

Скорость распространения температурных аномалий в тропической зоне Индийского океана

Описана пространственно-временная структура крупномасштабных термических аномалий верхнего слоя тропической зоны Индийского океана и исследован механизм их формирования. Показано, что в центральной части экваториальной зоны Индийского океана между 9° и 12° ю.ш. возможно образование критического слоя, в котором фазовые скорости распространения возмущений совпадают со средней скоростью зонального течения. В этом слое возможно формирование растущих возмущений за счет баротропно-бароклинной неустойчивости системы зональных течений.

Введение. Циркуляция и адвективные переносы тепла в Индийском океане характеризуются ярко выраженными особенностями по сравнению с Тихим океаном и Атлантикой. Азиатский континент блокирует океан с севера таким образом, что адвективные потоки не могут выносить тепло, накопленное в тропической зоне, в высокие широты Северного полушария, как это происходит в Атлантическом и Тихом океанах. Индийский океан также получает добавочное тепло из Тихого океана через индонезийские проливы [1]. Таким образом, Индийский океан является одним из основных источников, снабжающих теплом южную часть Атлантического океана. Поэтому процессы перераспределения тепла внутри экваториально-тропической зоны Индийского океана представляют не только региональный интерес [2]. Влияние процессов в этой зоне Индийского океана на изменения теплообмена с атмосферой на межгодовом масштабе и вариации регионального климата происходит главным образом за счет Индоокеанского диполя, в поддержании которого важнейшую роль играют адвективные переносы тепла в океане. Действительно, Индоокеанский диполь – основная межгодовая мода в системе океан – атмосфера экваториально-тропической части Индийского океана. Ее пространственно-временные масштабы обычно связывают с характеристиками волн Россби, генерируемых в восточной части Индийского океана на $5 - 10^\circ$ ю.ш. и распространяющихся на запад со скоростью ~ 10 см/с, возрастающей по направлению к экватору [3]. Именно такая фазовая скорость и соответствующие зональные размеры Индийского океана отвечают за формирование межгодовой изменчивости характеристик системы океан – атмосфера в этом регионе Мирового океана [4].

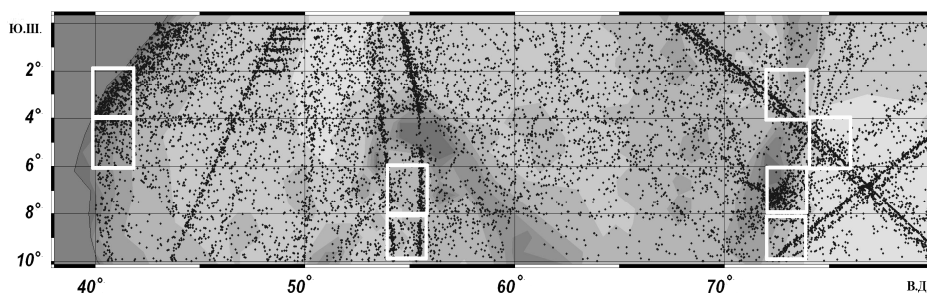
При изменении фазовой скорости волн Россби следует ожидать изменения типичного периода Индоокеанского диполя. Одной из главных причин, определяющих скорость волн Россби на данной широте, является наличие среднего зонального течения. В работе [5] показано, что в

окрестности $7 - 8^\circ$ ю.ш. фазовая скорость распространения возмущения в поле теплозапаса с востока на запад уменьшается, что объясняется автотами влиянием на характеристики волн зональных течений. В настоящей работе это предположение проверяется с использованием более полных данных наблюдений в экваториально-тропической зоне Индийского океана. Будет показано, что между 9° и 12° ю.ш. возможно образование критического слоя, в котором фазовые скорости распространения термических возмущений совпадают со средней скоростью зонального течения.

Характеристика использованного материала. Методика обработки. В работе использованы данные *XBT*-наблюдений за 1968 – 2005 гг. для области экваториально-тропической зоны Индийского океана, ограниченной координатами $0 - 10^\circ$ ю.ш., $40 - 100^\circ$ в.д. Всего в этом регионе за приведенный период времени было выполнено 32023 *XBT*-зондирований.

