

15. Портал Європейської Кліматичної Асоціації (European Climate Assessment) Dataset при KNMI. – Режим доступу: <http://eca.knmi.nl>. – Заголовок з екрана.

Український гідрометеорологічний інститут, Київ
Ніжинський державний університет
імені Миколи Гоголя

В.Ф. Мартазінова, С.В. Савчук, В.В. Остапчук

Повторяемость средней суточной температуры воздуха в последние десятилетия на примере ОГМС Киев

По 10-летнему скользящему осреднению средней суточной температуры выделено 5 периодов ее изменения относительно нормы 1881-2010 гг., в которые ее изменения согласуются по сезонам и месяцам и в отношении ночной и дневной температур. Со второй половины XX в. температура повышается, а самый согласованный и стабильный по температуре есть последний, экстремально теплый период. В 1981-2010 гг. осредненная за сутки температура выше, чем в 1951-1980 гг. в июле и на протяжении почти всего января, апреля и октября. С начала 90-х гг. заметно возрастает ночная и дневная температура, а с XXI века – наиболее ощутимо.

Ключевые слова: температурный режим, средняя, минимальная и максимальная суточная температура воздуха, средняя месячная температура воздуха, периоды изменения температуры воздуха.

16. Markus G. Donat. The shifting probability of global daytime and night-time temperatures / Markus G. Donat and Lisa V. Alexander // Geophysical research letters. – 2012. – Vol. 39 – L14707, doi:10.1029/2012GL052459.

V.F. Martazinova, S. V. Savchuk, V.V. Ostapchuk

Frequency of average daily air temperatures in recent decades at the example of Kyiv meteorological station

Using a decadal sliding averaging in the daily mean temperatures 5 periods of change relative to norms over the base period 1881-2010 are distinguished, in which its changes are agreed by seasons and months, as well as for day and night temperatures. During the second half of the twentieth century temperatures have been risen, and the most stable growth is observed over the last, extremely warm period. In 1981-2010 daily mean temperatures are higher than in 1951-1980 in July and almost all days throughout January, April and October. Since the early 1990s both nocturnal and daytime temperatures are markedly increased, and ever faster - from twenty-first century.

Keywords: temperature regime, mean, minimum and maximum daily air temperature, mean monthly and seasonal air temperature, periods of air temperature changes.

УДК 551.5.001.57 + 551.501; 551.508

В.П. Баханов, Б.А. Дорман, О.А. Кривобок, О.Я. Манжара

ОЦІНКИ ІНТЕНСИВНОСТІ ЛІТНІХ ОПАДІВ НАД УКРАЇНОЮ ЗА ДАНИМИ РАДІОМЕТРА SEVIRI ГЕОСТАЦІОНАРНОГО СУПУТНИКА MSG

Проведено порівняльний аналіз зображень інтенсивностей літніх опадів, відновлених за значеннями яскравісної температури в каналі 10,8 мкм радіометра SEVIRI геостационарного супутника MSG, а також інтенсивностей опадів за даними радарів Метеор-1500. Розбіжності середніх в радарному колі значень вказаних інтенсивностей за супутниковими та радарними даними становлять менше ніж 10 %.

Ключові слова: геостационарні супутники, радіометр SEVIRI, яскравісна температура хмар, інтенсивність опадів, відновлення інтенсивності опадів.

Вступ

Головною метою цього дослідження є вдосконалення оцінки інтенсивності літніх опадів за даними радіометра SEVIRI геостационарного супутника MSG [14], який дає зображення фік-

сованої значної території у 12 спектральних каналах (у видимому та інфрачервоному діапазонах спектра, табл. 1) кожні 15 хвилин з просторовою роздільною здатністю над територією України ~10 км. Відновлення інтенсивності опадів R ба-

зується на регресійному рівнянні, що пов’язує інтенсивність опадів та спектральну ознаку у VIS-IR ділянках спектра. У цьому дослідженні спектральною ознакою є яскравісна температура BT(10,8) у каналі 10,8 мкм, яка відтворюється за даними вимірювання відбиваності сонячного випромінювання від хмар [11]. Ця температура є характеристикою верхньої межі хмар. Супутникові MSG дані систематично приймаються в УкрГМІ за допомогою системи EUMETCast в оперативному режимі.

