

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
(РОСГИДРОМЕТ)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
«ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ»
ИМЕНИ Н. Н. ЗУБОВА (ФГУ «ГОИН»)

УДК 551.585, 551.513
№ Госрегистрации 0120145860
Инв. № /2016

УТВЕРЖДАЮ

Директор ФГБУ «ГОИН»

Ю.Ф.СЫЧЁВ

« 23 » декабря 2016 г.



ОТЧЕТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ
по теме 1.5.3.7: «Исследование разномасштабного взаимодействия
северной части Атлантического океана и Северного Ледовитого океана и
его влияния на формирование климатической цикличности в полярных
областях и на европейской территории РФ»
раздел:

Исследование сезонной климатической изменчивости гидрологических
полей Северной Атлантики и её связь с изменениями климата на
европейской территории РФ
(заключительный)

Руководитель,
Зам. директора ФГБУ «ГОИН»
Ответственный исполнитель,
Зав. отделом ФГБУ «ГОИН»

В.М.Грузинов

В.А. Соколов

Москва 2016

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ ФГБУ «ГОИН», УЧАСТВУЮЩИХ В РАБОТАХ ПО ТЕМЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

1. Руководитель,
зам. директора ГОИНа,
д.г.н. В.М.Грузинов Общее руководство работ и обеспечение поставки массивов исходных данных
2. Ответственный исполнитель, зав. отделом методов морских наблюдений, информационных систем и технологий, к.ф.м.н.. В.А. Соколов Реферат, Введение, проектирование расчётных алгоритмов, написание отчёта и Заключение
3. Зав. лаборатории
Методов морских наблюдений, д.ф.м.н. О.П. Никитин Построение и анализ карт сноса дрейфтеров в регионе СА
4. Научный сотрудник С.П. Апухтина Разработка программных алгоритмов, поддержка базы данных, написание и оформление разделов отчёта,
5. СНС Т.Н.Копейки- Работа по подготовке на исходных массивов данных.
6. Ст. инженер О.А. Соколова Технические работы по поддержке базы данных, работе с расчётными программами.

РЕФЕРАТ

Отчет 129 с., 11 рис. , 2 табл., помещённых в тексте отчёта, 119 рис. помещено в Приложении А, использованы ссылки на 23 источника, материалы работ опубликованы в открытой печати в 11 статьях.

СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА, СЕВЕРО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ СУБТРОПИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ, СЕВЕРО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ СУБАРКТИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ, ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЕ ВЕРХНЕГО ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ, КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕРМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ, АТЛАНТИЧЕСКАЯ МУЛЬТИДЕКАДНАЯ ОСЦИЛЯЦИЯ (АМО)

Цель данной научно-исследовательской работы состоит в определении сезонных мультидекадных климатических изменений в гидрологических полях Северной Атлантики и в установлении связи этих изменений с изменениями климата в европейской территории РФ.

Объекты исследований – построенные по результатам обработки массивов глубоководных гидрологических наблюдений, полученных в регионе Северной Атлантике (СА) за период с 1928 по 2010 г.г.

Методы исследования:

- а) статистическая обработка исходных массивов гидрологических наблюдений, связанная с построением их сеточных массивов на 24 стандартных гидрологических горизонтах в интервале от поверхности до дна, осреднённые по сезонам зима, лето на интервалах мультидекадных климатических осреднений, полученных по индексу АМО: 1928-1965, 1966-1998, 1999-2010 г.г.
- б) расчёты по полученным сеточным значениям термohалопикнических полей СА:
 - 1) пространственных полей скоростей в СА, рассчитанных по термогидродинамической модели ИВМ РАН в режимах диагноза и адаптации на 32 горизонтах, построенных по этим результатам карт скоростей течений на гидрологических горизонтах с последующем построением на горизонтах 0, 100, 500 и 1000 м для летних и зимних сезонов для трёх интервалов осреднений 1928-1965, 1966-1998, 1999-2010 карт и карт поверхности уровня СА;

- 2) сезонных мультидекадных аномалий теплосодержания верхнего деятельного слоя СА от поверхности до глубины залегания десятиградусной изотермы в летние и зимние сезоны трёх интервалов временных осреднений, полученных по индексу АМО: 1928-1965, 1966-1998, 1999-2010;
- 3) аномалий динамических высот, полученных от их средних сезонных климатических значений в местах расположения Северо-Атлантического Субтропического Антициклонального Круговорота и Северо-Атлантического Субарктического Циклонического Круговорота, выполненных для сезонов зима-лето для трёх интервалов климатических осреднений, полученных по индексу АМО и для трёх интервалов: 1942-1976, 1977-1997, 1998-2010, полученных графику климатических изменений уровня Каспия.

Главный итог проведённых по теме исследований, полученный по результатам анализа всех перечисленных выше характеристик связан с выявлением в гидрологических полях в регионе СА возврата к ситуации первого климатического интервала осреднений. Для климата европейской части РФ этот вывод означает ожидаемый возврат к климатической ситуации пятидесятых годов прошлого столетия.

Содержание

Введение	7
Используемые сокращения	12
Глава 1 Описание БД термохалинных данных наблюдений Северной Атлантики, технология их фильтрации и расчёта сеточных значений термохалопикнических полей этого региона	
1.1 Общее описание БД и технологии предварительной обработки загружаемой в неё информации	13
1.2 Описание состава и параметров требуемых технических средств.	14
Глава 2. Описание технологии сведения в узлы пространственной сетки дискретных массивов термохалинных полей СА	
2.1 Технология приведения массивов данных к стандартным гидрологическим горизонтам	15
2.2 Технология интерполяции скалярного поля в горизонтальной плоскости в требуемом масштабе осреднения по его случайно распределённым дискретным реализациям с учётом пространственной анизотропии этих реализаций	16
Глава 3. Описание автоматической технологии фильтрации массивов данных гидрологических наблюдений от дубликатов, случайных и систематических ошибок	
3.1 Автоматическая фильтрация дубликатов наблюдений	18
3.2 Описание метода совместного статистического T-Санализа в приложении к задаче фильтрации ошибок T, S наблюдений	18
3.3 Автоматическая технология фильтрации массивов наблюдений от случайных ошибок на заданном уровне доверительного интервала вероятности	25
3.4 Автоматическая технология фильтрации систематических ошибок в массивах наблюдений	26

Глава 4. Расчёт сезонных мультидекадных климатических характеристик "Гидрологических полей Северной Атлантики" в различные интервалы временных осреднений

4.1 Обоснование временных интервалов климатических осреднений	28
4.2 Описание картированных значений скалярных величин гидрологических полей	29
4.3 Обоснование выбора объекта анализа и единицы его измерения	30
4.4 Результаты анализа сезонной климатической изменчивости теплосодержания верхнего деятельного слоя Северной Атлантики	32

Глава 5. Диагностические и адаптационные расчёты сезонных значений мультидекадной климатической циркуляции Северной Атлантики и их анализ

5.1 Общее описание технологии расчётов течений	43
5.2 Описание граничных условий и режимов расчётов атласов течений Северной Атлантики	44
5.3 Результаты анализа построенных карт течений на горизонтах	45
5.4 Анализ сезонных мультидекадных изменений поверхности уровня СА	49
Выводы	55
Заключение	57
Приложение А	58

ВВЕДЕНИЕ

Согласно схеме глобальной океанической циркуляции Брокера [1] в регионе субарктической зоны Северной Атлантики (СА) в море Лабрадор и в южной части Исландского моря происходят процессы интенсивного энергообмена теплых вод субтропической зоны СА с атмосферой. В результате этого процесса происходит охлаждение, осолонение (за счёт испарения пресной составляющей морской воды) и уплотнение поверхностных вод, которые далее переносятся конвективной циркуляцией на нижние горизонты до глубин расположения равных им плотностей океанских вод, расположенных на глубинах от 800 до 2000 м. На этих горизонтах формируются в возвратные горизонтальные потоки, следующие в южном направлении. После достижения проливов, отделяющих Южную Атлантику от Индийского и Тихого океанов потоки возвратных глубинных течений разделяются и следуют к северным частям Тихого и Индийского океанов, где они выходят на поверхность. Достигнув поверхности эти воды под воздействием солнечной инсоляции прогреваются и следуют в южном направлении к Атлантическому океану. Энергообмен океана с атмосферой в районах морей Лабрадор и северной части Исландского моря столь активен, что обеспечивает в полосе широт от 40 до 55 гр. с.ш. на площади в несколько миллионов квадратных км, включая Западную Европу, превышение среднемесячной январской температуры до 10^0 С по отношению к её среднеширотному значению в Северном полушарии. Поддержание этого планетарного процесса энергообмена океана с атмосферой в указанных районах СА осуществляется потоками тёплых вод, трансформируемых подповерхностными водами из Тихого и Индийского океанов в тропическую часть Центральной Атлантики. Здесь эти тёплые воды вливаются в поток Гвианского течения и далее по системе течений Флоридское, Гольфстрим, Северо-Атлантическое, Эрмингера (на

севере Исландского моря) и Западным Гренландским течением (в Лабрадорском море) поступают в районы интенсивного энергообмена с атмосферой. Важность роли Атлантического океана в процессах планетарного взаимодействия океан-атмосфера подтверждается также известными планетарными циркуляционными особенностями Атлантического океана, которыми он обладает в сравнении с Тихим и Индийским океанами:

- только в Атлантическом океане суммарная адвекция тепла, переносимая течениями через экватор с юга на север не равна нулю, а имеет значимую положительную величину;
- только в районах северной части СА происходит крупномасштабное конвективное опускание охлаждённых солёных вод, образующих на глубине от 800 до 2000 м поток возвратной глобальной циркуляции. На севере Тихого и Индийского океанов происходит обратный процесс, связанный с подъёмом на поверхность глубинных охлаждённых солёных вод, сформированных процессами энергообмена океан-атмосфера в северной части СА. Вышедшие на поверхность эти воды после их нагревания и осолонения за счёт процессов испарения в тропических частях Тихого и Индийского океанов заглубляются и далее подповерхностными потоками следуют в Атлантический океан.
- Атлантический океан, в силу особенности его географического положения (наличие материков на западной и восточной частях его границ) является глобальным планетарным испарителем океанских вод в атмосферу. Пары воды, размещённые в атмосфере над океаном перемещаются эту влагу в виде осадков на пограничные материки. По этой причине, Атлантика имеет по сравнению с Тихим и Индийским океанами самую высокую среднюю солёность и плотность морской воды, обеспечивающих общее понижение уровня

свободной поверхности Атлантики по отношению уровням Тихого и Индийского океанов [2];

- Атлантика - единственный из трёх океанов, имеющий на севера обширную границу с Арктикой, с которой этот океан обменивается потоками течений.

Отмеченные особенности Атлантического океана в процессах глобального планетарного взаимодействия с атмосферой требует хорошего знания и понимания процессов происходящих и формирующих гидрологические поля СА. На сегодняшний день отсутствуют сведённые на равномерную горизонтальную пространственную расчётную сетку с шагом 1^0 сезонных значений термохалопикнических полей СА, построенных для различных интервалов мультидекадных климатических осреднений. Без такой информации трудно разобраться в мультидекадной изменчивости климата СА, которая присутствует как в индексе Глобальной температурной аномалии (ГТА), так и в других климатических региональных индексах [4]. Первый этап в систематизации накопленной информации по натурным наблюдениям гидрологических полей в Атлантическом регионе связан с формированием и обработкой климатических массивов гидрологических наблюдений для расчётов по их значениям в узлах одноградусной пространственной расчётной сетки сезонных мультидекадных, значений термохалопикнических полей СА.. На основе анализа этих полей выявляются закономерности их пространственно-временной изменчивости, выявляются корреляций этой изменчивости с мультидекадными изменениями планетарного земного климата.

Район субарктической зоны Северной Атлантики считается отправной точкой для глобальной меж океанской циркуляции. Здесь процессы взаимодействия океана с атмосферой приводят к охлаждению и осолонению океанских вод, их опускания на нижние горизонты в конвективных

круговоротах моря Лабрадор и Гренландского моря и к образованию новых глубинных вод возвратной ветви атлантического меридионального круговорота.

В Гренландском море теплая и соленая вода атлантического происхождения встречается с холодными и распресненными арктическими (полярными) водами и морскими льдами. Высокоширотное положение этого моря и близость ледяного щита Гренландии способствуют сильному выхолаживанию его поверхности, сопровождающемуся либо развитием глубокого конвективного перемешивания или усиленным ледообразованием на поверхности в зависимости от того, какие воды преобладают в верхнем слое в центральной части моря. В результате глубокой зимней конвекции формируются холодные промежуточные и глубинные воды, которые затем через Датский пролив перетекают в субполярную Северную Атлантику, где трансформируются в наиболее холодную и плотную водную массу – северо-западную глубинную воду (СЗГВ).

Изменение интенсивности конвективных процессов в очагах формирования глубинных вод приводит к значительной межгодовой и декадной изменчивости характеристик водных масс и является причиной изменений режима функционирования «глобального конвейера». Само изменение интенсивности конвекции может определяться как атмосферными условиями, так и адвекцией вод с аномальной соленостью, а аномалии «глобального конвейера», то есть циркуляции водных масс, в свою очередь могут влиять на циркуляцию атмосферы и на состоянии климатической планетарной системы.

Процессы смены фаз в мультидекадных изменениях климата фиксируются в пространственно-временной изменчивости гидрологических полей в поверхностных, промежуточных и глубинных слоях СА. Выявление этой изменчивости выявляются в процессе анализа сезонных мультидекадных климатических изменений:

- карт циркуляции вод СА,

- теплосодержания ВДСО СА,
- аномалий поверхности уровня океана и динамических высот в широтных полосах СА в местах расположения Северо-Атлантического Антициклонического Субтропического и Северо-Атлантического Циклонического круговоротов;
- аномалий глубин расположения изотермических поверхностей 10^0 и 5^0 изотермы, ограничивающих по вертикали глубинные возвратные потоки вод конвейера Брокера.

По результатам проведённого анализа делается вывод о связи климатической изменчивости исследуемых характеристик гидрологических полей с изменениями климата в европейском регионе РФ.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

T – температура

S - солёность

ρ - плотность

БД - база данных

СА – Северная Атлантика

ПК – персональный компьютер

ТХП – термохалинные поля

ТХПП – термохалопикнические поля

ВМ – водная масс

СФПВ – совместная функция плотности вероятности

ВДСО – верхний деятельный слой океана

СААСК – Северо- Атлантический Антициклональный
Субтропический Круговорот

САЦСК – Северо- Атлантический Циклонический
Субарктический Круговорот.

ВДСО- верхний деятельный слой океана

ГТА - Главная Температурная Аномалия

Глава 1 Описание БД термохалинных данных наблюдений Северной Атлантики, технология их фильтрации и расчёта сеточных значений термохалопикнических полей этого региона

1.1 Общее описание БД и технологии предварительной обработки загружаемой в неё информации.

База данных (БД) Северной Атлантики (БДСА), состоит из двух отдельных самостоятельных частей: исходные и фильтрованные данные. В основу формирования массивов исходных данных положены массивы гидрологических наблюдений, сформированные во ВНИИГМИ МЦД и информации, полученной с международного сайта данных совместных единовременных измерений в точках наблюдений T и солёности воды – S [3], включающей массивы наблюдений OSD, CTD и PFL. В итоге, в созданную БД вошли профили T-S наблюдений, полученные с гидрологических судов, стационарных и ныряющих буёв типа «АРГО». После в отобранных массивах гидрологических станций проводилась интерполяция значений T, S по вертикали на двадцать стандартных гидрологических горизонтов, расположенных в интервале глубин от нуля до 4 000 м. Далее, на всех стандартных горизонтах в точках интерполированных по вертикали T, S величин по уравнению состояния морской воды в форме Юнеско 80 [2] проводился расчёт плотности – ρ . В результате, проведения такой предварительной обработки исходный массив данных T, S, ρ представлялся в форме дискретных значений трёхмерных массивов летнего и зимнего сезонов, отобранных по их принадлежности во времени к климатическим интервалам 1928-1965, 1966-1997, 1998-2010 г. Летний и зимний сезоны определялись в

интервалах с 15 марта по 14 октября и с 15 октября по 14 марта каждого года. В этих массивах удалённость текущего наблюдения по времени от климатического сезона - $\Delta\tau$ учитывалась за счёт введения весового множителя $\delta = \frac{\Delta\tau}{45}$, учитывающего удалённость по времени текущего наблюдения от рассматриваемого сезонного временного интервала. При формировании БДСА регион СА разделялся на десятиградусные трапеции, для каждой из которых для трёх климатических интервалов осреднения формировался свой сезонный трёхмерный массив данных T, S, ρ , в котором по методике, описанной в работах [6-11] на всех гидрологических горизонтах строились гистограммы совместной функции плотности вероятности температуры и солёности (СФПВ T-S), по которым в автоматическом режиме на уровне 90% доверительного интервала проводилась автоматическая фильтрация ошибок в данных T, S, ρ .

1.2 Описание состава и параметров требуемых технических средств.

Операционная система Windows XP и выше, Microsoft Office 2002 и выше. База данных (БД) не требует большой мощности ПВЭМ, Intel Pentium от 166 Mhz и выше, 32 Mb RAM и более, БД и ее компоненты занимают 1,3 Гб.

Глава 2. Описание технологии сведения в узлы пространственной сетки дискретных массивов термохалинных полей СА

2.1 Технология приведения массивов данных к стандартным гидрологическим горизонтам

Имеется массив гидрологических станций, в которых в измерениях, проводимых современными измерительными приборами (STD гидрологические зонды) расположение величин T , S и глубины горизонта измерений, определяемых по величине давления – P , являются случайно расположенными по вертикали характеристиками. Их величины зависят от длительности временного интервала между измерениями значений T , S , P (она меняется по программе измерений в зависимости от давления от секунд, до нескольких минут) и скорости движения по вертикали гидрологического зонда (от одного до нескольких метров в секунду). В результате, измеренные значения T , S , P в подавляющем проценте случаев располагаются либо выше, либо ниже требуемого гидрологического горизонта. По этой причине, задача приведения значений T , S к стандартным горизонтам Представленные на Рисунке 8 карты T , S наглядно иллюстрируют эффективность разработанной автоматической T - S технологии фильтрации случайных и систематических ошибок в массивах T , S наблюдений, приводящей к удалению дефектных измерений солёности в тропической части СА (сопоставление карт в) и г)) и способствующей более чёткому выделению фронтальных зон в T и S по всей площади СА

2.2 Технология интерполяции скалярного поля в горизонтальной плоскости в требуемом масштабе осреднения по его случайно распределённым дискретным реализациям с учётом пространственной анизотропии этих реализаций.

