

АТМОСФЕРНАЯ РАДИАЦИЯ, ОПТИЧЕСКАЯ ПОГОДА И КЛИМАТ

УДК 551.521.17

Исследование взаимосвязи ультрафиолетовой радиации с метеорологическими факторами и замутнением атмосферы. Часть II. Роль альbedo подстилающей поверхности

Б.Д. Белан, Г.А. Ивлев, Т.К. Складнева*

*Институт оптики атмосферы им. В.В. Зуева СО РАН
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 16.07.2020 г.

Анализируется взаимосвязь между вариациями значений приземной ультрафиолетовой радиации в диапазоне длин волн 280–320 нм и состоянием подстилающей поверхности. Для этого используются однородный ряд измерений УФ–Б-радиации на TOR-станции ИОА СО РАН, спутниковые данные AIRS мониторинга содержания озона в столбе атмосферы, наземные данные изменения аэрозольной оптической толщины сети AERONET и данные по баллу облачности с метеоплощадки ИМКЭС СО РАН за 2004–2016 гг.

Ключевые слова: атмосфера, ультрафиолетовая радиация, общее содержание озона, облачность, вариации, альbedo подстилающей поверхности; *atmosphere, ultraviolet radiation, total ozone content, cloudiness, variations, albedo of the underlying surface.*

Введение

Солнечная радиация определяет большинство процессов на Земле. Наблюдающееся в последние десятилетия глобальное потепление — повод для пристального внимания к тенденциям изменения солнечной радиации. Имеющиеся данные не позволяют сделать однозначные оценки [1–3]. В [1, 2] тренд за последнее десятилетие показан на уровне 0,5–0,6 Вт м⁻². Оценки в [3] для этого же периода составили 2,0 Вт м⁻². Эта неоднозначность в интегральном потоке солнечной радиации требует анализа поведения ее составляющих в отдельных участках спектра, в частности, изменений ультрафиолетовой части потока, которая определяет фотохимические и биологические процессы.

В [4] мы исследовали влияние общего содержания озона (ОСО) и аэрозольной оптической толщины (АОТ) на вариации суточных сумм приземной ультрафиолетовой радиации в диапазоне длин волн 280–320 нм (далее УФ–Б-радиация) в Томске и установили, что в условиях безоблачной атмосферы при высокой прозрачности (балл общей облачности ($N_{\text{общ}}$) ≤ 2 , $\text{АОТ}_{500} \leq 0,15$) увеличение ОСО на 1% приводит к уменьшению УФ–Б-радиации в среднем на 1,45%. Отмечено, что в зависимости от балла облачности: средний вклад АОТ в изменение суточного поступления УФ–Б-радиации составляет от 4,3 до 10,9%; прирост УФ–Б-радиации может снижаться в среднем на 0,7–28,7%, если считать,

что в безоблачных условиях среднее значение суточного прихода УФ–Б-радиации выше общих средних значений на 31,2%.

В [4] не учитывалось влияние альbedo подстилающей поверхности, которое также может вносить существенный вклад в вариативность зависимости УФ–Б-радиации от ОСО. Диапазон изменения альbedo подстилающей поверхности достаточно широк и зависит от ее типа. Альbedo снежного покрова составляет 52–99%, травяного покрова — 12–28%, темной почвы — 5–15%, леса — 5–20% [5–7]. При этом альbedo влажного снега меньше альbedo сухого на 2–8%, альbedo влажной травы меньше сухой на 2–3%, а альbedo влажной почвы меньше сухой на 3–8%. Следовательно, вклад альbedo подстилающей поверхности в вариации УФ–Б-радиации зависит от сезона и географического положения пункта измерений. По данным [8], в высоких широтах, где поверхность Земли покрыта снегом большую часть года, весной снежный покров увеличивает месячные дозы эритемной радиации более чем на 20%. В [9] анализируется изменчивость УФ–Б-радиации на $\lambda = 305$ нм за 1994–2006 гг. на обсерватории Sonnblick (47,03° с.ш., 12,57° с.ш., 3106 м над ур. м.). Показано, что максимальная изменчивость, обусловленная влиянием альbedo, достигает 32% в апреле (в среднем 6%) и 12–15% летом (в среднем 3%). В [10] сделана оценка форсинга коротковолновой радиации при безоблачном небе. Показано, что он составляет 120 Вт · м⁻² для альbedo в диапазоне от 0,1 до 0,2 и 41 Вт · м⁻² в диапазоне от 0,5 до 0,6. По данным [11], отношение рассеянной УФ-радиации к суммарной изменяется от 78–80% в летние месяцы до 96–99% в зимние при наличии снежного покрова.

