К.П. Беляев, И. Кирхнер, Г.М. Михайлов,
Н.П. Тучкова

**Оценка влияния наблюдаемых
характеристик в Центральной
Атлантике на изменчивость
характеристик в Арктическом
бассейне в среднесрочном
временном масштабе**

Рекомендуемая форма библиографической ссылки

Беляев К.П., Кирхнер И., Михайлов Г.М., Тучкова Н.П. Оценка влияния наблюдаемых характеристик в Центральной Атлантике на изменчивость характеристик в Арктическом бассейне в среднесрочном временном масштабе // Научный сервис в сети Интернет: труды XIX Всероссийской научной конференции (18-23 сентября 2017 г., г. Новороссийск). — М.: ИПМ им. М.В.Келдыша, 2017. — С. 53-62. — URL: <http://keldysh.ru/abrau/2017/12.pdf>
doi:[10.20948/abrau-2017-12](https://doi.org/10.20948/abrau-2017-12)

Размещена также [презентация к докладу](#)

Оценка влияния наблюдаемых характеристик в Центральной Атлантике на изменчивость характеристик в Арктическом бассейне в среднесрочном временном масштабе

К.П. Беляев^{1,2}, И. Кирхнер², Г.М. Михайлов³, Н.П. Тучкова³

¹*Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН*

²*Свободный университет Берлина*

³*Вычислительный центр им. А.А. Дородницына ФИЦ ИУ РАН*

Аннотация. В работе дается оценка влияния наблюдаемых значений температуры и солености экспериментов, проводимых в Центральной Атлантике, на поведение характеристик в Арктическом бассейне в период внутригодового временного масштаба, от нескольких месяцев до года. Используются методы усвоения данных, основанные на обобщенной калмановской фильтрации, и совместная модель океан-лед-земля-атмосфера MPI-ESM. Приводятся анализ и сравнение результатов численных экспериментов с усвоением данных и без него. Выясняется влияние усвоения данных наблюдений на построение климатического и среднесрочного прогноза характеристик океана.

Ключевые слова: метод усвоения данных, суперкомпьютер Ломоносов-2, совместная модель MPI-ESM

Введение

Усвоение данных является одним из наиболее бурно развивающихся и приоритетных направлений в современной океанологии. В рамках этого научного направления требуется оптимальным образом совместить модельное решение, которое определяется заданной системой уравнений, с начальными и граничными условиями и наблюдаемые характеристики, которые независимо измеряются в процессе эксперимента (или экспериментов), и которые должны быть частью решения заданной системы уравнений. Как правило, точного совпадения наблюдаемого и модельного решения не происходит, и поэтому возникает вопрос, как и что изменить в системе уравнений (возможность изменения наблюдений нами, как правило, не рассматривается), чтобы полученное решение наилучшим образом в каком-то смысле совпадало с измерениями. Это и составляет предмет исследования при усвоении данных.

Усвоение данных в океанских и совместных с атмосферой моделях циркуляции изучается достаточно давно, начиная с 70-х годов XX века. За это время было разработано много численных и аналитических методов, применение которых позволяет приблизить решение численной модели к наблюдениям в смысле различных метрик близости (например, средне-квадратичного отклонения или интегральной метрики L_2), а также в смысле вероятностной интерпретации и соответствующих оценок (например, оценок максимального правдоподобия). Соответствующие ссылки можно найти в работах [1-5]. В основном ищется оптимальная весовая функция, получившая название весовой матрицы Калмана (Kalman gain), с помощью которой строится новое решение системы уравнений как взвешенное среднее между «чистым» (без наблюдений) модельным решением и наблюдениями. При этом для ненаблюдаемых или плохо определяемых модельных переменных такое взвешенное среднее строится особым образом, через так называемые «ансамблевые эксперименты», моделирующие согласно идеологии схемы метода Монте-Карло ненаблюдаемые значения.

Эти популярные схемы усвоения успешно применяются не только в океанологии, то и в метеорологии и климатологии. При этом происходит интересная вещь. Скорректированные согласно примененным методам усвоения модельные переменные при дальнейшем интегрировании модели приводят к значительным, а иногда и кардинальным изменениям модельного решения по сравнению с первоначальным (контрольным) решением. Это косвенно связано с классическим понятием устойчивости в дифференциальных задачах, однако имеет ряд совершенно особых признаков и приводит к неожиданным выводам. При этом следует отметить, что полученные в результате интегрирования до и после усвоения поля различных характеристик можно сравнить с независимыми наблюдениями и сделать вывод о том, как именно и какой метод усвоения предпочтителен.

В настоящей работе приводятся некоторые результаты численных экспериментов, проведенных с совместной моделью «океан-лед-атмосфера» института метеорологии М.Планка (MPI-ESM, Гамбург, Германия) [6-7] и оригинальным авторским методом усвоения, описанным детально в [8].