Рассматривается задача интерполяции в узлы горизонтальной двумерной расчётной сетки с масштабом пространственного осреднения L скалярного поля $Q = T, S, \rho$ по дискретным случайно и анизотропно распределённым по площади интерполяции значениям реализаций Q . Решение этой задачи осуществлялось в рамках следующего алгоритма. В узле текущей сеточной расчётной точки проводилось две окружности

расположенных вокруг этих узлов данных наблюдений. Для этого вокруг каждой расчётной точки проводится окружность радиуса $R \geq L/2$, где L – требуемый масштаб пространственного осреднения. Далее проводится подсчёт количества данных наблюдений - m , вошедших в эту окружность. В случае, когда число m меньше наперёд заданного числа K , то радиус R увеличивается на величину dR , и все повторяется сначала до тех пор, пока m не превзойдёт числа K . Далее пространство вокруг каждой расчётной точки разделяется на 12 секторов, для учёта неоднородности в распределении данных по углу. В этом случае весовой множитель наблюдения относительно рассматриваемой узловой точки, по аналогии с формулой (2) определяется формулой:

$$\delta = \delta_r \delta_\varphi / C, \quad (6)$$

где δ_φ , δ_r - весовые множители наблюдений по углу, удалённости, определяемые формулами:

$$\delta_\varphi = \begin{cases} 1, & n_\varphi \leq n_{cp} \\ n_{cp} / n_\varphi, & n_\varphi > n_{cp} \end{cases}, \quad (7)$$

$$\delta_r = \begin{cases} 1, & r_i \leq r \\ r/r_i, & r_i > r \end{cases} \quad (8)$$

В данном случае $r = L/2$, r_i - расстояние от рассматриваемой узловой точки до текущего наблюдения, C - нормировочный множитель, определяемый формулой:

$$C = \sum_{i=1}^{i=m} \delta_i \quad (9)$$

После этого расчёт средневзвешенного значения скалярной величины $A = T, S, \rho$ в узле расчётной сетки с координатами i, j по данным наблюдений, окружающий этот узел осуществляется по формуле

$$\bar{A}_{ij} = \sum_{\kappa=1}^{\kappa=N} \delta_{\kappa} A_{\kappa} \quad (10)$$

Глава 3. Описание автоматической технологии фильтрации массивов данных гидрологических наблюдений от дубликатов, случайных и систематических ошибок

3.1 Автоматическая фильтрация дубликатов наблюдений

В основе алгоритма фильтрации дубликатов гидрологических станций положен метод сравнения их пространственных и временных координат, который базировался на алгоритме перебора этих координат. Поскольку такой алгоритм малоэффективен при его работе с большими массивами данных, то исследуемые регионы ЦА и СА разделялись на десятиградусные трапеции. По принадлежности к ним проводилось разделение исходного массива наблюдений ЦА и СА на более мелкие массивы данных, размещённых в десятиградусных трапециях, на которые были разделена территория СА. К новым сформированным массивам применялась методика вычленения дубликатов гидрологических станций, основанная на алгоритме перебора (текущего сравнения пространственных и временных координат гидрологических станций). В отобранных дубликатах станций отбирались станции, в которых было больше единовременных наблюдений T , S , выполненных при фиксированном давлении морской воды – P .

3.2 Описание метода совместного статистического T-Санализа в приложении к задаче фильтрации ошибок T , S наблюдений

Постановка задачи

Требуется разработать универсальный метод фильтрации случайных и ошибок в массиве T , S наблюдений, расположенных на одном горизонте. Разрабатываемый метод представляет собой статистическое обобщение T-S анализа [12,13] на фиксированном гидрологическом горизонте и является

дальнейшим обобщением статистического анализа T-S поверхностных вод океана. Предлагаемый метод должен соответствовать требованиям универсальности и не зависеть от географического положения рассматриваемого района океанографических исследований и форм статистических распределений анализируемых данных T- S наблюдений. Он должен учитывать требуемый масштаб пространственного осреднения.

Описание метода

Проекция T-S кривой на плоскость, совпадающей с фиксированным значением горизонта морской среды, соответствует в пространстве T-S координат точке. Сечение совокупности T-S кривых, построенных по результатам гидрологических измерений в исследуемом морском (океанском) районе, плоскостью, совпадающей с анализируемым горизонтом, образует в пространстве T-S координат множество точек, которые в зависимости от района исследований и глубины рассматриваемого горизонта образуют одно или несколько их сгущений или кластеров. Из описанной выше взаимосвязи кластеров на T-S плоскости с T-S кривыми в районе исследований, следует, что каждому кластеру в пространстве T-S координат соответствует своя водная масса (ВМ). На плоскость T-S координат с нанесёнными на неё данными наносится сетка, параллельная осям T, S координат с шагами ΔT , ΔS в направлении T, S осей, удовлетворяющих в соответствии условию:

$$\Delta Q = \text{MAX} \left(dQ, \frac{Q_{\max} - Q_{\min}}{N - 1}, \delta Q \right) \quad (11)$$

$Q=T, S$, Q_{\max} , Q_{\min} – максимальные и минимальные значения Q на исследуемом горизонте, δQ – точность инструментальных наблюдений Q на рассматриваемом горизонте, dQ – достаточная для исследований на анализируемом горизонте точность задания Q , N – количество парных значений совместных T, S наблюдений на рассматриваемом горизонте.

После нанесения сетки на T-S плоскость с обозначенными на ней точками, единовременных T-S наблюдений, подсчета количества наблюдений,

попавших в каждую ячейку сетки и проведения изолиний равных частот попаданий наблюдений в ячейки этой сетки получим гистограмму частот совместных реализаций T- S значений на анализируемом горизонте в районе исследований. Она описывает эмпирические частоты появления той или иной совокупности T-S значений в интервалах значений ΔT , ΔS в районе океанографических наблюдений на анализируемом горизонте. В упрощенной форме такой аппарат исследований был описан в работе [13], используемый для анализа совместных статистических закономерностей в изменениях T-S на поверхности в тропической зоне Атлантики в районе точки J. Проведение нормировки частот, преобразующих их в процентную форму, и введения весов исходных данных, учитывающих анизотропию их распределения в пространстве, гистограмма частот T-S преобразуется в гистограмму совместной плотности вероятности T-S (гистограмма СФПВ T-S). Она устанавливает процентную вероятность появления в районе исследований на анализируемом горизонте заданной совокупности T-S значений в интервалах изменений ΔT , ΔS .

Построение гистограмм СФПВ T-S состоит из трёх этапов. На первом, в массивах гидрологических наблюдений исследуемого морского (океанского) района проводится селекция одновременных T-S наблюдений с последующей интерполяцией их значений по вертикали на все запланированных к анализу вертикальные горизонты. На втором, проводится расчёт статистических весов наблюдений. На третьем проводится построение гистограмм СФПВ в системе T-S координат, реализуемое с учётом полученных значений статистических весов данных, входящих в их исходный массив наблюдений.

Работы описанного выше первого этапа традиционны и не требуют дополнительных разъяснений.

Решаемая на втором этапе работ задача определения весов наблюдений начинается с деления исследуемого района океана по горизонтали расчётной сеткой на отдельные ячейки с шагом по пространству, равным требуемому масштабу осреднения – L. Расчётная сетка ориентируется в широтном –

индекс i и долготном – индекс j направлениях. Положение горизонта по вертикали задаётся индексом k . Уменьшение влияния на расчёты пространственной анизотропии в распределении наблюдений по горизонту осуществляется путём понижения статистических весов наблюдений в тех ячейках расчётной сетки, где количество размещённых в них наблюдений превышает среднее количество этих данных, приходящихся на одну ячейку на рассматриваемом горизонте. Обозначим среднее количество наблюдений, попавших в сеточную ячейку на горизонте k через ns_k . В этом случае, статистический вес наблюдения - δ на горизонте k , имеющего на нём порядковый номер m и расположенного в ячейке с горизонтальными индексами i, j , в которой размещено n_{ijk} наблюдений, определяется формулой:

$$\delta_{mijk} = \begin{cases} \frac{100\%}{C_k} & \text{при } ns_k \geq n_{ijk} \\ 100\% \frac{ns_k}{n_{ijk} C_k} & \text{при } ns_k < n_{ijk} \end{cases} \quad (12)$$

здесь ns_k – среднее число наблюдений, попавших в ячейку разбиения анализируемого горизонта в районе океанографических исследований, C_k – нормировочный множитель на горизонте - k , определяемый из условия $C_k = \sum_{m=1}^{m=N} \delta_{mijk}$, а N – общее количество парных T - S наблюдений на анализируемом горизонте k . После подсчёта статистических весов исходных данных определяется цена делений осей T, S гистограммы СФПВ T - S , которые обозначим - $\Delta T, \Delta S$. Эти величины рассчитываются по формуле (1), с учётом заданных значений $N, dT, dS, \delta T, \delta S, T_{\max}, T_{\min}, S_{\max}, S_{\min}$. После определяется суммарный статистический вес наблюдений, попавших в каждую ячейку шаблона СФПВ T - S , определяемый с учётом рассчитанных значений статистических весов этих наблюдений. После такого подсчёта на том же шаблоне СФПВ проводятся изолинии суммарных весов наблюдений,

попавших в его ячейки. В результате получается гистограмма СФПВ для 100% доверительного интервала вероятности (доверительного интервала). Ниже на Рисунке 1 а) представлена гистограмма СФПВ T-S, построенная по климатическому массиву данных T-S наблюдений летнего сезона на горизонте 100 м, размещённых в десятиградусной трапеции, расположенной в северо-западной части СА с географическими координатами 40° - 50° с.ш., 40° - 50° з.д. . При расчёте весовых множителей Рисунка 1 а) масштаб осреднения по горизонтали составлял 30 миль, точности инструментальных измерений T и S задавались в виде: $\delta T = 0.01^{\circ}C$, $\delta S = 0.01^{\circ}/_{00}$, а требуемая точность задания T, S на рассматриваемом горизонте задавалась в виде: $dT=0.1^{\circ}C$, $dS=0.1^{00}/_{0}$, $N=$. Устойчивость формы построенной гистограммы СФПВ к вариации числа членов в исходном массиве данных наблюдений проверяется путём исключения в исходном массиве наблюдений каждого второго члена, с последующим построением по новому массиву данных гистограммы СФПВ и проведения сравнительного анализа двух построенных, таким образом, гистограмм. Результаты проведения такой операции на климатических массивах гидрологических наблюдений, входящих в десятиградусные трапеции в регионе СА, описаны в работах [6-11]. Из них следует, что в исследуемом регионе уменьшение климатического массива исходных данных на 50% не внесло каких – либо значимых изменений в формы гистограмм СФПВ, построенных на различных стандартных гидрологических горизонтах.

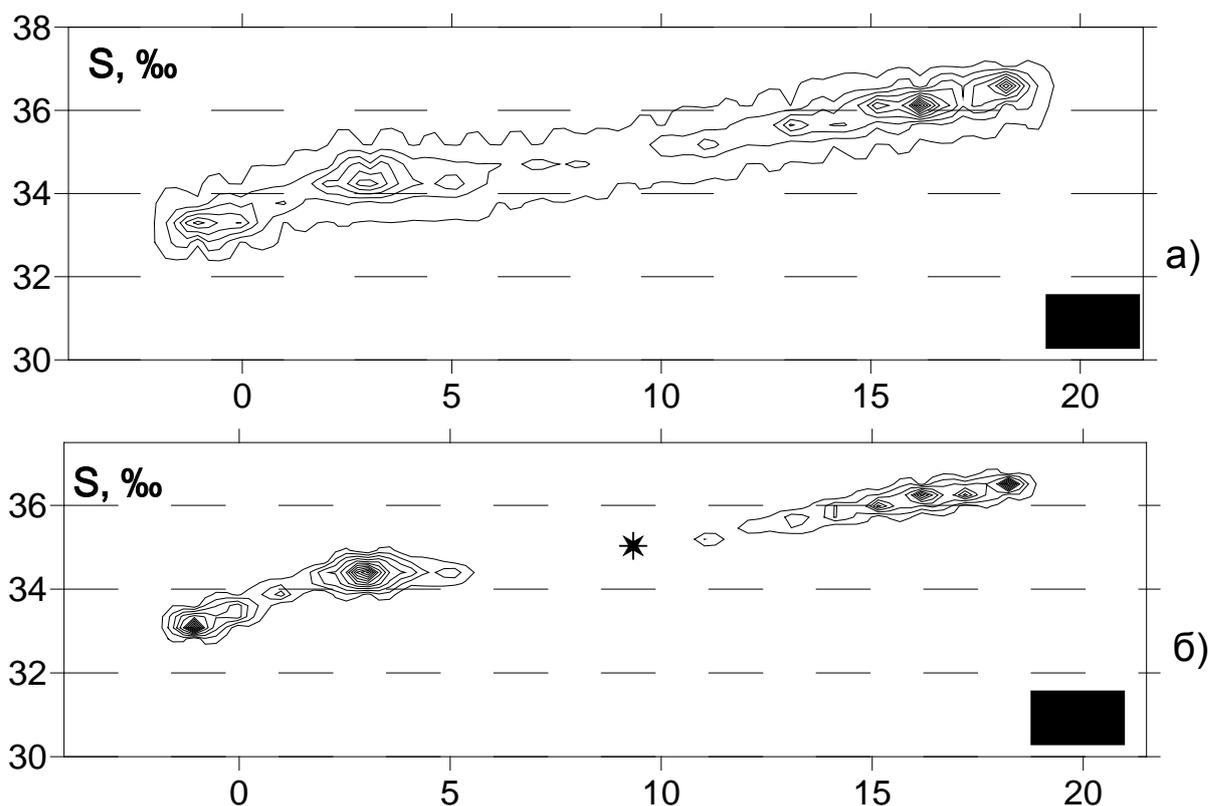


Рисунок 1. Гистограммы СФПВ T-S на горизонте 100 м для летнего сезона в период 1998-2010 гг. для района с географическими координатами 40-50° с.ш., 40-50° з.д. с доверительными интервалами: а) 100 %; б) 90 %

На гистограмме Рисунке 1 а) имеются две группы кластеров, соответствующих тёплым и холодным ВМ. Тёплые ВМ, имеющие два максимума, соответствуют водам Северо-Атлантического течения (САТ) и находящимся на южной границе этого течения более прохладным и менее солёным водам Саргассово моря. На северной границе САТ располагаются ВМ холодных склоновых вод, являющихся продолжением холодного Лабродорского течения. Внутри кластеров тёплых и холодных ВМ имеют место локальные максимумы, более чёткая локализация, которых возможна при уменьшении уровня доверительного интервала вероятности – G%. На Рисунке 1 б), процедура построения которой описана ниже, представлена аналогичная гистограмма СФПВ T-S, построенная для 90% доверительного интервала (далее СФПВG% T-S). На ней теплые и холодные ВМ локализованы более контрастно и между ними уже отсутствуют воды, соответствующие маловероятным

промежуточным состояниям между тёплыми и холодными ВМ. На той же гистограмме звёздочкой отмечена точка, соответствующая расположению средней на горизонте величине температуры и солёности, которая при $G = 90\%$ располагается в области невероятных состояний T-S. Из гистограммы Рисунка 1 б) следует, что в области гидрологических фронтов, имеющих, как правило, бимодальную форму статистических распределений T-S, средние значения T и S, контактирующих друг с другом различных ВМ, располагаются в областях их маловероятных значений и потому не имеют реального физического смысла. Этот, кажущийся, парадокс имеет простое объяснение. Входящие на фронте в физический контакт воды различных ВМ перемешиваются, в результате чего они уплотняются [4] и, далее, под действием силы тяжести конвективными течениями удаляются с рассматриваемого на низлежащие горизонты. Описанный механизм обеспечивает поддержание высоких значений горизонтальных производных T-S в зонах гидрологических фронтов.

Переход от гистограммы Рисунка 1 а) к гистограмме Рисунка 1 б) следующим образом: из чисел, представляющих в процентах суммарный статистический вес данных наблюдений, приходящихся на каждую ячейку гистограммы Рисунка 1 а), строится монотонно убывающий ряд (монотонный ряд). Членам этого ряда ставится в соответствие два ряда целых значений индексов i, j , определяющих координаты размещения членной монотонного ряда на гистограмме Рисунка 1 а). Далее проводится суммирование членов монотонного ряда в направлении от максимума к минимуму, которое прекращается, как только величина накопленной суммы Ω станет удовлетворять неравенству $\Omega \geq G$, где G – заданный первоначально уровень доверительного интервала, для которого строится гистограмма Рисунка 1б (в данном случае $G=90\%$). После по известным координатам i, j на первоначально обнулённый шаблон исходной гистограммы Рисунка 1 а) переносятся члены отобранного монотонного ряда, значения членов которого делится на величину

Ω. В результате, получается гистограмма СФПBG% T-S типа Рисунка 1 б), в которой значения статистических весов её ячеек равна 100%.

3.3 Автоматическая технология фильтрации массивов наблюдений от случайных ошибок на заданном уровне доверительного интервала вероятности

Операция фильтрации исследуемого массива T-S наблюдений от случайных ошибок на требуемом уровне доверительного интервала G% состоит из двух этапов. На первом, по данным фильтруемого массива наблюдений на основе описанной в предыдущем разделе методики для требуемого доверительного интервала G% строится гистограмма СФПВ T-S (СФПBG%, T-S) являющейся аналог гистограммы на Рисунке 6 б). На втором этапе, из фильтруемого массива наблюдений методом перебора удаляются данные, не попавшие в области вероятных состояний анализируемой гистограммы СФПBG% T-S.

Из курса теории вероятности следует, что в случае, когда количество внешних независимых факторов, влияющих на значение исследуемой величины Q, превышает пять-шесть значений в цепочке её трансформации от инструментальных наблюдений до их размещения в БД, ошибки Q имеют случайную природу. При количестве этих факторов три и менее ошибки Q приобретают систематический характер. Из приведённого следует, что уровень систематических ошибок мал в районах проведения массовых океанографических наблюдений, реализуемых с различных исследовательских платформ (океанографические суда, отрывные STD зонды, ныряющие буи Арго, заякоренные буи). В районах океана с малой плотность наблюдений, которые поступали, в основном, от одного- двух- трёх платформ или же эти данные подвергались некоторой общей дефектной процедурой их обработки ошибки Q могут приобретать систематический характер.

Описанный ниже метод автоматической фильтрации ошибок в данных T-S наблюдений, применим в условиях, когда выраженный в процентах вес

систематических ошибок, образующих на гистограмме СФПВ% T-S свои кластеры, в общей сумме не превышает заданного уровня 10%. Варианты реализации метода зависят от количества уединённых кластеров на гистограмме СФПВ% T-S (далее гистограммы). Первый и наиболее простой вариант связан с одномодальной формой этой гистограммы, что соответствует наличию в районе наблюдений на исследуемом горизонте вод только одной ВМ. На указанной гистограмме могут быть свои отдельные экстремумы, но их наличие не может значимо изменить все последующие результаты обработки фильтруемого массива наблюдений. Фильтрация наблюдений в этом случае состоит в селекции данных T-S наблюдений, значения которых располагаются в границах этого кластера. Последнее осуществляется селекцией, реализуемой на основе метода перебора данных, попавших в вероятные состояния СФПВ T-S, построенной для требуемого доверительного интервала вероятности (смотри Рисунок 1 б).

3.4 Автоматическая технология фильтрации систематических ошибок в массивах наблюдений

Систематические ошибки на гистограмме СФПВ T-S образуют пикообразные возмущения. В реализованной в данной работе технологии фильтровались ошибки, которым соответствовали пикообразные возмущения, размещённые за пределами кластеров, вероятность реализации которых превышала первоначально заданный уровень доверительного интервала $\Delta = 10\%$. При реализации описанного алгоритма фильтрации ошибок после построения гистограммы СФПВ для доверительного интервала 90% на ней выделялись кластеры, в которых суммарная вероятность входящих в них данных превышала уровень $\Delta = 10\%$. Кластеры, которые не удовлетворяли этому условию отфильтровывались вместе с входящими в них данными.

На Рисунке 2 представлены климатические карты изолиний T, S в СА на горизонте $Z = 100$ м, построенные по нефильтрованным и фильтрованным в

автоматическом режиме массивам наблюдений летнего сезона за 1966-1997 для доверительного интервала вероятности 70% .

