

Сравнение мод изменчивости спутниковой и модельной температуры поверхности Японского моря

О.О. Трусенкова

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН

690041 г. Владивосток, ул. Балтийская, 43

E-mails: trolia@poi.dvo.ru, trolia@gmail.ru

Выполнено разложение на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) ежедневных полей спутниковой и модельной температуры поверхности (ТПМ) Японского моря. Анализировались ежедневные данные Японского метеорологического агентства за период с октября 1993 г. по ноябрь 2006 г., с пространственным разрешением 0.25° . Численные эксперименты с гидродинамической моделью проводились под ветровым воздействием, воспроизводящим условия «типичного муссона», «сильного летнего муссона» и «отсутствия муссона». Три старшие моды изменчивости аномалий модельной ТПМ, полученные в условиях типичного муссона, соответствуют натурным. Показано, что выявленные аномалии ТПМ связаны с динамическими (циркуляционными) факторами, обусловленными изменчивостью завихренности ветра.

Ключевые слова: адвекция тепла, гидродинамическая модель, завихренность ветра, полугодовой масштаб, субарктический фронт, температура поверхности моря, эмпирические ортогональные функции.

Введение

Крупномасштабные аномалии температуры поверхности океана (ТПО) и морей (ТПМ) обычно связываются с вариациями локального теплообмена с атмосферой. Вместе с тем, важным механизмом формирования температурных аномалий является адвекция тепла течениями и синоптическими вихрями. На основе разложения на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) ежедневных спутниковых полей за 2002-2006 гг., разработанных в рамках проекта «Новое поколение данных о ТПО» (НП ТПО) нами были выявлены крупномасштабные аномалии ТПМ (АТПМ) Японского моря, которые обнаружили взаимосвязи, в том числе статистические, с завихренностью ветра над морем. Это позволило предположить, что найденные АТПМ обусловлены динамическими процессами (циркуляционными факторами) [1]. Физическим механизмом формирования АТПМ, связанных с циркуляцией лежащей под верхним квазиоднородным слоем (ВКС) стратифицированной толщи вод, является турбулентное вовлечение на его нижней границе. Выдвинутая гипотеза обосновывалась полученными ранее результатами гидродинамического моделирования Японского моря [2]. Целью данной работы является обоснование предложенных физических механизмов развития АТПМ Японского моря путем ЭОФ-анализа полей, полученных в численных экспериментах с гидродинамической моделью под воздействием ветра с различным характером завихренности, и сравнения мод изменчивости натуральных (спутниковых) и модельных ТПМ.

Гидродинамическая модель и постановка численных экспериментов

Расчеты производились с помощью квазиизопикнической слоистой модели, состоящей из турбулированного ВКС и внутренних слоев [3]. Плотность во всех слоях является переменной величиной: в ВКС ее изменения по горизонтали не ограничены, а во внутренних слоях (под ВКС) она изменяется в интервалах, определяемых априори заданной т.н. базовой плотностью для дан-

ного и вышележащего слоев. При этом в верхнем внутреннем слое значения плотности ограничены только сверху, а в нижнем – только снизу. Вертикальный профиль базовой плотности, возрастающей с глубиной, определяет дискретизацию модели по вертикали. В модели используется приближение свободной поверхности моря. Прimitивные (полные) уравнения гидродинамики, сформулированные на бета-плоскости, проинтегрированы по вертикали в пределах каждого слоя. Для ВКС также решается интегральное уравнение (типа Тернера-Крауса) для кинетической энергии турбулентности, с учетом потока плавучести через его верхнюю и нижнюю границы. Потоки тепла и влаги на поверхности моря рассчитываются на основе балк-параметризации с использованием необходимых полей метеоэлементов и температуры ВКС в качестве модельной ТПМ. Переменная плотность способствует физическому сопряжению ВКС и внутренних слоев и позволяет сделать и температуру, и соленость полностью прогностическими, поскольку приспособление к натурным полям не применяется. Это существенно для предлагаемой постановки задачи. Детальное описание модели, включая конечно-разностную аппроксимацию, дано ее авторами [3].

Для численных экспериментов были выбраны горизонтальное разрешение $1/8^\circ$, позволяющее частично разрешать вихревую динамику Японского моря, и 12 слоев по вертикали. Коэффициенты при бигармоническом операторе вязкости в уравнениях движения и гармонической диффузии в уравнениях переноса тепла и соли составляли $2.5 \times 10^8 \text{ м}^4/\text{с}$ и $250 \text{ м}^2/\text{с}$ соответственно. Годовой ход поступления в море субтропических вод через Корейский пролив составлял $2\text{-}3 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$, с максимумом в октябре и минимумом в феврале; сток распределялся между проливами Сангарского и Лаперуза в отношении 7:3. Внешние поля взяты по доступным в Интернете данным, в основном реанализа NCEP, за последние десятилетия, в том числе напряжение ветра – по данным NCEP с горизонтальным разрешением 1° . Постановка численных экспериментов детально обсуждается в работе [2]. Модель интегрировалась от начальных условий неподвижного, горизонтально-однородного и вертикально-стратифицированного моря (с начальной глубиной поверхностей раздела между слоями 10, 25, 50, 75, 100, 150, 250, 350, 500, 700 и 900 м) под воздействием средних месячных внешних полей, с шагом по времени 7.5 мин., в течение 12 лет.

