

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ
ТЕРМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК
ВЕРХНЕГО СЛОЯ
ЭКВАТОРИАЛЬНО-ТРОПИЧЕСКОЙ
ЗОНЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА И
ИНДООКЕАНСКИЙ ДИПОЛЬ

А.Б. Полонский, А.В. Торбинский

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

Целью настоящей работы является изучение межгодовой изменчивости термических характеристик верхнего слоя экваториально-тропической зоны Индийского океана и потоков тепла на нижней границе атмосферы для оценки роли различных факторов, определяющих пространственно-временную структуру индooкеанского диполя в подповерхностном слое.

Введение. Индooкеанский диполь (ИД) представляет собой одну из основных мод, характеризующих межгодовую изменчивость крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в экваториальной зоне Мирового океана. Диполь проявляется в виде противофазных межгодовых колебаний характеристик взаимодействия океана и атмосферы в западной и восточной частях экваториальной зоны Индийского океана. Индooкеанская изменчивость этого типа формирует существенную долю межгодовых флюктуаций климатических характеристик не только в прилегающих к Индийскому океану районах, но и в Атлантико-Европейском регионе. Именно поэтому исследованию ИД уделяется в последние годы значительное внимание. В подповерхностном слое ИД проявляется в поле температуры [1-3]. Однако характеристики межгодовой изменчивости этого поля изучены гораздо хуже, чем изменчивость атмосферных параметров и температуры поверхности океана. Это обусловлено значительно меньшим объемом океанографических данных по сравнению с метеорологическими.

Характеристика использованного материала. Методика обработки. В работе были проанализированы данные ХВТ-зондирований, выполненных в Индийском океане в 1983–2003 гг. Причем использовались только те ХВТ-данные, которые охватывали

большую часть года, что позволило отфильтровать сезонную изменчивость. К сожалению, это привело к уменьшению длины анализируемых рядов, так как до 1986 г. выполнено слишком мало зондирований. Максимальная глубина зондирований – 800 м. Основная часть анализируемых измерений выполнялась на двух разрезах. Оба разреза берут начало от юго-западной оконечности Австралии. Один из них пересекает весь Индийский океан в направлении с юго-востока на северо-запад до северо-восточной оконечности п-ова Сомали, другой простирается до западной оконечности о. Ява. На первом разрезе было выполнено 10625 зондирований, а на втором – 13100.

ХВТ-данные, полученные на обоих разрезах в окрестности 7–15° ю.ш., привлекались для анализа фазовых сдвигов между изменчивостью термических характеристик верхнего слоя в различных частях экваториально-тропической зоны Индийского океана, а также для оценки фазовой скорости распространения возмущений в зональном направлении.

По данным каждого конкретного зондирования вычислялась средняя температура верхнего 260-метрового слоя для каждого года ($T_{\text{сред}}$), а далее по формуле – теплозапас этого слоя.

$$Q = \rho \cdot C_p T_{\text{сред}} h$$

Здесь $h=260\text{м}$, ρ – плотность морской воды, C_p – удельная теплоемкость при постоянном давлении, $\rho \cdot C_p = 1(\text{г} \cdot \text{кал})/(\text{см}^3 \cdot \text{град})$.

Для выявления механизма формирования межгодовых аномалий теплозапаса проводилось сравнение скорости изменения теплозапаса dQ/dt с вариациями турбулентных потоков тепла $H+LE$ (H – явный поток тепла, L – удельная теплота парообразования, E – интенсивность испарения) на нижней границе атмосферы в западной, центральной и восточной частях экваториальной зоны Индийского океана. Для анализа влияния событий ЭНЮК (Эль-Ниньо Южное колебание) на ИД привлекались также индексы ЮК. Сведения об ежемесячных потоках тепла заимствовались из ре-анализа Национального центра предсказания климата и Национального центра атмосферных исследований США (NCEP/NCAR) за временной промежуток с 1950 по 2001гг. Потоки усреднялись по каждому году.

Результаты и их обсуждение. На рисунке 1 представлен временной ход теплозапаса верхнего 260-метрового слоя для двух ХВТ-разрезов Индийского океана: с координатами 22–6° ю.ш., 105–110° в.д. и 6° ю.ш. – 11° с.ш., 52–73° в.д. Типичная величина теплозапаса на восточном разрезе составляет 350 ккал/см², а на западном – 330 ккал/см². Причем на разрезе, ограниченном координатами 6° ю.ш. – 11° с.ш., 73–52° в.д., выделяется положительный тренд (около 2,5 ккал/см² за 10 лет), что

свидетельствует о медленном повышении температуры в рассматриваемом регионе Индийского океана. Вместе с тем на более восточном разрезе явно наблюдается резкое падение величины теплозапаса между 1994 и 1998 гг., достигающее почти 40 ккал/см². Минимальная величина теплозапаса приходится на 1998 г. (около 313 ккал/см²), когда в Тихом океане наблюдалась зрелая фаза одного из наиболее интенсивных ЭН за весь период инструментальных наблюдений.

