

В.И. Маньковский, Г.А. Толкаченко, Е.Б. Шибанов, О.В. Мартынов,
Е.Н. Корчемкина, Д.В. Яковлева, И.А. Калинин

Оптические характеристики прибрежных вод и атмосферы в районе Южного берега Крыма в конце летнего сезона 2008 года

Приводятся результаты выполненных в сентябре 2008 г. на океанографической платформе в районе пос. Качивели измерений оптических характеристик вод (показателя ослабления направленного света, индикатрисы рассеяния, коэффициента яркости моря, глубины видимости белого диска) и оптических характеристик атмосферы (аэрозольной оптической толщины, содержания паров, параметра Ангстрема). Проведен сравнительный анализ гидрооптических характеристик в разные годы. Определен оптический тип вод моря в период наблюдений.

Введение

В сентябре 2008 г. отделом оптики моря Морского гидрофизического института (МГИ) НАН Украины были выполнены оптические исследования на океанографической платформе, расположенной около южного побережья Крымского п-ова в районе пос. Качивели. Целями исследований являлись:

- 1) определение основных гидрооптических характеристик и оценка по ним биооптического состояния вод моря;
- 2) исследование закономерностей формирования восходящего из моря излучения, используемых в алгоритмах обработки измерений спутниковыми оптическими сканерами;
- 3) определение оптических характеристик атмосферы, необходимых для оптимизации регионального алгоритма атмосферной коррекции спутниковых данных.

Состав измерений и аппаратура

В период с 9 по 15 сентября на платформе выполнены измерения: показателей ослабления направленного света, относительной прозрачности и цвета воды, индикатрис рассеяния света, коэффициентов яркости моря, оптических характеристик атмосферы.

Проводились также сопутствующие гидрометеонаблюдения: облачности, ветра, волнения, течений на поверхности моря.

Приведем далее данные об аппаратуре, которая использовалась при выполнении измерений на океанографической платформе.

© В.И. Маньковский, Г.А. Толкаченко, Е.Б. Шибанов, О.В. Мартынов, Е.Н. Корчемкина,
Д.В. Яковлева, И.А. Калинин, 2010

Океанографическая платформа:

- координаты 44° 23' 34,85"с.ш.; 33° 59' 04,09"в.д.
- расстояние от берега 420 м
- глубина моря под платформой (увеличивается от берега в сторону моря) 28 – 33 м

Зондирующий прозрачномер [1]:

- спектральная область измерения, нм 660
- диапазон измерения показателя ослабления света, m^{-1} (lg) 0,01–1,4
- диапазон измерения температуры, °С 0 – 40

Лабораторный автоколлимационный прозрачномер [2]:

- спектральные участки измерений показателя ослабления света (интерференционные светофильтры), нм 432; 468; 490; 506; 527; 547; 567; 587; 610; 625; 640; 677
- диапазон измерений показателя ослабления, m^{-1} (lg) 0,01 – 2,0

Спектральный нефелометр [3]:

- диапазон углов измерений индикатрисы рассеяния, град 0,5 – 178,5
- угловая дискретность измерений, град 0,25
- спектральные участки измерений (интерференционные светофильтры), нм 380; 412; 435; 490; 560; 625; 780

Спектрофотометр для измерения коэффициентов яркости моря [4]:

- спектральный диапазон, нм 390 – 720
- спектральное разрешение, нм 5
- время измерения спектра яркости моря, мин 3

Переносной солнечный фотометр MICROTOPS II [5]:

- спектральные участки измерений, нм 440; 500; 675; 870; 936
- угол поля зрения, град 1,2
- время измерения во всех спектральных каналах, с 5

Методика измерений

Вертикальное распределение показателя ослабления света. Измерения вертикального распределения показателя ослабления зондирующим прозрачномером производились в двух режимах:

- 1) измерение вертикального распределения показателя ослабления света и температуры с последующим отбором проб воды из разных слоев моря;
- 2) исследование временной изменчивости вертикального распределения прозрачности и температуры воды.

В первом режиме зондирования на тросе около прозрачномера крепился батометр, которым отбирались пробы воды для нефелометра и лабораторного прозрачномера. Во втором режиме проводились учащенные зондирования «до дна».

Спектральные показатели ослабления света. Измерения спектрального распределения показателя ослабления света выполнялись в лаборатории в пробах воды, отбирившихся с поверхности моря – ведром, а из глубинных слоев – батометром.

Индикатрисы рассеяния света. Индикатрисы рассеяния измерялись в пробах воды, отбирившихся с поверхности моря – ведром и с разных глубин – батометром.

Относительная прозрачность и цвет воды. Относительная прозрачность (глубина видимости белого диска) и цвет воды измерялись с нижних мостков платформы (высота над уровнем моря 1,5 м) при волнении до 3 баллов. Использовался стандартный белый диск (диаметр 30 см) и шкала цветности морских вод (шкала Фореля – Уле). Измерения выполнялись с интервалом в 1 ч.

Спектры коэффициента яркости моря. Спектрофотометр устанавливался с южной (мористой) стороны платформы на конце мостика, выступающего за край платформы на 3 м. До 14 ч это позволяло проводить измерения без затенения платформой поверхности моря, находящейся в поле зрения фотометра. Измерения выполнялись при волнении до 3 баллов и стабильных условиях освещения.

Оптические характеристики атмосферы. Измерения производились при отсутствии облачности, а также при частичном покрытии неба облаками, не закрывавшими солнце. В каждой серии выполнялось 5 – 10 последовательных измерений спектральной яркости солнечного диска с минимальными перерывами между ними. При благоприятных условиях сеансы измерений выполнялись с интервалом 15 мин.

Гидрометеоусловия во время наблюдений

С 9 по 12 сентября наблюдался ветер со скоростями $1 - 4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ преимущественно западного направления. С 13 сентября направление ветра изменилось на восточное, скорости $2 - 4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а 15 сентября ветер усилился до $6 - 7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

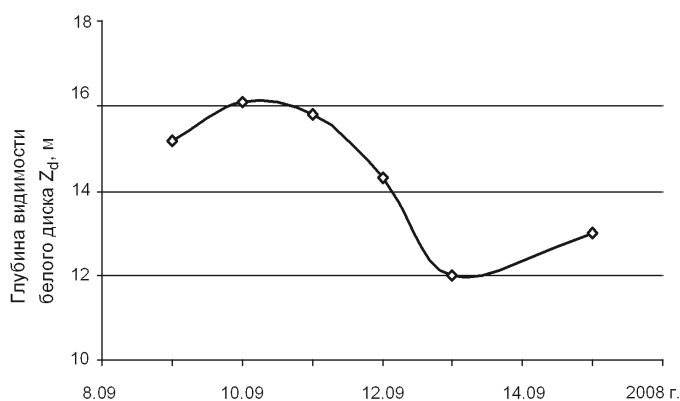
Волнение моря было в пределах 1 – 3 балла, 15 сентября с юго-востока шла зыбь 4 – 5 баллов.

Течения на поверхности моря были западного направления. В последний день наблюдений 15 сентября направление течения было неопределенным.

Облачность – переменная с плотностью покрытия небосвода $\sim 10 - 70 \%$.

Результаты оптических исследований на платформе

Относительная прозрачность и цвет воды. Глубина видимости белого диска Z_d изменялась в пределах 12 – 17 м. На рис. 1 показан временной ход осредненных величин Z_d во время наблюдений.



Р и с. 1. Средняя для каждого дня наблюдений величина глубины видимости белого диска Z_d

Отмечена связь величины Z_d с направлением ветра. В период с 9 по 12 сентября ветер был преимущественно западный, и средняя величина Z_d составила $\langle Z_d \rangle = 15,4$ м; 13 и 15 сентября при юго-восточном ветре $\langle Z_d \rangle = 12,5$ м.

Цвет воды при величине $Z_d = 16 - 17$ м соответствовал $N_{ЦВ} = 4$ балла по шкале цветности, что характеризуется как голубой, при $Z_d = 14 - 15$ м и $N_{ЦВ} = 5$ баллов – зеленовато-голубой, при $Z_d = 12$ м и $N_{ЦВ} = 6$ баллов – зелено-голубой. В табл. 1 приведены сравнительные данные о прозрачности и цвете воды, полученные при измерениях, выполненных отделом оптики МГИ на платформе в предыдущие годы.

Таблица 1

Глубина видимости белого диска и цвет воды по измерениям на океанографической платформе в 2001 – 2008 гг.

Год	Дата	Z_d , м				$N_{ЦВ}$, балл		
		min	max	среднее	СКО	min	max	среднее
2001	19.07–26.08	8,5	15,0	10,7	1,4	5,0	6,0	5,6
2002	24.07–15.08	7,5	14,0	10,8	1,5	5,0	7,0	5,6
2003	12.07–29.07	11,0	16,5	13,5	1,2	–	–	–
2004	28.08–12.09	10,0	14,5	12,7	1,1	5,0	7,0	6,4
2007	04.07–21.07	10,0	17,5	13,6	1,3	4,0	6,0	4,7
2008	09.09–15.09	12,0	17,0	14,5	1,4	4,0	6,0	4,7

По среднемноголетним данным [6] в июле величина Z_d в море равна среднегодовой, а в августе – сентябре она возрастает (примерно на 10%).

