

Низкочастотная изменчивость расхода Гольфстрима: описание и механизмы

На основе современной базы океанографических и гидрометеорологических данных рассчитаны характеристики изменчивости расходов Гольфстрима в 1950 – 2004 гг. Оценена роль низкочастотных колебаний завихренности поля ветра и турбулентных потоков тепла в Северной Атлантике в формировании этой изменчивости. Получен значимый (на 5%-ном доверительном уровне) положительный линейный тренд среднемесячных расходов Гольфстрима, что проявляется в увеличении расхода Гольфстрима за указанный период на 13 Св. На основании полученных оценок делается вывод о том, что межгодовые изменения расхода Гольфстрима примерно на 25 % обусловлены низкочастотными колебаниями завихренности поля ветра в Субтропической Атлантике. При этом расходы Гольфстрима запаздывают относительно ветровых колебаний приблизительно на 2 года. Важную роль в изменении расхода Гольфстрима играет отклик системы западных пограничных течений на квазипериодическое воздействие турбулентных потоков тепла на поверхности океана, связанное с Североатлантическим колебанием. Интенсификация турбулентных потоков тепла в Северном Субполярном циклоническом круговороте и их ослабление в северной части Субтропического антициклонического круговорота сопровождаются интенсификацией Гольфстрима, наблюдаемой через 3 – 5 лет. Аномалии турбулентных потоков тепла противоположного знака сопровождаются ослаблением Гольфстрима также через 3 – 5 лет. Отмечается потенциально важная роль Тихоокеанской декадной осцилляции в поддержании декадной изменчивости интенсивности Гольфстрима. Воздействие этой осцилляции на расходы Гольфстрима осуществляется как посредством изменения поля ветра в разные фазы осцилляции, так и вследствие ее влияния на теплообмен океана с атмосферой.

Введение

Участившиеся случаи погодных аномалий обуславливают возрастающий интерес к исследованиям изменчивости климата. При этом в настоящее время практически не подвергается сомнению тезис о взаимосвязанности процессов, происходящих в океане и атмосфере. Результаты многочисленных исследований (см., например, работу [1] и библиографию к ней) показывают, что существенное воздействие на формирование климатических условий и их изменчивость над Европой оказывают низкочастотные вариации океанологических характеристик верхнего слоя воды Северной Атлантики. В связи с этим одна из главных проблем в изучении долгопериодной изменчивости климатической системы связана с адекватным описанием ее океанической компоненты. Решению этой проблемы были посвящены программа по изучению циркуляции Мирового океана (*World Ocean Circulation Experiment – WOCE*), а также программа по изучению субтропической циркуляции в Северной Атлантике – *STACS (Subtropical Atlantic Circulation Study)*. В качестве одного из вероятных факторов, обуславливающих колебания климата в Европе, можно назвать низкочастотную изменчивость, наблюдаемую в главном звене циркуляции Северного Субтропического антициклонического круговорота (ССАК), а именно в системе Гольфстрим – Северо-Атлантическое тече-

© Г.Ф. Джиганшин, А.Б. Полонский, 2009

ние, несущей тепло низких широт на север.

К настоящему времени накоплено большое число публикаций об изменчивости Гольфстрима. Авторы некоторых публикаций высказывают предположение о том, что потепление климата должно привести к изменению современной термохалинной океанической циркуляции и постепенному ослаблению Гольфстрима [2, 3]. И действительно, имеются публикации, свидетельствующие об ослаблении системы Гольфстрим – Северо-Атлантическое течение. Так, группа исследователей из британского Национального океанографического центра в Саутгемптоне (*National Oceanography Centre, Southampton*) под руководством Гарри Брайдена пришла к заключению, что интенсивность Гольфстрима в последнее время ослабла на 30 % [4]. Аналогичный результат был получен и на основе данных, собранных ранее американским Национальным управлением по океанам и атмосфере (*NOAA*) [5]. Вместе с тем имеются и публикации, говорящие об обратном. В частности, данные, приведенные в работе [6], указывают на то, что индекс бароклинного переноса во второй половине прошедшего столетия (по крайней мере начиная с конца 60-х годов) характеризуется положительным трендом. Так, по данным цитируемой работы, разница между минимальными и максимальными значениями расходов в системе Гольфстрим – Северо-Атлантическое течение, которые имели место соответственно в начале 70-х и середине 90-х годов, составляла 20 Св.

Наряду с конкретными проявлениями изменчивости Гольфстрима (а следовательно, и с проявлениями его аномальности), не меньший интерес представляют причинно-следственные связи изменчивости Гольфстрима с вариациями внешних факторов, формирующих и поддерживающих течение. Существование взаимозависимых флуктуаций межгодового и декадного масштабов в системе океан – атмосфера в настоящее время не подвергается сомнению. Вариации различных характеристик этой системы с типичными периодами от 2 до 8 и от 10 до 30 лет надежно выделяются в различных регионах Мирового океана. Установлено, что на межгодовом масштабе значимые глобальные сигналы в системе океан – атмосфера связаны с Эль-Ниньо – Южным колебанием и Североатлантическим колебанием [7 – 11]. По данным работ [12 – 15], по крайней мере, в северной части Тихого океана большую роль играет изменчивость декадного масштаба – Тихоокеанская декадная осцилляция (ТДО). Она проявляется в аномалиях температуры поверхности океана и характеристиках приводного поля ветра. Вероятно, основным механизмом, поддерживающим ТДО, является бароклинное приспособление субтропического круговорота к низкочастотным возмущениям на поверхности океана. Так, согласно результатам работы [15], в Тихом океане имеет место медленное динамическое приспособление субполярного круговорота к декадным вариациям завихренности ветра, наблюдаемым в тропической и субтропической зонах. Причем декадные изменения геострофического переноса в верхнем километровом слое Тихого океана между 32 и 37° с.ш. согласуются с декадными изменениями свердруповского переноса, вычисленными для этой же широтной зоны по данным о завихренности поля ветра.

Наряду с колебаниями свердруповского переноса, не менее важную роль должны играть отклики Гольфстрима на низкочастотные флуктуации плотностной структуры, которые происходят в пределах ССАК и смежного с ним Северного Субполярного циклонического круговорота (ССЦК) в результате

низкочастотных изменений турбулентных потоков тепла через поверхность раздела океана с атмосферой.

Следует, между тем, отметить, что судить о проявлениях аномальности любого звена циркуляции (в том числе и Гольфстрима) можно лишь имея статистически обеспеченный ряд характеристик этого звена циркуляции, полученный за относительно длительный (в климатическом смысле) промежуток времени, поскольку шумы разного типа (включая методические погрешности измерений) могут быть достаточно большими.

Цель настоящей работы заключается в выявлении характера изменчивости расходов Гольфстрима на межгодовом и декадном масштабах, а также в оценке роли низкочастотных колебаний ветровой циркуляции и турбулентных потоков тепла в Северной Атлантике в формировании этой изменчивости.

Исходные данные и методика вычислений

Работа состоит из нескольких блоков, а именно:

- вычисление рядов текущих среднегодовых и среднемесячных расходов Гольфстрима;
- выделение трендов в расходах Гольфстрима за 1950 – 2004 гг.;
- вычисление интегрального меридионального переноса в центральной части ССАК, обусловленного действием ветра;
- вычисление и анализ взаимных корреляционных функций между расходом Гольфстрима и интегральным свёртуповским переносом, а также турбулентными потоками тепла в Северной Атлантике.

