

УДК 551.521

Е.В. Горбаренко<sup>1</sup>

## ЭМПИРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ИЗМЕНЧИВОСТИ КОМПОНЕНТОВ РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

В метеорологической обсерватории МГУ накоплен уникальный материал актинометрических и метеорологических наблюдений, который не имеет аналогов в мировой науке. На его основе проведена оценка основных составляющих радиационного баланса в зависимости от факторов, определяющих их изменчивость в реальной атмосфере. Создана прикладная эмпирическая модель изменчивости компонентов радиационного баланса земной поверхности. Валидация модели проведена путем прямого сравнения получаемых результатов с данными независимых измерений. Предложенные эмпирические уравнения позволят проводить вычисления радиационных характеристик атмосферы на основе сетевых метеорологических и актинометрических данных.

*Ключевые слова:* радиационный климат, многолетние наблюдения, облачность, солнечная радиация, длинноволновая радиация, альbedo, радиационный баланс, эмпирическая модель

**Введение.** В настоящее время изменение климата стало одной из важнейших проблем мирового сообщества. Обсуждая основные причины потепления, приверженцы и антропогенной, и естественной теории изменения климата едины в понимании механизма его реализации через меняющиеся соотношения восходящих и нисходящих потоков солнечной и земной радиации. Существует значительное количество нестационарных параметров, влияющих на радиационные потоки в атмосфере, а следовательно, и на климат. При описании процессов переноса излучения в реальной атмосфере возникают определенные проблемы их адекватного учета. Успешное прогнозирование погоды и климата связано с установлением точных количественных зависимостей между энергетическими характеристиками солнечного излучения, собственного излучения земной поверхности и атмосферы с ее основными метеорологическими и радиационными параметрами. Главным средством оценки радиационных параметров атмосферы и их временной изменчивости являются многолетние наземные измерения солнечной радиации, проводимые на мировой сети актинометрических станций. Подобные измерения с 1954 года проводятся в Метеорологической обсерватории при кафедре метеорологии и климатологии географического факультета МГУ (МО МГУ). МО МГУ входит в национальную и мировую сеть наземных актинометрических наблюдений, все измерения проводятся в соответствии с принятыми международными и отечественными нормами, установленными ВМО и Росгидрометом. В статье на основе анализа радиационного климата Москвы дана оценка значимости факторов, определяющих изменения коротковолновой и длинноволновой частей радиационного баланса. Представлена прикладная эмпирическая модель изменчивости компонентов радиационного баланса земной поверхности. Построение модели основывается на регрессионном

анализе данных, полученных в ходе измерений в МО МГУ радиационных и метеорологических параметров атмосферы и земной поверхности. Валидация предложенной модели проведена путем прямого сравнения получаемых результатов с данными независимых измерений и радиационной модели. Большая работа по систематизации результатов актинометрических наблюдений была проделана совместно с Галиной Михайловной Абакумовой и Ольгой Александровной Шиловцевой, безвременно ушедшими из жизни в 2017 году. Данная работа является дальнейшим развитием наших общих исследований в области актинометрии и обобщением результатов, приведенных ранее в работах [Абакумова с соавт., 2012; Горбаренко, Абакумова, 2011; Горбаренко, 2013, 2016, 2017].

**Материалы и методы исследований.** МО МГУ располагает уникальным комплексом непрерывных актинометрических и метеорологических наблюдений. Перечень наблюдений и действующих приборов приведен на сайте МО МГУ ([www.momsu.ru](http://www.momsu.ru)). Однородность рядов актинометрических данных обеспечивается использованием однотипных приборов, а также регулярной поверкой по групповому эталону единицы энергетической освещенности солнечным излучением Росгидромета, обеспечивающим передачу шкалы Мирового радиационного эталона. В оперативном режиме формируются базы метеорологических и актинометрических данных в среде Microsoft Office Access. Данные передаются в Главную Геофизическую Обсерваторию им. А.И. Воейкова (ГГО) для включения в национальный режимно-справочный банк данных «Актинометрия»; в Мировой центр радиационных данных (МЦРД) (<http://wrdc.mgo.rssi.ru>), где проходят дополнительную проверку; публикуются в ежеквартальном бюллетене «Солнечная радиация и радиационный баланс (мировая сеть)». На данный момент МО МГУ единственная станция России, где сохранился непрерывный (с 1954 г.), однородный

<sup>1</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра метеорологии и климатологии, канд. геогр. н., вед. науч. с.; e-mail: catgor@mail.ru

ряд наблюдений за радиационным балансом подстилающей поверхности ( $B$ ). Радиационный баланс ( $B$ ) подстилающей поверхности является одним из основных климатообразующих факторов. Результирующая величина, с учетом направления коротковолновых и длинноволновых потоков, определяется уравнением радиационного баланса:

$$B = [(S' + D) - R_k] - E_{\text{эф}} = Q(1 - A) - E_{\text{эф}} = B_k - E_{\text{эф}}. \quad (1)$$

Коротковолновые компоненты радиационного баланса ( $B$ ): прямая радиация, поступающая на перпендикулярную к солнечным лучам поверхность ( $S'$ ), рассеянная ( $D$ ) и отраженная ( $R_k$ ) радиации, а также радиационный баланс без учета прямой солнечной радиации ( $B - S'$ ) измеряются термоэлектрическими приборами Ю.Д. Янишевского, принятыми за основные приборы на национальной актинометрической сети. Неизмеряемые коротковолновые (прямая на горизонтальную поверхность ( $S'$ ), суммарная ( $Q$ ), поглощенная ( $B_k$ ) радиация) и длинноволновые компоненты (эффективное излучение ( $E_{\text{эф}}$ ), собственное излучение ( $E_{\text{п}}$ ), противоизлучение атмосферы ( $E_{\text{а}}$ )) радиационного баланса вычисляются по формулам, приведенным в руководстве [Наставление ..., 1997; Луцько с соавт., 2017].

К основным факторам, определяющим изменчивость радиационного баланса, относятся: продолжительность солнечного сияния (ПСС), высота Солнца ( $h$ ), условия облачности, влагосодержание атмосферы ( $w$ ), количество аэрозолей и парниковых газов, стратификация атмосферы, состояние подстилающей поверхности, ее температура ( $T_{\text{п}}$ ) и альbedo ( $A$ ), которое характеризует отражательную способность поверхности. Для получения количественных оценок интенсивности потоков солнечного и теплового излучения в различных условиях были использованы архивные и оперативные данные об этих параметрах атмосферы. Данные о ПСС получены с помощью гелиографа универсальной модели Кэмпбелла–Стокса, данные о балле и форме облаков – по ежечасным визуальным наблюдениям в дневное время и в основные метеорологические сроки в ночное время. Прозрачность атмосферы оценивалась по значениям аэрозольной оптической толщины атмосферы на длине волны 550 нм ( $\tau_a, \lambda_0$ ), рассчитанной по методике работы [Тарасова, Ярхо, 1991]. Вся информация по данным метеорологических и актинометрических измерений хранится в базе данных «All\_potoki» и «meteo», в среде Microsoft Office Access, что позволило сделать выборки и сформировать базы по выделенным признакам и соответствующим им значениям радиации.

По данным ежечасных наблюдений за баллом и формой облаков, состоянием солнечного диска были рассмотрены условия безоблачной атмосферы (0/0 балла), ситуации пасмурного неба со сплошной облачностью различных видов облаков (10/10 баллов), средние условия облачности в теплый и холодный период года. Выделение сезонов произведено по состоянию подстилающей поверхности и изменению альbedo. В теплый период года – это

поверхность с естественным травяным покровом в различных стадиях вегетации ( $A$  в пределах 14–23%), а в холодный – со снежным покровом ( $A$  в пределах 45–90%). Были выделены квазиоднородные периоды по значениям аэрозольной оптической толщины атмосферы и проведены оценки влияния на изменение компонентов радиационного баланса оптических параметров атмосферы продуктов вулканических извержений и лесных пожаров. Количественные зависимости между элементами получены по данным измерений за различные отрезки времени в период наблюдений 1958–2013 гг. Проверка полученных соотношений проводилась на независимых наблюдениях в период 2014–2018 гг. и по радиационной модели, выполненной методом Монте-Карло в Российском научном центре «Курчатовский институт» [Горчакова с соавт., 2005]. Анализ радиационного климата Москвы проведен по данным наблюдений с 1955 по 2017 год.