Таблиця 1
Характеристики смуг пропускання SEVIRI

Номер каналу	Назва каналу	Характеристики смуг пропускання (мкм)		
		λ_{cen}	λ_{min}	λ_{max}
1	VIS 0,6	0,635	0,56	0,71
2	VIS 0,8	0,81	0,74	0,88
3	NIR 1,6	1,64	1,50	1,78
4	IR 3,9	3,90	3,48	4,36
5	WV 6,2	6,25	5,35	7,25
6	WV 7,3	7,35	6,85	7,85
7	IR 8,7	8,70	8,30	9,10
8	IR 9,7	9,66	9,38	9,94
9	IR 10,8	10,80	9,80	11,80
10	IR 12,0	12,00	11,00	13,00
11	IR 13,4	13,40	12,40	14,40
12		Широка смуга 0,4 – 1,1 мкм		

Примітка: λ_{cen} – центральна довжина хвилі в смузі пропускання, λ_{min} – мінімальна довжина хвилі в смузі пропускання, λ_{max} – максимальна довжина хвилі в смузі пропускання

Сьогодні в Україні немає густої мережі дощомірів (також відсутній метеорологічний полігон). У Бразилії, в одному тільки штаті Сан Паоло розташовано 212 автоматичних дощомірів, середня відстань між сусідніми дощомірами ~ 40 км. Наявність такої щільної мережі дозволяє провести



точнішу калібровку метеорадарів, з урахуванням, зокрема, відстані «радар-місце опадів» [12].

Зважаючи на ситуацію в Україні, автори вирішили скористатися радіолокаційними даними про опади, які надають радары Метеор-1500 (виробництва Німеччини) і встановлені та експлуатуються ДП «Укрерорух». Чотири поляризаційних радари Метеор-1500 було встановлено у Львові, Харкові, Донецьку, Сімферополі (рис. 1). У зв’язку з певними обставинами дані радарів Донецька та Сімферополя недоступні. Таким чином, у дослідженні використано дані про опади зі Львова й Харкова. Поляризаційні радари, крім звичайного для неполяризаційних радарів фактора радіолокаційної відбиваності Z , можуть вимірювати також диференціальну відбиваність Z_{DR} [18]:

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{Z_H}{Z_V}, \quad (1)$$

де Z_H , Z_V – відбиті сигнали, поляризовані в двох взаємно перпендикулярних площинах.

Звичайне співвідношення між відбиваністю Z (мм⁶ м⁻³) та інтенсивністю опадів R (мм/год) для неполяризаційного радара дає формула (2):

$$R(Z) = 1,7 \cdot 10^{-2} Z^{0,714}. \quad (2)$$

Кращі результати (рис. 2) дає емпірична формула (3):

$$R(Z, Z_{DR}) = R(Z) / [0,4 + 5,0 | Z_{DR} - 1 |^{0,33}]. \quad (3)$$

На рис. 2 а): діаграма калібрування радара Метеор-1500 в разі використання стандартного співвідношення між Z і R за формулою (2); с) діаграма в разі використання формули (3). На осі абсцис – значення кількості опадів, виміряні дощомірами, на осі ординат – значення кількості опадів за даними радіолокатора.

У цьому дослідженні було використано заводську калібровку радара Метеор-1500 [18]. Для обробки радіолокаційних даних було використано спеціальну програму розкодування даних формату BUFR (визначення координат даних і калібрувальних коефіцієнтів для інтенсивності опадів) [18]. Також ми створили програму суміщення супутникових та радарних даних.

Рис. 1. Схема розташування сучасних метеорадарів на території України (станом на січень 2014 р.)