* Борис Денисович Белан (bbd@iao.ru); Георгий Алексеевич Ивлев (ivlev@iao.ru); Татьяна Константиновна Складнева (tatyana@iao.ru).

В настоящей работе анализируется зависимость вариаций значений приземной ультрафиолетовой радиации в диапазоне длин волн 280–320 нм от состояния подстилающей поверхности в районе проведения измерений. В качестве исходных данных взят многолетний ряд ежечасных измерений УФ–Б-радиации за 2004–2016 гг., полученный на TOR-станции ИОА СО РАН [12]. Как и в [4], для анализа факторов изменчивости УФ–Б-радиации использованы данные об АОТ₅₀₀, полученные на основе результатов наземных измерений прямого излучения фотометром CE-318 сети AERONET в Томске (<https://aeronet.gsfc.nasa.gov>). Уровень обработки данных 2.0. Результаты спутникового мониторинга содержания озона в столбе атмосферы приборами AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) взяты с сайта <http://giovanni.gsfc.nasa.gov>. Дополнительно привлечена информация о количестве (балле) снежного покрова в районе измерений, предоставленная сотрудниками метеостанции ИМКЭС СО РАН.

Подготовка исходных данных для расчетов

За рассматриваемый период (2004–2016 гг.) Томск неоднократно был окутан дымами от лесных пожаров на территории Томской и близлежащих областей. Наиболее сильное задымление наблюдалось летом 2012 и 2016 гг., и это повлияло на АОТ и величину приземной УФ–Б-радиации. Поэтому мы исключили из общего массива данных дымовые ситуации (по критерию АОТ₅₀₀ > 0,3). Пороговое значение выбрано с учетом среднего годового хода АОТ₅₀₀ за 1995–2018 гг. в Томске без дымов [13]. Было исключено 195 случаев измерений приземной УФ–Б-радиации. Под «случаем измерений» понимается ежечасное среднеарифметическое значение потока УФ–Б-радиации, получаемое в результате осреднения 600 ежесекундных измерений, проводимых 24 раза в сутки в начале каждого часа.

Далее отобранные значения были сгруппированы в две группы: «снег» (при наличии снежного покрова) и «нет снега» (при его отсутствии).

Анализ данных о состоянии снежного покрова за годы измерения УФ–Б-радиации на TOR-станции ИОА СО РАН показал, что в Томске устойчивый снежный покров устанавливается в среднем 15 ноября и держится до 15 апреля. Периоды с 1 октября по 15 ноября и с 15 апреля по 1 мая можно считать переходными, когда снежный покров меньше 10 баллов и альbedo подстилающей поверхности меняется в зависимости от степени покрытия почвы снегом и степени изменения лесного массива в районе TOR-станции. В переходный период динамика высоты снежного покрова характеризуется резкими скачкообразными изменениями. Сильные оттепели способствуют образованию проталин и уменьшению его высоты, а прохождение циклона и связанные с ним снегопады – резкому росту высоты снежного покрова и увеличению альbedo [14]. В этот период разность между значения-

ми альbedo в соседние дни может достигать 20–30%. Зимой и летом подстилающая поверхность более однородна. Летом эта разность не превышает 3%, зимой для умеренных широт с континентальным климатом < 7% [15]. Поэтому мы рассматривали ситуации устойчивого состояния подстилающей поверхности («снег» и «нет снега»). В выборку «снег» вошли ноябрь, февраль, март и апрель (до 15 числа). Декабрь и январь не вошли в силу указанного ниже ограничения на зенитный угол Солнца ($50^\circ \leq Z < 74^\circ$), а в эти месяцы он не достигает значений установленного нами диапазона.