#### Результаты исследований и их обсуждение.

**Радиационный климат Москвы и его современные изменения.** Под радиационным климатом территории подразумевается ее радиационный режим, включающий информацию о радиационных потоках и общем радиационном балансе, полученную осреднением данных за период более 30 лет. Это позволяет определить климатические нормы радиационных характеристик, их средние и предельные значения. При оценке радиационного режима рассматриваются суточные, месячные, годовые и межгодовые изменения потоков. Радиационный режим Москвы был ранее описан в работах [Абакумова с соавт., 2012; Климат Москвы ..., 2017; Abakumova et al., 2008], тем не менее, в данной статье приводится краткое описание его особенностей с анализом современных изменений.

Периодические закономерные изменения радиационного режима определяются астрономическими факторами. основополагающим показателем для любого региона является возможность продолжительность солнечного сияния и высота Солнца над горизонтом. На широте Москвы теоретически возможная ПСС изменяется от 221 ч в декабре до 524 ч в июле, а высота Солнца на 15 число месяца растет от 10,7 в декабре до 57,1 в июне. В соответствии с этими факторами максимальные часовые суммы составляющих радиационного баланса по средним многолетним данным в суточном ходе приходится на околополуденные часы. В годовом ходе максимальные месячные суммы наблюдаются в июне–июле, когда высота Солнца и продолжительность дня максимальны. На рисунке 1А в качестве примера приведен суточный ход значений радиационного баланса за каждый месяц года. Эти закономерности могут существенно меняться под воздействием переменных составляющих атмосферы, прежде всего, режима ее облачности и прозрачности, альbedo поверхности.

Главным естественным фактором, регулирующим радиационный режим атмосферы, является облачность, которая, с одной стороны, отражает и уменьшает общий приход коротковолновой солнеч-

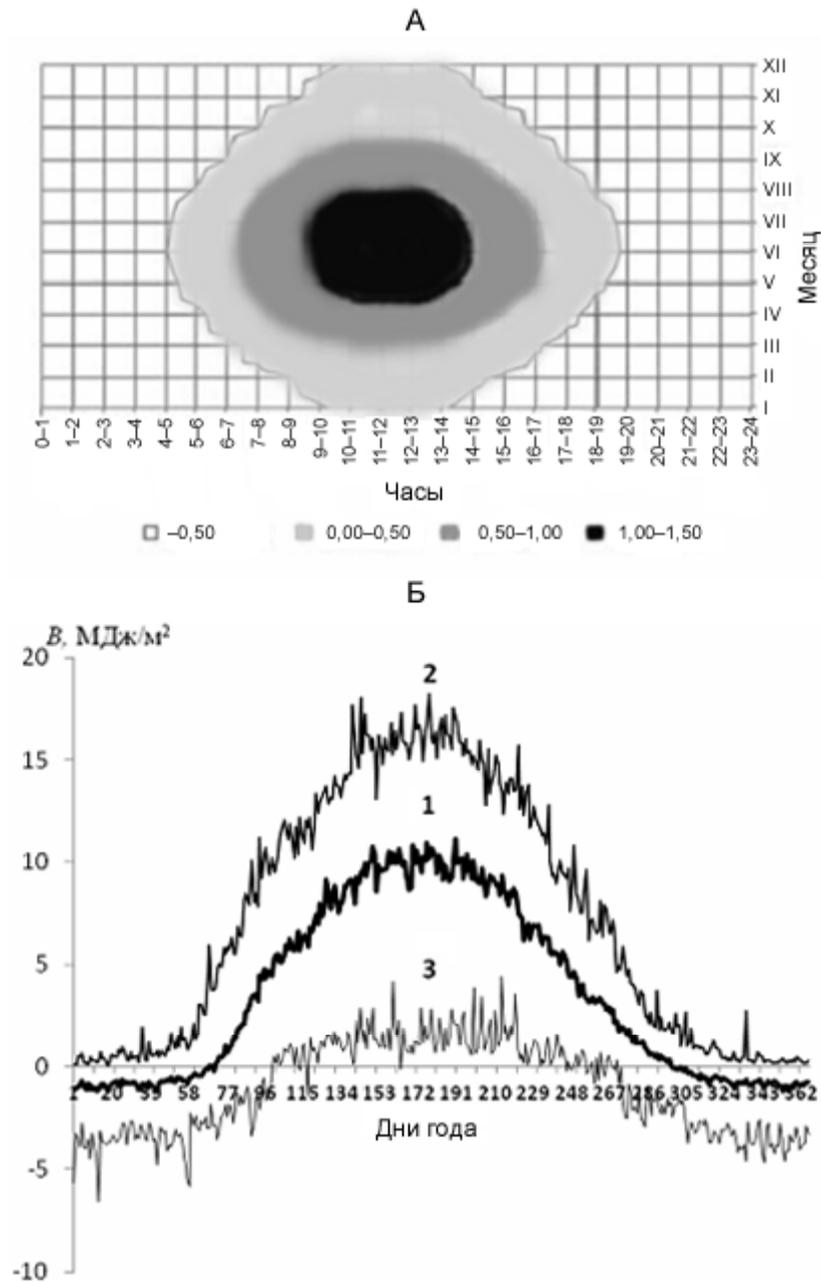


Рис. 1. Изменчивость радиационного баланса: А – суточный ход за каждый месяц года; Б – средние (1), максимальные (2) и минимальные (3) суточные суммы за все дни года

Fig. 1. Variability of the radiation balance: А – daily variation for each month of the year; Б – average (1), maximum (2) and minimum (3) daily amounts for all days of the year

ной радиации, с другой стороны, поглощая собственное излучение теплого приземного слоя атмосферы и подстилающей поверхности, увеличивает длинноволновые потоки.

В соответствии с условиями образования суточного хода характерен для облаков вертикального развития и слоистых форм. Облака вертикального развития имеют максимум в послеполуденные часы, облака слоистых форм – утром [Горбаренко с соавт., 2017]. Вслед за развитием облачности меняется соотношение прямого и рассеянного потока в суммарном приходе солнечной радиации. В среднем за год для суммарной и поглощенной радиации

характерно превышение часовых сумм в дополуночные сроки. Суточный ход длинноволновых потоков при средних условиях облачности соответствует суточному ходу температуры и имеет простой вид с наибольшими значениями в околополуденные часы. Ночные часовые значения  $E_{эф}$  в два раза (зимой) и в три раза (летом) меньше дневных. В ясные ночи существенно увеличивается  $E_{эф}$ . Усиление радиационного выхолаживания заметно утром при положительной температуре поверхности почвы по выпавшей росе, при отрицательной – по инею. При сплошной плотной облачности суточный ход  $E_{эф}$  выражен слабо, так как возрастает поток противоизлучения

атмосферы. В случаях плотной дождевой облачности  $E_a$  может и превышать собственное излучение земли. Время перехода суточных значений общего радиационного баланса через ноль соответствует времени начала преобладания длинноволновых потоков над коротковолновыми и отмечается в среднем за 1 ч 30 мин до захода Солнца и через час после восхода Солнца. Ночью  $B$ , определяемый только эффективным излучением, во все месяцы года имеет, как правило, отрицательные значения. Максимальные значения радиационного баланса наблюдаются в околополуденные часы, увеличиваясь с декабря к июню от 0,01 до 1,3 МДж/м<sup>2</sup> [Горбаренко, Абакумова, 2011].