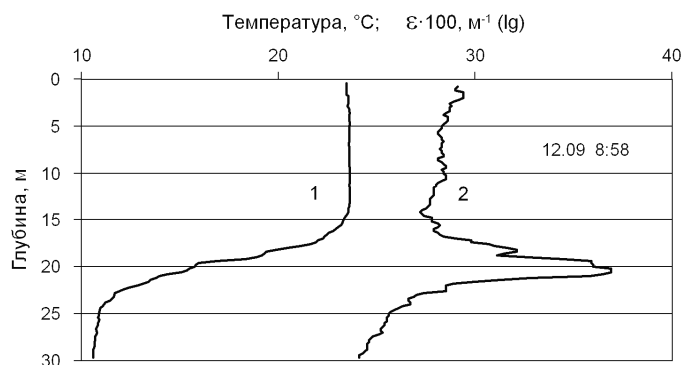
Таблица 2

Средняя величина глубины видимости белого диска по измерениям на платформе в 2001 – 2008 гг. с учетом сезонной изменчивости Z_d

2001 г.	2002 г.	2003 г.	2004 г.	2007 г.	2008 г.
10,1	10,1	13,5	11,7	13,6	13,4

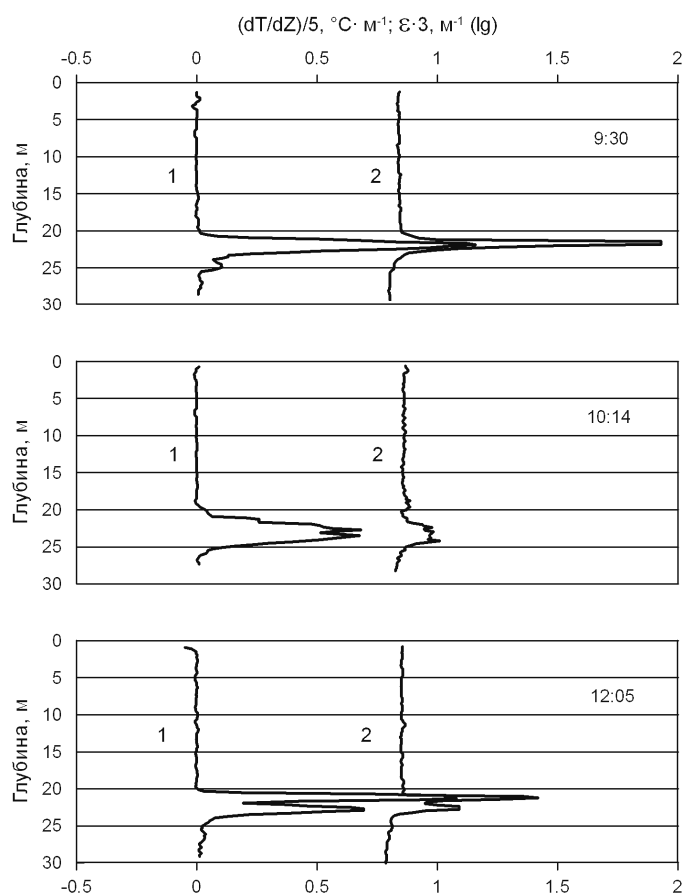
В табл. 2 приведены осредненные значения Z_d из табл. 1, скорректированные на сезонную изменчивость. Из нее видно, что прозрачность воды после 2001 – 2002 гг. заметно увеличилась.

Вертикальное распределение показателя ослабления света. Наблюдалось типичное для данного сезона [7] вертикальное распределение показателя ослабления света ε , характеризующееся наличием в море верхнего оптически однородного слоя и резким увеличением ε в термоклине (рис. 2).



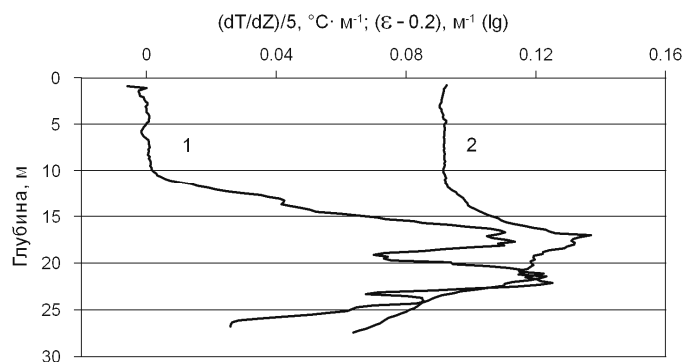
Р и с. 2. Типичное в период наблюдений вертикальное распределение температуры воды (кривая 1) и показателя ослабления направленного света ε (кривая 2)

На рис. 3 показана связь ϵ с градиентом температуры в слое скачка: структура вертикального распределения ϵ четко изменяется с изменением dT/dZ .

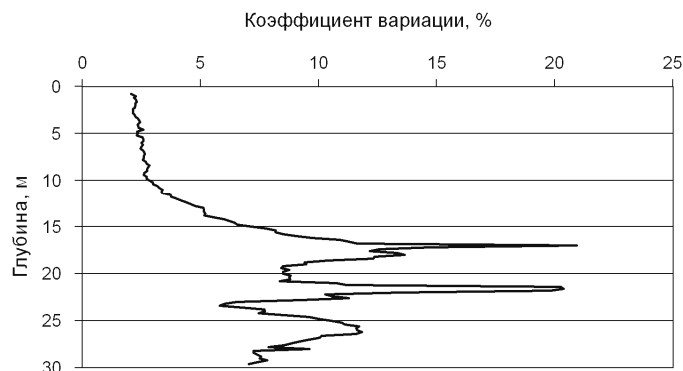


Р и с. 3. Связь формы термоклинного максимума показателя ослабления света ϵ (кривая 2) с вертикальным распределением градиента температуры воды (кривая 1) по данным наблюдений за 15.09.2008 г.

Сопоставление осредненных профилей ϵ и градиента температуры (рис. 4) показало, что величина ϵ под верхним однородным слоем начинала возрастать в термоклине при градиенте $dT/dZ > 0,1 \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$. При зондированиях 15 сентября (рис. 3) наблюдались особенно высокие градиенты в слое скачка, достигавшие $6 - 7 \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$. В этих случаях зарегистрированы самые высокие величины ϵ в слое скачка ($0,5 - 0,6 \text{ m}^{-1}$). Толщина мутного слоя на уровне $0,5$ ($\epsilon_{\text{макс}} - \epsilon_{\text{однор}}$) при этом составляла около 1 м. Глубина положения максимума ϵ варьировала в пределах $H(\epsilon_{\text{макс}}) = 16 - 28$ м, а величина ϵ в максимуме претерпевала большие изменения: $\epsilon_{\text{макс}} = 0,34 - 0,70 \text{ m}^{-1}$. На рис. 5 приведен график вертикального распределения коэффициента вариации показателя ослабления направленного света ϵ на разных глубинах: в верхнем перемешанном слое $K_{\text{вар}} = 2 - 3\%$, в термоклине он сильно возрастает до $K_{\text{вар}} = 20 - 21\%$.

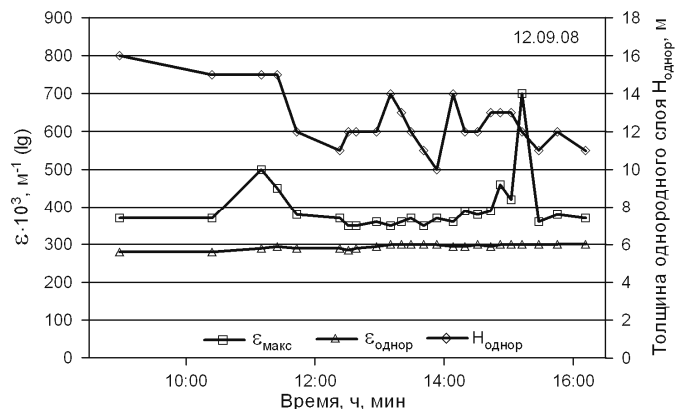


Р и с. 4. Осредненные за период наблюдений вертикальные профили градиента температуры воды (кривая 1) и показателя ослабления света ε (кривая 2)



Р и с. 5. Вертикальное распределение коэффициента вариации показателя ослабления света ε за все дни наблюдений

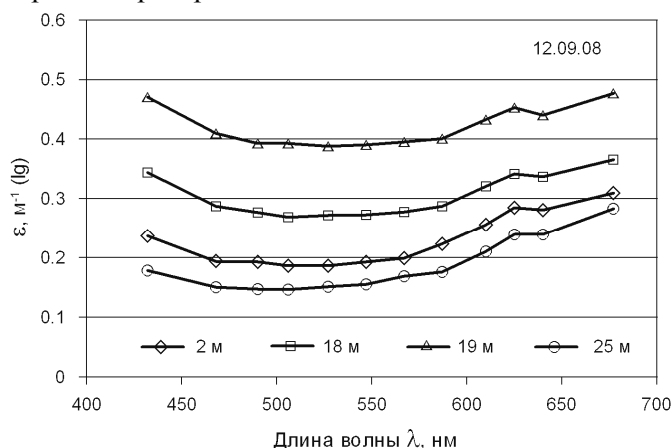
Толщина верхнего однородного слоя составляла $H_{\text{однор}} = 10 - 27$ м. Важно отметить, что почти во всех случаях измерений глубины видимости белого диска соблюдалось условие $Z_d \leq H_{\text{однор}}$. Лишь в нескольких случаях величина Z_d превышала $H_{\text{однор}}$ на 1 – 2 м. То есть глубина видимости белого диска характеризовала оптическое состояние только верхнего однородного слоя.