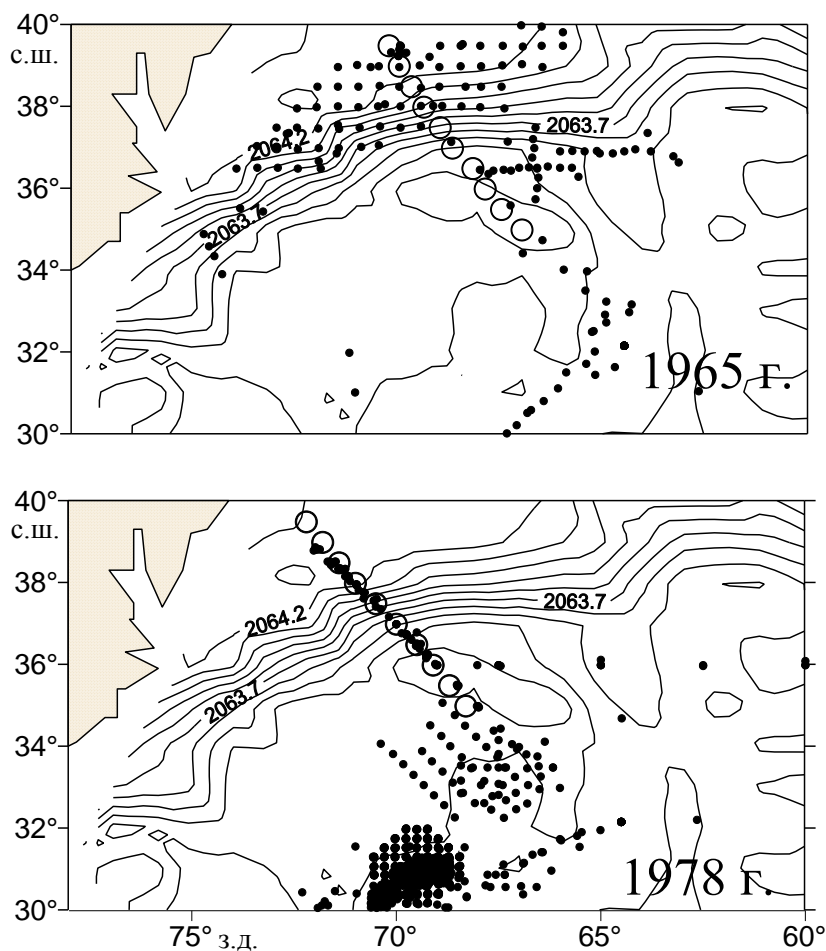
В работе использовалась наиболее полная, из существующих на сегодняшний день, база океанографических данных [16]. Для океанографических разрезов, ориентированных по нормали к основному потоку Гольфстрима, по геострофическим соотношениям предварительно вычислялись скорости течения. Затем путем интегрирования скоростей течения, заключенных между нулевыми изотаксами, вычислялись текущие среднегодовые и среднемесячные величины расходов.

Использование геострофических соотношений предполагает наличие информации о вертикальном распределении плотности морской воды, которая вычисляется по данным о распределении температуры и солёности, зарегистрированным на так называемых батометрических станциях, а также на океанографических станциях, выполнявшихся с помощью *CTD*-зондов (*CTD*-станциях). В данной работе под *CTD*-станциями мы понимаем оба названных типа океанографических станций. Известно, что регион Гольфстрима характеризуется как один из наиболее обеспеченных данными океанографических измерений районов Мирового океана. Между тем анализ пространственно-временного распределения *CTD*-станций показывает, что их количества явно недостаточно для того, чтобы для каждого текущего месяца (и даже года) за период с 1950 по 2004 гг. построить океанографические разрезы, секущие Гольфстрим по нормали к основному потоку. В результате оказывается невозможным провести статистически значимый анализ межгодовой изменчивости расхода Гольфстрима. Один из возможных путей решения этой проблемы – дополнение массива *CTD*-станций данными *XBT*-измерений, которые выполняются на регулярной основе, в том числе коммерческими судами, на одной из наиболее судоходных линий, соединяющих Западную Европу с Восточным побережьем США. Однако *XBT*-данным свойственны известные

недостатки, а именно, меньшая по сравнению с океанографическими измерениями глубина зондирования, а также отсутствие информации о солёности. Поэтому для решения поставленной задачи потребовалось ответить на вопрос, возможно ли в принципе получить репрезентативную информацию о геострофических течениях, используя поле плотности, ограниченное по глубине и вычисленное без учета солёности.

Для ответа на поставленный вопрос были выполнены тестовые расчеты, суть которых заключалась в следующем.

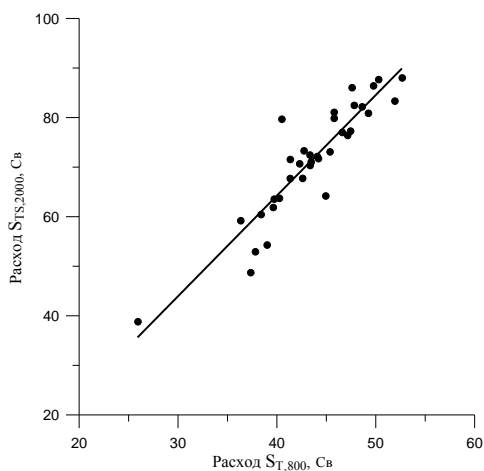
I. Для всех 55 лет за период с 1950 по 2004 гг. были построены и проанализированы совместные карты среднемноголетней топографии поверхности океана и пространственных распределений *CTD*-станций. Затем, на основании анализа таких карт, для тех лет, для которых это оказалось возможным, были построены океанографические разрезы, ориентация которых была максимально приближена к нормали по отношению к направлению генерального переноса. Пример такого выбора приведен на рис. 1.



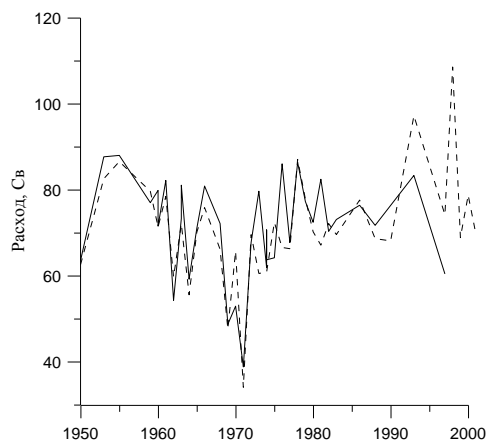
Р и с. 1. Примеры построения разрезов для вычисления скоростей геострофического течения (кружками показаны узлы разрезов, черными точками – *CTD*-станции, выполненные в течение указанных на рисунке лет; цифры на кривых – интегралы плотности (аналоги динамических высот))

К сожалению, почти для трети лет указанного периода пространственное распределение *CTD*-станций не позволяет подобрать такие разрезы. Узлы выбранных разрезов рассматривались как центры сферических прямоугольников со сторонами 1° широты и $1,5^\circ$ долготы. Путем осреднения данных станций, попадавших в пределы сферических прямоугольников, вычислялись текущие среднегодовые вертикальные профили температуры и солёности. Увеличение радиуса влияния в зональном направлении было вызвано преобладающей зональной ориентацией Гольфстрима в анализируемой области (рис.1). Далее по формуле ЮНЕСКО [17] вычислялись текущие среднегодовые вертикальные профили плотности. А затем от отсчетной поверхности 2000 м производился расчет скоростей геострофического течения. Для отдельных лет рассматриваемого периода удалось провести вычисления по двум (в 1960 г.) и трем (в 1974 г.) разрезам, пересекающим Гольфстрим. В этом случае расходы для соответствующих лет усреднялись.

II. Наряду с вышеописанными расчетами текущих годовых расходов, по данным тех же океанографических *CTD*-станций были выполнены аналогичные вычисления от отсчетных поверхностей 400, 600 и 800 м, но уже без учета солёности морской воды. То есть при вычислении плотности по формуле ЮНЕСКО солёность принималась равной нулю. Сопоставление рядов, представляющих расходы Гольфстрима, вычисленные от отсчетной поверхности 2000 м с учетом температуры и солёности $\{S_{TS,2000}\}$, и расходы, вычисленные от перечисленных выше отсчетных поверхностей без учета солёности $\{S_{T,400}, S_{T,600}, S_{T,800}\}$, показало, что между рядами $\{S_{TS,2000}\}$ и $\{S_{T,800}\}$ существует хорошая линейная связь, выражаемая следующим уравнением регрессии (рис. 2): $S_{TS} = 2,03006S_T - 16,9526$.



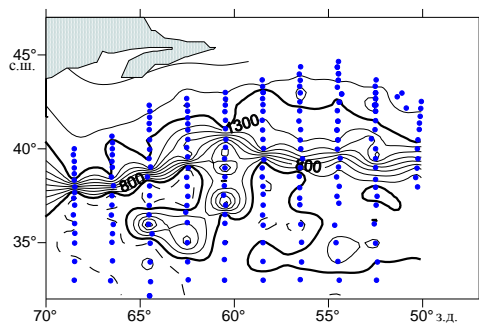
Р и с. 2. Регрессионная связь величин $S_{TS,2000}$ и $S_{T,800}$



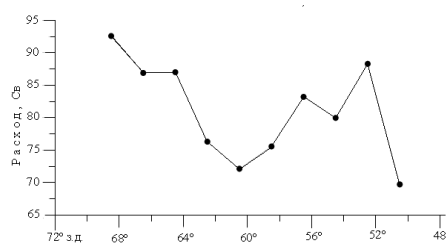
Р и с. 3. Расходы Гольфстрима, вычисленные по данным *CTD*-станций от отсчетной поверхности 2000 м с учетом солёности (сплошная кривая) и по *XBT*-данным от отсчетной поверхности 800 м без учета солёности (штриховая)

Это позволило привлечь данные *XBT*-станций и, используя приведенное уравнение регрессии, получить более полный ряд текущих среднегодовых значений расходов Гольфстрима.