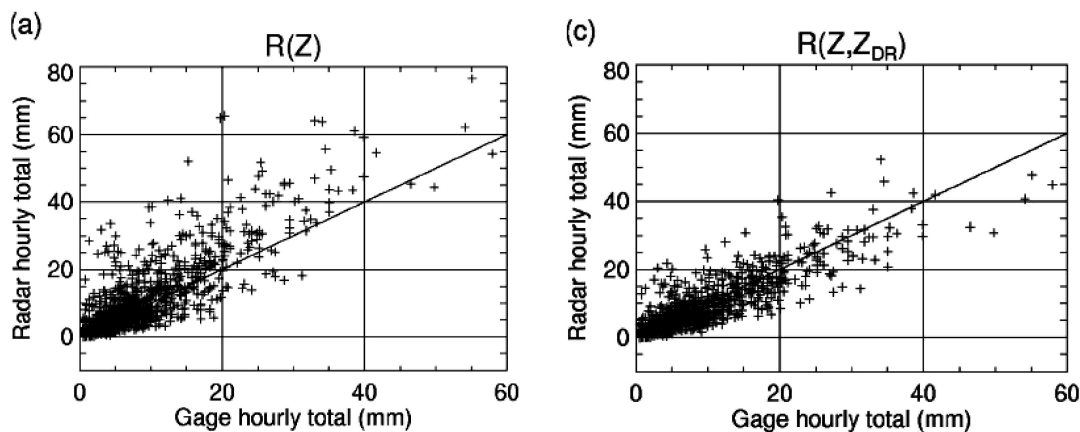


Рис. 2. Калібровка поляризаційних радарів Метеор-1500

Аналіз конкретної літньої ситуації 03.07.2014 над Україною

Проведемо детальний порівняльний аналіз супутникових даних та даних про опади, що їх надавав радар у Львові 03.07.2014 р. Карти яскравісної температури ВТ(10,8) (рис. 3 та рис. 4), а також приземні дані показують, що над Західною Україною проходить фронт з потужними купчасто-дошовими хмарами, які дають сильні опади.

На рис. 3 приведено карту яскравісної температури ВТ (10,8) о 09:00 GMT, а на рис. 4 – карту ВТ(10,8) о 14:50 GMT. Бачимо на шкалі температур, що межа між сірим і майже чорним кольорами в нижній частині шкали відповідає значенню ВТ(10,8) = -33 ° С, ясно-сірому кольору відповідає температура верхівки хмар -55 ° С. Для полегшення кількісної оцінки температури верхівки хмар на рис. 5 додамо цифрову карту округлених значень ВТ(10,8) для 09:00 GMT 3 липня 2014 р. Бачимо, що найвищі верхівки хмар о 09:00 були в районі межі Львівської та Волинської областей; ВТ(10,8) досягало значень -36...-40 ° С. На рис. 6 приведено карту округлених значень

інтенсивності опадів R за даними львівського радара о 09:00 03.07.2014 р. Максимальні значення R = 36...38 мм/год. Рис. 5 ілюструє відхід фронтальної системи на схід у Київську та Вінницьку області о 14:50 GMT зі швидкістю 70-80 км/год. Нарешті, на рис. 7 зображено діаграму розкиду точок PR-ВТ(10,8) для випадку, що розглядається, львівський радар, 09:00 GMT, 03.07.2014.

Аналіз рис. 6-7 показує, що пікселі з опадами розташовані в області від’ємних температур ВТ(10,8) ≥ -45 ° С. Але досить часто зустрічаються пікселі з температурою ВТ(10,8) < -45 ° С, проте вони не дають опадів. Такі пікселі пов’язані з Сі, а не з купчасто-дошовими хмарами.

З іншого боку, у деяких випадках зустрічаються пікселі, що дають слабкі опади в областях позитивних температур. Це можна пояснити тим, що такі пікселі не повністю заповнені хмарністю та SEVIRI реєструє вищу температуру.

На рис. 7 зображено регресійне рівняння у вигляді поліному третього ступеня. Середнє значення інтенсивності опадів в геокомірці (у радарному колі з радіусом 200 км) дорівнює $\overline{R_{rad}} = 2,73$ мм/год за радарними даними (із ураху-

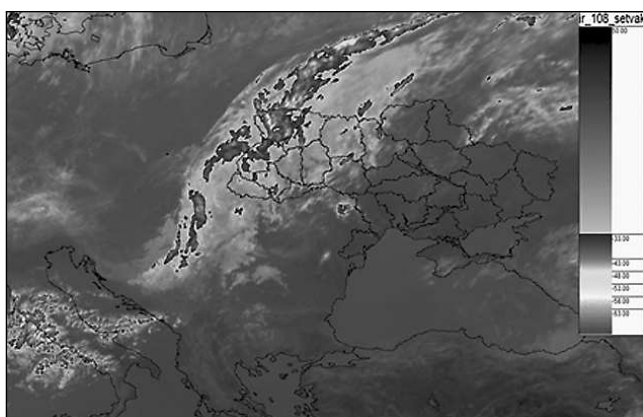


Рис. 3. Карта ВТ(10,8) о 09:00 GMT 03.07.2014 р.