Р и с. 6. Временная изменчивость оптических характеристик воды днем 12 сентября: толщины однородного слоя $H_{\text{однор}}$, показателя ослабления в однородном слое $\varepsilon_{\text{однор}}$, максимальной величины показателя ослабления в термоклин $\varepsilon_{\text{макс}}$

При исследовании мезомасштабной временной изменчивости вертикального распределения ε , производившемся путем многократного зондирования с 9 до 16 ч 12 сентября, зарегистрированы изменения в течение этого времени: толщины верхнего однородного слоя $H_{\text{однор}} = 10 - 16$ м, показателя ослабления света в однородном слое $\varepsilon_{\text{однор}} = 0,28 - 0,30 \text{ м}^{-1}$, показателя ослабления в термоклине $\varepsilon_{\text{макс}} = 0,35 - 0,70 \text{ м}^{-1}$ (рис. 6). Наблюдался тренд характеристик однородного слоя: толщина однородного слоя уменьшилась, а показатель ослабления света в однородном слое возрос.

Спектральное распределение показателя ослабления света. За время эксперимента проведены измерения спектров показателя ослабления света в пробах воды, отбиравшихся в поверхностном однородном слое, в слое с максимальными величинами ε в термоклине и в придонном слое. На рис. 7 представлено спектральное распределение ε в таких слоях.



Р и с. 7. Спектральное распределение показателя ослабления направленного света ε в различных слоях вод

Характерная черта спектров: в наиболее прозрачной воде (придонный слой) величина ε в коротковолновой области (432 нм) значительно меньше, чем в длинноволновой (677 нм), в мутной воде (слой скачка) величины ε в этих участках спектра одинаковы.

Эволюция формы спектров связана с увеличением в более мутных водах (много фитопланктона) содержания растворенных органических соединений (желтое вещество), образующихся при разложении водорослей. Поглощение света желтым веществом (ЖВ) наиболее сильно проявляется в коротковолновой области спектра, быстро убывая с длиной волны: $\kappa(\lambda)_{\text{ЖВ}} \sim C \exp(-\mu\lambda)$, где C – концентрация желтого вещества, $\mu = 0,015 - 0,019 \text{ нм}^{-1}$. Вследствие этого увеличение содержания ЖВ значительно больше сказывается на росте ε в коротковолновой области.

С особенностью спектрального хода поглощения света ЖВ связано и наблюдающееся в спектрах показателя ослабления света морских вод смещение минимума: чем мутнее вода (выше концентрация ЖВ), тем дальше в длинноволновую область смещается минимум [8]. Кроме ЖВ, на смещение минимума на спектре ε в более мутных водах влияет увеличение в них рассеяния све-

та, которое имеет спектральную зависимость, примерно обратно пропорциональную длине волны $\sigma \sim \lambda^{-1}$. Эта закономерность наблюдалась и на спектрах ε , измерявшихся на платформе (рис. 7): в придонной прозрачной воде минимум находился на длине волны 506 нм, в мутной воде в термоклине – на 527 нм. Для сравнения: согласно работе [8], в водах южной части Ионического моря минимум на спектре находился на длине волны 468 нм и величина ε в минимуме равнялась $0,044 \text{ м}^{-1} (\lg)$, в Мраморном море минимум был на 567 нм и величина ε в минимуме равнялась $0,480 \text{ м}^{-1} (\lg)$.

По измерениям ε на длине волны 640 нм рассчитано содержание взвеси B в различных слоях воды (табл. 3). При этом использовалась формула из работы [9]:

$$B, \text{ мг}\cdot\text{л}^{-1} = 3,4 \varepsilon(640) - 0,42. \quad (1)$$

Величина ε в этой формуле берется при десятичном основании.

Т а б л и ц а 3

Концентрация взвеси в воде			
Дата	Глубина, м	$B, \text{ мг}\cdot\text{л}^{-1}$	$Z_d, \text{ м}$
09.09	0	0,35	15
10.09	0	0,34	16
10.09	0	0,42	14
12.09	18	1,08	–
12.09	25	0,35	–
15.09	0	0,53	12

В работе [10] для вод Черного моря установлена связь вероятности выживания фотона, определяемой в гидрооптике как отношение показателя рассеяния к показателю ослабления ($A = \sigma/\varepsilon$), с показателем ослабления направленного света ε на длине волны 525 нм:

$$A(525) = 0,98 - 0,0315/\varepsilon(525). \quad (2)$$

Величина $\varepsilon(525)$ берется при десятичном основании.

Оценка величины $A(525)$ по этой формуле показала, что в верхнем однородном слое в период наблюдений она составляла $0,73 - 0,80$, в мутной воде из слоя термоклина, взятой 12 сентября на глубине 18 м, $A(525) = 0,90$.

Показатель ослабления направленного света может быть определен по глубине видимости белого диска. Из-за различного состава взвеси в водоемах связь между этими величинами носит региональный характер. Для вод Черного моря в работе [11] приводится формула определения средней величины показателя ослабления (длина волны 422 нм) в слое от поверхности до глубины Z_d :

$$\langle \varepsilon(422) \rangle_{0-Z_d}, \text{ л}^{-1} (\lg) = 3,8/Z_d - 0,05. \quad (3)$$

Стандартная ошибка данной регрессии $S_{y/x} = 0,075 \text{ м}^{-1} (\lg)$. Формула (3) получена по результатам наблюдений в 1977 – 1988 гг. По данным измерений на платформе была произведена оценка репрезентативности этой формулы для современного оптического состояния вод моря.

В нашем эксперименте показатель ослабления света на длине волны 422 нм не измерялся; он был рассчитан с использованием системы ортого-

нальных векторов для ε в водах Черного моря из работы [12] и измерений показателя ослабления на длине волны 432 нм:

$$\varepsilon(422) = \langle \varepsilon(422) \rangle_{\text{стат}} + C_{\text{вес}} \Psi(422), \quad (4)$$

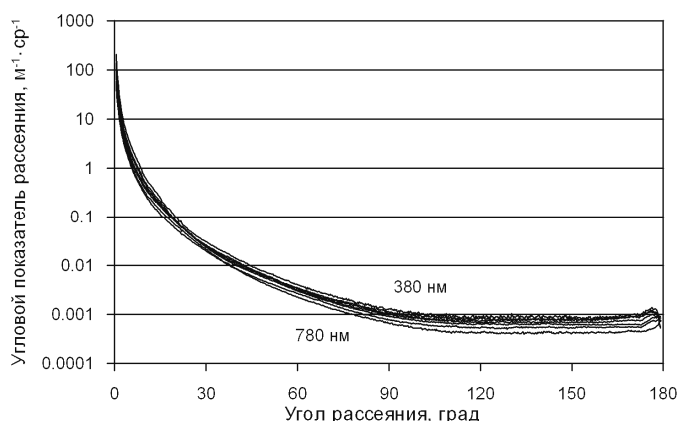
где $\langle \varepsilon(422) \rangle_{\text{стат}}$ – средняя величина в статистическом массиве спектров ε , $C_{\text{вес}}$ – весовой коэффициент, $\Psi(422)$ – величина первого ортогонального вектора на длине волны 422 нм. Коэффициент $C_{\text{вес}}$ определяется из уравнения:

$$\varepsilon(432)_{\text{изм}} = \langle \varepsilon(432) \rangle_{\text{стат}} + C_{\text{вес}} \Psi(432). \quad (5)$$

По результатам 7 одновременных измерений глубины видимости белого диска Z_d и показателя ослабления света $\varepsilon(432)$ в пробах из верхнего однородного слоя моря средние величины составили: $Z_d = 15,4$ м; $\varepsilon(422)_{\text{однор}} = 0,192$ м⁻¹. Как указывалось выше, во время экспериментов на платформе глубина видимости белого диска не превышала толщину верхнего однородного слоя моря. То есть можно принять $\varepsilon(422)_{\text{однор}} = \varepsilon(422)_{0-Z_d} = 0,192$ м⁻¹. Расчет через Z_d по формуле (3) дает величину $\varepsilon(422)_{0-Z_d} = 0,196$ м⁻¹.

Сравнение показывает хорошее согласие величин ε , рассчитанных по глубине видимости белого диска по формуле (3) и по данным измерений прозрачномером. Таким образом, формула (3) пригодна для практического использования и при современном оптическом состоянии вод моря.

Индикатрисы рассеяния света. В ходе эксперимента на платформе выполнены измерения индикатрис рассеяния света в 7 спектральных участках в пробах воды, отбирившихся из поверхностного однородного слоя, слоя термоклина и придонного слоя.