Сопоставление графиков временной изменчивости текущих расходов Гольфстрима, вычисленных с учетом солености по *CTD*-данным, и аналогичных графиков, вычисленных по данным *XBT*-станций с учетом полученного уравнения регрессии (рис. 3), показывает их хорошее соответствие. Причем последние позволяют получить более полное представление о расходах Гольфстрима в последнюю декаду прошлого столетия.



Р и с . 4. Положение *XBT*-станций в апреле 1960 г. и поле интегралов условной плотности, вычисленное от отчетной поверхности 800 м



Р и с . 5. Расходы Гольфстрима, вычисленные по данным *XBT*-станций от отчетной поверхности 800 м для апреля 1960 г., на различных долготах

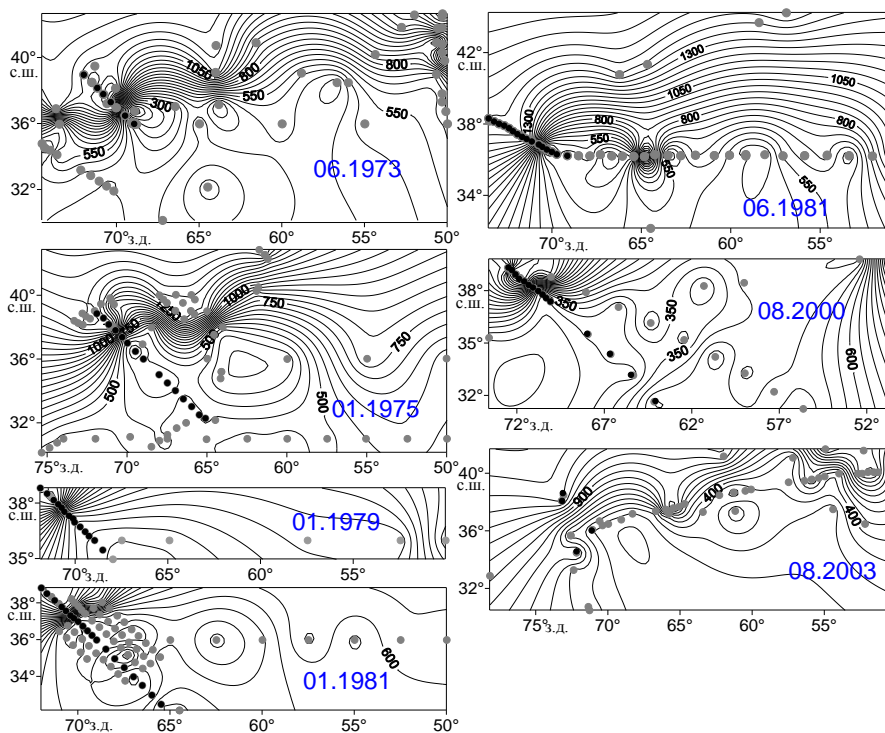
Наряду с проблемой, связанной с общей нехваткой данных *CTD*-станций, имеется и вторая, не менее важная проблема, связанная с репрезентативностью информации о межгодовой изменчивости расхода Гольфстрима, полученной по данным единичных разрезов в различных частях потока при наличии интенсивных синоптических и мезомасштабных шумов. На рис. 4 для примера показан рельеф свободной поверхности океана, вычисленный от отчетной поверхности 800 м по данным *XBT*-станций, выполненных в апреле 1960 г. В пределах области Гольфстрима, заключенной между 70 и 50° з.д., выделяются, по крайней мере, три структурные зоны, где южная периферия Гольфстрима очерчивается различными изогипсами. При этом на участке от 62 до 57° з.д. достоверно выделить южную границу потока практически невозможно, поскольку здесь Гольфстрим представлен двумя кинематическими структурами: собственно потоком Гольфстрима и обширным меандром, который, в свою очередь, состоит из трех кинематических структур с антициклоническим характером обращения вод. Понятно, что в различных структурных зонах должны различаться и расходы течения. И действительно, результаты расчетов (рис. 5), выполненные для каждого из 10 показанных на рис. 4 разрезов, указывают на постепенное понижение расходов от 90 – 93 Св на 68° з.д. до ~ 83 Св на 57° з.д. Уменьшение расхода на 60 – 63° з.д. объясняется тем, что на этом участке Гольфстрима значительная часть его вод расходуетея на формирование упомянутого меандра, что является типичной

ситуацией для этого района [18]. Флуктуации же расходов на трех западных разрезах объясняются тем, что не удалось достоверно выявить нулевую изотаху на южной границе потока.

Таким образом, расчеты, результаты которых приведены на рис. 4, 5, говорят о том, что о межгодовой изменчивости расхода Гольфстрима можно судить на основе рядов $\{S_{T,800}\}$, вычисленных для участка потока, заключенного приблизительно между 64 и 70° з.д. Необходимость соблюдения этого условия выдвинула очередную проблему, которая заключается в следующем.

Как уже говорилось выше, несмотря на максимальную (по сравнению с другими регионами Мирового океана) обеспеченность данными зондирования, географическое расположение *CTD*- и *XBT*-станций носит случайный характер, и выбрать единый океанографический разрез, для которого можно было бы получить достаточно представительный (в статистическом смысле) ряд $\{S_{T,800}\}$, к сожалению, не представляется возможным. Поэтому использовалась следующая процедура.

1. Для каждого текущего месяца из интервала 1950 – 2004 гг. строилась совместная карта распределения *CTD*- и *XBT*-станций и топографии поверхности океана, вычисленной по распределению температуры на этих станциях от отчетной поверхности 800 м (см. рис. 6).



Р и с. 6. Примеры карт распределения *CTD*- и *XBT*-станций и выделения океанографических разрезов, секущих Гольфстрим по нормали вблизи 70° з.д.

2. Выделялись океанографические станции, представляющие разрез, секущий по нормали поток Гольфстрима вблизи 70° з.д.

3. Далее от отсчетной поверхности 800 м рассчитывались составляющие скорости, нормальные по отношению к выбранному разрезу. При этом соленость в уравнении состояния морской воды принималась равной нулю.

4. Путем интегрирования скоростей потока, заключенных между нулевыми изотаксами, определялся расход $S_{T,800}$.

5. И наконец, по формуле $S_T = 2,03006S_{T,800} - 16,9526$ определялось текущее среднемесячное значение расхода Гольфстрима.

Реализация изложенного алгоритма позволила получить ряд из 170 текущих месячных значений расходов Гольфстрима $\{S_{\text{год,мес}}\}$, охватывающий период с 1950 по 2004 гг. Далее путем осреднения значений $S_{\text{год,мес}}$ в пределах каждого текущего года были вычислены среднегодовые значения расходов Гольфстрима $\{\bar{S}_{\text{год}}\}$ (43 значения). Ряды $\{S_{\text{год,мес}}\}$ и $\{\bar{S}_{\text{год}}\}$ используются для получения представлений об изменчивости расходов Гольфстрима на межгодовом и декадном масштабах. Кроме того, они позволяют провести совместный анализ низкочастотных вариаций расходов Гольфстрима и низкочастотных изменений внешних факторов, формирующих и поддерживающих это течение. И наконец, путем выборки значений $S_{\text{год,мес}}$ для каждого месяца года и последующего их осреднения вычислен ряд среднемноголетних месячных значений $\{\bar{S}_{\text{мес}}\}$, позволяющий уточнить характеристики сезонной изменчивости расхода Гольфстрима.

