

К МЕХАНИЗМУ ФОРМИРОВАНИЯ ИНДООКЕАНСКОГО ДИПОЛЯ

A.B. Торбинский

Морской гидрофизический институт
НАН Украины
г. Севастополь, ул. Капитанская, 2
E-mail: izundja@mail.ru

Работа посвящена изучению механизма формирования Индоокеанского диполя (ИОД). Показано, что распространение аномалий теплозапаса в южной части экваториальной зоны Индийского океана с востока на запад (процесс, определяющий характерный временной масштаб ИОД) контролируется суммой скоростей планетарных волн и зональных течений. В окрестности 13° ю.ш., формируется критический слой, в котором за счет неустойчивости системы зональных течений возможна генерация растущих возмущений

Введение. Индоокеанский диполь является одним из главных региональных механизмов перераспределения тепла в Индийском океане [2]. В действительности ИОД – это основная межгодовая мода в системе океан-атмосфера экваториально-тропической части Индийского океана, существенно влияющая на изменения теплообмена с атмосферой на межгодовом масштабе [1–5].

Пространственно-временные масштабы ИОД обычно связывают с характеристиками волн Россби [6], генерируемых в восточной части Индийского океана на 3–15° ю.ш. и распространяющихся на запад со скоростью порядка 20 см/с, возрастающей по направлению к экватору.

В работе [3], было высказано предположение, что распространение термических аномалий в экваториально-тропической зоне Индийского океана в зональном направлении контролируется в значительной степени не только величиной скорости планетарных волн, но и скоростью зональных течений.

Целью настоящей работы является дальнейшее изучение механизма формирования Индоокеанского диполя. Будет показано, что изменчивость теплозапаса верхнего слоя экваториально-тропической зоны Индийского океана на межго-

довом масштабе (контролирующая характерный временной масштаб ИОД) определяющая суммой скоростей распространения планетарных волн и зональных течений.

Характеристика использованного материала. Методика обработки. В работе использованы результаты оперативного ре-анализа (ORA-S3) Европейского центра среднесрочного прогноза погоды (ECMWF) за 1960–2005 гг. Из массива ORA-S3 выбирались ежемесячные профили потенциальной температуры, солености и зональной компоненты скорости течений для южной части Индийского океана (между 3 и 14° ю.ш.).

По данным каждого конкретного месяца вычислялась среднее значение потенциальной плотности, затем среднемесячная частота Вайселя-Брента. Далее производилось осреднение по сезонам и только потом, путем осреднения среднесезонных величин рассчитывалось среднемноголетнее значение частоты Вайселя-Брента.

Формула для расчета фазовой скорости низшей бароклинной моды планетарных волн (волн Россби) получена на основе следующего дисперсионного соотношения

$$\omega_n = \frac{-\beta k_1}{k_h^2 + \frac{f^2}{gh_n}},$$

где ω_n – частота первой бароклинной моды ($n=1$); k_h – волновое число; $\Omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ – угловая частота вращения Земли; φ – широта; $\beta = 2\Omega \cos \varphi / R$; $R \approx 6370 \text{ км}$ – радиус Земли; h_n – эквивалентная глубина, определяющая скорость распространения длинной планетарной бароклинной волны; $f = f_0 + \beta y$ – параметр Кориолиса.

Эквивалентная глубина определялась из следующего соотношения

$$h_n = \frac{N^2 H^2}{g n^2 \pi^2},$$

где H – типичная глубина океана (для исследуемой области по данным батиметрии $H = 2000 \text{ м}$); n – номер моды (в

данном случае $n = 1$). Фазовая скорость низшей бароклинной моды определялась из следующего соотношения

$$c_1 = \frac{1}{k_h^2 \left(k_h^2 + \frac{f^2}{gh_1} \right)} (-\beta k_1^2),$$

так как $k_h = k_1$, а k_1^2 для рассматриваемых длинных волн Россби ($\lambda_x = 2\pi/k_1 > 1000$ км) примерно на порядок меньше, чем $\frac{f^2}{gh_1}$, то величину

c_1 с достаточной точностью можно представить в виде

$$c_1 = -\frac{\beta gh_1}{f^2}.$$

Результаты и их обсуждение. На рис. 1 представлено изменение фазовой скорости планетарных волн с широтой, средней величины скоростей зональных течений в слое 0 – 300 м., а также скорость распространения аномалий теплозапаса в зональном направлении.