Р и с. 8. Средние индикатрисы рассеяния света в различных участках спектра (от 380 до 780 нм) в пробах воды с поверхности моря (общая закономерность – с увеличением длины волны значения показателя рассеяния для всех углов уменьшаются)

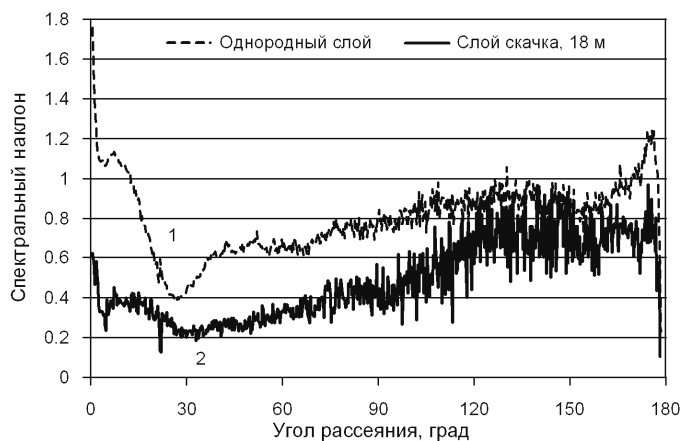
На рис. 8 показаны средние спектральные индикатрисы рассеяния в пробах воды с поверхности. Как обычно, показатели рассеяния света возрастают с уменьшением длины волны, при которой измерялось рассеяние света. Характер всех спектральных индикатрис на рис. 8 выглядит одинаковым, однако в области углов от 0 до 30° у них имеются различия в спектральных свой-

ствах показателя рассеяния света. Они были выявлены при расчетах параметра γ , характеризующего спектральный наклон угловых показателей рассеяния $\sigma(\theta, \lambda)$:

$$\sigma(\theta, \lambda) = \sigma(\theta, \lambda_0)(\lambda_0 / \lambda)^{\gamma(\theta)}. \quad (6)$$

Параметр γ содержит информацию о средних размерах частиц, рассеивающих свет в данном направлении – чем больше величина γ , тем меньше размер частиц.

На рис. 9 показана зависимость параметра γ от угла рассеяния для проб воды, взятых в поверхностном однородном слое, и для пробы из слоя скачка, где наблюдались высокие значения показателя ослабления и соответственно показателя рассеяния света. В поверхностных водах параметр γ плавно снижается при уменьшении угла рассеяния от 180 до 27°, затем начинает возрастать. В воде из слоя скачка величины γ меньше, а минимум наблюдается на 30°.



Р и с. 9. Спектральный наклон угловых показателей рассеяния в воде из однородного слоя (кривая 1) и из слоя термоклина (кривая 2)

Разница в величинах γ объясняется разным составом взвеси в пробах воды, а именно: в мутной воде из слоя скачка высока концентрация фитопланктона, т.е. во взвеси много крупных органических частиц. У таких частиц спектральная изменчивость показателя рассеяния меньше по сравнению с мелкими (минеральными) частицами, также содержащимися в морской взвеси. Вследствие этого в мутной воде из слоя скачка параметр γ в целом меньше.

Наблюдающиеся минимумы на кривых спектрального наклона угловых показателей рассеяния не могут быть объяснены в рамках классической теории рассеяния света при пространственно-равномерном распределении частиц в воде. В работах [13, 14] показано, что наличие мелкодисперсной взвеси приводит к образованию в воде разного размера кластеров упорядоченно расположенных мелких частиц, между которыми наблюдаются пространственные двумерные корреляции, вызывающие высокую анизотропию рассеяния света. Такие эффекты наблюдались при измерении индикатрис рассеяния в чистой профильтрованной воде, не содержащей частиц размером более

0,2 мкм [13]. Согласно теории рассеяния на подобных структурах, развитой в указанных работах, при определенном распределении кластеров по размерам в области небольших углов рассеяния должен наблюдаться минимум спектрального наклона показателя рассеяния. В экспериментах на платформе такой минимум наблюдался в области углов $27 - 30^\circ$. При некоторых предположениях о размерах частиц мелкодисперсной взвеси, зная положение минимума, можно оценить функцию распределения кластеров по размерам.

Кроме показателя суммарного рассеяния, определялись показатели обратного рассеяния света $\beta(\lambda)$, знание которых необходимо при модельных расчетах спектральных коэффициентов яркости моря $\rho(\lambda)$. Величины $\rho(\lambda)$ вычисляются через параметр $X(\lambda) = \beta(\lambda) / [\beta(\lambda) + \kappa(\lambda)]$, где $\kappa(\lambda)$ – показатель поглощения. Так как $\beta(\lambda) < \kappa(\lambda)$, в расчетах часто используется упрощенная формула для параметра $X(\lambda)$ [15]:

$$X(\lambda) = [\beta(\lambda) / \kappa(\lambda)]. \quad (7)$$

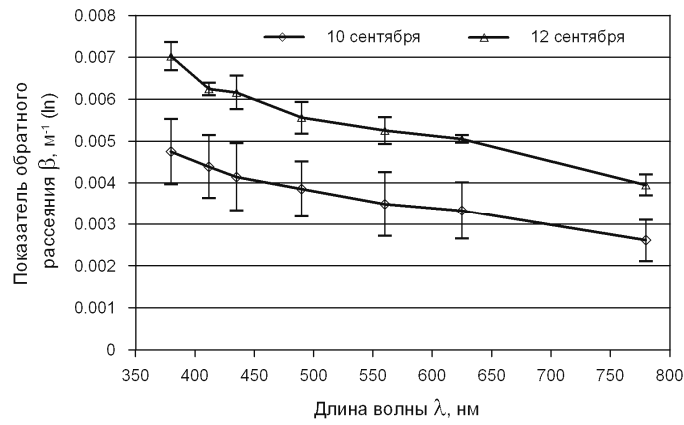
На рис. 10 показан спектральный ход показателя обратного рассеяния в пробах воды из верхнего однородного слоя, когда спектрофотометром были измерены спектры с максимальным и минимальным значениями коэффициента яркости моря (рис. 13). По результатам измерений показателя рассеяния света в пробах воды из верхнего однородного слоя и мутного слоя в термодомине рассчитаны спектральные величины показателя суммарного рассеяния и показателя обратного рассеяния. Эти величины показаны на рис. 11 и 12. Их аппроксимация степенной зависимостью от длины волны λ^n дала такие результаты для показателя суммарного рассеяния σ и показателя обратного рассеяния β :

$$\sigma \sim \lambda^{-0,9983}, \quad (8)$$

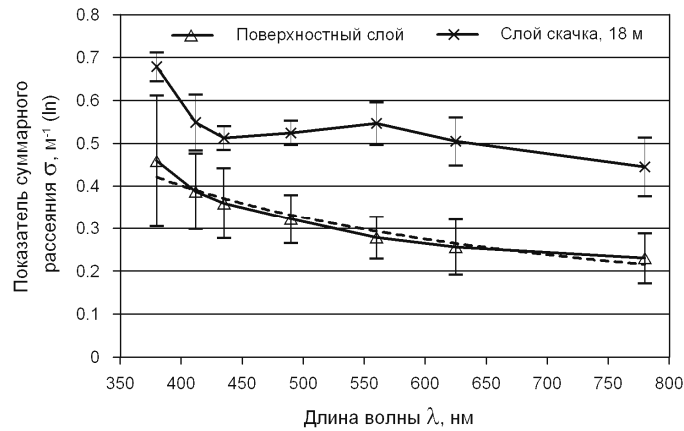
$$\beta \sim \lambda^{-0,8473}. \quad (9)$$

Величина параметра n для показателя суммарного рассеяния согласуется с известными из литературы его величинами, находящимися в пределах $n = -0,9 \dots -1,8$ [16]. По показателю обратного рассеяния надежных данных для сравнения в литературе нет.

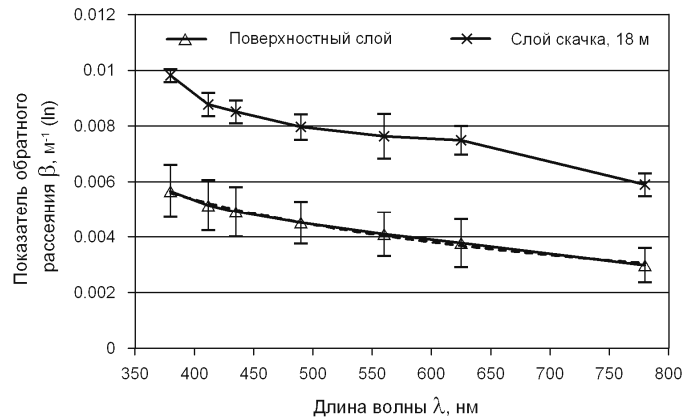
Минимум на длине волны 435 нм на кривых спектрального распределения показателей рассеяния в слое скачка (рис. 11, 12) объясняется особенностями рассеяния на крупных поглощающих свет частицах, каковыми являются клетки фитопланктона, содержащие поглощающие свет пигменты. При рассеянии на таких частицах в спектральных полосах поглощения происходит уменьшение интенсивности рассеянного света, в результате чего показатели рассеяния частицами в этих областях спектра уменьшаются на величину, равную показателю поглощения. У пигментов фитопланктона (хлорофилл «а») главный максимум поглощения находится на длине волны 440 нм, что и сказалось на спектральном распределении показателя рассеяния в виде наличия его минимума в этой области спектра.



