

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР  
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ISSN 0371-7119

ТРУДЫ  
ГОСУДАРСТВЕННОГО ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОГО  
ИНСТИТУТА

Выпуск 146



ОКЕАНОГРАФИЯ И МЕТЕОРОЛОГИЯ  
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ  
АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

МОСКВА  
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ  
1979

## СОДЕРЖАНИЕ

- Е. И. Баранов. Изменчивость расходов воды на стандартных разрезах через Гольфстрим, Флоридское и Антильское течения
- Г. И. Барышевская. Распределение вод Гольфстрима по акватории Северной Атлантики
- Р. Р. Белевич, И. М. Мартынович, В. В. Украинский. Зоны дивергенций и конвергенций в тропической части Атлантического океана
- Ф. Ф. Гришаков. Районы формирования и изменчивость Антило-Гвианского противотечения
- Р. Р. Белевич, В. В. Украинский. Сезонная изменчивость Межпассатного противотечения Атлантического океана
- В. Ф. Суховой. Некоторые результаты применения трехмерного объективного анализа гидрологических полей в Северной Атлантике
- А. Г. Тарнопольский. Влияние изменчивости составляющих теплового баланса на термический режим Северной Атлантики
- Г. И. Барышевская, Е. А. Собченко. Изменчивость теплового состояния некоторых районов Северной Атлантики в 1971—1975 гг.
- Е. А. Собченко, В. Г. Андришин, В. А. Ганночка, С. Н. Шевченко. О некоторых чертах водообмена через пролив между Исландией и Фарерскими островами
- А. Е. Филонов. Инвариантные спектральные характеристики флуктуаций течения на буйковом полигоне ТРОПЭК-74
- М. И. Вильданова. О распределении электропроводности в Атлантическом океане
- В. И. Михайлов. Некоторые причины увеличения солености поверхностного микрослоя океана в отдельных частях Северной Атлантики
- П. К. Гудзь. О вихреобразовании и меандрировании Гольфстрима
- Г. М. Жихарев. Численные диагностические расчеты мезомасштабной циркуляции на Полигоне-70 в Северной Атлантике

## НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ ТРЕХМЕРНОГО ОБЪЕКТИВНОГО АНАЛИЗА ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

Опыт применения методов объективного анализа к океанографическим наблюдениям (экспедиционным и попутным) пока не велик, однако первые результаты такого применения являются достаточно обнадеживающими [1, 4—6]. В этих работах использовались только способы оптимальной интерполяции и сглаживания полей гидрологических элементов (двумерный анализ). Гораздо более широко применяются методы объективного анализа в метеорологии, где были разработаны приемы не только интерполяции и сглаживания, но и оптимального согласования полей разных элементов или одного элемента на разных уровнях (трехмерный анализ), а также анализ измерений со спутников (четырёхмерный анализ).

В океанографии возможности объективного анализа вообще и трехмерного, в частности, более ограничены, чем в метеорологии, по крайней мере в настоящее время, вследствие того, что регулярных наблюдений всех гидрологических элементов в океане пока нет.

Так, при анализе полей метеорологических элементов всегда возможно использование тех соотношений, которые выполняются в атмосфере с той или иной степенью точности. Например, поле геопотенциала изобарических поверхностей может согласовываться с полем измеренных значений ветра на основе геострофических соотношений. В океане же во время экспедиционных работ, как правило, наблюдаются только две величины, поля которых можно восстанавливать: температура воды и ее соленость. Другие элементы, в том числе и важнейший из них — течение, измеряются не всегда и в столь малом количестве точек, что пока говорить о восстановлении поля течений по фактическим наблюдениям не приходится. Температура и соленость между собой не связаны. Плотность воды находится по температуре и солености, поле градиентов давления вычисляется по распределению плотности. Независимых измерений плотности или давления почти нет. Правда, в последнее время начали применяться такие приборы, как зонд-батометр, термобатизонд «Исток» и т. п., которые

измеряют давление, температуру и соленость нетрадиционными способами. Однако таких приборов пока мало, а массовые наблюдения, пригодные для построения карт, получаются, как и прежде, посредством ртутных термометров и отбора проб воды.