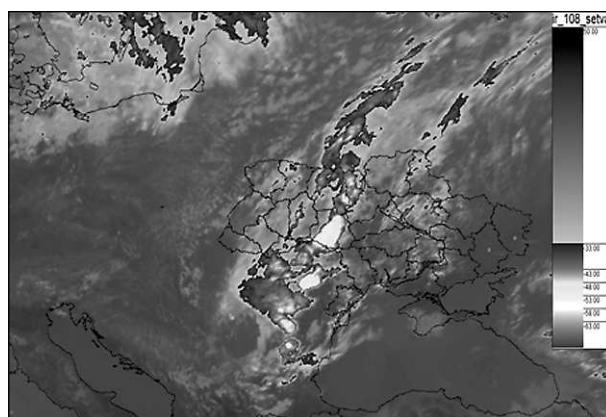


Рис. 4. Карта ВТ(10,8) о 14:50 GMT 03.07.2014 р.

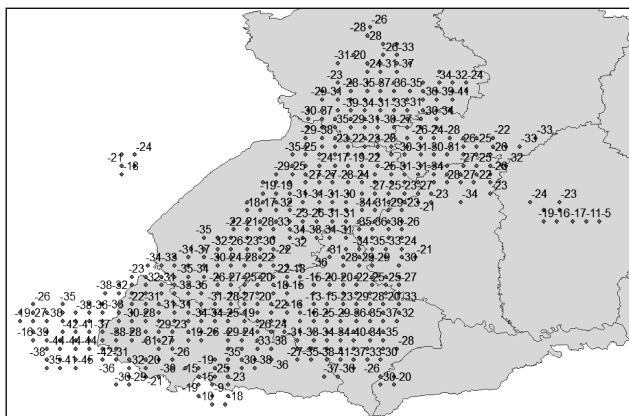


Рис. 5. Цифрова карта ВТ (10,8) (09:00 GMT, 03.07.2014 р.)

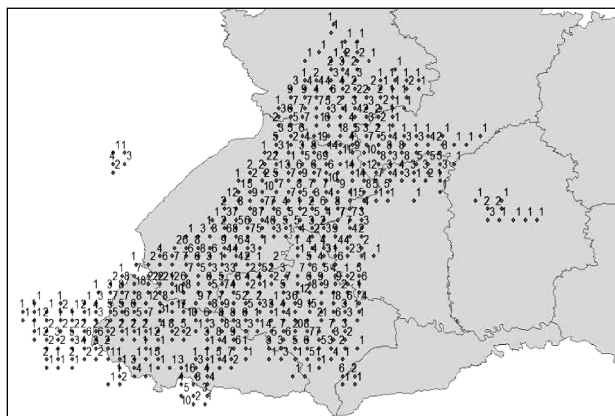


Рис. 6. Карта $R \geq 1$ мм/год (09.00 GMT, 03.07.2014 р.)

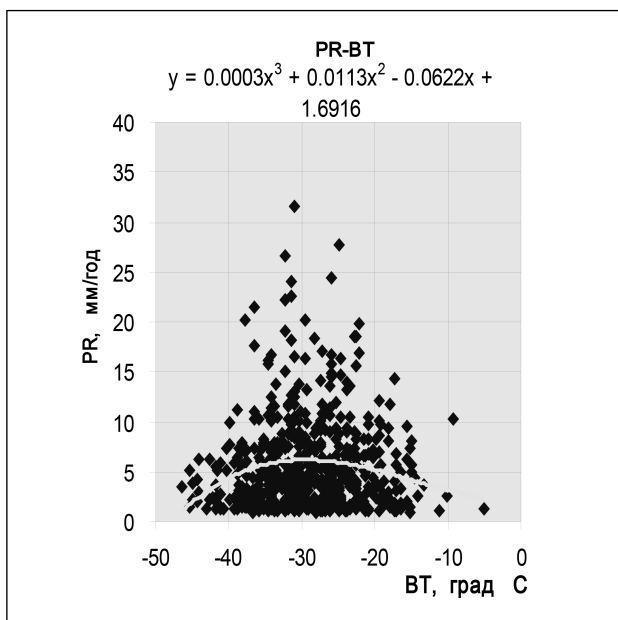


Рис. 7. Діаграма розкиду точок (Львів, 09:00 GMT; 03.07.2014 р.)

ванням пікселів, що не дають опадів). А середню інтенсивність опадів розраховано за допомогою рівняння регресії, $\overline{R_{int}} = 2,72$ мм/год. Також дуже добре узгоджуються $\overline{R_{int}}$ та $\overline{R_{rad}}$ у цьому прикладі для часів 12:00 та 14:00 GMT (табл. 2).