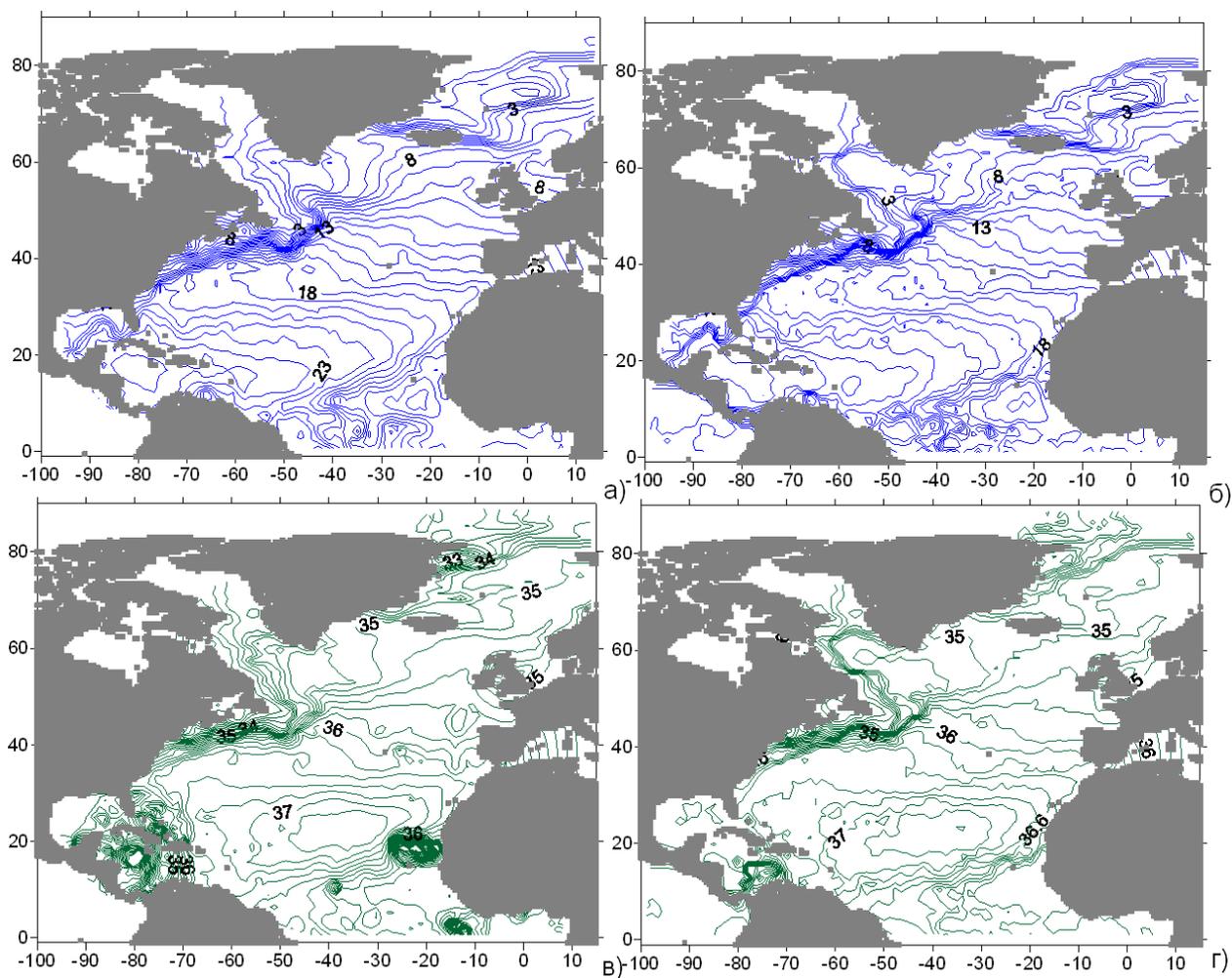


Рисунок 2 - Карты изолиний T, S, построенных на горизонте 100 м по данным летнего сезона 1966-1997г.г. по исходным данным наблюдений (рисунки а, в) и после применения алгоритма автоматической T-S фильтрации на уровне доверительного интервала 70% (рисунки б, г)

Из представленных на Рисунке 2 результатов следует, что описанная автоматическая технология фильтрации случайных и систематических ошибок в климатических массивах гидрологических наблюдений, реализованная для доверительного интервала 70% позволяет не только выделить и исключить дефектные наблюдения (см карты солёности в) и г)), но и представить в более концентрированной форме гидрологические фронтальные зоны. Последнее

достигается за счёт того, что дефектные данные размывали пространственные гидрологические контрасты T- S полей.

Глава 4. Расчёт сезонных мультидекадных климатических характеристик "Гидрологических полей Северной Атлантики" в различные интервалы временных осреднений

4.1 Обоснование временных интервалов климатических осреднений

Основная цель данной работы состоит в установлении взаимосвязи между климатическими изменениями гидрологических полей Атлантического океана с изменениями климата в западной части Евразии. На Рисунке 2 представлен график изменения во времени индекса Атлантической Мультидекадной Осцилляции (АМО), определяемой изменением во времени среднегодовой аномалии температуры поверхности Атлантического океана в интервале широт от экватора до шестидесятого градуса северной широты.

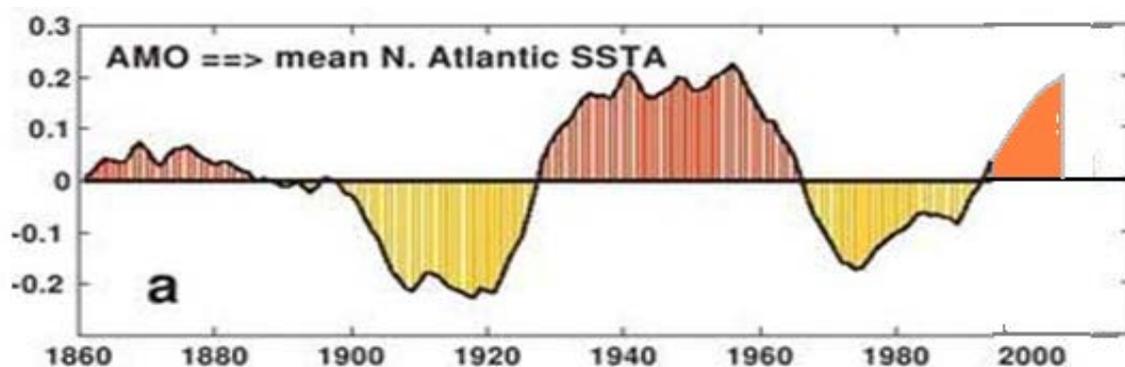


Рисунок 3. График изменения индекса АМО во времени (И.И. Мохов и др., ДАН 2012)

Из представленных на приведённом выше рисунке графика, с учётом обзорных исследований по мультидекадным изменениям климата [4] были определены следующие интервалы климатических осреднений:

1. **1928-1956,**
2. **1957-1997,**
3. **1998-2010**

Граница 2010 г. соответствовала последним данным, имевшихся в используемых нами массивах гидрологических наблюдений на момент начала работы над данным проектом..

4.2 Описание картированных значений скалярных гидрологических полей

Первоначально, из исходной базы гидрологических данных БДСА проводилась выборка гидрологических станций, разделённых по времени на три указанных в предыдущем параграфе интервалов временных климатических осреднений. Далее, в пределах каждого из трёх временных интервалов проводилось разделение наблюдений на данные летнего (с 16 марта по 15 октября) и зимнего (с 16 октября по 15 апреля) сезонов. В результате такого деления было получено шесть сезонных климатических массивов, в которых по методике, описанной в Разделе 2 проводилась автоматическая фильтрация случайных и систематических ошибок. Поскольку в оба сезонных массива входят данные весенних и летних сезонов, то их вклад в изменчивость зима-лето учитывался на основе введения весовых временных множителей δ_τ , понижающих вклад осенне-весенних сезонов в расчёты сезонных значений зима, лето по следующему алгоритму:

$$\delta_\tau = \begin{cases} 1, & \text{при } \Delta\tau \leq 45 \text{ суток} \\ 1 + \frac{45 - |\Delta\tau|}{45} & \text{при } |\Delta\tau| > 45 \text{ суток} \end{cases} \quad (13)$$

где интервал времени $\Delta\tau$ рассчитывается в сутках, как модуль временной разности в сутках между серединой лета (зимы) по отношению к моменту проведения этих измерений. Так например, весовой множитель δ_τ для данных, полученных 10 сентября составит $7/9$, для 10 октября составит $2/9$, для 30 апреля составит $31/45$.

После проведения выявления и удаления дубликатов данных на всех горизонтах по фильтрованным значениям T, S в токах наблюдений проводился расчёт плотности по уравнению состояния Юнеско 80 [5].

На последнем этапе обработки полученных шести климатических массивов данных, в каждом из которых было по три скалярных поля T, S, ρ на двадцати

стандартных горизонтах от поверхности до 4 000 м проводилась интерполяция дискретных значений T, S, ρ на сеточную область с шагом 0.5° .

4.3 Обоснование выбора объекта анализа и единицы его измерения

Традиционно, анализ объёмных (трёхмерных) аномалий гидрологических полей сводится к анализу проинтегрированных по вертикали гидрологических характеристик. Последнее связано с тем, что погоризонтный сравнительный анализ сглаженных в масштабе климатических осреднений карт изолиний T, S, ρ малоэффективен. В то же время, сопоставление проинтегрированных по вертикали характеристик этих полей, в которых имеют место коррелированные по вертикали аномалии этих полей, является более эффективным способом выявления таких аномалий. К подобным интегральным характеристикам относятся величины теплосодержания вод верхнего деятельного слоя океана, скорости бароклинных течений, пропорциональные проинтегрированным по вертикали горизонтальным производным плотности морской воды, а так же потоки водных масс, тепла и соли, переносимые морскими течениями. Величина климатического теплосодержания верхнего деятельного слоя рассчитывалась по формуле:

$$Q = \int_0^{Z_{10}} C_v \rho T dz \quad (14)$$

где C_v - теплоёмкость морской воды, Z_{10} – глубина расположения нижней границы климатического верхнего деятельного слоя СА. В исследованиях, опубликованных в работе Г. Стоммела [11] было получено, что в низких и средних широтах СА в качестве величинаокеана (ВДСО) можно принимать положение в океане поверхности десятиградусной изотермы.

Для удобства проведения физического анализа изменения теплосодержания

ВДСО СА величина этого теплосодержания рассчитывалась в единицах водного эквивалента осреднённого по поверхности Земли теплосодержание

атмосферы. При расчёте величины этой единицы нами использовались результаты исследований, опубликованные в работе академика Н.Н. Моисеева (1988) при решении задачи климатических последствий ядерной войны. Из неё следовало, что полномасштабном ядерном конфликте водяные пары и пыль образуют на высоте около 30 км слой, отражающий поступление на Землю потоков солнечной энергии. Время жизни этого слоя от трёх до четырёх лет. В этом случае тепловой запас атмосферы позволит сохранить положительную температуру на поверхности Земли в течении полугода, а с учётом теплозапаса океана этот срок составит более ста лет. За это время отражательный слой в атмосфере исчезнет и наступление нового ледникового периода Земле не грозит.. Из этого результата следует, что теплосодержание атмосферы не превосходит 0.5% от среднего теплосодержания океана. Этот результат может быть записан в виде соотношения:

$$ST_1 h C_v \rho \approx 0.005 \frac{2}{3} ST_2 H \rho C_v \quad (15)$$

в котором левая часть описывает водный эквивалент теплосодержания земной атмосферы, а правая часть 0.5% теплосодержания вод Мирового Океана (МО), где S – площадь поверхности земли, две трети которой занимает Мировой океан, $T_1=17.4^{\circ}C$ – средняя температура поверхности МО, $T_2= 3.8^{\circ}C$ – его средняя температура, h – среднее по поверхности земли толщина верхнего слоя МО, теплосодержание которого эквивалентно теплосодержанию атмосферы, $H=4000$ м – средняя глубина МО. C_v – коэффициент теплосодержания морской воды. Из соотношения (12) определяется величина $h \approx 2.4$ м. Полученный результат означает, что средняя по поверхности Земли теплоёмкость атмосферы эквивалентна теплосодержанию поверхностного слоя МО при его толщине 2.4 м. при температуре 17.4° . Таким образом, теплосодержание столба атмосферы единичного сечения с высотой от поверхности земли до её верхней границы эквивалентно теплосодержанию столба морской воды единичного сечения с высотой 2.4 м при температуре воды $17.4^{\circ} C$. Эта величина теплосодержания может быть представлена в форме столба морской воды

другого размера и с другой температурой воды, например, равно теплосодержанию столба воды высотой 4.18 м при температуре воды в 10^0 С, что понадобится в исследованиях следующего параграфа. Таким образом, определение единицы водного эквивалента теплосодержания атмосферы (ВЭТА) равно теплосодержанию столба жидкости единичного сечения с высотой 2.4 м при температуре 17.4^0 С. В системе единиц СИ величина 1ВЭТА = $1.75 \cdot 10^{11}$ джоулей. Величина теплосодержания 1 ВЭТА, в качестве водного эквивалента теплосодержания атмосферы является более понятной и физически более реально представимой характеристики, чем её представление в джоулях. По своей сути 1 ВЭТА является аналогом единицы измерения давления 1 атм, которая до сих пор существует в технических приложениях в силу её понятного физического представления (давление столба атмосферы или же десятиметрового столба воды) и более полувека сосуществует со специально введённой в системе СИ единицей давления 1 паскаль.

4.4 Результаты анализа сезонной климатической изменчивости теплосодержания верхнего деятельного слоя Северной Атлантики

Расчёт теплосодержания верхнего деятельного слоя СА за период летнего и зимнего сезонов для трёх, описанных выше интервалов временных климатических осреднений проводился по формуле (14) на расчётной сетке с шагом по горизонтали 0.5^0 . Ниже, на Рисунках 1 и 2 представлены карты аномалий теплосодержания ВДСО СА в единицах ВЭТА в период летнего и зимнего сезонов (на рисунках три карты слева) за три периода климатических осреднений и карты разниц теплосодержания ВДСО СА второй период минус первый и третий минус второй (на обоих рисунках они справа). На обоих рисунках в нижнем правом углу справа представлены графики изменений среднего по площади СА теплосодержания за три интервала осреднений в летний и зимний сезоны. Из анализа представленных в Приложении на Рисунках 1 и 2 картированных результатов расчётов следует:

1. Изменение теплосодержания ВДСО на расчётной площади SA имеет выраженный знакопеременный характер, амплитуды этих изменений возрастают с широтой, достигая величин в несколько десятков ВЭТА и более;
2. Максимумы изменений расчётных значений теплосодержания располагаются вдоль следования течений Гольфстрим, Северо-Атлантическое течение (САТ);
3. Изменения графиков осреднённых по расчётной площади SA климатических аномалий теплосодержания ВДСО летнего и зимнего сезонов имеет знакопеременную форму с максимумом, приходящемся на второй интервал. На обоих графиках положительные значения их максимумов приходится на середину восьмидесятых годов прошлого столетия;
4. Северная граница расчётной зоны ВДСО в СА связана с границей выхода на поверхность десятиградусной изотермы, которая в западной и центральной части СА связана с распространением на юг холодных потоков арктических вод Лабрадорского и Восточно Гренландского течений, в центральной части с потоком холодных вод. Смещение к северу расчётной зоны СА на её западной границе связано с распространением в северо-восточном направлении тёплых потоков Северо-Атлантического течения.

Анализ физических причин, вызывающих знакопеременные изменения теплосодержания ВДСО СА, основывался на формуле (14), определяющей теплосодержание морской воды в расчётном объёме (объёмах). При отсутствии источников тепла внутри расчётных объёмов изменение во времени их теплосодержания определяется разностью потоков тепла, поступающих через их внешнюю поверхность. Потоки энергии, проходящие через верхние грани объёмов, связаны с процессами взаимодействия океан-атмосфера и потоками солнечной энергии. Источниками энергии являются дивергенция горизонтальных потоков тепла, переносимых горизонтальными потоками вод

через боковые грани расчётных объёмов, а так же потоки тепла, поступающие через их нижние грани расчётных объёмов. Проведённые оценки величин этих потоков не дали согласования с представленными на картах результатами расчётов ВДСО, помещённых в левых частях Рисунков 3 и 4. Кроме выше описанных, имеется ещё один источник поступления или же расхода тепловой энергии в исследуемых расчётных объёмах, связанный с изменением во времени положения по вертикали их нижних граней. В результате таких перемещений в указанные объёмы либо поступает, либо изымается теплосодержание вод с положительной температурой вносимых или же удаляемых из расчётных объёмов.

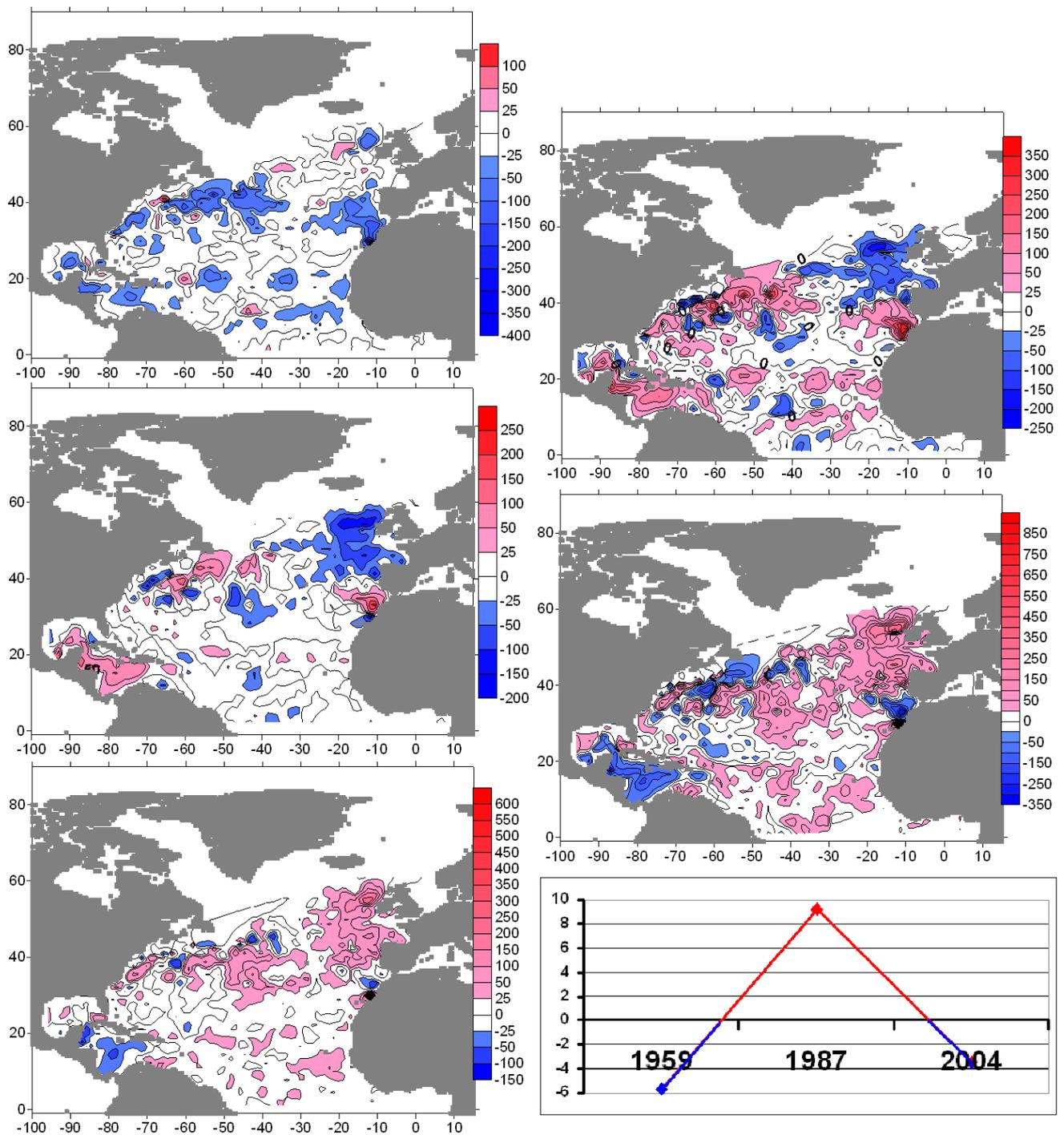


Рисунок 4. Карты аномалий теплосодержания ВДСО СА в единицах ВЭТА в период летнего сезона (три карты слева) за три периода климатических

осреднений и карты разницы теплосодержания ВДСО СА (карта второго периода минус карта первого и карта третьего минус карта второго периода), размещенные на рисунках справа.