Затем отобранные значения были разбиты на подмассивы по зенитным углам Солнца ($M \leq Z < (M + 2^\circ)$) в момент измерения радиации в пределах наблюдавшегося диапазона $50^\circ \leq Z < 74^\circ$. Границы общего диапазона зенитных углов определялись с учетом того, что для случаев измерения УФ–Б-радиации при наличии снежного покрова значение угла, близкое к 50° , является предельным. При меньших зенитных углах Солнца число случаев становится статистически ничтожным. Так как в дальнейшем на основе результатов, полученных в настоящей работе и в [4], предполагается проанализировать поведение отдельных спектральных областей коротковолновой радиации, мы выбрали верхнюю границу в 74° с учетом того, что имеющийся в нашем распоряжении спектрофотометр Brewer (с помощью которого возможно измерение ОСО и УФ–Б-радиации) при $Z > 75^\circ$ не позволяет определять ОСО. В обеих группах были выделены подмассивы с различными величинами ОСО (200–300, 300–400, 400–500 е.Д.). В диапазон 500–600 е.Д. попало только 8 случаев при наличии снежного покрова и ни одного при его отсутствии. Поэтому этот диапазон изменения ОСО не рассматривается.

Для исключения влияния облачности из всего массива с учетом ранее примененных ограничений был сформирован подмассив данных в условиях ясного неба ($N_{\text{общ}} = 0$). В него вошли 1717 случаев измерений за весь период. Также мы проанализировали, насколько изменится ситуация, если к имеющимся случаям ясного неба будут добавлены случаи с облачностью 1–2 балла. Сравнение средних величин УФ–Б-радиации при $N_{\text{общ}} = 0$ (N_0) и $N_{\text{общ}} = 0-2$ (N_{0-2}) и разных ОСО показало, что, когда рассматриваются случаи не только ясного неба, но и с облачностью до 2 баллов, изменение значений УФ–Б-радиации по всему диапазону зенитных углов не превышало 6%. Таким образом, количество случаев в подмассиве данных, отобранных для анализа, увеличилось до 2505 («снег» – 1011, «нет снега» – 1494). Как видно из табл. 1, максимальные отличия приходятся на диапазон значений ОСО = 200–300 е.Д., в котором для ряда двухградусных диапазонов зенитных углов либо отсутствовали подходящие случаи наблюдений, либо отмечались отдельные случаи. По остальным же диапазонам ОСО отклонения значений находятся в пределах погрешности измерительных приборов. Поэтому в дальнейшем использовался массив данных, полученный для $N_{\text{общ}} = 0-2$.

Таблица 1

Изменение значений УФ–Б-радиации при увеличении облачности до 2 баллов $\Delta = (N_{0-2} - N_0) / N_0 \cdot 100\%$

Z, град.	ОСО, е.Д.					
	200–300		300–400		400–500	
	«снег»	«нет снега»	«снег»	«нет снега»	«снег»	«нет снега»
50–52	–	–0,4	0,9	0	0,8	0
52–54	3,8	–1,2	0,8	0	2,5	–7,1
54–56	–	0,6	1,1	0	3,7	5,6
56–58	20,9	0,4	0,3	2,4	6,3	–9,8
58–60	4,1	0,0	0	1,8	2,1	1,8
60–62	1,2	1,4	0,4	2,0	–4,7	0,5
62–64	8,7	1,3	0,8	3,0	1,3	4,7
64–66	9,3	–1,8	–0,7	2,7	–1,1	–4,9
66–68	7,3	3,2	4,9	1,7	3,4	1,8
68–70	5,8	2,8	1,3	2,6	1,8	0
70–72	0,7	–0,8	4,8	5,2	2,3	0
72–74	0,5	0,7	0,8	1,2	0,4	4,3

Результаты и их анализ

На основе сформированного массива данных рассчитаны средние значения УФ–Б-радиации при наличии и отсутствии снежного покрова для разных диапазонов изменения ОСО и зенитных углов Солнца (табл. 2).

На рис. 1 показано, как меняются значения УФ–Б-радиации в зависимости от величины зенитных углов Солнца для разных диапазонов ОСО и альбедо подстилающей поверхности (при наличии и отсутствии снежного покрова). Из рис. 1, б и в видно, что в диапазонах ОСО = 300–400 и 400–500 е.Д. изменение УФ–Б-радиации хорошо аппроксимируется полиномом 2-й степени (коэффициент детерминации $R^2 = 0,99$). Для ОСО = 200–300 е.Д. картина иная (рис. 1, а): при отсутствии снега изменение УФ–Б-радиации также хорошо описывается полиномом 2-й степени, при наличии снежного покрова (из-за слабой статистической обеспеченности) – нет,

