

УДК 504(262.5)

Н.А. Тимофеев, А.В. Юровский

Климатический мониторинг атмосферных осадков и радиации на Черном море по спутниковым данным

Исследуются связи между радиацией и атмосферными осадками на поверхности Черного моря, с одной стороны, и параметрами, их определяющими, с другой. Показано, что по температуре поверхности воды и облачности с учетом ее оптической плотности можно с высокой точностью восстанавливать поля месячных и годовых величин атмосферных осадков, радиационного баланса и поглощенной в воде суммарной солнечной радиации. Исходная информация для этих целей определяется на основе данных по спектральным и интегральным потокам уходящих в космос длинноволновых излучений, измеряемых с ИСЗ.

В XX в. на Черном море наблюдались линейные тренды, характеризующие возрастание атмосферных осадков на 6 см и уменьшение радиационного баланса на $80 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}$ соответственно за 68 и 72 года. Температурный режим поверхности моря оказался стабильным, что обусловлено противоположным влиянием двух факторов: атмосферных осадков и глобального парникового эффекта.

В процессе спутникового мониторинга в XXI в. необходимо на основе предложенной модели сформировать банк данных с целью более точного описания климата и многолетней изменчивости полей облачности, температуры поверхности воды, радиации и атмосферных осадков.

Введение. Изучение влагооборота и радиационного режима в системе океан (море) – атмосфера (СОА) принадлежит к числу приоритетных задач глобальной климатологии [1]. В отличие от речного и подземного стоков пресных вод с суши, а также испарения, которые вычисляются на основе многолетней метеорологической и гидрологической информации, количество атмосферных осадков AO , выпавших на открытые акватории морей и океанов, оценивалось по данным, полученным с маяков, островных и прибрежных станций, с учетом их экстраполяции и коррекции по данным эпизодических судовых наблюдений. Для Черного моря разнородные ряды AO с 27 отечественных и 10 зарубежных станций [2] откорректированы поправками для приведения дождемерных наблюдений к осадкомерным и на недоучет осадкомерами ветрового выдувания, смачивания и испарения [3, 4]. При построении карт AO использовались косвенные оценки, полученные в результате среднеарифметического или средневзвешенного осреднения значений, экстраполированных по данным с выборочной сети береговых станций, и планиметрирования изогий с учетом судовых наблюдений. Кроме того, количество атмосферных осадков определялось как остаточный член уравнения водного баланса [2].

Ввиду фрагментарности данных по осадкам в задачах диагноза климата используются средние месячные и годовые величины, полученные в 1923 – 1940, 1945 – 1985, 1986 – 1998 и 1999 – 2002 гг. [2]. Последние два периода характеризуются соответственно повышенным ($61,6 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$) и понижен-

© Н.А. Тимофеев, А.В. Юровский, 2009

ным ($40,0 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$) уровнями осадкообразований. Средняя для акватории Черного моря климатическая величина AO составила к 1998 г. слой воды в $55 - 57 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$ с хорошо выраженным годовым ходом месячных величин. В интервале с абсолютными минимумом ($38,2 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$) и максимумом ($84,8 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$) осадков выделялись колебания с амплитудами больше $12 - 13 \text{ см}\cdot\text{мес}^{-1}$. Несмотря на недостатки указанных методик, полученные оценки AO признаются близкими к реальным величинам [2, 5].

Главный недостаток упомянутых способов – их непригодность для мониторинга осадков. В этом отношении перспективен метод [6 – 8], основанный на использовании спутниковых наблюдений, непрерывных по пространству и времени. Из космоса обнаруживаются области экстремумов, зоны ослабления или усиления осадков и радиации, их изменения во времени. Для расчетов AO и радиации используются три вида информации: сведения о температуре поверхности воды (ТПВ) t [9], разности температур вода – воздух ($t - t'$) и об эффективной облачности $\mathcal{EO} = n f$, численно равной произведению общего количества облаков ($0 \leq n \leq 1$) на их условную оптическую плотность ($0 \leq f \leq 1$). Температуры воды и воздуха характеризуют энергетику процессов осадкообразования и теплообмена океана (моря) с атмосферой [6, 10]; \mathcal{EO} – регулятор термодинамического состояния СОА при облачно-радиационных взаимодействиях [8], а AO являются источником доступной потенциальной энергии в атмосфере за счет скрытой теплоты конденсации. Рассмотрим вышеуказанные методы.

Атмосферные осадки. Среди физических механизмов, определяющих формирование поля AO на поверхности Черного моря на сезонных масштабах, можно выделить следующие [10].

1. Фоновые поля, связанные с крупномасштабной циркуляцией атмосферы, безусловно определяемые с ИСЗ. Летом над морем, особенно в северо-западной части, формируются преимущественно антициклоны с дивергенцией воздушных потоков у поверхности; зимой ситуация противоположная – циклоническая завихренность с конвергенцией. Результаты реанализов *NCEP/NCAR* по скорости ветра на стандартных горизонтах 10 м, 850, 500 и 200 мбар, относящихся к периоду 1958 – 1997 гг., действительно показали сезонную изменчивость циркуляционных процессов, проявляющуюся в смене циклонической завихренности ветра в холодную половину года на антициклоническую в теплый период.

2. Сезонные эффекты термической и динамической природы, обусловленные наличием в регионе высоких гор.

3. Муссонные эффекты, определяемые потоками тепла и влаги, формируемыми над морем и окружающей его сушей.

Таким образом, пространственно-временные распределения AO на поверхности Черного моря связаны как с особенностями атмосферной циркуляции, так и с орографией побережья. Главной причиной выпадения осадков является циклоническая активность в регионе. Преобладающее число атлантических и средиземноморских циклонов проходит с запада на восток над

южными районами моря. В течение всего года южные, в особенности юго-восточные, районы отличаются наибольшим количеством осадков. Это обусловлено наличием на пути движения влагонесущих потоков воздуха горных хребтов Кавказа, способствующих задержанию и накоплению влаги в атмосфере, при этом существенно повышается количество и оптическая плотность облаков. Под влиянием орорафии побережья на Южном берегу Крыма также выпадает несколько большее количество осадков по сравнению с соседними районами. Меньше всего осадков выпадает в центральных районах моря, особенно мало – в его северо-западной части. В течение года около 40% осадков выпадает зимой, меньше всего (порядка 15%) – в конце весны и начале лета, когда под влиянием стационарного Азорского барического максимума атлантические антициклоны, чередой перемещаясь с запада на восток, стабилизируются в северо-западной части региона. Здесь в узкой прибрежной полосе наблюдается сравнительно небольшое увеличение осадков, обусловленное термической конвекцией.

Основная формула для расчета атмосферных осадков, выпавших на свободную ото льда поверхность морей и океанов, записывается в виде [6 – 8]:

$$AO = a \text{Э}O + b \text{Э}O^2 + c \text{Э}O^3 + d \text{Э}O^4 + \text{Э}O \Phi(\Delta t). \quad (1)$$

Коэффициенты a , b , c , d для Северного и Южного полушарий в отдельности задаются нелинейными комбинациями от ТПВ, а функция $\Phi(\Delta t)$ описывает влияние на формирование поля осадков апвеллингов, морских и атмосферных течений, обуславливающих пространственно-временную изменчивость температур поверхности воды t и воздуха t' в приводном слое атмосферы с учетом их высокой взаимной коррелируемости. Для климатических расчетов величин осадков, выпадающих на поверхности Черного моря (при размерности скорости выпадения осадков – мм·сут⁻¹) функция $\Phi(\Delta t) \approx 0,3(t - t')$. Здесь перепад температур вода – воздух $(t - t')$ имеет годовой ход, при среднем значении $\Delta t = 1,1^\circ\text{C}$ [11].

