про охорону озонового шару та Монреальського протоколу по речовинах, які руйнують озоновий шар.

Згідно міжнародних угод промислово розвинуті країни повністю припиняють виробництво фреонів та тетрахлориду вуглецю, які також руйнують озоновий шар, а країни, що розвиваються припинять це виробництво до 2010 року.

Наступним етапом має стати заборона на виробництво метилбромідів та гідрофреонів. Рівень виробництва перших в промислово розвинених країнах з 1996 року заморожений, гідрофреони повністю знімаються з виробництва до 2030 року.

Англійська група захисників довкілля, яка називається “Допоможіть озону” має надію відновити озоновий шар над Антарктидою за допомогою запуску спеціальних повітряних куль з установками для виробництва озону.

Декілька років тому була розроблена технологія заміни фреону спеціально підготовленим пропаном. Нині промисловість уже на третину зменшила випуск аерозолів з використанням фреонів. В країнах ЄС планується повне припинення використання фреонів на заводах побутової хімії та ін.

Руйнування озонового шару – один із чинників, що викликають глобальні зміни клімату на нашій планеті. Наслідки руйнування озонового шару можна проілюструвати прикладами. Так, зменшення озонового шару на 1% викликає 4%-не збільшення раку шкіри. Викликаючи рак шкіри та її старіння, ультрафіолетове випромінювання одночасно гнобить імунну систему, що призводить до виникнення інфекційних, вірусних, паразитарних та інших захворювань, таких, як кір, вітряна віспа, малярія, туберкульоз та ін. Десятки мільйонів жителів планети повністю або частково втратили зір через катаракту – хворобу, яка виникає в результаті підвищеної сонячної радіації.

Збільшення дії ультрафіолетового випромінювання викликає деградацію екосистем та генофонду флори та фауни, зменшує врожайність сільськогосподарських культур та продуктивність Світового океану.

До дії ультрафіолетових променів дуже вразливі хвойні дерева та зернові, овочі, баштанні культури, бобові та цукрова тростина.

Над стратопаузою розташована

мезосфера, в якій температура знижується з висотою і досягає 160 K в її верхній частині. Це сприяє конденсації водяної пари та утворенню на висоті біля 80 км так званих мезосферних (сріблястих) хмар.

В мезосфері можливе підвищення іонізації – виникати так званий D-шар іоносфери, який змінюється в часі та за сезонами і залежить від активності Сонця (на висотах 70-90 км).

Мезопauза, розташована на висоті приблизно 85 км, відділяє мезосферу від розташованої вище термосфери.

Термосфера (іоносфера) – розріджений шар верхньої атмосфери, що лежить на висоті 80-1000 км.

В термосфері є значна кількість іонізованих часточок, що відбивають електромагнітні хвилі. Це явище використовується для здійснення радіозв'язку. Термосфера умовно поділяється на три області: D – на висоті 50 – 100 км, E – 100-150км, F – 150-800 км. Область D частково охоплює й мезосферу. В ній температура в основному коливається від -70°C до + 100°C. В області E температура на окремих ділянках підвищується до + 600°C, для області F точних даних про температурний профіль немає.

В іоносфері під дією сонячної радіації протікає багато реакцій, в яких бере участь кисень, озон, азот, оксид азоту, пари води, діоксид вуглецю. При цьому утворюються позитивно та негативно заряджені іони. В основному відбувається іонізація в шарі атмосфери на висоті 70-80 км.

Для термосфери характерно збільшення температури з висотою до 2000 К в періоди значної сонячної активності і до 1060 К при малій активності, обумовлене поглинанням короткохвильового випромінювання, а також корпускулярного та рентгенівського випромінювання Сонця молекулами азоту, кисню та атомами, що переважають в її складі. Основні параметри Т. змінюються в залежності від географічного положення, сонячної активності, пори року, а також протягом доби.

В термосфері, на висоті більше 100 км, суттєво змінюється склад повітря: розпадаються всі молекули H_2O та CO_2 і значна доля молекул O_2 дисоціює на атоми О. В цьому шарі посилюється іонізація газів і виникає так званий шар *іоносфери* Е, а на ще більших широтах шар F. Рух часточок тут залежить і від приливних сил, які створюються силами тяжіння Сонця та Місяця, особливо в низьких широтах.

В термосфері метеори створюють посилену іонізацію і в той же час, розпадаючись, утворюють метеорний пил, потоки сонячних протонів та електронів викликають полярні сяйва та збурення магнітного поля Землі, а також несподівані “іоносферні збурення”, які перешкоджають радіозв’язку.

Від стану термосфери дуже залежить поведінка та властивості шарів, які межують з нею, і забезпечують тепловий баланс верхніх шарів атмосфери.

Екзосфера – найбільш віддалена від Землі (від 800 та приблизно до 1600 км від її поверхні) оболонка, до ще містяться гази атмосфери і звідки відбувається відтік атомів, в основному водню та гелію, в світовий простір.

Спостерігається присутність іонів атомарного кисню (до 1000км) іонів гелію (до 1500км) та іонів водню – на висоті більше 1500км.

1.2. Склад атмосферного повітря

Згідно з сучасними уявленнями, приземний шар атмосферного повітря є сумішшю двох типів газів – постійних (азот, кисень, рідкі гази) та перемінних, з яких одні утворюються природним шляхом, а інші частково є результатом виробничої діяльності людини. Основними компонентами чистої незабрудненої атмосфери є азот, кисень, діоксид вуглецю та аргон, а також пари води, але їх вміст значно змінюється залежно від фізико-кліматичних умов та висоти над землею поверхнею. (табл. 1.1).

Всі гази та домішки, які входять до складу атмосфери, можна розбити на п’ять груп.

1. Основні газові складові: азот, кисень та аргон; знаходяться в атмосфері приблизно в постійному співвідношенні до висоти 100 км. Ці гази (крім кисню) порівняно інертні в радіаційному та хімічному відношенні.

2. Малі газові складові. В невеликих кількостях постійно присутні в атмосфері, хоча їх концентрація може змінюватись залежно від району. Вони досить активні і можуть брати участь в хімічних реакціях та поглинають

інфрачервону радіацію. Тому малі газові складові, особливо такі як озон, діоксид вуглецю, водяна пара відіграють важливу роль у формування клімату планети.

3. Насичені та нестійкі молекули та атоми (в хімії їх іноді називають вільними радикалами). До них відносять атомний кисень, гідроксил OH пергідроксил HO_2 , оксид хлору ClO та деякі інші молекули та часточки. Багато таких часточок утворюється при дисоціації молекул малих газових складових радіацією Сонця (ультрафіолетовою).

4. Аерозоль - тверді та різкі дрібні часточки, завислі в повітрі, різного складу, розмірів та властивостей (краплі та кристали хмар, пил, піднята з поверхні Землі, а також викинута вулканами (в тому числі в стратосфері), метеорний пил, часточки солей морської води, сажі, цементу та інші). Швидкість їх падіння невелика, а відносна поверхня велика, тому вони можуть брати участь в багатьох хімічних реакціях. Детальніше про аерозолі буде сказано нижче.

5. Антропогенні домішки, що надходять в атмосферу в результаті господарської діяльності людини. Серед цих домішок велике значення має діоксид сірки – продукт спалювання кам'яного вугілля. Газ SO_2 легко окислюється в SO_3 і вимивається з тропосфери у вигляді сірчаної кислоти (кислотні дощі). Велике значення для хімічних процесів в атмосфері мають хлорфторметани, які руйнуються під дією сонячної радіації, вивільняючи при цьому фтор. Атоми хлору реагують з озоном, руйнують його.

При оцінці забруднення повітря важливо враховувати склад чистої атмосфери як газової оболонки Землі. В нижніх шарах, до висоти біля 100 км, атмосфера однорідна за хімічним складом.

Таблиця 1.1.

Хімічний склад незабрудненої атмосфери

Газ	Відношення суміші за об'ємом	Газ	Відношення суміші за об'ємом
1	2	3	4
N_2	0,781	CH_4	$(1...2) \cdot 10^{-6}$
O_2	0,209	Kr	$1,14 \cdot 10^{-6}$
^{40}Ar	$9,34 \cdot 10^{-3}$	H_2	$(4...10) \cdot 10^{-7}$
H_2O	$< 4 \cdot 10^{-2}$	N_2O	$(2...6) \cdot 10^{-7}$
CO_2	$(2...4) \cdot 10^{-4}$	CO	$(1...20) \cdot 10^{-8}$
Ne	$1,82 \cdot 10^{-5}$	Xe	$8,8 \cdot 10^{-8}$
^4He	$5,24 \cdot 10^{-6}$	O_3	$5 \cdot 10^{-8}$

Відповідно до таблиці 1.2, природні джерела виділяють більше шкідливих речовин, проте, більш небезпечним є антропогенне надходження. Це пов'язано з тим, що шкідливі речовини антропогенного походження накопичуються в зоні проживання людини. Крім того, специфічні шкідливі

речовини, що не існували раніше в природних умовах, в даний час стають складовою частиною атмосферного повітря, його мікроелементами.

Таблиця 1.2.

Викиди (106 т/добу) деяких газоподібних речовин

Речовина	Джерело	
	природний	антропогенний
1	2	3
Діоксид сірки	-	0,4
Сірководень	0,3	0,01
Оксиди азоту	2	0,2
Аміак	3	0,01
Вуглеводні	2	0,2
Оксид вуглецю	10	1
Діоксид вуглецю	3000	50

Повітря вважається чистим, якщо жоден з мікрокомпонентів не присутній у концентраціях, здатних завдати шкоди здоров'ю людини, тваринам, рослинності або викликати погіршення естетичного сприйняття навколишнього середовища (наприклад, при наявності пилу, бруду, неприємних запахів або при недоліку сонячного освітлення в результаті задимленості повітря). Враховуючи те, що все живе дуже повільно адаптується до цих нових мікрокомпонентів, хімічні речовини служать об'єктивним фактором несприятливих впливів на природне середовище і здоров'я людини.

Малі газові складові

1. **Озон.** Одна з важливих малих газових складових – атмосферний озон- O_3 , утворюється при сполученні молекули O_2 та атома O . Більша частина його знаходиться в стратосфері у вигляді широкого шару з максимумом концентрації (іноді до 300 мкг/м^3) на висоті біля 20-26 км. На більших висотах його вміст різко падає. Загальний вміст озону в атмосфері еквівалентний 0,20-0,67 см шару озону при нормальному тиску та температурі. Він помітно залежить від сезону, місця, переносу озону повітряними течіями. Озон взаємодіє з іншими малими газовими складовими атмосфери, помітно поглинає радіацію з $\lambda = 9,6 \text{ мкм}$, він може впливати і на температуру атмосфери.

2. **Діоксид вуглецю** добре перемішаний в атмосфері. Його концентрація постійно зростає внаслідок антропогенного тиску і нині до висоти приблизно 80 км складає біля 345 млн^{-1} . Очікується, що до 2000 року вона досягне 375 млн^{-1} (за об'ємом). Діоксид вуглецю відіграє важливу роль в радіаційному балансі та впливає на зміну клімату Землі, вегетацію рослин.

3. **Метан** – CH_4 – газ; має в основному (на 80%) органічне походження. Його концентрація в тропосфері за сучасними оцінками складає біля $1,6 \text{ млн}^{-1}$ (в південній півкулі на 3% менше, ніж в північній), причому з роками його вміст повільно на 1,2 – 1,5% в рік зростає. Він добре перемішаний в тропосфері, але вище тропопаузи його вміст швидко зменшується в результаті окислення.

4. **Оксид вуглецю** CO в атмосфері має як антропогенне, так і органічне походження. В середніх широтах північної півкулі його вміст складає біля $0,25 \text{ млн}^{-1}$, в північній півкулі його значно менше, особливо в стратосфері.

Домішки знаходяться в атмосфері в різних агрегатних станах. Газ - один із агрегатних станів, в якому його часточки не зв'язані молекулярними силами тяжіння, рухаються вільно, рівномірно заповнюючи наданий їм об'єм. **Аерозолі** - дисперсні системи, що складаються з твердих та рідких часточок, різних розмірів - від 10^{-7} - 10^{-6} до сотих долей сантиметра. Атмосферний аерозоль є продуктом складної сукупності хімічних та фізичних процесів. Внаслідок складності цих процесів його хімічний склад та фізичні характеристики дуже змінюються. Оцінки потужності глобальних джерел природного та антропогенного походження орієнтовна (табл. 1.3.).

Атмосферний аерозоль залежно від його складу та джерел можна поділити на такі класи: 1 – аерозоль природного походження: це продукти випаровування морських хвиль; мінеральний пил, що піднятий вітром в атмосферу; вулканічний аерозоль (як безпосередньо викинутий в атмосферу, так і той, що утворився за рахунок реакцій); часточки біогенного походження (наприклад, терпени, метан, вуглеводні); продукти природних газофазних реакцій (наприклад, сульфати, що виникають в результаті відновлення сірки, що надходить з поверхні океану). 2- аерозоль антропогенного походження: безпосередні промислові викиди часточок (наприклад, часточок сажі, диму, та інші); продукти хімічних реакцій.

Залежно від розміру аерозольні часточки поділяються на три класи: дрібні або мікроскопічні (тонкодисперсні), радіусом $r < 0,1 \text{ мкм}$, середні (середньодисперсні), $r = 0,1 - 1 \text{ мкм}$ та крупні (грубодисперсні), $r > 1 \text{ мкм}$. Серед тонкодисперсних аерозолів виділяють групу часточок, які мають гігроскопічні властивості. Ці часточки називають ядрами конденсації (вони служать основою крапель хмар та туманів).

За фізико-хімічними властивостями аерозолі поділяють на: пил та сажу (тверді часточки), дим (сильно обводнені часточки) та краплі (туману, хмар, опадів). В складі аерозолів завжди присутні чотири групи речовин: сульфати, органічні сполуки, твердий вуглець та вода, вміст яких коливається в залежності від умов утворення аерозолів та метеорологічних параметрів.

Вони утворюються при конденсації водяної пари на часточках, що викидаються в результаті вулканічних вивержень, промислової діяльності та інших явищ. Твердий вуглець – це різного виду сажа. Загальна маса сажі

в атмосфері оцінюється в 5 Мт, а швидкість її надходження – біля 500 Мт/рік. Роль сажі в атмосфері визначається не тільки шкідливим впливом на людину, перш за все на органи дихання, але і тим, що сажа найбільш сильно поглинає сонячну та земну радіацію в широкому діапазоні довжин хвиль і впливає тим самим на термічний режим атмосфери та земної поверхні.

Таблиця 1.3.

Кількість аерозолів, що надходять в атмосферу від
різних джерел (млн.т./рік)

Антропогенне джерело	Середнє значення	Відхилення (±)	Природне джерело	Середнє значення	Відхилення (±)
1	2	3	4	5	6
Джерела первинних аерозолів					
Спалювання палива	30	24	Випаровування морських солей	700	400
Викиди промислових підприємств	15	12	Вивітрювання ґрунту	300	250
			Лісові пожежі	200	160
Розорювання земель	5	4	Виверження вулканів	80	70
Всього	50	40	Всього	1280	880
Вторинні аерозолі					
Сульфати (з SO ₂)	170	40	Нітрати (з NO _x)	250	200
Гідрокарбонати	50	40	Амонійні солі(зNH ₃)	170	90
Нітрати (з NO _x)	30	5	Сульфати (з H ₂ S)	170	40
			Гідрокарбонати	140	70
Всього	250	85	Всього	730	400
Вцілому	300	125	Вцілому	2000	1300

Роль сульфатів (сполук сірки) вагома перш за все тому, що найбільш

крупні їх часточки служать ядрами конденсації, які визначають умови формування та мікроструктуру хмар та туманів. Великий вміст сульфатів у димках (явище, яке трапляється в містах), які суттєво впливають на радіаційний теплообмін та альbedo планети.

Вклад антропогенних викидів в загальний баланс аерозолі суттєвий (складає приблизно 25%) і з часом продовжує збільшуватись.

Вони утворюються при конденсації водяної пари на часточках, що викидаються в результаті вулканічних вивержень, промислової діяльності та ін. явищ.

ЛЕКЦІЯ.2. ДЖЕРЕЛА ЗАБРУДНЕННЯ АТМОСФЕРНОГО ПОВІТРЯ

В загальному вигляді проблема зводиться до того, що людина в процесі життєдіяльності створює відходи, які не включаються в подальший кругообіг (через недосконалість сучасних технологій або з економічних міркувань). Серед відходів виробництва та життєдіяльності людини багато таких речей, що не піддаються біологічному руйнуванню (пластики, деякі пестициди, кераміка, нержавіючі метали, радіоактивні елементи та ін.)