Далее были проведены три численных эксперимента под различным ветровым воздействием, но с неизменными внешними термодинамическими условиями на поверхности моря и в проливах, что позволяет связать полученные различия исключительно с изменениями ветра. Приложенное ветровое воздействие воспроизводило условия «типичного муссона» (эксперимент 0), «сильного летнего муссона» (эксперимент 1) и «отсутствия муссона» (эксперимент 2) и основывалось на типовых полях напряжения ветра, полученных путем ЭОФ-анализа одноградусных данных NCEP за 1998-2005 гг. [4]. Эти поля различаются преобладающим направлением ветра и пространственным распределением его завихренности и характеризуются преобладанием северо-западных (СЗ) ветров в холодный период года и близкой повторяемостью различных ситуаций в теплые месяцы.

Выбор полей для моделирования выполнялся с учетом распределения вихря ветра, в котором был выявлен полугодовой масштаб [1]. Циклонический (Ц) вихрь преобладает зимой, его повторяемость снова увеличивается в конце лета, когда преобладают ветра с восточной составляющей, а весной и осенью преобладает антициклонический (АЦ) вихрь. Полугодовая периодичность сохраняется в эксперименте 0, в котором ветер поворачивает с северо-запада к юго-западу от зимы к весне, к югу и юго-востоку летом и снова к северо-западу (через юго-запад) осенью. В эксперименте 1 преобладает Ц вихрь, а в эксперименте 2 приложены зональные (западные) ветра (Табл. 1, примеры типовых полей даны на рис. 1). Поля СЗ и западного типов различаются в холодный и теплый периоды года, когда преобладает Ц и АЦ завихренность ветра соответственно. Типовые поля отнесены к середине соответствующих месяцев с линейной интерполяцией на каждый шаг во времени.

Таблица 1. Типовые поля ветра, используемые в численных экспериментах

Эксп.	Янв.	Фев.	Март	Апр.	Май	Июнь	Июль	Авг.	Сен.	Окт.	Нояб.	Дек.
0	СЗ	СЗ	СЗ	СЗ	ЮЗ	ЮЮВ	ЮЮВ	ЮЮВ	ЮЗ	СЗ	СЗ	СЗ
1	СЗ	СЗ	СЗ	ЮЗ	ЮЗ	ЮЮВ	ЮЮВ	В	ЮЮВ	СЗ	СЗ	СЗ
2	З	З	З	З	З	З	ЮЗ	З	З	З	З	З