В работах [6 – 8] на основе многолетней спутниковой информации построены и опубликованы климатические карты атмосферных осадков над океанами с пространственным разрешением 500×500 км, по времени – месяц и год, погрешность $\sim 5 - 10$ мм·мес⁻¹. Исследована пространственно-временная изменчивость AO , в частности, при Эль-Ниньо [7]. Эти события в 1982 – 1983 и 1997 – 1998 гг. были самыми мощными в XX в. Аномалии осадков в экваториальной зоне Тихого океана достигали $\pm 350 - 400$ мм·мес⁻¹.

В горизонтально-однородной системе подстилающая поверхность – атмосфера среднегодовые климатические величины эффективной облачности $\text{Э}O_{\text{н}}$ можно найти по формуле глобального парникового эффекта [12]:

$$0,27 + 0,012t = 0,516 - 0,060 \text{Э}O_{\text{н}} - 0,456 \text{Э}O_{\text{н}}^2. \quad (2)$$

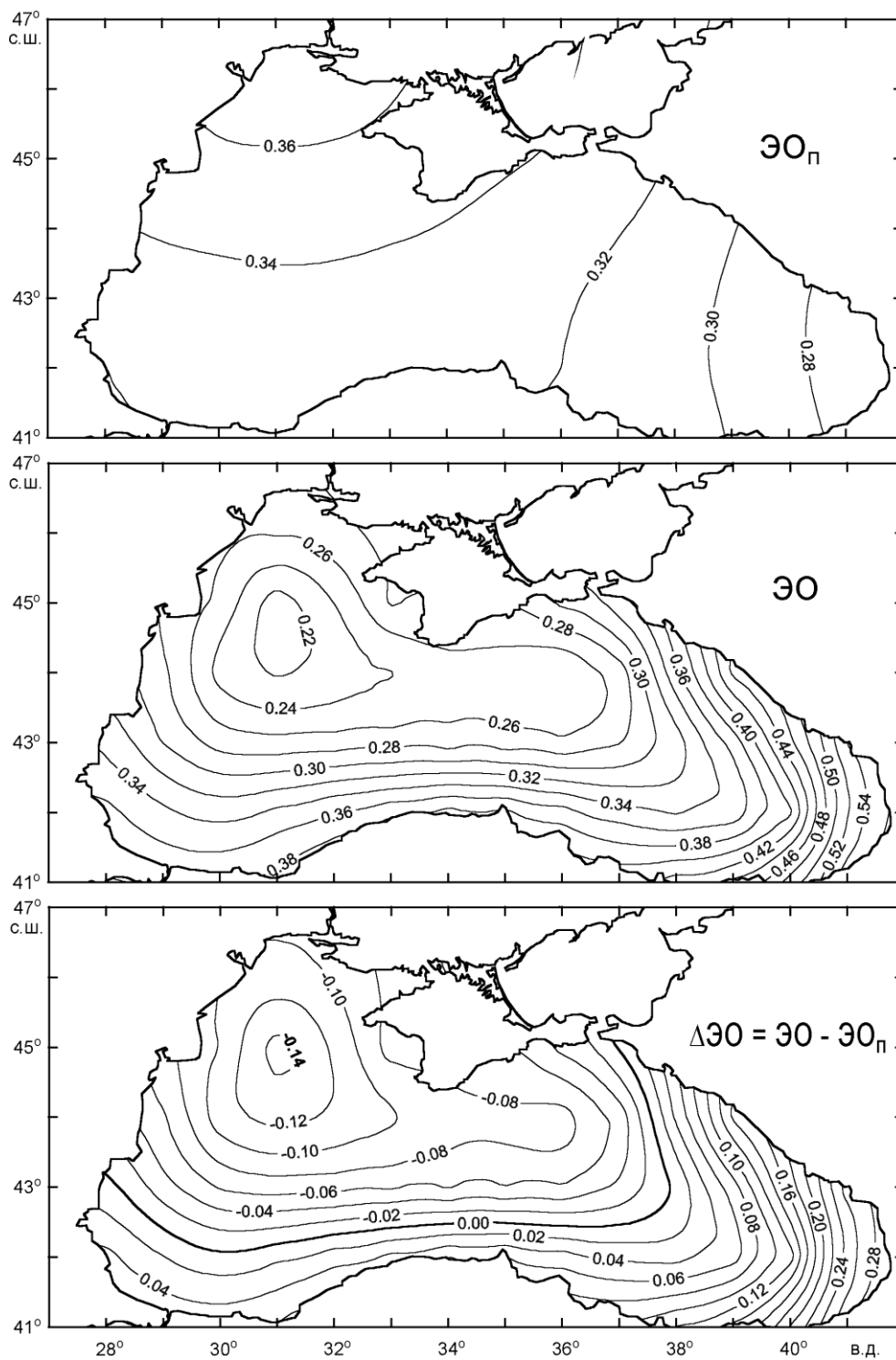
Откуда имеем

$$\mathcal{E}O_{\Pi} = -0,066 + \sqrt{0,5436 - 0,026316t} . \quad (3)$$

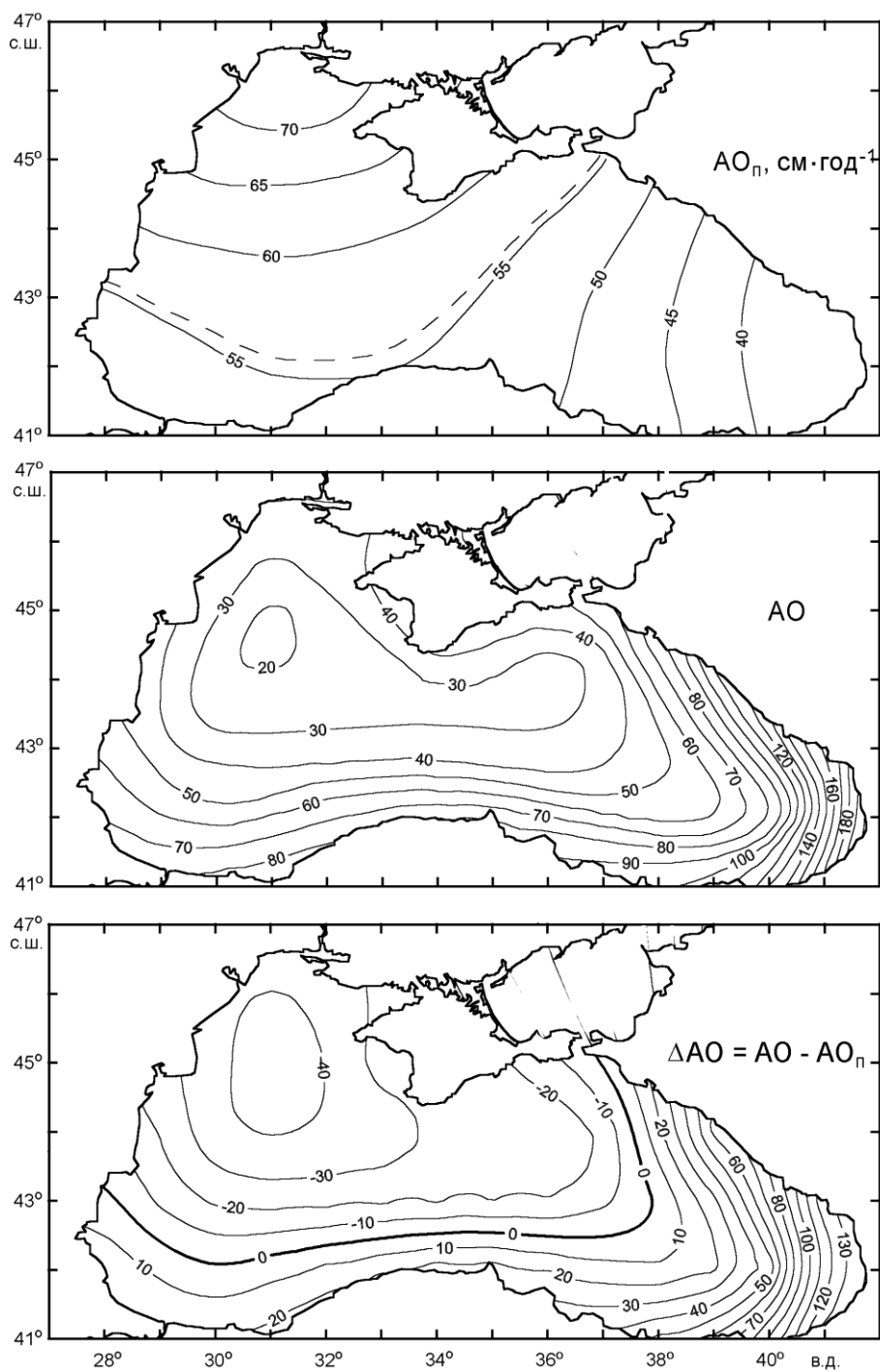
При климатической температуре $t = 15^{\circ}\text{C}$ эффективная облачность $\mathcal{E}O_{\Pi} = 0,320$. Результирующее влияние $\mathcal{E}O_{\Pi}$ на глобальный климат является охлаждающим. При переходе от условий безоблачной атмосферы $\mathcal{E}O_{\Pi} = 0$, когда $t = 20,5^{\circ}\text{C}$, к состоянию сплошного облачного покрова предельно высокой оптической плотности $\mathcal{E}O_{\Pi} = 1$ глобальная температура понизится относительно современного уровня на 43°C и составит $20,5 - 43 = -22,5^{\circ}\text{C}$ – аналог эпох оледенения, неоднократно происходивших в истории Земли. Парниковый эффект в этом случае перестает оказывать влияние на климат.

При расчетах $\mathcal{E}O_{\Pi}$ над Черным морем по формуле (3) использовались данные по ТПВ за 1986 – 2002 гг. с шагом по пространству 18 км, полученные с помощью радиометров высокого разрешения, установленных на орбитальных спутниках NOAA-7, -9, -11, -14 и -16 [9]. Среднее по акватории моря за указанный период времени годовое значение $t = 14,80^{\circ}\text{C}$ в точности соответствует аналогичной величине, полученной обобщением данных судовых наблюдений за 1928 – 1940, 1945 – 1985 гг. [11]. Температурный режим поверхности Черного моря оказался относительно стабильным.