Все же несмотря на то что возможность восстановления гидрологических полей по непосредственным измерениям в океане ограничена, идея трехмерного анализа этих полей заслуживает внимания. Мы имеем здесь в виду согласование полей аномалий температуры или солености воды, восстанавливаемых на различных горизонтах, а также экстраполяцию аномалий на нижних горизонтах по заданным их значениям в верхнем слое. Для этой цели необходимо предварительное изучение трехмерной статистической структуры гидрологических полей.

Наиболее существенные аномалии температуры и солености воды в океане образуются вследствие динамических причин: смещения и деформации основных струй течений, смещения зон сходимости течений с различными характеристиками вод, изменения интенсивности сгонных явлений и подъема к поверхности глубинных вод или интенсивности зимней конвекции. Эти процессы охватывают достаточно мощный слой океана, по крайней мере, в несколько сот метров. В пределах этого слоя наблюдается статистическая связь между отклонениями от нормы значений гидрологических элементов на разных горизонтах. В [6] были приведены корреляционные функции, характеризующие убывание статистической связи между аномалиями температуры (а также солености) на двух разных уровнях в зависимости от горизонтального расстояния. Значения таких взаимных корреляционных функций для нулевых расстояний заметно меньше единицы и составляют 0,55—0,75. Переход значений функций через нуль осуществляется на расстояниях 100—150 морских миль.

Все функции могут быть аппроксимированы выражением  $R(l) = e^{-\alpha|l|} \cos \beta l$ , где  $l$  — расстояние, а  $\alpha$  и  $\beta$  — числа, которые подбираются для каждой кривой.

Это выражение свидетельствует о том, что полученные функции обладают положительным спектром и могут, следовательно, использоваться для различных практических расчетов: согласования полей на двух горизонтах (совместной фильтрации двух полей) и для оптимальной экстраполяции поля аномалий какого-либо горизонта по заданным аномалиям на другом горизонте. Наиболее существенное значение, по-видимому, представляет вопрос об экстраполяции аномалий, заданных в поверхностном слое, на горизонты, лежащие ниже.

Вывод системы уравнений оптимальной экстраполяции на каком-либо уровне по заданным значениям на нескольких других изложен В. П. Болтенковым [2], совершенно аналогично тому, как сделан вывод системы уравнений в книге Л. С. Гандина [3] для оптимальной интерполяции в узел сетки по наблюдениям на том же уровне. Естественно, что система уравнений в данном случае оказывается более сложной, чем в [3].

Отклонение элемента от нормы  $\zeta_0^0$  в любой точке на горизонте, где нет данных, ищется в виде линейной комбинации

$$\zeta_0^0 = \sum_{k=1}^n \sum_{i=1}^m b_i^k \zeta_i^k,$$

где  $\zeta_i^k$  — отклонение от нормы элемента в точке  $i$  на уровне  $k$ ;  $b_i^k$  — вес этого значения;  $k = 1, 2, \dots, n$  — номера уровней;  $i = 1^k, 2^k, \dots, m^k$  — номера точек с наблюдениями на каждом из  $k$  уровней.

Система уравнений для нахождения весовых множителей имеет следующий вид:

$$\sum_{g=1}^n \sum_{j=1}^m R_{ij}^{kg} p_i^g + \rho_i^k p_i^k = R_{0i}^{0k}. \quad (1)$$

Весовой множитель  $b_i^k$  находится из выражения

$$p_i^k = \sqrt{\frac{r_{ii}^{kk}}{r_{00}^{00}}} b_i^k,$$

где  $r_{ii}^{kk}, r_{00}^{00}$  — корреляционные моменты на уровне  $k$  и на том уровне, куда производится экстраполяция, для точек, расположенных на одной вертикали (дисперсии элемента на этих горизонтах);  $\rho_i^k$  — мера ошибки, т. е. отношение среднего квадрата ошибки измеренных значений к дисперсии измеряемого элемента. Как было показано в [5], для гидрологических полей, восстанавливаемых по не вполне синхронным данным, квадрат ошибки в различных районах океана составляет 15—30% дисперсии. В данном случае  $\rho$  принималось равным 0,2.