Під забрудненням атмосфери розуміють таку зміну стану атмосфери, яка повністю або частково є результатом життєдіяльності людини, прямо або опосередковано змінює розподіл енергії, що надходить, рівні радіації, фізико-хімічні властивості довілля та умов існування живих організмів.

1. Класифікація джерел забруднення

Всі джерела забруднення атмосфери поділяються на **природні та антропогенні**.

Домішки **природного походження** надходять в атмосферу в результаті вулканічної діяльності (попіл, пил, вуглеводні та ін.), вивітрювання ґрунтів та гірських порід, лісових пожеж, відмирання рослин, згоряння метеоритів. При процесах гниття та розкладу утворюються, як правило, великі кількості сірководню, аміаку, оксидів азоту. Багато шкідливих речовин утворюється в результаті вторинних природних процесів. Так, хвойні дерева виділяють ефірні масла, які окислюючись, утворюють нові хімічні елементи. Встановлено, що джерелом синьої димки над лісами є терпени: ізопрен, та ін. В лісах утворюється біля 1000 млн. т реакційно здатних вуглеводнів: етилен, ізопрен, а також ненасичені вуглеводні, альдегіди, кислоти та лужні речовини.

Антропогенні джерела забруднення атмосфери, в свою чергу, поділяються на стаціонарні та пересувні. До стаціонарних джерел належать енергетичні установки, що спалюють викопне паливо, промислові підприємства, та комунально-побутові підприємства. До пересувних належать всі види транспорту.

Промислові джерела забруднення атмосферного повітря поділяються на **джерела виділення та джерела викидів**. До перших відносяться технологічні пристрої (апарати, установки та ін.), в процесі експлуатації яких виділяються домішки. До других – труби, вентиляційні шахти, аераційні ліхтарі, за допомогою яких домішки надходять в атмосферу. Промислові викиди поділяються на **організовані та неорганізовані**. Організований промисловий викид надходить в атмосферу через спеціально споруджені газовідводи, та

труби, що дозволяє застосовувати для очистки від забруднюючих речовин відповідні установки. Неорганізований промисловий викид надходить в атмосферу у вигляді ненаправлених потоків газу в результаті порушень герметичності обладнання, відсутності, або незадовільної роботи обладнання по відсосу газу в місцях завантаження, вивантаження або зберігання продукту. Неорганізовані викиди характерні для очисних споруд, золовідвалів, ділянок вантажно-розвантажувальних робіт та інших об'єктів.

2. Емісія забруднюючих речовин від різних галузей промисловості України

До основних джерел промислового забруднення атмосферного повітря відносяться підприємства енергетики, металургії, будматеріалів, хімічної та нафтопереробної промисловості, виробництва добрив.

В енергетиці основним джерелом забруднення атмосферного повітря є теплові електростанції, що використовують до 80% всього добутого палива. ТЕЦ в атмосферу надходять летюча зола і частки недогарків палива, сірчаний і сірчистий ангідрид, окисли азоту і газоподібні продукти неповно згорання. У золі окремих видів палива містяться миш'як, вільний двоокис кремнію, кальцію і таке ін.

Від ТЕЦ, що працюють на вугіллі, в повітря надходять також природні радіонукліди, які містяться у вугіллі: радій, калій, паладій та ін. Крім того, будівництво крупної ТЕЦ потребує відмежування 2-3 км² земельної площі, не враховуючи територію під золовідвали і водосховища-охолоджувачі.

Останні займану територію під ТЕЦ збільшують ще на 50%, що в кінцевому рахунку веде до зміни рельєфу, порушення поверхневого стоку і хімічної структури ґрунту.

При спалюванні палива в найбільших кількостях виділяються сполуки азоту, попіл та діоксид сірки. Крім того, в процесі спалювання споживається велика кількість кисню. Прості розрахунки показують, що 8 млрд. Т викопного органічного палива, яке щороку спалюється на планеті, містить 75% вуглецю та 10% водню, які вимагають для їх окислення відповідно 16 та 6,4 млрд. Т кисню.

Від підприємств нафтопереробної та нафтохімічної промисловості в повітря у великих кількостях надходять вуглеводні, діоксид сірки, оксиди азоту, сірководень, аміак, хлор, фенол, формальдегід, ацетон, бензол, толуол та інші речовини.

В металургії чорні та кольорові метали, як правило, виробляються з оксидних та сульфідних руд. В доменних процесах як відновник використовується металургійний кокс, що отримується з кам'яного вугілля. В процесі коксування в атмосферне повітря надходить аміак, феноли та інші речовини. Застосування різних видів палива в металургійних процесах призводить до утворення газоподібних відходів, аналогічних тим, що

утворюються при спалюванні палива. Підприємства чорної металургії в атмосферне повітря викидають оксид вуглецю, пил, діоксид сірки, оксиди азоту, феноли, аміак, вуглеводні, сірководень, соляну та сірчану кислоти, хлор та інші речовини.

Підприємства хімічної промисловості, що виробляють більш як 70 тис. Найменувань різних виробів, викидають в атмосферне повітря великий набір шкідливих речовин, в тому числі діоксид сірки, оксиди азоту, пил, аміак, сірководень, сірковуглець, хлористі та фтористі сполуки, оксиди кремнію та кальцію, металоорганічні сполуки, формальдегід.

Підприємства целюлозно-паперової промисловості викидають в атмосферне повітря сірководень, сірковуглець, феноли, меркаптани, хлор, формальдегід, метанол та інші речовини.

Машинобудівельні підприємства в атмосферне повітря викидають пил, оксид вуглецю, оксиди азоту, різні кислоти та луги, ціаністи та інші сполуки.

До основних джерел забруднення атмосферного повітря підприємствами промислового комплексу відносяться ливарні, гальванічні та фарбувальні виробництва.

З ливарних цехів в повітря надходить пил, фенол, формальдегід, метанол, утворюються ароматичні вуглеводні (ПАУ), оксид вуглецю та інші домішки, що визначаються складом використаних компонентів; від гальванічних виробництв – оксиди та іони металів (мідь, нікель, хром та ін.), з фарбувальних цехів - фарбувальний аерозоль, пари розчинників (толуол, ксилол, сольвент, хлорбензол, дихлоретан, спирти, ацетати, уайт-спірит та інші), складники органічних та неорганічних наповнювачів (солі та оксиди титану, цинку, свинцю, хрому та інших металів), а також складові утворюючих речовин (стирол, формальдегід та ін.)

3. Домішки, що викидаються пересувними джерелами

У великих містах до числа основних джерел забруднення атмосферного повітря відноситься автотранспорт. Вихлопні гази двигунів містять суміш із більш як двохсот компонентів, серед яких немало канцерогенів (табл. 2.1).

Шкідливі речовини при експлуатації пересувних транспортних засобів надходять в повітря з відпрацьованими газами, випаровуваннями з паливних систем та при заправці, а також з картерними газами. На викиди оксиду вуглецю значно впливають рельєф дороги та режим руху автомашини. Так, наприклад, при прискоренні та гальмуванні у відпрацьованих газах збільшується вміст оксиду вуглецю майже у 8 разів. Мінімальний вміст оксиду вуглецю виділяється при рівномірному русі автомобіля зі швидкістю 60 км/ год.

Таблиця 2.1.

Основні складові вихлопних газів двигунів

Режим роботи двигуна	Оксид вуглецю, % за об'ємом	Вуглеводні, мг/л	Оксиди азоту, мг/л
1	2	3	4
Холостий хід	4-12	2-6	-
Примусовий холостий хід	2-4	8-12	-
Середні навантаження	0-1	0,8-1,5	2,5-4,0
Повні навантаження	2 -4	0,7 – 0,8	4 - 8

Склад та об'єми викиду залежать також від типу двигуна. Як видно з табл. 2.2., викиди основних забруднюючих речовин суттєво нижчі у дизельних двигунів. Тому вони вважаються більш екологічно безпечними. Але дизельні двигуни викидають більшу кількість сажі, що утворюється після перевантаження і поганого регулювання двигуна та системи подачі палива. Сажа насичена канцерогенними вуглеводнями та мікроелементами; їх викиди в атмосферу недопустимі.

Таблиця 2.2.

Об'єми викидів основних забруднюючих речовин за типами двигунів

Речовина	Двигун	
	Карбюраторний	Дизельний
1	2	3
Оксид вуглецю	0,5 – 12,0	0,01 – 0,5
Оксиди азоту	0,005 – 0,8	0,002 – 0,5
Вуглеводні	0,2 – 0,3	0,009 – 0,5
Бенз(а)пірен	До 20 мкг /м ³	До 10 мкг/ м ³

Тому що відпрацьовані гази автомобілів надходять безпосередньо в нижні шари атмосфери, а процес їх розсіювання значно відрізняється від процесу розсіювання викидів високих стаціонарних джерел, шкідливі речовини знаходяться практично в зоні дихання людини. Тому автомобільний транспорт слід віднести до категорії найбільш небезпечних джерел забруднення атмосферного повітря поблизу автомагістралей.

4. Інші джерела забруднення атмосферного повітря

В районах розвинутого сільськогосподарського виробництва найбільшу небезпеку містять засоби захисту рослин, тільки 10% яких при розпиленні досягають мети, тобто попадають на рослини; інші розносяться вітром та забруднюють атмосферу, ґрунти та водойми.

Значними джерелами забруднення атмосферного повітря стали великі

тваринницькі ферми та птахофабрики. Основними шкідливими речовинами, що викидають ці підприємства, є аміак та його похідні, сірководень, оксиди азоту, пахучі речовини (індол, скатол та ін.)

До антропогенного забруднення повітря, крім описаних вище, відноситься також радіоактивне та теплове забруднення.

Радіоактивне забруднення атмосфери обумовлено як процесами, що відбуваються в природному середовищі, так і діяльністю людини. Природні радіоактивні елементи, що надходять в атмосферне повітря, утворюються як внаслідок радіоактивного розпаду урану, торію, актинію, що містяться в гірських породах, так і при взаємодії космічного випромінювання в стратосфері з ядрами атомів хімічних елементів. Виявлені в стратосферному повітрі радон (^{222}Rn), торон (^{220}Tn) та актинон (^{219}An) є продуктами розпаду трьох радіоактивних рядів таблиці елементів Менделєєва: урану (^{238}U), торію (^{232}Th) та актиноурану (^{235}AcU). В результаті дифузії та обміну продукти радіоактивного розпаду з ґрунтовим повітрям надходять в атмосферу. Слід відмітити, що всі природні елементи, атомні номери яких більше 83 (вісмут), - радіоактивні.

Щорічно в світі добувається біля 10^{11} т породи, що містить природні радіоактивні елементи. До 70% радіоактивних речовин залишається у відвалах, звідки вітром вони разносяться на великі віддалі. У великих кількостях радіоактивні речовини попадають в атмосферу при спалюванні органічного палива, внесенні в ґрунт добрив та вивітрювання з нього.

До стаціонарних джерел забруднення атмосферного повітря радіоактивними речовинами відносяться підприємства з переробки ядерних матеріалів та атомні електростанції, а до пересувних – транспортні засоби (кораблі, ракети). Атомні електростанції у випадку аварії можуть призвести до забруднення атмосферного повітря стронцієм – 90, цезієм – 137, тритієм, вуглецем – 14, йодом – 129, криптоном – 85 та іншими радіоактивними елементами. Вірогідність виникнення аварії при будівництві та експлуатації атомних електростанцій мала, а небезпека при виникненні аварії надзвичайно велика. Тому при проектуванні, будівництві атомних електростанцій повинні дотримуватись всіх вимог безпеки, що передбачені відповідними нормативними документами.

Небезпека дії радіоактивних елементів зменшується в часі і залежить від періоду піврозпаду ізотопу. Період піврозпаду – це проміжок часу, за який число радіоактивних атомів зменшується вдвічі. Так, потужність випромінювання після одного періоду скорочується в два рази, після двох – в 4, а після десяти періодів піврозпаду буде складати менше 0,1%.

Найбільшу небезпеку складають ізотопи з великим періодом піврозпаду, так як вони можуть довше діяти на живі організми. Короткоживучі ізотопи швидко розпадаються і стають безпечними, навіть не досягаючи об'єкту дії. Довгоживучі ізотопи, наприклад ^{137}Cs та ^{90}Sr , періоди піврозпаду яких

складають відповідно 30 та 26 років, більш небезпечні.

Забруднюючі речовини за їх дією на організм людини поділяються на фізичні та хімічні.

До фізичних відносяться: радіоактивні елементи, що є джерелами випромінюючої радіації; теплове забруднення (підвищення температури); шуми, вібрації (інфразвук) та низькочастотні вібрації.

До хімічних відносяться: гази вуглеводнів та рідкі вуглеводні, миючі засоби, пластмаси, пестициди та інші синтетичні речовини, похідні азоту, важкі метали, з'єднання фтору, тверді домішки, органічні речовини.

За складом домішки, які надходять в атмосферу, поділяються на гази, тверді та рідкі. При цьому на долю газів (оксид вуглецю, діоксид та інші похідні сірки, оксиди азоту, органічні сполуки) припадає біля 90%, а на долю твердих (пил, важкі метали, радіоактивні речовини) біля 10%, а маса рідких домішок мала в порівнянні з масою газоподібних домішок. Слід зауважити, що тверді домішки завжди містять в собі воду, якої тим більше, чим більша відносна вологість повітря.

Оксиди вуглецю надходять в атмосферу у двох формах - у вигляді вуглекислого та чадного газів.

Вуглекислий газ (діоксид вуглецю) сам не є токсичним і знаходить широке використання у побуті (сухий лід, газована вода, тощо). Його роль в біосфері проявляється головним чином через згадуваний парниковий ефект і в кінцевому рахунку надмірне надходження вуглекислого газу в атмосферу позначається на загальному потеплінні клімату Землі. Щорічно на планеті викидається у повітря до 19-20 млрд. т діоксиду вуглецю, основна маса якого утворюється при спалюванні різних видів палива та у процесі хімічного та цементного виробництва.

Чадний газ (оксид вуглецю) є токсичним і його небезпечність посилюється відсутністю кольору та запаху. Він засвоюється гемоглобіном крові і замість кисню переноситься від легень до різних тканини та органів, зумовлюючи кисневе голодування і загибель організму. В цілому від господарської діяльності в атмосферу щорічно надходить близько 300 млн.т. чадного газу(за даними різних джерел від 30 до 90% загального надходження СО у повітря).

В Україні основними джерелами викидів в атмосферу чадного газу виступають автотранспорт (47%) та підприємства чорної металургії (34%). Близько 8-10% припадає на спалювання вугілля, торфу, дров, стільки ж - на знищення побутових відходів 3-5% - на лісові пожежі.

Вуглеводні, що надходять в атмосферу внаслідок господарської діяльності людини (90-95 млн. т на рік), складають незначну частку природних вуглеводневих утворень. Основним антропогенним джерелом

надходження вуглеводнів в атмосферу є транспорт (неповне згоряння бензину та дизельного пального). Особливо багато канцерогенних вуглеводнів міститься в гудронах та сажі, що викидається дизельними двигунами та опалювальними системами (бензапірен). Вуглеводні утворюються також при спалюванні вугілля, нафти, побутового сміття, при палінні тютюну. З цієї причини кожні 2-3 години одна людина на мільйон гине від куріння. Для порівняння вкажемо, що в автокатастрофах одна людина гине кожні 2-3 дні, від спиртного кожні 4-5 днів.

Діоксид сірки, або сірчаний газ(SO_2) друга за масою забруднююча речовина. Основна (практично єдина) причина надходження діоксиду сірки в атмосферу - використання людиною викопного палива. Оскільки всі види палива вміщують в собі більшу або меншу частину сірки (сира нафта від 0,1 до 5,5%, вугілля від 0,2 - 7%, а руди кольорових металів часом вміщують до 45%). Саме тому в Україні основними джерелами сірчастого забруднення атмосфери виступають теплові електростанції (до 70%), а також підприємства чорної та кольорової металургії, вугільної та хімічної промисловості.

Оксиди азоту - третя за масою та значенням газоподібна речовина, що активно забруднює атмосферу. Закисні форми азоту в атмосферу надходять майже виключно від природних джерел. Оксид азоту утворюється головним чином внаслідок життєдіяльності мікроорганізмів та при горінні. Щорічно в атмосферу природним шляхом надходить близько 450 млн.т.

ЛЕКЦІЯ 3.