На рис. 1 представлены климатические карты среднегодовых значений $\mathcal{E}O_{\Pi}$, обусловленных парниковым эффектом (3), величин $\mathcal{E}O$, рассчитанных в соответствии с уравнением (1) по ТПВ, $\Delta t = 1,1^{\circ}\text{C}$ и атмосферным осадкам, а также их разности $\Delta\mathcal{E}O = \mathcal{E}O - \mathcal{E}O_{\Pi}$. На рис.2 показаны климатические карты среднегодовых значений атмосферных осадков AO , AO_{Π} и их разности $\Delta AO = AO - AO_{\Pi}$; величины AO заимствованы из справочного издания [2]. Разности $\Delta\mathcal{E}O = \mathcal{E}O - \mathcal{E}O_{\Pi}$ и $\Delta AO = AO - AO_{\Pi}$ характеризуют влияние атмосферной циркуляции и орографии побережья в регионе на пространственное распределение облачности и осадков. В табл. 1 годовые характеристики температур, облачности и осадков выделены по различным временным интервалам. По этим данным построен график (рис. 3) зависимости разностей осадков ($AO - AO_{\Pi}$) от разностей облачности ($\mathcal{E}O - \mathcal{E}O_{\Pi}$). С учетом данных по 20 выделенным временным подмассивам климатического периода 1923 – 2002 гг., с разрывом в 1941 – 1944 гг., имеем почти универсальное соотношение $(AO - AO_{\Pi}) / (\mathcal{E}O - \mathcal{E}O_{\Pi}) \approx 388 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$, по которому средние, максимальные и минимальные разности ΔAO определяются с ошибками не более 5%. Как видно из рис.1 и 2, пространственное распределение нулевых разностей ΔAO и $\Delta\mathcal{E}O$ соответствует положению климатической изогиеты $AO \approx 55 - 57 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$, проходящей между 42 и 43° с.ш., а восточнее 37° в.д. она резко смещается к северу, по направлению к Керченскому проливу, отделяя области с преобладанием значительных осадков на юге и, в особенности, в восточной части моря. Здесь под влиянием циклонов и гор Кавказа в атмосфере формируются области высоких значений $\mathcal{E}O$ и AO .



Р и с. 1. Климатические карты среднегодовых значений эффективной облачности $\text{ЭО}_п$, ЭО и их разности $\Delta\text{ЭО} = \text{ЭО} - \text{ЭО}_п$

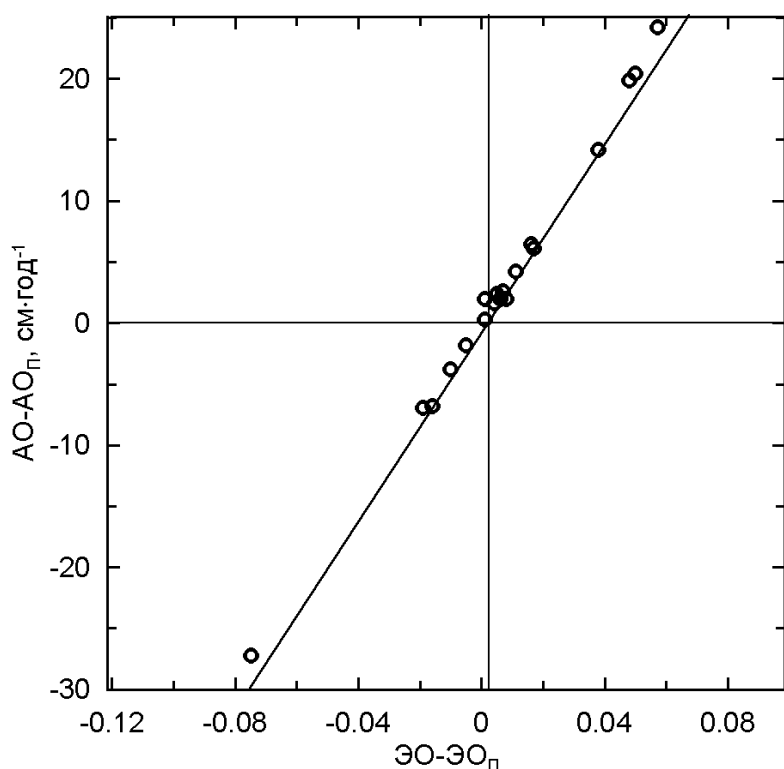


Р и с. 2. Климатические карты среднегодовых значений атмосферных осадков $AO_{\text{П}}$, AO и их разности $\Delta AO = AO - AO_{\text{П}}$, $\text{см} \cdot \text{год}^{-1}$ (штриховой линией на верхней карте показано пространственное положение годовой климатической изотермы $14,6 - 14,8^{\circ}\text{C}$, совпадающее с положением изогеты $AO \approx 56 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$)