Р и с. 10. Спектральные величины показателя обратного рассеяния света β в поверхностном однородном слое при измерениях экстремальных спектров коэффициента яркости моря: 10 сентября – максимальный спектр коэффициента яркости, 12 сентября – минимальный спектр (вертикальные отрезки – 95%-ный доверительный интервал)



Р и с. 11. Спектральное распределение показателя суммарного рассеяния света σ в водах поверхностного слоя (штриховой линией показана аппроксимация формулой (8)) и в слое скачка (вертикальные отрезки – 95%-ный доверительный интервал)



Р и с. 12. Спектральное распределение показателя обратного рассеяния света β в водах поверхностного слоя (штриховой линией показана аппроксимация формулой (9)) и в слое скачка (вертикальные отрезки – 95%-ный доверительный интервал)

Исходя из того, что величина аномалии показателя рассеяния равняется показателю поглощения частицами (в данном случае пигментами фитопланктона), по аномалии $\delta\sigma(435)$ можно оценить концентрацию хлорофилла. В слое скачка аномалия составила $\delta\sigma(435) = \kappa(435)_{\text{оё}} = 0,12 \text{ м}^{-1} (\ln)$. Концентрация хлорофилла рассчитывается через удельное поглощение пигментами:

$$C_{\text{оё}} = \kappa(435)_{\text{оё}} / \kappa(435)_{\text{оё}}^{\text{оа}}.$$

По работе [16, табл. 6.5] $\kappa(435)_{\text{оё}}^{\text{оа}} = 0,089 \text{ м}^2 \cdot \text{мг}^{-1}$, то есть $C_{\text{хл}} = 1,35 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$. Такого порядка концентрация хлорофилла в слое скачка в водах Черного моря – обычное явление.

В спектре показателя обратного рассеяния в слое скачка эффект влияния поглощения света частицами на рассеяние менее выражен. Это объясняется тем, что обратное рассеяние в основном определяется мелкой взвесью, а для таких частиц рассеяние слабо зависит от поглощения.

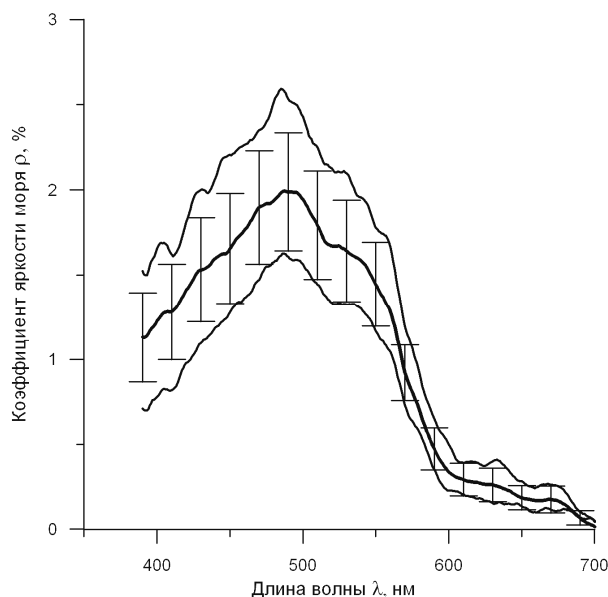
Отсутствие подобного минимума на спектрах показателей рассеяния в поверхностном однородном слое, очевидно, обусловлено недостаточно высокой концентрацией в этом слое фитопланктона, необходимой для проявления указанного эффекта.

В работе [17] по данным измерений в Черном море в 1991 и 1998 гг. в пробах воды с поверхности моря была получена связь коэффициента асимметрии индикатрисы рассеяния с показателем суммарного рассеяния на длине волны 520 нм: $K(520) = 680\sigma(520) - 24$, где величина $\sigma(520)$ берется при десятичном основании. По данным измерений индикатрис рассеяния света на платформе в пробах с поверхности моря среднее значение коэффициента асимметрии получилось равным $K(520) = 67,6$, по формуле из работы [17] $K(520) = 64,6$. Расхождение в величинах коэффициента K незначительно – 4,5%. То есть формула из работы [17] применима и для условий современного оптического состояния вод Черного моря.

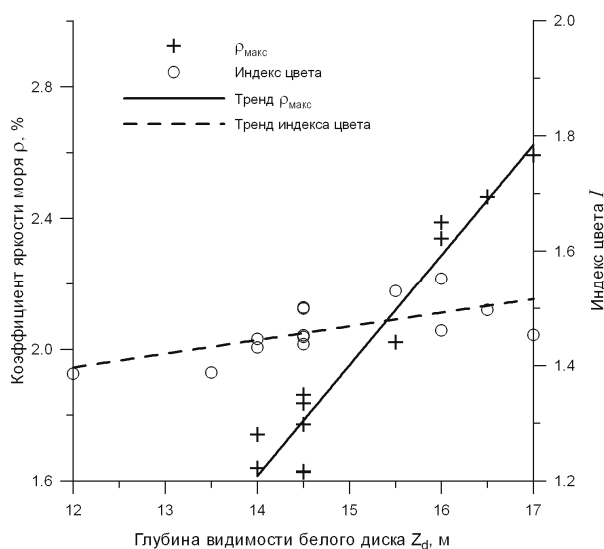
Спектры коэффициента яркости моря. Спектры коэффициента яркости имели форму, характерную для вод Черного моря, с четко выраженным максимумом в диапазоне длин волн 485 – 487 нм и значениями в максимуме 1,63 – 2,59%.

Спектр с максимальным значением коэффициента яркости моря в максимуме $\rho_{\text{макс}} = 2,59\%$ на длине волны 485 нм зафиксирован 10 сентября, а с минимальным значением $\rho_{\text{макс}} = 1,63\%$ на длине волны 487 нм – 12 сентября. Следует отметить, что 10 сентября при измерениях спектра коэффициента яркости моря наблюдалась максимальная за время эксперимента глубина видимости белого диска – 17 м, в то время как 12 сентября глубина видимости белого диска была близка к средним значениям – 14,5 м. На рис. 13 показаны экстремальные и средний спектры по данным всех измерений.

При измерении экстремальных спектров коэффициента яркости моря 10 и 12 сентября одновременно измерялись индикатрисы рассеяния света в пробах воды из поверхностного однородного слоя. Показатели обратного рассеяния в этих случаях представлены на рис. 10. При сравнении с рис. 13 видно, что при более высокой величине $\rho_{\text{макс}}$ показатель обратного рассеяния β был меньше. При этом согласно формуле (7) должен был соответственно уменьшиться показатель поглощения.



Р и с. 13. Максимальный, минимальный и средний спектры коэффициента яркости моря (вертикальные отрезки – 95%-ный доверительный интервал)



Р и с. 14. Связь максимальных значений коэффициента яркости ρ и индекса цвета I с глубиной видимости белого диска Z_d

В слое вод, составляющем примерно 0,7 глубины видимости белого диска, формируется около 90% восходящего из моря излучения [18]. При измерениях экстремальных спектров коэффициента яркости моря толщина верхнего однородного слоя была меньше Z_d . То есть при таких условиях для количественного сопоставления со спектрами коэффициента яркости моря правомерно брать показатели обратного рассеяния в верхнем однородном слое.

Оценка по формуле (7) с подстановкой соответствующих величин ρ и β показывает, что в данном случае показатель поглощения в спектральной области, где наблюдался $\rho_{\text{макс}}$, был в 2,2 раза меньше, по сравнению с тем, когда наблюдался спектр с более низкой величиной коэффициента яркости.

В ходе эксперимента наблюдалась тесная линейная зависимость между глубиной видимости белого диска и значениями коэффициента яркости в максимуме $\rho_{\text{макс}}$, а также менее значимая связь глубины видимости белого диска с индексом цвета воды $I(490/555)$, определявшимся как отношение коэффициентов яркости моря на длинах волн 490 и 555 нм (рис. 14).

По спектрам коэффициента яркости моря определены характеристики цвета воды по колориметрической системе: доминирующая длина волны λ_d , нм и чистота цвета $P_{\text{цв}}$, % [19, гл. 13]. Среднее значение этих характеристик по данным всех измерений составило: $\lambda_d = 490,6$ нм, $P_{\text{цв}} = 39\%$. По общеприня-

той классификации цвета свет в диапазоне длин волн 480 – 500 нм характеризуется как голубой. Таким образом, в период наблюдений определения цвета воды, классифицируемого объективным методом как голубой и визуально по шкале цветности как зеленовато-голубой, согласуются.

Для сравнения укажем характеристики цвета вод в некоторых районах Мирового океана по работе [19, гл. 13]: Саргассово море – $\lambda_d = 470$ нм, $P_{цв} = 86\%$; Средиземное море в юго-восточной его части (море Леванта) – $\lambda_d = 473$ нм, $P_{цв} = 83\%$; Балтийское море (южная часть Ботнического залива) – $\lambda_d = 540$ нм, $P_{цв} = 24\%$.