Для дальнейшего анализа регион был разбит на двухградусные квадраты, для каждого из которых проведен расчет количества зондирований. Результаты расчетов представлены в табл. 1. *XBT*-данные в областях с наибольшим количеством измерений (рис. 1), охватывающих все сезоны и достаточных для надежной оценки среднегодовых величин теплозапаса и зональных геострофических течений, привлекались с целью:

- расчета фазовых сдвигов между значениями изменчивости термических характеристик верхнего слоя в различных частях экваториально-тропической зоны Индийского океана;
- оценки фазовой скорости распространения возмущений в зональном направлении (использовались только те данные, которые охватывали большую часть года, что позволило отфильтровать сезонную изменчивость);
- расчета зональных среднемноголетних геострофических течений.



Р и с. 1. Пространственное распределение *XBT*-станций в экваториальной зоне Индийского океана в 1968 – 2005 гг. Квадраты, выбранные для оценки фазовой скорости распространения возмущений в зональном направлении, выделены белыми рамками

Таблица 1
 Количество ХВТ-измерений на разрезе 0° ю.ш. – 10° с.ш., 40 – 100° в.д. в 1968 – 2005 гг.

°ю.ш.	°в.д.														
	40 - 42, 70 - 72	42 - 44, 72 - 74	44 - 46, 74 - 76	46 - 48, 76 - 78	48 - 50, 78 - 80	50 - 52, 80 - 82	52 - 54, 82 - 84	54 - 56, 84 - 86	56 - 58, 86 - 88	58 - 60, 88 - 90	60 - 62, 90 - 92	62 - 64, 92 - 94	64 - 66, 94 - 96	66 - 68, 96 - 98	68 - 70, 98 - 100
0 - 2	58, 210	884 , 176	388, 192	282, 132	780, 98	222, 184	542, 340	632, 466	182, 184	114, 46	156, 86	156, 118	114, 58	192, 34	696 , 2
2 - 4	940 , 486	406, 478	238, 164	340, 44	258, 112	268, 320	448, 362	722, 156	148, 52	144, 64	152, 82	178, 40	122, 54	144, 54	174, 54
4 - 6	500 , 202	198, 430	226, 678	336, 166	166, 350	274, 228	424, 30	266, 42	164, 110	156, 32	200, 38	172, 54	222, 84	116, 42	214, 40
6 - 8	144, 404	128, 1072	246, 380	122, 862	116, 206	238, 10	372, 14	548 , 24	168, 60	212, 134	166, 30	86, 78	66, 46	126, 54	124, 68
8 - 10	152, 216	102, 490	212, 282	122, 54	186, 482	146, 208	230, 20	642 , 16	156, 60	130, 84	24, 130	57, 76	40, 32	60, 32	116, 74

Примечание. Значения для квадратов, выбранных при исследовании фазовых сдвигов, выделены.

Для этого в выбранных квадратах по данным каждого конкретного зондирования вычислялась средняя температура 300-метрового слоя для каждого месяца, затем проводилось осреднение по сезонам и только потом путем осреднения среднесезонных величин рассчитывалось среднемноголетнее значение температуры за год ($T_{\text{сред}}$). Такая процедура позволила избежать искажения среднегодовых величин, возникающего при простом осреднении всех данных, неравномерно распределенных по сезонам. Далее по формуле $Q = \rho C_p T_{\text{сред}} h$ рассчитывался теплозапас этого слоя. Здесь $\rho C_p = 1\text{г} \cdot \text{кал}/\text{см}^3 \cdot \text{град}$ (ρ – плотность морской воды, C_p – удельная теплоемкость при постоянном давлении), h – глубина, равная 300 м. Слой такой толщины в Индийском океане является деятельным, т.к. ниже этой глубины уровень сезонного сигнала существенно снижается [6].