Годовые данные по ТПВ ($t, ^\circ\text{C}$), атмосферным осадкам ($AO, \text{см}$)
и эффективной облачности (ЭО), осредненные по акватории Черного моря
за различные временные интервалы

Годы	t	t_{\max}	t_{\min}	AO	ЭО	ЭО_{Π}	AO_{Π}
1923 – 1940	14,80	16,4	13,4	56,0	0,322	0,326	54,0
1945 – 1985							
1986	14,75	16,0	13,2	50,9	0,318	0,328	54,7
1987	13,54	15,4	12,6	64,7	0,350	0,367	71,6
1988	14,34	16,0	13,2	84,8	0,399	0,342	60,6
1989	14,69	16,2	13,0	53,8	0,325	0,330	55,6
1990	14,71	16,2	13,2	55,8	0,331	0,330	55,5
1991	14,54	16,6	13,8	60,7	0,343	0,336	58,1
1992	14,12	15,5	13,2	65,7	0,354	0,350	64,1
1993	14,00	15,2	12,6	38,2	0,278	0,353	65,4
1994	15,49	16,6	13,8	51,2	0,321	0,304	45,1
1995	14,69	16,4	13,6	76,0	0,380	0,330	55,6
1996	14,88	16,8	14,0	59,6	0,340	0,324	53,1
1997	14,49	17,0	13,2	78,8	0,386	0,338	58,9
1998	15,36	16,8	13,4	61,6	0,348	0,310	47,4
1999 – 2002	15,46	17,4	14,3	40,0*	0,290*	0,306	45,8
1923 – 1998**	14,75	16,4	13,4	57,1	0,344	0,328	54,7
1986 – 1998	14,60	16,4	13,4	61,6	0,345	0,334	57,4
1986 – 2002	14,80	16,4	13,4	56,0	0,332	0,326	54,0
1923 – 2002**	14,80	16,4	13,4	56,0	0,332	0,326	54,0

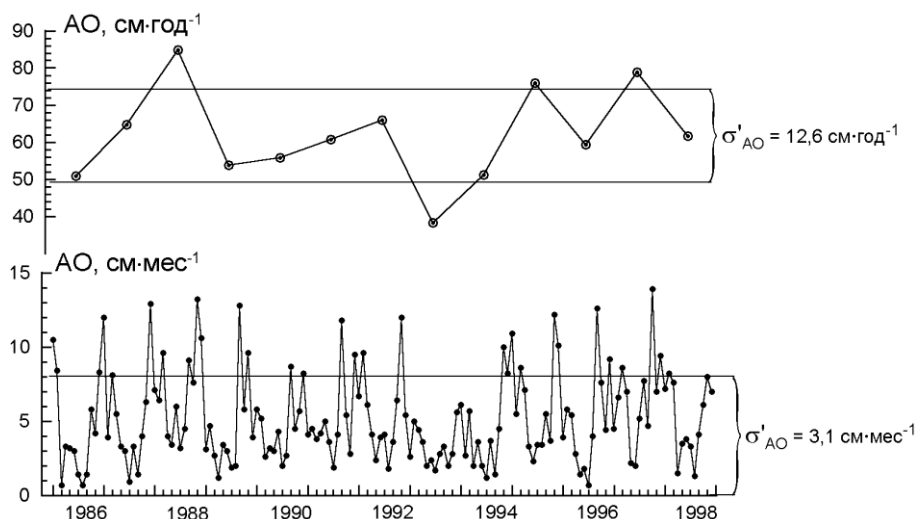
П р и м е ч а н и е: * – восстановленные величины, ** – отсутствие наблюдений в 1941 – 1944 гг.



Р и с. 3. Соотношение между разностями ($AO - AO_n$) и ($EO - EO_n$), осредненными по акватории Черного моря за различные временные интервалы (данные табл.1)

Формула (3) в комбинации с выражением (1) обеспечивают корректное вычисление годовых климатических норм атмосферных осадков, обусловленных полем ТПВ, за 1986 – 2002 гг. [9]. Пространственные положения изогеты $AO \approx 56 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$ и климатической изотермы $14,6 - 14,8^\circ\text{C}$ совпадают (см. рис. 2).

С учетом влияния гор Кавказа и особенностей атмосферной циркуляции в регионе для расчетов по известным значениям EO и ТПВ как климатических, так и текущих месячных и годовых величин AO и их пространственных распределений целесообразно использовать соотношение (1). Текущие месячные и годовые значения ТПВ в период 1986 – 2002 гг. изменяются по акватории Черного моря относительно их климатических величин в сравнительно узких интервалах. По формуле (1) на основе данных о фактических осадках [2], климатических значений ТПВ [9] и Δt [11] найдем ряды эффективной облачности, а затем получим соотношения вида $AO(EO)$ и $EO(AO)$. Из табл. 2 следует, что «переходы» $EO \leftrightarrow AO$ характеризуются среднеквадратическими погрешностями аппроксимаций: для осадков $\sigma_{AO} = 0,05 - 0,55 \text{ см} \cdot \text{мес}^{-1}$ и $0,52 - 1,01 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$; соответственно $\sigma_{EO} = 0,006 - 0,024$ и $0,003$ для отдельных месяцев и лет. Погрешности σ_{AO} более чем на порядок меньше величин σ'_{AO} (рис. 4), характеризующих природные межгодовые вариации атмосферных осадков.

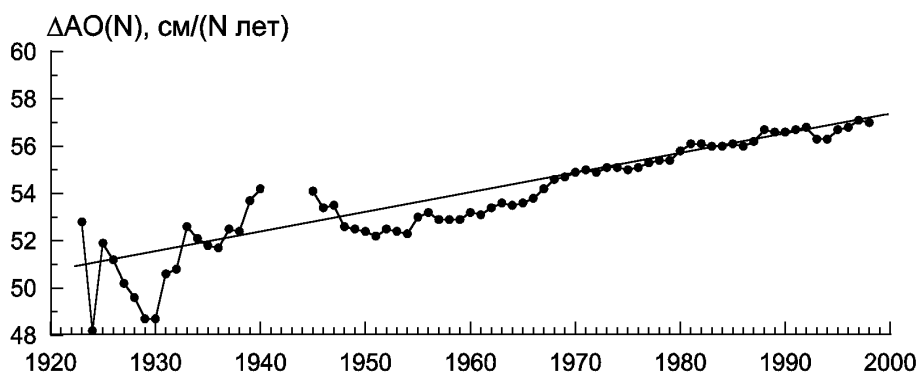


Р и с. 4. Межгодовые колебания месячных и годовых сумм атмосферных осадков на Черном море в период 1986 – 1998 гг. (σ'_{AO} – среднеквадратические величины)

По данным наблюдений (рис. 5) временной тренд годовых сумм осадков

$$\Delta AO(N) = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N AO_i - 51 \right]$$

относительно начального уровня $\sim 51 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$ в 1923 – 1926 гг. составил к 1998 г., т.е. за 68 лет, приращенный слой воды в 6 см со скоростью выпадения осадков $0,088 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$. Таким образом, на Черном море имела место линейная тенденция роста атмосферных осадков с $51 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$ в 1923 – 1926 гг. до $57 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$ к 1998 г.



