

УДК 551.465.15

Н. К. ШЕЛКОВНИКОВ, В. В. ТИМОФЕЕВ, Г. И. АЛЯВДИН, С. И. ЗАЙЦЕВ

К ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЕ СЕЗОННОГО ТЕРМОКЛИНА

В работе приводятся данные по исследованию влияния гидрометеорологических факторов на пространственно-временную структуру сезонного термоклина.

Измерения проводились в прибрежной зоне летом 1976 г. как на суточных станциях, так и на пространственных разрезах. В результате были получены вертикальные профили температуры, электропроводности, скорости течения, а также данные о скорости ветра, температуре воздуха и потоке суммарной солнечной радиации.

Вертикальное распределение температуры морской воды определялось с помощью измерительного моста постоянного тока [1]. В качестве чувствительного элемента использовался термистор МТ-54. Регистрация осуществлялась посредством самописца КСП-4. Чувствительность термометра сопротивления составляла $0,03^{\circ}\text{C}$ на миллиметр шкалы регистратора, а его инерция — $0,1$ с.

Электропроводность измерялась кондуктометрическим методом. Электроды, изготовленные из специальных сортов нержавеющей стали, включались в одно из плеч моста и разносились на расстояние 5 мм. Питание моста осуществлялось переменным током с частотой 3,5 кГц, что исключало поляризацию электродов. Сигнал с измерительной диагонали моста подавался на усилитель, затем на фазовый детектор и после этого регистрировался самописцем КСП-4.

Датчики температуры и электропроводности размещались на специальном зонде. Здесь же крепился датчик скорости течения. Непрерывная регистрация вертикальных профилей температуры и электропроводности воды осуществлялась методом свободного падения, что исключало влияние качки корабля на показания приборов.

Измерение модуля скорости течения проводилось с помощью нестандартной вертушки, на одной из лопастей которой был закреплен магнит. При прохождении магнита около ячейки индуктивности (катушки на ферритовом сердечнике) в последней индуцировался импульс, который регистрировался самописцем Н-327. Порог трогания вертушки составлял 2 см/с.

Направление течения измерялось с помощью компаса, который состоял из чувствительного элемента — индукционного датчика и приемного устройства. Датчик и приемное устройство были связаны с помощью сельсин-трансформатора. В зависимости от изменения положения датчика в магнитном поле Земли изменялось и его выходное напряжение, которое подавалось в приемное устройство, а затем, после преобразования, — на стрелочный индикатор направления. Индукцион-

ный компас позволял определять направление течения с точностью $\pm 5^\circ$.

Измерение скорости течения проводилось дискретно через 1 м глубины. Во время измерений корабль стоял на якоре.

При обработке данных вектор скорости течения раскладывался на параллельную V_{\parallel} и перпендикулярную V_{\perp} берегу составляющие. По измеренным значениям температуры и электропроводности с помощью таблиц [2] определялась соленость морской воды. По температуре и солености вычислялась условная плотность σ [3].

По вертикальным профилям температуры был построен временной ход нижней границы квазиизотермического слоя как в открытом море, так и в прибрежной части. На рис. 1 представлены данные о толщине