ЗАКОНОМІРНОСТІ ПОШИРЕННЯ ЗАБРУДНЮЮЧИХ РЕЧОВИН В АТМОСФЕРІ

Домішки, що надходять в атмосферу від різних джерел, переносяться в ній упорядженими (осередненими за менші або більші інтервали часу) повітряними потоками та поширюються під впливом турбулентного перемішування.

Система повітряних течій в атмосфері досить складна. Як правило, виділяють рух мезо,- синоптичного та глобального масштабу, горизонтальна протяжність яких не перевищує 100-200, 1000-2000 км та декількох тисяч кілометрів.

Атмосферне повітря переміщується не тільки по горизонталі, але і по вертикалі. Під впливом турбулентного обміну та вертикальних рухів відбувається перенос домішок з одних шарів атмосфери в інші (в тому числі з тропосфери в стратосферу).

Середня протяжність перебування неосілих (легких) домішок в атмосфері складає біля двох років в стратосфері, 1-4 місяці в у верхній тропосфері та 6-10 діб в нижній тропосфері.

При такому часу існування домішки встигають поширитися на багато тисяч кілометрів від того місця, звідки вони надійшли в атмосферу.

При середній швидкості (приблизно 30-35 м/с) західних потоків, що спостерігаються у верхній тропосфері та нижній стратосфері помірних широт, аерозоль встигає обігнути земну кулю за 1-12 діб. Швидкість руху повітря в меридіанному напрямку значно менше зональної швидкості. Внаслідок цього з однієї широти в іншу, в тому числі з північної півкулі в південну, аерозоль поширюється суттєво повільніше, ніж в зональному напрямку.

Трансграничний перенос промислових викидів визначає забруднення атмосфери на значних віддальх від джерела. Спостереження показують, що домішки, які надходять від різних антропогенних джерел, можуть поширюватись дуже далеко і суттєво забруднювати довкілля. Наприклад, помітна концентрація SO₂ у викидах труб висотою 380м нікелевого заводу в Канаді спостерігалась на віддалі 400 км. Ще помітніше проявляється поширення викидів від сукупності джерел крупних промислових центрів.

В глобальному масштабі віддалі переносу домішок невеликі, але в густонаселених районах вони достатні для того, щоб викиди одних країн наносили збитки сусіднім державам. Відомі випадки ушкодження лісів та сільськогосподарських культур в прикордонних районах ряду країн Європи та Південної Америки промисловими викидами сусідніх держав.

Забруднення атмосфери може бути: глобальним, регіональним, місцевим, локальним.

Але чітко розділити ці види забруднення важко, так як атмосферне повітря чітких меж не має. Масштаби забруднення пов'язані з потужністю викидів та характером циркуляції повітряних потоків. Якщо ці два фактори співпадають за часом та напрямом, забруднення атмосферного повітря може бути глобальним, а якщо не співпадають, регіональним, місцевим або локальним.

*Під **регіональним** забрудненням ми розуміємо забруднення атмосферного повітря на території в сотні кілометрів, яка знаходиться під дією викидів великих промислових підприємств та сільськогосподарських комплексів.*

***Міське** забруднення визначається сукупністю джерел, розташованих на території, що знаходиться в зоні впливу цих джерел.*

***Локальне** забруднення може бути обумовлено одним або декількома джерелами викидів, зона впливу яких визначається головним чином зміною швидкості та напрямку вітру.*

1. Вплив температурних інверсій, швидкості вітру, рельєфу та інших чинників на приземні концентрації

До різкого збільшення концентрації шкідливих речовин в приземному шарі атмосфери приводять несприятливі метеорологічні умови. Нині встановлено, що між рівнями забруднення атмосферного повітря та кліматичними умовами існує певний зв'язок.

***На ступінь та інтенсивність** забруднення повітряного басейну впливають рельєф місцевості, напрям та швидкість вітру, вологість, кількість, інтенсивність опадів, циркуляція повітряних потоків, інверсії та ін.*

Поширення забруднюючих речовин по вертикалі в граничному шарі у значній мірі залежить від стійкості повітря, тобто від температурної стратифікації атмосфери.

***Інверсія** (або інверсійна стратифікація) - такий стан атмосфери, при якому температура зростає з висотою.*

Вільна конвекція обумовлює інтенсивне розсіювання домішок у великому об'ємі, і товщина шару перемішування визначає верхній кордон цього об'єму.

Тому кращі умови розсіювання домішок створюються при сильній нестійкості і добре розвинутому шарі перемішування. Це буває в ясні, сонячні дні, особливо літом. Навпаки, гірші умови для розсіювання виникають при інверсії температури, коли прикордонний шар стійко стратифікований. Турбулентність при цьому подавлена, вертикальні рухи значно ослаблені.

Існують деякі винятки із цих загальних закономірностей; про них поговоримо далі. Оскільки явище інверсії є дуже важливим для розсіювання

домішок, зупинимось на їх характеристиках та особливостях виникнення. Згідно визначення,

інверсією називається підвищення температури повітря з висотою. Інверсія виникає, коли повітря охолоджується знизу (як правило під впливом радіаційних факторів) або нагрівається зверху (наприклад, при адіабатичному опусканні), а також коли відбувається адвекція теплого або холодного повітря.

Інверсія при охолодженні. Це явище так званої простої радіаційної інверсії, основною причиною утворення якої є охолодження поверхні землі за рахунок ефективного випромінювання. Така інверсія починається безпосередньо біля земної поверхні і може поширюватись до висот 50-100м. Радіаційна інверсія характерна для нижніх шарів повітря в безхмарні ночі при слабкому вітрі. Її інтенсивність та протяжність по вертикалі може бути збільшена відсутністю вітру. Взимку під час полярної ночі у високих широтах інверсія може існувати впродовж декількох тижнів. В атмосфері виникають також і при піднятті інверсії. В цих випадках активними охолоджуючими поверхнями служать вершини хмар або верхні межі забруднених шарів повітря.

Охолодження поверхні за рахунок випаровування також може призвести до утворення приземної інверсії в денний час при ясній погоді. Літні зливи можуть охолодити підстилаючу поверхню за рахунок випаровування створити інверсійний профіль температури.

Інверсія при нагріванні. Атмосферне повітря, опускаючись, надходить в область більш високого тиску, і його температура підвищується. Як правило в антициклонах (область підвищеного тиску) повітря в середній тропосфері (від 0,5 до 5км) опускається зі швидкістю біля 1 км за добу (тобто від точки А до точки В на рис. 2.1.б) Якщо це повітря не насичене вологою, то воно

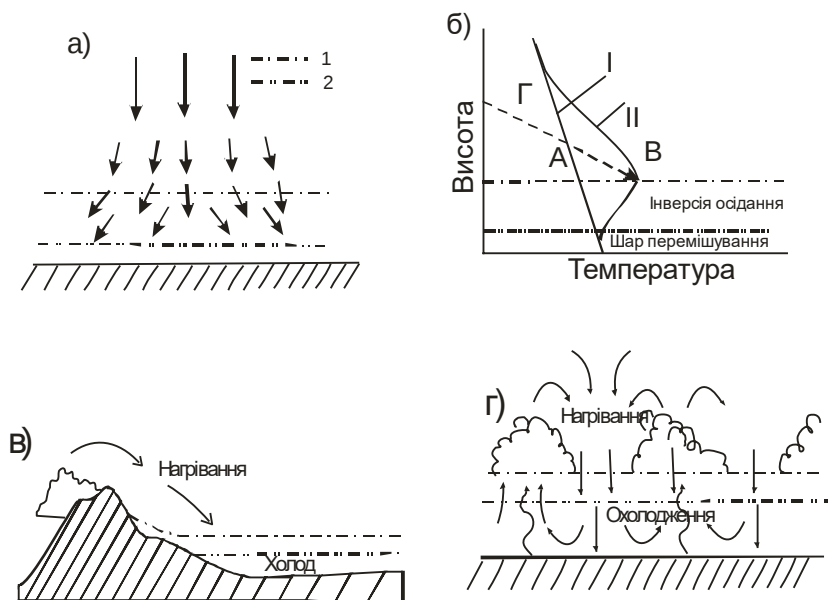


Рис. 2.1. Інверсії, що виникають за рахунок адіабатичного нагрівання при опусканні повітря в антициклоні (а) і(б); на підвітряних схилах (в); в конвективному осередку між купчастими хмарами (г)
1 - верхня межа інверсії; 2 - основні інверсії.

буде нагріватись за сухою адіабатою ($9,8^{\circ}\text{C}$ на 1 км), і тому температура маси повітря, що опускається із вказаною швидкістю, буде зростати на 10°C за добу. Це спричиняє характерний вигин профілю температури (рис. 2.1.б), так що в нижній частині виникає так звана інверсія осідання, основа якої утворює верхній кордон шару перемішування на значній площі. В середній широті антициклони як правило переміщуються, але можуть знаходитись і в стаціонарному стані протягом 2-3 тижнів. В субтропіках в таких зонах утворюється дуже забруднений підінверсійний шар перемішування з різко вираженими боковими межами. Вид зверху на таку ситуацію добре характеризується терміном “антициклонна імла”.

Нагрівання при низхідному русі повітря сприяє виникненню інверсії на підвітряній стороні гір (рис. 2.1.в). Яскравим прикладом є процеси, що відбуваються взимку на підвітряній стороні хребта Роки-Маунт. За рахунок радіаційного охолодження над північною частиною північноамериканського континенту формуються дуже холодні маси повітря, які заповнюють простір перед гірським хребтом. Тепле низхідне повітря поширюється над цим холодним малорухомим повітрям, створюючи майже непроникне інверсійне покриття для розсіювання домішок вверх.

В області менших масштабів нагрівання при осіданні викликає підхмарну інверсію, яка спостерігається влітку опівдні, коли по небу “розкидані” невеликі купчасті хмари. Розподіл цих хмар по небосхилу не випадково, а є видимим проявом існування упорядкованої циркуляції (рис. 2.1.г). В цей час спостерігається відтік тепла та вологи від земної поверхні. Під час підняття вони адіабатично охолоджуються, волога конденсується, утворюючи конвективні хмари. Поки існує підтік свіжого повітря на нижніх рівнях (наприклад, бризова циркуляція), ці висхідні рухи компенсуються опусканням повітря зверху. Низхідні потоки в міжхмарному просторі приносять сухіше повітря з верхніх шарів. Під час осідання воно адіабатично нагрівається, і за рахунок цього створюється шар теплого повітря як раз над рівнем хмар.

Інверсія адвективного походження. Фронти, які чітко видно на синоптичних картах, є прикордонними зонами між повітряними масами, які характеризуються різними властивостями. Фронтальна поверхня простягається від рівня землі вгору в атмосферу з дуже невеликим нахилом до земної поверхні. Тепліше повітря (з меншою щільністю) розташовується над більш холодним, тому фронти завжди характеризуються інверсійною стратифікацією. Якщо при переміщенні фронту тепле повітря в даному місці замінюється більш холодним, то фронт називається холодним; (рис.2.1.а); якщо навпаки – фронт називається теплим (рис. 2.1.б) Через зміщення лінії фронту обумовлена ним інверсія недовго існує в даній місцевості і мало впливає на розсіювання домішок в атмосфері. Ускладнення виникають у випадку теплового фронту, який повільно наближається. Внаслідок малого нахилу фронтальної поверхні (в середньому 0,005) тепле повітря, що знаходиться під нею, розташовується поблизу земної поверхні на великій території. Оскільки фронтальна поверхня нахилена в сторону холодного повітря, її наближення викликає поступове зменшення товщини шару перемішування. Умови поширення домішок стають все менш сприятливими до того часу, поки не пройде фронт. Але навіть і тоді інверсійні умови продовжують існувати в холодному повітрі долини, оскільки натікаючи тепле повітря як би накриває його, створюючи перепони для виносу домішок у вертикальному напрямку.

Адвективна інверсія утворюється також при натіканні теплого повітря на холодну підстилаючу поверхню (сніговий покрив, водойма, охолоджена поверхня суші). При цьому відбувається охолодження нижніх шарів повітряних мас, що викликає утворення інверсії, яка починається від рівня землі (рис.2.2). Вже існуюча інверсійна стратифікація може трансформуватись при натіканні повітряної маси на теплішу поверхню. На рис. 2.2 показані зміни профілю температури по мірі просування повітря від холодної поверхні озера до більш теплої поверхні суші в полуденні години весною при бризовій циркуляції. Профіль 1 відповідає утворенню в нижніх шарах повітря над холодним озером інверсії адвективного походження з

характерним для денних умов вертикальним температурним градієнтом у верхніх шарах. По мірі просування вглиб берегової зони прогрів повітря поступово руйнує інверсію знизу і робить її припіднятою (профілі 2 та 3). В результаті інверсія повністю зникає і змінюється нестійким шаром перемішування (профіль 4).

Майже аналогічна ситуація виникає вночі при переносі стійкого повітря з сільської місцевості на теплішу поверхню міста (рис.2.2 д). В нижній частині прикордонного шару над містом встановлюється нестійка стратифікація (профілі 2 та 3 на рис. 2.2д), а зверху ще зберігаються залишки первинної інверсії, яка утворилась над сільською місцевістю внаслідок радіаційного охолодження (профіль 1). На підвітряній стороні за містом знову утворюється інверсія (профіль 4), але над нею вже розташовано нестійко стратифікований факел міського повітря, а ще вище – останній слід припіднятої інверсії.

Встановлено, що при наявності інверсії рівень концентрації домішок в приземному шарі буде на 10 - 60% більший, ніж при її відсутності.

Інверсії – явище локального характеру. Тому в місцевості, де планується будівництво будь-якого підприємства, для попередження забруднення приземного шару необхідно проводити метеорологічні дослідження і визначити вірогідність частоти, повторюваності, характеру (приземні чи при піднятті) інверсій, потужність інверсійного шару та висоту його розташування. Відповідно з цими даними повинна вирішуватись висота труб джерел викиду. Основний викид необхідно здійснювати вище інверсійного шару.

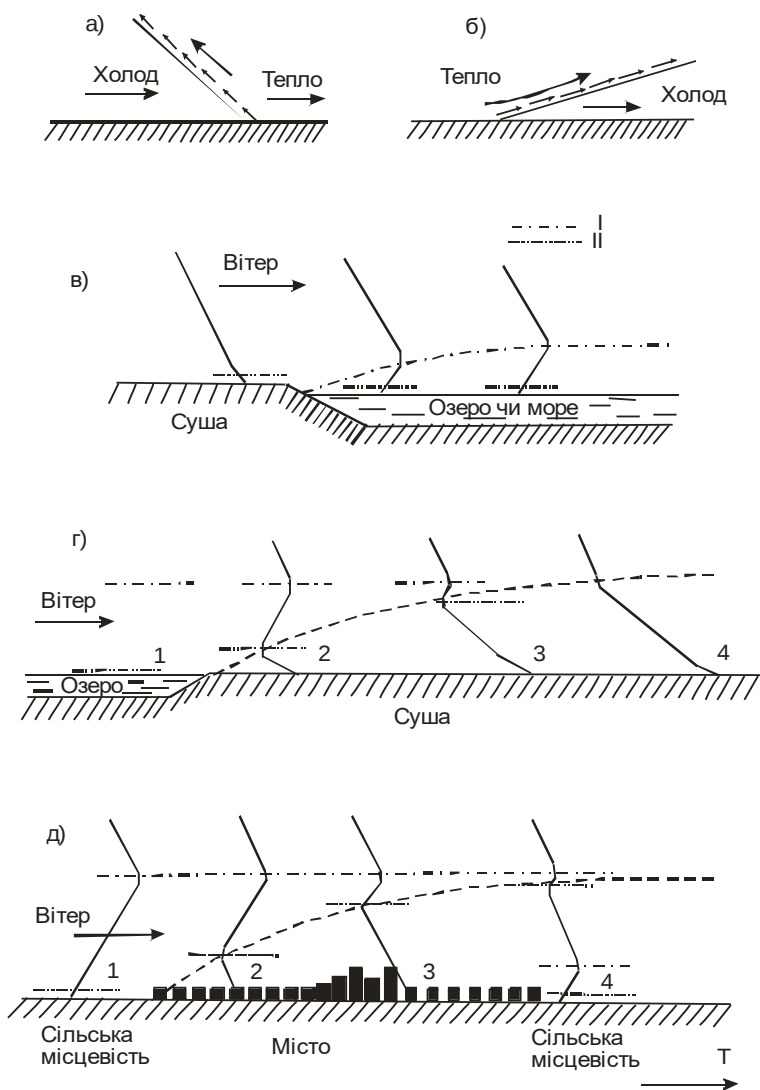


Рис. 2.2. Інверсії, що виникають при адвекції: фронтальні інверсії у випадку холодного (а) і теплого (б) фронтів; приземна інверсія над холодним водним масивом, що виникає при трансформації наддіабатичного профілю температури (в); припіднята інверсія, що утворюється при натіканні стійкого стратифікованого повітря на теплу поверхню на березі озера весною в полуденні години (г) і над містом вночі (д).