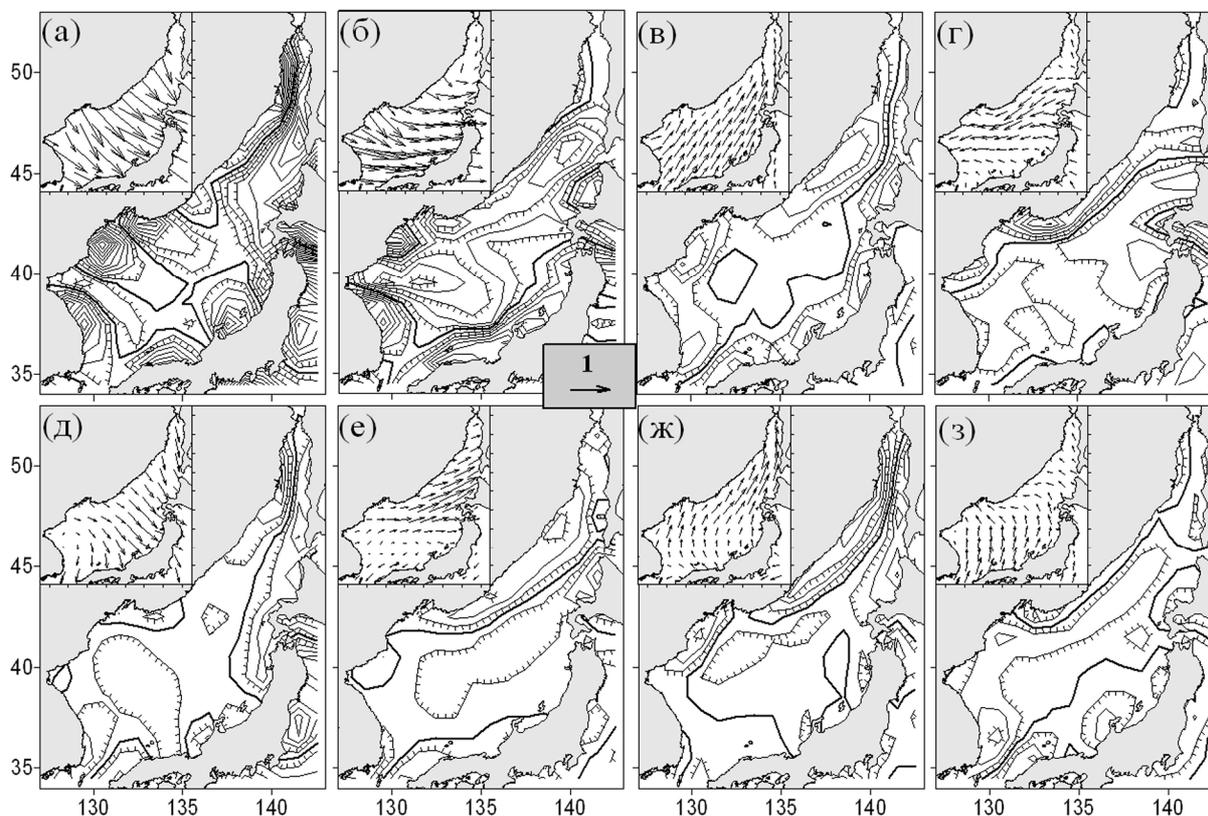


Рис. 1. Типовые поля напряжения и завихренности ветра над Японским морем в характерные месяцы: СЗ, январь (а) и апрель (д); западный (З), январь (б) и сентябрь (е); юго-западный (ЮЗ), апрель (в) и сентябрь (ж); восточный (В), июль (з); южный – юго-восточный (ЮЮВ), июль (з). Масштабный вектор напряжения ветра соответствует 1 дин/см², изолинии завихренности проведены через 10⁻⁸ дин/см³. Положительные (отрицательные) значения соответствуют Ц (АЦ) завихренности, нулевая изолиния показана жирным. Засечки направлены в сторону понижения значений

Обсуждение результатов

Интегрирование модели под воздействием типовых полей проводилось в течение 4 лет; анализируются результаты последнего года. Основные течения и структура вод Японского моря воспроизводятся во всех экспериментах, в целом соответствуя сложившимся представлениям [5, 6], что демонстрируется рис. 2, на котором представлены средние месячные поля уровня и ТПМ (температуры модельного ВКС) для эксперимента 0 в центральные месяцы гидрологических сезонов (февраль, май, август и ноябрь).

Разложению на ЭОФ подвергались массивы ежедневных полей модельных ТПМ за 4й год интегрирования. Для анализа изменчивости натуральных ТПМ привлекались данные Японского метеорологического агентства за период с октября 1993 г. по ноябрь 2006 г., с пространственным разрешением 0.25° (далее – ТПМ ЯМА). Это подвыборка глобального массива, полученного оптимальной интерполяцией спутниковых данных, основанных на измерениях в ИК и СВЧ диапазонах, судовых и буйковых данных [7]. Как и ранее [1], АТПМ были рассчитаны как остаточные поля за вычетом вклада старшей моды разложения исходных полей ТПМ. Последняя представляет собой годовой ход, высокооднородный по пространству, но включающий межгодовую изменчивость, которая отражает изменения термических

условий на поверхности моря [1]. Разложение на ЭОФ выполнялось на основе собственных чисел и векторов корреляционной, а не ковариационной, как это обычно делается, матрицы. Нормализация при вычислении корреляций способствовала корректировке ЭОФ при последующем разложении и выявлению низкоамплитудных АТПМ субарктической области.