Для решения системы (1) требуется знать автокорреляционные функции для каждого уровня и взаимные корреляционные функции.

Простейшим случаем будет экстраполяция на какой-либо горизонт, где нет наблюдений, по значениям отклонений элемента, заданным на другом горизонте. Для этого случая система (1) упрощается, так как  $k$  принимает только одно значение: 1.

$$\sum_{j=1}^m R_{ij}^{11} p_j^1 + \rho^1 p_i^1 = R_{0i}^{01}, \quad (2)$$

$$b_i^1 = \frac{p_i^1}{\sqrt{\frac{r_{ii}^{11}}{r_{00}^{00}}}}, \quad (3)$$

где  $R_{ij}^{11}$  — значение автокорреляционной функции на горизонте с наблюдениями;  $R_{0i}^{01}$  — значение взаимной корреляционной функции;  $\frac{r_{ii}^{11}}{r_{00}^{00}}$  — отношение дисперсии на горизонте с наблюде-

ниями к дисперсии элемента на том горизонте, куда производится экстраполяция.

В случае, если дисперсии равны (или мало отличаются) на этих горизонтах,  $p_i^1 = b_i^1$ .

Программа оптимальной экстраполяции на ЭВМ для случая использования одного горизонта с наблюдениями мало отличается от программы интерполяции, так как система уравнений для нахождения весовых множителей имеет один и тот же вид. Разница состоит только в том, что вместо одной корреляционной функции используются две, при этом значения  $R_{ij}$  определяются по заданной автокорреляционной функции для горизонта, где имеются исходные данные, а значения  $R_{0i}$  — по взаимной. После решения системы (2) полученные весовые множители должны быть предварительно разделены на значение квадратного корня из отношений дисперсий. Далее величина экстраполируемой аномалии  $\zeta_0^0$  находится как следующая сумма:

$$\zeta_0^0 = \sum_{i=1}^m \zeta_i^1 b_i.$$

Программа оптимальной интерполяции для машины М-200 М, позволяющая производить некоторые вариации при конкретных расчетах, была составлена в Морском гидрофизическом институте А. И. Ермоленко [1] и с некоторыми изменениями использована нами для экстраполяции аномалий температуры воды на горизонтах 50 и 100 м по заданным аномалиям на поверхности и 50 м соответственно.

Программа предусматривает предварительное вычисление расстояний между станциями по географическим координатам этих станций. Географические координаты выражаются в дугах земного сфероида:  $\lambda_1 = \lambda_i \cos \varphi$ , где  $\lambda_i$  — долгота любой точки,  $\varphi_i$  — ее широта.

Затем дуги заменяются хордами. При этом допускается ошибка в определении линейных размеров области, однако при небольших размерах акватории ошибка составляет только десятые доли процента. В новой системе координат расстояние  $l$  (в морских милях) между двумя точками выражается соотношением

$$l = \sqrt{(\lambda_2 - \lambda_1)^2 + (\varphi_2 - \varphi_1)^2}.$$

Далее вычисляется соответствующий этому расстоянию коэффициент корреляции.

Программа позволяет использовать для каждого узла не более 10 станций, расположенных на ближайшем от него расстоянии. Если в пределах радиуса корреляции их окажется больше, отбираются 10 ближайших. Радиус корреляции задается на основе приведенных ранее пространственных корреляционных функций. В качестве исходных данных в машину вводятся: географические координаты станций на горизонте, где есть измерения, значения ано-

малий на станциях этого горизонта, куда производится экстраполяция. На печать выдаются координаты узлов, значения весовых множителей и экстраполированные значения аномалий для каждого узла.

Расчеты выполнялись для двух районов Атлантического океана. Один из них расположен в северо-западной части и прилегает к Ньюфаундленду, второй — у побережья Пиренейского полуострова и Северной Африки.