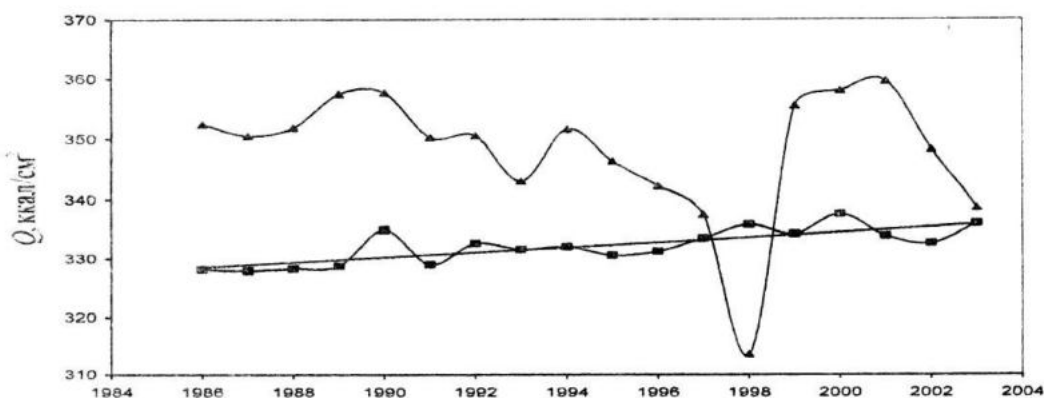


Рисунок 1 – Межгодовая изменчивость теплозапаса на западном (кривая с квадратами) и восточном (кривая с треугольниками) разрезах в Индийском океан

Из рисунка 2 видно, что сдвиг фаз между вариациями теплозапаса, наблюдаемыми в центральной и восточной частях региона, составляет примерно 2 года. Причем если считать, что аномалии теплозапаса распространяются с востока на запад, и полагать, что межгодовая изменчивость теплозапаса определяется главным образом адвекцией тепла Южным Пассатным течением, то можно заключить, что скорость распространения возмущения в зональном

направлении составляет около 4см/с. Более точную оценку фазового сдвига между вариациями теплозапаса можно получить, анализируя взаимные спектры изменений теплозапаса в центральной и восточной частях региона. Эта оценка в среднем для всего периода наблюдений получилась равной около 2,7 года. Таким образом, более точное значение скорости распространения возмущения в зональном направлении составляет 3см/с.

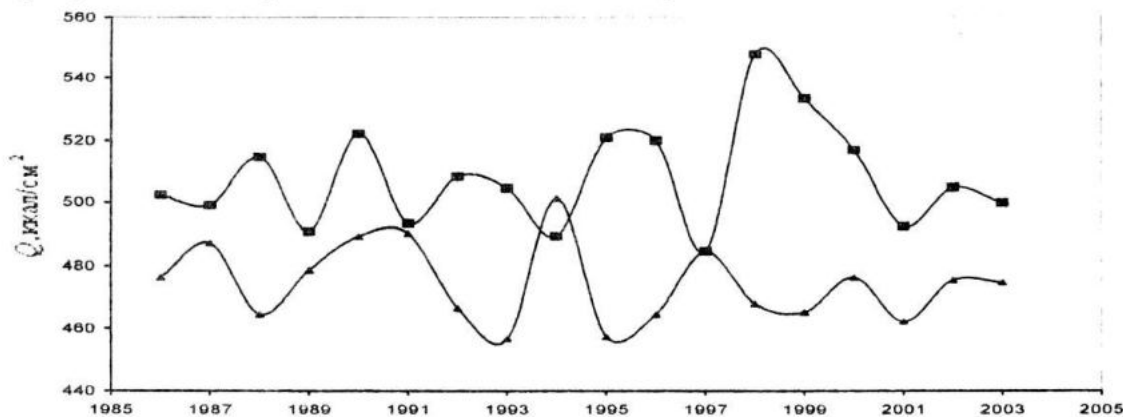


Рисунок 2 – Изменения теплозапаса слоя 0–260 м на 7–8° ю.ш., на 77° в.д. (кривая с треугольниками) и на 7°–8° ю.ш., 105° в.д. (кривая с квадратами)