Однак середні відхилення інтенсивності опадів за радарними даними та розрахованими (супутниковими) даними в окремих пікселях SEVIRI досягають 100 %. Розбіжність середніх значень інтенсивності (в колі львівського радара), розрахованих о 12:00 GMT на основі регресійного рівняння, отриманого о 09:00, і радарних даних, отриманих о 12:00, дорівнює 40 %. Тобто бажано оновлювати регресійні рівняння частіше, ніж через 3 години.

Таблиця 2

Узгодженість $\overline{R_{rad}}$ і $\overline{R_{int}}$ (львівський радар, 03.07. 2014 р.)

Час (GMT)	$\overline{R_{rad}}$ (мм/год)	$\overline{R_{int}}$ (мм/год)
09:00	2,73	2,72
12:00	0,74	0,73
14:50	0,36	0,36

Проблеми оконтурювання комірок з опадами

Якщо взяти до уваги всі розглянуті випадки літніх опадів, то можна констатувати, що середні інтенсивності опадів в геокомірці (колі радара) $\overline{R_{rad}}$ і $\overline{R_{int}}$, які розраховані для одного часу, розбігаються менше ніж на 10 %. Однак середні відхилення інтенсивності опадів за радарними даними від значень інтенсивності за розрахованими (супутниковими) даними, згідно з формулою (4), в окремих пікселях SEVIRI досягають 100 %.

$$A = \frac{1}{N} \sum \frac{|R_{int} - R_{rad}|}{R_{int}} \quad (4)$$

Таким чином, отриманий результат можна вважати задовільним для деяких прикладних задач, але не для вирішення проблем безпеки польотів (особливо в зоні аеропортів).

Останнім часом робляться зусилля для покращення оконтурювання комірок з опадами [13, 16]. У [13] було зроблено спробу покращити оконтурювання за допомогою додаткового критерію на базі різниці яскравісних температур ВТ(10,8-12), для якої модальні та медіанні значення для хмар, що дають опади, та хмар, які опадів не дають, значно різняться.

Ця спроба не дала суттєвого результату. У літературі обговорюється можливість покращення оконтурювання комірок з опадами в денний період за допомогою додаткового критерію – відно-

шення альbedo від хмар в каналах 0,6 та 1,6 мкм: CR(0,6)/CR(1,6). Автори вирішили оцінити таку можливість за допомогою розвиненої раніше в УкрГМІ мікрофізичної моделі змішаних шаруватих хмар.

Чисельне моделювання мікрофізичних та оптичних характеристик змішаних шаруватих хмар

Базується воно на таких чисельних моделях:

а) мікрофізична модель змішаної хмари з трьома формами кристалів (голки, платівки, стовпчики) [1-3, 4, 6, 7, 9, 10];

б) алгоритми розрахунків характеристик розсіяння та поглинання сонячної радіації на базі теорії Мі [5] для крапель і на базі наближення геометричної оптики [17] для кристалів;

в) метод дискретних ординат (ДОМ) для вирішення рівняння переносу сонячної радіації в хмарі і для розрахунків хмарної відбиваності CR [8, 15, 19].

Головну увагу приділяли аналізу таких оптичних характеристик як оптична товщина хмари COT і хмарна відбиваність CR. Розрахунки проведено для двох довжин хвиль 0,6 мкм і 1,6 мкм. Хмари розподілено на три групи: змішані, майже рідкокрапельні, майже чисто кристалічні. Фазовий склад визначено параметром k:

$$k = \frac{LWC_m}{IWC_{p,m} + IWC_{c,m}}, \quad (5)$$

де LWC_m – максимальна рідкокрапельна водність, IWC_{p,m}, IWC_{c,m} – максимальні льодяності для кристалів-платівок і для кристалів-стовпчиків. Оскільки частка голок у загальній концентрації кристалів дуже мала, характеристики голок не бралися до уваги. Для майже кристалічних хмар k < 0,1, для змішаних хмар 10 > k > 0,1, для майже чисто рідкокрапельних k > 10. У [1, 2, 4, 6, 7, 9, 10] моделювалися потужні хмари товщиною до 4 км; у табл. 3 та 4 наведено деякі параметри та характеристики потужних модельних хмар. Розглянуто два типи ядер нуклеації (льодоутворення): сорбційні (sorb) і сублімаційні (subl); перші активуються в разі досягнення пересичення пари над водою, другі – від пересичення над льодом. Розглянуто також високі хмари з верхньою межею Z₂ ~ 5,7 км (з низькою температурою верхівки СТТ < -30° С) і тепліші хмари (Z₂ ~ 3,9 км, СТТ > -30° С). A_s – швидкість нуклеації, параметр задачі, R – інтенсивність опадів модельних хмар.