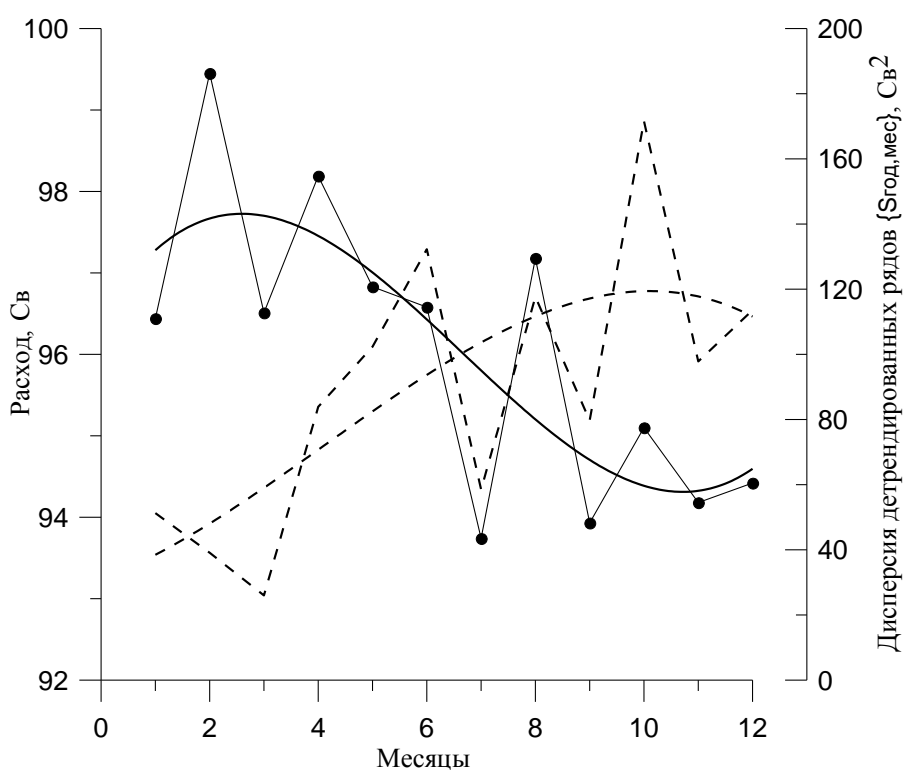
Анализ результатов расчетов

Тренды и межгодовые колебания расхода Гольфстрима в 1950 – 2004 гг.

Среднемноголетние месячные расходы Гольфстрима в окрестности 70° з.д. варьируют в пределах 94 – 99 Св при среднемноголетнем значении 96 Св (таблица, рис. 7 и 8). Максимум расхода наблюдается в конце зимы – начале весны (февраль – март), а минимум – в конце осени (октябрь – ноябрь). Этот результат согласуется с известными литературными данными (см., например, [10]). Амплитуда сезонных вариаций расхода Гольфстрима не превышает 2 Св. Это дает возможность использовать для оценки изменчивости среднегодовых расходов даже те годы, в которые наблюдения выполнены только в отдельные месяцы, поскольку амплитуда межгодовых колебаний существенно превышает 2 Св. Судя по аппроксимирующей кривой в период зимней интенсификации Гольфстрима, общая дисперсия расходов (σ^2) минимальна (около 40 Св²), и наоборот, в период летне-осеннего ослабления Гольфстрима общая дисперсия его расходов возрастает (до более чем 120 Св²).

**Статистические характеристики межгодовых вариаций
расхода Гольфстрима в районе 70°з.д.**

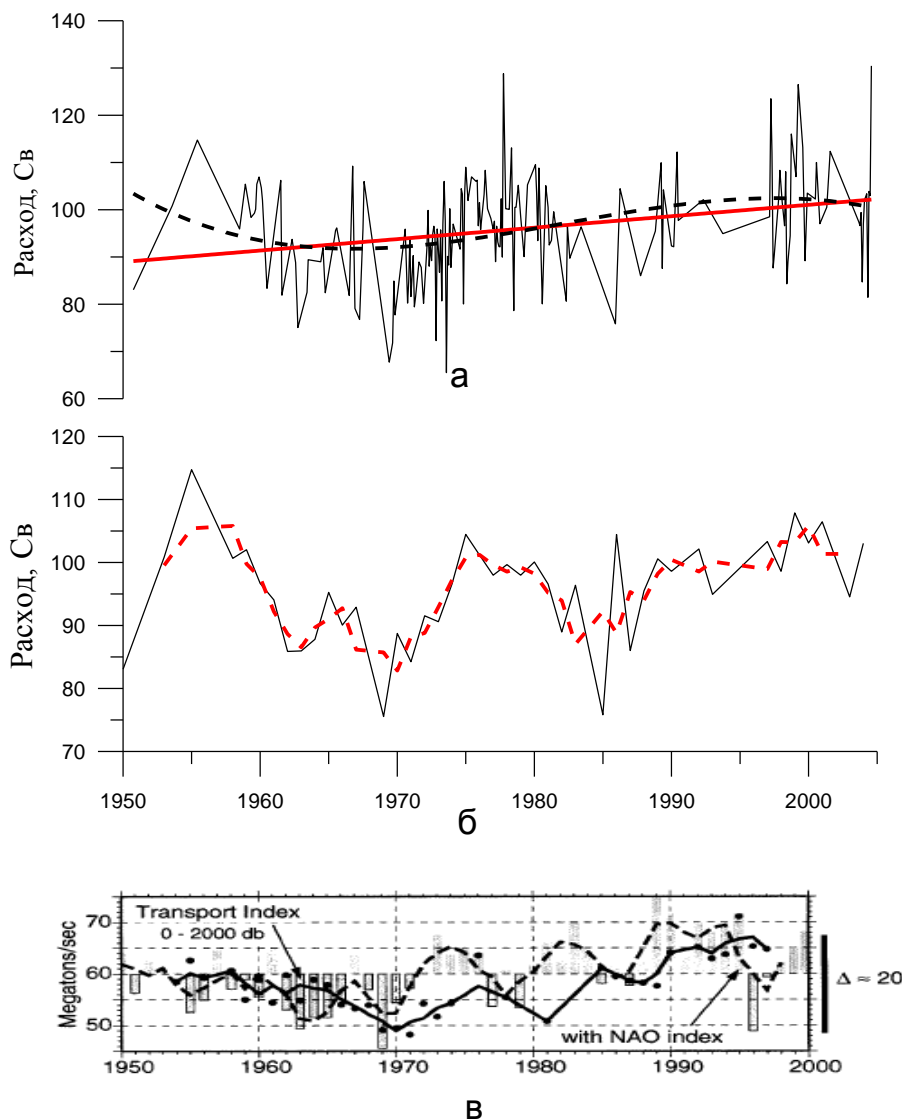
Месяц года	$\bar{S}, \text{Св}$	$\sigma^2, \text{Св}^2$	$\sigma, \text{Св}$	$\sigma_{\text{trend}}^2, \text{Св}^2$	$\sigma_{\text{detrend}}^2, \text{Св}^2$	$\sigma_{\text{trend}}^2 / \sigma^2$	$\delta_{\text{trend}, 55}, \text{Св}$
I	96,44	51,74	7,19	0,47	51,27	0,01	3,81
II	99,45	42,96	6,55	3,86	39,10	0,09	8,08
III	96,51	26,11	5,11	0,12	25,99	0,00	-1,90
IV	98,19	205,79	14,35	121,90	83,90	0,59	52,00
V	96,83	104,26	10,21	1,93	102,34	0,02	5,85
VI	96,58	132,83	11,53	0,57	132,26	0,00	3,13
VII	93,74	61,38	7,83	2,87	58,51	0,05	6,14
VIII	97,18	175,56	13,25	57,92	117,65	0,33	28,91
IX	93,93	81,19	9,01	1,51	79,68	0,02	5,07
X	95,10	184,32	13,58	12,70	171,62	0,07	13,43
XI	94,18	122,13	11,05	24,31	97,82	0,20	23,42
XII	94,42	113,90	10,67	0,35	113,55	0,00	2,35
Полный ряд за 1950 – 2004 гг.	96,03	121,28	11,01	10,27	111,01	0,08	13,07



Р и с. 7. Внутригодовые изменения среднегогодовых месячных расходов Гольфстрима в окрестности 70° з.д. (сплошная ломаная кривая) и дисперсия детрендрованных рядов (штриховая) (плавные кривые – аппроксимации рядов полиномом 3-й степени)

На рис. 8, *а, б* показаны текущие значения среднемесячных и среднегодовых расходов Гольфстрима в окрестности 70° з.д. за 1950 – 2004 гг. и рассчитанный методом наименьших квадратов линейный тренд. Видно, что ли-

нейный тренд положителен, увеличение расхода Гольфстрима за весь указанный период составляет 13 Св (таблица), что противоречит утверждениям об ослаблении Гольфстрима, имеющим место в литературе [2 – 4]. Отметим, что этот наш результат очень хорошо согласуется с результатом, полученным в работе [6]. Для иллюстрации сказанного на рис.8, в приведен график межгодовых флуктуаций индекса бароклинного переноса в системе Гольфстрим – Северо-Атлантическое течение, полученный в цитируемой работе.