Средние многолетние значения суточных сумм солнечной и длинноволновой радиации максимальны в июне–июле и минимальны в декабре. Средние значения суточных сумм  $Q$  изменяются в широких пре-

делах: от 1,25 МДж/м<sup>2</sup> в декабре до 20,28 МДж/м<sup>2</sup> в июне, а их экстремальные величины, характеризующие наибольший и наименьший приход радиации, от 0,12 до 31,82 МДж/м<sup>2</sup>. Основной вклад в суточную сумму  $Q$  при средних условиях облачности вносит рассеянная радиация, доля которой колеблется от 51% в мае–июне, до 100% в декабре. На величину отраженной радиации, наряду с приходом солнечной радиации, большое влияние оказывает альbedo подстилающей поверхности. В марте, когда еще лежит снежный покров и, следовательно, велико альbedo, суточные суммы максимальны. Максимальная дневная сумма  $R_k$  – 4,34 МДж/м<sup>2</sup>, на 4% больше июньской и более чем в 6 раз превышает сумму в декабре. Наибольшие изменения эффективного излучения происходят в период с марта по апрель и с октября по ноябрь во время схода и установления

#### Статистические характеристики месячных и годовых

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
ПСС, час													
1955–2017	31,8	64,4	137,6	181,3	266,5	282,2	286,3	242,9	149,7	75,8	32,2	19	1769,9
Мин.	7,6	22,7	65,9	92,4	123,3	159,9	191,7	130,6	57,3	18	7,9	0	1478
Год	1966	1991	1976	1986	1980	2003	1993	1960	1990	1982	1976	1968	1980
Макс.	78	152,2	208,4	258,4	378,2	404,8	411,2	347,8	226,5	148,7	81,1	55	2168
Год	1973	1969	1996	2014	2002	1999	2014	1955	1974	2005	1958	2002	2014
Общая облачность, балл													
1965–2017	9	8,6	8	8	7,4	7,7	7,5	7,3	8,2	8,7	9,1	9,1	8,2
Мин.	6,2	4,7	5,6	5,3	5,5	4,9	5,1	4,8	6,5	7,2	7,4	7,3	7
Год	1973	1969	1969	1965	1970	1999	1972	1996	1974	1987	1975	1985	1972
Макс.	9,9	9,7	9,3	9,4	9,2	8,9	9,2	8,8	9,7	9,8	9,8	10	8,6
Год	2004	2002	1988	1973	1980	2005	2013	1987	2013	2006	2006	2000, 2017	2013
Нижняя облачность, балл													
1965–2017	7,1	6,2	5,5	5,1	4,6	5	4,8	4,8	5,8	7,1	8,1	8	6
Мин.	3,6	1,7	2,8	3,2	2,8	2,9	2,3	3,2	3,3	4,4	5,3	5,3	4,8
Год	1973	1969	1969	2009	1967	1968	1972	1996	1974	1987	1967	2002	1967
Макс.	9,1	8,8	7,4	7,3	7,7	7,2	6,6	7	8,6	9,3	9,4	9,7	6,8
Год	1994	1990	1978	1986	1980	2003	1979	1980	1990	1982	2003	2000	1990
АОТ550													
1955–2017	0,13	0,15	0,19	0,24	0,22	0,2	0,22	0,23	0,19	0,13	0,11	0,12	0,18
Мин.	0,47	0,44	0,44	0,54	0,51	0,39	0,35	0,9	0,64	0,38	0,34	0,44	0,33
Год	1968	1985	1992	1983	1983	1981	1972	2010	2002	1984	1965	1966	1983
Макс.	0,01	0,02	0,07	0,08	0,06	0,06	0,07	0,08	0,06	0,03	0,01	0,01	0,08
Год	2009	1989	1997	2017	2017	2017	2017	2015	2003	2013	2003	>3	2017
Альbedo													
1958–2017	62	63	47	18	20	20	20	20	20	21	37	54	25
Мин.	50	36	19	12	16	18	14	15	15	13	18	23	19
Год	1971	2002	2002	1979	1970	>3 лет	2002	2002	2002	2008	1996	2008	2002
Макс.	73	79	70	33	24	24	24	25	25	36	58	78	31
Год	1960	1959	2013	1963	1966	1964	1965	1965	1994	1976	1960	1959	2008

снежного покрова. Средние значения суточных сумм радиационного баланса увеличиваются с января по июнь (от -1 до 10 МДж/м<sup>2</sup>). В соответствии с перераспределением доли коротковолновой и длинноволновой частей общего баланса суточные суммы *B* отрицательны с ноября по февраль, а в некоторые годы – с сентября по апрель. По данным за 1958–2017 гг. число дней в году с отрицательным *B* изменяется от 64 (2015 г.) до 137 (1963 г.). Определяющим фактором начала периода с отрицательными суточными суммами *B* является альbedo подстилающей поверхности. В среднем переход *B* через ноль наблюдается после 13 марта и 24 октября, однако нередко весенняя перемена их знака смещается на конец марта – апрель и зимой наблюдается немало дней с положительными суточными суммами радиационного баланса (рис. 1Б). Устойчивая

тенденция уменьшения числа дней с отрицательной суточной суммой радиационного баланса стала одним из главных проявлений в современных изменениях радиационного климата Москвы (рис. 2А).

Годовой ход месячных сумм составляющих радиационного баланса аналогичен годовому ходу их суточных сумм, определяется продолжительностью светового дня и в значительной степени обусловлен внутригодовым распределением облачности. Средние месячные значения балла общей облачности в течение года меняются от 7,3 балла в августе до 9,1 балла в ноябре и декабре, а нижней – от 4,6 балла в мае до 8,1 балла в ноябре, месячные значения ПСС изменяются от 19 ч. в декабре до 286 ч. в июне–июле (табл. 1). Максимум в годовом ходе месячных сумм *S'*, *D*, *Q*, *B<sub>к</sub>*, *B* и значений *E<sub>эф</sub>* (по модулю) приходится на июнь–июль, когда высота

Таблица 1

**сумм радиационных параметров атмосферы**

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Месячные суммы суммарной радиации, МДж/м <sup>2</sup>													
1958–2017	61	129	281	400	578	609	596	478	289	143	58	37	3663
Мин.	42	75	197	272	400	458	482	336	194	86	34	22	3346
Год	1989	1990	1979	1986	1980	2003	1993	1960	1990	1970,2	2003	1960	1990
Макс.	83	186	371	490	719	769	742	568	371	192	94	61	4065
Год	1973,2	1969	1996	2014	2002	1968	2010	2015	1974	1987	1967	2002	1963
Месячные суммы отраженной радиации, МДж/м <sup>2</sup>													
1958–2017	38	82	133	74	117	124	118	95	57	30	22	20	910
Мин.	22	30	51	37	73	90	92	67	31	14	8	5	682
Год	1971	2002	2003	1986	1980	2003	2007	2006	1990	1970	1996	2008	2008
Макс.	53	133	233	158	155	178	151	135	80	54	44	33	1239
Год	1967	1969	1963	1963	1967	1967	1994	2015	1963	1976	1988	1977	1963
Месячные суммы радиационного баланса, МДж/м <sup>2</sup>													
1958–2017	-27	-19	33	167	274	303	299	217	103	22	-17	-25	1329
Мин.	-65	-72	-34	115	201	224	237	140	61	-5	-38	-56	1117
Год	1972	1969	1970	1983	1980	2003	1993	1960	1990	1976	1975	1962	1980
Макс.	4	11	103	218	354	373	374	289	148	48	4	-4	1690
Год	2006	2002	2014	2014	2002	1999	2010	2015	2014	2015	2009	2000	2014
Месячные суммы поглощенной радиации, МДж/м <sup>2</sup>													
1958–2017	23	47	148	326	461	485	478	383	232	112	37	17	2751
Мин.	14	26	82	235	327	368	380	259	128	65	22	7	2478
Год	2009	1959	1966	1986	1980	2003	1962	1960	2013	1982	1969	2017	2013
Макс.	36	81	224	406	567	598	612	458	301	155	68	33	3164
Год	1973	1972	2014	1960	2002	1999	2010	2005	1974	1987	1967	2002	2002
Месячные суммы эффективного излучения, МДж/м <sup>2</sup>													
1958–2017	-49	-66	-115	-160	-187	-182	-179	-166	-128	-90	-53	-42	-1419
Мин.	-101	-125	-170	-213	-243	-239	-250	-215	-175	-131	-100	-75	-1726
Год	1973	1969	1996	1960	1993	1995	1992	1992	1974	1987	1958	1962	1967
Макс.	-22	-39	-62	-104	-126	-144	-110	-113	-62	-55	-23	-13	-1080
Год	2004	1990	1966	1973	1980	2003	2000	1958	2013	1970	2003	2017	2013

