

УДК 523.3+521.97+528.514+551.241

Н. І. Каблак

Лабораторія космічних досліджень Ужгородського національного університету
88000 Ужгород, вул. Далека, 2а

Моделювання зміни фізичних параметрів атмосфери з висотою

За матеріалами зондувань досліджено фізичний стан атмосфери у п'яти пунктах України.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ С ВЫСОТОЙ, Каблак Н. И. — По материалам зондирования исследовано физическое состояние атмосферы в пяти пунктах Украины.

MODELING CHANGES OF PHYSICALS PARAMETERS OF THE ATMOSPHERE WITH A HEIGHT, by Kablak N. I. — Physical conditions of the Earth's atmosphere are investigated on the basis of data of explorations in five points of locale Ukraine.

Відомо, що атмосфера впливає на віддалемірні спостереження, оснований на проходженні електромагнітних хвиль (ЕМХ) від випромінювача до приймача: змінюється швидкість ЕМХ у неоднорідній атмосфері, а їхня траєкторія викривляється. Величина впливу атмосфери на поширення ЕМХ визначається характером зміни показника заломлення, який у свою чергу, визначається просторово-часовими змінами температури, тиску і вологості повітря [1, 2, 4, 5, 7, 9]. Тому важливою є задача дослідження фізичного стану атмосфери (температури, тиску і вологості) на основі реальних даних аерологічного зондування атмосфери.

Для кількісної характеристики стану атмосфери у певний момент часу використовується ряд метеорологічних елементів: температура, тиск, густина, вологість повітря W , швидкість вітру, горизонтальна та вертикальна протяжність хмар, інтенсивність опадів та інше. Постійна зміна стану атмосфери у часі та просторі призводить до зміни метеорологічних елементів і атмосферних явищ. Метою роботи є вибір і встановлення профілів метеорологічних величин на основі реєстрації фізичного стану атмосфери в різних пунктах, де розміщені українські перманентні GPS-станції та ведуться віддалемірні спостереження.

Для дослідження вертикальних профілів температури T , індексів рефракції сухої (N_s) та вологої (N_w) атмосфери, тиску P повітря та тиску e водяної пари було використано миттєві профілі метеопараметрів P , T , W за 1999 і 2004 рр. для пунктів Ужгород, Львів, Київ, Харків і Сімферополь.

Кількість рівнів, на яких вимірювалися аерологічні параметри, залежить від частоти запиту радіозонда і висоти верхньої границі вимірювань.

Верхня границя була розташована на висотах від 10 до 30 км. Кількість рівнів при одному зондуванні складала 18—45. Час запуску радіозонда — 0^h всесвітнього часу. Точність вимірювань параметрів P , T , W складала 1 мбар, 0.5 К і 5 % відповідно.

Дослідження зміни температури повітря з висотою. У тропосфері зміна температури повітря з висотою близька до лінійної [3, 6, 8]. Температура приземного шару має чітко виражений річний та добовий хід і залежить від багатьох чинників. Амплітуда добового ходу температури залежить від пори року, властивостей поверхні Землі, висоти Сонця над горизонтом, наявності хмар, вітру та ін. Влітку зміни температури протягом доби максимальні, особливо при сонячній погоді. Взимку у хмарні дні перепад температури може бути незначним. Із збільшенням висоти над поверхнею Землі амплітуда добового ходу температури зменшується.

Амплітуда річного ходу температури залежить від топологічних та кліматичних особливостей місцевості. За даними спостережень 1999 р. мінімальна температура в пункті Київ протягом року на поверхні Землі становить — 258 К, максимальна — 299 К, середня — 281 К; відповідно в пунктах: Львів — 261, 295, 282 К; Ужгород — 266, 296, 282 К; Харків — 256, 296, 278 К; Сімферополь — 262, 296, 283 К. Характер і амплітуда розподілу температури з висотою змінюється в широких межах. Усереднений профіль температури повітря за сезонами року (зима, весна, літо, осінь) для Києва наведено на рис. 1. Точками наведено аерологічні виміри температури взимку 1999 р. Висотний хід температури для пунктів Львів, Ужгород, Харків, Сімферополь є аналогічним.

Наближена лінійна зміна температури була встановлена за результатами усереднених багаторічних даних аерологічного зондування атмосфери і відображена у стандартній атмосфері. Середній градієнт температури рівний $\gamma = 6.5$ К/км [3].