Численная модель и метод усвоения

Численная модель совместной динамики океана-льда-земли-атмосферы состоит из блоков MPIOM (океанский блок), ECHAM6 (атмосферный блок) и OASIS (блок интерфейса, объединяющие численные процессы при передаче данных и граничных условий из атмосферы для океана и наоборот). Детали этой схемы в рамках данной работы не интересны, они подробно описаны в [6-7]. Данные наблюдений

усваиваются в океанский блок, поэтому опишем его конфигурацию более подробно.

Сетка океанской модели (МРІОМ) сконфигурирована по всему глобусу с низким разрешением 256x220x40 (или 802x404x40 для высокого разрешения) в направлениях соответственно долготном (запад -восток), широтном (юг-север) и вертикальном (поверхность-дно). Разрешение не изотропно, в северной части Атлантического и Тихого океанов расстояние между точками сетки значительно меньше чем в центральном и южном океане. Например, в Арктике расстояние между точками составляет около 30-10 км. По вертикали также, в верхних слоях океана расстояние много меньше, чем в нижних, например, первые 500 метров разрешены через каждые 20 м (25 уровней), а разрешение слоев от 500 до 5000 м составляют всего 15 уровней.

Схема усвоения реализует следующий алгоритм, описанный в [8].

$$x = x_b + K(Y - Hx_b)$$

$$K = (\sigma^2)^{-1}(\Lambda - C)(H\Lambda)^T Q^{-1}, \sigma^2 = (H\Lambda)^T Q^{-1}(H\Lambda). \quad (1)$$

В (1) обозначено соответственно: X_b, X - модельный расчет до и после усвоения (в английской литературе background и analysis), Y - наблюдаемый вектор, Λ, C – модельный и наблюдаемый тренд (временная производная за один расчетный шаг по времени), Q - ковариационная матрица ошибок наблюдений на расчетном шаге разности между наблюдаемым и модельным значениями, H - оператор (матрица) проектирования в точки наблюдений. Матрица K представляет собой весовую матрицу, которая учитывает связи модельных и наблюдаемых величин, а также их локализацию во времени и пространстве. Векторы Λ, C на каждом временном шаге n определяются формулами

$$\Lambda_{n+1} = \frac{X_{b,n+1} - X_{a,n}}{\Delta t}, \quad C_{n+1} = \frac{Y_{n+1} - H X_{a,n}}{\Delta t}.$$

Физический смысл этих параметров понятен, Λ представляет собой средний тренд модели в то время как вектор C определяет наблюдаемый тренд. Безразмерный скаляр σ - параметр нормализации.

Численные эксперименты

Численные эксперименты с вышеописанной моделью и схемой усвоения проводились с температурно-соленосными профилями, полученными в экспедициях Института Океанологии им. П.П. Ширшова РАН под руководством профессора Е.Г. Морозова в 1991-1994 гг. Один из разрезов этой экспедиции представлен на рис. 1

Рис. 1. Схема разреза эксперимента в экваториальной зоне

Данные от CTD (conductivity, temperature, depth) наблюдались от поверхности до дна. Перед усвоением данные проходили контроль качества, недостоверные данные отбраковывались. Всего в экспериментах участвовало около 700 профилей температуры и солёности.

Для определения параметров схемы ассимиляции использовались следующие приближения. Вектор C определялся как разность наблюдаемых значений температуры и солёности на шаге усвоения минус значения модели на предыдущем шаге. Для ненаблюдаемых значений, вектор определялся как среднее значение всех величин до шага усвоения включительно. Для определения матрицы ковариации Q проводился ансамблевый эксперимент, расчеты по различным выборкам использовались для определения ковариации.

На рис. 2. показана разница между модельными полями до и после усвоения данных наблюдения для температуры (рис. 2а) и солёности (рис. 2б). Видно, что основная разница на обоих рисунках сконцентрирована в районе Гвинейского залива. По форме эта разница представляет собой вытянутый эллипс в юго-западном направлении. Разница в основном отрицательная, что означает, что модель в основном переоценивает реальность. Для солёности ситуация обратная, что естественно, так как суммарный баланс энергии должен быть сохранен. Разность вдоль разреза практически исчезает, в поле солёности ее не видно совсем, в поле температуры выражена слабо. Это объясняется тем, что ковариационные связи в зонах экваториальных течений в основном проявляются вдоль широт.

(a)

Sea water potential temperature

(б)

Sea water salinity

Рис. 2. Разница между усвоенным полем на глубине 6 м (а) для температуры, (б) для солености.

Рис. 3 демонстрирует поле потенциальной температуры на глубине 3500 м после коррекции. Поскольку, потенциальная температура на этих глубинах значительно ниже, чем температура *in situ*, она становится меньше, чем 1°C после усвоения (наблюдаемая температура 1.5°C). Зона коррекции прослеживается вдоль экватора и расширяется к югу от Гвинейского залива. Контраст между скорректированной и нескорректированной зоной очень хорошо виден, что не очень физически оправдано. Однако стоит подчеркнуть, что этот эффект обусловлен значимой разницей между потенциальной и *in situ* температурой, а также большим размером сетки.