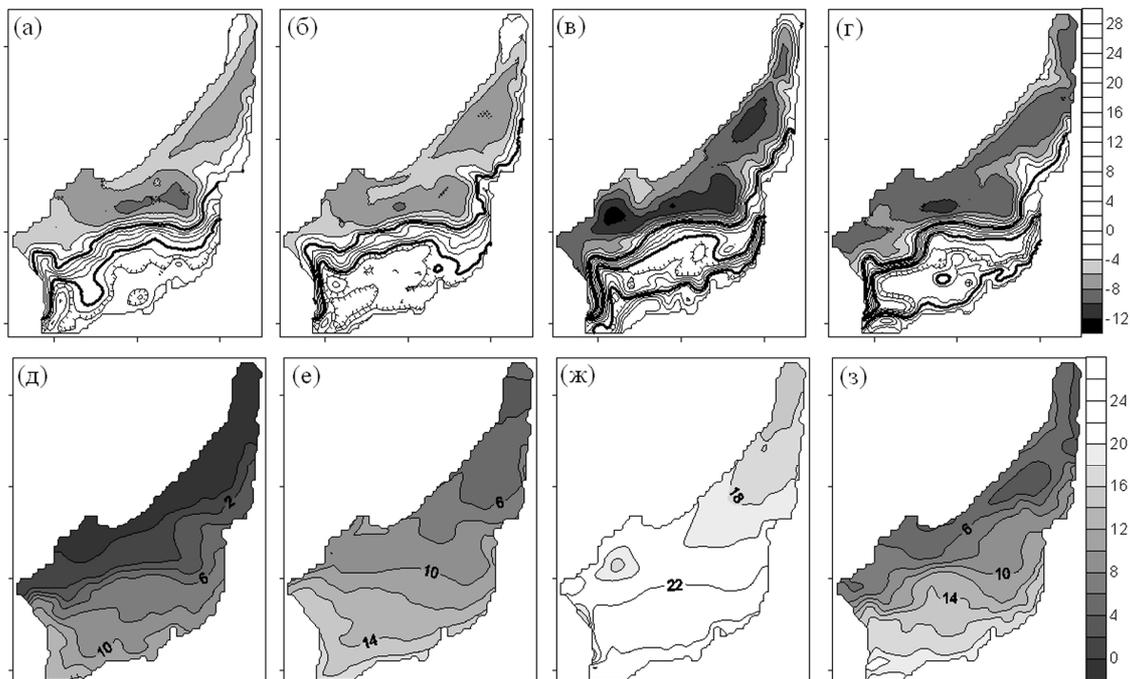


Рис. 2. Эксперимент 0. Средние месячные поля уровня (см; а-г) и температуры ВКС (°С; д-з) Японского моря для февраля (а, д), мая (б, е), августа (в, ж) и ноября (з, з). Изолинии уровня -10, 0, 10 и 20 см показаны жирным, засечки направлены в сторону меньших значений

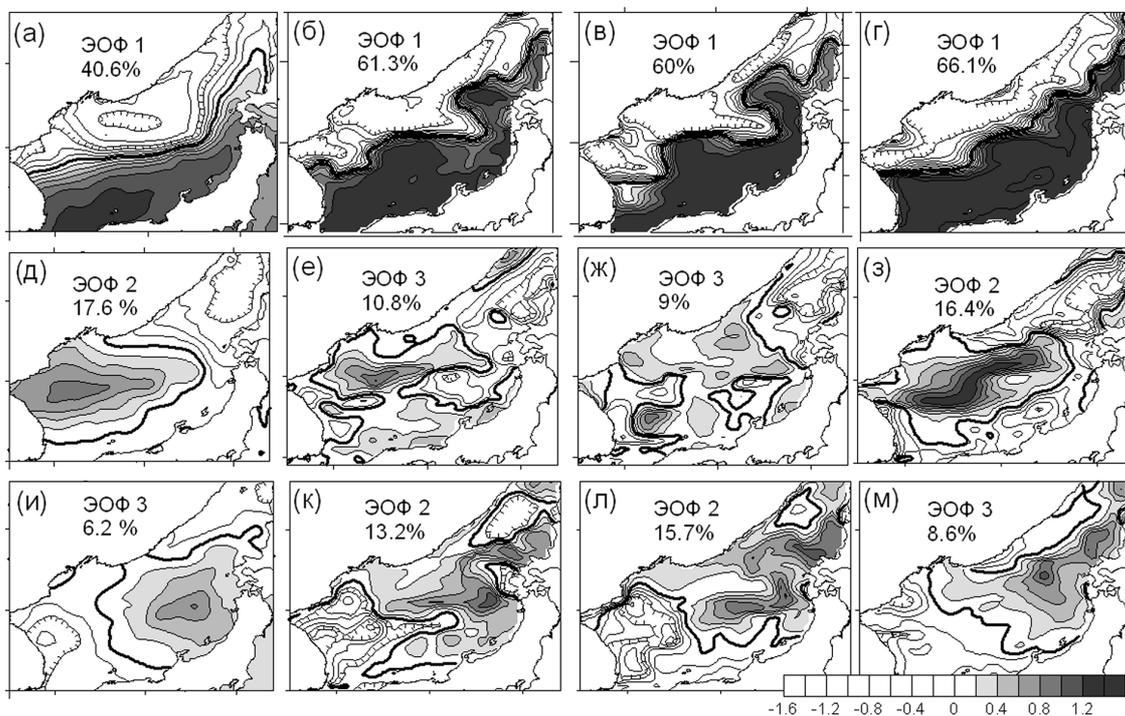


Рис. 3. Пространственные ЭОФ 1 (а-г), ЭОФ 2 (д, з, к, л) и ЭОФ 3 (е, ж, и, м) разложения натуральных ТПМА (а, д, и) и модельных ТПМА из экспериментов 0 (б, е, к), 1 (в, ж, л), 2 (з, з, м). Нулевая изолиния показана жирным; засечки направлены к меньшим значениям. ЭОФ (°С) умножены на стандартное отклонение соответствующих ГК

Собственные числа, соответствующие трем старшим модам разложения АТПМ ЯМА, статистически значимы. Первая и вторая моды по данным ЯМА и НП практически идентичны, что оправдывает рассмотрение данных ЯМА за 13-летний период, хотя измерения в СВЧ диапазоне не использовались для интерполяции до июля 2002 г., что существенно снижало обеспеченность данными [7]. Третья мода имеет сходные пространственные ЭОФ в обоих случаях, но временные главные компоненты (ГК) не вполне подобны. Вероятно, 4-летняя длительность НП ТПМ оказалась недостаточной для выявления временной изменчивости [1], для чего более пригодны ТПМ ЯМА.