Из сравнительного анализа карт аномалий теплосодержания в регионе СА летнего и зимнего сезонов, представленных в левых частях Рисунков 4 и 5,

создаётся впечатление, что происходит системное увеличение теплосодержания СА, однако, этот результат связан с понижением средних за интервалы временных осреднений значений теплосодержания. Вводя понятие средневзвешенных по времени сезонных значений теплосодержания СА, построим графики среднесезонных изменений теплосодержания верхнего деятельного слоя СА за три рассматриваемых временных климатических интервала. Эти графики представлены в нижних правых углах Рисунков 4 и 5. Из них следует, что текущая климатическая ситуация соответствует аналогу тридцатых-сороковых годов прошлого столетия.

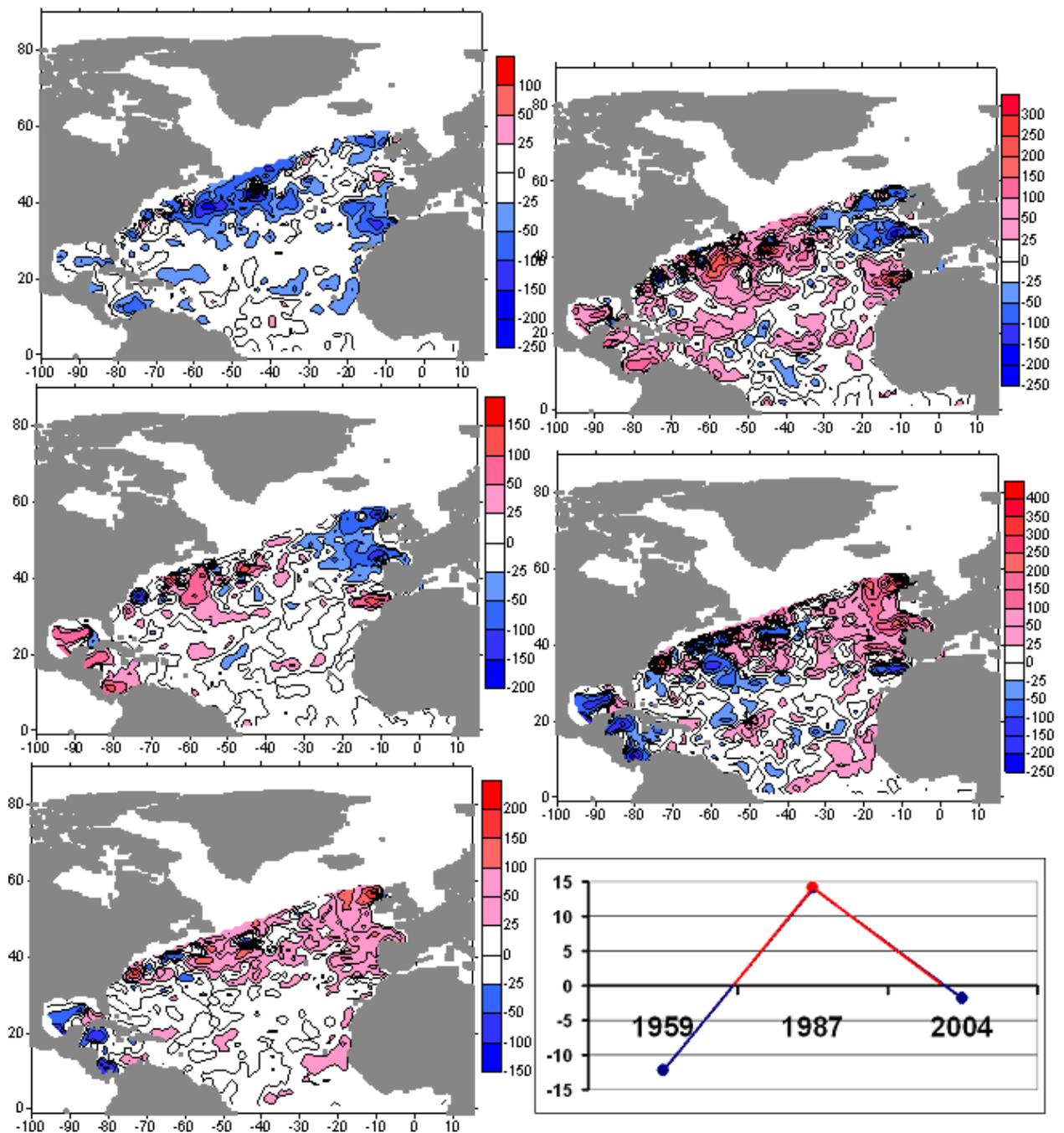


Рисунок 5. Карты аномалий теплосодержания ВДСО СА в единицах ВЭТА в период зимнего сезона (три карты слева) за три периода климатических осреднений (первый интервал – верхний слева, второй средний слева, третий – нижний слева) и карты разницы теплосодержания ВДСО СА, размещенные на рисунках справа (верхняя карта справа -второй период минус первый, справа средняя карта - третий период минус второй). Нижний график справа – изменение во времени среднего по площади СА теплосодержания за три интервала осреднений.

Из сравнительного анализа карт аномалий теплосодержания в регионе СА летнего и зимнего сезонов, представленных в левых частях Рисунков 4 и 5, создаётся впечатление, что происходит системное увеличение теплосодержания СА, однако, этот результат связан с понижением средних за интервалы временных осреднений значений теплосодержания. Вводя понятие средневзвешенных по времени сезонных значений теплосодержания СА, построим графики среднесезонных изменений теплосодержания верхнего деятельного слоя СА за три рассматриваемых временных климатических интервала. Эти графики представлены в нижних правых углах Рисунков 4 и 5. Из них следует, что текущая климатическая ситуация соответствует аналогу тридцатых-сороковых годов прошлого столетия.

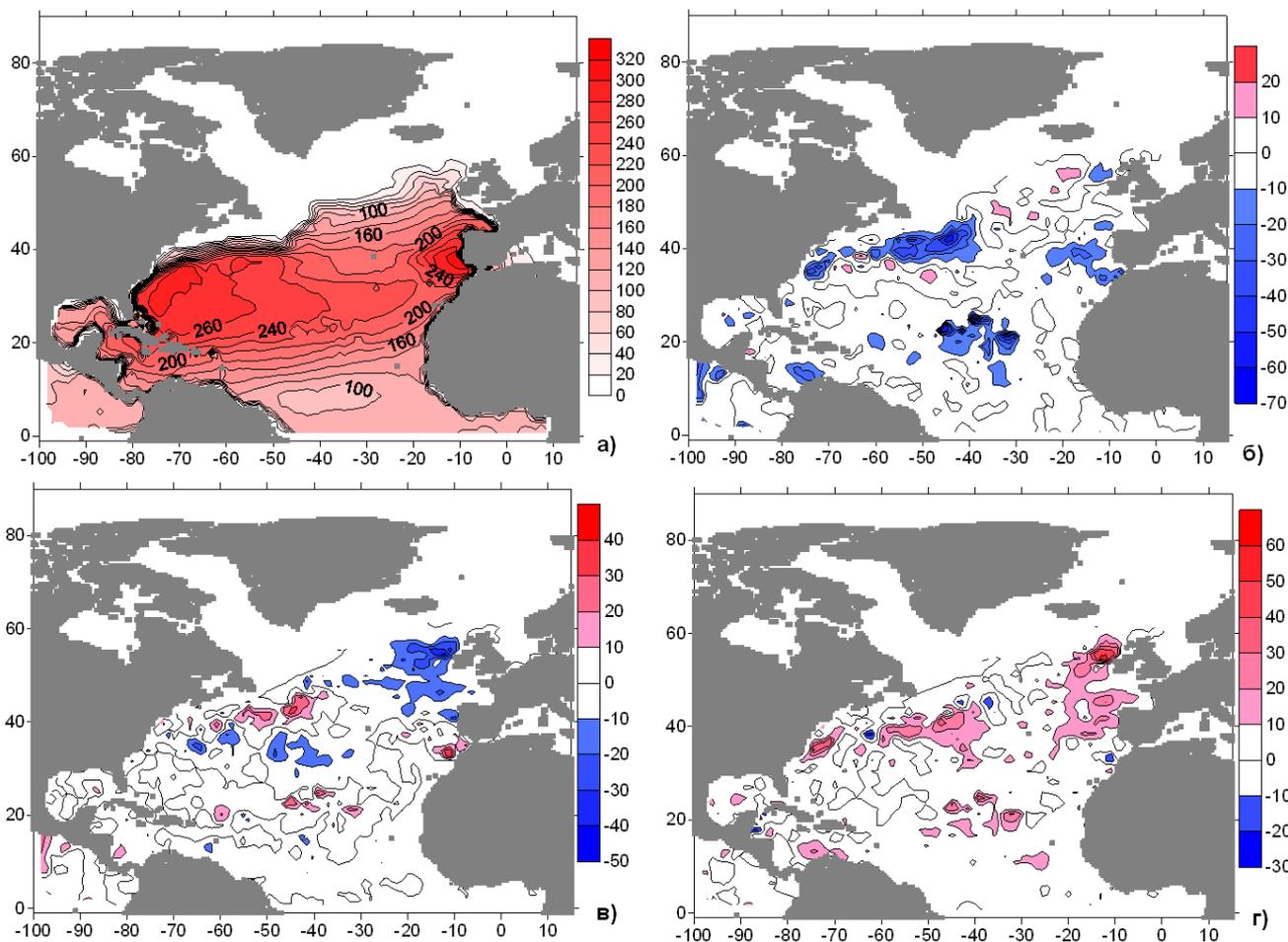


Рисунок 6 - Среднее климатическое распределение глубины залегания 10-градусной изотермы летнего сезона в метрах и аномалии глубин залегания этой изотермы от её среднеклиматического положения за три периода: 1928-1965 (б), 1966-1997 (в), 1998-2010 (г) гг.

Из представленных на Рисунках 6 карт следует, что диапазон изменений глубин залегания десятиградусной изотермы в климатическом осреднении в пределах расчётной площади СА изменяется в диапазоне от нескольких метров до десятков метров в тропических и субтропических широтах и от нескольких десятков метров до ста и более метров в средних и субарктических широтах СА. Кроме того, зоны интенсивных перемещений по вертикали поверхности изотермы 10^0 , расположенной в тропических, субтропических, средних и субполярных широтах СА связаны с положением течений

Субтропического Северо-Атлантического Антициклонического Круговорота (ССААК), образуемого потоком течения Гольфстримом и его ветвями, следующими в южном и юго-восточном направлении, Северным Пассатным течением, Гвианским и Антило Гвианским течением, а так же течениями Мексиканского залива, образующих Флоридское течение. Положение максимумов перемещений поверхности десятиградусной изотермы в средних и субарктических широтах связаны с южной частью Северо Атлантического циклонического круговорота (САЦК), образуемого Северо - Атлантическим течением и течением Эрмингера. Из сопоставления карт климатических аномалий изменения глубин расположения десятиградусной изотермы с аномалиями изменения ВДСО в регионе СА (карты, расположенные в левой части Рисунков 6 с картами Рисунков 4) показало их высокую корреляцию в пространстве и времени. Физическое объяснение этой корреляции следует из оценки изменения ВДСО за счёт смещения на 10 м нижней границы расчётного объёма, в котором температура воды, по определению положения нижней границы расчётного объёма, больше или равна 10°C . В предыдущем параграфе было показано, что величина 1 ВЭТА равна теплосодержанию объёма единичного сечения высотой 4.18 м при температуре морской воды 10°C , поэтому смещение по вертикали положения десятиградусной изотермы на десять метров изменяет теплосодержание ВДСО на величину около 2.4 ВЭТА. В районах перечисленных выше течений климатические перемещения по вертикали положения поверхности десятиградусной изотермы изменяется от десятков до ста и более метров, что приводит в этих районах к изменению теплосодержания ВДСО от десятков до сотен ВЭТА. Этот результат хорошо согласуется с расположением максимумов теплосодержания ВДСО СА на картах Рисунков 4 и 6 в зонах перечисленных выше течений. Аналогичные выводы следуют из совместного анализа Рисунков 4 и 6, на которых представлены аномалии теплосодержания ВДСО СА зимнего сезона и аномалии глубин залегания изотермы 10°C .

Проводя аналогию между систематическим увеличением розового цвета на картах Рисунка 4 с ростом номера периода осреднения с аналогичным эффектом, имеющим место на картах Рисунка 6, отметим, что, последнее, связано с уменьшением средней по СА глубины залегания десятиградусной изотермы

Проведённый анализ климатических изменений по вертикали во времени и пространстве глубин залегания поверхности пятиградусной изотермы (здесь они не приводятся) показали их выраженную корреляцию с аналогичными изменениями поверхности десятиградусной изотермы и климатическими изменениями теплосодержания ВДСО СА.

В первом приближении, поверхность пятиградусной изотермы можно принять за нижнюю границу возвратных течений в системе Конвейера Брокера, а поверхность десятиградусной изотермы – в качестве верхней границы этих возвратных течений. В таком случае, получается, что колебание по вертикали границ возвратного потока течений конвейера Брокера могут изменять теплосодержанием ВДСО и через этот механизм в форме обратной связи влиять на процессы взаимодействия океан-атмосфера.

Глава 5. Диагностические и адаптационные расчёты сезонных значений мультидекадной климатической циркуляции Северной Атлантики и их анализ

5.1 Общее описание технологии расчётов течений.

Расчёт океанической циркуляции и адвекции тепла, переносимых течениями, проводился по описанным в Главе I сеточным массивам плотности - ρ и температуры - T вод СА с шагом по горизонту 1° , заданных на стандартных гидрологических горизонтах в интервале глубин от 0 до 4 000 м. Расчёты течений проводились по трёхмерной численной термогидродинамической сигма модели ИВМ РАН [15] в режимах диагноза и адаптации.

До середины пятидесятих годов прошлого столетия на площади региона СА отсутствовала требуемая для построения атмосферных полей сеть натуральных наблюдений. По этой причине, в наших расчётах поля атмосферных характеристик задавались на основе их среднеклиматических значений, полученных в рамках международной программы Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (CORE) [16]. Расчёт потоков тепла, солёности и импульса на поверхности океана осуществлялись согласно балк-формулам (см., например, [15]). На жидких боковых границах региона СА потоки вод, тепла и соли в рамках геострофического приближения, для чего, в целях исключения дефектов в расчётах течений на экваторе, южная граница расчётной области СА располагалась на 5° ю.ш.. Анализ расчётных значений циркуляции вод СА для каждого из трёх рассматриваемых климатических интервалов проводился по построенным на горизонтах 0, 100, 500 и 1000 м картам скорости сезонных (зима и лето) скоростей течений карт в интервалах широт от 20° до 80° с.ш. . Для удобства проведения анализа полученных результатов в средних и субарктических широтах те же карты течений представлялись укрупнённом масштабе в интервале широт от 30° до 80° с.ш. и от 40° до 80° с.ш..

Для подтверждения соответствия рассчитанных карт течений на поверхности океана для второго и третьего интервалов осреднений приводятся карты течений, построенные Никитиным О.П. [17-20] по сносам дрейфтеров.

5.2 Описание граничных условий и режимов расчётов атласов течений Северной Атлантики

Атласы карт течений строились по данным летнего и зимнего климатических сезонов для трёх, описанных выше, интервалов мультидекадных климатических осреднений в двух вариантах расчётов – диагноз и адаптация. В режиме диагноза расчёты течений проводились по интерполированным на гидрологических горизонтах в узлы расчётной сетки с шагом по горизонтали 1° значениям плотности морской воды, полученным в точках наблюдений T , S . Последние рассчитывались по уравнению состояния морской воды (Юнеско 80) по данным T , S и давления воды P . На поверхности океана задавались потоки тепла, солёности и импульса. На твёрдых боковых границах на дне потоки тепла и солёности полагались равными нулю. Для скорости на твёрдых боковых границах условие не протекания, дополненное условием свободного скольжения и квадратичного трения на дне.

В варианте адаптации рассчитанные в режиме диагноза скорости течений подставлялись в уравнения эволюции T и S , на основе которых в каждой расчётной точке определялись их изменения за временной интервал Δt . Далее, по обновленным значениям T , S проводился пересчёт по уравнению состояния значений плотности морской воды, после чего по обновлённым значениям плотности проводились диагностические расчёты скорости. Эта процедура, повторяемая на каждом шаге по времени, представляла собой адаптационные расчёты гидрологических полей.

В представленных в Приложении к Главе I данного Отчёта (Приложение) Атласам карт течений, построенных для горизонтов 0, 100, 500 и 1000 м помещены построенные карты течений СА, рассчитанные в режимах диагноза и адаптации. В зависимости от рассматриваемого горизонта карты течений представлялись в четырёх масштабах – обычном (в полосе широт от экватора до 80° с.ш.) и в трёх укрупнённых (в полосах широт 20-80, 30-80, 40-80 градусов с.ш.).

5.3 Результаты анализа построенных карт течений на горизонтах

Течения на поверхности СА

В первом интервале временного осреднения (1928-1965 г.г.) в регионе СА интенсификация течений приходится на зимний сезон. Исключение составляет зона Гвианского течения, режим которого определяется сезонными особенностями динамики вод Южной Атлантики, интенсификация которой приходится на летний сезон северного полушария. Полученная картина циркуляции СА в общем виде и по её отдельным элементам согласуется с имеющимися представлениями об особенностях климатической циркуляции вод в этом регионе [21]. При проведении сравнительного анализа карт сезонной циркуляции вод на поверхности СА следует учитывать особенности автоматического построения карт течений, проводимых пакетом «Графор», применение которого привело к различиям в масштабированиях скоростей течений летнего и зимнего сезонов. В случае рассматриваемого первого интервала временного осреднения шкала течений зимнего сезона в полтора раза превышает шкалу величин течений летнего сезона. Отсутствие учёта этого обстоятельство может привести к неправильным выводам, при анализе построенных карт циркуляции СА летнего и зимнего сезона. Сопоставление карт диагностических расчётов течений с результатами их адапционных расчётов показало:

- отсутствие значимых отличий в общем виде циркуляции СА обоих сезонов;
- в адапционных расчётах имеет место более чёткое отображение всех основных структур крупномасштабной циркуляции СА, притом, что амплитуда расчётных значений модулей скоростей течений в диагнозе превышает аналогичные величины в адапционных расчётах в пределах 10%.

В расчётах течений второго интервала временных осреднений (1966-1997 г.г.) отмечается общее усиление циркуляции вод в средних и субарктических широтах в зимний сезон. Интенсификация течений в летний сезон имеет место только в зоне Гвианского течения, режим которого определяется сезонными особенностями циркуляции вод в Южной Атлантике, усиление которой приходится на летний сезон Северного полушария. Имеет место ранее отсутствующие, по отношению к первому интервалу временного осреднения (интервалу), особенности в циркуляции вод в СА. Они связаны с общим ослаблением циклонической циркуляции вод в море Лабрадор, имеющей место в оба климатических сезона, и с появлением в зимний сезон чётко выраженных вихревых образований над банкой Флеш Кап и районе дельты Гольфстрима над поднятием рельефа в районе Главного Атлантического Хребта в точке с координатами 35° с.ш. , 46° з.д.. Наличие этих изменений в рельефе дна чётко обозначены на картах циркуляции 500 и 1000 м. Связь этих вихревых образований с масштабными неоднородностями в рельефе дна объясняется законом сохранения вихря в натекающем потоке течений. В первом случае, оно происходит при натекании потока течения Лабрадор на банку Флеш Кап, во втором, при нетекании Гольфстрима на поднятие дна в районе Среднего Атлантического Хребта. Отсутствие этих вихрей на картах первого интервала осреднений связано с особенностью зимней бароклинной циркуляции вод во втором интервале осреднения. В подтверждение объективности полученного результата приводятся карты сезонных климатических течений, построенные О.П. Никитиным по сносу поверхностных дрейфтеров, где в тех же местах имеют место аналогичные структуры (смотри в Приложение карты сезонных течений на поверхности СА за второй и третий интервалы осреднений). Отмеченные вихревые образования проявляются так же в сезонных картах уровенных поверхностей СА, представленные в Приложении в вариантах диагностических и адаптационных расчётов.