Лінійну залежність зміни температури з висотою можна виразити таким чином:

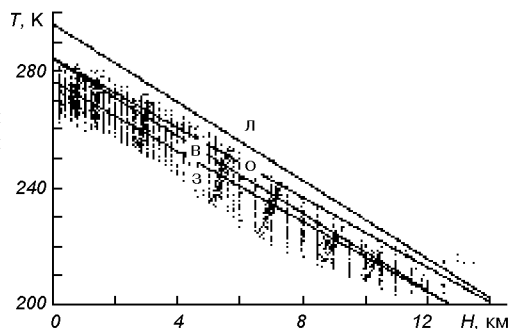
$$T = T_0 + \gamma(h - h_0), \quad (1)$$

де T_0 — температура у пункті спостережень, h_0 — висота пункту спостережень. Градієнти температури γ і параметр $b = T_0 - \gamma h_0$ знайдені як коефіцієнти лінійної регресії

$$T = b + \gamma h$$

за даними аерологічних спостережень у п'яти пунктах. Вони, а також значення відносної похибки ρ відхилення експериментальних даних від лінійної регресії наведені в табл. 1. Середні квадратичні відхилення температури від лінії регресії для різних пунктів і сезонів складають 3—6 К.

Рис. 1. Висотний хід температури для пункту Київ влітку (л), восени (о), навесні (в) і взимку (з) за даними спостережень у 1999 р. Точки — спостереження взимку



Таблиця 1. Вертикальні градієнти температури γ (К/км), параметри b і значення відносної похибки ρ зміни температури з висотою в тропосфері у п'яти пунктах

Пункт	Зима			Весна			Літо		
	γ	b	ρ	γ	b	ρ	γ	b	ρ
Ужгород, ніч, 1999 р.	-5.96	274	-0.96	-6.48	285	-0.97	-6.50	294	-0.99
Львів, ніч, 1999 р.	-4.99	276	-0.94	-6.54	288	-0.96	-6.17	294	-0.98
Харків, ніч, 1999 р.	-5.66	276	-0.97	-6.34	283	-0.97	-6.48	296	-0.99
Сімферополь, ніч, 1999 р.	-5.39	281	-0.92	-5.84	285	-0.91	-6.09	297	-0.98
Київ, ніч, 1999 р.	-5.62	275	-0.96	-6.43	283	-0.97	-6.70	296	-0.99
Київ, ніч, 2004 р.	-5.71	274	-0.97	-6.25	282	-0.97	-6.67	293	-0.98
Київ, день, 1999 р.	-5.60	276	-0.95	-6.41	283	-0.98	-7.23	301	-0.99
Київ, день, 2004 р.	-5.61	275	-0.96	-6.36	283	-0.97	-6.75	295	-0.99

Пункт	Осінь			За рік		
	γ	b	ρ	γ	b	ρ
Ужгород, ніч, 1999 р.	-6.45	292	-0.99	-6.35	286	-0.98
Львів, ніч, 1999 р.	-5.05	285	-0.90	-5.69	286	-0.95
Харків, ніч, 1999 р.	-5.83	282	-0.95	-6.08	284	-0.97
Сімферополь, ніч, 1999 р.	-5.46	287	-0.90	-5.70	288	-0.93
Київ, ніч, 1999 р.	-6.09	286	-0.96	-6.21	285	-0.97
Київ, ніч, 2004 р.	-6.23	286	-0.97	-6.22	284	-0.97
Київ, день, 1999 р.	-6.00	283	-0.97	-6.31	286	-0.97
Київ, день, 2004 р.	-6.24	287	-0.97	-6.24	285	-0.97

Найменший градієнт температури (в середньому за рік) спостерігається у Львові (-5.69), а найбільший — в Ужгороді (-6.35). Величини градієнтів сильно змінюються не лише в різні дні, але навіть протягом доби. Так, для Києва в різні дні значення γ змінюється від 3.5 до 7.2 К/км. Спостерігається певна залежність γ від поверхневої температури T_0 . Формула (1) добре узгоджується з реальними даними.

Використовуючи з табл. 1 середнє для сезону значення γ і температуру T_0 у пункті спостереження на даний день, можна знайти наближений висотний профіль $T(h)$ в цей день за формулою (1).