I - верхня межа інверсії; II - її основа.

Згідно з дослідженнями Головної геофізичної обсерваторії ім. Воейкова до найбільш небезпечних умов забруднення повітря від високих джерел викидів відносяться:

- при піднята інверсія, нижній кордон якої знаходиться над джерелом викидів, збільшуючи максимальну приземну концентрацію на 50-100%;
- штильовий шар, розташований нижче джерела викиду, коли на рівні викиду швидкість руху вітру в 1,5-2 рази перевищує величину швидкості викиду.

Згідно розрахункам, при наявності штильового шару, який розташований на висоті 30м, максимальна концентрація домішок від джерела висотою 100-150м збільшується приблизно на 70% в порівнянні з концентрацією при відсутності штилю. Для низьких джерел викидів найбільш несприятливими умовами є поєднання приземної інверсії зі слабким вітром. Особливо небезпечні умови складаються при холодних викидах (наприклад, хімічних підприємств) в сполученні з припіднятою інверсією, яка розташована безпосередньо над джерелом викиду і супроводжується слабким вітром, близьким до штилю.

Важливе значення для розсіювання домішок має вітер: напрям, швидкість, тривалість. Під дією вітру домішки розсіюються як за напрямом руху, так і в результаті турбулентного обміну в поперечному та вертикальному напрямках. Швидкість вітру зростає зі збільшенням перепадів атмосферного тиску. Швидкість руху повітряного потоку біля поверхні землі до висоти до 20 м зменшується внаслідок тертя об шорсткості земної поверхні. Біля поверхні землі швидкість вітру більша вдень, а на деякій висоті – вночі. Багато авторів досліджували залежність приземної концентрації шкідливих домішок від швидкості вітру. На рис. 2.3 розглянуто розсіювання домішок (викиди яких зображені кружками), що надходять з труби з постійною частотою один викид в секунду. Якщо швидкість вітру рівна $2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, віддаль між викидами складає 2 м, а при швидкості $6 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ буде рівною 6 м. Таким чином, чим більша швидкість вітру, тим більший об'єм повітря проходить з місця виходу домішок в одиницю часу і тим менша стає їх концентрація. Це зменшення концентрації відбувається за рахунок розтягування факела домішки по напрямку вітру і безпосередньо пов'язано зі швидкістю повітряного потоку. Це справедливо в основному для низьких джерел викидів. При викидах з високих джерел максимальні приземні концентрації домішок спостерігаються при небезпечних швидкостях вітру в межах 3-6 м/м в залежності від швидкості виходу газоповітряної суміші з джерела викиду.

Швидкість вітру визначає також інтенсивність примусової конвекції, яка створюється в прикордонному шарі рухом вітру та взаємодією повітряного потоку з елементами шорсткості земної поверхні. Більшій швидкості вітру відповідає і більш інтенсивна турбулентність. Цей процес зображено на рис.2.б, на якому показано, як лінійні розміри окремих викидів (кружечки) зростають по мірі віддалення від джерела домішок. Турбулентні пульсації

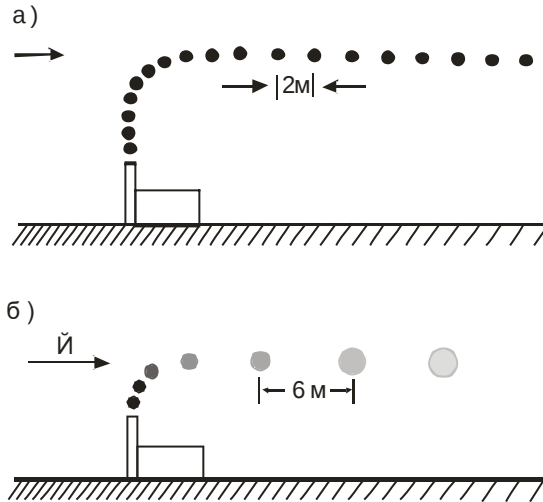


Рис. 2.3. Вплив швидкості вітру u на концентрацію домішок при постійній інтенсивності джерела, що дорівнює одному викиду в секунду.
а) $u = 2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, б) $u = 6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

характерні не тільки для швидкості, але і для напрямку, що обумовлено горизонтальним рухом вихрів, які призводять до розмивання факелу домішки в боковому напрямку (по горизонталі та вертикалі).

Напрямок вітру також суттєво впливає на перенос домішок. Внаслідок безперервних змін напрямку вітру горизонтальна проекція факелу набуває звивистої форми (рис. 2.4). За період тривалістю більше години ці флуктуації як правило обмежуються сектором $30\text{--}45^\circ$, які симетричні відносно середнього напрямку вітру. Розподіл домішок при цьому аналогічний площі розподілу капель води при поливі шлангом саду.

Вітер обумовлює також перенос домішок на великі віддалі. При сильних вітрах ці віддалі можуть бути дуже великі, але, оскільки концентрації при цьому значно зменшуються, такий перенос від одинарного джерела не буде мати значних наслідків. Найбільш оптимальні умови для інтенсивного забруднення виникають при слабких вітрах, оскільки впорядкований перенос та турбулентна дифузія ослаблені. На жаль, при слабкому фоновому вітрі найбільш активно проявляються локальні циркуляції повітря, передбачати які з достатньою достовірністю важко. Це ще раз підкреслює необхідність вивчення особливостей місцевого мікроклімату. Проте навіть детальні дослідження даних особливостей до кінця не пояснюють особливостей розсіювання домішок через складність структури поля вітру.

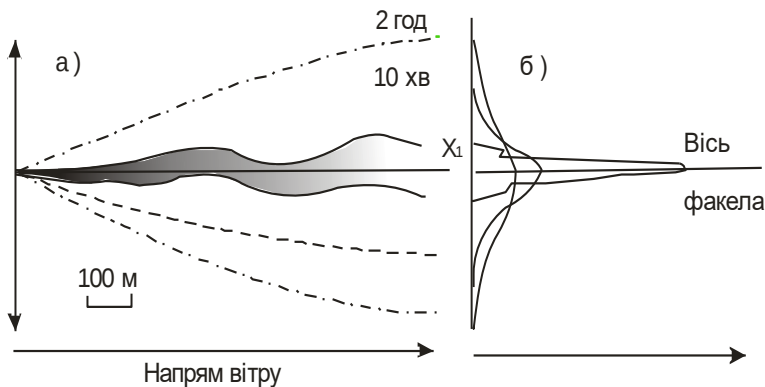


Рис. 2.4. Вид зверху на факел домішок у фіксований момент часу та після осереднення за 10 хвилин і 2 години (а) та розподіл домішок по перерізу факела на різних відстанях від джерела (б).

Локальні циркуляції (наприклад, береговий та морський бриз, гірські та міські вітри) не забезпечують хорошої вентиляції місцевості за трьома причинами: по-перше, швидкості вітру невеликі (менше $7 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$), по-друге, ці циркуляції є замкнутими, по-третє, вони змінюють напрям руху протягом доби. Дві останні особливості означають, що при таких системах вітрів реальний обмін повітря невеликий. Замість заміни забрудненого повітря чистим тут як би відбувається замкнута циркуляція в протилежних напрямках всередині фіксованого об'єму забрудненого повітря. Така циркуляція нагадує рух повітря в закритій кімнаті, яке викликано потужним вентилятором.

Міські термічні вітри, які виникають на великих територіях, особливо небезпечні, тому що в цьому випадку повністю замкнута система циркуляції охоплює площу з великою щільністю джерел домішок. В нижніх шарах атмосфери (на рівні міської забудови) повітряні потоки різних напрямків сходяться в центрі міста, де повітря піднімається, а потім рухаються у зворотному напрямку і опускаються біля межі міста, після чого цикл починається знову.

У випадку низьких та холодних викидів при невеликих швидкостях повітря, а також у випадку високих джерел при небезпечній швидкості вітру в приземному шарі повітря можуть спостерігатись підвищені концентрації домішок. Значення небезпечних швидкостей вітру залежать від типу джерела та визначаються за формулою:

$$u = 0.65 \sqrt{\frac{V \Delta T}{H}} \quad , \quad (2.1)$$

де: V - об'єм газоповітряної суміші, ΔT - різниця температур газоповітряної суміші, що викидається та навколишнього повітря, H - висота труби (джерела викиду).

Для низьких джерел при швидкостях вітру 0 - 1 м /с концентрації домішок в приземному шарі будуть на 30-70% більші, ніж при великих швидкостях вітру. При слабких вітрах та стійкій атмосфері(застій) концентрації домішок в приземному шарі повітря можуть різко зростати. У випадку приземних туманів концентрація домішок може зростати на 80-90%. Концентрації домішок **пропорційні** тривалості або стійкості **туману**.

Опади вивимають домішки з атмосферного повітря. Але вони можуть бути насичені шкідливими речовинами та наносити шкоду таким екологічним системам, як водойми та ґрунти. Наприклад, кислотні опади, попадаючи у водойми, призводять до пригнічення, а частково й до загибелі біоценозів.

Велике значення на рівень забруднення атмосферного повітря має **рельєф** та пов'язана з ним циркуляція атмосфери. В гірських долинах, коли вітри дмуть вздовж осі долин, на їх краях буде зростати концентрація домішок. Якщо джерело викиду розташовано перед улоговиною, то безпосередньо в улоговині буде зростати концентрація шкідливих речовин, якщо перед перепоною, то концентрація зростає біля підніжжя перепони. В містах можуть виникати зони завихрення. В таких випадках можливий зустрічний рух основному потоку повітря. Така рециркуляція може призвести до підвищення концентрацій домішок. Надходження чистого повітря з окраїн міста до центру призводить до зниження концентрацій домішок, так як з цим потоком, що нагрівається в процесі руху по території міста до центру, домішки захоплюються та виносяться у верхні шари атмосфери.

2. Комплексний показник розсіюючої здатності атмосфери

Для врахування багатогранності умов та факторів, що впливають на розсіювання домішок в атмосферному повітрі кожного географічного району (режими вітру, інверсій, температури, особливості глобальних, регіональних, місцевих та локальних процесів циркуляції повітря), виникла необхідність розробки комплексного показника розсіюючої здатності атмосфери. В результаті багаторічних експериментальних та теоретичних досліджень, проведених в Головній геофізичній обсерваторії ім. А.І.Восійкова, був розроблений метод оцінки кліматичних умов розсіювання домішок - *метеорологічний потенціал забруднення атмосфери - ПЗА*. При встановленні ПЗА параметри викидів вважаються постійними, тому ПЗА

визначається особливостями кліматичних та метеорологічних умов. В загальному вигляді потенціал забруднення атмосфери, що виражається в умовних одиницях, можна представити як відношення середнього рівня концентрації домішок (при заданих викидах) в конкретному районі q_i до середнього рівня концентрації домішок в умовному районі q_0 ПЗА = q_i/q_0 .

Оскільки рівень концентрації домішок визначається такими факторами, як *приземні інверсії*(повторюваність, інтенсивність), *вітровий режим* (повторюваність швидкостей та застійних явищ), *висота шару перемішування*, *тривалість туманів*, а також повторюваність інших метеопараметрів, то рівні концентрації встановлюються за експериментальними спостереженнями і вводяться в розрахунок відповідними функціональними залежностями. По території СРСР ПЗА може приймати значення від 2,1 до 4,0.

За кліматичними факторами, що визначають розсіювальну здатність атмосфери, територія СРСР була поділена на 5 зон. Цей поділ являє собою макрокліматичну характеристику розсіювальної здатності атмосфери крупних географічних областей. Для міст, де мають місце свої особливості циркуляції повітряних мас, наприклад острів тепла, метеорологічні характеристики будуть інші. Встановлена залежність між повторюваністю приземних інверсій та слабких вітрів зі швидкістю 0 – 1м/с. З ними безпосередньо пов'язана і повторюваність застоїв повітря, які характеризуються сумісною дією інверсій та штилів.

Наприклад, північно-західна частина ЄТС, що включає в себе побережжя Білого та Баренцевого морів, *ПЗА - низький*.(приземні інверсії: повторюваність 20-30%, швидкість вітру 0-1м/с: 10-20%; тривалість туманів - 80-350 год.). Континентальний район: південь України, Нижнє Поволжя, Північний Кавказ, більша частина Уралу: *ПЗА підвищений* (повторюваність приземних інверсій 30-45%; швидкість вітру 0-1м/с - 20-40%; тривалість туманів 100-600 год.). Була встановлена і часова зміна значень ПЗА. Так, якщо в зонах I та II амплітуда ПЗА складає 20-50% середньорічного значення, то в зоні V вона рівна 50-60%. Крім того, ПЗА змінюється від року до року (табл. 2.3).

Щоб врахувати цю зміну при виявленні забруднення атмосферного повітря, рекомендується брати періоди спостережень рівними п'яти рокам. Менші об'єми вибірок за даними спостережень можуть виявитися статистично незабезпеченими, а більші призвести до помилок, що пов'язані зі зміною планування міської забудови, розташування промислових підприємств та житлових будинків. Містобудівні зміни можуть викликати зміну вітрового режиму міста, тобто умов розсіювання домішок, а також викидів шкідливих речовин.

Таблиця 2.3.

Районування території України, Росії за потенціалом
забруднення атмосфери

Зона	Географічний район, що входить в зону	Приземні інверсії			Повторюваність, %		Тривалість туманів, год/ рік	П З А
		Повторюваність, %	Висота шару, км	Інтенсивність, °С	Швидкість вітру, 0-1 м/с	Застоїв повітря		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
I	Узбережжя Білого та Баренцового морів	20-30	0.3-0.4	2-3	10-20	5-10	80-350	низьк
II	Центральна, південно-західна, північно-східна частини європейської території Росії, частина Західного Сибіру	30-40	0.4-0.5	3-5	20-30	7-12	100-550	помірний
IIIа.	Континентальний район: південь України, нижнє Поволжя, Північний Кавказ, більша частина Уралу	30-45	0.3-0.6	2-6	20-40	8-18	100-600	підвищений
IIIб.	Приморський район: узбережжя північно-східних та далекосхідних морів, Камчатка та Сахалін	30-45	0.3-0.7	2-6	10-30	10-25	100-800	підвищений

Продовження таблиці 2.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9
IV	Південний Урал, частина Красноярського краю, Середня Азія, південні райони Казахстану та Кавказ	40-50	0.3-0.7	3-6	30-60	10-30	50-200	високий
V	Південні та гірські райони Середньої Азії та Східного Сибіру	40-60	0.3-0.9	3-10	50-70	20-45	10-600	дуже високий

3. Прогноз потенціалу забруднення атмосфери

Порівняно прості методи використовуються при прогнозі так званого потенціалу забруднення атмосфери. Під цим поняттям, вперше введеним в США для опису найбільш загальних умов розсіювання домішок, часто розуміють комплексні характеристики значень вертикального розподілу температури повітря та швидкості вітру, а іноді і інших метеоелементів. Високий потенціал забруднення відповідає метеорологічним умовам, при яких створюються найбільші концентрації домішок в приземному шарі повітря для джерел з фіксованими параметрами викидів. Разом з тим, в залежності від висоти джерела одні й ті ж метеорологічні фактори можуть здійснювати різний вплив на розподіл концентрацій. Цю обставину часто не враховують при характеристиках несприятливих умов забруднення повітря. У випадках високих джерел найбільші концентрації домішок в приземному шарі досягаються при умовах, що характеризуються інтенсивним *турбулентним переносом домішок зверху вниз*. Ті ж умови, очевидно, повинні сприяти переносу домішок вгору від низьких джерел та очищенню приземного шару.

Таким чином, значні забруднення повітря викидами від низьких джерел (в основному від автотранспорту) в містах можуть виникати при стійкій стратифікації та слабкому вітрі. Методи визначення потенціалу забруднення стосуються, по суті, низьких джерел. Так, в ряді американських робіт під високим потенціалом забруднення розуміють поєднання швидкостей вітру в приземному шарі до 4 м/с, а на рівні 3 км до 12 м/с з низхідними потоками повітря в шарі атмосфери до 2,5 км. Тривалість таких умов повинна бути приблизно 36 год.

Поєднання слабких вітрів з приземними інверсіями температури часто називають станом застою.