Т а б л и ц а 4

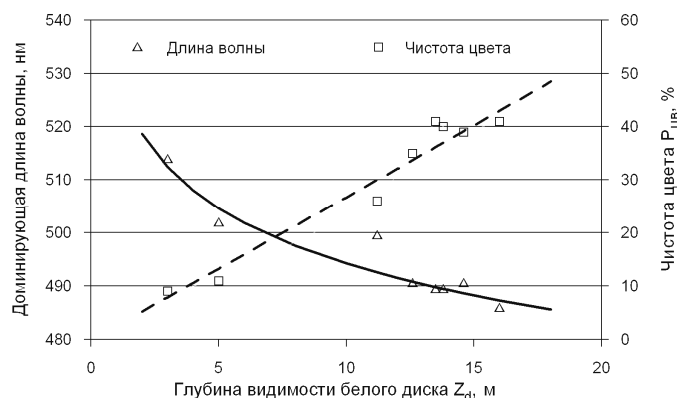
Характеристики цвета воды по колориметрической системе и относительная прозрачность воды в Черном море

Год	λ_d , нм	$P_{цв}$, %	Z_d , м
1984	486,0	41	16,0
1992	502,0	11	5,0
1992	514,0	9	3,0
2003	489,5	41	13,5
2004	490,6	35	12,6
2007	489,5	40	13,8
2007	493,6	26	11,2
2008	490,6	39	14,5

Цвет воды в Черном море исторически претерпевал сильные изменения. В табл. 4 приведены характеристики цвета воды в глубоководной области моря в 1984 и 1992 гг. по данным работы [20] и в 2003 – 2008 гг. в районе платформы, рассчитанные по измерениям спектров коэффициента яркости моря. Приведена также величина относительной прозрачности воды Z_d при этих измерениях. Связи между этими оптическими характеристиками показаны на рис. 15; они характеризуются высокими коэффициентами корреляции R^2 и аппроксимированы формулами:

$$\lambda_d, \text{ нм} = 529,56 Z_d^{-0,03}, \quad R^2 = 0,992, \quad (10)$$

$$P_{цв}, \% = 2,59 Z_d^{1,013}, \quad R^2 = 0,964. \quad (11)$$



Р и с. 15. Связь доминирующей длины волны λ_d и чистоты цвета $P_{цв}$ с глубиной видимости белого диска Z_d

Оптический тип вод моря. Интегральной характеристикой биооптического состояния вод моря является их оптический тип. По общепринятой в оптической океанографии классификации Н. Ерлова [19, гл.10] тип вод определяется величиной и спектральным распределением показателя вертикального ослабления дневного света $\alpha(\lambda)\downarrow$ в поверхностных слоях. В основу классификации у Н. Ерлова положены измерения в верхнем 10-метровом слое вод.

Для морских и океанских вод наблюдается тесная взаимная связь спектральных величин $\alpha(\lambda)\downarrow$, и оптический тип воды может быть определен по величине показателя вертикального ослабления в одном из участков спектра. Более надежными являются определения типа вод, когда величина $\alpha(\lambda)\downarrow$ берется в окне спектральной прозрачности, т.е. в области длин волн с минимальными величинами $\alpha(\lambda)\downarrow$. Для вод Черного моря в работе [21] установлено, что в период после второй половины 1980-х годов такой областью является диапазон длин волн 520 – 550 нм.

Во время оптических экспериментов на платформе измерений подводной облученности, по которым можно было бы непосредственно определить величину показателя вертикального ослабления, не проводилось. Поэтому его величина была определена косвенно двумя методами с учетом результатов измерений глубины видимости белого диска и показателя ослабления направленного света.

Первый метод. Использовалась связь показателя вертикального ослабления дневного света с глубиной видимости белого диска из работы [22]:

$$\langle \alpha(525) \downarrow \rangle_{0-Z_d}, \text{ м}^{-1} (\text{lg}) = 0,6 / Z_d. \quad (12)$$

По данной формуле в среднем ($Z_d = 14,5$ м, табл. 1) величина показателя вертикального ослабления дневного света в водах около платформы в период наблюдений составила $\alpha(525)\downarrow = 0,041 \text{ м}^{-1} (\text{lg})$.

Второй метод. В работе [10] для вод Черного моря установлена связь вероятности выживания фотона $A(525)$ с показателем ослабления направленного света (формула (2)). Из этой формулы следует:

$$\kappa(525), \text{ м}^{-1} (\text{lg}) = 0,02\varepsilon(525) + 0,0315. \quad (13)$$

В верхнем однородном слое вод средняя величина показателя ослабления направленного света за время наблюдений на платформе составила $\langle \varepsilon(525) \rangle = 0,148 \text{ м}^{-1} (\text{lg})$, и, таким образом, по формуле (13) $\langle \kappa(525) \rangle = 0,0345 \text{ м}^{-1} (\text{lg})$.

Согласно работе [23], показатели поглощения и вертикального ослабления дневного света в верхних слоях моря связаны между собой соотношением

$$\langle \kappa(\lambda) \rangle = 0,81 \langle \alpha(\lambda) \downarrow \rangle. \quad (14)$$

Используя формулу (14), находим

$$\alpha(525)\downarrow = \kappa(525)/0,81 = 0,0345/0,81 = 0,043 \text{ м}^{-1} (\text{lg}).$$

Итог. Оба метода дают близкие величины $\alpha(\lambda)\downarrow$: 0,041 и 0,043 м⁻¹ (lg). По классификации [19, табл. 27] воды с такой величиной $\alpha(\lambda)\downarrow$ относятся к промежуточному типу между 2-м и 3-м типами вод: 2-й тип – $\alpha(\lambda)\downarrow = 0,033$ м⁻¹ (lg), 3-й тип – $\alpha(\lambda)\downarrow = 0,050$ м⁻¹ (lg).

Т а б л и ц а 5

**Оптический тип вод в западной глубоководной области
Черного моря в разные годы по данным работы [22]**

Дата	$\lambda(\alpha\downarrow_{\text{мин}})$, нм	$\alpha\downarrow_{\text{мин}}$, м ⁻¹ (lg)	Тип вод
1962 – 1963, март – август	490 – 530	0,030	2-й океан.
1984, апрель – май	500 – 525	0,043	2–3-й океан.
1989, июль – сентябрь	525 – 554	0,045	2–3-й океан.
1991, февраль – март	525 – 554	0,050	3-й океан.

Для сравнения в табл. 5 приведены по данным работы [24] типы вод, определенные по измерениям подводной облученности в предыдущие годы в западной глубоководной области Черного моря. Отметим, что, согласно климатическим картам глубины видимости белого диска в Черном море [25], в июне – сентябре величина Z_d в районе платформы близка к таковой для вод западной глубоководной области моря. Это обстоятельство можно отнести соответственно и к оптическому типу вод.

Оптические характеристики атмосферы. Измерения оптических характеристик атмосферы с океанографической платформы выполнялись с целью совершенствования региональных алгоритмов коррекции влияния атмосферы при валидации спутниковых изображений, а также оценки значений пространственной корреляции поля спектральной прозрачности атмосферы. Измерения проводились двумя пространственно разнесенными солнечными фотометрами на длинах волн 440, 500, 675 и 870 нм видимого и ближнего ИК-диапазонов спектра. Пятый участок спектра на длине волны 936 нм использовался для определения концентрации водяного пара (паров осажденной воды (ПОВ) в сантиметрах). Непосредственно на океанографической платформе измерения яркости солнечного диска выполнялись переносным фотометром *MICROTOPS II*. Солнечный фотометр *CIMEL-318* [26] был стационарно установлен в Севастополе (станция *Sevastopol* международной сети *AERONET*). Спектральные участки фотометра *MICROTOPS II* совмещены с положением спектральных участков фотометра *CIMEL-318*. Методики калибровок обоих приборов также полностью совпадают.

Измерения оптических характеристик атмосферы на океанографической платформе и в Севастополе в дневное время проводились с интервалом около 15 мин и часто прерывались из-за облачности. Поэтому при сравнении данных, полученных с использованием разных фотометров, подбирались близкие во времени результаты измерений, где разность моментов измерения не превышала 10 мин.

По результатам измерений яркости солнечного диска в выбранных спектральных участках определялись аэрозольная оптическая толщина – АОТ(λ), среднее содержание паров воды в столбе атмосферы и параметр Ангстрема $\alpha(440 – 870)$, рассчитанный на спектральном участке 440 – 870 нм. Величина

$\alpha(440 - 870)$ зависит от крутизны наклона спектральной зависимости АОТ (в логарифмической системе координат) и является удобным индикатором размера частиц аэрозоля в столбе атмосферы. Высокие значения показателя Ангстрема соответствуют более крутым наклонам спектральной кривой, характерным для относительно крупных частиц аэрозоля грубой моды.

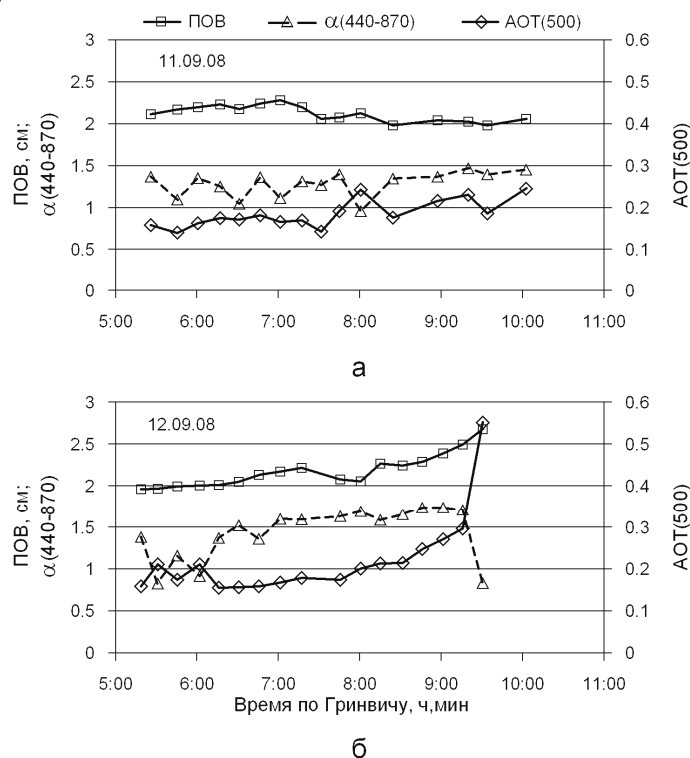
Т а б л и ц а 6

Статистические характеристики оптических параметров аэрозоля по результатам измерений переносным фотометром *MICROTOPS II* [5] на океанографической платформе и стационарным фотометром *CIMEL-318* сети *AERONET* [26] в Севастополе