Таблица 2

Средние значения, среднеквадратические отклонения (σ) УФ–Б-радиации и ОСО при снежном покрове и его отсутствии для разных зенитных углов при $N_{\text{общ}} = 0–2$, $AOT_{500} < 0,3$

Z, град.	«Снег»				«Нет снега»		
	ОСО, е.Д.	Количество случаев	УФ–Б $\pm \sigma$, Вт/м ²	ОСО $\pm \sigma$, е.Д.	Количество случаев	УФ–Б $\pm \sigma$, Вт/м ²	ОСО $\pm \sigma$, е.Д.
50–52	200–300	–	–	–	19	1,406 \pm 0,094	279,76 \pm 10,70
	300–400	20	1,265 \pm 0,122	359,08 \pm 26,78	111	1,209 \pm 0,119	343,40 \pm 26,71
	400–500	25	1,064 \pm 0,052	445,57 \pm 24,10	3	0,944 \pm 0,091	415,27 \pm 23,81
52–54	200–300	3	1,304 \pm 0,054	285,79 \pm 5,26	18	1,276 \pm 0,058	285,00 \pm 11,11
	300–400	34	1,187 \pm 0,131	361,09 \pm 26,20	81	1,117 \pm 0,108	343,78 \pm 26,11
	400–500	29	0,968 \pm 0,076	442,12 \pm 26,51	3	0,913 \pm 0,065	422,63 \pm 17,63
54–56	200–300	1	0,966	292,57	25	1,138 \pm 0,064	281,49 \pm 10,53
	300–400	34	1,026 \pm 0,118	365,56 \pm 23,83	52	0,998 \pm 0,131	341,01 \pm 27,45
	400–500	20	0,896 \pm 0,071	437,72 \pm 30,60	5	0,810 \pm 0,079	426,99 \pm 23,43
56–58	200–300	2	1,001 \pm 0,245	292,94 \pm 5,03	26	0,996 \pm 0,067	285,08 \pm 10,01
	300–400	24	0,928 \pm 0,093	363,23 \pm 22,68	116	0,875 \pm 0,092	349,94 \pm 22,99
	400–500	33	0,811 \pm 0,089	435,82 \pm 26,20	10	0,721 \pm 0,096	424,99 \pm 18,84
58–60	200–300	3	0,975 \pm 0,106	293,01 \pm 0,38	30	0,900 \pm 0,080	281,16 \pm 13,34
	300–400	37	0,826 \pm 0,084	364,08 \pm 20,67	108	0,781 \pm 0,083	348,28 \pm 26,38
	400–500	36	0,725 \pm 0,069	437,17 \pm 23,07	6	0,615 \pm 0,089	425,58 \pm 21,72
60–62	200–300	5	0,897 \pm 0,042	286,34 \pm 11,81	27	0,787 \pm 0,086	283,72 \pm 10,85
	300–400	36	0,733 \pm 0,079	366,51 \pm 23,86	80	0,678 \pm 0,095	343,98 \pm 26,21
	400–500	36	0,642 \pm 0,062	437,20 \pm 20,46	5	0,553 \pm 0,061	414,12 \pm 17,09
62–64	200–300	2	0,867 \pm 0,06	287,28 \pm 9,71	36	0,726 \pm 0,067	283,48 \pm 11,70
	300–400	30	0,646 \pm 0,093	360,25 \pm 29,46	43	0,622 \pm 0,079	337,86 \pm 28,29
	400–500	54	0,545 \pm 0,067	434,77 \pm 23,36	4	0,495 \pm 0,048	434,32 \pm 24,57
64–66	200–300	3	0,589 \pm 0,089	291,95 \pm 2,22	31	0,604 \pm 0,081	282,30 \pm 13,43
	300–400	43	0,570 \pm 0,071	362,46 \pm 23,74	109	0,513 \pm 0,078	348,20 \pm 24,88
	400–500	48	0,474 \pm 0,070	430,05 \pm 22,14	12	0,422 \pm 0,039	422,63 \pm 14,30
66–68	200–300	3	0,545 \pm 0,032	294,40 \pm 1,98	36	0,535 \pm 0,080	280,69 \pm 11,37
	300–400	39	0,488 \pm 0,073	357,52 \pm 28,89	99	0,424 \pm 0,063	353,16 \pm 25,88
	400–500	39	0,390 \pm 0,059	434,89 \pm 22,21	4	0,363 \pm 0,051	423,94 \pm 17,72
68–70	200–300	9	0,530 \pm 0,060	280,05 \pm 8,84	31	0,433 \pm 0,055	283,97 \pm 13,35
	300–400	41	0,386 \pm 0,064	358,48 \pm 29,43	100	0,384 \pm 0,046	347,84 \pm 24,58
	400–500	66	0,334 \pm 0,051	431,70 \pm 20,23	3	0,319 \pm 0,033	404,45 \pm 1,57
70–72	200–300	9	0,404 \pm 0,059	277,31 \pm 15,95	30	0,368 \pm 0,056	284,72 \pm 10,77
	300–400	44	0,331 \pm 0,061	365,73 \pm 29,51	54	0,314 \pm 0,056	345,50 \pm 30,79
	400–500	55	0,269 \pm 0,050	437,33 \pm 24,94	8	0,251 \pm 0,039	437,25 \pm 34,15
72–74	200–300	21	0,383 \pm 0,068	263,91 \pm 24,86	29	0,292 \pm 0,037	284,11 \pm 10,90
	300–400	57	0,266 \pm 0,053	368,43 \pm 26,31	127	0,259 \pm 0,049	350,04 \pm 23,30
	400–500	70	0,228 \pm 0,039	435,81 \pm 21,89	13	0,218 \pm 0,038	422,68 \pm 17,65