В первом из указанных районов фактические аномалии получены для лета 1958 г. по наблюдениям судов Канады, ФРГ и Дании, работавших по программе МГГ. Карты аномалий, полученные путем экстраполяции, оказались вполне удовлетворительными. Области, занятые аномалиями одного знака на экстраполированных и фактических картах, хорошо совпадают как по своему географическому положению, так и по абсолютным величинам аномалий. Ошибки экстраполяции во всех точках не превышают 20% значений фактических аномалий (экстраполяция выполнялась в узлы двухградусной сетки при среднем расстоянии между станциями около 80 миль).

Образование аномалий температуры воды в этом районе связано со смещением фронтальной зоны и неодинаковым в различных случаях проникновением холодных вод Лабрадорского течения к югу. Этот процесс охватывает слой воды в несколько сот метров и приводит к образованию аномалий температуры воды (а также солёности) одновременно во всем слое. Поэтому экстраполяция аномалий температуры воды на нижние горизонты по заданным их значениям на поверхности, видимо, всегда может быть успешной.

Результаты экстраполяции во втором районе оказались несколько иными. Аномалии температуры воды здесь связаны с подъемом глубинных вод, интенсивность которого неодинакова в одни и те же сезоны разных лет. Явление подъема вод особенно ярко выражено вдоль берегов Северной Африки в зоне Канарского течения благодаря наличию составляющей, нормальной к берегу. Полоса холодных вод всегда расширяется в направлении с севера на юг. К югу от островов Зеленого мыса Канарское течение поворачивает на запад, сливаясь с Северным Пассатным течением.

При повышении интенсивности Канарского течения, которое наблюдается в случае устойчивого усиления северных ветров, увеличивается и составляющая течения, нормальная к берегу, т. е. сгон в поверхностном слое и выход глубинных более холодных вод вдоль побережья. Именно такая ситуация наблюдалась летом 1959 г. В связи с выполнением программы МГС здесь работали суда разных стран, что позволило построить карты фактических аномалий для нескольких горизонтов.

Летний сезон 1959 г. характеризуется некоторыми особенностями в синоптической обстановке этого района. В течение июля над Пиренейским полуостровом и северо-западной частью Африки находилась хорошо выраженная область пониженного давления. Центр азорского антициклона располагался несколько север-

нее обычного положения, изобары на его восточной периферии были направлены почти точно вдоль береговой линии. В результате этого градиенты давления по нормали к берегу оказались значительно выше нормы. По 30° с. ш. между берегом Африки и меридианом 20° з. д. разность давления составляла 8 мбар, в то время

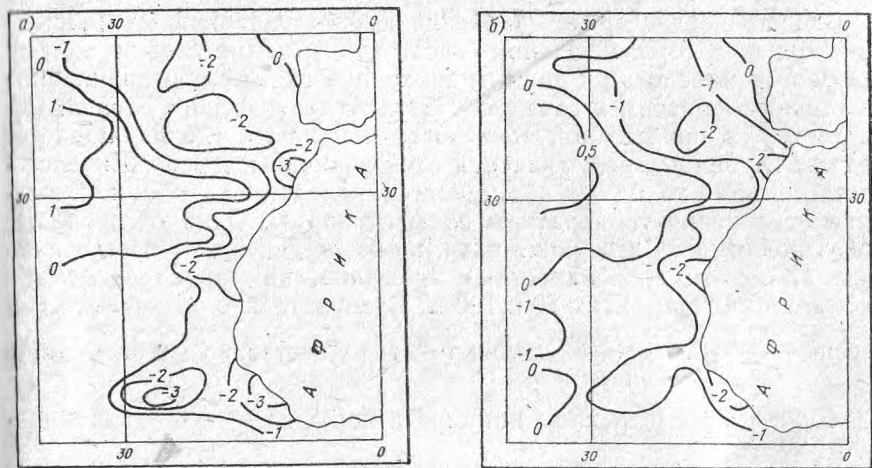


Рис. 1. Аномалии температуры воды на горизонте 50 м, лето 1959 г.:  
а — фактические, б — экстраполированные

как среднее многолетнее значение этой разности в июле около 5 мбар. Такая барическая обстановка привела к усилению Канарского течения и нормальной к берегу его составляющей, к более интенсивному, чем обычно, подъему вод и к образованию отрицательных аномалий температуры в прибрежной зоне. Западнее зоны подъема наблюдалось увеличение толщины слоя прогретых поверхностных вод, понижение слоя скачка и положительные аномалии температуры воды на глубинах 50 и 100 м.