Моды 1 разложений модельной АТПМ из всех трех экспериментов соответствуют старшей моде разложения натуральных полей ЯМА и НП, но учитывают большую долю общей дисперсии (~60% в сравнении с ~40% для данных ЯМА), что можно объяснить отсутствием межгодовой и занижением синоптической изменчивости в численных экспериментах. Эта мода представляет собой поправку к среднему по морю годовому ходу ТПМ, максимальную в конце декабря. Она положительна в субтропической области и отрицательна в субарктической, а нулевая изолиния соответствует среднему положению субарктического фронта (САФ) ([1], рис. 1а-г, 3а-г, 4а). В эксперименте 1 нулевая изолиния находится в южном положении (рис. 3в), что соответствует южному сдвигу САФ в западной части моря под воздействием Ц вихря ветра.

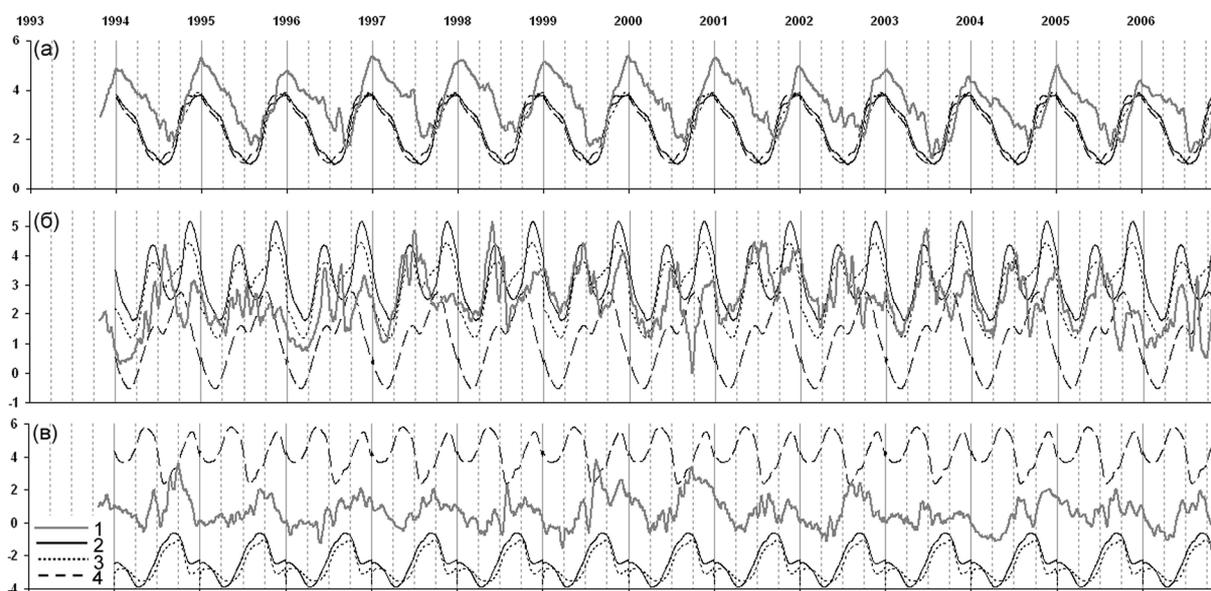


Рис. 4. ГК 1 разложений натуральных и модельных данных (а); ГК 2 для данных ЯМА и эксперимента 2, ГК 3 для экспериментов 0 и 1 (б); ГК 3 для данных ЯМА и эксперимента 2, ГК 2 для экспериментов 0 и 1 (в). 1 – ГК для данных ЯМА, 2 – ГК для эксперимента 0, 3 – для эксперимента 1, 4 – для эксперимента 2. ГК нормализованы на стандартное отклонение. ГК для данных ЯМА сглажены с окном 15 дней. Модельные ГК длительностью 1 год повторяются с 1994 г. по 2006 г.