Р и с. 8. Текущие значения среднемесячных (а) и среднегодовых (б) расходов Гольфстрима в окрестности 70° з.д. за 1950 – 2004 гг., вычисленные в настоящей работе, а также индекс геострофического переноса в системе Гольфстрим – Северо-Атлантическое течение и индекс Североатлантического колебания по данным работы [6] (в) (прямая линия – линейный тренд, плавная штриховая кривая – аппроксимация трендов полиномом 3-й степени, штриховая линия на рис.8, б – результат скользящего пятиточечного сглаживания)

О значимости тренда можно судить по величине отношения $\sigma_{\text{trend}}^2 / \sigma^2$ (где σ_{trend}^2 – дисперсия, обусловленная этим трендом, σ^2 – суммарная дисперсия) и по общему количеству независимых оценок расходов. Как видно из таблицы, на положительный тренд приходится приблизительно 8 % общей изменчивости расхода Гольфстрима, что, при имеющемся количестве независимых оценок, свидетельствует о значимой (на 5%-ном доверительном уровне) величине тренда. Судя по аппроксимирующей кривой, приведенной на рис. 8, положительный тренд в расходах Гольфстрима наблюдается приблизительно с начала 60-х годов.

Графики межгодовых изменений расхода Гольфстрима, построенные для отдельных месяцев года (рис. 9), а также данные таблицы показывают, что при средней величине дисперсии тренда, равной $\sim 10 \text{ Св}^2$, имеет место значительный разброс дисперсий трендов по месяцам года (от значений, близких к нулевым, до $\sim 120 \text{ Св}^2$). Наибольшие величины дисперсий трендов приходятся на апрель (122 Св^2) и август (58 Св^2). Заметим, что именно эти периоды года характеризуются экстремальными значениями расходов $\bar{S}_{\text{мес}}$: максимальные расходы приходятся на апрель, а минимальные – на август.

Характеризуя тренды, полученные для различных месяцев года, следует отметить, что их статистическая значимость для некоторых месяцев, в силу малой обеспеченности, не превышает 10%-ного доверительного уровня. При этом, наряду с положительными трендами для большинства месяцев года, для марта и декабря получены отрицательные тренды, хотя их значимость практически равна нулю.

О связи колебаний расхода Гольфстрима с колебаниями ветровой циркуляции

Для расчета меридионального крупномасштабного переноса, обусловленного действием ветра, использовалось классическое соотношение Свердрупы, имеющее в правой системе координат на β -плоскости следующий вид:

$$S_y^{\text{Sv}} = -\frac{\text{rot}_z \tau}{\beta} = \frac{1}{\beta} \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial y} - \frac{\partial \tau_y}{\partial x} \right),$$

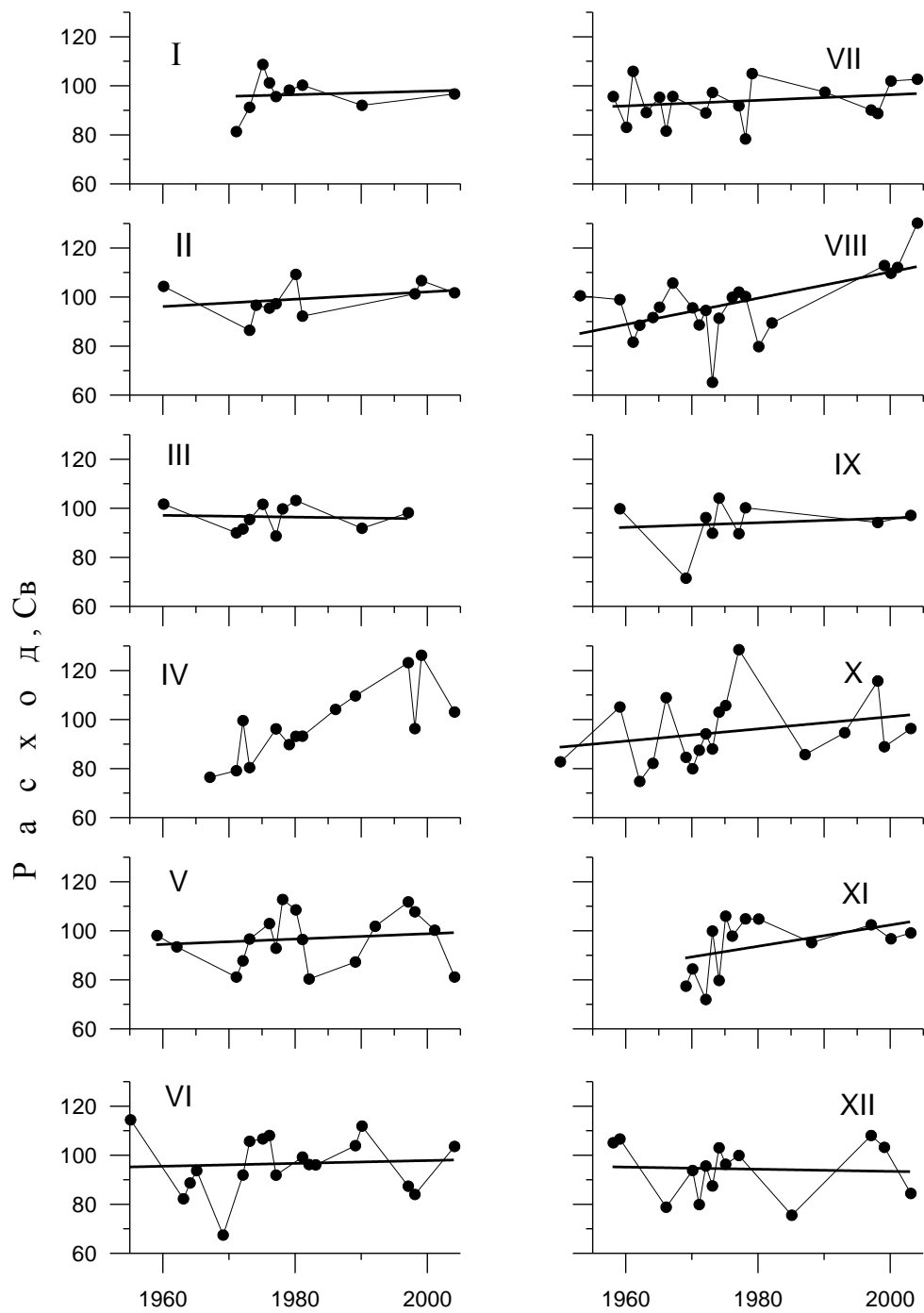
где τ_x и τ_y – составляющие касательных напряжений ветра. Вначале по формуле Свердрупы вычислялись текущие среднемесячные значения меридионального переноса вдоль 35°с.ш. Расчет выполнялся с шагом $2,5^\circ$ по долготы. Затем путем интегрирования полученных значений S_y^{Sv} вдоль названной широты рассчитывались значения текущих среднемесячных свердруповских расходов Q_y^{Sv} . Оценка интегрального свердруповского переноса в ССАК проводилась без учета западного погранслоя, в предположении, что течения в погранслое носят компенсационный характер (т.е. расход в западном погранслое направлен в противоположную сторону по сравнению с расходом во внутренней части круговорота и компенсирует свердруповский перенос). Поэтому интегрирование производилось для области Субтропической Атлантики, расположенной между 5 и 75°з.д. Среднемесячные значения касательных напряжений ветра вычислялись по данным о приводном давлении с использованием следующих формул Акерблома:

$$\tau_x = -\frac{1}{2} \sqrt{\frac{2\nu}{f}} \left(\frac{\partial P_a}{\partial x} + \frac{\partial P_a}{\partial y} \right), \quad \tau_y = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{2\nu}{f}} \left(\frac{\partial P_a}{\partial x} - \frac{\partial P_a}{\partial y} \right).$$