Для расчета фазовых скоростей распространения возмущений в зональном направлении выполнялась оценка взаимных спектров изменения теплозапаса в центральной и восточной частях региона. Взаимный спектр, или кросс-спектр, рассчитывается для пары стационарных временных рядов и характеризует их взаимодействие на различных частотах. Кросс-спектральный анализ определяет наличие или отсутствие существенных гармонических составляющих в исследуемых рядах и оценку тесноты связи между ними. В результате проведенного анализа для каждого из выбранных регионов получены средние значения теплозапаса $\langle Q \rangle$, стандартные отклонения от этой величины δQ , основные энергонесущие периоды индивидуальных спектров t и следующие характеристики кросс-спектров:

- период взаимного спектра (T), на котором концентрируется основная энергия флуктуаций. В нашем случае принималось, что это значение не должно отличаться от величин t для индивидуальных спектров более чем на 30%;

- аргумент взаимного спектра, он же фаза (f). Положительное значение этой величины соответствует распространению сигнала с востока на запад;

- когерентность (k), являющаяся показателем тесноты связи между гармоническими составляющими рядов на соответствующих частотах. Она интерпретируется как квадрат коэффициента корреляции, ее значения изменяются в интервале 0 – 1.

Спектр кросс-фазы есть разность фаз соответствующих гармоник Фурье-разложения двух последовательностей A_1 и A_2 для каждой из частот спектра. Если у двух коррелированных сигналов A_1 и A_2 есть задержка во времени, то один запаздывает относительно другого на время Δt . Определив кросс-фазу и период взаимного спектра T , можно получить сдвиг фаз Δt между значениями изменчивости термических характеристик верхнего слоя в различных частях экваториально-тропической зоны Индийского океана:

$$\Delta t = \frac{fT}{360^\circ}.$$

Зная эту задержку и расстояние между источниками сигнала Δx , получим фазовую скорость распространения аномалий по формуле

$$V_{\text{фаз}} = \frac{\Delta x}{\Delta t}.$$

Значения фазовых скоростей распространения возмущений в зональном направлении южнее 10° ю.ш. были оценены по изменению теплозапаса на разрезах вдоль кругов широты за весь анализируемый период и для Эль-Ниньо 1997 – 1998 гг.

Для расчетов среднегодовых значений геострофических скоростей привлекались *XBT*-данные, выполненные в слое 0 – 500 м на разрезе с координатами $2 - 14^\circ$ ю.ш., $72 - 74^\circ$ в.д. в 1968 – 2005 гг. Вычисления проводились при помощи динамического метода. Его суть состоит в расчете по динамическим высотам скоростей течений относительно некой отсчетной поверхности, скорость на которой полагается равной нулю. В данном случае за нулевую поверхность принимался горизонт 500 м.

Стоит отметить, что при расчете геострофических скоростей значение солёности (S) принималось постоянным. Это обусловлено тем, что ее распределение по глубине наблюдается на значительно меньшем числе станций, а влияние на поле плотности менее существенно по сравнению с полем температуры. Для оценки погрешности, возникающей при использовании этого предположения, выбрано несколько *XBT*-разрезов в анализируемом регионе (вдоль 80° в.д., между 5° и 9° ю.ш., 1995 г.) и по ним рассчитаны геострофические скорости с учетом и без учета солёности. Значения солёности взяты из *CTD*-наблюдений в этой области. Оказалось, что пренебрежение изменениями солёности приводит к завышению геострофической скорости на 1 – 3 см/с. Такие скорости типичны для зональных течений экваториально-тропической зоны Индийского океана на глубине 500 м между 5° и 9° ю.ш. [6]. Таким образом, завышение геострофической скорости за счет пренебрежения вариациями в поле солёности в значительной степени компенсирует ее занижение за счет привлечения стандартного предположения о равенстве нулю скорости течений на нулевой поверхности.

При расчетах по приведенной выше методике и анализе было использовано 6928 *XBT*-зондирований, выбранных из всего массива с учетом указанных критериев.