В картах третьего интервала осреднений (1998-2010 г.г.) отсутствуют отмеченные выше топографические вихри и отмечается усиление циркуляции вод в море Лабрадор. Эти явление связаны с частичным восстановлением общей картины циркуляции бароклинных течений к варианту циркуляции вод первого интервала осреднений. В частности, последнее проявляется в восстановлении циркуляции в море Лабрадор, и в положении потока Северо-Атлантического течения (САТ).

Горизонт 100 м

На этом горизонте карты течений, помещённые в Приложении приводятся так же как на поверхности, в обычном и укрупнённых масштабах.

На первом интервале, за исключением зоны Гвианского течения, отмечается общая интенсификации циркуляции в зимний сезон. На картах адаптационных расчётов отмечается более чёткое выделение течений, входящих в крупномасштабные структуры Субтропического Северо-Атлантического антициклонального круговорота (ССААК) и Северо-Атлантического Субарктического Циклонического круговорота (САСЦК). Более чётко проявляются описанные для этого интервала в циркуляции на поверхности топографические вихри, присутствующие только в зимний сезон на картах диагноза и прогноза. В летний сезон этого интервала осреднения в варианте диагноза отмечается наименее чёткое выделение САСЦК, в то время, как в варианте адаптационных расчётов этот эффект практически отсутствует.

В картах третьего интервала осреднений (1998-2010) общая картина крупномасштабной циркуляции вод в вариантах диагноза и адаптации приближается к циркуляции вод первого интервала (1928-1965 г.г.), имея при этом существенные отличия от картины циркуляции вод второго интервала осреднений.

Горизонт 500 м.

Карты циркуляции представлены в укрупнённых масштабах в полосах широт: от 20⁰ до 80⁰, от 30⁰ до 80⁰ и от 40⁰ до 80⁰ с.ш.

В картах циркуляции вод первого интервала осреднения присутствует отмеченная ранее на горизонтах 0 и 100 м. интенсификация основных элементов циркуляции СА в зимний сезон, хотя все эти течения недостаточно чётко выражены. Наиболее чётко зимняя интенсификация течений отмечается в потоках субарктических течений. В картах циркуляции, полученных в режиме адаптации значимых отличий от карт диагноза не отмечается

В картах циркуляции вод второго интервала, как и прежде, отмечается усиление течений в зимний сезон, однако, на картах диагноза поток САТ лучше представлен в летний сезон. В зимний сезон в местах поднятий в рельефе дна в районе банки Флемиш Кап и над пересечением дельты Гольфстрима Северо-Атлантического хребта размещаются антициклональные вихри, присутствие которых уже отмечались выше при описании зимней циркуляции на горизонтах 0 и 100 м. В картах циркуляции, полученных в режиме адаптации отмечается более чёткое выделение основных элементов крупномасштабной циркуляции вод СА.

В картах течений третьего этапа, как и прежде, имеет место общее усиление циркуляции вод в зимний сезон, при том, что поток САТ лучше выражен летний сезон, что представлено на картах диагноза и адаптации. На картах циркуляции, полученных в режиме адаптации, более чётко выделяются основные течения СА. Кроме того, общий вид циркуляции вод третьего этапа становятся похожим на картину циркуляции первого этапа.

Горизонт 1000 м.

В силу малых величин скоростей на этом горизонте карты течений представлены в укрупнённом масштабе в полосах широт от 30 до 80 и от 40 до 80 градусов с.ш.

На картах циркуляции первого интервала осреднения практически отсутствуют следы течения Гольфстрим, а вектора течений, расположенные в месте этого течения, не имеют к нему отношение, поскольку Флоридский пролив, через который проходит поток Гольфстрима, на горизонте 1000 м перекрыт донным рельефом. Некоторое усиление циркуляции вод в зоне имеет

место в летний сезон в северной части Северо Атлантического циклонического круговорота (САЦК). Отмеченный эффект более чётко выражен на картах адаптационных расчётов. На них отмечается усиление вдольберегового потока холодных вод, расположенных вдоль кромки побережья Северной Америки, представляющее продолжение потока Лабрадорского течения.

На картах циркуляции второго этапа отмечается усиление циркуляции в зимний сезон, где чётко выделяются два антициклонических круговорота над описанными ранее неоднородностями в рельефе дна. Усиление циркуляции вод зимнего сезона проявляется в слабом обозначении потока САТ, отсутствующее на карте летнего сезона.

На картах третьего этапа общий уровень циркуляции вод на горизонте 1000 м наименее выражен по сравнению с циркуляцией вод первого и второго этапов. Отмечается некоторое усиление течений в зимний сезон, но главной её особенностью является возврат к общей картине циркуляции первого этапа.

5.4 Анализ сезонных мультидекадных изменений поверхности уровня СА

В помещённом к Отчёту Приложении после карт циркуляции вод на горизонте 1000 м помещены карты сезонных мультидекадных климатических значений уровенной поверхности СА, построенных для режимов диагноза и адаптации. Из их анализа следует:

1. На всех картах присутствует два крупномасштабных образования. Первое из них связано с повышением уровня, расположено в полосе широт от 16 до 40 гр.с.ш. с центром с координатами 25⁰ с.ш., 73⁰ з.д. и соответствует Северо Атлантическому антициклональному субтропическому круговороту (СААСК). Второе связано с понижением уровня в полосе широт от 40 до 62 гр. с.ш. с координатами центра 55⁰с.ш., 45⁰ з.д. , оно соответствует Северо Атлантическому циклоническому круговороту (САЦК).
2. Интенсификация обоих крупномасштабных образований приходится на зимний сезон.

Сложность топологии уровенной поверхности СА и её выраженная временная изменчивость не позволила выявить в построенных картах значимые изменения в сезонной пространственно-временной изменчивости. В связи с этим обстоятельством, а так же наличия в регионе СА двух упомянутых выше крупномасштабных вихревых образований, имеющих разные источники происхождения и различные режимы сезонных интенсификаций на горизонтах ниже 500 м, побудили провести раздельных анализ осреднённых сезонных мультидекадных значений динамических высот в полосах широт СА, где размещены эти крупномасштабные вихри: от 15 до 40 гр с.ш. для анализа СААЦК, и от 41 до 62 гр. с.ш. для САЦК. Проведение этих исследований проводились с учётом связи изменений этих вихрей с изменениями климата в европейской части РФ, поэтому границы временных интервалов сезонных мультидекадных изменений характеристик этих вихрей брались из анализа мультидекадных изменений уровня Каспия, являющегося природным интегральным климатическим индексом изменений климата в европейской части РФ [14]. Ниже, на Рисунке 7 приведены графики изменения уровня Каспия и показателей типов крупномасштабных атмосферных процессов по Вангенгему-Гирсу, взятые из работы [14].

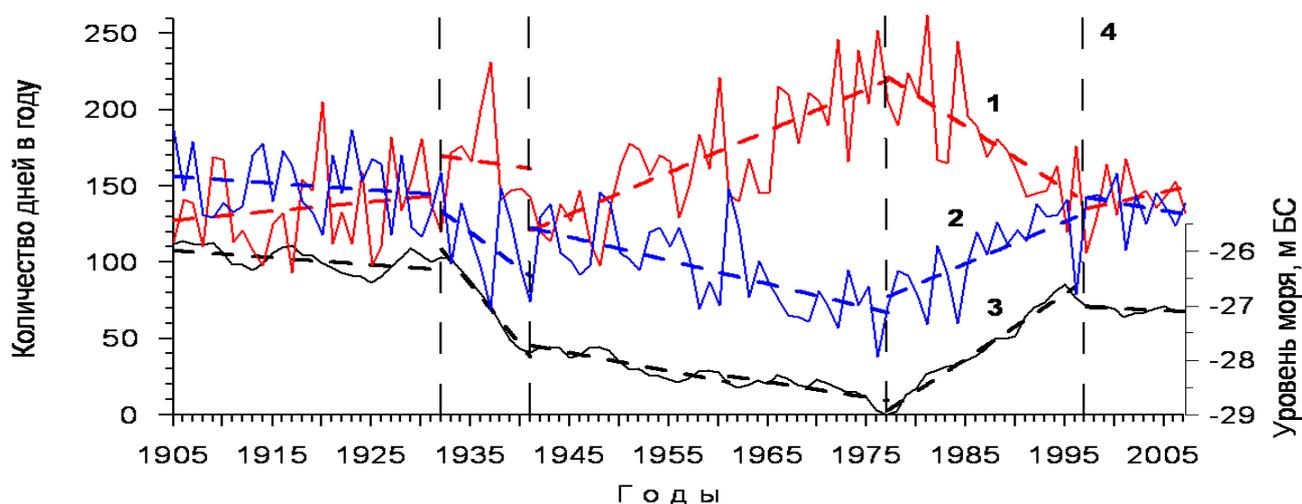


Рисунок 7. Графики изменений индексов атмосферной циркуляции по Вангенгему –Гирсу, Восточной -1, Западный -2, уровня Каспия - 3.

На основе этих графиков были определены интервалы временных мультидекадных осреднений 1942- 1976, 1978-1997, 1998-2010.

Границы двух последних временных интервалов хорошо коррелируют с границами двух последних временных интервалов интервалами, полученными из анализа графиков индекса АМО, по которым проводились описанные выше исследования. При расчёте динамических высот выбор отсчётного горизонта проводился на основе анализа изменений по вертикали аномалий температуры морской воды, осреднённых по горизонтам в пределах каждой из двух полос. Расчёт указанных температурных аномалий вёлся по полученным на стандартных гидрологических горизонтам сеточным массивам температур. Для этого, по указанным массивам для каждого интервала осреднений в пределах каждой из двух широтных полос определялось среднее сезонное значение температуры, от которой в каждом сеточном узле этих полос определялась её аномалия, после чего, в пределах каждой полосы определялось среднее значение температурной аномалии. Результаты этих расчётов представлены ниже на графиках изменений средних значений температурных аномалий, в указанных выше широтных полосах.

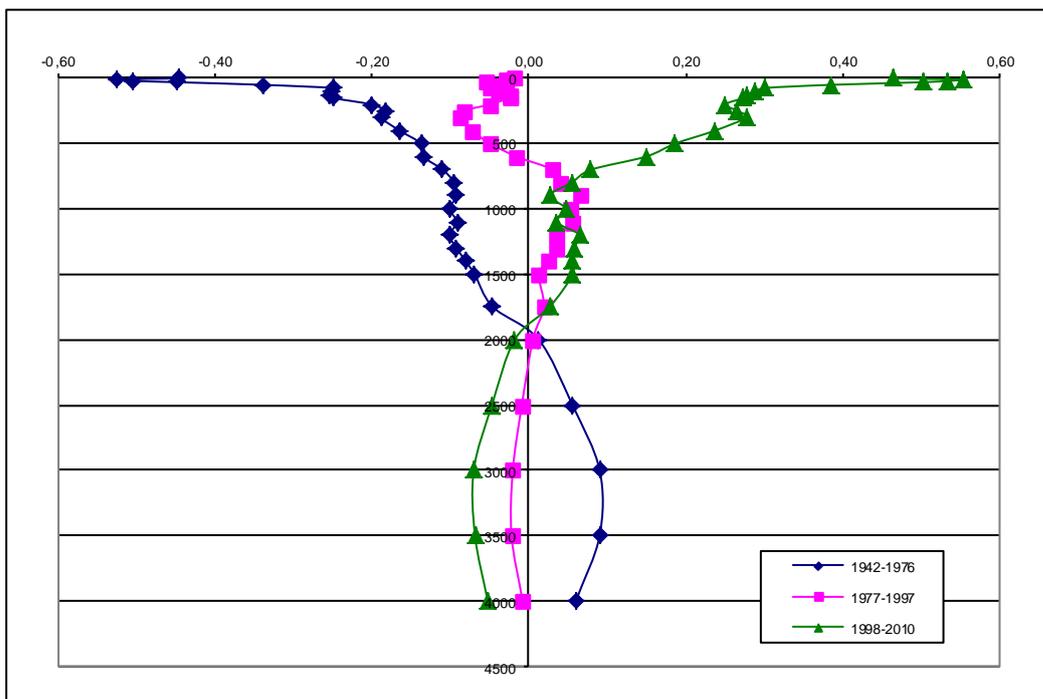


Рисунок 8 График изменений по вертикали температурных аномалий за три интервала осреднения в полосу от 15⁰ до 40⁰ с.ш. в летний сезон.

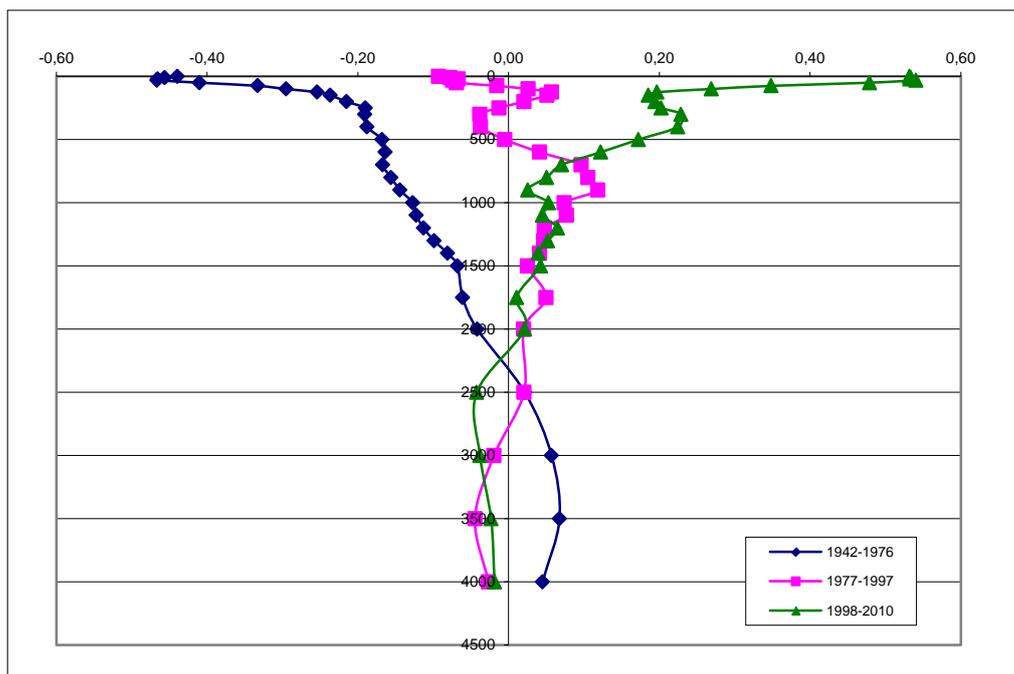


Рисунок 9 График изменений по вертикали температурных аномалий за три интервала осреднения в полосу от 15⁰ до 40⁰ с.ш. в зимний сезон

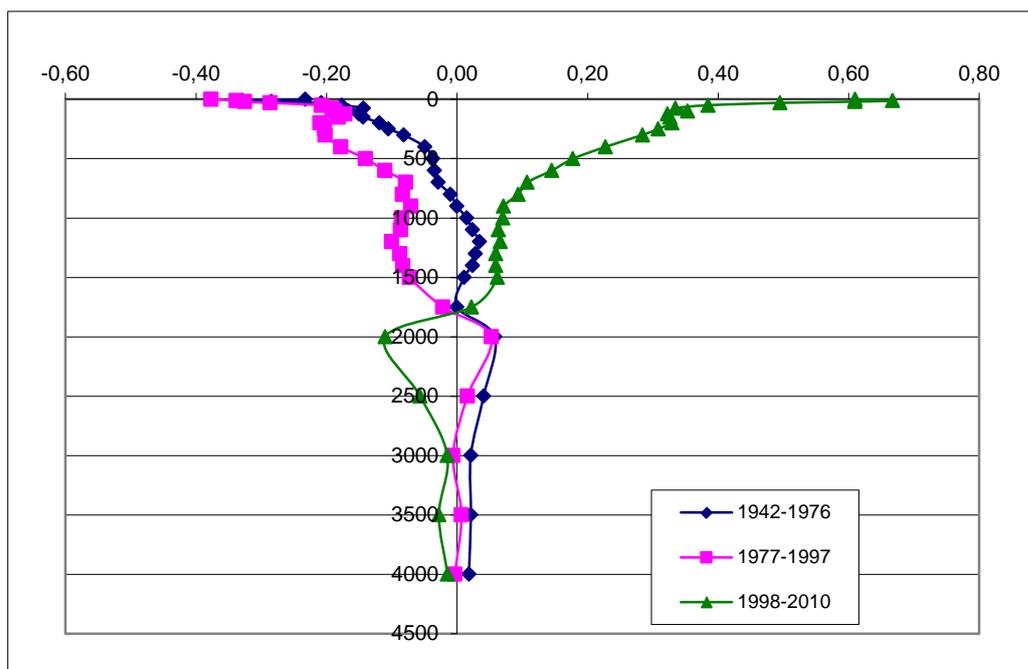


Рисунок 10 График изменений по вертикали температурных аномалий за три интервала осреднения в полосе от 40⁰ до 62⁰ с.ш. в летний сезон

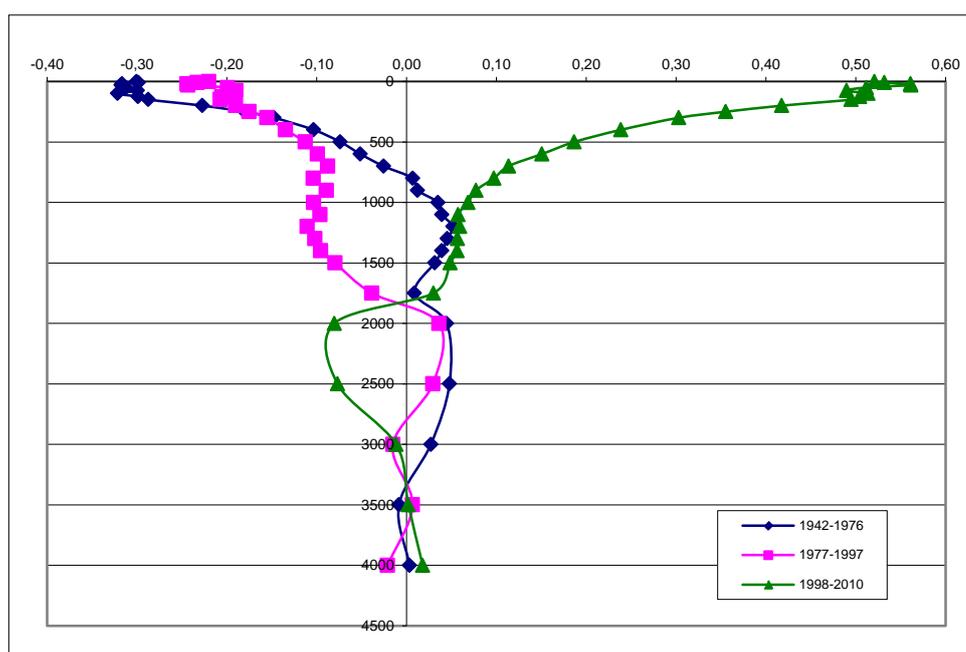


Рисунок 11 График изменений по вертикали температурных аномалий за три интервала осреднения в полосе от 40⁰ до 62⁰ с.ш. в зимний сезон

Из графиков, приведённых на Рисунках 8-11, следует, что в обоих широтных полосах изменения знака температурных аномалий в летний и зимний сезоны за три интервала временных осреднений происходили вблизи горизонта 2000 м. Этот результат явился основанием для размещения отсчётной

(нулевой) поверхности в определении динамических высот на горизонте 2 000 м с шагом по горизонтали 1° .