Для характеристики стійкості атмосфери використовується висота перемішування L_0 , яка визначається як товщина шару повітря, в якому розсіюються основні викиди від приземних джерел. *Як правило розуміють, що шар перемішування закінчується на рівні, де нестійка стратифікація змінюється стійкою.* При використанні цього поняття, як правило, не говориться про висоту викидів і припускають, що при зменшенні L_0 збільшується забруднення повітря. *Очевидно в даному випадку мова повинна йти про низькі викиди. У випадку малої висоти шару перемішування або при наявності приземної інверсії, домішки зосереджуються біля поверхні землі, що створює небезпечні умови забруднення.* Як правило L_0 визначають для денного часу та антициклонічної погоди, припускаючи при цьому що вона рівна висоті приземної інверсії до кінця попередньої ночі. Прогноз її часто виконується за даними аерологічного зондування. Для цього на термодинамічному графіку будується залежність температури повітря від висоти. Далі, через точку, що відповідає денному максимуму температури повітря біля землі, проводиться суха адіабата – лінія, що описує падіння температури по висоті з сухоадіабатичним градієнтом ($1^\circ\text{C}/100\text{м}$). Точка перетину двох вказаних ліній і визначає висоту L_0 .

Для прогнозу потенціалу забруднення атмосфери до висоти перемішування встановлено ряд правил на підставі статистичних даних. Так, значне забруднення повітря на найближчі 36 год. передбачається при антициклонічній погоді та при швидкості вітру в приземному шарі менше 4 м/с, а на рівні поверхні 500 гПа – 12 м/с.

Значення L_0 прогнозуються для денного та ранкового часу. В першому випадку у відповідності з вказаним вище значення L_0 відповідає рівню перетину кривих стратифікації ранкового зондування та сухої адіабати, проведеної через точку очікуваного приземного максимуму денної температури. В другому випадку для визначення L_0 суха адіабата проводиться через точку, що відповідає $T_{\min} + \delta T_m$, де: $T_{\min}$ – мінімальна температура біля земної поверхні за містом, а δT_m – різниця температури в місті та його околицях, яка приймається рівною в середньому 5°C . В ранкові години значення L_0 суттєво менше, ніж вдень, а викиди від автомашин в цей час найбільші. Тому вранці слід чекати і найбільших значень концентрацій домішок, які безпосередньо містяться в автомобільних викидах. Після полудня висота L_0 приймає максимальні значення, а концентрації первинних домішок стають мінімальними. Але в цей час досягає максимуму інтенсивність утворення вторинних домішок в процесі фотохімічних реакцій, які відбуваються під впливом сонячної радіації.

Крім висоти шару перемішування L_0 , передбачається також середня швидкість вітру в даному шарі $\bar{u}_0$. Високий потенціал очікується у випадку, коли в день прогнозу та на наступний день вранці $L_0 < 500\text{м}$, $\bar{u}_0 \leq 4\text{ м/с}$.

В США діє оперативний прогноз можливого утворення синоптичних ситуацій, несприятливих для розсіювання домішок на найближчі 12-36 год. Прогнози даються щоденно. В роботах Міллера та Нміайєра наведені позитивні результати застосування даної методики потягом року в США. Вона використовувалась для прогнозу висоти шару перемішування в Японії, де за матеріалами 10 станцій виявилось, що розраховані значення L_0 задовільно узгоджувались в 80% випадків.

При прогнозі ПЗА необхідно враховувати кліматичні характеристики. В районах з високою повторюваністю несприятливих метеорологічних умов слід більшу увагу приділяти капітальним заходам по забезпеченню чистоти повітря. В цих випадках набувають суттєвого значення детальна класифікація умов поширення домішок та вивчення особливостей їх утворення. Природно, що велике значення має і прогноз найбільш несприятливих умов, характеристики яких відрізняються від їх середніх показників.

4. Самоочищення атмосфери

У зв'язку з тим, що надходження, перенос та трансформація домішок в атмосферному повітрі супроводжується взаємодією речовин одна з одною та з об'єктами довкілля, існує можливість самоочищення атмосфери. Самоочищення атмосфери може проходити в результаті сухого та мокрого випадання домішок, адсорбції підстилаючою поверхнею, поглинання ґрунтовими бактеріями та мікроорганізмами, іншими шляхами. Розглянемо деякі механізми самоочищення.

Гравітаційне випадання обумовлює видалення більшості часточок розміром більше 1 мкм. Часточки діаметром більше 10 мкм випадають поблизу джерела викиду через декілька хвилин після викиду. Навіть сильна турбулентність не в стані утримати такі часточки протягом тривалого відрізка часу. Швидкість випадання часточок залежить від їх розмірів та щільності, а також від швидкості вітру. Більш дрібні часточки знаходяться під впливом атмосферної турбулентності, яка уповільнює їх падіння, а час перебування в атмосфері часточок діаметром менше 1 мкм теоретично майже безкінечно велике. На практиці більшість твердих домішок поглинається підстилаючою поверхнею, вимивається опадами або випадає під дією сили тяжіння. Газоподібні домішки можуть абсорбуватись твердими часточками та випадати разом з ними. При фотохімічному смогу газу можуть вступати один з одним в хімічні реакції, утворюючи дрібні часточки, які потім випадають.

Опади краще всього очищують атмосферу від газоподібних домішок та дрібних часточок, які надходять в хмари конвективними висхідними потоками. Деякі часточки, особливо гігроскопічні, стають ядрами конденсації, на яких конденсується водяна пара та утворюються водяні

краплі або кристали льоду. Під час перебування в хмарі вони абсорбують інші часточки та газові домішки. Після того, як краплі стануть досить великі, вони випадають у вигляді опадів та переносять домішки до підстилаючої поверхні. Такий процес очищення хмар називають вимиванням домішок опадами (дощем або снігом). При випаданні опади продовжують вбирання домішок з підхмарних шарів, сприяючи подальшому очищенню атмосфери. Ця друга фаза вимивання домішок (підхмарна) дуже дійова; її ефективність залежить від інтенсивності дощу, розмірів та електричного заряду крапель або сніжинок, а також від характеру та концентрації домішок. Злива, яка відбулась після смогу, може перетворити мутну димку в чисте середовище з доброю видимістю.

Дрібнодисперсні аерозолі (розміром до 200 мкм) видаляються з атмосфери головним чином в результаті вимивання їх опадами (до 80% від загальної кількості) та безпосереднього осідання на землю (приблизно 20%). Співвідношення між “сухим” та “вологим” осіданням суттєво змінюється в залежності від фізико-географічних умов місцевості.

Основним механізмом очищення атмосфери від радіоактивних аерозолів є випадання опадів. Час знаходження радіоактивних домішок в атмосферному повітрі прямо пропорційно висоті, на яку вони викинуті. Крім того, час знаходження домішок в атмосфері зменшується із збільшенням географічної широти вибуху. Таким чином, в залежності від висоти та географічної широти час знаходження домішок в атмосфері до моменту випадання на земну поверхню складає від декількох днів до декількох років. Так. радіоактивні продукти забруднення після вибуху в липні 1962 року бомби «Старфіш» (США) утворили навколо Землі пояс інтенсивної радіації, на розсіювання якого пішло 10 років.

До іншого типу самоочищення атмосфери відноситься сухе опадання - утримання забруднюючих речовин (газів, аерозолів) підстилаючою поверхнею. Швидкість опадання твердих часточок залежить від їх радіуса - чим більше діаметр часточок, тим більша швидкість опадання. Для часточок 1, 10, 100 мкм швидкість опадання буде рівна відповідно 4×10^{-3} , 0,3; 25 см/с (при температурі 0°C, тиску 736 атм., та початковій концентрації твердих часточок 1 г/м³). Обмін часточок і газів між атмосферою та підстилаючою поверхнею визначається законами переміщення в газовій фазі та адсорбцією на поверхні. Для різних підстилаючих поверхонь швидкість опадання різна. Найбільша - для води, найменша - для трави в осінній період. Так, швидкість опадання діоксиду сірки на воді рівна 2,2 см/с, на траві восени - 0,3 см/с, влітку - 0,8 см/с

Ефект утримання забруднюючих речовин зеленими насадженнями краще всього можна прослідкувати на прикладі пилу, що викидається промисловими підприємствами та оксиду вуглецю, що викидається головним чином автотранспортом. Встановлено, що на деревах, чагарниках та на траві осідає до 70% пилу. Листя з шорсткою поверхнею утримують пилу в 3-6

разів більше, ніж листя з гладенькою поверхнею. Таким чином, в запилених районах краще висаджувати в'язи, ніж осики та тополі.

Посадка дерев та чагарників вздовж транспортних магістралей сприяє зменшенню концентрації оксиду вуглецю в приземному шарі повітря. Відмічено, що однаюрсна посадка дерев знижує концентрацію домішок на 10%, а двоярусна - на 65%. За ефективністю поглинання діоксиду сірки дерева можна розташувати в один ряд в порядку зменшення: тополя бальзамічна ясень зелений, липа, гостролистий.

Висока ефективність очистки повітря рослинністю підтверджується прикладами поглинання нею великої кількості шкідливих речовин. На протязі року листя рослин можуть засвоїти з повітря до 2 т газоподібного аміаку з 1 км². З такої ж площі за період росту вони можуть акумулювати на протязі доби до 224 кг діоксиду сірки та переробити її на безпечну речовину.

В процесі очищення атмосферного повітря від домішок велика роль належить ґрунтовим бактеріям та мікроорганізмам. При температурі 15 - 35°C мікроорганізми перетворюють на 1 км² біля 81т оксиду вуглецю в діоксид вуглецю. В приґрунтовому шарі повітря за рахунок діяльності ґрунтових бактерій концентрація оксиду вуглецю на протязі 3 год може знизитися від 140 мг/м³ до нуля, вміст діоксиду сірки за 15 хв. Зменшується більш ніж в 100 раз.

ЛЕКЦІЯ 4. ЗАГАЛЬНА ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ

Нерівномірне нагрівання та охолодження атмосфери під впливом радіаційних, турбулентних та фазових притоків тепла формує нерівномірний розподіл тиску та температури. Це викликає циркуляційні процеси в атмосфері.

Зменшення температури від екватора до полюса обумовлює переважання в атмосфері західного переносу. Цей баланс руйнується в нижньому кілометровому шарі через коефіцієнт шорсткості земної поверхні.

З висотою швидкість вітру зростає до тропопаузи. В середній тропосфері під тропопаузою внаслідок найбільших градієнтів температури утворюються вузькі зони найбільших швидкостей західного (в північній півкулі) вітру, які досягають декількох сотень кілометрів за годину. Такі зони отримали назву струминних течій.

Середня максимальна швидкість західних вітрів в зонах струминних течій досягає 200-300 км/год в зимовий період на висоті порядку 12 км. В літній сезон вона менша.

Внаслідок нерівномірного нагрівання екваторіальні та тропічні райони повинні були б безперервно нагріватись, а помірна та високі широти безперервно охолоджуватись. Насправді цього не відбувається. В результаті безперервного міжширотного обміну теплом та вологою підтримується середній кліматичний режим атмосфери.

Таким чином, головною особливістю загальної циркуляції атмосфери є переважаючий західний перенос, швидкість якого з висотою зростає. Різниця температурного режиму суші та океану обумовлює сезонні коливання атмосфери.

В літній період тепле повітря над континентом піднімається. А на нижніх рівнях виникають потоки зворотного напрямку. Взимку тепле повітря піднімається над океанами. З цієї причини літні та зимові мусони формують особливості загальної циркуляції атмосфери, які особливо сильно проявляються поблизу океанів та континентів. Так як потоки тепла надходять нерівномірно, то крім горизонтальної циркуляції має місце і вертикальна циркуляція атмосфери (конвективний перенос).

Особливо сильно конвективні рухи повітря виражені в екваторіальному поясі. В позакваторіальних широтах конвективні рухи виражені слабше, особливо взимку. Тому основний вклад в перенос домішок вносять крупно масштабні циклонічні потоки повітря.

В південній півкулі є свої особливості загальної циркуляції атмосфери. Перш за все ці особливості пов'язані з тим, що південна півкуля складається переважно з океанів. Крім того, тут є потужний холодильник – Антарктида. В результаті інтенсивність зональної циркуляції в південній півкулі суттєво більша, ніж в північній.

Шкідливі речовини, що надходять в атмосферу, поширюються в ній під впливом:

1. переносу їх повітряними течіями;
2. турбулентного обміну;
3. захвату домішок краплями хмар та туманів та наступного вимивання опадами.

1. Турбулентний та ламінарний рух повітряних потоків

*Особливістю атмосферних рухів є те, що малі часточки повітря (їх ще називають молями), здійснюють хаотичні рухи. Такий режим руху атмосфери називають **турбулентним**.*

Процес турбулентного обміну може включати в себе обмін вертикальними масами повітря. Ці рухи повітря викликаються вільною або примусовою конвекцією повітря. Вільна конвекція виникає внаслідок різниці щільності повітряної часточки та навколишнього повітря. Якщо, наприклад, часточка тепліша від повітря, вона має меншу щільність і буде рухатись вгору. Зворотна картина спостерігається, коли часточка холодніша від повітря. Стан атмосфери, при якому вертикальний перенос часточок обумовлений вільною конвекцією, називають *нестійким*, а якщо конвективні рухи атмосфери відсутні – називають *стійким*. В атмосфері біля земної поверхні можуть виникати вертикальні рухи при обтіканні перепон. Це явище так званої примусової або динамічної конвекції, яка залежить від шорсткості земної поверхні та швидкості горизонтального потоку.

*Режим, при якому часточки переміщуються за паралельними плавними траєкторіями, називають **ламінарним**.*

2. Числа Рейнольдса та Річардсона

Теоретичні та експериментальні дослідження показали, що характер руху рідини та газу визначається двома безрозмірними числами або параметрами:

а) числом Рейнольдса:

$$Re = ul / \nu; \quad (2.2)$$

де: u - швидкість руху; l - характерний розмір потоку; ν - кінематичний коефіцієнт молекулярної в'язкості.

б) числом Річардсона

$$R_i = \frac{g \gamma_a \gamma}{T \beta^2}; \quad (2.3)$$

де: $\gamma = - dT/dz$ - вертикальний градієнт температури повітря. Вертикальний градієнт температури має від'ємні значення, якщо температура

повітря з висотою зменшується. Якщо температура повітря з висотою збільшується, то значення градієнта температури додатні.

$\gamma_a = g/c_p \approx 1^\circ\text{C} / 100 \text{ м}$ - сухоадіабатичний градієнт; g - прискорення вільного падіння, T - температура повітря, $^\circ\text{C}$;

$\beta = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} + \sqrt{\left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2}$ - вертикальний градієнт швидкості вітру; u, v - проєкції

швидкості вітру на горизонтальні осі координат x та y).

При малих значеннях числа Re рух рідини та газу носить ламінарний характер. При критичному значенні $Re_{кр}$ спостерігається перехід ламінарного руху в турбулентний, а при великих значеннях Re рух стає повністю турбулентним.

Оцінка Re для атмосферних рухів показує, що їх переважна частина носить турбулентний характер. Виняток складають рухи в дуже тонкому (до 1-2 см) шарі повітря, що прилягає до земної поверхні.

Але в атмосфері, де температура та швидкість руху змінюються з висотою, тобто спостерігається шаруватість (неоднорідність) по вертикалі, число Re вже не може бути єдиним критерієм виникнення і тим більше розвитку турбулентності в такому шаруватому (стратифікованому) середовищі. В стратифікованому середовищі поряд з числом Рейнольдса режим руху характеризується числом Річардсона, яке враховує вплив як термічного (γ), так і динамічного (β) факторів на виникнення та розвиток турбулентності в атмосфері. Як і для Re , існує критичне значення $Ri_{кр}$, яке, за сучасними оцінками, наближається до одиниці.

При значеннях $Ri < Ri_{кр}$ інтенсивність турбулентного руху посилюється в часі; при $Ri > Ri_{кр}$, навпаки, - слабне і при дуже великих значеннях турбулентний режим може перейти в ламінарний.

Зменшенню Ri і, як наслідок, посиленню інтенсивності турбулентного руху сприяє, як видно з виразу, збільшення вертикальних градієнтів температури γ та швидкостей вітру β .

Великі (додатні) значення γ в приземному шарі атмосфери спостерігаються найбільш часто при малохмарній погоді в денні години теплого сезону року. В цих випадках температура ґрунту та повітря поблизу неї під впливом сонячної радіації досить висока, а при підйомі температури повітря швидко падає з висотою: градієнт γ додатній і, як правило, більше $\gamma_a: \gamma > \gamma_a$. Така стратифікація називається нестійкою. Число Річардсона при цьому менше нуля $Ri < 0$. Такі явища спостерігаються, наприклад, у висхідних конвективних потоках в купчастих та грозових хмарах, або у великих масштабах – в тропічних циклонах, а взимку – над теплими течіями океанів. Нестійкість атмосфери сприяє розвитку перемішування, виникненню поривів вітру та пульсацій температури, посиленню випаровування, поширенню антропогенних домішок з приземних шарів вгору, в тропосферу. Природно, що такий стан атмосфери сприяє розсіюванню домішок.