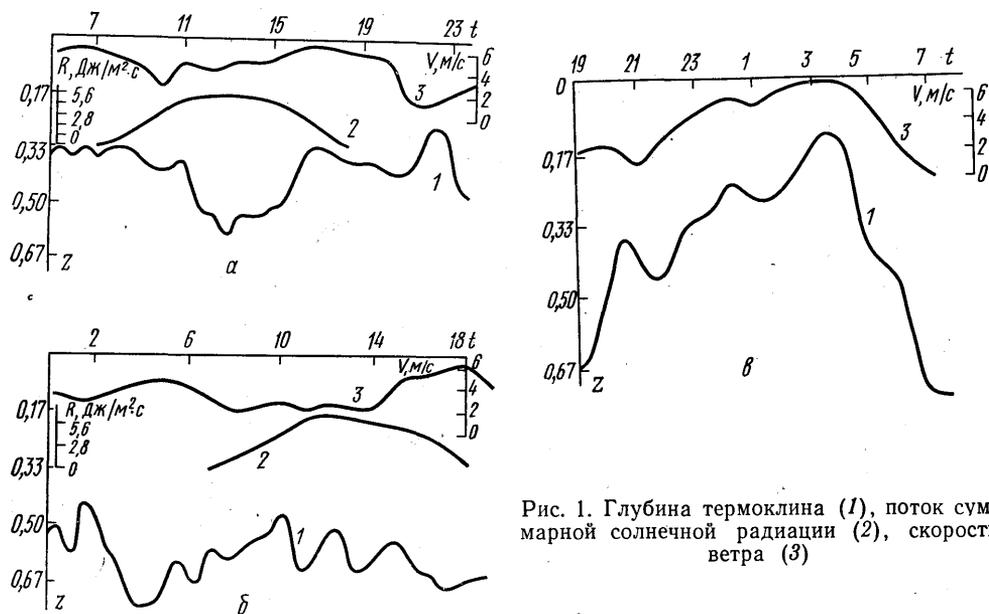


Рис. 1. Глубина термоклина (1), поток суммарной солнечной радиации (2), скорость ветра (3)

верхнего квазиизотермического слоя, суммарной солнечной радиации и скорости ветра, измеренных во время двухсуточной станции в прибрежной части моря. Как видно из этого рисунка, положение термоклина было подвержено значительным изменениям. Так был отмечен случай (рис. 1, б), когда термоклин за 4 ч опустился с глубины 0,13 до 0,73 отн. ед.

Сопоставление данных, полученных в открытом море и в прибрежной части, показало, что колебания термоклина в первом случае были значительно меньше и не превышали 0,13 отн. ед. Эта разница в поведении термоклина может быть обусловлена многообразием факторов, действующих в прибрежной части моря.

Для оценки относительной роли вертикального обмена на движение термоклина был проведен расчет профиля коэффициента турбулентного обмена теплом по формуле [4]

$$K(z, \tau) = \frac{\left[K \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) \right]_{z_2} + \frac{Q_0}{c\rho} \sum_{m=1}^v I_m \beta_m \int_{z_1}^{z_2} e^{-\beta_m z} dz - \int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial T}{\partial z} dz}{\left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_1}}$$

где τ — время, Q_0 — поток суммарной солнечной радиации, I_m — относительный спектральный поток для m -го участка спектра, β_m — коэффициент ослабления, c — теплоемкость.

Распределение по глубине коэффициента турбулентного обмена

K см ² /с	13.VIII 1976 г.			14.VIII 1976 г.	
	2 ч 30 мин	12 ч 00 мин	22 ч 00 мин	3 ч 00 мин	5 ч 00 мин
$H_{\text{отн. ед}}$					
0,00	9	2	6	9	8
0,07	2	2	3	9	8
0,13	1,5	2	1	0*	2
0,21	1,5	1,5	1	2	2
0,27	1,5	1,5	1	2	1,5
0,33	1,5	1,5	1	2	0*
0,40	1,5	1,5	0*	2	1
0,47	1,5	1,5	0	2	1
0,53	0*	1,5	0	2	1
0,60	1	0*	0	1	0
0,67	1	0	0	1	1
0,73	1	0	0	1	1

Результаты расчета приведены в таблице. Для наглядности отмечены глубины (H), соответствующие положению термоклина. Как видно из таблицы, во всех случаях коэффициент обмена на верхней границе термоклина равен нулю, что согласуется с представлением о гашении турбулентности плотностной стратификацией. Кроме того, на глубинах, больших 0,13 отн. ед., коэффициент турбулентного обмена теплом изменяется мало, и, следовательно, вертикальный обмен не влияет на положение термоклина.

Кроме того, во время измерений поверхностное волнение оставалось постоянным и незначительным, а глубина залегания термоклина была намного больше слоя волнового перемешивания. Поэтому можно считать, что волнение также не могло быть причиной колебания термоклина.

Наиболее вероятной причиной, вызывавшей изменение толщины верхнего перемешанного слоя, в данном случае был ветер. Действительно, Кернс и Лафонд в [5] показали, что ветровой перенос может быть одной из главных причин движения термоклина. Они установили существование запаздывания на 15 ч в реакции термоклина на изменение ветра. Во время наших измерений скорость ветра достигала 6 м/с и изменялась со временем. Эти изменения передавались термоклину с запаздыванием на 12 ч. На рис. 1 эта связь в той или иной мере прослеживается на всех участках. В зависимости от направления ветра отклик термоклина наблюдался в фазе (рис. 1, в) или в противофазе (рис. 1, а, б).

Следует отметить, что временной сдвиг в реакции термоклина на действие ветра зависит от конкретных условий и может отличаться как для различных регионов моря, так и для одних и тех же районов, но при разных гидрометеорологических условиях.