Поправку к годовому ходу ТПМ можно связать с различием термических условий на поверхности субтропической и субарктической областей. Вместе с тем, ее величина максимальна в районе к юго-востоку от Владивостока и в Восточно-корейском заливе, над которыми в период зимнего муссона развивается Ц вихрь ветра. Тонкий ВКС внутри морских Ц круговоротов в этих районах (рис. 2г) выхолаживается быстрее. Поправка снижается в районе, прилегающем к южному Приморью и КНДР (рис. 3а), над которым развивается АЦ вихрь ветра – западная часть диполя завихренности, обусловленного ветровой струей к югу от Владивостока (рис. 1а). В этот район переносятся теплые воды с юга с АЦ меандром фронтального течения модельного САФ (рис. 2г), а в действительности – системой теплых вихрей [9]. Изолинии ЭОФ 1 следуют от берега (от границы между Россией и КНДР) вдоль СЗ ветви САФ [8], развивающейся на восточной периферии АЦ циркуляции. Эти особенности воспроизводятся в экспериментах 0 и 1 (рис. 3б-в) под воздей-

ствием наиболее повторяемого в период зимнего муссона СЗ ветра (рис. 1а), но не в эксперименте 2 (рис. 3г) под воздействием западного ветра со слабым диполем вихря (рис. 1б).

Мода 2 вносит положительный вклад в АТПМ ЯМА в районе западного участка САФ и отрицательный – в северной части Японского моря (к северу от 43°N; рис. 3д). Этой моде свойственна полугодовая изменчивость, с максимумами в мае-июне и ноябре-декабре (рис. 4б), как это имеет место и для данных НП [1]. Временная ГК моды 3 модельных АТПМ из эксперимента 0 и, в меньшей степени, эксперимента 1 соответствует полугодовой моде натуральных ТПМ (рис. 4б). Зона положительных модельных АТПМ из эксперимента 0 вытянута вдоль западного участка САФ, а зона отрицательных АТПМ в северной части моря привязана к восточной периферии Ц круговорота (рис. 2, 3е). В разложении АТПМ из эксперимента 1 северный район сохраняется, а от западного остается только небольшое ядро в районе о-ва Уллындо (36.5°-38°N, 131°-132°E; рис. 3ж), где находится квазистационарный теплый вихрь [10].

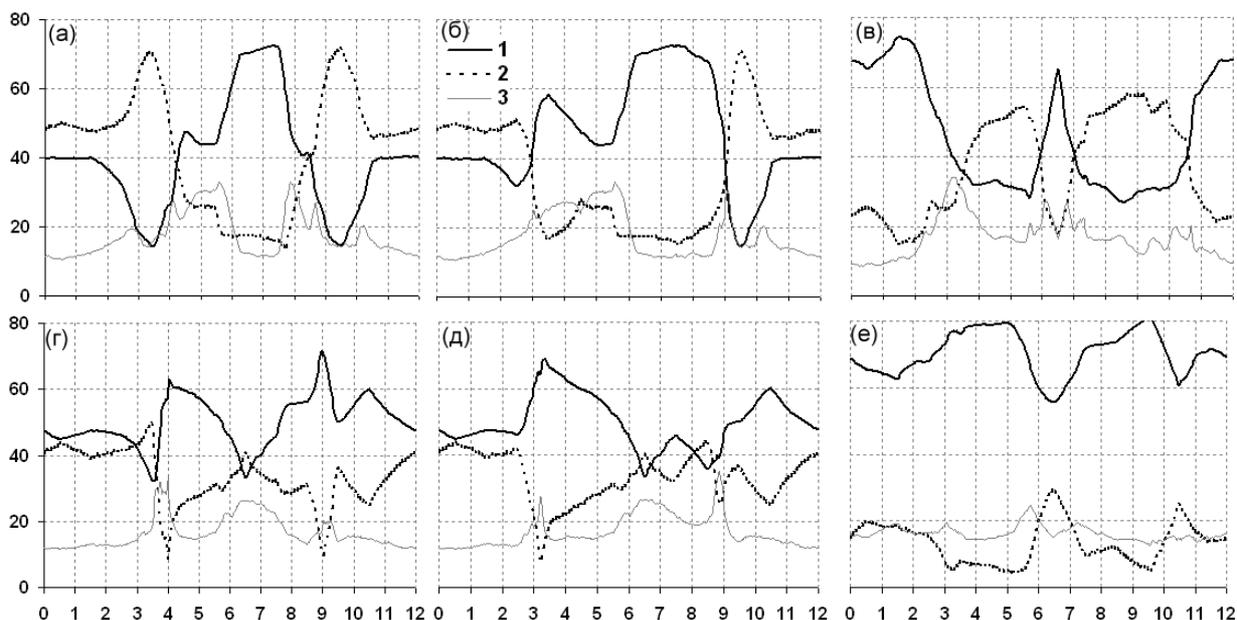


Рис. 5. Повторяемость (%) Ц (1) и АЦ (2) завихренности, а также слабого ветра (3) для месяцев года над западным (38°-42°N, 128°-136°E; а-в) и северным (43°-48°N; г-е) районами Японского моря для экспериментов 0 (а, г), 1 (б, д), 2 (в, е)