Для анализа взаимосвязи поверхностных и подповерхностных процессов в экваториальной зоне Индийского океана были получены значения межгодовых изменений теплозапаса в центральной и восточной частях региона (соответственно на 7–8° ю.ш., 77° в.д. на 7–8° ю.ш. 105° в.д.), скорости его изменения, а

также отношения межгодовых вариаций турбулентных потоков тепла на поверхности океана и индекса ЮК. Причем, изменения величины теплозапаса, вычисленные для 7–8° ю.ш. на 77° в.д., синфазны с изменениями индекса ЮК и противофазны для 7–8° ю.ш. на 105° в.д. (рисунок 3)

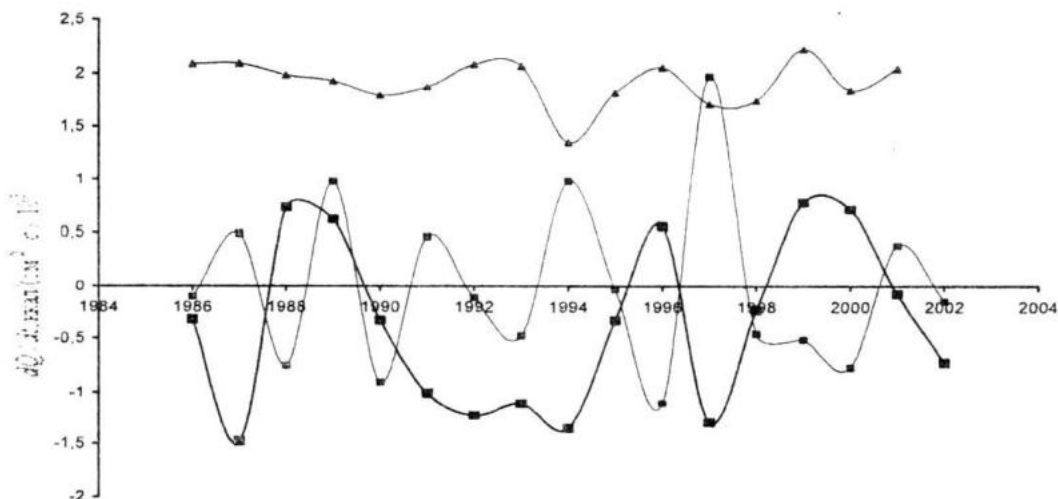


Рисунок 3 — Межгодовые изменения dQ/dt (кривая с квадратами), $N+LE$ (кривая с треугольниками) на 7–8° ю.ш. и 105° в.д. (индекс ЮК показан жирной кривой с квадратами)

Заключение. Наблюдается зависимость изменений теплозапаса от локального теплообмена. Однако аномалии турбулентных потоков тепла не могут объяснить межгодовую изменчивость теплозапаса, которая в значительной степени определяется адвекцией. Скорость адвективного переноса аномалий теплозапаса в зональном направлении (с востока на запад), оцененная по сдвигу фаз dQ/dt между центральным и западным районами экваториально-тропической зоны Индийского океана, изменяется от 3–4 до 8 см/с. Это много меньше скорости экваториально захваченных волн Россби и Янаи. Вместе с тем полученная оценка согласуется с оценками скорости переноса термических аномалий верхнего слоя экваториальной зоны Индийского океана Южным Пассатным течением, что свидетельствует о неволновом характере переноса аномалий и о вероятном поглощении волновой энергии планетарных волн в критическом слое, формирующемся между Южным Пассатным течением и Экваториальным противотечением (течением Тареева). Подтверждается влияние ЭНЮК на индоокеанский диполь в восточной, центральной и западной частях экваториальной

зоны Индийского океана. В частности, это проявилось в резком уменьшении теплозапаса (до 313 ккал/см²) верхнего 260-метрового слоя в восточной части региона, приходящегося на 1998 г. - год ЭН. При этом в западной части экваториальной зоны наблюдались положительные термические аномалии. Теплозапас изменяется в одной фазе с изменением индекса ЮК (с точностью до года) в западной части экваториальной зоны Индийского океана и в противофазе – в восточной части этой зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Rao S.A., Behera S.K. Subsurface influence on SST in the tropical Indian Ocean: structure and interannual variability // *Dyn. Atmos. Ocean.* – 2005. – №39. – P. 103 – 135.
2. Saji N.H., Goswami B.N., P.N. Vinayachandran et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean // *Nature.* – 1999. – 401. – P. 360 – 363.
3. Ashok K., Guan. Z., Yamagata T. A look at the relationship between the ENSO and the Indian Ocean Dipole // *J. Met. Soc. Japan.* – 2003. – 81, №1. – P. 41 – 56.