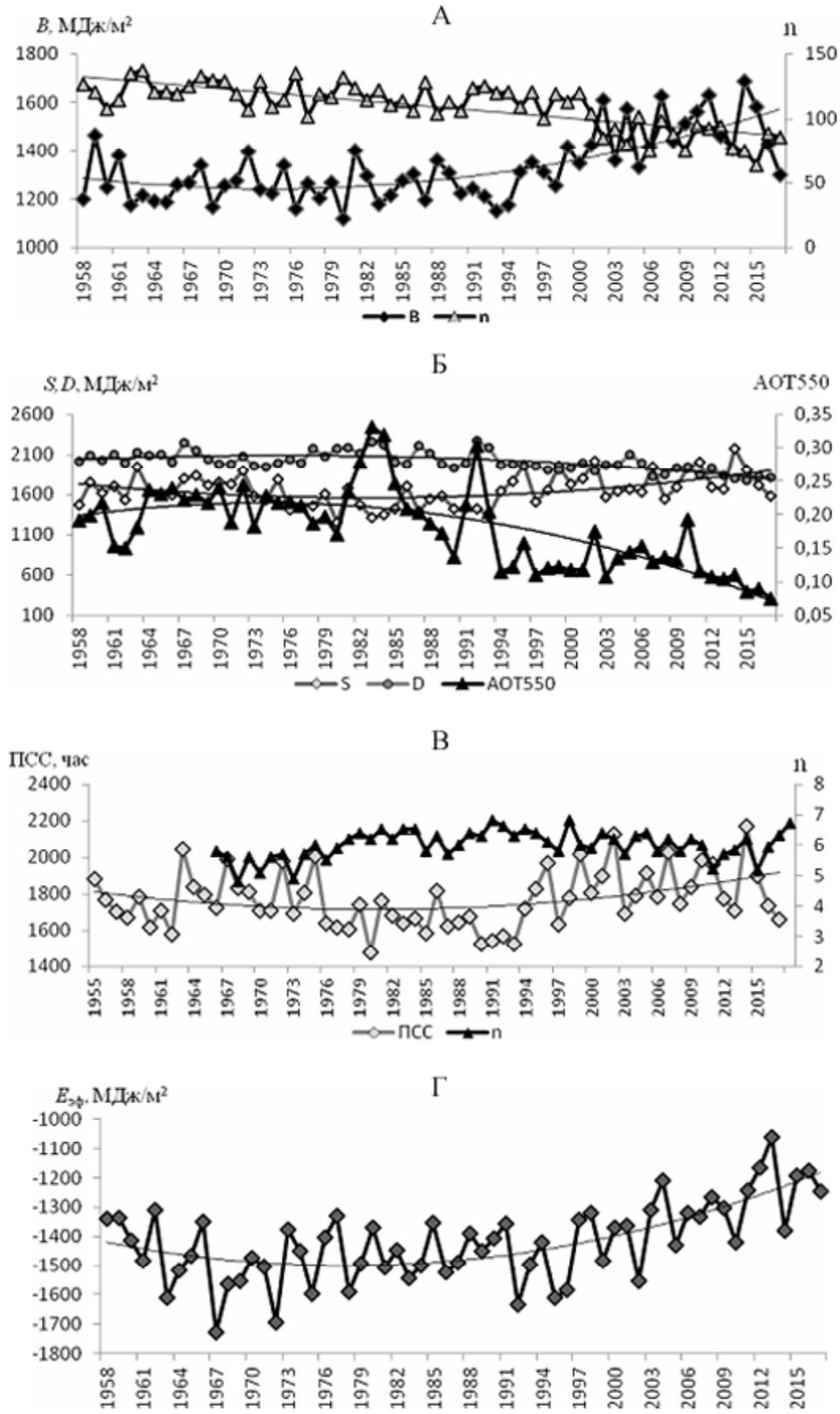


Рис. 2. Многолетние изменения средних годовых значений: А – радиационного баланса ( $B$ ) и числа дней ( $n$ ) с отрицательной суточной суммой радиации; Б – аэрозольной оптической толщины ( $\text{AOT550}$ ), прямой ( $S$ ) и рассеянной ( $D$ ) солнечной; В – продолжительности солнечного сияния ( $\text{ПСС}$ ) и балла нижней облачности ( $n$ ); Г – эффективного излучения ( $E_{\text{эф}}$ ) (тонкие черные кривые – линии тренда)

Fig.2. Long-term changes in average annual values: А – radiation balance ( $B$ ) and the number ( $n$ ) of below zero daily amounts of  $B$ ; Б – aerosol optical thickness ( $\text{AOT550}$ ), direct ( $S$ ) and diffuse ( $D$ ) solar radiation; В – sunshine duration ( $\text{ПСС}$ ) and lower cloud score ( $n$ ); (thin black curves are trend lines); Г – effective radiation ( $E_{\text{эф}}$ )

Солнца и продолжительность дня максимальны, а облачность и число дней без Солнца минимальны, минимум – на декабрь.

В отличие от приходящих потоков солнечной радиации, в годовом ходе отраженной радиации отмечается два максимума (см. табл. 1). Весенний максимум  $R_k$  наблюдается в марте–апреле, когда суммарная радиация прибывает пропорционально росту высоты Солнца, а альbedo подстилающей поверхности при сохранении снежного покрова остается высоким. Летний максимум наступает вслед за максимальными значениями суммарной радиации в июне–июле. В зависимости от состояния снежного покрова, весенний максимум может быть основным или второстепенным. В целом за год поглощенная радиация, зависящая от прихода суммарной радиации и альbedo подстилающей поверхности, составляет 75% от годовой суммы  $Q$ , это соотношение изменяется от 35% в феврале до 82% в апреле. В течение большей части года радиационный баланс имеет положительное значение: земная поверхность больше получает лучистого тепла, чем отдаёт его в атмосферу. Месячные суммы радиационного баланса отрицательны в ноябре–феврале, а иногда – в октябре–марте. В эти месяцы эффективное излучение в 1,5–2,7 раза превышает поглощённую радиацию. Наибольшее отрицательное значение  $B$  ( $-72$  МДж/м<sup>2</sup>) отмечено в феврале 1969 г., а наибольшее положительное ( $374$  МДж/м<sup>2</sup>) – в июле 2010 г. (см. табл. 1).

Важным фактором, регулирующим радиационные потоки в безоблачных условиях, является аэрозольная составляющая прозрачности атмосферы. Но существенные изменения радиационного режима под ее влиянием наблюдаются только при экстремальных повышениях аэрозольной мутности. Ее значительное увеличение связано с вулканическими извержениями, влияние которых сказывается на  $\tau_a, \lambda_0$  в течение последующих двух лет. Максимальные годовые значения  $\tau_a, \lambda_0$  за весь период наблюдений отмечены после извержений вулканов Эль-Чичон (1982 г.) и Пинатубо (1991 г.) (см. рис. 2 Б) [Абакумова, Горбаренко, 2008]. В период влияния этих вулканов прямая интегральная радиация уменьшилась на 6–15%, рассеянная увеличилась на 3–40%, а суммарная радиация  $Q$  уменьшилась на 2–7%.

Абсолютные максимумы  $\tau_a, \lambda_0$  отмечены в июле, августе и сентябре 1972, 2002, 2010 годов, когда в Москве наблюдалась дымная мгла от лесных и торфяных пожаров. В дни с дымной мглой продолжительность солнечного сияния уменьшалась на 70–90% от возможных значений. 7 августа 2010 года, когда значения  $\tau_a, \lambda_0$  превысили 5, ПСС равнялась нулю при безоблачной погоде. По сравнению с «чистыми условиями» прямая солнечная радиация уменьшалась от 35 до 95%, более чем на 50% увеличивалась рассеянная радиация, в результате суммарная радиация уменьшалась на 10–30%. В период дымной мглы менялся спектральный состав солнечного излучения [Чубарова с соавт., 2011]. Наличие в атмосфере аэрозоля приводило к росту

длинноволновых потоков. Действие дымового аэрозоля кратковременно, он быстро вымывается из атмосферы и не сказывается на климатических изменениях радиационных потоков.