Была выявлена статистическая связь между полугодовыми НП АТПМ и изменчивостью завихренности ветра над Японским морем, причем АТПМ достигают максимума через 2 месяца после увеличения повторяемости АЦ вихря ветра [1]. Эта зависимость сохраняется для данных ЯМА. Можно предположить, что западное ядро полугодовых АТПМ обусловлено северным сдвигом западного участка САФ весной (рис. 2а-г) и формированием СЗ ветви САФ осенью, а также интенсификацией формирования морских АЦ вихрей под воздействием АЦ вихря ветра [1], что наблюдается весной и осенью [9]. (К востоку от 134°E широта САФ изменяется незначительно [8] вследствие топографического контроля поднятием Ямато [2].) Северный район с полугодовой изменчивостью ТПМ можно связать с усилением или ослаблением Ц циркуляции вод (рис. 2) под воздействием изменяющегося вихря ветра [1].

Проведенные численные эксперименты показывают, что для воспроизведения полугодовой АТПМ необходимо воздействие ветра с полугодовой изменчивостью завихренности. Повторяемость Ц и АЦ завихренности ветра над западным (38°-42°N, 128°-136°E) и северным (43°-48°N) районами полугодовой моды рассчитывалась аналогично повторяемости над морем в целом [1] как доля (%)

соответствующих точек поля; случай слабого ветра с величиной вихря менее 0.5×10^{-8} дин/см³ рассмотрен отдельно (рис. 5). Поля ветра, приложенные в эксперименте 0, характеризуются полугодовой изменчивостью вихря над морем в целом и над западным (рис. 5а) и северным (рис. 5г) районами в частности. В эксперименте 1 полугодовая изменчивость вихря ветра наблюдается только для северного района (рис. 5д), но не для западного (рис. 5б), что согласуется с пространственной ЭОФ соответствующей моды АТПМ (рис. 2ж). В эксперименте 2 с иным распределением вихря ветра (рис. 5в, е), модельная ГК 2 отлична от натурной (рис. 4б), хотя пространственная ЭОФ 2 характеризуется противофазными районами САФ и северной части моря (рис. 3з).

Пространственные ядра полугодовой моды модельных АТПМ привязаны к зонам струйных течений вдоль САФ и Ц круговорота северной части моря (рис. 2а-г, рис. 3е-з), а пространственные максимумы натурной моды размыты (рис. 3д). Вихреобразование интенсифицируется весной, когда теплые вихри покрывают почти все Японское море, и осенью, когда они приурочены к прибрежным районам [9]. В частности, теплые вихри часто наблюдаются в северной части моря и Татарском проливе [9]. Горизонтальное разрешение модели составляет $1/8^\circ$, т.е. позволяет разрешать синоптическую динамику Японского моря лишь частично, поскольку бароклинный радиус деформации Россби составляет около 25 км в субтропической и около 10 км в субарктической областях (летом; [2]). Поэтому пространственные ЭОФ модельных АТПМ, обусловлены, в основном, изменчивостью крупномасштабных течений и сдвигом фронтов.

ЭОФ 3 натурных АТПМ ЯМА характеризуется противофазными максимумами (ядрами) в западной и восточной частях Японского моря (рис. 3и). Связанные с этой модой АТПМ, положительные в восточной и отрицательные в западной части моря, максимальны в конце лета и могут сохраняться в течение осени (рис. 4в). Слабые АТПМ противоположного знака развиваются весной – в начале лета, что соответствует весеннему максимуму полугодовой моды. Имеет место значительная межгодовая изменчивость, причем наиболее сильные летне-осенние АТПМ развиваются в 1994, 1999 и 2000 гг., а в 2003 г. они практически отсутствуют (рис. 4в). Это обстоятельство объясняет различия между данными ЯМА и НП, поскольку последние доступны в течение 4 лет с июля 2002 г., т.е. в период слабых и умеренных аномалий.

Пространственные ЭОФ 2 из экспериментов 0-1 и ЭОФ 3 из эксперимента 2 подобны натурной ЭОФ 3 (рис. 3и-м). Восточные ядра модельных ЭОФ привязаны к восточному участку САФ, а ядро натурной ЭОФ 3 размыто, как и для полугодовой моды. Модельные ГК 2 из экспериментов 0-1 подобны натурной ГК 3, хотя максимальные модельные АТПМ, положительные в западной и отрицательные в восточной части моря, развиваются весной, сглаживаясь к концу лета. ГК 3 из эксперимента 2 характеризуется полугодовым масштабом, причем АТПМ максимальны весной и осенью, когда они отрицательны в западной части моря (рис. 3м), в противоположность полугодовым натурным АТПМ.