В регионе СА присутствуют два крупномасштабных круговорота – антициклонический в полосе широт от 15° до 40° с.ш. и циклонический в полосе широт 40° - 62° с.ш., имеющие различную природу их образования. По этой причине, исследование сезонной климатической изменчивости динамики этих вихрей проводилось независимо друг от друга в пределах каждой из двух широтных полос (полос). Для этого для летних и зимних сезонов в пределах этих полос проводился:

- расчёт динамических высот от горизонта 2000 м.
- в каждом временном интервале проводился расчёт средних по полосам значений динамических высот (ДВ) в летний и зимний сезоны, после, по этим значениям определялись среднеклиматические сезонные значения ДВ (СКСЗДВ) для летних и зимних сезонов;
- рассчитывались средние значения аномалий ДВ от величин их СКСЗДВ для каждого из трёх временных интервалов осреднений, которые размещены в представленной ниже Таблице 1.

Таблица 1 Осреднённые по широтным полосам значения аномалий динамических высот в дин. см., рассчитанных от горизонта 2000 м, от их средневзвешенного климатического значения по их широтным полосам

период	Полоса 15-40		Полоса 40-62	
	лето	зима	лето	зима
1942-1976	9,24	19,06	8,80	5,00
1977-1997	-31,64	-39,81	-22,98	-32,59
1998-2010	22,40	20,74	14,18	27,59

Из представленных в Таблице 1 результатов следует, что текущий момент времени соответствует по результатам аномалий динамических высот в большей степени в широтной полосе 15 - 40 гр. с.ш. и в меньшей степени в

полосе 40-62 гр. с.ш. соответствует возврату к аналогу климатической ситуации 50 годов прошлого столетия.

Аналогичные расчёты были проведены по рассчитанным значениям уровня СА в тех же полосах широт в климатические сезоны зима, лето, но по впеменным интервалом, полученным из графика индекса АМО

Таблица 2. Расчет аномалий уровня от средневзвешенного по годам климатического значения уровня в полосах широт (модель Дианского)

период	Полоса 15-40		Полоса 40-62	
	лето	зима	лето	зима
1928-1965	-0,166	-0,90	-0,282	0,480
1966-1997	0,448	1,028	0,546	0,256
1998-2010	-0,705	0,025	-0,608	-2,225

Из представленных в Таблице 2 данным следует, что в изменениях уровня летнего сезона имеет место возврат к ситуации первого интервала климатического осреднения.

Выводы

1. Разработан, апробирован, описан и опубликован новый метод совместного статистического анализа термохалинных полей (ТХП), на фиксированных горизонтах [11,12], позволяющий на заданном уровне интервала проводить:
 - фильтрацию исходных массивов ТХП от ошибок наблюдений на заданном уровне доверительного интервала вероятности;
 - тестировать на вероятность реализации в природе полученных расчётных значений ТХП.
2. С помощью разработанного метода по данным, отобраным из международной климатической базы гидрологических наблюдений [3] для трёх мультидекадных интервалов климатических осреднений 1928-1965, 1966-1997, 1998-2010 (интервалов) на 24 стандартных гидрологических горизонтах, расположенных на глубинах от поверхности до дна, построены с шагом по горизонту в 1^0 сезонные (зима, лето) сеточные массивы температуры – T , солёности – S и плотности морской воды- ρ (рассчитанной по уравнению состояния морской воды Юнеско – 80).
3. По построенным полям плотности и климатического атмосферного форсинга [19] по термогидродинамической модели ИВМ РАН [18] в режимах диагноза и адаптации проведены расчёты течений, по результатам которых на горизонтах 0, 100, 500 и 1000 м для трёх интервалов климатических осреднений в сезоны зима, лето построены карты течений, проведён и описан их анализ.
4. По построенным полям температуры для верхнего деятельного слоя океана (ВДСО) в интервале от поверхности до глубины расположения десятиградусной изотермы [14] проведены расчёты и осуществлён анализ сезонных мультидекадных изменений аномалий теплосодержания этого слоя (аномалий), из которого следует:

- аномалии перемещаются из низких широт в средние и высокие широты по траекториям тёплых течений:
- изменения знаков аномалий обусловлены вертикальными перемещениями изотерм ВДСО;
- знак аномалий меняется с изменением интервала временного осреднения.

5. Разработан метод системного анализа морских гидрологических полей, на основе исследований сезонной мультидекадной климатической изменчивости:

- теплосодержания ВДС, глубины залегания десятиградусной изотермы и общей картины циркуляции вод ниже от 100 м в регионе СА,
- изменений динамических вод в областях расположения Северо -Атлантического Субтропического Антициклонального и Северо -Атлантического Субарктического Циклонического круговоротов,

По результатам проведённого анализа сделан вывод о возврате климатической ситуации к первому интервалу временного осреднения.

6. СА по построенным сезонным мультидекадным полям плотности и климатическому атмосферному форсингу [18], проведённых по результатам обработки сноса дрефтерных буёв [20-23] обнаружено наличие в зимний сезон второго мультидекадного интервала в районе банки Флемиш Кап и в районе дельты Гольфстрима над Главным Атлантическим хребтом двух чётко выраженных антициклональных круговоротов. Появление этих вихревых образований, связано с законом сохранения вихря в натекающих потоках морских вод на подъёмы в донных рельефах. В первом случае, это поток

Лабрадорского течения, натекающий на поднятие рельефа вблизи банки Флемиш Кап, во втором – натеканием потока СевероАтлантического течения на срединный Северо-Атлантический хребет.

7. Связь сезонных мультидекадных изменений гидрологических полей СА с изменениями климата в европейской части РФ лучше проявляется в обработке наблюдений на интервалах мультидекадных климатических осреднений, полученных из анализа временных изменений уровня Каспия, чем по изменениям индекса АМО, поскольку изменения уровня Каспия являются интегральной характеристикой изменения климата в европейской части РФ

Заключение

Материалы работ по отчётной теме опубликованы в открытой печати в одиннадцати статьях [6-11, 20-23].

Все работы по теме выполнялись в установленные сроки в полном объёме в соответствии с плановым заданием.

Литература

1. Broecker W. S. The Great Ocean Conveyor. *Oceanography*, 1991,4, 79-89.
2. Актуальные проблемы Океанологии, Москва, Наука, 2003, 634 с.
3. <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELECT/dbsearch/dbsearch.html>
4. Кляшторин Л.Б., Любушин А.А. Циклические изменения климата и рыбопродуктивности. – М.: Изд-во ВНИИРО. – 2005. – 235 с.
5. International Oceanographic Tables // UNESCO Technical Papers in Marine Science 1981. Vol. 3. N 39. 111 p.
6. Соколов В.А. Применение совместного статистического анализа термохалинных и плотностных полей для фильтрации и представления массивов данных морских гидрологических наблюдений // В сборнике: Сообщения по прикладной математике. М.: ВЦ РАН. - 2005. с.25-38.
7. Соколов В.А., Апухтина С.П. Технология и результаты построения гидрологических полей Северной Атлантики на основе совместного объёмного статистического анализа исходных данных. Труды ГОИНа, Вып. 210, 2007, с.64-76.
8. Соколов В.А., Апухтина С.П. Статистическая модель климата термохалинных полей и результаты её реализации в Северной Атлантике. Труды ГОИНа, Вып 211,, 2008, с. 99-115.
9. Соколов В.А., Апухтина С.П. Статистическая модель климатических состояний термохалинных полей и возможности её использования в океанографических исследованиях. Труды ГОИНа, Вып 212, 2009, с 48-63.
10. Соколов В.А., Апухтина С.П. Статистическая модель термохалопикнических полей Северной Атлантики и возможности её применения в океанографических исследованиях. Труды ГОИНа, вып 213, 2011, с. 255-263.
11. Соколов В.А., Апухтина С.П. Метод совместного статистического анализа термохалинных полей морской среды и возможности его использования в

- практической океанографии. Труды Гоина, Вып. 215, Изд. «Артифекс», Москва, 2014, с. 75- 89.
12. Соколов В.А., Грузинов В.М. Проблемы моделирования гидрологических полей в арктических морях. Арктика экология и экономика. №2, Москва, Академпринт, 2014, ст. 40-49,
 13. Соколов В.А., Фомин В.В. Метод совместной интерполяции и анализа вероятных значений термохалинных полей на примере его использования в зоне фронта
 14. Г. Стоммел. Гольфстрим. М. 1963, Иностранная литература, 226 с.
 15. Мамаев О.И. Термохалинный анализ вод Мирового Океана. Гидрометеиздат, 1987, 297 с.
 16. Montgomery R. B. Characteristics of surface water at Weater Ship/ - J. Pap. in Mar. Biol. and Oceanogr/ -Deep Sea Res., 1955, Suppl. To vol. 2, p. 331-333/
 17. Тужилкин В.С. Сезонная и многолетняя изменчивость термохалинной структуры вод Черного и Каспийского морей и процессы ее формирования. Докторская диссертация, МГУ, кафедра Океанологии. – 2008.
 18. Дианский Н.А. Моделирование циркуляции океана. Москва, Физматлит, 2013, 271 с.
 19. Griffies S.M., A. Biastoch, C. Boning, F. Bryan, E. Chassignet, M. England, R. Gerdes, H. Haak, R.W. Hallberg, W. Hazeleger, J. Jungclaus, W.G. Large, G. Madec, B.L. Samuels, M. Scheinert, A. Sen Gupta, C.A. Severijns, H.L. Simmons, A.-M. Treguier, M. Winton, S. Yeager, J. Yin., 2009. Coordinated Ocean-ice Reference a Experiments (COREs), Ocean Modelling, 26, 1-46.
 20. Никитин О.П., Касьянов С.Ю. О новых картах поверхностных течений Мирового океана на основе данных отслеживаемых со спутников дрейфующих буев // Доклады Академии наук (в печати).
 21. Никитин О.П., Касьянов С.Ю. Поверхностные течения Норвежского и Гренландского морей. Труды ГОИН. 2015. Вып. 216. С. 75-89.

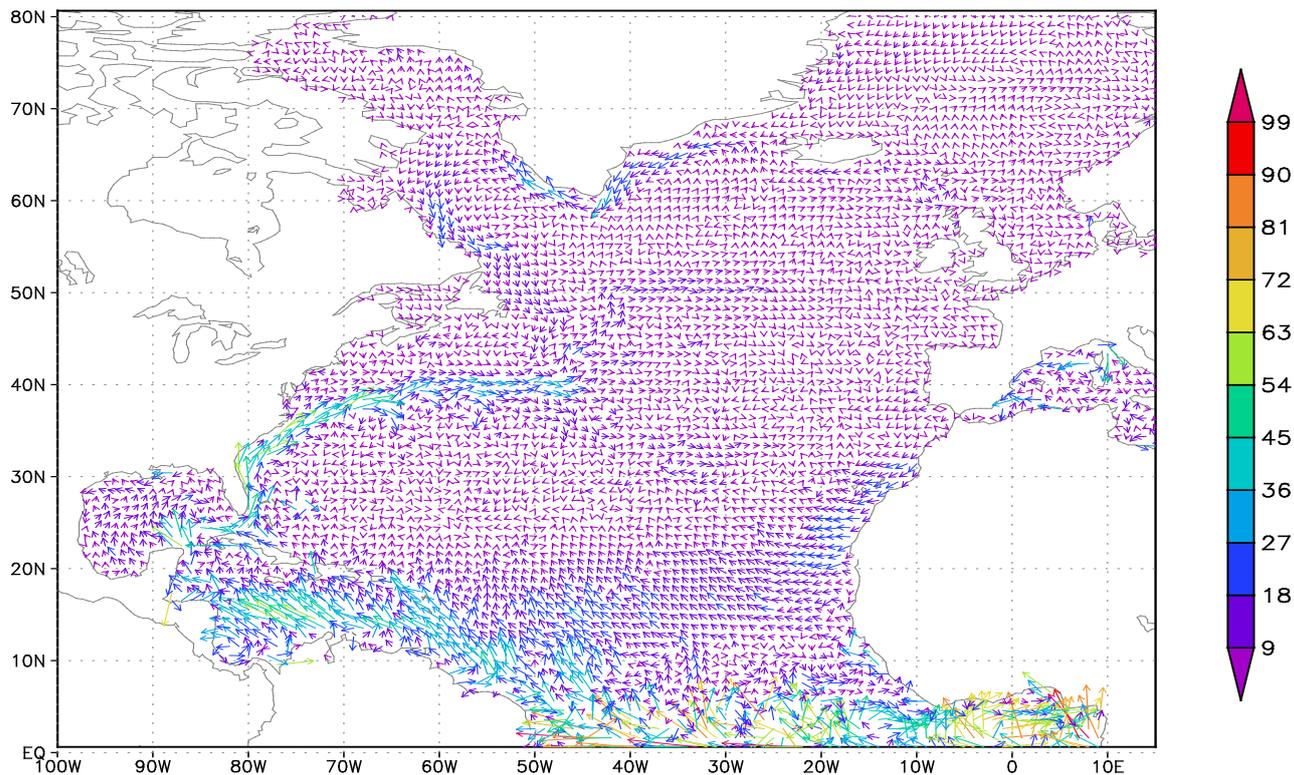
22. Никитин О.П., Касьянов С.Ю. О дрейферных наблюдениях за течениями и температурой в Баренцевом и Карском морях. *Труды ГОИН*. 2016. Вып. 217.
23. Саркисян А.С., Никитин О.П., Лебедев К.В. Физические характеристики Гольфстрима, как индикатор качества моделирования циркуляции Мирового океана // *Доклады Академии наук* (в печати).

Приложение А

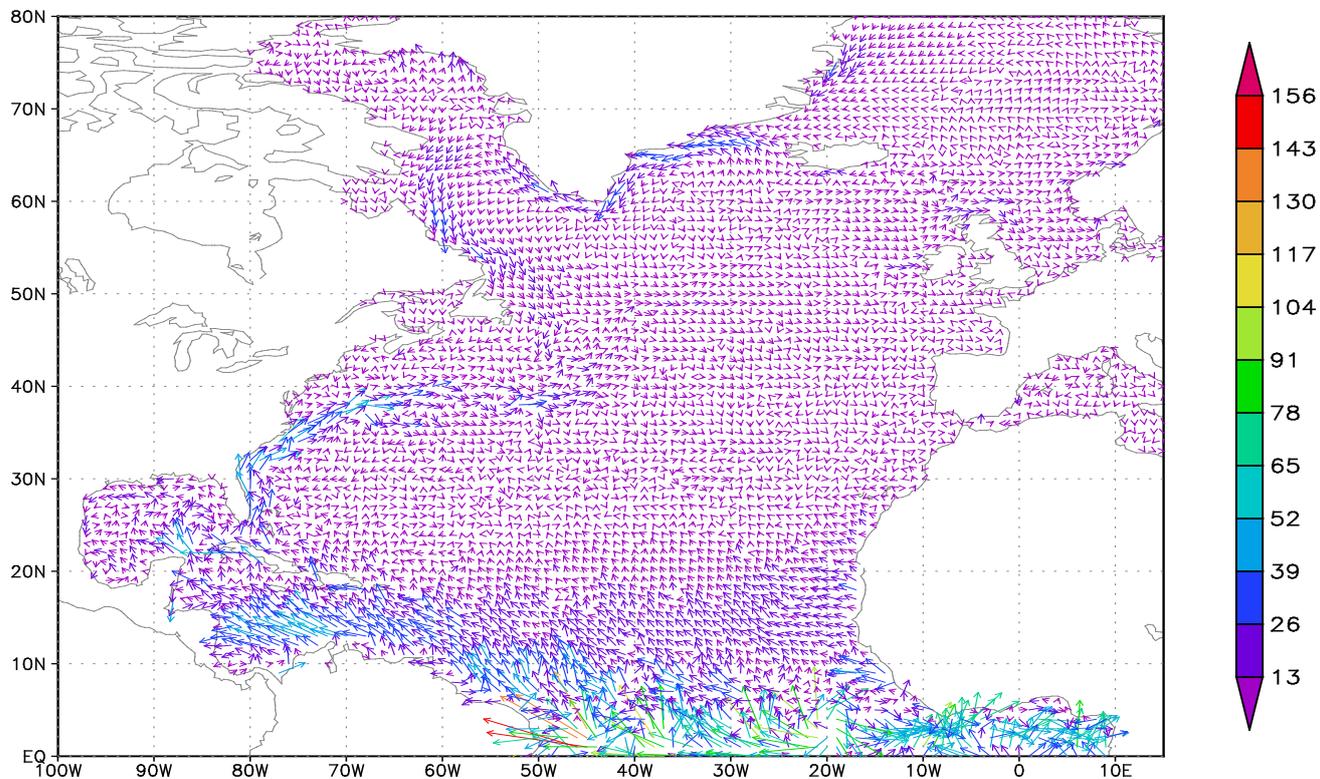
Сезонные мультидекадные климатические атласы течений и уровня Северной Атлантики, рассчитанные по модели ИВМ РАН в режимах диагноза и адаптации