С 1985 года отмечается тенденция к уменьшению аэрозольной мутности над Москвой, что совпадает со спадом промышленного производства в городе. Увеличение  $\tau_a, \lambda_0$  в 1991 году связано с извержением вулкана Пинатубо. К 1994 году произошло полное очищение атмосферы, с 1995 года наблюдается стабильное уменьшение ее аэрозольной мутности. В 2017 году отмечено минимальное среднее годовое значение  $\tau_a, \lambda_0$  (0,08) за весь период наблюдений МО МГУ. Значимый отрицательный тренд  $\tau_a, \lambda_0$  – один из основных факторов современных климатических изменений радиационного режима в Москве, влияющий на увеличение прямой радиации и ее доли в суммарном потоке (см. рис. 2Б). Основную роль в межгодовой изменчивости радиационных потоков играет режим облачности. Уменьшение облачности нижнего яруса, прежде всего уменьшение повторяемости сплошной облачности, определило рост продолжительности солнечного сияния, увеличение суммарного прихода интегральной солнечной радиации (см. рис. 2В). Значимые тенденции роста отмечены для противоизлучения атмосферы (статистическая значимость линейных трендов радиационных параметров оценивалась с помощью критерия Стьюдента. Значимым считался тренд, доверительная вероятность которого  $P=95\%$ ) [Горбаренко, 2016]. Самый заметный рост за весь период наблюдений отмечен для средних годовых значений радиационного баланса. Ежегодное существенное увеличение  $B$  началось с середины 1990-х годов, в последнее десятилетие скорость роста его годовых значений увеличилась вдвое (см. рис. 2А). Увеличение значений  $B$  происходит за счет роста годовых сумм как поглощенной радиации, так и эффективного излучения земной поверхности. Основной вклад в положительный тренд  $B$  вносят изменения эффективного излучения (см. рис. 2Г).

**Параметризация компонент радиационного баланса.** Современная актинометрическая сеть России претерпела большие потери в связи с сокращением числа станций и уменьшением пунктов наблюдений за радиационным балансом. Недостаток фактических данных приводит к необходимости прибегать к расчетным методам.

**Параметризация коротковолновых потоков солнечной радиации.** Периодические изменения коротковолновых составляющих  $B$  определяются высотой Солнца, длиной светового дня и связаны точной функциональной зависимостью с широтой места, склонением Солнца и временем суток. В безоблачной атмосфере важным фактором является прозрачность атмосферы для солнечных лучей и ее основная аэрозольная составляющая. В таблице 2 приведены эмпирические уравнения, выражающие зависимость коротковолновых потоков от высоты Солнца при различных значениях аэрозольной оптической толщины атмосферы  $\tau_a, \lambda_0$ . Макси-

Таблица 2

**Уравнения зависимости потоков коротковолновой солнечной радиации (кВт/м<sup>2</sup>) от высоты Солнца в безоблачной атмосфере**

	Теплый период		Холодный период	
	Уравнение	R <sup>2</sup>	Уравнение	R <sup>2</sup>
S	$S_{\text{ср}}=0,430(\sin h)^2+0,476(\sin h)-0,025$	0,999	$S_{\text{ср}}=0,542(\sin h)^2+0,563(\sin h)-0,031$	0,999
	$S_{\text{макс}}=0,062(\sin h)^2+0,100(\sin h)-0,068$	0,999	$S_{\text{макс}}=0,187(\sin h)^2+0,976(\sin h)-0,056$	0,999
	$S_{\text{мин}}=0,343(\sin h)^2-0,022(\sin h)+0,005$	0,992	$S_{\text{мин}}=1,057(\sin h)^2-0,131(\sin h)+0,004$	0,993
S/D	$(S/D)_{\text{ср}}=5,853(\sin h)^{0,983}$	0,985	$(S/D)_{\text{ср}}=-2,216(\sin h)^2+8,142(\sin h)-0,104$	0,977
	$(S/D)_{\text{макс}}=-9,596(\sin h)^2+19,855(\sin h)-0,40$	0,99	$(S/D)_{\text{макс}}=-18,739(\sin h)^2+24,376(\sin h)-0,982$	0,994
	$(S/D)_{\text{мин}}=0,756(\sin h)^{1,002}$	0,865	$(S/D)_{\text{мин}}=2,722(\sin h)^2+0,316(\sin h)+0,027$	0,989
Q	$Q_{\text{ср}}=1,037(\sin h)^{1,202}$	0,999	$Q_{\text{ср}}=0,260(\sin h)^2+0,947(\sin h)-0,025$	0,999
	$Q_{\text{макс}}=1,166(\sin h)^{1,161}$	0,998	$Q_{\text{макс}}=-0,146(\sin h)^2+1,311(\sin h)-0,047$	0,998
	$Q_{\text{мин}}=0,370(\sin h)^2+0,455(\sin h)+0,004$	0,999	$Q_{\text{мин}}=1,068(\sin h)^2+0,290(\sin h)+0,004$	0,993

мальные значения потоков получены для значений  $\tau_a, \lambda_o < 0,15$ , средние для  $\tau_a, \lambda_o$  от 0,15 до 0,30, минимальные при  $\tau_a, \lambda_o > 0,30$ . Для теплого периода получены эмпирические уравнения изменения Q при безоблачном небе в зависимости от высоты Солнца и параметров прозрачности атмосферы: коэффициента интегральной прозрачности атмосферы  $P_2$  (2) и аэрозольной оптической толщины атмосферы ( $\tau_a, \lambda_o$ ):

$$Q = a(P_2)^b; \quad a = 1,177(\sin h)^{1,091}; \\ b = 1,186(\sin h)^2 - 2,127 \sin h + 1,32, \quad (2)$$

$$Q = a(\tau_a, \lambda_o)^b; \quad a = 0,957(\sin h)^{1,284}; \\ b = 0,152(\sin h)^2 - 0,106 \sin h - 0,077. \quad (3)$$

Проверка на независимом материале показала, что наилучшие результаты дает использование уравнений, соответствующих максимальным значениям потоков, разница 1–2%. Практически полная сходимость результатов при использовании этого уравнения объясняется тем, что сравнение проводилось на данных последних лет, когда наблюдалась наибольшая прозрачность атмосферы за весь период наблюдений. При использовании уравнений 2 и 3 относительная ошибка возрастает до 3–5%. Значения суммарной радиации, рассчитанные по уравнению 3, были сопоставлены с модельными расчетами, выполненными в Российском научном центре «Курчатовский институт» методом Монте-Карло, при условиях, близких к реальным. Как показало это сравнение, различия составили 3,3%.

Параметризация солнечных потоков в облачной атмосфере представляет более сложную задачу. Облачность изменчива, ее влияние настолько велико, что может нарушить основные периодические закономерности изменчивости потоков солнечной радиации, которые меняются в зависимости от оптической плотности облаков, их распределения по небесному своду, положения относительно солнечного диска. Для выявления особенностей ослабления солнечной радиации различными видами облаков в [Абакумова с соавт., 2012] были рассмотрены случаи сплошной облачности: верхней перистой облачности (Ci), средней высококучево-кучевой (Ac), нижней слоисто-кучевой (Sc), слоистой (St) и дождевой: кучево-дождевой (Cb), слоисто-дождевой облачности (Ns). При отборе пасмурных дней выбирались часы с облачностью 10/0 и 10/10 баллов, с отсутствием в светлую часть суток прямой солнечной радиации и просветов между облаками. Зависимости значений суммарной солнечной радиации от h при различных условиях сплошной облачности были аппроксимированы полиномиальными уравнениями, параметры которых представлены в таблице 3. Надо признать, что ошибки определения Q по этим формулам достигают 7–15%. Ошибка увеличивается при сплошном покрове нижней облачности, выше которой могут располагаться облака других форм, наличие которых невозможно определить при назем-

Таблица 3

**Параметры аппроксимации  $Q = a(\sin h)^2 + b(\sin h)$  зависимости суммарной радиации (кВт/м<sup>2</sup>) от высоты Солнца при сплошном покрове облаков разных форм, теплый период**

Формы облаков	Ci	Ci+Ac	Sc	St+St fr	Cb+Fmb	Ns+Fmb	туман
Параметры							
a	0,400	0,278	0,034	0,024	0,028	-0,041	-0,300
b	0,660	0,614	0,228	0,168	0,119	0,129	0,357
R <sup>2</sup>	0,96	0,87	0,58	0,47	0,38	0,42	0,42
$\sigma_{\text{ур}}^*$	0,041	0,07	0,043	0,049	0,038	0,022	0,033

Примечание\*:  $\sigma_{\text{ур}}$  – средняя квадратическая ошибка уравнения.