Результаты и их обсуждение. В табл. 2 представлены результаты анализа взаимных спектров изменений теплозапаса в центральной и восточной частях экваториальной зоны Индийского океана для различных широт к югу от экватора. Полученные в ходе расчетов значения основных энергонесущих периодов взаимных спектров изменения теплозапаса приходятся на интервал 2,2 – 3,8 года. Эта величина соответствует периоду флуктуаций индекса Индоокеанского диполя, что подтверждает его основную роль в формировании аномалий температуры в экваториально-тропической зоне Индийского океана. Поскольку динамика океана в этой зоне «навязывает» системе океан – атмосфера основной временной масштаб явления (с типичными периодами в несколько лет), это должно приводить к значимому атмосферному отклику. Причем пространственно-

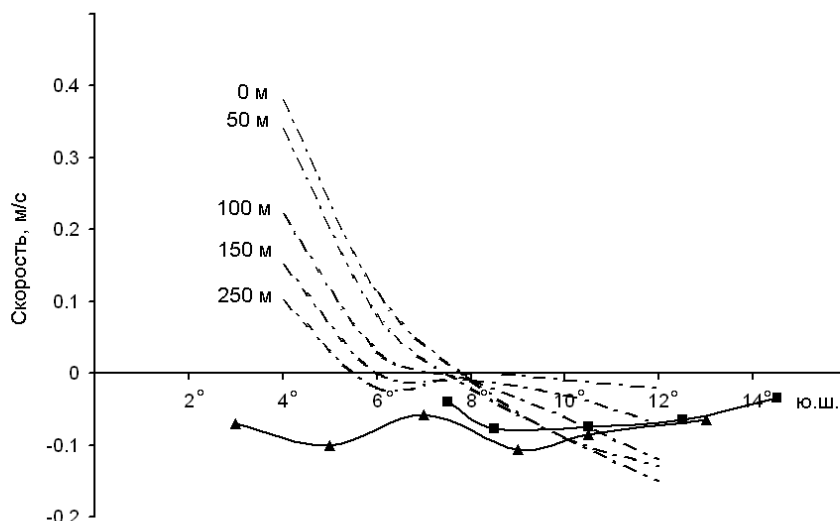
временные характеристики изменчивости системы океан – атмосфера зависят от скорости распространения в зональном направлении аномалий верхнего слоя океана.

Т а б л и ц а 2

Анализ временных рядов и взаимных спектров изменений теплозапаса

° в.д., ° ю.ш.	$\langle Q \rangle$, ккал/см ²	δQ , ккал/см ²	Периодо- грамма	Кросс-спектр			Δx		Δt , год	$V_{\text{фаз}}$, м/с
			t , год	T , год	f	k	градус	км		
40 – 42, 2 – 4;	640	20	3,70							
72 – 74, 2 – 4	662	14	3,09	3,84	146	0,80	32	3552	1,56	0,07
40 – 42, 4 – 6;	641	16	3,00							
74 – 76, 4 – 6	636	17	2,42	2,73	151	0,71	34	3774	1,15	0,10
54 – 56, 6 – 8;	608	21	3,40							
72 – 74, 6 – 8	624	24	2,14	2,20	176	0,30	18	1998	1,08	0,06
54 – 56, 8 – 10;	605	17	2,46							
72 – 74, 8 – 10	612	27	2,90	2,73	77	0,62	18	1998	0,58	0,11
81, 10 – 11;	495	23	2,25							
106, 10 – 11	512	12	–	3,20	146	0,66	25	2775	1,30	0,07
86, 14 – 15;	552	23	–							
108, 14 – 15	550	10	2,25	3,20	93	0,67	22	2442	0,83	0,07

Отрицательные значения фазовой скорости на рис. 2 соответствуют направлению распространения аномалий теплозапаса с востока на запад. С удалением от экватора фазовая скорость распространения возмущений в зональном направлении увеличивается до 10 см/с (на 5° ю.ш.), затем убывает до 6 см/с (на 7° ю.ш.), вслед за этим вновь виден ее рост. Она достигает своего максимального значения 11 см/с на 8 – 10° ю.ш., а потом монотонно уменьшается до 7 см/с на 14 – 15° ю.ш. Причем результаты спектрального анализа мало отличаются от оценок, полученных в работе [5] по сдвигу фаз между изменениями теплозапаса на двух разрезах для Эль-Ниньо 1997 – 1998 гг. Для уточнения фазовой скорости распространения возмущений в зональном направлении, оцененных в [5] по изменению теплозапаса на разрезах вдоль кругов широты в период ЭН 1997 – 1998 гг., значения фазовых скоростей были пересчитаны с использованием анализа взаимных спектров изменений теплозапаса в центральной и восточной частях региона к югу от экватора по более полному массиву данных. Оказалось, что это уточнение не превышает 10 %.