Во время наших измерений наблюдался ветер как по нормали к берегу, так и вдоль береговой линии. Согласно теории Экмана, в Северном полушарии действие ветра создает поток переносимой водной массы, направленный под углом 90° вправо относительно направления ветра. Для нашего случая это означает, что действие ветра с берега и на берег должно создавать поток воды, направленный вдоль берега, т. е. в этом случае не должно наблюдаться сгона или нагона поверхностных вод. Поэтому действие указанных ветров не должно практически отражаться на положении термоклина. В действительности же, как это видно из рис. 1, при ветре с берега и на берег происходит значительное заглубление термоклина. Это можно объяснить, если учесть влияние береговой черты, которая в районе работы имела вогнутую форму. Поэтому в данном случае возможно возникновение сгонно-нагонных течений при ветре с берега или на берег.

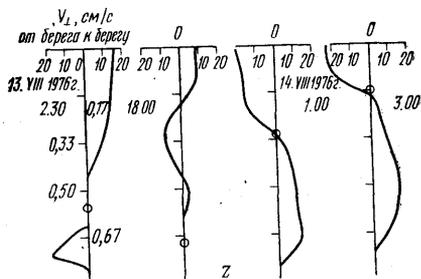


Рис. 2. Вертикальные профили нормальной к берегу составляющей скорости течения (О — положение термоклина)

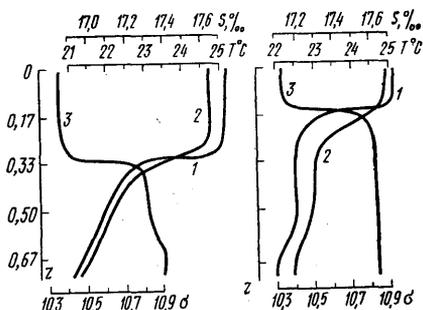


Рис. 3. Вертикальные профили температуры (1), солёности (2), условной плотности (3)

На рис. 2 представлены составляющие вектора скорости течения, перпендикулярные берегу. Как видно, в 2 ч 30 мин в поверхностном слое поток воды был направлен к берегу, т. е. происходил нагон более теплой воды. Нагонное действие ветра в этом случае компенсировалось придонным градиентным течением, направленным от берега, т. е. холодные слои воды замещались более теплыми поверхностными. В этом случае вертикальная циркуляция в прибрежной зоне моря приводила к увеличению толщины квазиизотермического слоя и к заглублению термоклина с последующим его вырождением. При исчезновении термоклина наблюдалось уменьшение вертикальной устойчивости

$$E = \frac{\partial \rho}{\partial T} \left(\frac{dT}{dz} - \left(\frac{dT}{dz} \right)_A \right) + \frac{\partial \rho}{\partial S} \cdot \frac{dS}{dz},$$

которая при хорошо выраженном скачке плотности составляла 1600 — 2000 г/см⁴, а при его исчезновении уменьшилась до 170 — 220 г/см⁴. (При вычислении E градиенты температуры $\frac{dT}{dz}$ и солёности $\frac{dS}{dz}$ брались из данных измерений, остальные величины — из таблиц.)

Воздействие ветра вдоль берегового направления создавало сгонное дрейфовое течение. При наличии такого ветра поток воды в поверхностном слое моря был направлен от берега (рис. 2, 1 ч. 00 мин, 3 ч. 00 мин), а в придонной области — к берегу, т. е. осуществлялось замещение теплых поверхностных вод холодными. Вследствие этого происходил подъем термоклина. Вертикальные профили температуры (T), солености (S) и условной плотности (σ) для этого случая приведены на рис. 3. Как видно из этого рисунка, в начальный момент (в 1 ч 00 мин) толщина верхнего перемешанного слоя составляла

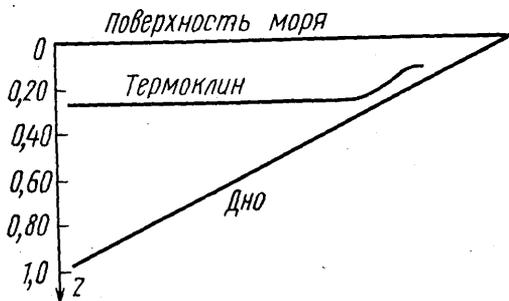


Рис. 4. Пространственное положение термоклина (разрез по нормали к берегу)

0,33 отн. ед. В этом случае изменение направления скорости течения V_{\perp} на противоположное наблюдалось также на этой глубине. В последующие моменты времени имел место подъем термоклина и перестройка профиля V_{\perp} . В 3 ч. 00 мин термоклин уже был на глубине 0,17 отн. ед. и разделял два квазиизотермических слоя: ранее существовавший верхний и вновь сформированный за счет перемешивания нижний. Подъем термоклина сместил и точку перегиба V_{\perp} на глубину 0,18 отн. ед. Причем градиент V_{\perp} в этой области заметно увеличился.