Скорости на поверхности 1928-1965 Диагноз

Лето

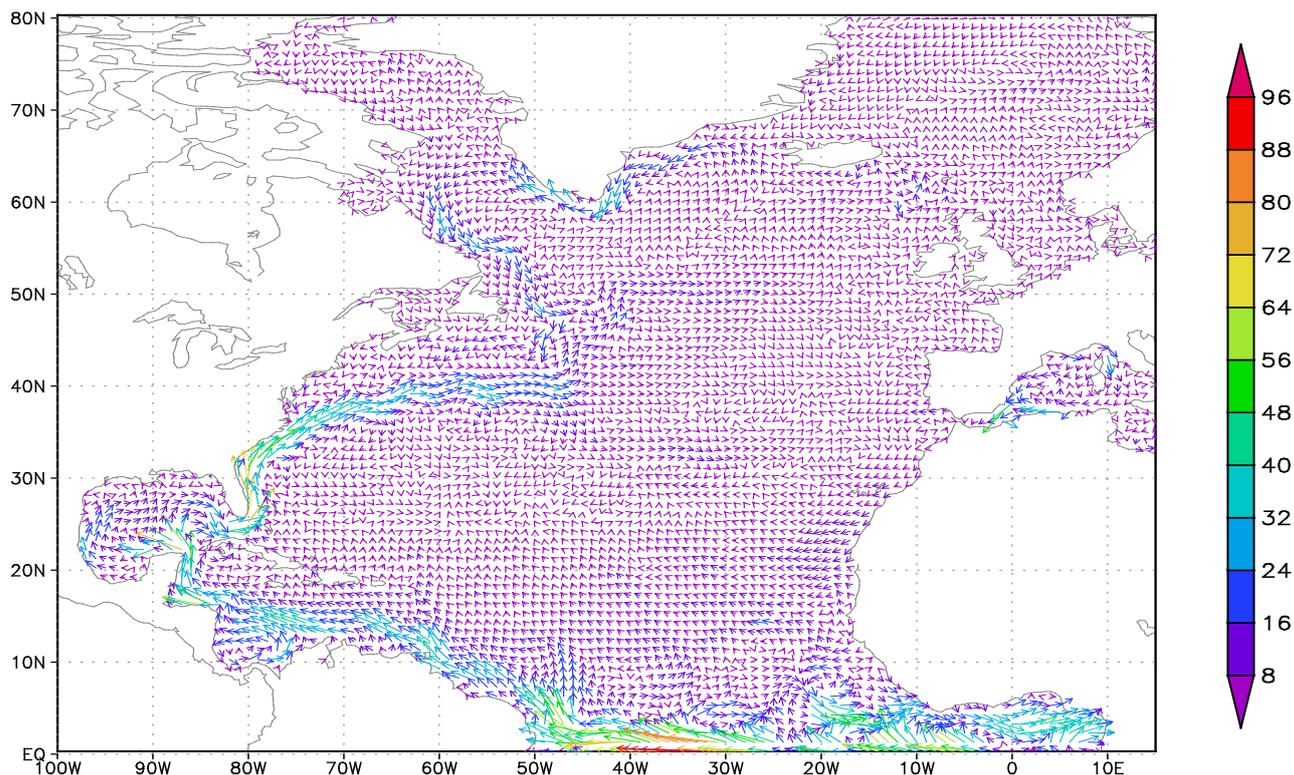


Зима

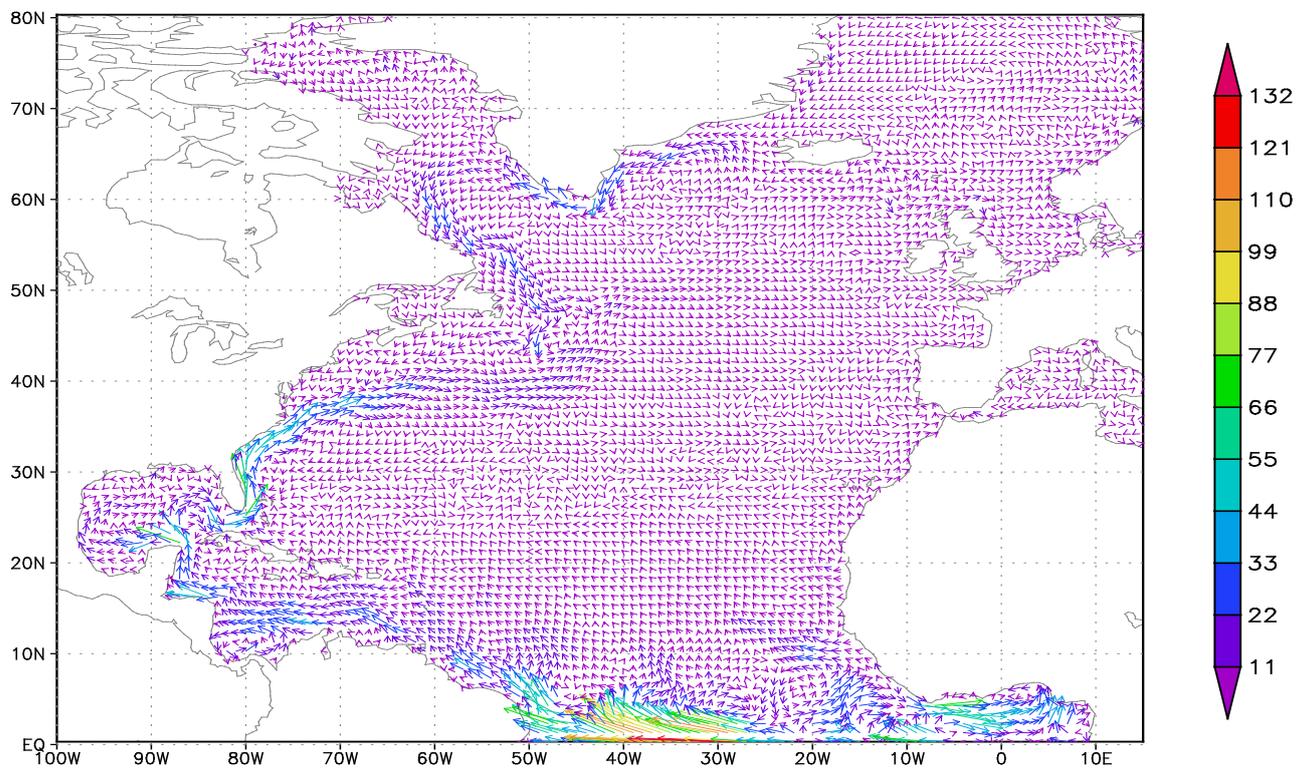


Скорости на поверхности 1928-1965 Адаптация

Лето

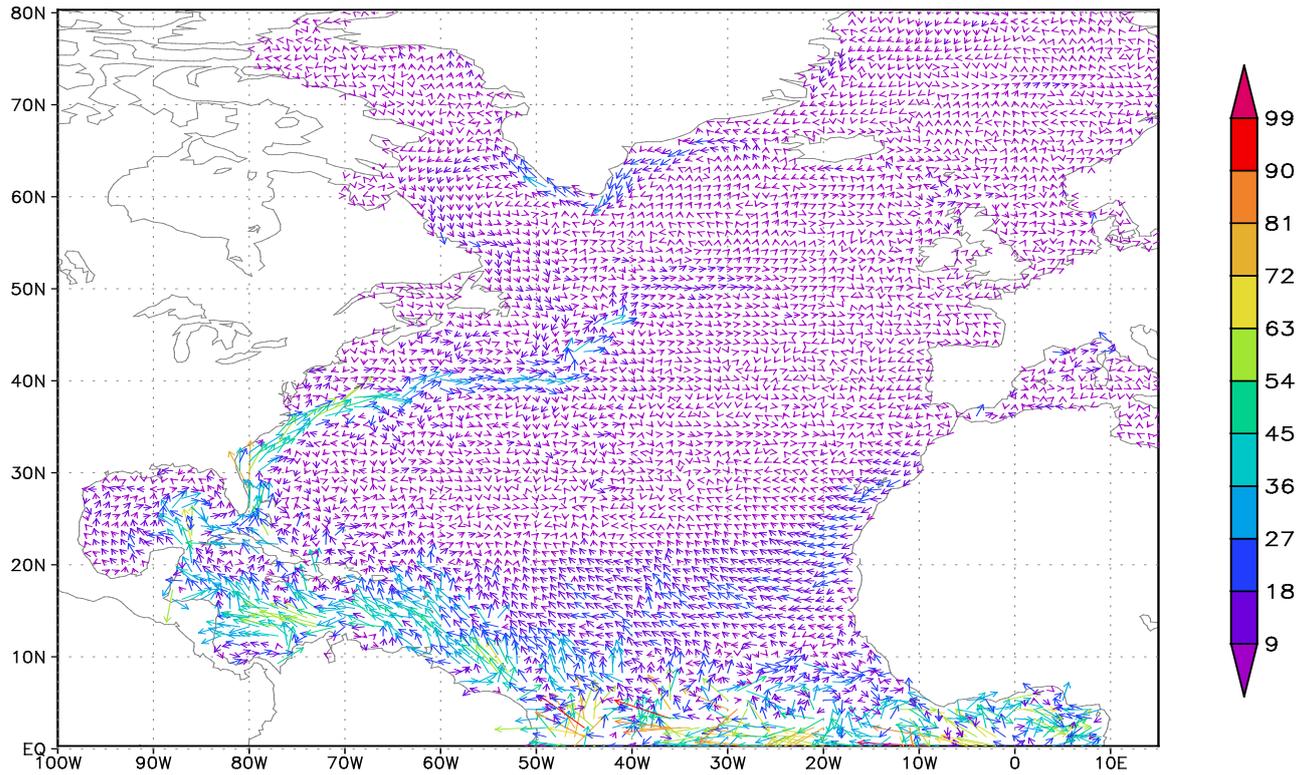


Зима

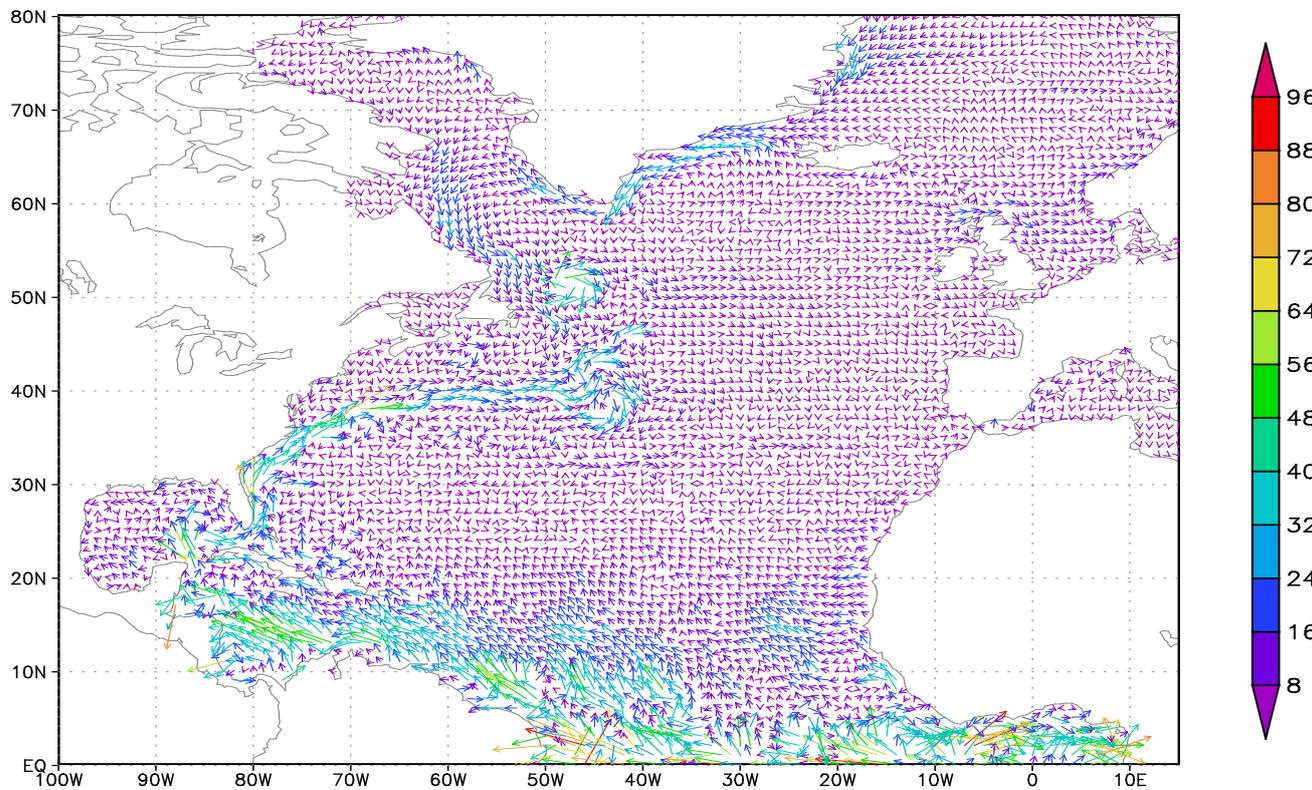


Скорости на поверхности 1966-1997 Диагноз

Лето

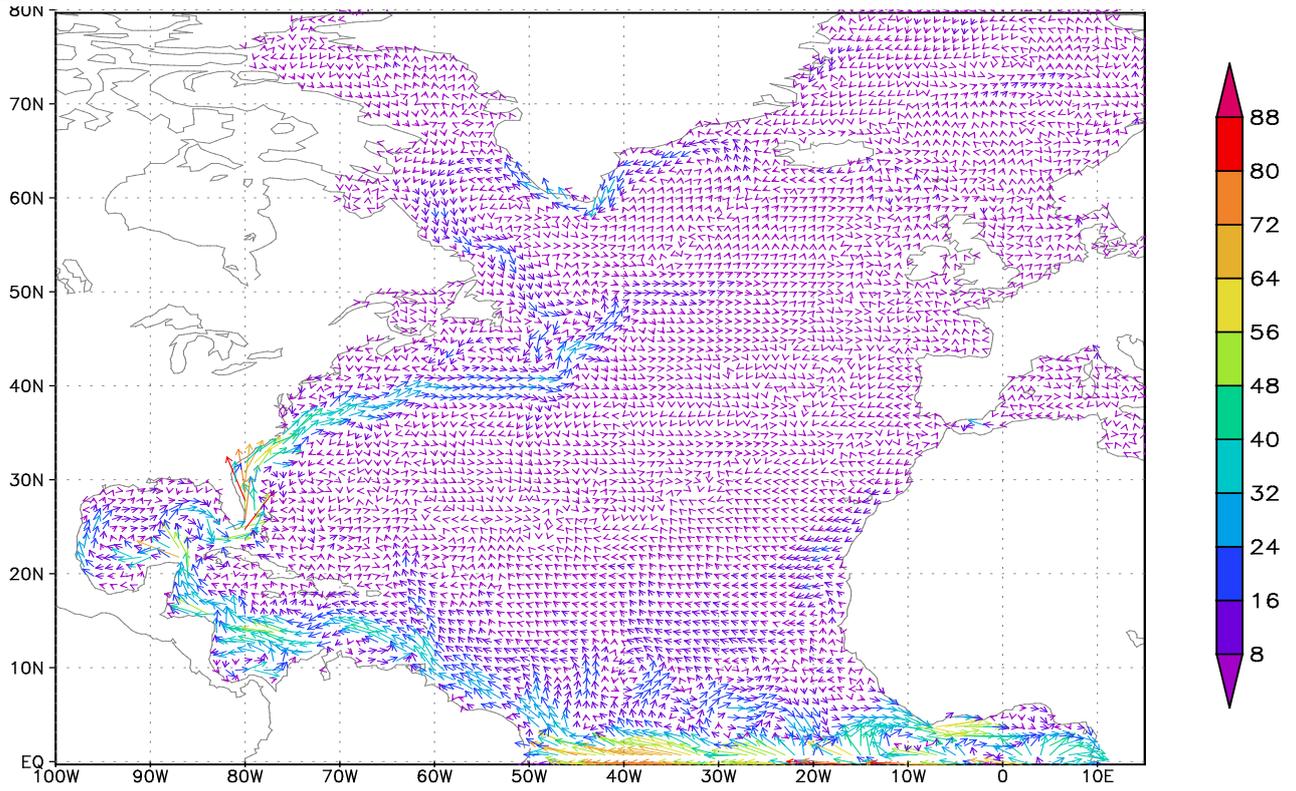


Зима

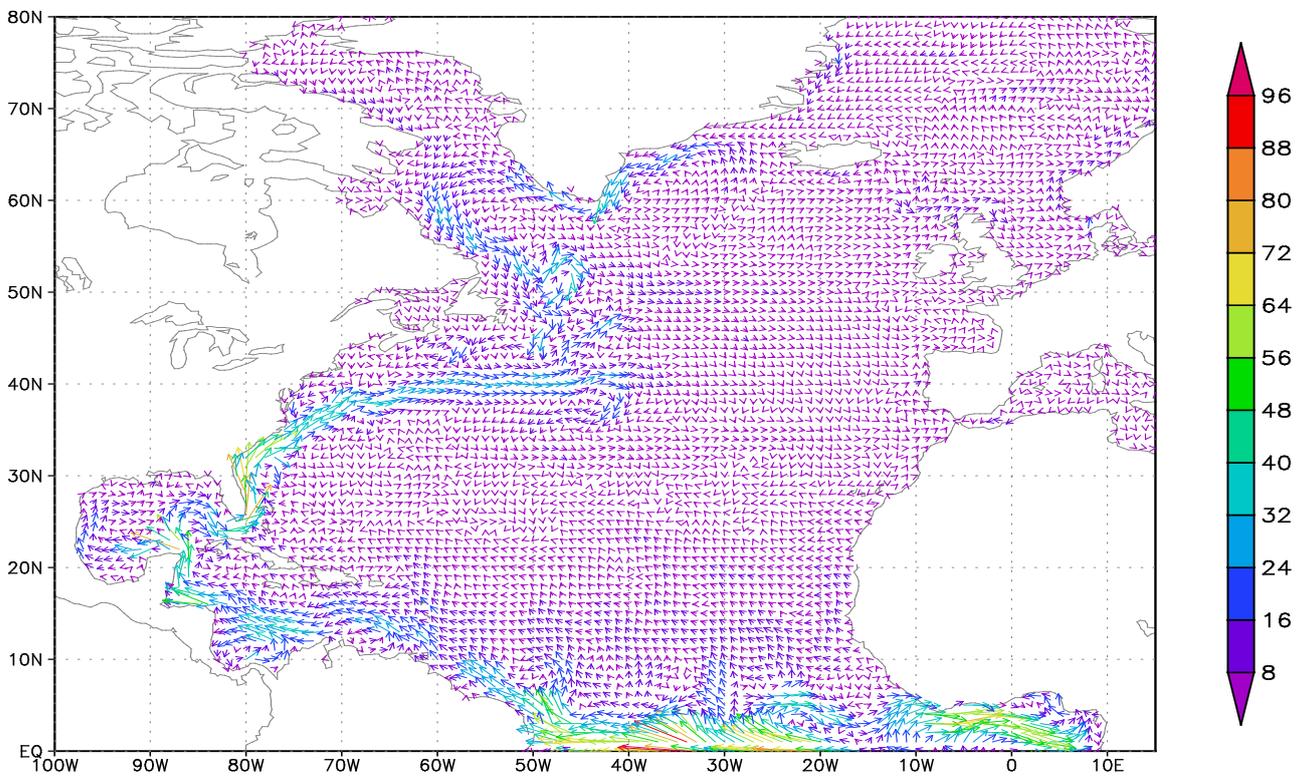


Скорости на поверхности
1966-1997 Адаптация

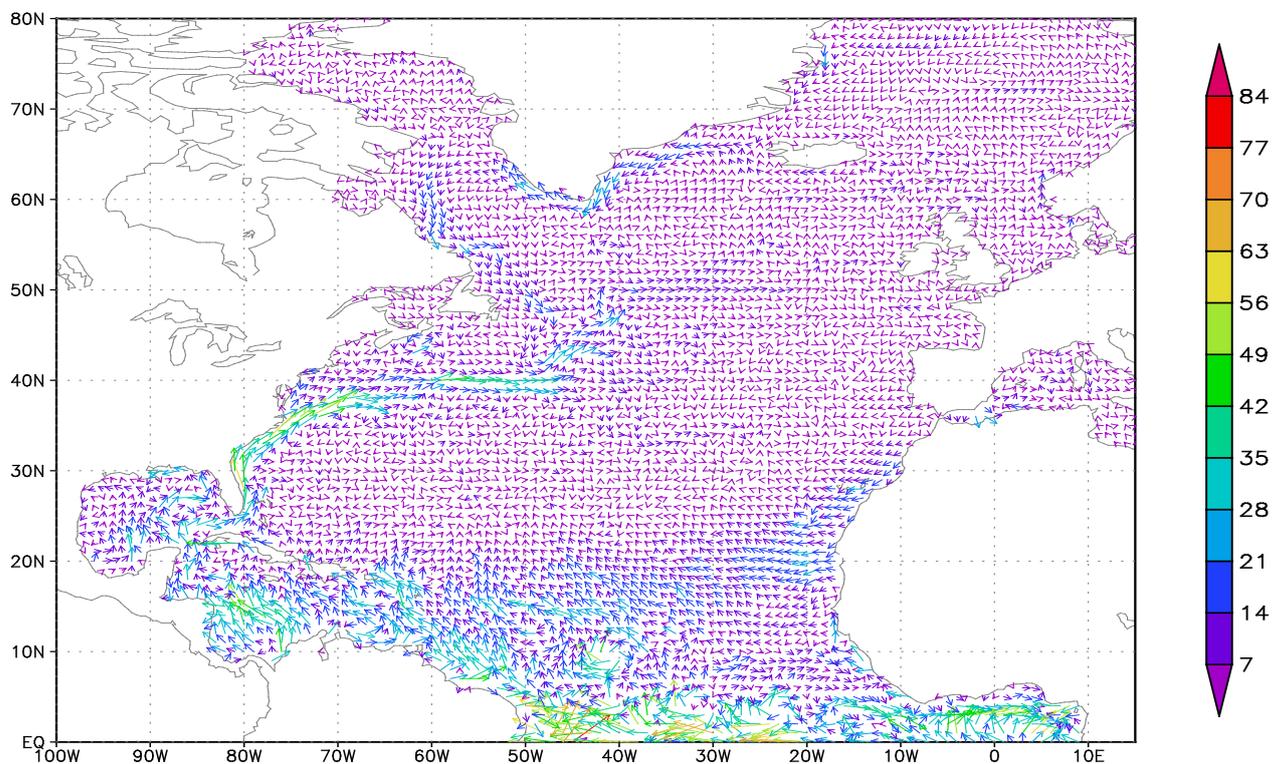