Рис.3 Поле потенциальной температуры после усвоения на глубине 3500 м

На рис. 4 представлена картина замещения модельных данных солёности значениями наблюдаемых характеристик без усвоения. Этот параметр измеряется в «‰» (промилле) или единицах PSU (Practical Salinity Units) практической шкалы солёности (Practical Salinity Scale). Средняя солёность Мирового океана - 35 ‰ или PSU. Видно, что значения характеристик значительно отличаются от модельных и значит, модельные данные, близкие к точкам эксперимента, нуждаются в коррекции для достижения адекватного численного результата. Использование результатов наблюдений без процедуры приближения может привести также к неустойчивости численной процедуры.

Рис.4 Поле солёности с наблюдаемыми данными на глубине 5720 м

На рис. 5 показаны кривые, характеризующие интегральные характеристики переноса водных масс на глубине 3500 м. Так как характеристики масс и тепла в глубинах океанов известны плохо, подобные расчеты имеют важное значение для глобальных оценок характеристик климата и его изменчивости. Красной кривой показан перенос массы (в свердрупах, $10^6 m^3 / сек$) до усвоения (то есть контроль), синей - после усвоения. Хорошо видно, что после усвоения перенос на юг (значения меньше нуля) в зоне южной Атлантики в целом заметно усиливаются, и по амплитуде в 2-3 раза становятся больше. При движении на север, эта разница сглаживается и в конце, в районе 30° с.ш. становится незначительной. Поэтому следует сделать вывод, что расчет переносов тепла и массы в глубоких слоях океана с использованием методов усвоения может существенно скорректировать имеющиеся к настоящему времени оценки.

Рис. 5. Интегральное значение переноса глубинных водных масс:
синяя кривая после усвоения, красная - модельные данные

На рис. 6 показана кривая распространения ледяного покрова в Арктической зоне приблизительно за 150 лет на основе модельного расчета без усвоения данных.

Рис. 6. Изменение распространения ледяного покрова в Арктической зоне
с 1850 по 2016 гг.

На рис. 7 показано реальное состояние ледяного покрова в Арктической зоне по результатам наблюдения MASAM2 <ftp://sidads.colorado.edu/pub/DATASETS/NOAA/G10005/>.

Рис.7 Концентрация (компактность в %) льда по данным наблюдений MASAM2 в Арктической зоне

Заключение и выводы

Проведенные численные эксперименты позволяют сделать вывод, что модельные климатические поля после усвоения данных наблюдений соответствуют природным тенденциям.

Показано, что применение методов усвоения существенно количественно и качественно корректирует характеристики модельных физических полей. Это замечено, не только для непосредственно наблюдаемых и используемых в процессе усвоения величин, но и для косвенных оценок, таких как перенос тепла и (или) массы. Полученные поправки могут быть весьма значимыми и достигать 70-80% от модельных расчетов без усвоения.

Адекватность, физическая и математическая состоятельность применяемого в работе метода, а также его практическая реализуемость в

сравнении с другими аналогичными методами рассматривалась ранее в ряде работ авторов.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 14-11-00434.

Литература

1. Гандин Л.С. Объективный анализ метеорологических полей. Изд-во: Л.; Гидрометеиздат, 1963 г. 242 с.
2. Ghil M., Malnotte-Rizzoli P. Data assimilation in meteorology and oceanography // Adv. Geophys. 1991. V. 33. P. 141–266.
3. Zalesny V.B, Rusakov A.S. Numerical algorithm of data assimilation based on splitting and adjoint equation methods // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. 2007. V. 22. No. 2. P. 199-219.
4. Evensen, G. The ensemble Kalman filter: Theoretical formulation and practical implementation // Ocean Dyn. 2003. V. 53. P. 343-367.
5. Belyaev K., Meyers S., O'Brien J.J. Application of the Fokker-Planck Equation to Data assimilation into Hydrodynamical Models // J. Math. Sciences. 2000. V. 99. N. 4. P. 1393-1402.
6. Haak H. Simulation of Low-Frequency Climate Variability in the North Atlantic Ocean and the Arctic, V.1. Max Planck Institute for Meteorology, 2004.
7. Wetzel P., Haak H., Jungclaus J., Maier-Reimer E. The Max-Planck-Institute Global Ocean/Sea-Ice Model MPI-OM. Technical report, URL <http://www.mpimet.mpg.de/fileadmin/models/MPIOM/>.
8. Belyaev K.P., Kuleshov A.A., Tuchkova N.P., Tanajura C.A.S. A correction method for dynamic model calculations using observational data and its application in Oceanography // Mathematical Models and Computer Simulations, 2016. Vol. 8. No. 4. P. 391–400.