Аналіз аерологічних даних в різних пунктах показав, що у шарах атмосфери до висоти 3 км інверсія температури спостерігається у 73—97 % зондувань атмосфери. Особливо потужні інверсії спостерігаються вночі у зимовий період, в основному за рахунок радіаційних інверсій. Із 235 нічних зондувань в Ужгороді у 173 випадках (74 %) мала місце інверсія температури. Інверсія у шарі 8—18 км (верхній шар) має місце в 20—40 % зондувань. В Ужгороді в приблизно 40 % загальної кількості дат спостерігалася інверсія у верхньому шарі [2, 7]. Передбачити існування інверсій на певній висоті h лише за даними вимірювань на поверхні Землі неможливо. Тому зміну температури T з висотою слід описати залежністю, яка краще узгоджувалась би з реальними значеннями T .

Через наявність інверсійних шарів в широких межах змінюються вертикальні градієнти температури вздовж усієї тропосфери і вище. Так, для Києва значення градієнтів від поверхні Землі до 1 км становлять від 1.60 до 6.14 К/км в різні сезони року.

Висота тропосфери змінюється в залежності від географічної широти, пори року та локальних особливостей даного пункту спостережень. Для пунктів Ужгород, Львів, Київ, Харків висота тропосфери коливається в межах від 7 до 13.5 км. Найменше змінюється висота тропосфери у Львові — від 9.5 до 11.6 км.

За своїми фізичними властивостями тропосфера не є однорідною. Температура приземного шару повітря залежить від стану поверхні, сонячної радіації та кліматичних особливостей. Явища, пов'язані з турбулентними рухами, перенесенням повітряних мас вітром, мікрометеорологічними особливостями, носять випадковий характер і викликають флуктуаційні зміни температури.

Дослідження зміни тиску повітря з висотою. Для Києва мінімальне, максимальне та середнє значення тиску протягом року на поверхні Землі становили відповідно 963, 1018, 995 мбар; Львова — 954, 992, 977 мбар; Ужгорода — 984, 1015, 1001 мбар; Харкова — 983, 1017, 1004 мбар; Сімферополя — 965, 999, 983 мбар.

Зміну атмосферного тиску P з висотою h можна представити експоненціальною залежністю:

$$P = P_0 \exp[-a(h - h_0)], \quad (2)$$

де P_0 — атмосферний тиск в пункті спостережень, h_0 — висота пункту спостережень. Залежність (2) можна розглядати як лінійну регресію

$$y = ax + b,$$

де

$$y = -\ln \frac{P}{P_0}, \quad x = h - h_0.$$

Отримані методом найменших квадратів параметри регресії a і b можна використати для отримання усереднених змін тиску P з висотою h :

$$P = P'_0 \exp(-ah), \quad (3)$$

де $P'_0 = P_0 \exp[ah_0 - b]$.

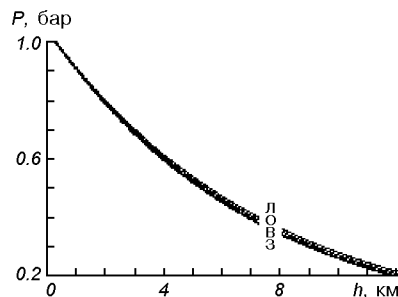
Параметр регресії a можна використати для отримання змін тиску P з висотою h для окремих днів, підставляючи в (2) значення поверхневого тиску P_0 на ці дні.

На рис. 2 дано криві зміни P з висотою по сезонах року для Києва, знайдені методом найменших квадратів за даними спостережень 1999 р. Криві майже збігаються, особливо на малих висотах.

В табл. 2 наведені значення коефіцієнтів a і P'_0 залежності (3) і середні квадратичні відхилення σ відповідних значень від кривих. Видно, що коефіцієнт a зменшується в теплі сезони року. Взимку значення a найбільші у Києві, найменші у Львові; влітку навпаки: найбільші у Львові і найменші у Києві.