Синхронные отрицательные АТПМ в западной и положительные в восточной части моря могут быть объяснены соответствующими изменениями циркуляции. От Корейского пролива вдоль корейского берега на север следует западная ветвь Цусимского течения – Восточно-корейское течение (ВКТ), с которым связана система теплых вихрей [5, 8-10]. Вдоль берега о-ва Хонсю следует восточная ветвь (собственно Цусимское течение), которая представляет собой высокотурбулизированный поток, также состоящий из системы вихрей [11]. Модельное Цусимское течение усиливается, а ВКТ ослабляется к концу лета в экспериментах 0-1 (рис. 2а-в) под воздействием ветров с восточной составляющей (рис. 1г, з), свойственных позднему периоду летнего муссона (Табл. 1). В эксперименте 2 под воздействием западных ветров этого не происходит. Межгодовая изменчивость натурных АТПМ согласуется с этой интерпретацией: в 1999-2000 гг., когда они были велики (рис. 4в), ВКТ было слабым, полностью отсутствуя с июня по ноябрь 2000 г. [10].

Заключение

Выявлены крупномасштабные моды изменчивости ТПМ Японского моря, обусловленные динамическими процессами (циркуляцией вод), которые, в свою очередь, развиваются под воздействием муссонных ветров. Моды модельных АТПМ, полученных под воздействием реалистичного ветра («типичный муссон»), наиболее соответствуют натурным, тогда как моды, полученные под воздействием западного ветра (гипотетическая ситуация отсутствия муссона), существенно иные. Анализ результатов моделирования позволяет утверждать, что влияющими процессами являются дивергенция поверхностных вод и подъем термоклина в зонах Ц завихренности ветра, меридиональные сдвиги САФ в западной части моря и адвекция тепла крупномасштабными течениями. Пространственные ядра модельных мод привязаны к зонам струйных течений (фронтов), а распределения натурных мод отражают существенный вклад синоптических вихрей, который недооценивается в проведенных численных экспериментах. Для оценки вклада синоптической динамики в адвекцию тепла и формирование АТПМ необходима вихреразрешающая численная модель с высоким горизонтальным разрешением.

Литература

1. Трусенкова О.О., Лобанов В.Б., Каплуненко Д.Д. Изменчивость температуры поверхности Японского моря и ее связь с полем завихренности ветра // Известия РАН, физика атмосферы и океана. 2008. № 4. С. 553-566.
2. Трусенкова О.О. Сезонные и межгодовые изменения циркуляции вод Японского моря // Дальневосточные моря. Т.1. Океанологические исследования. М.: Наука, 2007. С. 280-306.
3. Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Квазиизопикническая слоистая модель крупномасштабной океанической циркуляции // Морской гидрофизический журнал. 1992. № 4. С. 3-12.
4. Трусенкова О.О., Станичный С.С., Ратнер Ю.Б. Изменчивость температуры поверхности Японского моря и ее связь с полем завихренности ветра // Известия РАН, физика атмосферы и океана. 2007. № 5. С. 634-648.
5. Юрасов Г.И., Яричин В.Г. Течения Японского моря. Владивосток: Дальнаука, 1991. 176 с.
6. Гидрология вод // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 8. Японское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / ред. А.С. Васильев, Ф.С. Терзиев, А.Н. Косарев. СПб: Гидрометеиздат, 2003. С. 157-256.
7. Sakurai T., Yukio K., Kuragano T. Merged Satellite and In-situ Data Global Daily SST // Proceedings of IGARSS '05. IEEE International. 2005. № 4. P. 2606-2608.
8. Никитин А.А. основные черты пространственного распределения поверхностных термических фронтов в водах Японского моря и их изменчивость // Исследование Земли из космоса. 2006. № 5. С. 49-62.
9. Никитин А.А., Юрасов Г.И. Синоптические вихри Японского моря по спутниковым данным // Исследование Земли из космоса. 2008. № 5. С. 42-57.
10. Chang K. I., Teague W.J., Lyu S.J., et al. Circulation and currents in the southwestern East/Japan Sea: Overview and review // Progress in Oceanography. 2004. V. 61. N. 2-4. P. 105-156.
11. Toba Y., Kawamura H., Yamashita F., Hanawa K. Structure of horizontal turbulence in the Japan Sea // Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas. Elsevier: Amsterdam, 1984. p. 317-332.

Comparison of variability modes of satellite and simulated temperature at the Japan Sea surface

O.O. Trusenkova

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS

Daily fields of satellite and simulated temperature (SST) at the Japan Sea surface were decomposed to empirical orthogonal functions (EOF). SST from Japan Meteorological Agency binned into 0.25° boxes and spanning from October 1993 to November 2006 were analyzed. Numerical simulations were performed using an oceanic model forced by wind reproducing conditions of (1) typical monsoon, (2) strong summer monsoon, and (3) no-monsoon. Three leading EOF modes of SST anomalies simulated under the forcing of typical monsoon wind correspond to those derived from the satellite SST. It is shown that SST anomalies can be related to dynamic processes in the Japan Sea induced by variability of wind stress curl.

Keywords: sea surface temperature, empirical orthogonal functions, heat advection, oceanic model, semiannual time-scale, subarctic front, wind stress curl.