В нічні години теплового сезону року, особливо при морозній малохмарній погоді в приземному шарі під впливом радіаційних втрат тепла земною поверхнею температура повітря найбільш низька біля земної поверхні, а з висотою зростає. Таке розподілення температури повітря з висотою називають інверсійним. При цьому градієнт γ від'ємний, число Річардсона $Ri > 0$, інтенсивність турбулентного руху слабе, аж до повного припинення. Зрозуміло, що при такому стані атмосфери в приземному шарі відбувається підвищене накопичення шкідливих домішок.

Інверсійна стратифікація ($\gamma < 0$) є окремим випадком більш широкого класу стійкої стратифікації, при якій температура повітря падає з висотою повільніше температури часточок, що піднімаються в атмосфері.

Збільшення вертикального градієнта β швидкості вітру завжди сприяє посиленню турбулентності, оскільки при цьому зменшується Ri . Зростання β в приземному шарі однозначно пов'язано із збільшенням самої швидкості вітру. Таким чином, при фіксованому значенні γ (термічний фактор) турбулентний рух (обмін) тим інтенсивніший, чим більша швидкість вітру і, навпаки, при дуже слабкому вітрі турбулентний обмін в приземному шарі припиняється.

Уяву про ступінь розвитку турбулентності в атмосфері дає поширення диму із заводських труб. При невеликих швидкостях вітру або інверсійній стратифікації (в загальному випадку при великих значеннях Ri) дим поширюється у вигляді тонкого струменя повітря на значні віддалі. Із збільшенням швидкості вітру або переходу від стійкої стратифікації до нестійкої (в загальному випадку при зменшенні Ri) струмінь диму стає все більш звивистий і в кінці кінців розбивається на окремі клубні диму.

У випадку, коли розглядається проблема забруднення атмосфери в глобальному масштабі, необхідні дані про характеристики тропосфери та стратосфери, оскільки домішки природного та штучного походження поширюються в цих шарах. Особливої уваги заслуговує вплив домішок на озоносферу (20-55 км) – шар, в якому зосереджена основна маса озону, що міститься в атмосфері, деяка кількість його міститься і в інших шарах, в тому числі в тропосфері.

Практично всі домішки антропогенного походження (виняток складають радіоактивні домішки, що утворюються при ядерних вибухах) поширюються вгору до висоти 1,0-1,5 км, що є верхньою межею Н планетарного шару атмосфери. Розміри цього кордону коливаються в часі та просторі: від 300-400 м при слабо розвинутому (великі значення Ri) до 2,0-2,5 км при сильно розвинутому (малі значення Ri) турбулентному обміні.

Прикордонний шар знаходиться у взаємодії з земною (підстилаючою) поверхнею. На турбулентність в цьому шарі крім γ та β великий вплив має шорсткість підстилаючої поверхні: висота та вид нерівностей земної

поверхні(рослинний покрив, будинки, рельєф). Для кількісної характеристики впливу підстилаючої поверхні на повітряний потік вводиться поняття *параметр шорсткості* z_0 .

Всередині прикордонного шару виділяється приземний (приводний) шар атмосфери з верхньою межею від 30-50 м до 150-250м, в межах якого особливо великі і значно коливаються в часі вертикальні градієнти метеоеlementів: температури, вологості, швидкості вітру - і концентрації домішок.

3. Рівняння переносу домішок в турбулентній атмосфері

Основи прогнозу забруднення атмосферного повітря.

Розвиток методів прогнозу ґрунтується на результатах теоретичного та експериментального вивчення закономірностей поширення домішок, що викидаються джерелами забруднення атмосфери.

Основний напрямок вивчення поширення домішок – розробка теорії атмосферної дифузії на основі математичного описання процесу за допомогою рівняння турбулентної дифузії. Воно дозволяє досліджувати поширення домішок від джерел різного типу при різних характеристиках середовища.

При відсутності турбулентності, тобто при ламінарному русі масова концентрація домішок в повітрі змінюється під впливом тільки молекулярного обміну:

$$dq/dt = \varepsilon_m, \quad (2.4)$$

де: ε_m - молекулярний приток домішок до 1 кг повітря за 1с;

dq/dt - повна похідна від концентрації домішок по часу t .

У випадку турбулентного руху швидкість вітру, часточки домішок та інші величини рухаються хаотично (пульсують). Але поряд з хаотичним рухом всі часточки повітря мають деяку однакову (середню) швидкість переносу. Тому складові миттєвої швидкості u , v , w руху часточки повітря можна представити у вигляді сум:

$$u = u + u'; \quad v = v + v'; \quad w = w + w' \quad (2.5)$$

де: u , v , w - проекції середньої швидкості руху, які визначаються шляхом осереднення за деякий інтервал часу або в деякому об'ємі повітря; u' , v' , w' - складові пульсаційної швидкості руху.

Відповідно можна представити і миттєву концентрацію домішок, як:

$$c = c + c'. \quad (2.6)$$

Рівняння надходження домішок в турбулентне середовище (рівняння турбулентної дифузії) :

$$\frac{\partial q}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} \right) - w \frac{\partial q}{\partial z} + k_s \left(\frac{\partial^2 q}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 q}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial q}{\partial z} - \frac{q}{\tau}; \quad (2.7)$$

де: dq/dt - локальна похідна концентрації домішок за певний час в непорушній точці простору.

Зробимо якісний аналіз рівняння переносу домішок, що дає можливість оцінити знак різних членів в правій частині, а разом з тим і тенденцію зміни концентрації домішок в часі під впливом різних факторів.

Відмітимо, що горизонтальні складові швидкості переносу домішок u, v збігаються зі складовими швидкості вітру. Що стосується вертикальної складової w , то для газоподібних домішок, а також дрібних (легких) рідких та твердих домішок, радіус часточок яких менше 1 мкм, вона практично рівна вертикальній швидкості руху повітря. Але у випадку важких домішок (радіус часточок яких більше 1 мкм) під складовою w слід розуміти алгебраїчну суму вертикальної швидкості руху повітря ω_a та середньої швидкості падіння v_g часточки домішки під впливом сили тяжіння, але із врахуванням сили тертя:

$$\omega = \omega_a - v_g; \quad (2.8)$$

Вертикальна швидкість ω_a додатна ($\omega_a > 0$) при висхідному русі повітря та від'ємна ($\omega_a < 0$) при низхідному.

Відповідно до рівняння турбулентної дифузії концентрація домішок у фіксованій точці простору ($\left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)$ - локальна похідна в часі) змінюється в

часі під впливом таких факторів:

Адвективний приток домішок – перша складова частина. Для оцінки цього фактора необхідно мати дані про концентрацію домішок в багатьох точках міста та швидкості вітру. Наносять дані концентрацій домішок q на карту, проводять ізолінії концентрації ($q = \text{const}$). Ізолінії ці мають, як правило, еліпсоїдальну форму, при цьому максимум концентрації q (при осередненні її за досить великий інтервал часу – декаду, місяць, сезон) знаходиться як правило, поблизу центра міста. (рис.?)

Поряд з основним максимумом q спостерігається декілька вторинних максимумів.

Конвективний притік домішок – друга складова частина. Для оцінки цього фактора необхідно знати вертикальні профілі концентрації домішок та швидкості ω .

Приток домішок під впливом горизонтального турбулентного обміну – третя складова в правій частині.

П'ята складова частина рівняння описує зменшення (відтік) домішок внаслідок захвата домішок краплями та кристалами хмар, туманів та опадів, а

також радіоактивного розпаду домішок, якщо вони радіоактивні. Під впливом цього фактора, а також падіння часточок в полі сили тяжіння відбувається самоочищення атмосфери. Всі інші фактори лише перерозподіляють домішки в атмосфері.

ЛЕКЦІЯ 5.

АНТРОПОГЕННІ ЗМІНИ КЛІМАТУ МІСТ

Вже при виникненні перших міст в давньому світі люди помітили, що міське повітря відрізняється від сільського. Не зважаючи на те, що протягом віків джерела забруднення змінювалися, символом міської атмосфери до цього часу є забруднене повітря.

Так, в першому столітті нашої ери відомий римський філософ Сенека писав: « Я відчув зміну настрою, як тільки покинув зловонне повітря Риму, що насичене викидами з димних печей - страшними чадом та сажею». Починаючи з середніх віків таку ж славу отримав Лондон. В 1273 році в Англії був виданий указ, який забороняв спалювати вугілля в печах.

Нині над кожним містом з населенням в декілька сотень тисяч і більше жителів під впливом антропогенних викидів сформувалась хмара (« шапка») домішок у вигляді густого диму, що покриває місто (це видно із космосу). Хмара ця висотою від декількох сотень метрів до 1-2 км. Наведемо ще один цікавий факт. Як відомо, з борту космічних кораблів такі об'єкти як дороги, річки, поля та інші, видно навіть краще, ніж з малих та середніх висот (один американський астронавт написав, що з космосу прочитав навіть номер автомашини, що стояла в сільській місцевості). Пояснюється це тим, що на великих висотах відсутнє розсіяне світло, яке на малих та середніх висотах, потрапляючи в око спостерігача, зменшує контраст між об'єктом та фоном. З цієї ж причини з шахти або глибокого колодязя вдень можна бачити зорі. Але жодний космонавт не спостерігав з космосу будь-які об'єкти (і навіть вулиці) у великому місті – все покриває хмара, що звисає над містом, (що складається переважно з домішок) і яка має на фотографії вигляд розмитої плями.

1. Явище „острів тепла”

***Острів тепла** є відображенням суми мікрокліматичних змін, пов'язаних з антропогенними перетвореннями міської поверхні.*

Навіть ізольований комплекс будинків створює мікроклімат, відмінний від того, який був би на цій місцевості в її природному стані. Міські та оточуючі їх сільські регіони відрізняються один від одного різною структурою земної поверхні. Ця відмінність полягає в тому, що природний або сільськогосподарський ландшафт характеризується наявністю рослинності та пористого ґрунту. На противагу цьому підстилаюча поверхня в межах міста щільна і не має пористої структури. Відомо, що теплофізичні характеристики цих двох типів підстилаючої поверхні, зокрема теплоємність та теплопровідність, різні. Асфальтове покриття вулиць та стіни будинків вдень поглинають деяку кількість тепла, а вночі віддають його довкіллю. Природні процеси ще більше змінюються в умовах міста із-за малого

випаровування. Сонячна енергія, яка витрачається в сільській місцевості вранці на випаровуванні роси, вегетацію рослин та інше, в місті безпосередньо поглинається будинками. Евапотранспірація в місті також значно менша, так як рослинний покрив незначний. Швидке видалення опадів робить неможливим створення запасів вологи в ґрунті і, як наслідок, випаровування з неї. Забруднюючі речовини, що надходять з різних джерел в повітряний басейн міста в разі з зміною властивостей земної поверхні (шорсткість, теплопровідність, альbedo та ін.) та безпосереднім виділенням тепла впливають на мікро- та мезо-кліматичний режим міста та його околиць. Під впливом цих факторів в містах відбулися відповідні зміни в полях температури та вологості повітря, швидкості вітру, радіації, кількості опадів, умов формування хмар та туманів та ін.

Відмінність температури повітря в місті від температури в його околицях вперше зазначив в 1820 році англійський вчений Люк Хоуард, який написав першу книгу про клімат міста. За даними спостережень за 1807 – 1816 р.р. він встановив, що різниця середніх місячних температур повітря (ΔT) в Лондоні та його передмістях коливається між $1,2^{\circ}\text{C}$ (листопад; близькі значення у вересні та січні) та $0,27^{\circ}\text{C}$ (травень). Найбільш значна ця різниця вночі (біля 2°C), а вдень, за даними Хоуарда, в місті приблизно на $0,2^{\circ}\text{C}$ холодніше, ніж в околицях.

Для іншої європейської столиці – Парижа – дані про термічний режим були опубліковані тільки в 1868 році. Рено писав: "...в цій димній ам'ячній атмосфері температура повітря повинна бути вище, ніж в селах, що оточують Париж." За його даними середнє значення ΔT близьке до 1°C . Рено вперше відмітив, що "... міста послаблюють коливання температури, особливо дуже різкі. Цей ефект краще всього видно під час вечірнього похолодання в ясну спокійну погоду, особливо при димці, що частіше покриває міста, ніж села». Це надзвичайно важливе зауваження, оскільки воно вказує на основний фактор формування різниці ΔT - відмінність в радіаційних втратах тепла земною поверхнею в місті та околицях. Цікавий результат досліджень Рено - в сільській місцевості число днів з температурою нижче нуля на 40% більше, ніж в околицях Парижа.

2. Причини утворення „острова тепла”

З останні 100 років метеорологічний та кліматичний режим багатьох міст досліджено досить добре (на підставі щоденних спостережень на станціях, телебаштах; шляхом проведення спеціальних зйомок, вимірювань з літаків, супутників та ін.). Наведемо деякі найбільш суттєві результати.

Практично у всіх містах спостерігається тенденція до підвищення температури.

Дані досліджень заперечують поширену думку про те, що основну роль в підвищенні температури повітря міст відіграють антропогенні викиди

тепла. Не зважаючи на те, що ці викиди в опалювальний сезон (взимку) набагато більший тренд зимових температур значно менший літніх.

В Японії тренд температури за 30-річний період (1936 – 1965 р.р.) склав $0,03^{\circ}\text{C}$ за рік в трьох найбільш швидко зростаючих містах і $0,01^{\circ}\text{C}/\text{рік}$ в трьох невеликих містах . За даними спостережень в п'яти містах США за період 1895-1955 р.р. тренд температури також додатний. Але слід підкреслити, що зростання різниці температур суттєво відрізняється в різні сезони року, а саме *влітку тренд суттєво (в 2-3 рази) вищий, ніж взимку*. Так, в Клівленді (штат Огайо) температура за період 1895 – 1941 р.р. збільшилась на $0,028^{\circ}\text{C}/\text{рік}$ влітку і тільки на $0,010^{\circ}\text{C}/\text{рік}$ взимку; в Бостоні (штат Масачусетс) в 1895 – 1933 р.р. – на $0,026^{\circ}\text{C}$ за рік влітку та $0,016^{\circ}\text{C}/\text{рік}$ взимку; у Вашингтоні (штат Вірджинія) відповідно на $0,024$ та $0,017^{\circ}\text{C}/\text{рік}$ і на незначну величину взимку.

Ці дані, а також ті, які ми наведемо нижче, свідчать про те, що у формуванні “острова тепла” основну роль відіграють не антропогенні викиди тепла, а геофізичні фактори.

Зупинимося на аналізі температур повітря в місті Т та його околиць. $T_{\text{ок}}$, а також різниці $\Delta T = T_{\text{м}} - T_{\text{ок}}$ цих температур в одному з найкраще обстежених міст - Москві та Санкт-Петербурзі. За багаторічними даними температура середньодобова, максимальна та мінімальна, середня за рік в м. Санкт-Петербурзі на $1-2^{\circ}\text{C}$ вище, ніж в околицях, як в середньому за рік, так і за різні сезони. *Температурні контрасти найяскравіше проявляються у вечірні години, безпосередньо перед заходом сонця та в передсвітанкові години*. Згідно з даними досліджень, найбільших значень ΔT досягає *вночі та в ранкові години, а найменших - вдень*. Добова амплітуда ΔT досить велика (більше 2°C) влітку та суттєво менша ($0,5 - 1,0^{\circ}\text{C}$) взимку. Ці дані підтверджують висновок про другорядну роль прямих викидів тепла в формуванні різниці ΔT : оскільки промисловість та особливо транспорт виділяють тепла вдень значно більше, ніж вночі. *Дані досліджень показують, що вночі різниця температур досягає $2-3^{\circ}\text{C}$, а вдень $0-1^{\circ}\text{C}$.*

Інверсійна стратифікація (температура в деякому шарі зростає з висотою) особливо сильно послаблює турбулентний обмін і, як наслідок, перенос забруднюючих речовин від земної поверхні у височі шари атмосфери. З цієї причини при утворенні інверсій, домішки, що надходять з наземних джерел, зберігаються поблизу земної поверхні і тим самим створюють високі рівні забруднення.

Всі інверсії поділяються на приземні (нижній кордон збігається з земною поверхнею) та при піднятті (нижній кордон розташований на деякій висоті). Повторюваність температурних інверсій спостерігається в 53% випадків, причому в місті переважають при піднятті температурні інверсії, тоді як в сільській місцевості – приземні.