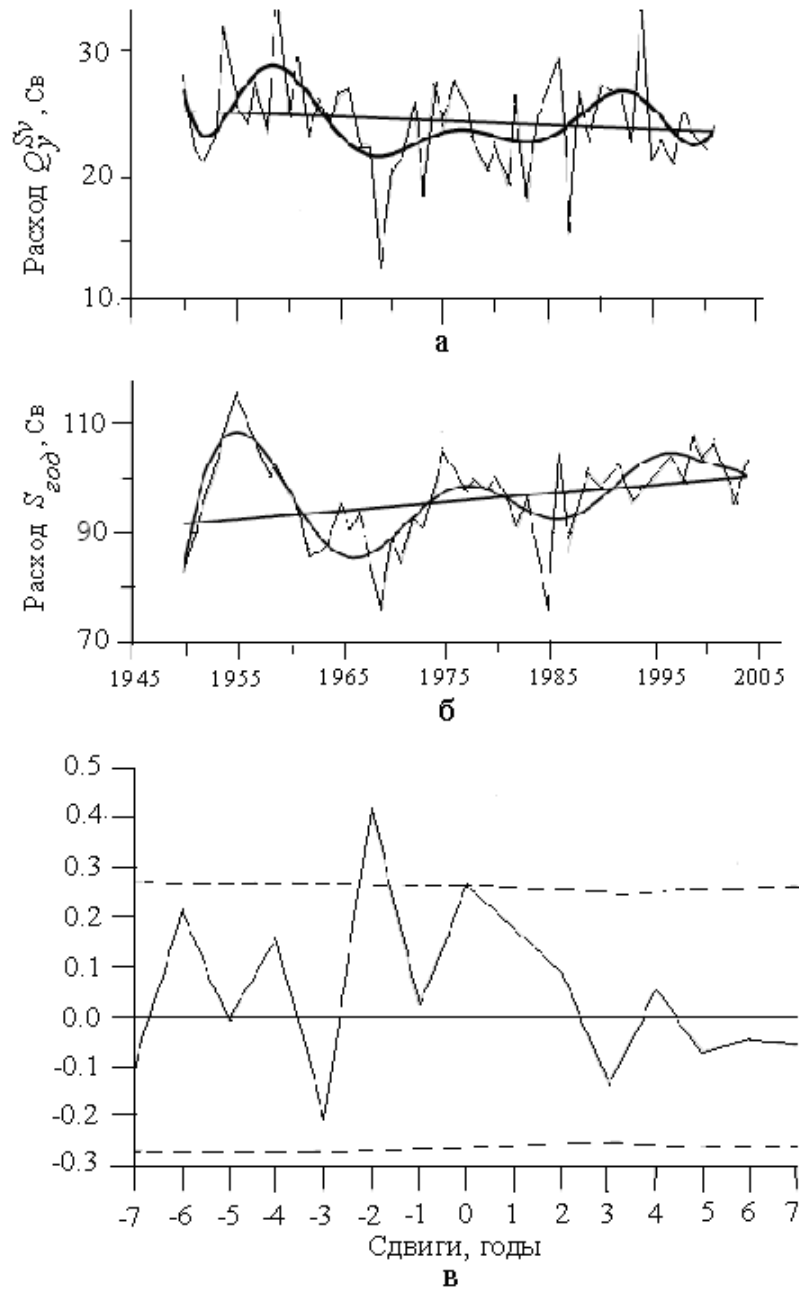
Здесь ν – коэффициент вертикальной турбулентной вязкости воздуха в приводном слое, P_a – среднемесячное значение атмосферного давления у поверхности океана, которое бралось из данных реанализа *NCEP* о давлении в приводном слое (подробнее см. [19]). Вычисления производились для различных значений ν в диапазоне от 5 до 10 м²/с. После сопоставления результатов расчетов с оценками других авторов окончательно был выбран $\nu = 10$ м²/с. Далее с целью выявления прямой связи между колебаниями Q_y^{Sv} и $S_{год}$ была вычислена взаимная корреляционная функция между межгодовыми колебаниями интегрального меридионального переноса Q_y^{Sv} (взятыми с противоположным знаком) и межгодовыми колебаниями расхода Гольфстрима $S_{год}$.

Средний за 1950 – 2004 гг. свердруповский перенос, вычисленный при коэффициенте $\nu = 10$ м²/с, оказался равным –24,4 Св. Рассчитанный от отчетной поверхности 2000 м среднемноголетний расход Гольфстрима \bar{S} в окрестности 70° з.д. составляет 96 Св. Это говорит о том, что свердруповский перенос в среднем компенсирует лишь около четверти общего расхода Гольфстрима. Декадные его изменения обусловлены изменчивостью поля ветра также приблизительно на 25 %. Действительно, межгодовые колебания величин Q_y^{Sv} и $S_{год}$ показывают, что они представляют собой суперпозицию флуктуаций с доминирующими периодичностями, составляющими приблизительно от 5 – 6 до ~20 лет (рис. 10), а остаточные (после удаления тренда) дисперсии составляют 16 и 64 Св² соответственно. Таким образом, межгодовая изменчивость расхода Гольфстрима приблизительно на 25 % может объясняться компенсацией свердруповского переноса. Оставшиеся 75 % межгодовой изменчивости расхода Гольфстрима в значительной степени обусловлены термохалинными факторами, анализ которых будет проведен в следующем разделе.

Вид аппроксимирующих полиномов позволяет предположить наличие прямой связи между колебаниями Q_y^{Sv} и $S_{год}$. На графике взаимной корреляционной функции между межгодовыми колебаниями интегрального меридионального переноса Q_y^{Sv} и межгодовыми колебаниями расхода Гольфстрима, приведенном на рис. 10, в, при 2-летнем лидировании Q_y^{Sv} выделяется положительный экстремум, выходящий за пределы 5%-ного доверительного уровня. Коэффициент корреляции при указанном сдвиге составляет 0,45. Наличие этого экстремума в принципе свидетельствует в пользу проверяемого предположения и говорит о том, что реакция Гольфстрима на межгодовые колебания завихренности в поле ветра в ССАК происходит приблизительно с 2-летним запаздыванием.



Р и с. 9. Межгодовые вариации среднемесячных расходов Гольфстрима в окрестности 70° з.д.

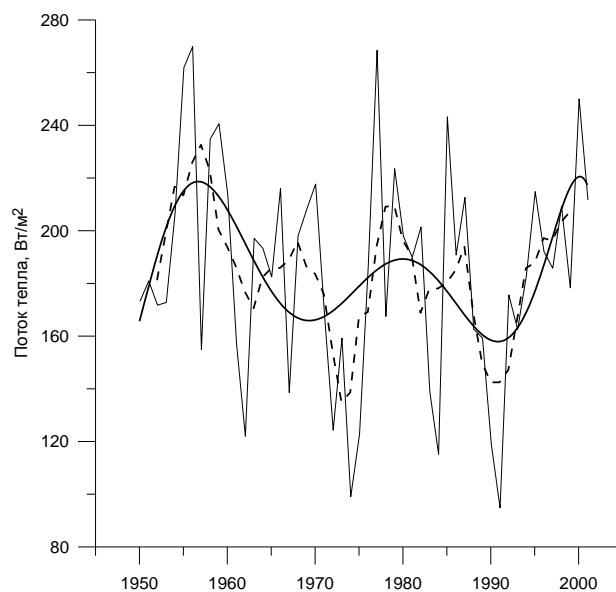


Р и с. 10. Межгодовые колебания интегрального меридионального свердруповского переноса Q_y^{Sv} (а), расходов Гольфстрима $S_{год}$ (б) и их взаимная корреляционная функция (в) (прямые линии – линейные тренды, сглаженные кривые – результаты аппроксимаций полиномами 8-й степени, штриховыми линиями показаны 5%-ные доверительные уровни, отрицательные сдвиги означают лидирование Q_y^{Sv})

Наличие низкочастотной изменчивости свердруповского переноса в Северной Атлантике с характерным периодом около 20 лет может быть объяснено воздействием ТДО на Северную Атлантику. Статистически значимое изменение поля давления в Северной Атлантике, обусловленное ТДО, приведено в работе [20]. Следуя полученным в этой работе результатам, можно ожидать, что усиление/ослабление ТДО должны сопровождаться интенсификацией/ослаблением завихренности поля ветра в Субтропической Атлантике и, следовательно, последующими усилением/ослаблением Гольфстрима. Результаты, полученные в настоящей работе, свидетельствуют о том, что задержка в реакции Гольфстрима на изменения завихренности поля ветра в Северной Атлантике, обусловленные ТДО, составляет около 2 лет.

Взаимосвязь низкочастотных колебаний расхода Гольфстрима и турбулентных потоков тепла в Северной Атлантике