Перестройку вертикальных профилей T , S , σ , V_{\perp} вероятно, можно объяснить следующим образом. На начальной стадии дрейфовым течением была охвачена вся область выше термоклина, который ограничивал ее за счет гашения турбулентности. Затем, по мере сгона поверхностных вод и подъема холодных, область дрейфового течения уменьшалась. В дальнейшем этот процесс, вообще говоря, может привести к вырождению термоклина за счет исчезновения верхнего перемешанного слоя.

Таким образом, можно считать, что изменения положения термоклина и вертикального профиля скорости течения V_{\perp} взаимосвязаны. Эта связь показана на рис. 2, где на вертикальных профилях V_{\perp} отмечено положение термоклина. Как видно из рис. 2, практически во всех случаях верхняя граница термоклина совпадает с нулевым значением нормальной составляющей вектора скорости течения.

Как видно из рис. 1, наряду с крупнопериодными колебаниями термоклина ($T > 12$ ч) прослеживаются изменения с периодом 1,5—2 ч. Можно предположить, что эти колебания вызваны внутренними волнами с частотой поперечных сейш. Подтверждением сейшевого характера волн, вероятно, может служить следующее. Как известно, вода в замкнутом бассейне, выведенная из состояния равновесия какой-либо силой, после прекращения ее действия будет совершать свободные колебания — сейши. Период сейш может быть определен по обобщенной формуле Мериана (см. [6])

$$T = \frac{2X}{m\sqrt{gH}}$$

где X — длина бассейна, H — средняя глубина, m — число узлов. Применительно к нашему случаю можно принять за длину бассейна разрез Сочи—Синоп, $X=360$ км, а $H=1,5$ км. Тогда период одноузловой сейши будет равен 1,7 ч. А поскольку в нашем случае период для частоты Вайсяля—Брента

$$N = \left(-\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz} \right)^{1/2}$$

составляет 20 с, то вполне возможно существование внутренних волн с периодом больше 20 с.

Кроме многосуточной станции были выполнены пространственные разрезы перпендикулярно береговой черте. Зондирование температуры и электропроводности проводилось через каждые 5 м изменения глубины со скоростью 50 см/с. По вертикальным профилям $T(z)$ было определено изменение толщины верхнего турбулизированного слоя в прибрежной зоне. Как видно из рис. 4, положение термоклина в области средних глубин оставалось постоянным, а на мелководье имел место подъем, вызванный, вероятно, топографией дна.

В заключение следует отметить, что после того, как в результате весенне-летнего прогрева сформировался сезонный термоклин, главной причиной, определяющей его движение, является ветер и формируемые им сгонно-нагонные явления. Однако это предположение дает лишь одно из возможных толкований процессов, происходящих в прибрежной части моря. Для получения более общих выводов необходимо проведение дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Удалов В. Н. Полупроводниковые датчики. Л., 1965.
2. Международные океанологические таблицы, вып. 1. М., 1969.
3. Зубов Н. И. Океанологические таблицы. Л., 1957.
4. Пивоваров А. А. Мерника замерзающих водоемов. М., 1972.
5. В сб.: Формирование, структура и флуктуации верхнего термоклина в океане. Л., 1971.
6. Шулейкин В. В. Физика моря. М., 1968.

Кафедра
физики моря и вод суши

Поступила в редакцию
27.07.77

УДК 551.466.4

Г. Е. КОНОНКОВА, А. А. ПИВОВАРОВ, К. В. ПОКАЗЕЕВ

ГЕНЕРАЦИЯ ВЕТРОВЫХ ВОЛН НА СПУТНОМ ТЕЧЕНИИ ПРИ МАЛЫХ РАЗГОНАХ

Изучение взаимодействия ветрового волнения и течений как взаимосвязанного комплексного процесса необходимо для разработки теории генерации волн под действием ветра [1]. При этом особую важность представляет исследование спектральных свойств ветровых волн на течениях, дающих наиболее полную информацию о ветровом волнении. Такие исследования важны в связи с развитием неконтактных методов измерения ветровых волн, для расчетов воздействия их на гидротехни-