Р и с. 5. Временные тренды атмосферных осадков на Черном море (получены скользящим осреднением по одному году; N – годы наблюдений)

Параметры регрессионных зависимостей между месячными и годовыми величинами атмосферных осадков (AO , см) и эффективной облачности ($\mathcal{E}O$) для акватории Черного моря при заданных разностях температур вода – воздух [11] для соответствующих интервалов ТПВ [9], наблюдавшихся с ИСЗ

1986 – 1998 ГГ.	$AO = a' \mathcal{E}O + b' \mathcal{E}O^2 + c' \mathcal{E}O^3$			σ_{AO}	σ'_{AO}	$\mathcal{E}O = a'' AO + b'' AO^2 + c'' AO^3$			$\sigma_{\mathcal{E}O}$	Интервал ТПВ (°C)	$\Delta t =$ $t - t'$ (°C)
	a'	b'	c'			a''	b''	c''			
Январь	-7,6	82,4	-55,9	0,26	4,0	0,124	-0,0135	0,00060	0,013	7,1 – 9,9	2,7
Февраль	-0,5	42,0	-14,7	0,30	3,6	0,163	-0,0241	0,00137	0,009	5,8 – 7,5	1,7
Март	-3,9	46,4	-12,6	0,36	3,1	0,163	-0,0219	0,00114	0,024	6,0 – 7,5	0,3
Апрель	-3,3	48,9	-14,0	0,21	2,6	0,184	-0,0344	0,00244	0,016	7,3 – 9,7	-0,3
Май	-6,0	64,0	-17,8	0,05	1,3	0,204	-0,0505	0,00477	0,006	11,2 – 15,1	0,1
Июнь	18,6	-90,8	221,6	0,33	1,5	0,166	-0,0312	0,00232	0,016	18,5 – 21,9	0
Июль	18,0	-54,0	160,0	0,41	1,7	0,095	-0,0092	0,00019	0,019	21,9 – 24,1	-0,6
Август	17,9	-17,1	96,8	0,50	2,6	0,090	-0,0137	0,00099	0,019	22,8 – 25,5	-0,3
Сентябрь	8,5	1,6	69,9	0,55	3,5	0,102	-0,0090	0,00032	0,019	20,3 – 23,8	1,3
Октябрь	4,9	13,4	47,2	0,32	3,7	0,116	-0,0117	0,00044	0,017	16,8 – 22,0	2,0
Ноябрь	-6,5	81,9	-44,8	0,10	4,5	0,109	-0,0105	0,00041	0,009	11,7 – 15,9	2,7
Декабрь	-8,8	94,3	-66,2	0,35	4,7	0,102	-0,0088	0,00033	0,011	8,1 – 12,6	3,1
Год	$AO = 77 \mathcal{E}O + 17 \mathcal{E}O^2 + 793 \mathcal{E}O^3$ (для $AO \leq AO_{кл}$)			0,76	12,6	$\mathcal{E}O = 9,24 \cdot 10^{-3} AO - 6,91 \cdot 10^{-5} \times$ $\times AO^2 + 1,95 \cdot 10^{-7} AO^3$ (для $AO \leq AO_{кл}$)			0,003	13,4 – 16,4	1,1
	$AO = -57 \mathcal{E}O + 68 \mathcal{E}O^2$ (для $AO > AO_{кл}$)					$\mathcal{E}O = 0,042 + \sqrt{0,0018 + 0,0015 AO}$ (для $AO > AO_{кл}$)					

Радиационный режим. Радиационный баланс на поверхности моря ($\text{МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$), согласно [8], записывается в виде

$$R_n = \gamma (1 - \text{ЭО}) [ПСП - (6,8 - 0,31t + 0,017t^2 - 0,00037t^3 + 0,5 \Delta t)], \quad (4)$$

а поглощенная в воде суммарная солнечная радиация ($ПСП$) в условиях «нормальной» безоблачной атмосферы и при фактическом расстоянии Земли до Солнца – в виде

$$\begin{aligned} ПСП &= Q_{n, \text{погл}} = Q_n \frac{\overline{\sin h}}{\sin h + 0,04} = \\ &= \begin{cases} 35 - 0,385\varphi + (0,01644\varphi - 0,2348)\delta & \text{при } \delta \geq 0; \\ 35 - 0,385\varphi + 0,5\delta & \text{при } \delta \leq 0 \end{cases}, \end{aligned} \quad (5)$$

где $\overline{\sin h}$ – среднее от восхода до захода Солнца значение синуса его высоты; φ и δ – географическая широта и склонение Солнца в градусах.

Характеристикой оптического состояния безоблачной атмосферы является свободный от «эффекта Форбса» параметр

$$\gamma = 0,9 - 0,4 \sin h + (0,1 + 0,4 \sin h) [S(h)/S_n(\omega, h)],$$

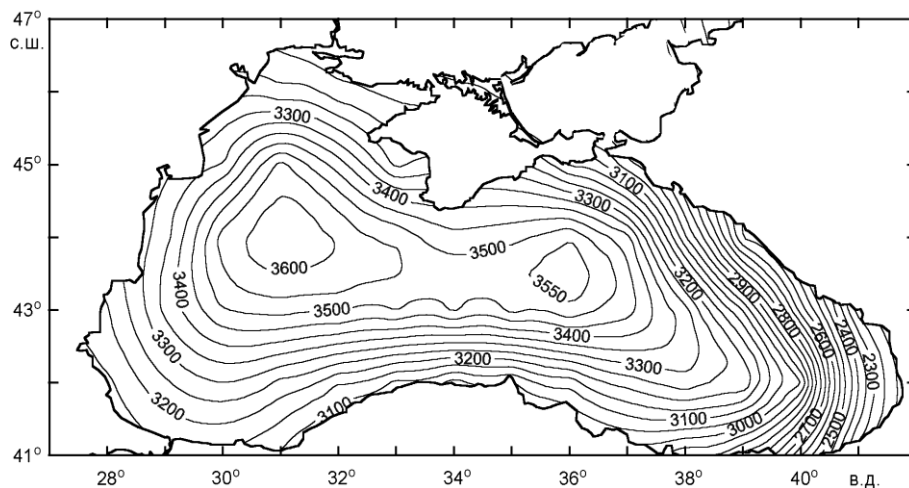
который вычисляется по общему влагосодержанию атмосферы ω и интенсивности прямой солнечной радиации $S(h)$. Если $S(h) = S_n(\omega, h)$, то параметр γ , равный 1, характеризует оптическое состояние «нормальной» океанической атмосферы. Величина Q_n ($\text{МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$) затабулирована в работах [8, 13] с учетом ω и спектральной оптической толщины атмосферы $\alpha_\lambda = 0,05 - 0,10$ ($\lambda = 0,66$ мкм), типичной для акваторий, не граничащих с большими пустынями Земли. Кроме регионов с сильно замутненной атмосферой, где γ значительно меньше 1, над остальной существенно большей частью Мирового океана, включая акваторию Черного моря, в среднем за год $\gamma = 0,99$ [11]. Под влиянием сезонности выносов пыли из пустынных районов Африки на Европу параметр γ для Черного моря имеет следующий годовой ход: от значений 1,022 в декабре до 0,966 в августе [11].