Значение	АОТ (440)	АОТ (500)	АОТ (675)	АОТ (870)	ПОВ, см	$\alpha(440-870)$
<i>MICROTOPS II</i> (N = 694)						
Среднее	0,289	0,249	0,165	0,127	2,307	1,296
СКО	0,1659	0,152	0,125	0,113	0,342	0,271
Минимум	0,1029	0,089	0,053	0,035	1,597	0,414
Максимум	1,308	1,232	1,065	0,986	3,228	1,803
<i>CIMEL-318</i> (N = 175)						
Среднее	0,285	0,247	0,163	0,114	2,364	1,386
СКО	0,117	0,101	0,066	0,048	0,248	0,262
Минимум	0,156	0,140	0,086	0,050	1,893	0,781
Максимум	0,725	0,631	0,404	0,255	2,816	1,825

Статистические характеристики результатов измерений обоими приборами приведены в табл. 6. Из таблицы видно, что, несмотря на значительное расстояние между приборами (~ 45 км), различную плотность покрытия небосвода облаками, отличия в объемах полученных данных N и инструментальные погрешности измерений, средние значения оптических характеристик атмосферы оказались довольно близкими. Это обстоятельство дает возможность пополнить количество оцененных параметров атмосферного аэрозоля в районе океанографической платформы сведениями о микрофизических характеристиках аэрозоля – продуктах инверсии результатов измерений в Севастополе яркости небосвода фотометром *CIMEL-318* [27]. При этом можно уверенно ориентироваться на такие параметры, как распределение частиц по размерам, комплексный показатель преломления и альbedo однократного рассеяния. По данным измерений фотометром *CIMEL-318* возможно также разделение АОТ над исследованными регионами Черного моря на тонкую (субмикронную) и грубую (супермикронную) моды [28]. Это обстоятельство особенно важно, поскольку дает возможность различать источники происхождения аэрозолей. Многолетними исследованиями в различных регионах Земли было установлено, что естественные аэрозоли (частицы почв, солей и других природных образований) состоят из относительно крупных частиц и относятся к аэрозолям грубой моды, а аэрозоли тонкой моды имеют чаще всего антропогенное происхождение (продукты горения биомассы, выбросы промышленных предприятий и др.) [29].

Результаты измерений основных оптических характеристик аэрозоля на океанографической платформе 11 и 12 сентября 2008 г. приведены на рис. 16, где можно видеть изменения основных оптических характеристик атмосферы при прохождении мелкомасштабных оптических неоднородностей аэрозолей грубой моды.

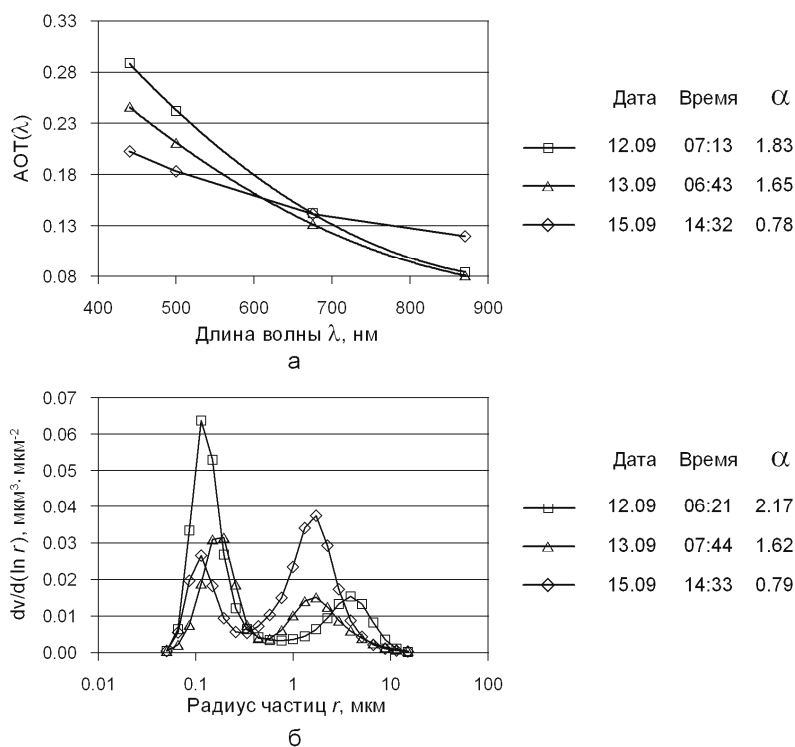


Р и с. 16. Временная изменчивость основных оптических характеристик атмосферы – концентрации паров осаждаемой воды (ПОВ, см), показателя Ангстрема $\alpha(440 - 870)$ и аэрозольной оптической толщины на длине волны 500 нм АОТ(500): а – 11.09.2008 г.; б – 12.09.2008 г.

Сопоставление данных измерений фотометрами *MICROTUPS II* и *CIMEL-318* показало, что 11.09.2008 г. (рис. 16, а) с 5:30 до 7:30 по Гринвичу (*GMT*) на океанографической платформе АОТ(500) изменялась в пределах от 0,144 до 0,156, значения ПОВ = $2,15 \pm 0,02$ см и показатель Ангстрема $\alpha(440 - 870) = 1,23 \pm 0,13$. По данным инверсий результатов измерений фотометром *CIMEL-318* было установлено, что в близкое к этому время (5:46 *GMT*) над Черным морем преобладала фракция аэрозоля тонкой моды (81%), а соотношение АОТ(500) тонкой и грубой мод составляло $\sim 0,162/0,036$. Такое соотношение мод аэрозоля сохранялось в течение всего дня. В 8:01 *GMT* над платформой было замечено значительное помутнение атмосферы до значений АОТ(500) > 0,2. При этом значения показателя Ангстрема опустились ниже единицы.

Иная картина наблюдалась 12.09.2008 г. (рис. 16, б). В утренние часы с 5:00 до 6:00 *GMT* на фоне плавного возрастания значений АОТ(500) от 0,16 до 0,31 наблюдались кратковременные помутнения атмосферы с резким увели-

чением AOT и снижением показателя Ангстрема до значений $\alpha(440 - 870) < 1$. По данным измерений фотометром *CIMEL-318* в период с 4:30 до 6:00 *GMT* соотношение AOT(500) тонкой и грубой мод увеличилось от 0,2/0,02 до 0,19/0,06, а после 6:00 *GMT* соотношение мод AOT(500) вернулось к прежним значениям $\sim 0,2/0,02$. В этот день в 9:30 *GMT* произошли более существенные изменения микрофизической структуры аэрозоля – значения AOT(500) увеличились почти в два раза, а показатель Ангстрема опустился от характерного для Черного моря в летний период значения $\sim 1,5$ до типичной для почвенных аэрозолей величины $< 0,8$.



Р и с. 17. Спектральные зависимости аэрозольной оптической толщины атмосферы $AOT(\lambda)$ (а) и соответствующие им объемные распределения частиц по размерам $dv/d(\ln r)$ (б) (а – спектральные кривые $AOT(\lambda)$ по измерениям *MICROTOPS II* на платформе; б – объемные распределения частиц по размерам по измерениям *CIMEL-318* в Севастополе; в легендах к графикам указаны даты и время по Гринвичу и соответствующие значения параметра Ангстрема в моменты измерений)

Спектральные зависимости $AOT(\lambda)$ и соответствующие им объемные распределения частиц по размерам $dv/d(\ln r)$ (где v и r – объем и радиус частиц соответственно) приведены на рис. 17. Представленные на рис. 17, а спектры AOT показывают, что при росте значений показателя Ангстрема в пределах от 0,78 до 1,83 существенно увеличились наклоны спектральных значений AOT, хотя прозрачность атмосферы на длине волны 675 нм практически не изменялась. Таким образом, за время экспедиции увеличение крутизны спектров зависело не столько от прозрачности атмосферы, сколько от

соотношения концентраций частиц грубой и тонкой мод, или от процентного содержания частиц тонкой моды в столбе атмосферы. Так, 12.09.2008 г. по данным измерений фотометром *CIMEL-318* с 5:35 до 6:43 *GMT* фракционный состав тонкой моды увеличился от 76 до 95%. Для примера на рис. 17, а приведен спектр АОТ за 12 сентября (7:13 *GMT*), показатель Ангстрема которого близок к максимальному значению 1,83 за все время экспедиции.

Более наглядно зависимость показателя Ангстрема от соотношения частиц тонкой и грубой мод прослеживается на рис. 17, б, где представлены распределения частиц по размерам по результатам измерений оптических характеристик в Севастополе, выполненных приблизительно в то же время, когда проводились измерения на океанографической платформе. Время измерений и значения $\alpha(440 - 870)$ показаны в легенде к рисунку. На этом рисунке приведен также график распределения частиц по размерам за 15 сентября с экстремально низким значением показателя Ангстрема над Севастополем за анализируемый отрезок времени.