ных наблюдениях. Наибольшее ослабление суммарной солнечной радиации происходит облаками нижнего яруса (рис. 3А). Коэффициент корреляции между  $Q$  и баллом нижней облачности в течение всего года превышает 0,8. По ежедневным данным за 35 лет были получены эмпирические уравнения зависимости суточных сумм  $Q$  ( $\Sigma Q_{\text{сут}}$ ) от балла нижней облачности ( $n$ ):

теплый период:

$$\Sigma Q_{\text{сут}} = -0,117n^2 - 0,739n + 25,4; R^2 = 0,649, \quad (4)$$

холодный период:

$$\Sigma Q_{\text{сут}} = -0,012n^2 - 0,296n + 5,4; R^2 = 0,47. \quad (5)$$

Вид этой зависимости для теплого периода представлен на рисунке 3А. Высокое значение коэффициента детерминации ( $R^2$ ) в уравнении (4) свидетельствует, что уравнение хорошо аппроксимирует исходные данные и им можно воспользоваться для оценки средних значений  $\Sigma Q_{\text{сут}}$  в теплый период. На приход суммарной радиации оказывает влияние альbedo поверхности, оно существенно при наличии снежного покрова. При ясном небе влияние альbedo невелико, при сплошной облачности за счет многократного переотражения от подстилающей поверхности и облаков влияние альbedo значительно, увеличение  $Q$  может составить до 80% от величины  $Q$  без снега (рис. 3Б).

Косвенной характеристикой облачности можно считать продолжительность солнечного сияния. Тесная связь между ПСС и солнечной радиацией, обусловленная общими факторами, определяющими их изменения, позволяет установить количественные зависимости между ними. При сопоставлении суточных (за период 1980–2017) и месячных (за период 1958–2017) сумм суммарной радиации с соответствующими величинами ПСС получены следующие соотношения:

$$\Sigma Q_{\text{сут}} = (1,46\text{sinh} + 0,02) \cdot \text{ПСС} + 10,96\text{sinh} - 0,8, \quad (6)$$

$$\Sigma Q_{\text{мес}} = (\text{sinh} + 0,37) \cdot \text{ПСС} + 373,3\text{sinh} - 55,1. \quad (7)$$

Проверка формул (6) и (7) показала, что различие между наблюдаемыми и рассчитанными величинами  $Q$  для летних месяцев составляет 3–5%; а в зимние месяцы увеличивается до 15–17%. Эти формулы позволяют иметь информацию о солнечной энергии в районах, где не ведутся актинометрические наблюдения. Расхождения между рассчитанными и измеренными (справочными) данными зависят не от географического положения пункта наблюдений, а от условий облачности. В условиях малооблачной погоды они составляют менее 10% в течение всего года и увеличиваются при большей повторяемости пасмурной погоды.

*Параметризация длинноволновых потоков.* Составляющие эффективного излучения (собственное излучение и противоизлучение атмосферы) зависят от температуры почвы и воздуха, облачности, влажности воздуха, от аэрозольной оптической толщины атмосферы. Сами потоки имеют противо-

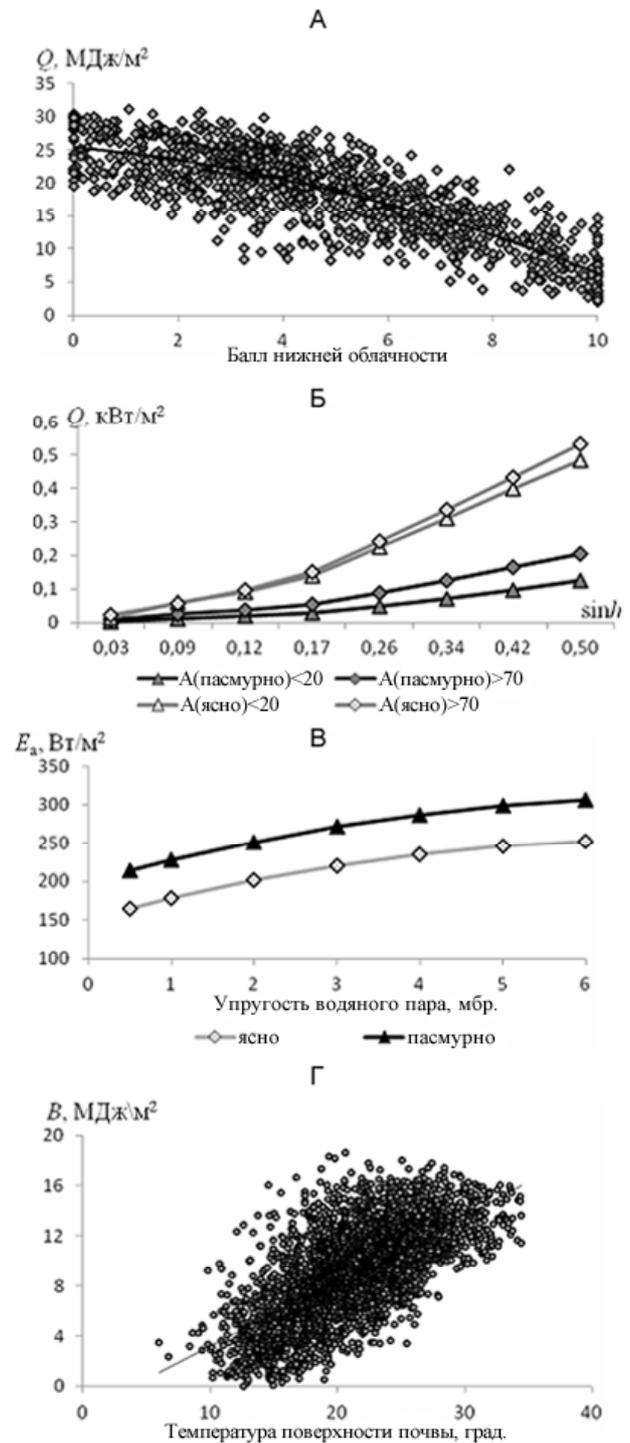


Рис. 3. Зависимости между радиационными параметрами и факторами, определяющими их изменчивость: А – суммарной радиации ( $Q$ ) от балла нижней облачности (теплый период); Б – суммарной солнечной радиации ( $Q$ ) от высоты Солнца и альbedo поверхности ( $A$ ) при ясном и пасмурном состоянии неба; В – противоизлучения атмосферы ( $E_a$ ) при ясном и пасмурном состоянии неба; Г – радиационного баланса ( $B$ ) от температуры поверхности почвы (теплый период)

Fig. 3. Dependencies between the radiation parameters and the factors determining their variability: А – total radiation ( $Q$ ) and the lower cloud amount (warm period); Б – total solar radiation ( $Q$ ) and the height of the Sun; the surface albedo ( $A$ ) and a clear and overcast sky; В – atmospheric downward radiation ( $E_a$ ) and a clear and overcast sky; Г – radiation balance ( $B$ ) of the temperature of the Earth’s surface (warm period)

положные направления, поэтому значительные изменения метеорологических величин не вызывают соответствующих изменений в величине эффективного излучения. Собственное излучение земли определяется температурой поверхности почвы, рассчитывается по формуле (8) и имеет прямо пропорциональную зависимость от  $T_n$ :

$$E_n = \delta \sigma T_n^4, \quad (8)$$

где  $\delta=0,95$  – относительная излучательная способность,  $\sigma=5,67 \cdot 10^{-8}$  Вт/(м<sup>2</sup>·К<sup>4</sup>) – постоянная Стефана-Больцмана,  $T_n$  – температура поверхности почвы в К.

Влияние облачности на длинноволновые потоки начинает проявляться с пяти баллов. Сплошная облачность при одних и тех же температурных и влажностных условиях увеличивает поток  $E_a$  относительно безоблачных условий на 40–70 Вт/м<sup>2</sup> (рис. 3В). Влияние аэрозоля существенно на приход  $E_a$  при значениях  $\tau_a, \lambda_0$  более 0,6. В период дымной мглы значения  $E_a$  по сравнению с невозмущенным периодом увеличиваются на 30–50 Вт/м<sup>2</sup>. Оценка влияния углекислого газа в атмосфере, сделанная по результатам модельных расчетов в работе [Горбаренко, 2013], показала, что изменение противоизлучения при реальном увеличении количества CO<sub>2</sub> не превышает 0,3 и 0,5 Вт/м<sup>2</sup>, это меньше точности определения длинноволновых потоков. Между величиной противоизлучения атмосферы, количеством общей облачности ( $n$ ), температурой ( $t$ ), параметрами влажности атмосферы (парциальным давлением водяного пара ( $e$ ) и относительной влажностью воздуха ( $f$ )) существует значимая зависимость, которую можно выразить эмпирическими соотноше-

ниями (табл. 4). На их основе получены и оценены формулы множественной регрессии, связывающие  $E_a$  с метеорологическими параметрами в:

теплый период

$$E_a = 228,4 + 3,11t + 3,2n + 0,004f \cdot t + 0,011t \cdot n \quad (9)$$

и холодный период

$$E_a = 280,7 + 4,94t + 1,8n + 0,004f \cdot t - 0,067t \cdot n. \quad (10)$$

Проверка на независимых данных показала, что разница между данными противоизлучения, рассчитываемыми в МО МГУ и полученными по формулам, сопоставима с точностью определения длинноволновых потоков. Значения эффективного излучения могут быть получены суммированием  $E_n$  и  $E_a$ , полученным по формулам (8, 9, 10).