Дослідження показали, що при СТТ < -30° С майже рідкокрапельні хмари не утворюються, а тільки змішані та майже чисто кристалічні хма-

ри, які мають значення оптичної товщини COT у діапазоні 9-35, а значення хмарної відбиваності CR у діапазоні 0,6-0,97 для 0,6 мкм і 0,33-0,61 для довжини хвилі 1,6 мкм.

Таблиця 3

Характеристики модельних потужних шаруватоподібних хмар

Код варіанта	Тип ядер льодоутворення	Висота верхньої межі хмари Z ₂ , км	A _s (г °С) ⁻¹	R мм/год	Фазовий склад хмари, превал. форми кристалів
A11	sorb	5,7	0,015	0,43	змішаний
A12	sorb	5,7	0,05	0,43	майже кристал., стовпчики
A21	sorb	3,9	0,015	0,10	майже рідкокрапельн.
A22	sorb	3,9	0,05	0,30	майже рідкокрапельн.
B11	subl	5,7	0,015	0,46	майже кристал., стовпчики
B12	subl	5,7	0,05	0,49	майже кристал., стовпчики
B21	subl	3,9	0,015	0,16	майже рідкокрапельн.
B22	subl	3,9	0,05	0,17	майже кристал., платівки

Таблиця 4

COT, CR і відношення CR_{0,60} / CR_{1,60} для потужних хмар

Код варіанта	Час еволюції хмари, год	λ ₁ =0,60 мкм		λ ₂ =1,60 мкм		CR _{0,60} / CR _{1,60}
		COT	CR	COT	CR	
A11	10	28,25	0,95	29,15	0,60	1,58
	15	20,30	0,88	20,86	0,60	1,47
A12	10	9,78	0,64	9,78	0,33	1,94
	15	8,82	0,61	8,83	0,33	1,85
A21	10	184,94	1,00	195,18	0,95	1,05
	15	289,16	1,00	305,36	0,97	1,03
A22	10	64,82	0,85	67,44	0,32	2,66
	15	60,86	0,85	63,17	0,32	2,66
B11	10	15,67	0,72	15,65	0,59	1,22
	15	14,76	0,72	14,77	0,60	1,20
B12	10	25,60	0,79	25,66	0,42	1,88
	15	22,39	0,77	22,37	0,45	1,71
B21	10	133,75	0,97	141,01	0,65	1,49
	15	206,10	0,98	218,10	0,66	1,48
B22	10	45,19	0,88	45,20	0,30	2,93
	15	44,40	0,86	44,45	0,31	2,77

При СТТ > -30° С утворюються всі три градації хмар; майже чисто рідкокрапельні хмари мають дуже високі значення COT = 100-200 і більше, CR близькі до 1 для довжини хвилі

0,6 мкм і $CR = 0,61-0,66$ для $\lambda = 1,6$ мкм. CR для змішаних та кристалічних хмар завжди більше ніж 0,79 для $\lambda = 0,6$ мкм і більше ніж 0,27-0,30 для $\lambda = 1,6$ мкм.

Як бачимо із табл. 4, діапазон відношень $CR(0,6)/CR(1,6)$ для потужних холодних хмар дорівнює 1,22-1,94, а для теплих 1,03-2,93. Діапазони сильно перекриваються.

У табл. 5 і 6 наведено результати [3] для тонких хмар товщиною до 0,9 км. Табл. 5 і 6 аналогічні табл. 3 і 4. Z_2 верхня межа комірки висхідних рухів. Тонкі хмари практично не дають опадів. Холодні тонкі хмари ($Z_2 = 5,7$ км, $СТТ < -30^\circ \text{C}$) практично містять тільки кристали стовпчастих форм, а відносно теплі тонкі хмари ($СТТ > -30^\circ \text{C}$) практично містять тільки кристали-платівки. Повертаючись до питання щодо можливості використання відношення $CR(0,6)/CR(1,6)$ як критерію для оконтурювання комірок з опадами, порівняємо діапазони його для потужних хмар, що дають опади, та тонких хмар, що опадів не дають. Для потужних холодних хмар цей діапазон, як уже було сказано, дорівнює 1,22-1,94, для відносно теплих хмар 1,03-2,93. Для тонких хмар, що опадів практично не дають (менше 0,01 мм/год) ці діапазони дорівнюють: для холодних хмар 1,13-1,25, тоді як для відносно теплих 1,44-1,90.