В сільській місцевості переважають приземні інверсії (їх повторюваність складає 38%), у формуванні яких першочергову роль відіграють радіаційні

втрати тепла земною поверхнею. Тому вони утворюються переважно вночі при малохмарній погоді та слабкому (не більше 5м/с вітрі). При піднятті інверсії в сільській місцевості утворюються значно рідше, переважно при похмурній погоді та помірній швидкості вітру 2-10 м/с.

Товщина шарів з інверсійною стратифікацією змінюється в широких межах – від 30-50 до 500 м та більше; перепад температур на верхньому та нижньому кордонах – від десятих долей до 10°C та більше.

У великому місті (Москва) загальна повторюваність обох видів інверсій така ж висока (в середньому за рік 57%), як і в сільській місцевості (Обнінск). Але співвідношення між видами інверсій в Москві та Обнінську протилежне: якщо в Обнінську на долю приземних інверсій припадає 38% від загального числа інверсій, а на долю при піднятті – 15%, то в Москві приземні інверсії спостерігаються в 13%, а при піднятті – в 44% від загального числа спостережень.

Тлумачити ці особливості у вертикальних профілях температури в місті, а разом з тим вияснити фактори, які впливають на формування острова тепла, дозволяє рівняння балансу енергії на рівні земної поверхні:

$$R = Q_T + LQ_{\pi} + Q_m + Q_a; \quad (2.9)$$

де: $R = (I + i)(1-r) - B$ – радіаційний баланс (тут $I+i$ – потік сумарної радіації; r – альbedo, B – ефективне випромінювання земної поверхні); Q_T – турбулентний потік явного тепла, LQ_{π} – потік скритого тепла, тобто тепло, яке затрачено на випаровування води з земної поверхні; Q_{π} – турбулентний потік водяної пари; L – питома теплота пароутворення; Q_a – антропогенний потік тепла, що створений різними джерелами, включаючи процеси метаболізму людини та тварин; Q_m – молекулярний потік тепла в ґрунт.

В рівнянні балансу кожний потік в місті суттєво відрізняється від відповідного потоку в сільській місцевості. Це спричинено забрудненням міського повітря антропогенними домішками, що впливають на потоки сонячної ($I+i$) та інфрачервоної (B^*) радіації, та зміною властивостей земної поверхні. В місті значно більший параметр шороховатості : залежно від висоти будинків та щільності забудови він змінюється від 0,5-0,7м до 3-5м порівняно з 10^{-3} - 10^{-1} м в сільській місцевості. Альbedo (r) міст на 4-6% менше, ніж в сільській місцевості. Взимку та ранньою весною в помірних та високих широтах особливо великий вплив на зменшення альbedo створює забруднення та збирання снігу в містах. Суттєво різняться в містах та околицях турбулентні потоки скритого тепла (LQ_{π}) та потоки тепла в ґрунт (Q_m). Потоки додатні, коли вони направлені від поверхні розділу між атмосферою та ґрунтом.

Вночі, коли $R < 0$, в околицях створюються умови для виникнення приземної інверсії ($\gamma < 0$) радіаційного походження (основну роль грають

радіаційні втрати тепла земною поверхнею). В цей же час в місті під впливом збільшеного зустрічного випромінювання атмосфери, на що впливають домішки та водяна пара, які утворюються при спалюванні всіх видів палива, ефективне випромінювання значно менше, ніж в околицях. Оскільки вночі потік направлений з ґрунту до земної поверхні, а по абсолютних величинах в місті він більший, ніж в околицях, то це означає, що вночі біля земної поверхні більш можливі додатні значення γ_k , а інверсія підіймається на деяку висоту. Вдень основну роль відіграє зменшення альбедо міста, що супроводжується збільшенням поглинання сонячної радіації. Ці якісні оцінки, так і кількісні свідчать про те, що геофізичні фактори є основними в формуванні острова тепла. Отримані кореляційні зв'язки між ΔT та чисельністю населення (N) міста: для Європи (11 міст):

$$\Delta T_{\text{макс}} = 2,01 \lg N - 4,06, \quad (2.10)$$

Вдень основну роль відіграє зменшення альбедо міста, що супроводжується збільшенням поглинутої сонячної радіації, а також зменшення затрат тепла на випаровування.

Великий вплив на турбулентні потоки тепла має швидкість вітру. В міру посилення вітру інверсія температури руйнується не тільки в місті, але і в околицях. Разом з руйнуванням інверсії зникає і різниця ΔT .

Отримані такі порогові значення швидкості $u_{\text{пор}}$ вітру в різних містах, при перевищенні яких ΔT практично дорівнюють нулю.

Отримані безпосередні кореляційні зв'язки між ΔT та чисельністю населення (N) міста :

Радіація. Забруднюючі атмосферу міста речовини суттєво впливають на потоки та притоки короткохвильової (сонячної) та довгохвильової (земної) радіації, а зрештою на радіаційний баланс земної поверхні та забрудненого шару атмосфери, особливо якщо мова іде про тверді часточки, які поглинають та розсіюють сонячні промені. Вже давно відомо, що на територію, зайняту містом, падає менше сонячного світла, ніж на околиці. Це без сумніву ефект впливу міста, оскільки тривалість сонячного потоку регулюється станом погоди, а вищезгадані відмінності можуть бути зумовлені тільки локальними причинами. Подібні мезокліматичні ефекти можна спостерігати також в гірській місцевості. В промислових містах втрати тривалості сонячного сйива можуть досягати 10 і навіть 20%. Якщо говорити про кількість сонячної енергії, яка досягає земної поверхні, то при проходженні через запилене повітря міста її втрати приблизно такого ж порядку. Найбільші втрати сонячної енергії спостерігаються при малих висотах сонця над горизонтом, тобто рано вранці та безпосередньо перед заходом сонця. В накопиченні забруднюючих речовин велику роль відіграють приповерхневі температурні інверсії, які особливо часто повторюються взимку та влітку і викликають додаткові енергетичні втрати.

Більші середні швидкості вітру весною та більш сильна конвекція влітку, призводять до менших радіаційних втрат в ці сезони.

Вчені, що проводили дослідження на Британських островах, зробили висновок: якщо в середньому пряма сонячна радіація ослаблена на 38%, то різко зростає потік розсіяної радіації. Виявилось, що потік розсіяної радіації в середньому в міських умовах в 2,35 рази переважає відповідну величину в “найчистіших” областях Англії, куди сягає вторгнення полярного повітря.

Потік сумарної радіації в місті складав лише 82% найменшого значення, яке спостерігалось в цей час в сільській місцевості.

За даними спостережень в Кельні потік сумарної радіації на горизонтальну поверхню в середньому за рік складає 59% від потоку в ідеальній (сухий та чистій) атмосфері при коливаннях на протязі року від 44% в лютому до 69% в червні.

В той же час в Трирі – невеликому малозабрудненому місті Німеччини цей потік складає 70%, при коливаннях між 60% в листопаді та 76% в квітні. В Токіо притік сонячної радіації, що надходить до земної поверхні, на 12-30% менший потоку в сільській місцевості. На Британських островах потік прямої сонячної радіації в містах в середньому послаблюється на 38%. Але в містах різко (в середньому в 2,3 рази) зростає потік розсіяної радіації. В результаті потік сумарної сонячної радіації в містах складає в середньому 82% від найменшого потоку, що спостерігається за цей час в сільській місцевості.

Забруднюючі речовини не тільки послаблюють потік сонячної радіації, але і змінюють його спектральний склад. Так, за даними спостережень, в Парижі в потоці сумарної радіації на долю ультрафіолетової радіації припадає 0,3% в центрі та 3,0% в околицях, фіолетової відповідно 2,5 та 5,0; в той же час доля видимої та інфрачервоної змінюється мало. Оскільки домішки поглинають, відповідно до закону Кірхгофа, випромінюють інфрачервону радіацію, то, порівняно з околицями, в місті збільшене зустрічне випромінювання атмосфери і, як наслідок, зменшене ефективне випромінювання земної поверхні. Сума ефективного випромінювання в Санкт-Петербурзі складає 90% від аналогічної суми в Войеково взимку та 85% влітку. Пояснити цей факт важко, оскільки на ефективне випромінювання впливають не тільки домішки, концентрація яких взимку більша, а й абсолютна вологість повітря, яка може відрізнятись в місті за рахунок поливу вулиць влітку.

Альbedo. Спостерігається також суттєва різниця в альbedo земної поверхні в місті та його околицях. Вперше описані відмінності в значеннях альbedo міст та околиць в працях науковців під керівництвом Кунга та чіткі сезонні зміни (у високих широтах), які викликані таненням та випаданням снігу. Згідно з отриманими цими авторами даним, значення альbedo для сільської місцевості на 10-30% більше, ніж для міських територій. В Санкт-Петербурзі середні сезонні значення альbedo взимку на 14 - 16% менші, ніж

влітку. Взимку альbedo земної поверхні за рахунок снігового покриву в 3-5 разів більше, ніж влітку як в місті, так і в його околицях. Але під впливом того ж снігового покриву, чистішого в околицях, ніж в місті, де до того ж багато снігу вивозиться, альbedo земної поверхні в Санкт-Петербурзі відрізняється від альbedo в околицях в осіннє - зимовий сезон більше, ніж в весняно-літній.

Особливо велика різниця в перехідні місяці року : в березні та квітні, коли альbedo в Санкт-Петербурзі в якому нерідко снігу в ці місяці практично вже немає, на 28 та 23% відповідно менше, ніж в Миколаївському, так як за містом в березні та квітні як правило ще зберігається сніговий покрив.

Хоча, на перший погляд, ця різниця невелика, вона відіграє значну роль, особливо коли мова іде про великі значення енергії, що приходить на земну поверхню з довгохвильовим сонячним випромінюванням (прямим та розсіяним).

Кінцевий результат впливу на приземну температуру повітря залежить від радіаційного балансу (R) земної поверхні. Його середні значення (кВт/м^2) в трьох населених пунктах такі:

Взимку, а також в листопаді радіаційний баланс від'ємний як в місті, так і в околицях. Але в Санкт-Петербурзі земна поверхня зимою втрачає променевої енергії менше, ніж в околицях (на 19 та 15% в порівнянні з Воейково та Миколаївським). В сторону ж підвищенням температури в місті діє радіаційний баланс весною, коли він додатний, і в Санкт-Петербурзі на 14 та 20% більше, ніж в Воейково та Миколаївському. Але влітку та особливо восени, коли R в місті навіть менше, ніж в околицях, вклад R в підвищення температури зовсім незначний. Більше того, восени, згідно з цими даними, під впливом R температура повітря в місті повинна знижуватися порівняно з околицями.

Швидкість вітру. Найбільший вплив на рівень забруднення атмосфери в місті та його околицях створює швидкість вітру. Крім адвективного притоку, який безпосередньо залежить від швидкості вітру, на зміну концентрації домішок в часі в повітряному просторі міста суттєвий вплив має турбулентний притік домішок, який також тісно пов'язаний з швидкістю вітру.

Немаловажна роль вітру зумовлена його динамічним впливом на всі споруди, які піднімаються над землею, насамперед це телевізійні та радіоантени, опори ліній електропередач, водонапірні башти, труби теплових електростанцій та опалювальних систем, висотні будинки. Вітрові навантаження слід враховувати при проведенні будівельних та навантажувально-розвантажувальних робіт, розведенні мостів та ін. Окремі споруди та місто в цілому являють собою перепону, під впливом якої швидкість вітру в місті, як правило, ослаблена порівняно з околицями. За даними спостережень в ряді міст встановлена залежність вітру від рослинного покриву. На озелених ділянках влітку швидкість вітру на 20-

30% менше, ніж на неозелених. Найбільше значення зменшення вітру в місті спостерігається поблизу земної поверхні. Слід підкреслити, що в місті розподіл вітру, температури та вологості повітря дуже неоднорідний. Нижче дахів будинків напрям вітру визначається розташуванням будинків та вулиць по відношенню до напрямку вітрового потоку над містом. В місті переважає напрям вітру вздовж вулиць, при поперечному вітрі його швидкість зменшується 2-3 рази.

Різниця температур повітря на світловій та тіньовій стороні вулиці при малохмарній погоді в літній день може досягати 5°C, а відносна вологість при поливі вулиць зростає на 30-40%. В умовах вільної забудови, що переважає в районах новобудов, при відсутності зелених насаджень суттєвого послаблення вітру в житлових масивах не спостерігається. Житлові та промислові будинки, змінюючи швидкість та напрям повітряного потоку, впливають на розподіл забруднюючих речовин в місті. При вітрі, що дме поперек корпусів алюмінієвого заводу, вміст фтористого водню на підвітряній стороні проммайданчика в 2,5-24 рази більший, ніж на навітряній, а твердих фторидів в 3 - 28 раз. Аналогічні результати отримані для корпусного двору: при напрямку вітру вздовж осі двору найбільші концентрації забруднюючих речовин спостерігались на підвітряній стороні; при вітрах, що дмуть впоперек двору, максимальне забруднення відмічено в точках, розташованих поблизу центру двору.

Зміну швидкості вітру з висотою над містом описується за допомогою тих же рівнянь та формул, які отримані для природних дуже шорстких поверхонь, в тому числі лісу.

В приземному шарі висотою до 100-200 м залежність швидкості вітру $u(z)$ від висоти z описується логарифмічною формулою:

$$u(z) = 5,5b u_q \lg((z+z_0):z_0); \quad (2.11)$$

де: u_q - швидкість геострофічного вітру; z_0 - параметр шорсткості; $b = u/u_q$ - геострофічний коефіцієнт тертя; u - швидкість тертя.

Швидкість геострофічного вітру визначається або по карті тиску, або за даними зондування атмосфери (швидкість вітру на висоті 1 - 1,5 км близька до u_q).

Оскільки в місті елементами шорсткості служать будинки, то параметр шорсткості (на відміну від природних, не покритих лісом ділянок землі) має порядок $10^{-1} - 10^0$ м. За даними різних авторів, z_0 в містах змінюється від 0,4 - 0,7 до 3-5 м. Вище приземного шару розподілення швидкості вітру по висоті описується за допомогою формул, які більш складні. Відзначимо, що турбулентний опір над містом достатньо розвинутий, тому швидкість вітру зростає над містом повільніше, ніж над околицями.

Як і з теорії, так і з даних спостережень впливає, що зміна вітру з висотою суттєво залежить і від термічної стратифікації атмосфери. Згідно з існуючими уявленнями, швидкість вітру швидко зростає з висотою (більше

100м) при інверсійній стратифікації, яка ускладнює обмін по вертикалі, і порівняно повільно при падінні температури з висотою (в цю групу входять випадки нестійкої стратифікації). В цілому вплив міста поширюється найчастіше на весь приграничний шар, тобто до висоти 1,0-1,5 км. Оскільки в місті існує острів тепла, то, як над всякою перегрітою областю, над ним під впливом сили плавучості виникає рух повітря, спрямований вгору. В горизонтальній площині при цьому спостерігається *конвергенція* (потoki повітря сходяться). Найбільш сильно острів тепла розвинутий вночі. Конвергенція повітряних потоків є причиною того, що по вночі вітер слабне в місті не так сильно, як вдень, іноді може бути більшим, ніж в околицях. Невпорядковане розташування будівель та неоднорідність рельєфу місцевості призводить до того, що конвергуючі до центру міста потоки не завжди можна спостерігати, а якщо вони і є, то розподіл їх по території міста нерівномірне.

Конвергенція повітряних течій, яку спричиняє острів тепла, сприяє переносу забруднюючих речовин з окраїн міста в його центральну частину. З цієї точки зору розташування промислових підприємств на окраїнах міста не вирішує проблеми зниження рівня забруднення в центрі міста: викиди підприємств, розташованих на окраїнах, конвергуючими потоками переносяться в центральну частину міста.

В містах із всіх атмосферних дій найбільших матеріальних збитків завдають повені, найбільш шкідливим впливом на здоров'я людей відмічено забруднення повітря, а найбільш відчутним подразником для жителів міста є різкі зміни напрямку вітру. Утворення острова тепла має як позитивні, так і негативні сторони. Найбільш бажаним було б зменшення можливого числа антропогенних дій на локальні умови. В табл. 2.4. перелічено основні результати кліматичних змін, пов'язаних з антропогенним тиском.

Таблиця 2.4.