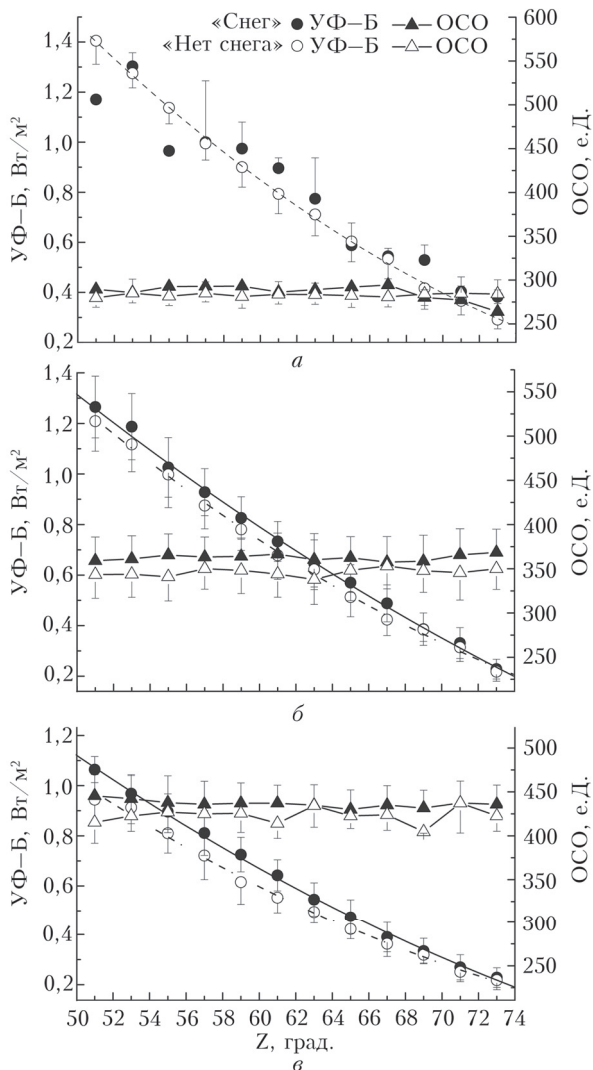


Рис. 1. Зависимость УФ–Б-радиации от зенитного угла Солнца для ОСО = 200–300 (а), 300–400 (б), 400–500 е.Д. (в). Для УФ–Б-радиации приведены кривые аппроксимации полиномом 2-й степени. Точки и треугольники – средние значение измеренной величины; вертикальные линии – средневзвешенное отклонение; $N_{\text{общ}} = 0-2$ балла, АОТ < 0,3

поэтому выявление каких-либо закономерностей на основе данных натурных измерений для этого диапазона не представляется возможным.