Эффективная облачность и ТПВ в годовом ходе коррелируют между собой. Формулы (4) и (5) непосредственно предназначены для расчетов месячных величин радиационного баланса, а

$$R_{n, \text{год}} = \sum_1^{12} R_{n, \text{мес}} \cdot$$

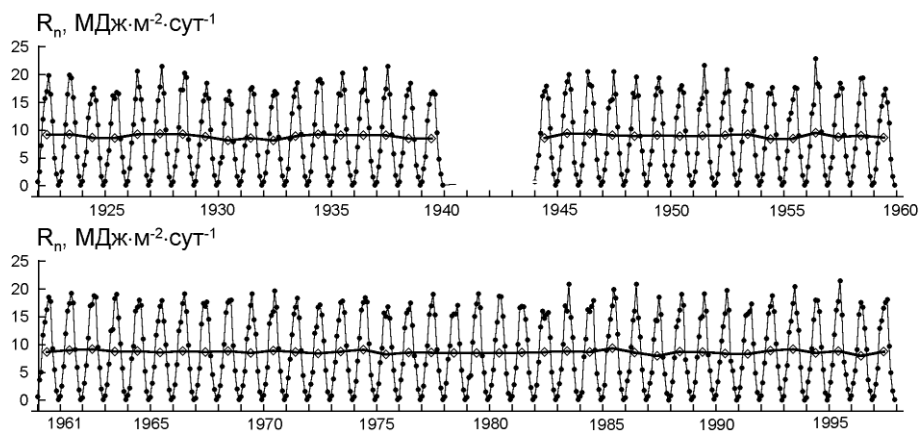
На рис. 6 показана карта климатических годовых сумм радиационного баланса. Необходимые для расчетов значения эффективной облачности (рис. 1) определены по атмосферным осадкам (рис. 2); данные по ТПВ получены из спутниковых наблюдений [9], а значения Δt взяты из табл. 2. В среднем для всей площади моря $R_n = 3200 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$ или $8,8 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$, что несколько меньше оценки $9,1 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$, полученной в [11] при осреднении за 1923 – 1985 гг. с учетом разрыва в наблюдениях 1941 – 1944 гг. Вблизи Кавказского побережья величины R_n на годовой карте из работы [11]

представляются существенно завышенными, что является следствием использования в этих расчетах данных только по общему количеству облаков n без учета их оптической плотности f .



Р и с. 6. Климатическая карта радиационного баланса на поверхности Черного моря R_n , $\text{МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$

На фоне временного тренда годовых величин радиационного баланса порядка $-80 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}$ за 72 года (1923 – 1940, 1945 – 1998 гг.) имеют место значительные его межгодовые вариации $\approx \pm 220 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$ (рис. 7).



Р и с. 7. Межгодовая изменчивость средних месячных (точки) и годовых (ромбы) величин радиационного баланса Черного моря

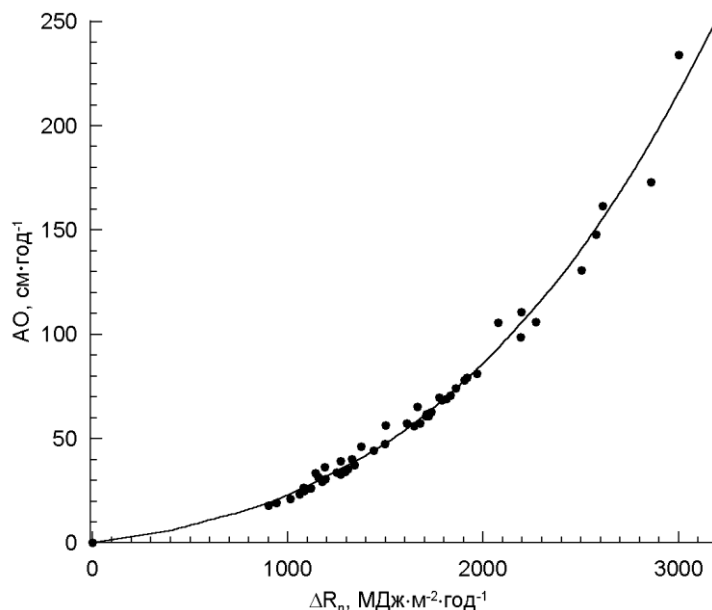
Климатические величины атмосферных осадков и аномалий радиационного баланса

$$\Delta R_n = R_0 - R_n = R_0 - R_0 (1 - \Delta O) = R_0 \Delta O \quad (6)$$

(R_0 соответствует условию $\mathcal{E}O = 0$), определенные по формулам (4), (5) и полученные по картам на рис. 2, 6 в узлах одноградусной координатной сетки, тесно связаны между собой (рис. 8):

$$\left. \begin{aligned} AO &= 1,27 \cdot 10^{-2} \Delta R_n + 5,91 \cdot 10^{-6} \Delta R_n^2 + 4,61 \cdot 10^{-9} \Delta R_n^3 && \text{для } AO \leq AO_{\text{кл}} \\ AO &= -1,27 \Delta R_n + 0,291 \cdot 10^{-4} \Delta R_n^2 && \text{для } AO > AO_{\text{кл}} \end{aligned} \right\}, \quad (7)$$

при этом $\delta_{AO} = 4,9 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$.



Р и с. 8. Соотношения между годовыми величинами атмосферных осадков и соответствующими аномалиями радиационного баланса $\Delta R_n = R_0 \mathcal{E}O$ на Черном море

Осредненная по акватории Черного моря и по времени за периоды 1923 – 1940, 1945 – 1998 гг. аномалия $\Delta R_n = 1630 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$. Этой величине, согласно формулам (7), соответствует современное климатическое значение атмосферных осадков в $57 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$. Тенденция увеличения AO с 51 до $57 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$ за 68 лет (рис. 5) согласуется с временным трендом радиационного баланса $\Delta R_n(N) \approx -80 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ за временной интервал в 72 года (рис. 7).

При максимуме эффективной облачности $\mathcal{E}O = 0,65$ аномалиям $\Delta R_n = 1630 \frac{0,65}{0,334} = 3160 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ соответствуют осадки $\approx 250 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$, выпадающие в районе г. Батуми [2]. Это немного меньше аналогичных величин, которые наблюдаются в тропической зоне Мирового океана в сезон дождей [6 – 8].

Таким образом, если из наблюдений с ИСЗ при известных климатических значениях Δt [11] имеем надежные данные по ТПВ и эффективной облачности, можно будет с высокой точностью проводить на Черном море мониторинг согласованных между собой месячных и годовых величин атмосферных осадков AO и радиации (R_n и Q_n).