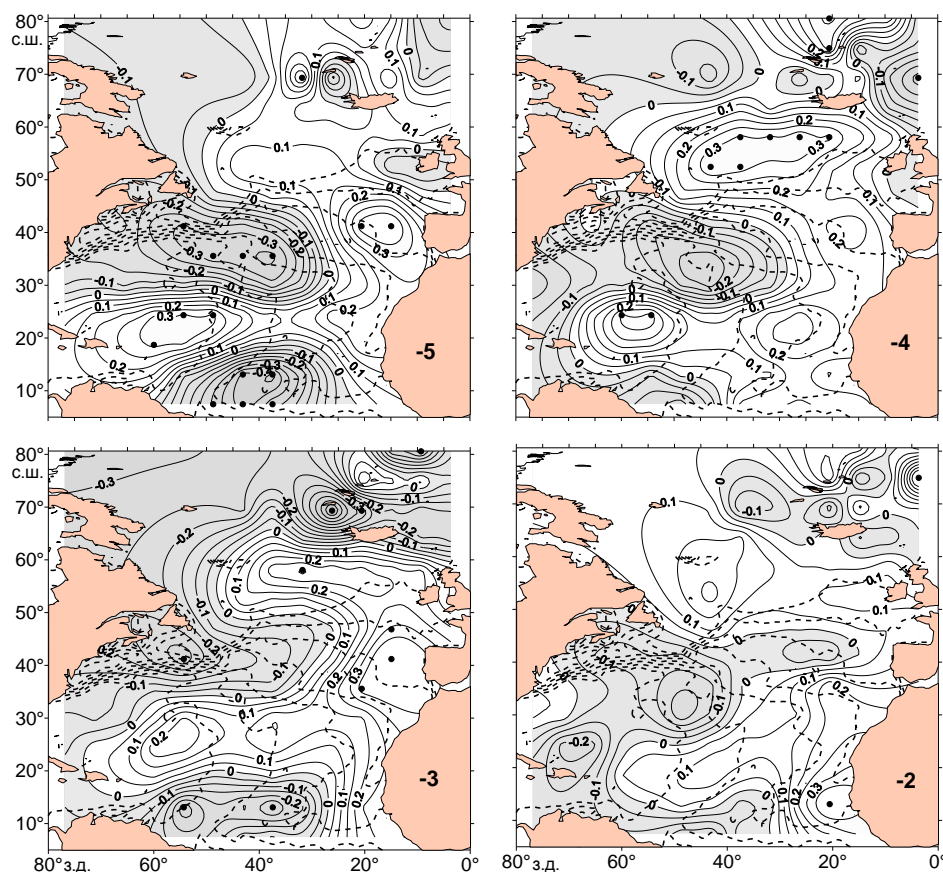
Типичный график межгодовых колебаний турбулентных потоков тепла в центральной части ССАК, построенный по данным реанализа *NCEP* приведен на рис. 11. Анализ этих данных показывает, что межгодовые флуктуации суммарных турбулентных потоков тепла на поверхности океана представляют собой суперпозицию колебаний с периодами от 2 – 3 лет до 20 – 25 лет. Для ответа на вопрос о влиянии низкочастотной изменчивости турбулентных потоков тепла на поля плотности в пределах ССЦК и ССАК рассчитывались поля взаимных корреляционных функций между колебаниями расхода Гольфстрима и колебаниями суммарных турбулентных потоков тепла в Северной Атлантике. Вычисления проводились для диапазона сдвигов от –13 лет (лидерование потоков тепла) до +13 лет (лидерование флуктуаций расхода Гольфстрима).



Р и с. 11. Суммарные турбулентные потоки тепла в центральной части ССАК (30°с.ш., 65,5°з.д.) (штриховая кривая – текущее пятилетнее сглаживание, плавная кривая – аппроксимация полиномом 9-й степени)

Последовательное сопоставление полей взаимной корреляции, вычисленных для различных сдвигов (от крайних отрицательных до крайних положительных), показывает, что в эволюции представляемых полей существует очевидная преемственность, хотя для отдельных сдвигов из диапазона ± 13 лет уровень корреляционных связей не выходит за 10%-ный доверительный уровень.

Из совокупности результатов, полученных при отрицательных сдвигах, выделяются корреляционные поля, указывающие на то, что в отдельных структурных зонах Северной Атлантики межгодовые колебания потоков тепла при их 3 – 5-летнем лидировании надежно коррелируют с межгодовыми колебаниями расхода Гольфстрима (рис. 12).



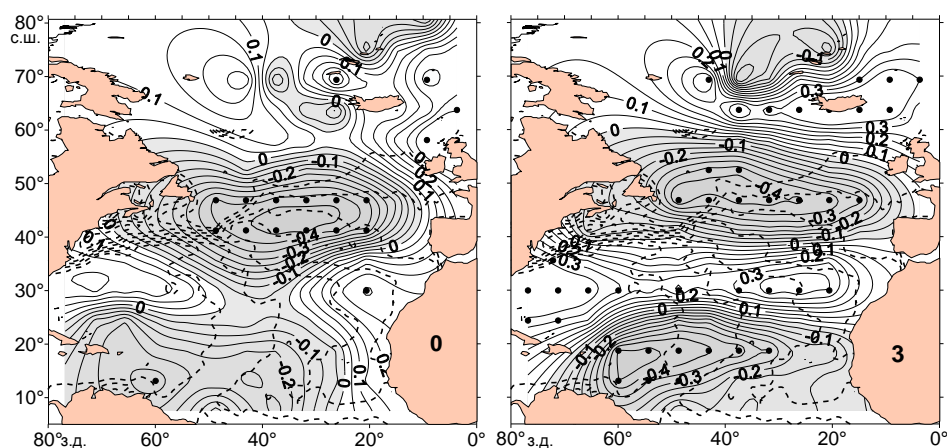
Р и с. 12. Поля взаимной корреляции суммарных турбулентных потоков тепла и расхода Гольфстрима при лидировании потоков от 3 до 5 лет (затемненные участки – корреляция отрицательная, светлые участки – корреляция положительная; точками выделены участки, в которых корреляция превышает 10%-ный доверительный уровень; штриховыми линиями показаны линии токов геострофических течений)

Так, судя по отрицательному знаку корреляции, интенсификация турбулентных потоков тепла в области действия Гольфстрима сопровождается его ослаблением, наблюдаемым через 3 – 5 лет, и наоборот, ослабление турбу-

лентных потоков тепла в этом регионе сопровождается интенсификацией Гольфстрима, наблюдаемой через тот же промежуток времени. При этом в первом случае имеет место ослабление турбулентных потоков в южной части ССЦК, примыкающей к Гольфстриму с севера, что ведет к ослаблению процессов вертикальной конвекции, а следовательно, к опусканию термоклина в этом районе, а во втором случае имеют место обратные процессы, ведущие к подъему термоклина в указанном регионе. Все это приводит к соответствующим изменениям горизонтальных градиентов плотности в направлении, поперечном Гольфстриму, а значит, в первом случае – к ослаблению Гольфстрима, а во втором – к его интенсификации. Причем, судя по результатам, приведенным на рис. 12, реакция Гольфстрима на изменения турбулентных потоков тепла запаздывает приблизительно на 3 – 5 лет.

Следует обратить внимание на положительный знак корреляции, полученный при 3 – 5-летнем лидировании турбулентных потоков в восточной и южной областях ССАК, а именно, в областях действия Канарского и Северного Пассатного течений (КТ и СПТ соответственно). Это говорит о том, что интенсификация/ослабление турбулентных потоков тепла в этих районах приводят к более/менее интенсивному охлаждению здесь верхнего слоя океана, а следовательно, к интенсификации/ослаблению КТ и СПТ. Эти процессы, в свою очередь, сопровождаются интенсификацией/ослаблением Гольфстрима, наблюдаемыми через 3 – 5 лет. Таким образом, можно заключить, что в ССАК наблюдаются взаимосвязанные вариации интенсивности Гольфстрима и системы КТ/СПТ, обусловленные изменениями турбулентных потоков тепла. Причем можно предположить, что сдвиг фаз в колебаниях интенсивности рассматриваемых течений близок к 180 градусам.

Наиболее надежный уровень взаимосвязи между флуктуациями турбулентных потоков тепла и расхода Гольфстрима получен для акваторий, примыкающих к системе Гольфстрим – Северо-Атлантическое течение с севера и юга, для интервала положительных сдвигов от 0 до 3 лет (рис. 13).



Р и с. 13. Поля взаимной корреляции суммарных турбулентных потоков тепла и расхода Гольфстрима при нулевом сдвиге и 3-летнем лидировании расхода (обозначения те же, что на рис. 12)

Можно констатировать, что интенсификация/ослабление Гольфстрима в целом ведут к ослаблению/интенсификации турбулентных потоков тепла в южной части ССЦК и северной части ССАК, а также восточнее 45° з.д. в области разветвления его потоков.

Таким образом, оценки временных сдвигов, при которых получены значимые величины корреляционных связей, показывают, что временной масштаб цикличности процесса приспособления интенсивности турбулентных потоков тепла и расходов Гольфстрима равен приблизительно 6 годам. Согласно первому сценарию, при лидировании максимумов турбулентных потоков в области Гольфстрима через 3 года следует ожидать минимумов его расходов, а затем, согласно второму сценарию, при лидировании минимумов расходов Гольфстрима через 3 года следует ожидать максимумов турбулентных потоков по обе стороны от Гольфстрима. Полученную оценку подтверждают осредненные корреляционные функции, вычисленные в рамках данной работы для центральной части ССАК и для области ССЦК, примыкающей к Гольфстриму (рисунок не приводится).

Что касается 20 – 25-летних колебаний турбулентных потоков тепла в Северной Атлантике, то они, по всей вероятности, генерируются ТДО, поскольку именно этот масштаб является основным периодом ТДО. Таким образом, Тихий океан, вероятно, вызывает 20 – 25-летние колебания расхода Гольфстрима как посредством изменения поля ветра в Северной Атлантике, так и в результате его влияния на потоки тепла в регионе.