Корреляционные связи полей прозрачности определялись по отобранному парам спектров АОТ. Критерием отбора служила совместимость по времени измерений солнечными фотометрами *MICROTOPS II* и *CIMEL-318* – разность времени измерений не должна была превышать 10 мин. Анализ отобранных пар кривых показал, что для разнесенных на расстояние ~45 км фотометров коэффициенты корреляции $\text{АОТ}(\lambda)$ над океанографической платформой и станцией *Sevastopol* на длинах волн 440, 500, 675 и 870 нм составляли 0,567; 0,568; 0,534 и 0,491 соответственно.

Таким образом, используя возможности измерений переносным и стационарным солнечными фотометрами, можно выявить значительные различия оптических характеристик атмосферы, что позволяет существенно повысить эффективность их использования при валидации спутниковых измерений биооптических характеристик вод Черного моря.

Заключение

В результате оптических измерений, выполненных на океанографической платформе:

- получены данные об оптических характеристиках вод Черного моря в конце летнего сезона 2008 г.;
- исследована вертикальная оптическая структура вод, ее связь с вертикальным распределением температуры воды, ее временная мезомасштабная изменчивость;
- установлены новые эмпирические связи между разными гидрооптическими характеристиками, которые могут быть использованы в малопараметрических гидрооптических моделях;
- выявлены особенности в спектральных характеристиках рассеяния света под разными углами, согласующиеся с развиваемой в отделе оптики МГИ моделью рассеяния света на кластерных структурах, образуемых в воде мелкодисперсной взвесью;
- проведен сравнительный анализ оптических характеристик вод моря в разные годы, показавший повышение прозрачности вод и чистоты их цвета после минимума этих характеристик, наблюдавшегося в 1992 г.;

- подтверждена ранее установленная для вод Черного моря связь между показателем ослабления света и глубиной видимости белого диска;
- определен оптический тип вод моря в период наблюдений;
- получены данные об оптических характеристиках атмосферы над морем;
- определены основные оптические характеристики поверхностных вод, используемые в алгоритмах обработки оптической спутниковой информации.

Авторы благодарят старшего научного сотрудника МГИ НАН Украины В.В. Суслина за полезные замечания и комментарии по содержанию статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ли М.Е., Калинин И.А., Мартынов О.В., Толкаченко Г.А.* Зондирующий прозрачномер с датчиком температуры воды для исследований в прибрежной зоне с маломерных судов // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2007. – С. 32 – 34.
2. *Маньковский В.И., Кайгородов М.Н.* Лабораторный автоколлимационный прозрачномер с переменной базой // Автоматизация научных исследований морей и океанов. Пятая Все-союзная школа. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1980. – С. 91 – 92.
3. *Ли М.Е., Мартынов О.В., Шибанов Е.Б.* Новые принципы измерения индикатрис рассеяния света в широком диапазоне углов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2008. – Вып. 3. – С. 194 – 211.
4. *Ли М.Е., Мартынов О.В.* Измеритель коэффициентов яркости для подспутниковых измерений биооптических параметров вод // Там же. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2000. – С. 163 – 173.
5. *Sun photometer «MICROTOPS II».* Made in SOLAR Light Inc, Philadelphia, USA. Technical characteristics and instruction of use.
6. *Маньковский В.И., Владимиров В.Л., Афонин Е.И. и др.* Многолетняя изменчивость прозрачности воды в Черном море и факторы, обусловившие ее сильное снижение в конце 80-х – начале 90-х годов. – Севастополь, 1996. – 32 с. – (Препринт / НАН Украины. МГИ. ИНБИОМ).
7. *Маньковский В.И.* Оптическая структура вод Черного моря и закономерности ее формирования // Гидрофизические и гидрохимические исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН Украины, 1992. – С. 7 – 27.
8. *Mankovsky V.I., Solov'ev M.V.* Spectra of the beam attenuation coefficient in the upper waters of the Mediterranean Sea // Current Problems in Optics of Natural waters. Proceedings of the III International Conference. – St. Petersburg: Rozhdestvensky optical society, 2005. – P. 123 – 128.
9. *Маньковский В.И., Соловьев М.В.* Связь показателя ослабления излучения с концентрацией взвеси в водах Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2003. – № 2. – С. 60 – 65.
10. *Маньковский В.И.* Вероятность выживания фотона и ее связь с показателем ослабления направленного света в водах Черного моря // Там же. – 2005. – № 6. – С. 68 – 76.
11. *Маньковский В.И., Земляная Л.А.* Связь глубины видимости белого диска с показателем ослабления света для вод Черного моря // Комплексные океанографические исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1989. – С. 82 – 85.
12. *Маньковский В.И., Соловьев М.В.* О возможности восстановления спектрального распределения показателя ослабления излучения в поверхностных водах Черного моря по измерениям на одной длине волны // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 1999. – С. 119 – 124.
13. *Шибанов Е.Б.* Влияние мелкодисперсной примеси на рассеяние света в чистой фильтрованной воде // Морской гидрофизический журнал. – 2008. – № 2. – С. 46 – 55.
14. *Shibanov E.B.* Physical reasons for existence of fractal structures in liquids and their influence on light scattering in water // Current Problems in Optics of Natural Waters. Proceedings of the IV International Conference. – Nizhny Novgorod: Inst. of Appl. Physics, 2007. – P. 41 – 45.

15. *Morel A., Prieur L.* Analysis of variations in ocean color // *Limnol. Oceanogr.* – 1977. – 22. – P. 709 – 722.
16. *Копелевич О.В.* Светорассеивающие свойства морской воды // *Оптика океана. Физическая оптика океана / Под ред. А.С. Монина.* – М.: Наука, 1983. – С. 167 – 179.
17. *Маньковский В.И., Соловьев М.В.* Индикатрисы рассеяния света и рассчитанный по ним состав взвеси в Черном море // *Морской гидрофизический журнал.* – 2005. – № 1. – С. 63 – 76.
18. *Урденко В.А., Халтурин В.И., Афонин Е.И.* Эмпирические взаимосвязи между гидрооптическими и биологическими характеристиками и параметрами светового поля // *Дистанционное зондирование моря с учетом атмосферы / Под ред. В.А. Урденко, Г. Циммермана.* – Берлин: Ин-т космич. иссл. АН ГДР, 1985. – С. 209 – 250.
19. *Ерлов Н.Г.* Оптика моря. – Л: Гидрометеиздат, 1980. – С. 148 – 156.
20. *Маньковский В.И., Соловьев М.В., Владимиров В.Л.* Изменчивость гидрооптических характеристик в Черном море (1922 – 1992) // *Океанология.* – 1996. – 36, № 3. – С. 370 – 376.
21. *Левин И.М., Николаев В.П.* Об оценке вертикального ослабления квантовой облученности в области фотосинтетически активной радиации в Черном море // *Там же.* – 1992. – 32, № 2. – С. 240 – 245.
22. *Маньковский В.И.* Метод определения спектральных величин подводной квантовой облученности в области фотосинтетически активной радиации по глубине видимости белого диска // *Морской гидрофизический журнал.* – 1999. – № 3. – С. 84 – 88.
23. *Иванов А.П.* Физические основы гидрооптики. – Минск: Наука и техника, 1975. – С. 444 – 455.
24. *Николаев В.П.* Новые результаты измерений вертикального ослабления подводной облученности в Черном море // *Океанология.* – 1996. – 36, № 37. – С. 377 – 383.
25. *Маньковский В.И., Соловьев М.В.* Гидрооптические характеристики Черного моря в период 1922 – 1985 гг. (климатические карты) // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2003. – Вып. 8. – С. 23 – 47.
26. *Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I. et al.* AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // *Rem. Sens. Environ.* – 1998. – № 66. – P. 1 – 16.
27. *Dubovik O., King M.D.* A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // *J. Geophys. Res.* – 2000. – 105. – P. 20 673 – 20 696.
28. *O'Neill N.T., Eck T.F., Smirnov A. et al.* Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth // *Ibid.* – 2003. – 108, № D17. – P. 4559 – 4573.
29. *Eck T.F., Holben B.N., Reid J.S. et al.* Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban and desert dust aerosols // *Ibid.* – 1999. – 104. – P. 31 333 – 31 350.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 05.02.09
После доработки 13.03.09

АНОТАЦІЯ Наводяться результати вимірювань у вересні 2008 р. на океанографічній платформі в районі сел. Кацивелі оптичних характеристик вод (показника ослаблення спрямованого світла, індикатриси розсіяння, коефіцієнта яскравості моря, глибини видимості білого диску) і оптичних характеристик атмосфери (аерозольної оптичної товщини, вмісту пари, параметра Ангстрема). Проведено порівняльний аналіз гідрооптичних характеристик в різні роки. Визначено оптичний тип вод моря в період спостережень.

ABSTRACT Results of optical measurements carried out on the oceanographic platform in September, 2008 near Katsiveli are represented. The measurements include optical water parameters: beam attenuation coefficient, scattering indicatrix, seawater brightness coefficient, Secchi disk depth, and optical atmospheric parameters: aerosol optical thickness, precipitable water concentration, the Angstrom exponent for atmospheric aerosol. Comparative analysis of hydro-optical characteristics in different years is done. Optical type of seawater for the period of research is defined.