Таблиця 5
Параметри та фазовий склад модельних тонких хмар

Код варіанта	Тип ядер льодоутворення	СТТ, °C	Z_2 , км	AS , (г°C) ⁻¹	Фазовий склад хмари; форми кристалів
C11	sorb	< -30	5,7	0,015	майже кристали, стовпчики
C12	sorb	< -30	5,7	0,05	майже кристали, стовпчики
C21	sorb	> -30	3,9	0,015	майже кристали, платівки
C22	sorb	> -30	3,9	0,05	майже кристали, платівки
D11	subl	< -30	5,7	0,015	майже кристали, стовпчики
D12	subl	< -30	5,7	0,05	майже кристали, стовпчики
D21	subl	> -30	3,9	0,015	майже кристали, платівки
D22	subl	> -30	3,9	0,05	майже кристали, платівки

Таблиця 6
Оптичні характеристики тонких модельних хмар

Код варіанта	Час еволюції хмари, год	$\lambda_1=0,60$ мкм		$\lambda_2=1,60$ мкм		$CR_{0,60} / CR_{1,60}$
		COT	CR	COT	CR	
C11	10	1,15	0,15	1,19	0,12	1,25
	15	1,28	0,17	1,32	0,14	1,21
C12	10	0,51	0,07	0,51	0,06	1,17
	15	0,69	0,09	0,69	0,08	1,13
C21	10	3,34	0,39	3,52	0,27	1,44
	15	4,93	0,51	5,17	0,35	1,46
C22	10	2,34	0,26	2,41	0,18	1,44
	15	3,50	0,34	3,59	0,23	1,48
D11	10	1,12	0,15	1,12	0,13	1,15
	15	1,56	0,20	1,56	0,17	1,18
D12	10	3,43	0,37	3,43	0,31	1,19
	15	4,71	0,46	4,71	0,38	1,21
D21	10	4,27	0,32	4,28	0,20	1,60
	15	6,63	0,45	6,62	0,25	1,80
D22	10	7,50	0,48	7,48	0,28	1,71
	15	11,08	0,59	11,14	0,31	1,90

Порівняння діапазонів не дозволяє стверджувати, що відношення $CR(0,6)/CR(1,6)$ може бути універсальним критерієм для оконтурювання комірок з опадами. Можливо, цей критерій придатний тільки для холодних (з вищою верхньою межею) конвективних хмар.

Висновки

- Проведено порівняльний аналіз карт яскравісної температури BT(10,8) в каналі 10,8 мкм радіометра SEVIRI геостационарного супутника MGS і карт інтенсивності опадів за даними поляризаційних радарів Украероруху Метеор-1500. Показано, що розбіжність середніх в геокомірці (радарному колі) значень інтенсивності опадів за даними радарів і відновлених за супутниковими даними не перевищує 10 %.
- Розбіжності значень інтенсивності в окремих пікселях SEVIRI за даними радарів і відновлених за супутниковими даними можуть досягати 100 %. Виникає проблема точнішого оконтурювання комірок з опадами.
- За допомогою мікрофізичної моделі змішаних шаруватих хмар проведено оцінку можливості використання відношення хмарних відбиваностей $CR(0,6)/CR(1,6)$ як критерію для кращого оконтурювання комірок з опадами. Дослідження показало, що вказане відношення не може бути універсальним критерієм, але можливе його використання в разі потужних (холодних) купчасто-дошових хмар.