Таким образом, для использующихся данных натурных измерений установлена нелинейная связь $УФ-Б = a_1 Z^2 + a_2 Z + b$ (табл. 3) между интенсив-

Таблица 3

Коэффициенты a и b уравнения регрессии
 $УФ-Б = a_1 Z^2 + a_2 Z + b$

Коэф- фициент	ОСО, е.Д.			
	300–400		400–500	
	«снег»	«нет снега»	«снег»	«нет снега»
a_1	$4,16 \cdot 10^{-4}$	$6,58 \cdot 10^{-4}$	$4,54 \cdot 10^{-4}$	$5,59 \cdot 10^{-4}$
a_2	$-981,10 \cdot 10^{-4}$	$-1262,00 \cdot 10^{-4}$	$-951,50 \cdot 10^{-4}$	$-1039,80 \cdot 10^{-4}$
b	5,18	5,94	4,74	4,82
R^2	0,998	0,998	0,999	0,996

ностью радиации и зенитным углом Солнца для разных диапазонов изменения ОСО и подстилающей поверхности.

Сделаны оценки приращения УФ–Б-радиации при наличии снега (рис. 2), рассчитанного по формуле:

$$\Delta = (УФ-Б_1 - УФ-Б_2) / УФ-Б_2 \cdot 100\%,$$

где $УФ-Б_1$ – значение радиации при устойчивом снежном покрове; $УФ-Б_2$ – значение УФ–Б-радиации при его отсутствии.

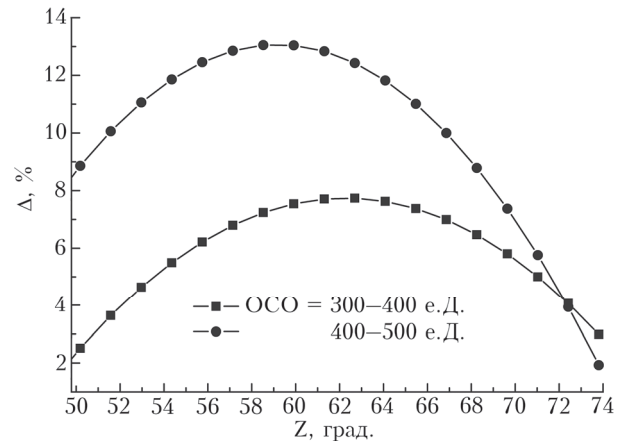


Рис. 2. Приращение УФ–Б-радиации при устойчивом снежном покрове относительно уровня УФ-радиации при состоянии подстилающей поверхности «нет снега»

На рис. 2 видно увеличение уровня УФ–Б-радиации при устойчивом снежном покрове на подстилающей поверхности и зенитных углах Солнца $52 < Z < 68^\circ$ на 4–8% по сравнению с уровнем УФ–Б-радиации при отсутствии снега и $ОСО = 300-400$ е.Д., на 9–13% при $ОСО = 400-500$ е.Д. Отметим также, что средние значения ОСО при устойчивом снежном покрове выше, чем при отсутствии снега (рис. 1).

Как уже отмечалось выше, альbedo снежного покрова изменяется от 52 до 99% и зависит от состояния снега: альbedo свежего сухого снега составляет 85–95%, а загрязненного и грязного снега – 40–50% и 20–30% соответственно.

На рис. 3, а показано изменение УФ–Б-радиации 15 февраля и 1 апреля 2016 г. по отношению к 11 июня, на рис. 3, б – 26 марта по отношению к 15 июля 2013 г. В эти дни ОСО = 391 (15 февраля 2016 г.), 371 (1 апреля 2016 г.), 335 (11 июня 2016 г.), 371 (26 марта 2013 г.), 348 е.Д. (15 июля 2013 г.).

В [4] нами установлено, что при $N_{\text{общ}} \leq 2$ и $АОТ_{500} \leq 0,15$ увеличение ОСО на 1% приводит к уменьшению УФ–Б-радиации на 1,45%. С учетом этого значения УФ–Б-радиации 15 февраля и 1 апреля 2016 г. были скорректированы относительно $ОСО = 335$ е.Д. (11 июня 2016 г.), а 26 марта 2013 г. – относительно $ОСО = 348$ е.Д. (15 июля 2013 г.).

15 февраля 2016 г. увеличение УФ–Б-радиации до полудня за счет разности альbedo подстилающей поверхности составило 61–66% (рис. 3, а). Отметим, что с 5 по 12 февраля 2016 г. шел снег, поэтому

15 февраля альbedo было в районе максимально возможных значений для снежного покрова.