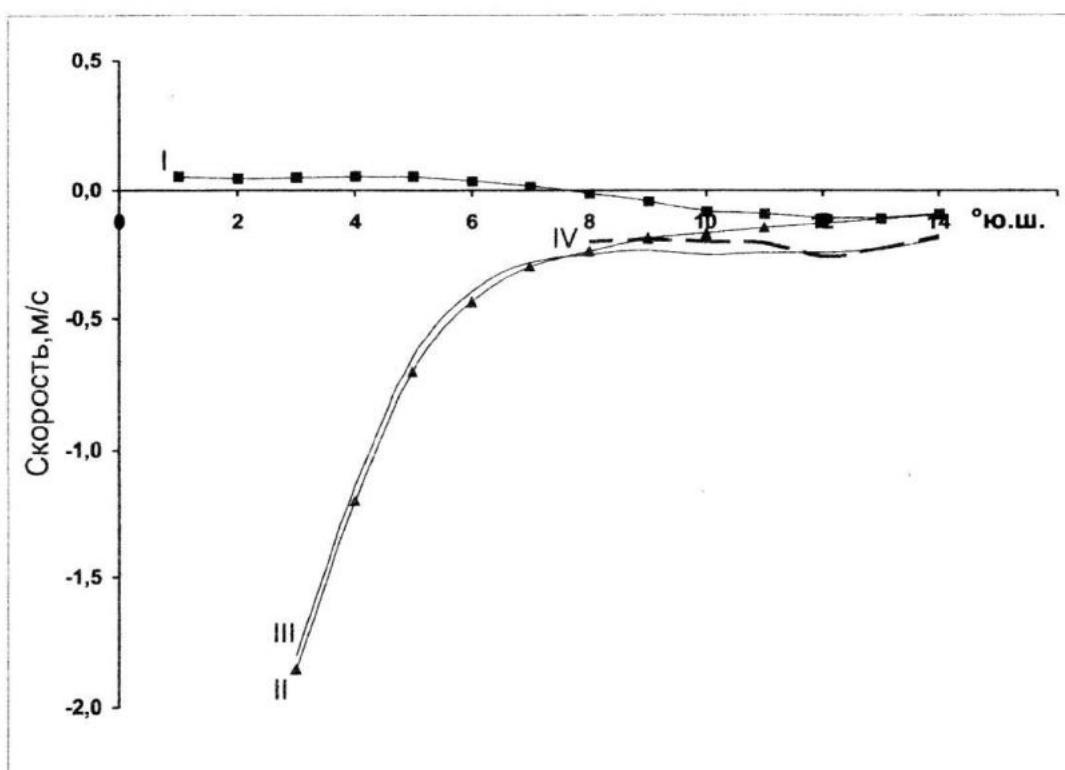


Рис. 1. Среднегодовое распределение зональных скоростей (знак минус – соответствует распространению возмущений на запад) на меридиональном разрезе:

I – зональная компонента скорости течений (U) в слое 0–300 м, осредненная за период 1960–2005 гг.;

II – фазовая скорость 1-ой бароклинной моды волны Россби;

III – суммарная скорость планетарных волн и зональных течений;

IV – скорость распространения возмущений в зональном направлении ($V_{\text{фаз}}$), оцененная по изменению теплозапаса в центральной и восточной частях Индийского океана

Значения фазовой скорости распространения возмущений термических аномалий в зональном направлении ($V_{\text{фаз}}$) рассчитывались из анализа взаимных спектров изменения теплозапаса к югу от экватора в восточной и западной частях индоокеанского бассейна. Метод-

ика расчета фазовой скорости более подробно представлена в работе [3].