Эффективная облачность и ТПВ. Величины \mathcal{EO} определяются следующим образом [10]:

$$\mathcal{EO} = \frac{F_c - F_{cn}}{F_c - F_{\min}} = \frac{(22,6 + 0,36t - 0,005t^2 - 0,00012t^3) - F_{cn}}{11,2 + 0,26t}. \quad (8)$$

Интегральные по спектру $\lambda = 3,8 - 50$ мкм среднесуточные полусферические потоки F_{cn} уходящей в космос длинноволновой радиации (УДР) при произвольных условиях облачности измеряются широкоугольными приборами спутников или вычисляются по интенсивностям излучений $I_1(\Theta)$ в спектральной полосе $\lambda = 10,3 - 11,3$ мкм. Второй метод основан на существовании тесных природных связей (коэффициенты корреляции $0,96 - 0,99$) интенсивностей излучений $I_1(\Theta)$, $I_2(\Theta)$, $I_3(\Theta)$ в спектральных полосах $\lambda_1 = 10,3 - 11,3$ мкм, $\lambda_2 = 8 - 12$ мкм, $\lambda_3 = 3 - 30$ мкм между собой, а также со среднесуточными полусферическими потоками F_{cn} [13 - 20]. Максимальные F_c и минимальные F_{\min} потоки УДР, соответствующие условиям $\mathcal{EO} = 0$ и $\mathcal{EO} = 1$, параметризованы по ТПВ с учетом данных по температуре воздуха на уровне тропопаузы в связи с их высокой взаимной коррелируемостью [8].

Пусть над океаном (морем) для точки, соответствующей углу визирования Θ (град), в участке спектра $\lambda_1 = 10,3 - 11,3$ мкм получена (без фильтрации облачности) радиационная температура $t_1(\Theta)$, которой, согласно формуле Планка, соответствует интенсивность длинноволнового излучения [13]

$$I_1(\Theta) = \frac{0,81}{\exp \frac{13322}{2731 + t_1(\Theta)} - 1} \quad (9)$$

размерностью $\text{кВт} \cdot \text{м}^{-2}$ в телесном угле 1 ср, оконтуривающем на поверхности водоема площадку в один пиксел. Под $t_1(\Theta)$ понимается температура поверхности абсолютно черного тела, при визировании которой на выходе измерительного комплекса в спектральном интервале $\lambda_1 = 10,3 - 11,3$ мкм создается такой же сигнал, как и от наблюдаемого пиксела. Последовательно переходим от $I_1(\Theta)$ к интенсивностям длинноволновых излучений I_2 , I_3 в подспутниковой ($\Theta = 0$) точке соответственно для спектральных интервалов $\lambda_2 = 8 - 12$ мкм, $\lambda_3 = 3 - 30$ мкм и далее к среднесуточному полусферическому потоку F_{cn} , $\text{МДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$. Согласно [8, 10, 13 - 20],

$$I_{8-12}(\Theta = 0) = I_2 = \frac{(3,66 - 12 \cdot 10^{-7} \Theta^3) I_1(\Theta) - 2 \cdot 10^{-8} \Theta^3}{1 - 111 \cdot 10^{-8} \Theta^3}, \quad (10)$$

$$I_{3-30}(\Theta = 0) = I_3 = (0,716 I_2 + 0,0024)^{0,616} - 0,0122, \quad (11)$$

$$F_{cn} = 370 I_3 - 1590 I_3^2 + 4980 I_3^3, \quad (12)$$

$$F_{cn} = 240 I_3 + 2,8, \quad (13)$$

$$F_{cn} = 443 I_3 - 2948 I_3^2 + 9970 I_3^3. \quad (14)$$

Варианты (12) – (14) в пределах $\pm 0,5 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ равнозначны по точности. По трем значениям средняя величина

$$F_{cn} = 351I_3 - 1513I_3^2 + 4983I_3^3 + 0,93. \quad (15)$$

Суточный ход УДР над морями и океанами, по данным с ИСЗ «Метеор» [13], не обнаруживается. Этот вывод подтвержден наблюдениями с ИСЗ «*Nimbus-7*» [21], который находился на солнечно-синхронной орбите и пересекал экватор в 12 ч дня и ночи по местному времени. В области Мирового океана $60^\circ\text{с.ш.} - 60^\circ\text{ю.ш.}$ в течение 5 лет отношение $(F_{cn})_{\text{день}}/(F_{cn})_{\text{ночь}} = 1,012$ с разбросом $\pm 0,0077$.

Алгоритмы различных модификаций восстановления ТПВ по наблюдениям с ИСЗ с учетом фильтрации облачности подробно проанализированы в статьях [8, 22 – 24]. В широкомасштабных судово-спутниковых экспериментах [20], проведенных в Атлантике в 1986 – 1991 гг., при пространственной изменчивости ТПВ от 6 до 30°C , влагосодержании $\omega = 5 - 75 \text{ мм}$ [25] среднеквадратические ошибки восстановления t составили $0,2 - 0,3^\circ\text{C}$ на углах сканирования $0 - 55^\circ$. При этом наблюдаемые аэрозольные оптические толщины атмосферы для длины волны $\lambda = 0,66 \text{ мкм}$ изменялись от значений $0,05 - 0,10$, близких к океанической «норме» [13], до предельно высокой величины $0,76$ в «море мрака» [26], где имели место систематические выносы в атмосферу большого количества пыли из районов Сахары [17]. Ошибки восстановления ТПВ оказались независимыми от угла Θ , влагосодержания и условий аэрозольной замутненности атмосферы. Аналогичные результаты получены в судово-спутниковых экспериментах 1989 – 1993 гг. на Черном и Средиземном морях [27].

В настоящей работе данные по ТПВ Черного моря получены, как отмечалось, с орбитальных спутников *NOAA-7*, -9, -11, -14, -16 за 1986 – 2002 гг. [9].

Температурный режим на поверхности Черного моря в течение последних 70 – 80 лет XX в. был относительно стабильным: $t_{cp} = 14,8^\circ\text{C}$. Некоторое понижение ТПВ, обусловленное возрастанием эффективной облачности и осадков, компенсировано глобальным парниковым эффектом [12]. Однако за короткие интервалы времени ТПВ на Черном море может заметно меняться под влиянием региональной изменчивости в климатической системе. Так, например, в 11-летнем цикле солнечной активности [9] в результате извержения вулкана Пинатубо на Филиппинах в 1991 г. [12] – самого мощного явления, зарегистрированного со времени начала спутниковых наблюдений, – на Черном море отмечено к 1993 г. понижение температуры на $0,7^\circ\text{C}$, а затем через 1 – 2 года произошло возвращение к климатической норме. После событий Эль-Ниньо в 1982 – 1983 гг. и 1997 – 1998 гг. [6 – 8], которые были самыми сильными в XX в., на Черном море, наоборот, наблюдалось повышение ТПВ на 1°C . По данным спутниковых наблюдений (табл. 1), самым теплым и сухим был период с 1999 г. по 2002 г.

Способ определения локальных текущих месячных величин $\Delta t = t - t'$ на основе спутниковой информации по ТПВ и ЭО описан в работе [10].