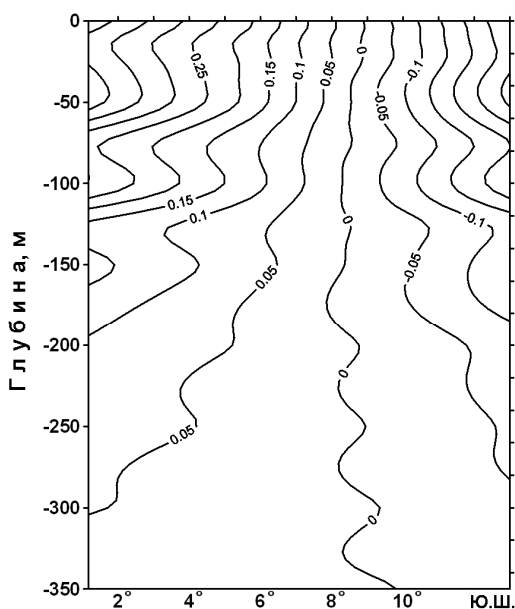


Р и с. 2. Изменение фазовой скорости распространения возмущений в зональном направлении, оцененной по изменению теплозапаса на разрезах вдоль кругов широты в период Эль-Ниньо 1997 – 1998 гг. (кривая с квадратами, квадраты – точки измерений); значения фазовых скоростей, полученных из анализа взаимных спектров изменений теплозапаса в центральной и восточной частях региона к югу от экватора (кривая с треугольниками); изменение геострофических скоростей вдоль меридиана для различных глубин (штрихпунктирные кривые)

Поскольку временное разрешение в один год недостаточно высокое, чтобы с уверенностью делать вывод о величине фазовой скорости, определенной по измерениям в квадратах, расположенных на относительно небольшом (по сравнению с типичной длиной планетарных волн) расстоянии, нами были повторены те же вычисления, но по среднесезонным величинам теплозапаса. Они дали результаты, близкие к описанным выше (для области анализируемых периодов). Однако в силу большой зашумленности среднесезонных величин теплозапаса по сравнению со среднегодовыми анализировались данные, полученные по среднегодовым величинам. Таким образом, полученные оценки фазовой скорости распространения аномалий теплозапаса можно признать удовлетворительными.

Фазовые скорости распространения возмущений в поле теплозапаса, полученные для экваториальной зоны Индийского океана (2 – 9° ю.ш.), скорее всего, не связаны непосредственно с экваториально-захваченными бароклинными волнами Россби и смешанными Россби-инерционными волнами (или волнами Янаи), т.к. последние характеризуются на порядок большими фазовыми скоростями, чем бароклинные волны Россби в субтропиках и средних широтах. Скорости бароклинных экваториально-захваченных волн Россби достигают десятков сантиметров в секунду. В работе [5] сделан вывод, что, вероятнее всего, распространение выделенного сигнала в зональном направлении с востока на запад определяется аномальным переносом тепла зональными экваториальными течениями.

Средние значения геострофических скоростей (V), рассчитанные по *ХВТ*-данным, полученным на разрезе с координатами $2 - 14^\circ$ ю.ш., $72 - 74^\circ$ в.д. в 1968 – 2005 гг. для слоя 350 м относительно 500 м, представлены на рис. 3. Видно, что геострофическая скорость восточных течений уменьшается от 2° к 8° ю.ш., а южнее этой широты и вовсе меняет направление на западное. Такая структура зональных течений типична для экваториально-тропической зоны Индийского океана [6].



Р и с. 3. Средние значения геострофической скорости V на меридиональном разрезе по 73° в.д.