Кроме того, на рисунке приведена алгебраическая сумма величин скоростей течений и фазовой скорости планетарных волн. Хорошо видно, что эта результатирующая кривая изменяется сши-

ротой почти так же, как и кривая, характеризующая распространение аномалий теплозапаса вод верхнего слоя океана в зональном направлении. Следует заметить, что, так как расчет значений фазовой скорости планетарных волн производился без учета эффекта экваториального захвата, граница которого расположена примерно на 8° ю.ш. (см., например, [7]), то к этим результатам (а именно, величинам скорости планетарных волн севернее 8° ю.ш.) следует относиться с осторожностью. Именно поэтому кривая изменчивости распространения термических аномалий начинается с 8° ю.ш.. Тем не менее, с учетом погрешностей всех типов можно утверждать, что зональное распространение термических аномалий в экваториально-тропической зоне Индийского океана хорошо описывается суммой фазовой скорости планетарных волн и зональных течений.

Из рис. 1 видно, что в окрестности 13° ю.ш. образуется критический слой, в котором фазовая скорость волн Россби равна средней скорости зонального течения. В этом слое за счет неустойчивости системы зональных течений возможна генерация растущих возмущений. Можно предположить, что наличие или отсутствие этого слоя в некоторые сезоны (вследствие интенсивной внутригодовой изменчивости системы зональных течений в экваториальной зоне Индийского океана) определяет существование Индоокеанского диполя, как независимой от событий тихоокеанского региона межгодовой моды системы океаноатмосфера.

Заключение. Таким образом, распространение аномалий теплозапаса с востока на запад в экваториально-тропической части Индийского океана связано не только с генерацией планетарных волн на востоке Индоокеанского бассейна, но также с переносом тепла зональными течениями. Скорость этого распространения, определяющая характерный временной масштаб ИОД, есть сумма скоростей планетарных волн и зональных течений. В окрестности 13° ю.ш. формируется критический слой, в

котором фазовая скорость волн Россби равна средней скорости зональных течений. В этом слое за счет неустойчивости системы зональных течений возможна генерация растущих возмущений, являющихся внутренней Индоокеанской модой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Полонский А.Б., Торбинский А.В., Башарин Д.В. Влияние Северо-Атлантического колебания, Эль-Ниньо-Южного колебания и Индоокеанского диполя на пространственно-временную изменчивость приземной температуры воздуха и атмосферного давления Средиземноморско-Черноморского региона // Вестник Одесского Государственного экологического университета. – 2008. – № 6. – С. 181 – 197.
2. Rao S.A., Behera S.K., Masumoto Y., Yamagata T. Subsurface Interannual variability associated with the Indian Ocean Dipole // Clivar Exchanges. 2002. – 7. – Р. 11 – 13.
3. Полонский А.Б., Торбинский А.В. Скорость распространения температурных аномалий в тропической зоне Индийского океана // Морской Гидрофизический журнал. – 2009. – № 2. – С. 3 – 11.
4. A.B Schott F. A., McCreary J.P. The monsoon circulation of the Indian Ocean // J. Progress in Oceanography. – 2001. – 51. – Р. 1 – 123.
5. Ashok K., Guan Z., Saji N.H., Yamagata T. Individual and combined influences of ENSO and the Indian Ocean Dipole on the Indian Summer Monsoon // J.Climate. – 2004. – 17. – Р. 3141 – 3155.
6. Rao S.A., Behera S.K., Masumoto Y., Yamagata T. Interannual variability in the subsurface Indian Ocean with a special emphasis on the Indian Ocean Dipole // Deep Sea Research-II. – 2001. – 49. – Р. 1549 – 1572.
7. Бубнов В.А. Циркуляция вод экваториальных вод Мирового океана // Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – С. 116 – 173.