Основные результаты и заключение. Алгоритмы, учитывающие угловую структуру поля УДР, параметризации F_c , F_{min} соответственно при ЭО = 0 и ЭО = 1 [8], позволяют вычислять $0 \leq \text{ЭО} \leq 1$ в любой географической точке морских акваторий. При этом используются среднемесячные величины F_{cn} и ТПВ. Информация, полученная с орбитальных спутников *NOAA*, *ERS* и других с шагом по пространству 18 – 50 км, содержит сведения о внутри- и межгодовых вариациях полей УДР, ТПВ и эффективной облачности в глобальном и региональном масштабах [8, 9]. Показано, что по этим данным для акватории Черного моря могут восстанавливаться с высокой точностью согласованные меж-

ду собой поля месячных и годовых величин атмосферных осадков, радиационного баланса и поглощенной в воде суммарной солнечной радиации.

В XX в. на Черном море имели место согласованные между собой линейные тренды, характеризующие возрастание атмосферных осадков на 6 см за 68 лет и уменьшение радиационного баланса на $80 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ за 72 года.

Температурный режим поверхности моря оказался стабильным, что обусловлено противоположным влиянием двух факторов: роста атмосферных осадков и увеличения глобального парникового эффекта [12].

Следующий этап – проведение на Черном море в XXI в. спутникового мониторинга с целью формирования более полного электронного банка данных, а также создание атласа климатических величин и характеристик изменчивости вышеупомянутых параметров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли.* – Л.: Гидрометеоздат, 1974. – 638 с.
2. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР.* Т.IV. Черное море. – СПб.: Гидрометеоздат, 1991. – Вып. 1. – 429 с.
3. *Методические указания. Устранение неоднородности между рядами дождемерных и осадкомерных наблюдений.* – Л.: ГГО, 1964. – 31 с.
4. *Методические указания. Введение поправок на недоучет осадков осадкомерами.* – Л.: ГГО, 1966. – 42 с.
5. *Горячкин Ю.Н., Иванов В.А.* Уровень Черного моря: прошлое, настоящее, будущее. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. – 210 с.
6. *Тимофеев Н.А., Юровский А.В.* Атмосферные осадки над океанами: климат и изменчивость. Спутниковая информация. – Севастополь, 2002. – 40 с. – (Препринт / НАН Украины. МГИ).
7. *Тимофеев Н.А., Юровский А.В.* Реконструкция атмосферных осадков на океанах на основе спутниковой информации // Исследование Земли из космоса. – 2003. – № 3. – С.51 – 62.
8. *Тимофеев Н.А., Юровский А.В.* Радиационные, тепло- и водобалансовые режимы океанов. Климат и изменчивость. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. – 255 с.
9. *Бабий М.В., Букатов А.Е., Станичный С.В.* Температура поверхности Черного моря по спутниковым данным 1986 – 2002 гг. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2005. – 263 с.
10. *Тимофеев Н.А., Юровский А.В.* О климатическом спутниковом мониторинге внешнего теплового баланса океанов и Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – № 6. – С 59 – 75.
11. *Ефимов В.В., Тимофеев Н.А.* Теплобалансовые исследования Черного и Азовского морей. – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1990. – 237 с.
12. *Тимофеев Н.А.* Парниковый эффект атмосферы и его влияние на климат Земли (спутниковая информация) // Морской гидрофизический журнал. – 2006. – № 6. – С. 13 – 28.
13. *Тимофеев Н.А.* Радиационный режим океанов. – Киев: Наук. думка, 1983. – 247 с.
14. *Тимофеев Н.А.* Определение интегрального по спектру полусферического потока уходящей в космос длинноволновой радиации с помощью ИСЗ // Исследование океана дистанционными методами. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1981. – С. 145 – 156.
15. *Тимофеев Н.А., Ермоленко А.И., ШUTOVA Е.Н.* О корреляции интегральной и спектральных интенсивностей уходящего в космос длинноволнового излучения // Там же. – С. 157 – 166.
16. *Тимофеев Н.А.* Соотношения между интенсивностями уходящей в космос радиации в различных участках ИК-спектра // Морской гидрофизический журнал. – 1988. – № 1. – С. 41 – 46.
17. *Тимофеев Н.А., Каба М.Л.* Взаимодействие атмосферы и океана // Тропическая Атлантика. Регион Гвинеи. – Киев: Наук. думка, 1988. – 1. – Гл. 1 – 2. – С. 13 – 47.
18. *Тимофеев Н.А., Иванчик М.В., Севостьянов А.И.* Восстановление потоков радиации на поверхности океана по данным спутников NOAA // Морской гидрофизический журнал. – 1990. – № 3. – С. 30 – 36.
19. *Тимофеев Н.А., Иванчик М.В., Севостьянов А.И.* Солнечная радиация и радиационный баланс на поверхности океана по наблюдениям с искусственных спутников // Исследование Земли из космоса. – 1991. – № 2. – С. 15 – 25.
20. *Тимофеев Н.А.* Методы и результаты спутникового мониторинга гидрометеорологического режима Атлантического океана // Гидрофизика Тропической Атлантики. – Киев: Наук. думка, 1993. – С. 51 – 74.
21. *Kyle H.L., Ardanuy P.E., Hurley E.J.* The Nimbus-7 Earth Radiation Budget data set. – Washington: NASA, 1985. – 248 p.
22. *Тимофеев Н.А., Иванчик М.В., Севостьянов А.И. и др.* Спутниковый мониторинг температуры поверхности океана по данным ИСЗ NOAA // Морской гидрофизический журнал. – 1990. – № 5. – С. 39 – 48.

23. Тимофеев Н.А., Иванчик М.В., Севостьянов А.И. Спектральный метод восстановления температуры поверхности океана по данным ИСЗ NOAA // Исследование Земли из космоса. – 1991. – № 3. – С. 82 – 88.
24. Тимофеев Н.А. Анализ алгоритмов восстановления температуры поверхности океана на основе наблюдений с оперативных спутников NOAA и ERS-1 // Там же. – 1992. – № 3. – С. 35 – 41.
25. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Определение температуры, влажности воздуха, скорости ветра, потоков явного и скрытого тепла на поверхности океана по наблюдениям с ИСЗ // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – № 2. – С. 56 – 70.
26. Фетт В. Атмосферная пыль. – М.: Иностранная литература, 1961. – 336 с.
27. Гришин Г.А., Тимофеев Н.А., Калинин Е.И. и др. Спутниковый мониторинг средиземных морей в оптическом диапазоне спектра // Исследование Земли из космоса. – 1991. – № 6. – С. 45 – 54.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 07.09.07

ABSTRACT Relations between the radiation and the atmospheric precipitation on the Black Sea surface, on the one hand, and the parameters determining it, on the other hand, are investigated. It is shown that data on sea surface temperature and cloudiness (with regard to its optical density) permit to reconstruct the fields of monthly and annual values of atmospheric precipitation, radiation balance and total solar radiation absorbed in water. Initial information for this purpose is obtained from the satellite-derived data on spectral and integral fluxes of the outgoing long wave radiation.

In the XX century the Black Sea was noted for the linear trends characterizing increase of atmospheric precipitation by 6 cm and decrease of radiation balance by $80 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ during 68 and 72 years, respectively. The temperature regime of the sea surface is found stable due to opposite influence of two factors: atmospheric precipitation and greenhouse effect.

Satellite monitoring in the XXI century provides an opportunity to create a databank based on the proposed model with the purpose to describe climate and long-term variability of the fields of cloudiness, sea surface temperature, radiation and atmospheric precipitation more correctly.