Основні результати кліматичних змін, пов'язаних
з антропогенним тиском

Характеристика	В місті в порівнянні з околицями
1	2
Забруднюючі речовини:	
Ядра конденсації	В 10 разів більше
Часточки	В 10 разів більше
Газоподібні домішки	В 5-25 разів більше
Радіація:	
Сумарна на горизонтальній поверхні	На 0 – 20% менше
Ультрафіолетова	На 5-30% менше
Тривалість сонячного саява	На 5-15% менше

Хмарність	На 5-10% більше
Тумани	На 30-100% більше
Опади: кількість	На 5-15% більше
Число днів, коли кількість опадів < 5мм	На 10% більше
Снігопади	На 10% більше
Температура(середньорічне значення)	На 0,5 – 3,0°C більше
Мінімальне значення температури взимку	На 1-2°C більше
Максимальне значення влітку	На 1-3°C більше
Відносна вологість(середньорічне значення)	На 6% менша
Відносна вологість (взимку)	На 2% менше
Відносна вологість (влітку)	На 8% менша
Швидкість вітру(середнє річне значення)	На 20-30% менша
Максимальна швидкість при поривах	На 10-20% менша
Число безвітряних днів	На 5-20% більше

Найбільшу небезпеку “острів тепла” має у сонячні спекотні літні дні. Крім посадок дерев для створення тінистих ділянок та зволоження вулиць для збільшення випаровування, що сприяє охолодженню, можна назвати збільшення альбедо. Для цього слід фарбувати в світлі кольори стіни будинків та дахи будинків. Як захід може бути переведення під землю наземних автостоянок: з однієї сторони з території міста зникне велика кількість заасфальтованих територій, які разом з автомобілями відіграють роль мікропарників, збільшуючи температуру повітря біля поверхні, а також, пасажирів цих автомобілів будуть позбавлені нестерпної спеки в салонах.

3. Димки, тумани, смоги

Забруднення атмосфери міста домішками, зміна температури повітря, швидкості вітру та інших метеовеличин не могло не відбитися на умовах формування та повторюваності таких важливих явищ для вирішення прикладних задач, як димки, тумани та смоги, з якими пов'язано значне погіршення видимості в атмосфері. Видимість в центрі великих міст завжди гірша, ніж в сільській місцевості. За даними Ландсберга в США умови поганої видимості (з дальністю менше 10 км) спостерігаються в центрі міст на 10-20% частіше, ніж в сільській місцевості. Відповідна різниця для європейських промислових міст ще більша. Тумани з видимістю менше 1 км в містах бувають вдвічі частіше, ніж в околицях. Про видимість в містах є багато матеріалів емпіричних спостережень. Так, добовий хід дальності видимості зворотно пропорційний інтенсивності викидів. Тому вранці видимість мінімальна всюди, крім місцевостей, які характеризуються частими фотохімічними смогами. Найменша дальність видимості характерна для зими, але в тих місцях, де висока фотохімічна активність, періоди різкого

погіршення видимості можуть спостерігатись і влітку, особливо в перед полуденні години.

Димкою прийнято називати такий стан атмосфери, при якому під впливом забруднення атмосфери домішками метеорологічна видимість S_m коливається в межах між 1 - 10 км.

Туманом називається накопичення в приземному шарі повітря найдрібніших крапель води або льодових кристалів, які знижують горизонтальну дальність видимості до $S_m \leq 1$ км. Залежно від висоти верхнього кордону туману можна умовно розрізнити: наземні тумани (при висоті до 2 м), низькі (2-10м), середні (10-100м) та високі (понад 100м).

Значення S_m можна також розрахувати за формулою:

$$S_m = 2,95 / \alpha. \quad (2.12)$$

Наведена формула відповідає визначенню “метеорологічна оптична дальність”, яке наведено в ГОСТ 7601-78.

В табл. 2.5. подано значення S_m та міжнародний код видимості для різних метеоумов, з яких можна оцінити α , користуючись наведеною формулою.

Принципи класифікації туманів можуть бути різними в залежності від поставлених завдань. За мікроструктурними характеристиками виділяються тумани крапельно-рідкі, кристалічні, змішані та ті, які складаються з твердих часточок пилу та диму. За розподіленням в них крапель за розмірами – монодисперсні та полідисперсні. За інтенсивністю виділяють слабкі тумани, густі тумани і т.д. Для прогностичних задач в основу класифікації туманів покладено процеси, які викликають їх утворення. Процес насичення повітря в приземному шарі атмосфери зумовлюється двома причинами: або пониженням температури при незмінній вологості повітря, або збільшенням вологозапасів в приземному шарі повітря. Таким чином, тумани поділяють на два класи: *тумани охолодження* та *тумани випаровування*.

Таблиця 2.5.

Міжнародний код видимості та
метеорологічна дальність видимості

Кодовий номер	Погодні умови	S_m , м
1	2	3

0	Щільний туман	< 50м
1	Густий туман	50-200м
2	Звичайний туман	200-500м
3	Легкий туман	500-1000м
4	Слабкий туман	1-2 км
5	Димка	2-4 км
6		4-10 км
7	Легка димка	10-20 км
8	Ясно	20-50 км
9	Дуже ясно	> 50 км
-	Абсолютно ясно	277 км
	Чисте повітря	

Залежно від характеру зміни температури тумани охолодження поділяються на радіаційні та адвективні, а тумани випаровування – на тумани випаровування з поверхні води та тумани випаровування крапель дощу фронтальні. (рис. 2.5).

Але при метеорологічній видимості менше 10 км часточки домішок, як правило, обводнені, при цьому чим більша відносна вологість повітря, тим менша доля ядра конденсації в загальній масі краплі. Якщо радіус краплі збільшується до 1 мкм - це вже дрібні краплі тумана - то доля так званих ядер конденсації (радіусом біля 0,1мкм) зменшується до 0,001 від загальної маси краплі. Це означає, що в стійкому крапельно-рідкому тумані відносна вологість повітря близька до 100%, а умови існування та росту крапель в туманах визначаються змінами температури або абсолютної вологості повітря. Звернемо увагу також на те, що гігроскопічних часточок - ядер конденсації - більш ніж достатньо в атмосфері не тільки міст, але й будь-якого іншого району Землі, в тому числі і над океанами; лише на невеликій частині ядер утворюються краплі туманів та хмар.

Повторюваність та тривалість туманів залежить від природних умов та географічного місця розташування даного району.

Тривалість туманів коливається в широких межах від декількох хвилин до декількох діб. При цьому має місце тісний зв'язок повторюваності туману з його тривалістю, що дозволяє в окремих випадках розрахувати тривалість туманів тільки за їх повторюваністю.

Забруднення атмосфери міст домішками антропогенного походження сприяє погіршенню видимості, росту повторюваності димок та зменшенню повторюваності стану з доброю видимістю. При певних умовах в містах тумани можуть виникати частіше, ніж в околицях. Ряд науковців (Ландсберг, 1974, 1983 та ін.) вказують, що повторюваність туманів в місті на 10 – 20 % більша, ніж у відкритій місцевості. Це можна пояснити не тільки підвищеною кількістю ядер конденсації, яких майже завжди достатньо для утворення туманів при умовах насичення вологою повітря і поза містами, але і тим, що

в містах в домішках міститься значна кількість гігроскопічних часточок. Конденсація вологи на таких часточках починається при відносній вологості менше 100%, що викликає зростання повторюваності туманів.

Але під впливом антропогенних домішок суттєво зростає в місті повторюваність лише *слабкої* ($S_m = 6-10\text{ км}$) та *помірної* ($S_m = 2 - 6 \text{ км}$) димки. За даними Оке (1982), повторюваність щільних туманів (з видимістю менше 200м) в містах менша, ніж за містом. Не важко визначити, що основна роль в цьому явищі належить підвищенню температури в місті. Якщо метеорологічна обстановка така, що відносна вологість повітря в околицях $f_{ок} = e_{ок} / E (T_{ок})$ наближається до 100%, то e - парціальний тиск водяної пари та E - тиск насиченої водяної пари зростає разом з ростом температури T .

В той же час відносна вологість в місті на момент утворення тумана в околицях буде рівна:

$$f_m = E (T_{ок}) / E (T_{ок} + \Delta T); \quad (2.13)$$

де: $T = T_m - T_{ок}$ - різниця температур повітря в місті та його околицях.

Оскільки f міста значно менше 100%, утворення туману в місті неможливе, в той час коли в околицях при цій обстановці туман починає формуватися при $f \approx 100\%$. Для виникнення туману в місті температура повітря в околицях повинна впасти нижче точки роси. При цьому в околицях утворюється вільний (з великою водністю) туман, в місті - помірний або слабкий. Розсіюються в місті перш за все слабкі тумани. Таким чином, різниця в повторюваності туманів в місті та його околицях пов'язано перш за все зі слабкими та помірними туманами. Слід підкреслити, що підвищення температури впливає на утворення туманів лише у великих містах, де ΔT досягає в середньому значень, близьких до 1°C .

Крім туману та димки, погіршення видимості може бути викликано запиленістю або задимленістю повітря. Це явище називається *імлою*. На відміну від туману та димки, які спостерігаються при відносній вологості, яка наближається до 100%, імла як правило спостерігається при невеликій відносній вологості.

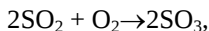
В атмосферному повітрі, що насичене різними домішками, в присутності каталізаторів, роль яких можуть виконувати іони та оксиди металів, при певних метеорологічних умовах можуть відбуватись хімічні реакції, в результаті яких утворюються нові речовини, часто більш небезпечні для довкілля та здоров'я людини. Хімічний склад атмосфери та хімічні та фотохімічні процеси, що в ній відбуваються, вивчаються такою областю метеорології, як хімія атмосфери.

Смоги. В основі утворення так званих токсичних туманів або смогів, в більшості випадків лежать фотохімічні реакції. Залежно від фізико-географічних та кліматичних умов, складу та характеру дії на довкілля смоги поділяються на два основні типи: лондонський та лос-анджелеський

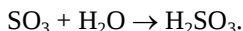
відповідно до назви міст, в яких вони спостерігались. Смоги в Лондоні як правило, спостерігаються в грудні-січні в ранкові години при штилі, температурі повітря від -1 до $+4^{\circ}\text{C}$ та відносній вологості повітря більше 85%. Вони характеризуються малою дальністю видимості, яка досягає іноді 30 м та менше. Для смогів в Лос-Анджелесі, які є не безпечнішими і найчастіше спостерігаються в серпні – вересні в середині дня, характерні швидкість вітру менше 3м/с, температура повітря $24-32^{\circ}\text{C}$, відносна вологість менше 70% та дальність видимості 1,5 – 8км. Основними джерелами забруднення повітря в першому випадку є спалювання вугілля та мазуту, в іншому випадку – викиди автотранспорту. Основу лондонського смогу складають сполуки сірки, а лос-анджелеського – фотохімічні оксиданти хімічно активних домішок складного вмісту. Характерною особливістю лос-анджелеського смогу є пониження видимості по горизонталі, що впливає на рух транспорту в містах за збільшення числа аварій на транспортних магістралях. Для утворення фотохімічного смогу необхідна порогова концентрація оксидантів рівна $0,21\text{ мг/м}^3$.

Встановлено, що основними компонентами смогів є озон, оксиди азоту, діоксид сірки, сульфати, нітрати, вуглеводні та ін.

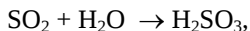
В результаті взаємодії з атмосферним киснем діоксид сірки може окислюватися до триоксиду:



а при взаємодії триоксиду сірки з водою легко утворюється сірчана кислота:



Можлива також взаємодія діоксиду сірки з водою з утворенням сірчистої кислоти:



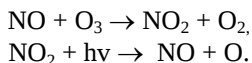
з наступним її окисленням до сірчаної кислоти.

Відомо, що різні метали, такі як залізо, марганець, алюміній, мідь та інші, що знаходяться в атмосферному повітрі у вигляді сульфатів та хлоридів, а також оксидів (Fe_2O_3 , MnO_2 , Al_2O_3 та ін), суттєво прискорюють реакції окислення, тобто є каталізаторами. За силою каталітичної активності найбільш поширені домішки можна розташувати у такий ряд: $\text{Mn} > \text{Cu} > \text{Fe} > \text{Co}$. Крім того, швидкість окислення зростає з підвищенням вологості повітря та зменшується з ростом температури. Ідеальні умови для розвитку такого процесу створюються в містах, де спалюється паливо з великим вмістом сірки і де слабкий турбулентний обмін супроводжується утворенням туманів (або підвищеною вологістю). Така ситуація виникла в Лондоні в 1952 році. Щільний смог зберігався протягом 4-5 днів і був причиною смерті приблизно 4000 людей. Випадання крапель сірчаної кислоти утворює так званий кислотний дощ, який отруює воду в ріках та озерах, розташований на

підвітряній стороні великий індустриальних центрів. Підвищена кислотність опадів була відмічена в Швеції; встановлено, що спричинена вона викидами, які були принесені повітряними течіями з Англії, Руру та Чехословаччини.

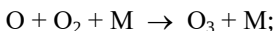
Утворення фотохімічного смогу починається з дії сонячної радіації на окиси азоту в присутності вуглеводнів. Ці первинні компоненти забруднення перетворюються в процесі складних хімічних реакцій в різні вторинні домішки (особливо такі окисиданти, як озон, кисень, діоксид азоту та ін.).

Оксид азоту та діоксид азоту перетворюються в результаті реакцій з озоном та при фотодисоціації під дією світла з довжиною хвилі менше 410нм:



де: h - постійна Планка; ν – частота коливань випромінювання.

Оксиди азоту, атомарний кисень та інші домішки беруть активну участь в різних хімічних реакціях, в тому числі з діоксидом сірки. Так, при певних умовах може утворюватися озон:



де: M – будь-яка молекула у повітрі, якою передається енергія збудження, що бере участь у взаємодії атомів або молекул.

Одних тільки перетворень NO_2 недостатньо, щоб забезпечити високі концентрації O_3 , які спостерігаються при фотохімічному смогу, оскільки O_3 та NO_2 безперервно руйнуються та створюються без помітної зміни їх середніх концентрацій. Тому необхідний процес, при якому цей цикл руйнувався б, оксид азоту перетворювався в NO_2 , але кількість O_3 зберігалась. Такий процес забезпечується наявністю сполук вуглеводнів, які сприяють утворенню в повітрі пероксиацетилнітрата (ПАН).

Відмінною особливістю смогу є коричнюватий відтінок, який надають йому окиси азоту, що входять до складу пероксиацетилнітрата (ПАН) - головної складової смогу. ПАН в свою чергу утворюється при взаємодії сонячної радіації, перш за все ультрафіолетової та фіолетової, на вуглеводні та окиси азоту, які при цьому з'єднуються. На відміну від димок, колір яких сірий та синьо-голубий, відносна вологість в смогах, як правило, невисока. За цією ознакою смоги ближче не до димки, а до імпи - явища пониження видимості під впливом твердих слабообводнених домішок, наприклад, що утворюються під час пожежі.

Цей вид смогу буває інтенсивнішим на каліфорнійському узбережжі, особливо в районі Лос-Анджелеса, звідки і пішла його назва. В цій місцевості число машин дуже велике (в лос-анджелеському окрузі в 1970 році припадало біля 1500 машин на 1 км²), і тому великі викиди NO , NO_2 , H_c . В деякі періоди року метеорологічна обстановка визначається тут субтропічним

антициклоном, тобто установлюється безхмарна погода з легким вітром та інверсією осідання, сприятлива для розвитку локальних вітрів. Все це створює сприятливі умови для виникнення фотохімічного смогу: інтенсивні викиди автомашин, спокійне повітря та сонячна радіація. Такі умови створюються не тільки на каліфорнійському узбережжі, тому фотохімічний смог спостерігався і в інших районах США, а також в Канаді, Мексиці, Бразилії, Англії, Голландії, Греції, Японії та інших країнах. Поза тропіками виникнення цього виду смогу обмежено літнім часом, оскільки для цього необхідна інтенсивна сонячна радіація, з добовим ходом якої пов'язаний добовий хід процесів забруднення атмосфери оксидантами.

Дальність видимості в смогах змінюється в широких межах, але, як правило, менше 10 км. Оскільки в утворенні ПАН визначальна роль належить сонячній радіації, то смоги утворюються в містах, розташованих в низьких широтах.

Фотохімічний смог викликає подразнення очей, бронхіт, запалення слизових оболонок носа та горла, загострення легневих та хронічних захворювань.

Утворення фотохімічних смогів можливо не тільки у великих промислових центрах, але і в сільській місцевості. Відомі смогові явища над лісами в результаті взаємодії терпенів з оксидами азоту та озоном. Продукти фотохімічних реакцій можуть переноситися на значні віддалі та накопичуватися в застійних зонах.