На рис. 1 приведены карты распределения аномалий температуры воды на горизонте 50 м: фактических и экстраполированных по заданным аномалиям на поверхности. Совпадение областей, занятых аномалиями одного знака на фактической и экстраполированной картах, достаточно удовлетворительное. Однако абсолютные значения аномалий, полученных экстраполяцией, везде меньше фактических значений. Величина ошибки достигает 30—35% от абсолютных значений аномалий в соответствующих точках. Экстраполяция же аномалий на горизонте 100 м по заданным их значениям на 50 м дает очень хорошее совпадение вычисленных и фактических величин. Ошибки не являются систематическими, их наибольшие значения не превышают 15%.

Причина систематических ошибок на горизонте 50 м при экстраполяции аномалий по поверхностным их значениям, очевидно,



состоит в том, что отношение дисперсий на поверхности и на глубине 50 м, которое принималось равным 0,75, оказалось не вполне верным (слишком большим). Это привело к систематическому занижению весовых множителей  $b_i$ , а следовательно, и к соответствующему занижению величины  $\sum_{k=1}^n \sum_{i=1}^m b_i \xi_i$ .

Отношение дисперсий (значений автокорреляционных функций при нулевом горизонтальном расстоянии) заимствовано из [6], где оно оценивалось по данным синхронных съемок, выполнявшихся главным образом в западной части Атлантического океана. По-видимому, в прибрежной зоне восточной части, где наблюдается подъем глубинных вод, значения этой величины другие. Интенсивность подъема холодных вод меняется, вследствие чего и наблюдаются отклонения температуры воды от нормы. Однако глубинные воды, поднимаясь в верхние слои, не везде достигают поверхности океана, поэтому поверхностные аномалии, как правило, меньше аномалий на горизонтах 50 и 100 м. Следовательно, отношение дисперсий  $\frac{r_{0,0}}{r_{50,50}}$ ,  $\frac{r_{0,0}}{r_{100,100}}$  должно быть существенно меньше едини-

цы. Если в рассмотренном примере отношение  $\frac{r_{0,0}}{r_{50,50}}$  взять равным 0,55, то ошибки экстраполяции потеряют характер систематических, а их абсолютные значения уменьшатся до 0,15—0,20% от величины фактических аномалий.

Таким образом, точность оптимальной экстраполяции гидрологических элементов на нижних горизонтах по заданным их значениям на поверхности зависит не только от значений взаимных и автокорреляционных функций, соответствующих расстояниям между станциями (от густоты сети), но и от точности, с которой эти значения известны. В [6] было показано, что по имеющимся измерениям (результатам синхронных съемок, которые состоят из дрейфовых станций), корреляционные функции можно определить только со значительными ошибками. В сущности, использованные в настоящей работе аппроксимационные формулы являются лишь грубой оценкой корреляционных функций. Поэтому для дальнейшего развития и внедрения способа оптимальной экстраполяции необходимо, прежде всего, тщательно определить взаимные и автокорреляционные функции гидрологических элементов и, в особенности, районы их применимости.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев В. И. Обработка и теоретический анализ океанографических наблюдений. Киев, «Наукова думка», 1973. 293 с.
2. Болтенков В. П. О трехмерном объективном анализе поля температуры воздуха. — «Труды ГГО», 1966, вып. 191, с. 58—71.
3. Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей, Л., Гидрометеоиздат, 1963. 361 с.

4. Сухолей В. Ф., Ермоленко В. Д. Численный  $T,S$ -анализ водных масс Карибского моря. — «Морские гидрофизические исследования», 1971, № 6, с. 184—191.
5. Сухолей В. Ф. Восстановление полей гидрологических элементов по экспедиционным наблюдениям. — «Морские гидрофизические исследования», 1971, № 3, с. 91—115.
6. Сухолей В. Ф., Суворова М. И. Исследование пространственной статистической структуры крупномасштабных гидрологических полей. — «Морские гидрофизические исследования», 1971, № 6, с. 121—131.