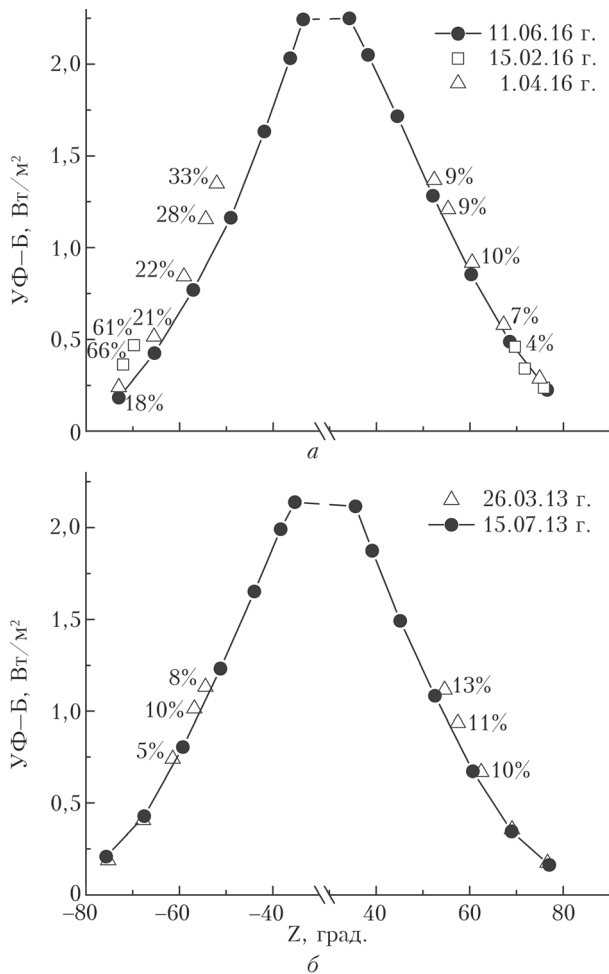


Рис. 3. Значения интенсивности приземной УФ–Б-радиации. Цифры на рисунках показывают процент прироста значений интенсивности для дней со свежеснежившим (а) и старым (б) снегом

1 апреля 2016 г. увеличение приходящей на уровне поверхности УФ–Б-радиации за счет альbedo подстилающей поверхности до полудня составило 21–33%, а после полудня – 10%, так как снег был грязный и уплотненный (29 марта 2016 г. с 9:00 до 11:00 шел дождь, а к вечеру наблюдалась «морось»). Этот случай демонстрирует, как обводнение снежного покрова и уменьшение его альbedo в течение одного светового дня приводят к существенному влиянию на интенсивность УФ–Б-радиации.

26 марта 2013 г. вклад альbedo подстилающей поверхности в увеличение УФ–Б-радиации не превысил 13% (рис. 3, б).

Заключение

В диапазоне изменений зенитного угла Солнца от 52 до 68° вклад приращения альbedo подстилающей поверхности в увеличение уровня УФ–Б-радиации составляет в среднем 4–8% для ОСО =

= 300–400 е.Д. и 9–13% для ОСО = 400–500 е.Д. при условии устойчивого снежного покрова. Для дней со свежеснежившим снегом рост УФ–Б-радиации может достигать 66% при ОСО = 300–400 е.Д.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 19-05-50024). Для выполнения гранта использовалась инфраструктура ИОА СО РАН, созданная и эксплуатируемая по госзаданию № АААА-А17-117021310142-5, включая ЦКП «Атмосфера».