*Расчет радиационного баланса подстилающей поверхности.* Как было показано выше, основные факторы оказывают на составляющие радиационного баланса разное, часто противоположное влияние. Неоднозначные связи между значениями радиационного баланса и факторами, определяющими их изменчивость, существенно усложняют задачу его параметризации. В соответствии с тем или иным вкладом составляющих радиационного баланса в его общую величину влияние на него различных факторов меняется в течение года. В летние месяцы между  $B$  и баллом общей облачности наблюдается значимая отрицательная связь; в зимние месяцы, вследствие увеличения противоизлучения атмосферы по величине и по роли в общем балансе, отмечается значимая положительная связь (табл. 5). Значимая связь  $B$  с альбедо подстилаю-

Таблица 4

Уравнения зависимости противоизлучения атмосферы (кВт/м<sup>2</sup>) от метеорологических величин

Условия наблюдений	Теплый период		Холодный период	
	Уравнение	$R^2$	Уравнение	$R^2$
Ясно	$E_a = 5,76t + 230$	0,831	$E_a = 2,98t + 246$	0,583
	$E_a = 82,631ne + 103$	0,809	$E_a = 32,471ne + 180$	0,474
Пасмурно	$E_a = 4,14t + 313$	0,471	$E_a = 4,43t + 306$	0,923
	$E_a = 69,801ne + 185$	0,501	$E_a = 6,231ne + 222$	0,886
Средние условия облачности	$E_a = 5,56t + 257$	0,362	$E_a = 5,1t + 304$	0,887
	$E_a = 100,81ne + 74,4$	0,458	$E_a = 59,921ne + 198$	0,800
	$E_a = 0,42n^2 - 0,43n + 324$	0,293	$E_a = 0,84n^2 - 0,41n + 199$	0,614
Дымная мгла	$E_a = 6,04t + 254$	0,848		
	$E_a = 85,121ne + 134$	0,447		

Таблица 5

Коэффициенты корреляции между средними месячными значениями радиационного баланса и факторами, определяющими их изменчивость

Коэффициент корреляции	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$r(B, n)$	0,87	0,74	-0,01	-0,50	-0,76	-0,75	-0,58	-0,61	-0,74	-0,10	0,73	0,72
$r(B, A)$	-0,08	-0,41	-0,90	-0,21	0,01	0,09	-0,24	-0,12	0,04	-0,48	-0,38	-0,09
$r(B, w)$	0,63	0,58	0,58	-0,26	0,10	0,27	0,31	0,13	0,27	0,58	0,64	0,63
$r(B, T_n)$	0,55	0,54	0,68	0,04	0,65	0,80	0,76	0,45	0,56	0,57	0,60	0,60

щей поверхности прослеживается только в месяцы установления и схода снежного покрова. В работе [Горбаренко, 2017], при подборе эмпирических соотношений была сделана выборка радиационных данных с учетом различных состояний подстилающей поверхности и облачности (табл. 6). Проверка на независимых наблюдениях показала, что расхождение в суточных значениях между измеренными и рассчитанными значениями  $B$  лежит в пределах точности его измерений, проводимых на сети актинометрических станций, и в среднем составляет 15–20%. Радиационный баланс является основным фактором в формировании теплового режима поверхности почвы ( $T_n$ ), между этими параметрами функциональная зависимость (рис. 3Г). Эмпирические уравнения между суточным значением  $B$  и температурой поверхности почвы получены за период 40 лет для:

теплого периода

$$B = 0,524 \cdot T_n - 2,022; R^2 = 0,451 \quad (11)$$

и холодного периода

$$B = -0,173 T_n + 0,666; R^2 = 0,232. \quad (12)$$

В летнее время температурный режим во многом определяется приходом солнечной радиации, в зимнее время большое влияние на его структуру оказывает циркуляция атмосферы. Для оценок изменчивости радиационного баланса в отсутствие актинометрических наблюдений в летний период можно воспользоваться зависимостью (11). В зимний период использование уравнения (12) даст только прикилочные значения  $B$ . В переходные сезоны термический режим в большей степени определяется адвективными процессами, что нарушает зависи-

мость между  $B$  и  $T_n$  и использовать формулы (11–12) не рекомендуется.

**Выводы.** Оценка радиационного баланса, его основных составляющих в зависимости от факторов, определяющих их изменчивость в реальной атмосфере, необходима для создания надежной параметризации радиационных процессов, знание которых требуется практически во всех численных моделях, используемых в прогнозах погоды и климата.

Предложенная эмпирическая модель изменчивости компонент радиационного баланса представляет совокупность регрессионных соотношений, полученных на большом статистическом материале наблюдений МО МГУ. Общие закономерности, связывающие характеристики радиационного режима друг с другом и с факторами, влияющими на их изменчивость, позволяют говорить, что полученные эмпирические соотношения представляют не просто статистику, а систему функциональных зависимостей, обоснованных физически. Такие зависимости могут быть использованы в различных климатических условиях [Сивков, 1968]. Точность полученных по уравнениям результатов, количественно связывающих между собой радиационные характеристики атмосферы, сравнима с точностью измерения радиационных потоков. Точность количественных зависимостей компонент радиационного баланса от метеорологических величин снижается, но такие уравнения позволяют получать характеристики радиационного режима по стандартным наблюдениям метеорологической сети при отсутствии актинометрических наблюдений. Выбор тех или иных уравнений зависит от поставленной задачи и имеющихся исходных данных.

Таблица 6

Уравнения зависимости между срочными и суточными значениями радиационного баланса и его составляющими [Горбаренко, 2017]

Облачность	Подстилающая поверхность	Число случаев	Уравнение регрессии	$R^2$
Срочные значения (кВт/м <sup>2</sup> )				
10/10	Трава	3 784	$B = 0,553Q - 0,018$	0,930
0/0	Трава	2 594	$B = 0,698Q - 0,167$	0,978
Переменная	Трава	28 622	$B = 0,654Q - 0,110$	0,981
10/10	Снег чистый	3 404	$B = 0,475B_k - 0,007$	0,757
10/10	Снег загрязненный	2 246	$B = 0,495B_k - 0,010$	0,716
10/10	Снег	5 650	$B = 0,485B_k - 0,008$	0,742
0/0	Снег чистый	365	$B = 1,006B_k - 0,133$	0,846
0/0	Снег загрязненный	422	$B = 0,791B_k - 0,150$	0,914
0/0	Снег	787	$B = 0,821B_k - 0,127$	0,857
Переменная	Снег	24 209	$B = 0,687B_k - 0,005$	0,848
Суточные суммы (МДж/м <sup>2</sup> )				
Переменная	Трава	1 714	$\Sigma B = 0,595 \Sigma Q - 1,561$	0,960
Переменная	Снег	1 236	$\Sigma B = 0,325 \Sigma B_k - 0,604$	0,325