Дослідження зміни парціального тиску водяної пари з висотою. Загальноприйнято вологість повітря представляти парціальним тиском водяної пари e і виражати в мілібарах. Амплітуда коливань парціального тиску

Рис. 2. Зміна тиску атмосфери P з висотою у Києві влітку (л), восени (о), навесні (в) і взимку (з)



Таблиця 2. Значення коефіцієнта a , параметра P'_0 і середніх квадратичних відхилень σ у п'яти пунктах

Пункт	Зима			Весна			Літо			Осінь		
	a	P'_0	σ	a	P'_0	σ	a	P'_0	σ	a	P'_0	σ
Ужгород, ніч, 1999 р.	0.139	1033	12	0.138	1045	13	0.133	1043	11	0.134	1044	11
Львів, ніч, 1999 р.	0.137	1041	10	0.135	1038	27	0.137	1062	12	0.137	1054	11
Харків, ніч, 1999 р.	0.136	1040	14	0.137	1045	12	0.137	1049	13	0.136	1045	13
Сімферополь, ніч, 1999 р.	0.136	1051	11	0.136	1049	11	0.136	1051	15	0.136	1049	11
Київ, ніч, 1999 р.	0.139	1038	14	0.138	1042	16	0.132	1041	12	0.135	1044	13
Київ, ніч, 2004 р.	0.140	1039	20	0.138	1046	13	0.134	1044	13	0.136	1047	13
Київ, день, 1999 р.	0.139	1038	15	0.138	1041	20	0.131	1047	12	0.136	1043	12
Київ, день, 2004 р.	0.139	1042	14	0.138	1046	13	0.133	1043	12	0.135	1046	13

водяної пари має випадковий характер і може досягти кількох мілібар всього за 10—20 с. Тому вологість повітря важко змодельовати. Висотний профіль парціального тиску можна представити експонентою:

$$e = e_0 \exp \left[- \frac{h - h_0}{h_e} \right],$$

де h_e — масштабний фактор парціального тиску, який визначає висоту, де e зменшується в 2.72 разів. Як слід було очікувати, h_e за нашими спостереженнями змінюється в широких межах — від 0.9 до 4.0 км. При значних інверсіях температури h_e досягає максимальних значень ($h_e \approx 4$ км).

За спостереженнями в 1999 р. мінімальний тиск e протягом року для Києва становить 1.6, максимальний — 22.5, середній - 9.3 мбар. Відповідно для Львова — 1.7, 24.8, 10.9 мбар, Ужгорода — 2.0, 23.0, 10.2 мбар, Харкова — 0.0, 16.1, 6.9 мбар, Сімферополя — 1.9, 23.7, 10.9 мбар.

Для всіх аерологічних зондувань знайдено мінімальні висоти, на яких $e < 0.1$. Вони змінюються в межах від 7 км до 35 км. Максимальні значення e спостерігаються в теплі дні року.

Зміну e з висотою h можна подати експоненціальною функцією:

$$e = e_0 \exp[-a(h - h_0)], \quad (4)$$

де e_0 — парціальний тиск пари в пункті спостережень, h_0 — висота пункту спостережень. Вираз (4) можна розглядати як лінійну регресію

$$y = ax + b,$$

де

$$y = - \ln \frac{e}{e_0}, \quad x = h - h_0.$$

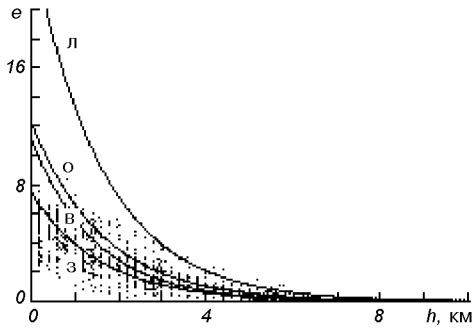
Отримані параметри регресії a і b можна використати для отримання усереднених змін тиску пари e з висотою h :

$$e = e'_0 \exp(-ah), \quad (5)$$

де $e'_0 = e_0 \exp[ah_0 - b]$.

Параметр регресії a можна використати в формулі (4) для отримання змін парціального тиску e з висотою h для окремих днів, підставляючи поверхневий тиск e_0 на ці дні.

Рис. 3. Висотний хід парціального тиску e у Києві для різних сезонів. Точки — значення e взимку



Таблиця 3. Значення коефіцієнтів a , параметрів e'_0 і середні квадратичні відхилення σ для п'яти пунктів