1. Trenberth K.E., Fasullo J., Balmaseda M.A. Earth's energy imbalance // J. Climate. 2014. V. 27, N 9. P. 3129–3144.
2. Stephens G.L., L'Ecuyer T. The Earth's energy balance // Atmos. Res. 2015. V. 166. P. 195–203.
3. Sanchez-Lorenzo A., Enriquez-Alonso A., Wild M., Trentmann J., Vicente-Serrano S.M., Sanchez-Romero A., Posselt R., Nakuba M.Z. Trends in downward surface solar radiation from satellites and ground observations over Europe during 1983–2010 // Remote Sens. Environ. 2017. V. 189. P. 108–117.
4. Белан Б.Д., Ивлев Г.А., Складнева Т.К. Исследование взаимосвязи ультрафиолетовой радиации с влияющими на нее факторами. Часть I. Роль общего содержания озона, облачности и аэрозольной оптической толщи // Оптика атмосфер. и океана. 2020. Т. 33, № 8. С. 649–655.
5. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеониздат, 1974. 568 с.
6. Kondratyev K.Ya. Radiation in the atmosphere. New York, London: Academic Press Inc., 1969. 911 p.
7. Белан Б.Д., Складнева Т.К. Альbedo некоторых типов подстилающей поверхности Западной Сибири // Оптика атмосфер. и океана. 2005. Т. 18, № 8. С. 727–730.
8. Kylling A., Dahlback A., Mayer B. The effect of clouds and surface albedo on UV irradiances at a high latitude site // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27, N 9. P. 1411–1414.
9. Simic S., Weihs P., Vacek A., Kromp-Kolb H., Fitzka M. Spectral UV measurements in Austria from 1994 to 2006: Investigations of short- and long-term changes // Atmos. Chem. Phys. 2008. N 8. P. 7033–7043.
10. Di Biagio C., di Sarra A., Eriksen P., Ascanius S.E., Muscari G., Holben B. Effect of surface albedo, water vapour, and atmospheric aerosols on the cloud-free shortwave radiative budget in the Arctic // Clim. Dyn. 2012. V. 39, N 3–4. P. 953–969.
11. Незваль Е.И., Чубарова Н.Е. Многолетние изменения ультрафиолетовой радиации в области спектра 300–380 нм // Метеорол. и гидрол. 2017. № 11. С. 5–13.
12. Давыдов Д.К., Белан Б.Д., Антохин П.Н., Антохина О.Ю., Антонович В.В., Аршинова В.Г., Аршинов М.Ю., Ахлестин А.Ю., Белан С.Б., Дудорова Н.В., Ивлев Г.А., Козлов А.В., Пестунов Д.А., Рассказчикова Т.М., Савкин Д.Е., Симоненков Д.В., Складнева Т.К., Толмачев Г.Н., Фазлиев А.З., Фофанов А.В. Мониторинг атмосферных параметров: 25 лет TOR-станции ИОА СО РАН // Оптика атмосфер. и океана. 2018. Т. 31, № 10. С. 845–853; Davydov D.K., Belan B.D., Antokhin P.N., Antokhina O.Yu., Antonovich V.V., Arshinova V.G., Arshinov M.Yu., Akhlestin A.Yu., Belan S.B., Dudorova N.V., Ivlev G.A., Kozlov A.V., Pestunov D.A., Rasskazchikova T.M., Savkin D.E., Simonenkov D.V., Sklyadneva T.K., Tolmachev G.N., Fazliev A.Z., Fofonov A.V. Monitoring of atmospheric parameters: 25 years

of the Tropospheric Ozone Research Station of the Institute of Atmospheric Optics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences // Atmos. Ocean. Opt. 2019. V. 32, N 2. P. 180–192.

13. *Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Турчинович Ю.С.* Межгодовая и сезонная изменчивость аэрозольной оптической толщи атмосферы в районе г. Томска (1995–2018 гг.) // Оптика атмосф. и океана. 2019. Т. 32, № 7. С. 548–555; *Kabanov D.M., Sakerin S.M., Tur*

chinovich Yu.S. Interannual and seasonal variations in the atmospheric aerosol optical depth in the region of Tomsk (1995–2018) // Atmos. Ocean. Opt. 2019. V. 32, N 6. P. 663–670.

14. *Эколого-климатические характеристики атмосферы в 2012 г. по данным метеорологической обсерватории МГУ. М.: МАКС Пресс. 2013. 207 с.*
15. *Алисов Б.П., Полтараус Б.В.* Климатология. М.: Изд-во Мос. гос. ун-та, 1974. 300 с.

B.D. Belan, G.A. Ivlev, T.K. Sklyadneva. Study of the relationship between ultraviolet radiation and the factors affecting it. Part II. A role of the underlying surface albedo.

The relationship between variations in the values of surface ultraviolet radiation in the wavelength range 280–320 nm and the state of the underlying surface is analyzed. For this purpose, a homogeneous series of UV-B radiation data obtained at the TOR-station of IAO SB RAS from 2004 to 2016, satellite data on TOC, AOT data from AERONET network, and the data on total cloud cover from the meteorological site of IMCES SB RAS were used. It is shown that the contribution of the underlying surface albedo to an increase in the UV-B radiation is 4–8% on average for TOC = 300–400 DU and 9–13% for TOC = 400–500 DU subject to stable snow and the solar zenith angle from 52° to 68°.