**Благодарности.** Автор приносит глубокую благодарность всем сотрудникам МО МГУ, положившим начало мониторингу эколого-климатических параметров атмосферы в Москве и осуществляющим его на протяжении более 60 лет.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абакумова Г.М., Горбаренко Е.В.* Прозрачность атмосферы в Москве за последние 50 лет и ее изменения на территории России. М.: Издательство ЛКИ, 2008. 192 с.
- Абакумова Г.М., Горбаренко Е.В., Незваль Е.И., Шиловцева О.А.* Климатические ресурсы солнечной радиации Московского региона. М.: ЛИБРОКОМ, 2012. 312 с.
- Горбаренко Е.В.* Возможность определения радиационного баланса земной поверхности по расчетным и спутниковым данным // *Метеорология и гидрология*. 2017. № 12. С. 5–15.
- Горбаренко Е.В.* Климатические изменения радиационных параметров атмосферы по данным наблюдений в Метеорологической обсерватории МГУ // *Метеорология и гидрология*. 2016. № 12. С. 5–17.
- Горбаренко Е.В.* Многолетние изменения длинноволновой радиации в Москве // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 10. С. 29–39.
- Горбаренко Е.В., Абакумова Г.М.* Вариации радиационного баланса подстилающей поверхности по многолетним наблюдениям МО МГУ // *Метеорология и гидрология*. 2011. № 6. С. 42–54.
- Горбаренко Е.В., Шиловцева О.А., Бунина Н.А.* Климатические характеристики облачности в Москве // *Труды ГГО*. 2017. Вып. 585. С. 126–141.
- Горчакова И.А., Мохов И.И., Рублев А.Н.* Влияние аэрозоля на радиационный режим безоблачной атмосферы по данным Звенигородских аэрозольно-облачно-радиационных экспериментов // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2005. Т. 41. № 4. С. 496–510.
- Климат Москвы в условиях глобального потепления / Под ред. Кислова А.В. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2017. ISBN 978-5-19-011227-6. 288 с.
- Луцько Л.В., Махоткин А.Н., Ерохина А.Е., Бычкова А.П.* О методике контроля данных о составляющих радиационного баланса, получаемых на сети Росгидромета по программе регистрации // *Труды ГГО*. 2017. Вып. 586. С. 205–233.
- РД 52.04.562-96. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 5. Часть I. Актинометрические наблюдения на станциях. М.: Росгидромет, 1997. 222 с.
- Сивков С.И.* Методы расчета характеристик солнечной радиации. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 232 с.
- Тарасова Т.А., Ярхо Е.В.* Определение аэрозольной оптической толщины атмосферы по наземным измерениям интегральной солнечной радиации // *Метеорология и гидрология*. 1991. № 12. С. 66–71.
- Чубарова Н.Е., Горбаренко Е.В., Незваль Е.И., Шиловцева О.А.* Аэрозольные и радиационные характеристики атмосферы во время лесных и торфяных пожаров в 1972, 2002 и 2010 гг. в Подмоскovie // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2011. Т. 47. № 6. С. 790–800.
- Abakumova G.M., Gorbarenko E.V., Nezval E.I., Shilovtseva O.A.* Fifty years of actinometrical measurements in Moscow. *Int. J. of Remote sensing*, 2008, vol. 29, no. 9, p. 2629–2665. DOI: 10.1080/01431160701767500.

Поступила в редакцию 12.12.2018

После доработки 15.08.2019

Принята к публикации 01.11.2019

**E.V. Gorbarenko<sup>1</sup>**

**EMPIRICAL MODEL OF VARIABILITY  
OF THE RADIATION BALANCE COMPONENTS  
AT THE EARTH'S SURFACE**

The Meteorological Observatory of the Moscow State University has accumulated unique material of actinometrical and meteorological observations, which has no analogues in the global science. An assessment of the main components of radiation balance was carried out on its basis to find their relation to factors determining their variability in the real atmosphere. An applied empirical model of the variability of radiation balance components of the Earth's surface has been elaborated. The verification of the model was carried out by direct comparison of its results with the data of independent measurements. The proposed empirical equations allow calculating the atmospheric radiation characteristics by using network meteorological and actinometrical data.

*Key words:* radiation climate, long-term observations, cloudiness, solar radiation, long-wave radiation, albedo, radiation balance, empirical model

*Acknowledgements.* The author expresses deep gratitude to all experts of the MSU Meteorological Observatory who were the first to monitor the environmental-climatic parameters of the atmosphere in Moscow and continued these activities for more than 60 years.

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Meteorology and Climatology, Leading Scientific Researcher, PhD in Geography; e-mail: catgor@mail.ru

## REFERENCES

- Abakumova G.M., Gorbarenko E.V.* Prozhrachnost' atmosfery v Moskve za poslednie 50 let i eyo izmeneniya na territorii Rossii. [Atmospheric transparency in Moscow over the past 50 years and its changes on the territory of Russia]. Moscow, LKI Publ., 2008, 192 p. (In Russian)
- Abakumova G.M., Gorbarenko E.V., Nezval' E.I., Shilovceva O.A.* Klimaticheskie resursy solnechnoj radiacii Moskovskogo regiona [Climatic resources of solar radiation in the Moscow region]. Moscow, LIBROKOM Publ., 2012, 312 p. (In Russian)
- Abakumova G.M., Gorbarenko E.V., Nezval E.I., Shilovseva O.A.* Fifty years of actinometrical measurements in Moscow. *Int. J. of Remote sensing*, 2008, vol. 29, no. 9, p. 2629–2665. DOI: 10.1080/01431160701767500.
- Chubarova N.E., Gorbarenko E.V., Nezval' E.I., Shilovtseva O.A.* Aerosol and Radiation Characteristics of the Atmosphere during Forest and Peat Fires in 1972, 2002, and 2010 in the Region of Moscow. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2011, vol. 47, no. 6, p. 729–738. DOI:10.1134/S0001433811060028.
- Gorbarenko E.V.* Climate changes in atmospheric radiation parameters from the MSU meteorological observatory data. *Russian Meteorology and Hydrology*, 2016, vol. 41, no. 11/12, p. 789–797.
- Gorbarenko E.V., Shilovceva O.A., Bunina N.A.* Klimaticheskie harakteristiki oblachnosti v Moskve. [Climatic parameters of the cloud cover in Moscow]. *Trudy GGO*, 2017. Iss. 585, p. 126–141. (In Russian)
- Gorbarenko E.V.* A Possibility of Determination of Earth Surface Radiation Budget from Calculated and Satellite Data. *Russian Meteorology and Hydrology*, 2017, vol. 42, no. 12, p. 745–752. DOI: 10.3103/S1068373917120019.
- Gorbarenko E.V.* Long-term variations of long-wave radiation in Moscow. *Russian Meteorology and Hydrology*, 2013, vol. 38, no. 10, p. 669–676.
- Gorbarenko E.V., Abakumova G.M.* Radiation balance variations of underlying surface from the long-term observations of the meteorological observatory of the Moscow state university. *Russian Meteorology and Hydrology*, 2011, vol. 36, no. 6, p. 383–391. DOI: 10.3103/S1068373911060045.
- Gorchakova I.A., Mohov I.I., Rublev A.N.* Vliyanie aerolya na radiacionnyj rezhim bezoblachnoj atmosfery po dannym Zvenigorodskih aerol'no-oblachno-radiacionnyh ehksperimentov [The Effects of Aerosol on the Radiation Mode of the Cloudless Atmosphere According to Zvenigorod Aerosol-Cloudy Radiation Experiments]. *Izvestia RAN. Fizika atmosfery i okeana*, 2005, vol. 41, no. 4, p. 496–510. (In Russian)
- Klimat Moskvy v usloviyah global'nogo potepleniya [Climate of Moscow under the global warming] Ed. Kislov A.V. Moscow, State Univ. Publ., 2017. ISBN 978-5-19-011227-6. 288 p. (In Russian)
- Luc'ko L.V., Mahotkin A.N., Erohina A.E., Bychkova A.P.* O metodike kontrolya dannyh o sostavlyayushchih radiacionnogo balansa, poluchaemyh na seti Rosgidrometa po programme registracii [About the method of monitoring data on the radiation balance components received at the Roshydromet network under the registration program]. *Trudy GGO*, 2017, vol. 586, p. 205–233. (In Russian)
- RD 52.04.562-96. Nastavlenie gidrometeorologicheskim stanciyam i postam [Manual on hydrometeorological stations and posts]. Iss. 5. Part I. Aktinometricheskie nablyudeniya na stanciyah [Actinometric observations at stations]. Moscow, Rosgidromet Publ., 1997, 222 p. (In Russian)
- Sivkov S.I.* Metody rascheta harakteristik solnechnoj radiacii. [Methods for calculating solar radiation characteristics], Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 1968, 232 p. (In Russian)
- Tarasova T.A., Yarho E.V.* Opredelenie aehrozol'noj opticheskoy tolshchiny atmosfery po nazemnym izmereniyam integral'noj solnechnoj radiacii. [Determination of the aerosol optical thickness of the atmosphere by the ground-based measurements of integrated solar radiation]. *Meteorologija i gidrologija*, 1991, no. 12, p. 66–71. (In Russian)

Received 12.12.2018

Revised 15.08.2019

Accepted 01.11.2019