Выводы

Среднегодовое месячные расходы Гольфстрима в окрестности 70° з.д. варьируют в пределах 94 – 99 Св при среднегодовом значении 96 Св. Максимум расхода наблюдается в конце зимы – начале весны (февраль – март), а минимум – в конце осени (октябрь – ноябрь). Амплитуда сезонных вариаций 2 Св.

В период зимней интенсификации Гольфстрима общая дисперсия расходов минимальна (около 40 Св^2), и наоборот, в период летне-осеннего ослабления Гольфстрима общая дисперсия его расходов возрастает (до 120 Св^2).

Получен значимый на 5%-ном доверительном уровне положительный линейный тренд текущих среднемесячных расходов Гольфстрима за период с 1950 по 2004 гг., что проявляется в увеличении расхода Гольфстрима за указанный период на 13 Св. Величина линейного тренда, оцененного для различных месяцев года за 1950 – 2004 гг., изменяется от значений, близких к нулевому, до ~ 10 Св за 10 лет. Этот результат не согласуется с утверждениями об ослаблении Гольфстрима, имеющими место в океанологической литературе [2 – 4].

Компенсацией свердруповского переноса, обусловленного завихренностью крупномасштабного ветра, можно объяснить лишь около четверти общего расхода Гольфстрима и его изменчивость межгодового масштаба. Колебания величин Q_y^{Sv} и $S_{\text{год}}$ представляют собой суперпозицию флуктуаций с доминирующими периодичностями, составляющими приблизительно от 5 – 6

до ~20 лет, а остаточные (после удаления тренда) дисперсии составляют 16 и 64 Св² соответственно.

Реакция Гольфстрима на межгодовые колебания свердруповского переноса, обусловленного завихренностью крупномасштабного ветра в ССАК, происходит приблизительно с 2-летним запаздыванием.

Наряду с вариациями завихренности крупномасштабного ветра в ССАК, важную роль играет отклик системы западных пограничных течений на квазипериодическое воздействие потоков тепла на поверхности океана, связанное с Североатлантическим колебанием.

В отдельных структурных зонах Северной Атлантики межгодовые колебания потоков тепла (при их 3 – 5-летнем лидировании) значимо коррелируют с межгодовыми колебаниями расхода Гольфстрима. Интенсификация турбулентных потоков тепла в области действия Гольфстрима сопровождается его ослаблением, наблюдаемым через указанный промежуток времени. И наоборот, ослабление турбулентных потоков тепла в указанных районах через 3 – 5 лет сопровождается интенсификацией Гольфстрима.

Наряду с изменчивостью межгодового масштаба, связанной с Североатлантическим колебанием, обнаружена низкочастотная изменчивость интенсивности Гольфстрима декадного масштаба, вероятно, связанная с Тихоокеанской декадной осцилляцией, которая вызывает 20 – 25-летние колебания расхода Гольфстрима как посредством изменения поля ветра в Северной Атлантике, так и вследствие ее влияния на потоки тепла в регионе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Полонский А.Б., Башарин Д.В., Воскресенская Е.Н., Ворли С. Североатлантическое колебание: описание, механизмы и влияние на климат Евразии // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – № 2. – С.42 – 59.
2. Карнаухов А.В., Карнаухов В.Н. Новая модель оледенений в Северном полушарии. – Пушкино: Институт биофизики клетки РАН. – <http://poteplenie.ru/doc/karn-golfst0.htm>.
3. Карнаухов А.В. Динамика оледенений в Северном полушарии как автоколебательный релаксационный процесс // Биофизика. – 1994. – 39, №6. – С.1094 – 1098.
4. Bryden H.L., Longworth H.R., Cunningham S.A. Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25° N // Nature. – 2005. – 438. – P.655 – 657.
5. Programme of NOAA Research: The GULFSTREAM-IV. – www.publicaffairs.noaa.gov/grounders/pdf/gulfstream.pdf.
6. Curry R.G., McCartney M.S. Ocean Gyre Circulation changes associated with the North Atlantic Oscillation // J. Phys. Oceanogr. – 2001. – 31. – P.3374 – 3400.
7. Артамонов Ю.В., Воскресенская Е.Н., Джиганишин Г.Ф. и др. Низкочастотная изменчивость гидрометеорологических и гидрофизических характеристик Тропической и Субтропической Атлантики в связи с глобальными вариациями типа Эль-Ниньо – Южные Осцилляции / Под ред. А.Б.Полонского, А.А.Сизова // Депон. рукопись N4560 В-91. – М.: ВИНТИ, 1991. – 247 с.
8. Джиганишин Г.Ф., Полонский А.Б. Межгодовая и десятилетняя изменчивость теплозапаса верхнего 200-метрового слоя в Тропической Атлантике в 1950 – 1992 гг. // Изв.РАН. Физика атмосферы и океана. – 2001. – 37, № 2. – С. 497 – 505.
9. Полонский А.Б., Семилетова Е.П., Джиганишин Г.Ф. Роль океана в поддержании Североатлантического колебания // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – № 5. – С. 47 – 55.
10. Джиганишин Г.Ф., Полонский А.Б. Североатлантическое колебание и изменчивость характеристик деятельного слоя океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2003. – 39, № 4. – С. 354 – 364.

11. Mantua J.N., Hare S.R., Zhang Y. et al. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 1997. – 78, – P. 1069 – 1080.
12. Nakamura H., Lin G., Yamagata T. Decadal climate variability in the North Pacific during recent decades // Ibid. – 1997. – 78. – P. 2215 – 2225.
13. Trenberth K.E., Hurrell J.W. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific // Clim. Dyn. – 1994. – 9. – P. 303 – 319.
14. Yukimoto S., Endoh M., Kitamura Y. et al. Interannual and interdecadal variabilities in the Pacific in an MRI coupled GCM // Ibid. – 1996. – 12. – P. 667 – 683.
15. Deser C. Evidence for a wind-driven intensification of the Kuroshio Current Extension from the 1970s to the 1980s // The ROSSBY-100 Symposium, 8 – 12 June. – Stockholm, Sweden. – 1998. – 1. – P. 87 – 89.
16. Boyer T.P., Antonov J.I., Garcia D.R. et al. World Ocean Database 2005 // NOAA Atlas NESDIS 60, U.S. Government / Ed. S. Levitus. – <http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV>.
17. О введении Шкалы практической солености, 1978 и нового международного уравнения состояния морской воды // Океанология. – 1982. – 22, вып. 2. – С.337 – 343.
18. Стоммел Г. Гольфстрим. Физическое и динамическое описание. – М.: Изд-во иностр. лит., 1963. – 263 с.
19. Джиганишин Г.Ф., Полонский А.Б., Крашенинникова С.Б. Влияние межгодовой изменчивости поля ветра в субтропическом круговороте на расходы Гольфстрима // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. – С.296 – 299.
20. Enfield D., Mestas-Nunez A.M. Multiscale variability in global SST and their relationships with tropospheric climate patterns // J. Clim. – 1999. – 12, № 9. – P.2719 – 2733.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 10.01.08
После доработки 13.05.08

ABSTRACT On the basis of modern oceanographic and hydrometeorological data the characteristics of the Gulf Stream geostrophic transport in 1950 – 2004 are calculated. The role of low-frequency variations of the wind field vorticity and the turbulent heat fluxes in the North Atlantic in generation of the variability is evaluated. Significant (5 % confidence indicator) positive linear trend of the Gulf Stream monthly average transport is obtained. It is manifested in the increase of the Gulf Stream transport for the indicated period by 13 Sv. The obtained estimates permit to draw a conclusion that 25 % of inter-annual variations of the Gulf Stream transport are conditioned by low frequency variations of wind field vorticity in the subtropical Atlantic. At that the Gulf Stream transport are delayed in relation to wind variations approximately by 2 years. The response of the system of western boundary currents to quasi-periodic influence of turbulent heat fluxes on the ocean surface related to the North Atlantic oscillation plays an important role in variation of the Gulf Stream transport. Intensification of turbulent fluxes in the North sub-polar cyclonic gyre and their weakening in the northern part of the Subtropical gyre are accompanied by the Gulf Stream intensification each 3 – 5 years. Anomalies of turbulent heat fluxes of opposite sign are accompanied by the Gulf Stream weakening also each 3 – 5 years. Potentially important role of the Pacific decadal oscillation in maintaining decadal variability of the Gulf Stream intensity is noted. This oscillation affects the Gulf Stream transport both by change of the wind field in various oscillation phases and due to its influence upon the ocean – atmosphere heat exchange.