Следует заметить, что хотя величина геострофической скорости и не является абсолютной, даже с учетом погрешности расчета в 1-2 см/с явно видно, что между 9° и 12° ю.ш. формируется критический слой, в котором фазовая скорость планетарных волн совпадает со скоростью среднего течения. Причем отмечается тенденция уменьшения глубины залегания критического слоя при приближении к экватору (рис. 2), что является следствием сдвига геострофической скорости по горизонтали и вертикали. Такой сдвиг может приводить к развитию баротропно-бароклиной неустойчивости.

В критическом слое волновая энергия свободных нейтральных планетарных волн поглощается. Возможна, впрочем, другая интерпретация в рамках волновой теории. В критическом слое за счет баротропно-бароклиной неустойчивости могут генерироваться растущие возмущения, проявляющиеся в виде планетарных бароклиных волн. С другой стороны, распространение крупномасштабных возмущений в поле температуры (теплозапаса) в анализируемой области Мирового океана может вообще иметь неволновое происхождение [6]. Для того чтобы определить, какая из интерпретаций лучше соответствует экспериментальным данным, необходимо сопоставить вычис-

ленные фазовые скорости со скоростями нейтральных и растущих возмущений (планетарных бароклинных волн).

Выводы. Подводя итог проведенному анализу, можно констатировать следующее:

– подтверждается влияние Индоокеанского диполя на температурные характеристики верхнего слоя экваториальной зоны Индийского океана. В частности, это проявляется в том, что значения основных энергонесущих периодов на взаимных спектрах изменения теплозапаса в центральной и восточной частях региона соответствуют временному масштабу флуктуаций индекса Индоокеанского диполя;

– величины фазовых скоростей распространения аномалий теплозапаса имеют порядок 10 см/с, что намного меньше скорости экваториально-захваченных бароклинных волн Россби и Янаи. Полученная оценка согласуется с оценками скорости переноса термических аномалий верхнего слоя экваториальной зоны Индийского океана Южным Пассатным течением;

– между 9° и 12° ю.ш., возможно, формируется критический слой, в котором фазовая скорость планетарных волн совпадает со скоростью среднего течения. Причем отмечается тенденция к уменьшению глубины залегания критического слоя при приближении к экватору. В этом слое за счет баротропно-бароклинной неустойчивости, скорее всего, формируются растущие возмущения.

В заключение выражаем признательность рецензенту за конструктивную критику первого варианта статьи, позволившую улучшить ее содержание.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Schiller A., Meyers G. Seasonal near-surface dynamics and thermodynamics of the Indian Ocean and Indonesian Throughflow in a Global Ocean General Circulation Model // J. Phys. Oceanogr. – 1998. – 28. – P. 2288 – 2312.
2. Meyers G., Boscolo R. The Indian Ocean Observing System (IndOOS) // Clivar Exch. – 2006. – 11, № 4. – P. 2 – 8.
3. Suryachandra A., Masumoto A., Yamagata T. Interannual variability in the subsurface Indian Ocean with a special emphasis on the Indian Ocean Dipole // Deep-Sea Res.-II. – 2001. – 4. – P. 1549 – 1572.
4. Suryachandra A., Behera S.K., Yamagata T. Subsurface interannual variability associated with the Indian Ocean Dipole // Clivar Exch. – 2002. – 7. – P. 11 – 13.
5. Полонский А.Б., Торбинский А.В., Мейерс Г. Межгодовая изменчивость теплозапаса верхнего слоя экваториальной зоны Индийского океана и индоокеанский диполь // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – №3. – С. 15 – 27.
6. Бубнов В.А. Циркуляция экваториальных вод Мирового океана // Л.: Гидрометеиздат, 1990. – С. 116 – 173.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 09.10.07
После доработки 26.11.07

ABSTRACT Spatial-temporal structure of large-scale thermal anomalies of the upper layer of the Indian Ocean tropical area is described; and the mechanism of their formation is studied. It is shown that in the central part of the equatorial area of the Indian Ocean (between 9° and 12°S), formation of the critical layer where the phase velocities of disturbances' propagation coincide with the average velocity of the zonal current is possible. In this layer formation of the growing disturbances is very likely due to barotropic-baroclinic instability of the system of zonal currents.