Пункт	Зима			Весна			Літо			Осінь		
	a	e'_0	σ	a	e'_0	σ	a	e'_0	σ	a	e'_0	σ
Ужгород, ніч, 1999 р.	0.475	6.1	0.8	0.541	11.2	1.8	0.546	22.6	2.5	0.542	15.4	1.9
Львів, ніч, 1999 р.	0.465	6.9	0.8	0.510	11.1	1.2	0.551	24.0	2.6	0.495	10.2	1.6
Харків, ніч, 1999 р.	0.493	6.6	0.9	0.573	9.4	1.6	0.601	22.1	2.0	0.551	8.6	1.8
Сімферополь, ніч, 1999 р.	0.449	7.0	0.8	0.472	8.6	1.4	0.572	23.9	2.0	0.494	10.6	1.6
Київ, ніч, 1999 р.	0.632	7.4	1.1	0.684	11.1	1.6	0.615	24.5	3.0	0.616	12.3	2.1
Київ, ніч, 2004 р.	0.608	6.2	0.9	0.621	9.3	1.4	0.607	20.4	2.2	0.588	12.2	1.8
Київ, день, 1999 р.	0.645	6.8	2.2	0.675	9.2	1.4	0.669	24.2	2.8	0.602	9.9	1.8
Київ, день, 2004 р.	0.597	6.2	1.0	0.646	9.1	1.4	0.626	20.0	2.2	0.599	12.2	1.7

На рис. 3 наведено криві висотного ходу парціального тиску пари (5) в пункті Київ для чотирьох сезонів року, а також точки, знайдені за даними аерологічних вимірювань взимку 1999 р., за якими отримана крива (5) для зимового сезону. В табл. 3 подано значення коефіцієнтів a , e'_0 та середні квадратичні відхилення σ відповідних значень від кривих (5) у п'яти пунктах.

Сезонні профілі розподілу парціального тиску не відображають реальної картини, бо миттєві профілі вологості повітря швидко змінюються з часом.

Коефіцієнт a зміни e з висотою у 1999 р. найменший в Сімферополі, він майже однаковий із значенням коефіцієнта для Києва, найбільший — для Харкова. Значення a для Ужгорода, Львова, Харкова і Сімферополя можна обчислити за відомими значеннями a_K для Києва: $a = ka_K$, де

$$\begin{aligned}
 k_C &= 0.900 \pm 0.069, & k_D &= 0.913 \pm 0.046, \\
 k_Y &= 0.951 \pm 0.046, & k_X &= 1.004 \pm 0.021.
 \end{aligned}$$

Середні значення коефіцієнта a для різних сезонів дорівнюють:

зима	весна	літо	осінь
0.484	0.528	0.566	0.530

Висновки. Проведені дослідження показали наявність сезонних та добових змін фізичного стану атмосфери. Зміни аналогічні у всіх п'яти пунктах (Київ, Львів, Ужгород, Харків, Сімферополь). Використання експоненціальних моделей зміни з висотою P , e та ліній регресії залежності T від висоти з визначеними коефіцієнтами для кожного окремого пункту при обробці віддалемірних спостережень підвищить точність визначення параметрів руху ШСЗ та геодинамічних параметрів.

1. *Заблоцький Ф. Д., Паляниця Б. Б.* Оцінка впливу нижньої атмосфери на лазерні і радіотехнічні супутникові виміри // Геодезія, картографія і аерофотознімання.—2000.— № 60.—С. 39—46.
2. *Каблак Н. И., Клирик В. У., Швалагин И. В., Каблак У. И.* Приземные слои атмосферы и точность наблюдений искусственных спутников Земли // Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва: Зб. наук. пр. — Львів, 2005.—С. 123—127.
3. *Казakov Л. Я., Ломакин А. Н.* Неоднородности коэффициента преломления воздуха в тропосфере. — М.: Наука, 1976.—156 с.
4. *Костецька Я. М., Торопа І. М.* Про врахування впливу тропосфери на результати GPS спостережень // Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва: Зб. наук. пр. — Львів, 2004.—С. 144—148.
5. *Куштин В. И.* Разработка и исследование методов учета влияния атмосферы на результаты измерений расстояний радиоэлектронными системами: Автореф. дис. д-ра технических наук. — М., 2003.—45 с.
6. *Матвеев Л. Т.* Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1965.—876 с.
7. *Тегза І. М., Швалагин І. В.* Нелінійний профіль температури в тропосфері і точність визначення відстані до штучних супутників Землі // Вісник УЖДУ. Сер. Фізика.—1999.— № 4.—С. 139—144.
8. *Хриган А. Х.* Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1978.—247 с.
9. *Mendes V. B.* Modelling the neutral-atmosphere propagation delay in radiometric space techniques. — Fredericton: Department of Geodesy and Geomatics Engineering University of New Brunswick, 1999.—P. 47—66; P. 211—213.—(Technical report N 199).

Надійшла до редакції 22.05.06