* *

1. Баханов В.П., Дорман Б.А. Естественное и искусственное осадкообразование из фронтальных слоистообразных облаков, содержащих кристаллы различных форм // Тр. УкрНИГМИ. – 1992. – Вып. 243. – С. 8-23.
2. Баханов В., Кривобок А., Дорман Б. Восстановление микрофизических и оптических характеристик смешанных фронтальных облаков на основе радиометрических спутниковых данных // Вопросы физики облаков (Сб. статей памяти С.М. Шметера). – МГУ «НИЦ Планета». – 2008. – С. 35-57.
3. Баханов В.П., Дорман Б.А., Кривобок А.А., Манжара А.А. Численное моделирование микрофизических и оптических характеристик тонких слоистых облаков // Наук. пр. УкрГМІ. – 2013. – Вып. 265. – С. 3-6.
4. Буйков М.В., Дорман Б.А. Влияние трансформации формы кристаллов на спектр частиц осадков // Тр. УкрНИГМИ. – 1987. – С. 42-50.
5. Деймерджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами – М.: Мир, 1971. – 165 с.
6. Дорман Б.А., Кривобок А.А., Баханов В.П. Влияние микроструктуры слоистообразных облаков на формирование сигнала спутникового радиометра // Тр. УкрНИГМИ. – 2004. – Вып. 253. – С. 59-71.
7. Дорман Б.А., Баханов В.П., Манжара А.А. Микрофизические и оптические характеристики фронтальных смешанных облаков (результаты численного моделирования) // Тр. УкрНИГМИ. – 2010. – Вып. 259. – С. 74-90.
8. Ку-Нан Л. Основы радиационных процессов в атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 278 с.
9. Bakhanov V.P., Dorman B.A. Precipitation formation in winter stratiform clouds with several crystal forms // Proc. of the 12-th Conf. on Clouds and Precipitation (Zurich). – 1996. – P. 646-649.
10. Bakhanov V., Kryvobok O., Dorman B. Numerical simulation of frontal mixed cloud systems and cloud microstructure effect on satellite signal // Proc. of the 2004 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference (Prague). – 2004. – P. 301-306.
11. Aminou D.M., Ottenbacher A., Jacquet B., Kassighuan A. MSG: On-ground Calibration, Characterization and Sensitivity Analysis of the SEVIRI Imaging Radiometer // Proceedings of SPIE “Earth Observing Systems IV”. – 2004. – Vol. 3750. – P. 419-430.
12. Calheiros R.V., Zavadzki I. Reflectivity – rain rate relationship for radar hydrology in Brazil // Journal of Climate and Applied Meteorology. – 1987. – Vol. 26. – P. 118-132.
13. Cattani E., Laviola S., Levizzani V. Using geostationary and polar orbital satellite sensors for rapid update precipitation estimations // Remote Sensing. – 2010. – Vol. 2. – P. 2-18.
14. H-SAF EUMETSAT Product USER MANUEL (PUM), PR-OBS Systems – 3. Precipitation rate at ground by GEO/IR supported by LEO / μv . – 2010. – 23 p.
15. Liou K.-N. A numerical experiment on Chandrasecar’s discrete-ordinate method for radiative transfer. Application to cloudy and hazy atmosphere // J. Atmos. Sci. – 1973. – Vol. 30. – P. 1303-1326.
16. Liu Q., Fu Y. Comparison of radiative signals between precipitating and non-precipitating clouds and typhoon domains over East // Atmos. Res. – 2010. – Vol. 96. – P. 1059-1069.
17. Macke A., Mueller J., Rashke E. Single scattering properties of atmospheric ice crystals // J. Atmos. Sci. – 1996. – Vol. 53. – P. 2813-2825.
18. RFINBOW-5 (Products and algorithms) // Selex systems. Integration GmbH. – 2012. – 489 p.
19. Stamnes K., Dale H. A new look at discrete – ordinate method for radiative transfer in anisotropically scattering atmosphere. Part 2 Intensity computations // J. Atmos. Sci. – 1981. – Vol. 38. – P. 3696-2706.

Український гідрометеорологічний інститут, Київ

В.П. Баханов, Б.А. Дорман, А.А. Кривобок, А.А. Манжара

Оценки интенсивности летних осадков над Украиной по данным радиометра SEVIRI геостационарного спутника MSG

Проведен сравнительный анализ карт интенсивностей летних осадков, восстановленных по измеренным значениям яркостной температуры в канале 10,8 мкм радиометра SEVIRI геостационарного спутника MSG, и интенсивностей осадков по данным радаров Метеор-1500. Показано, что расхождение средних в радарном круге значений указанных интенсивностей осадков по данным радаров и спутниковым данным составляет меньше 10 %.

Ключевые слова: геостационарные спутники, радиометр SEVIRI, яркостная температура облаков, интенсивность осадков, восстановление интенсивности осадков.

Bakhanov V.P., Dorman B.A., Kryvobok O.A., Manzhara O Ya.

Estimation of the intensity of summer precipitation over Ukraine using radiometer SEVIRI data from the geostationary satellite MSG

We conducted a comparative analysis of maps of summer precipitation rates which were recreated by values of the brightness temperature in the channel 10,8 micrometers as well as precipitation rates according to Meteor-1500 radars. It has been show that the difference these rates (averaged over the circle of the radar) are less than 10 %.

Keywords: geostationary satellites, radiometer SEVIRI, brightness temperature, precipitation rate, rainfall rates recovery.