Лето



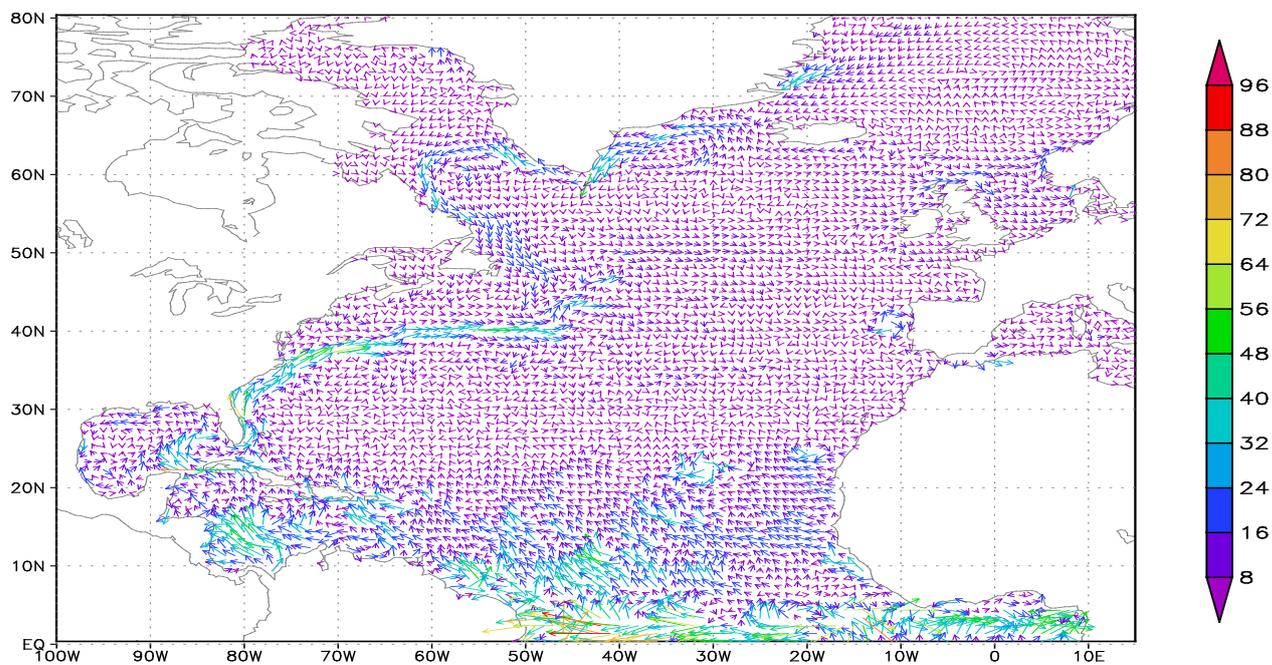
Зима



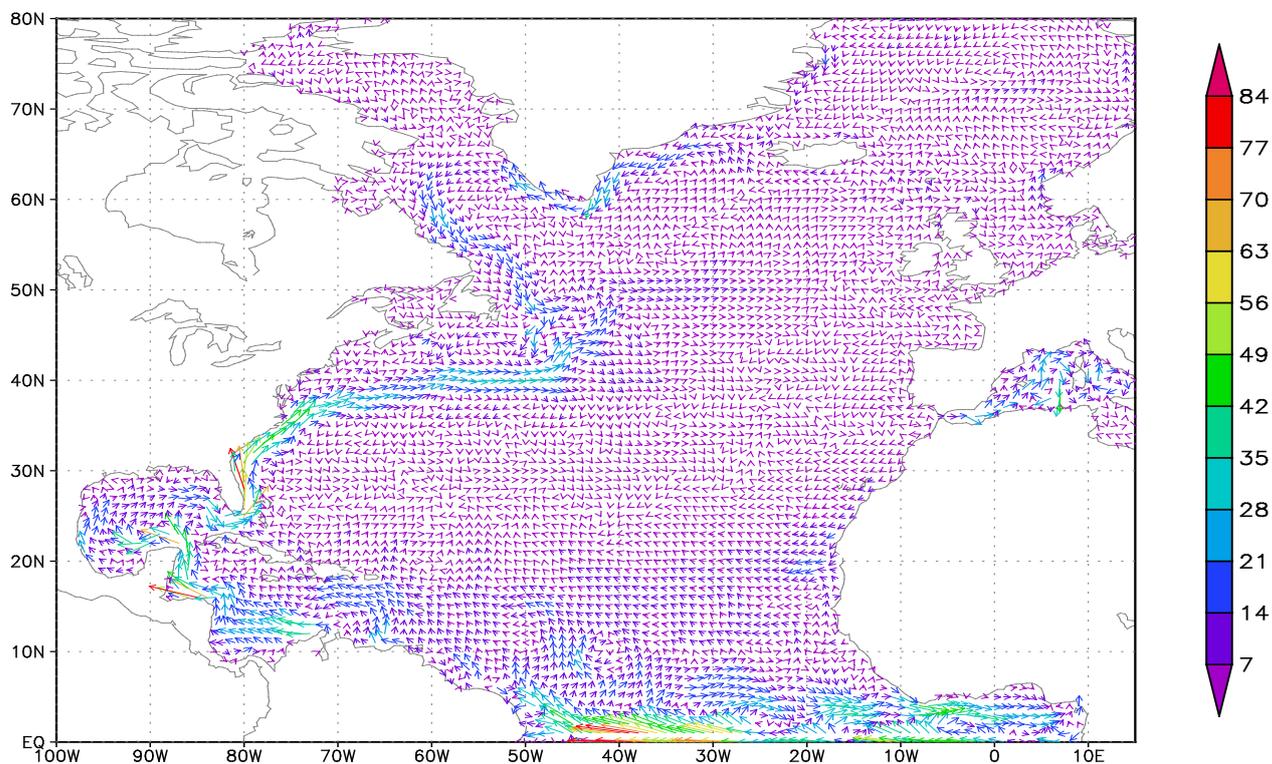
Скорости на повърхности 1998-2010 Диагноз Лето



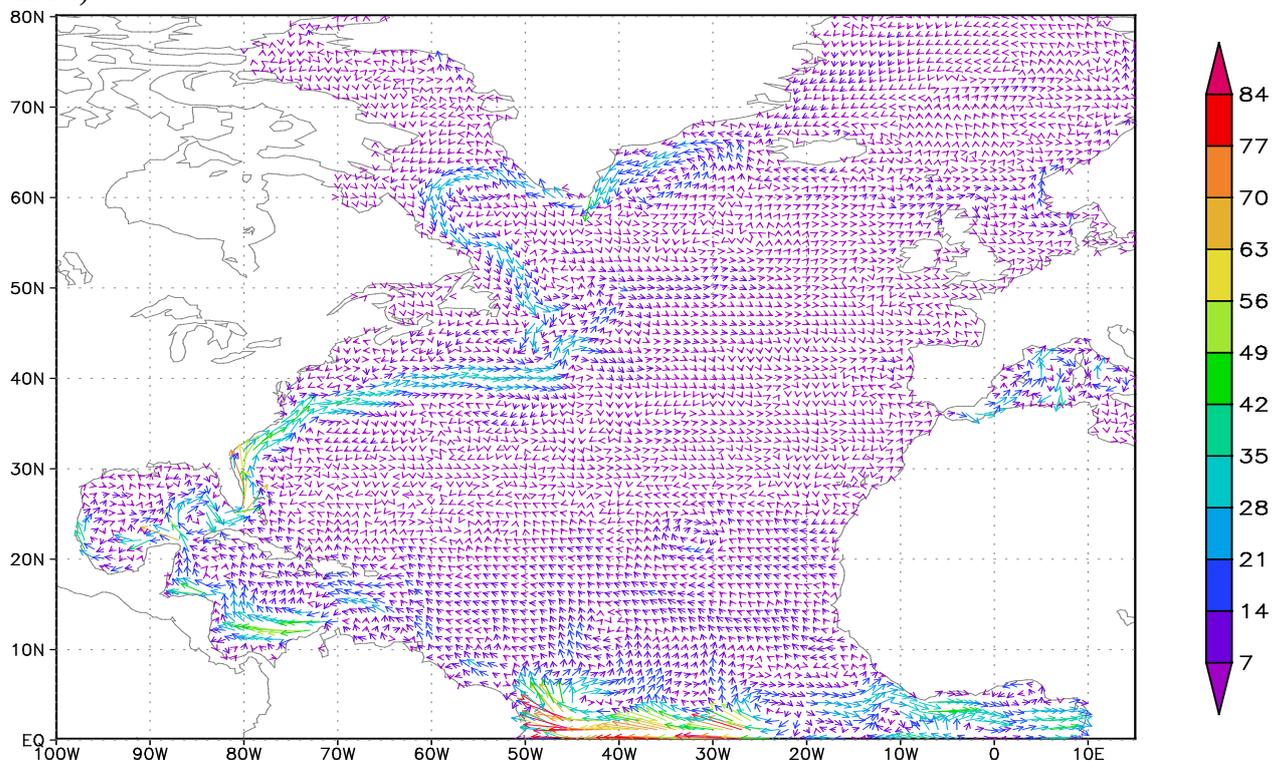
Зима



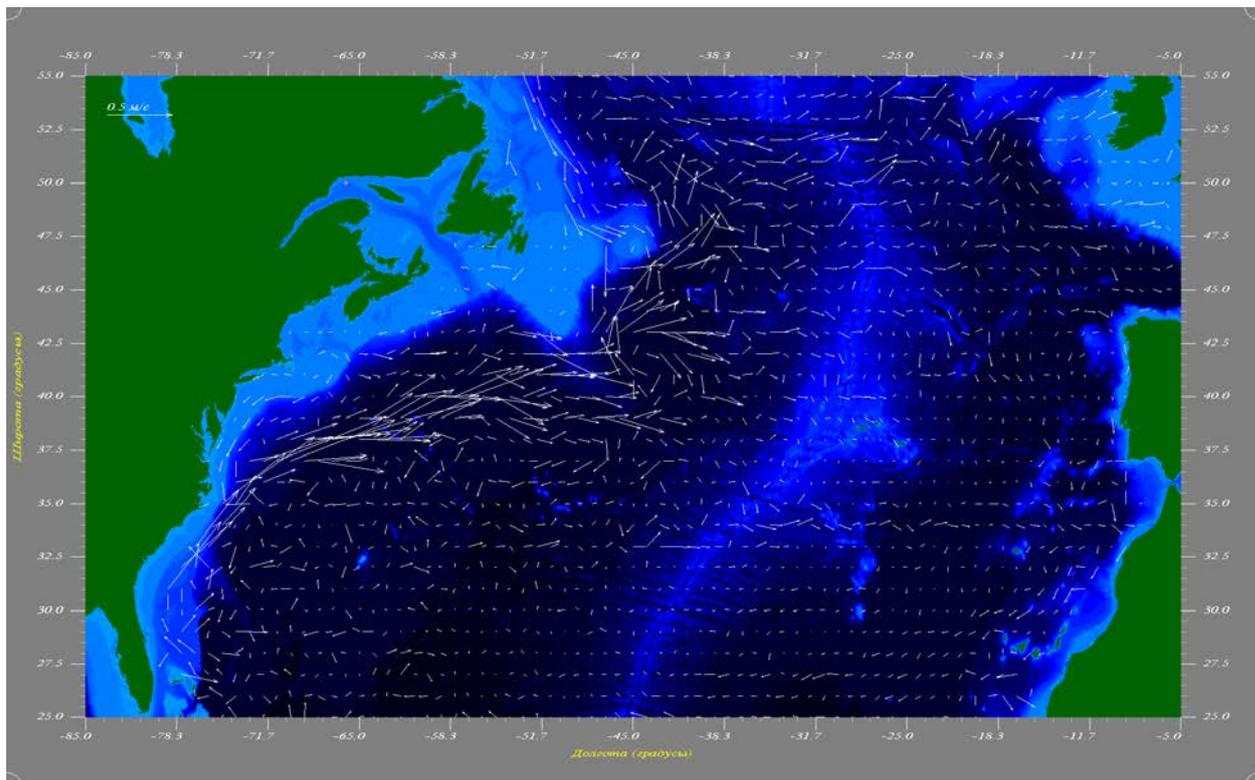
Скорости на поверхности 1998-2010 Адаптация Лето



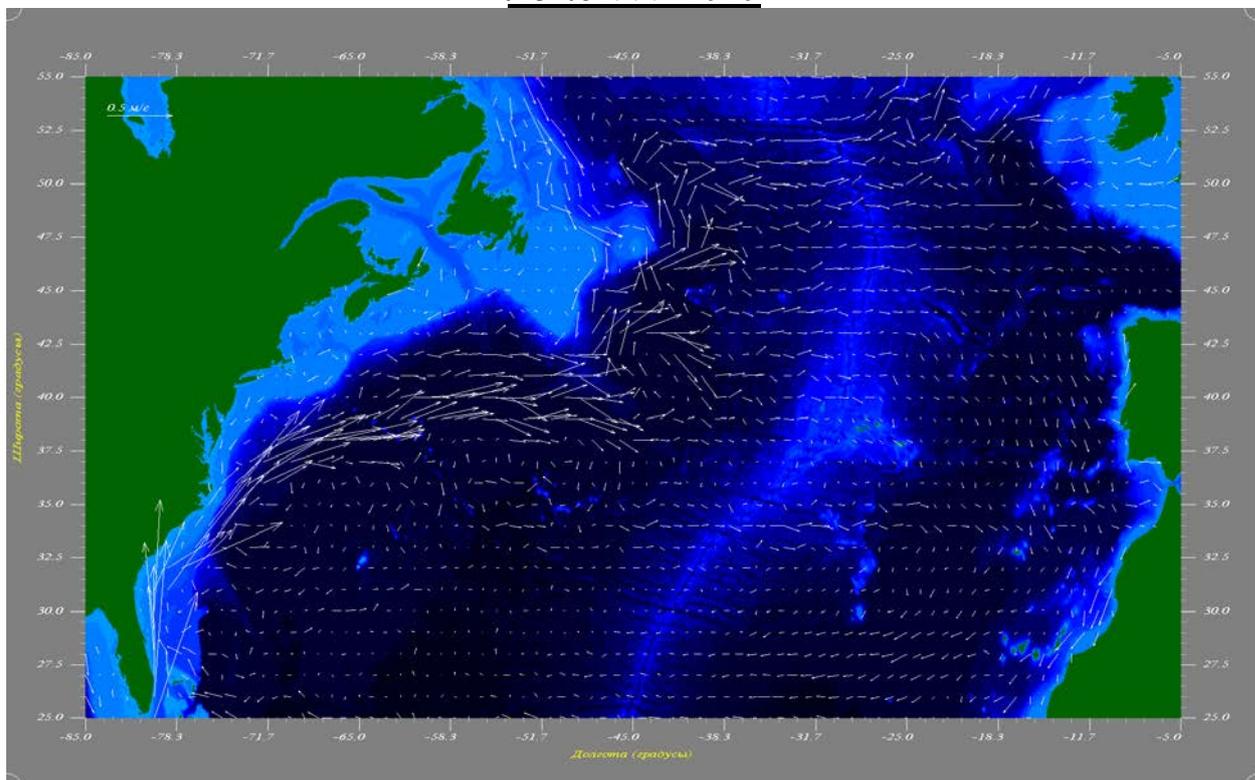
Зима,



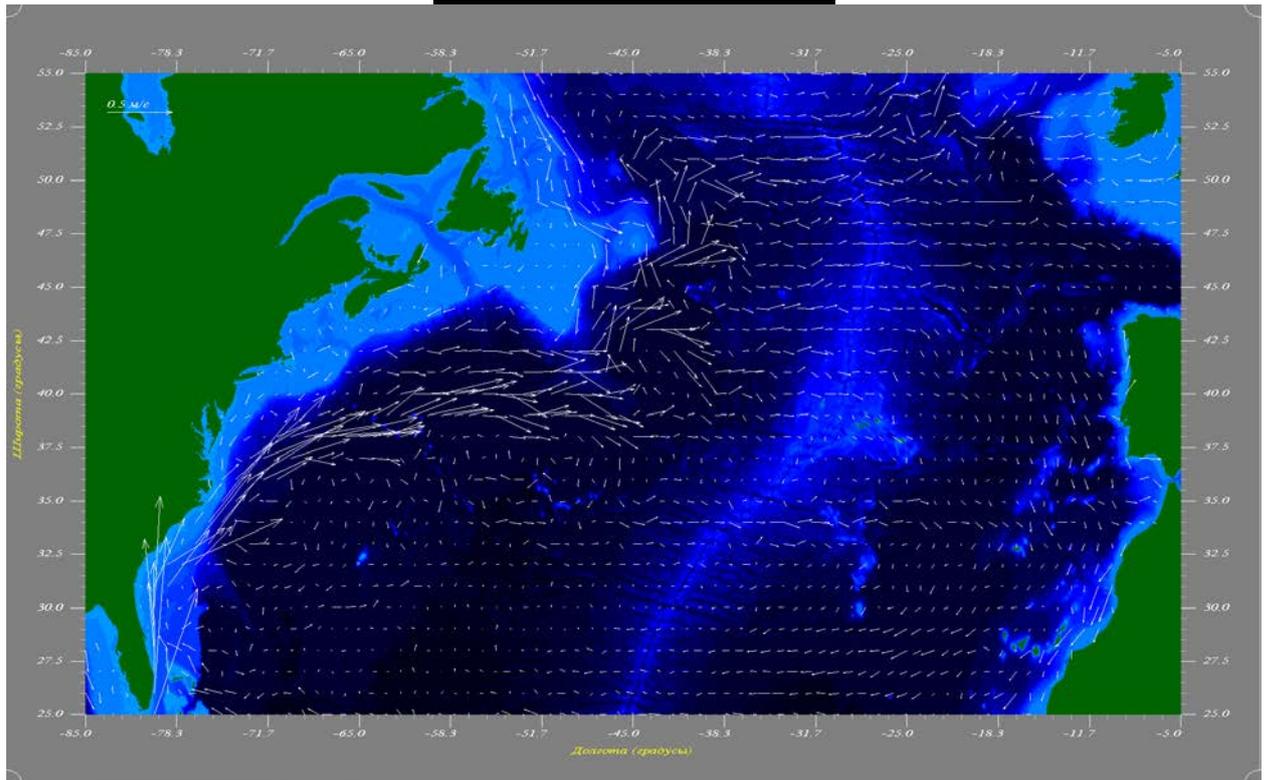
Сезонные карты течений на поверхности, построенные по сносу
дрифтеров на морской поверхности [20-23]
Лето 1989-1998 г.г.



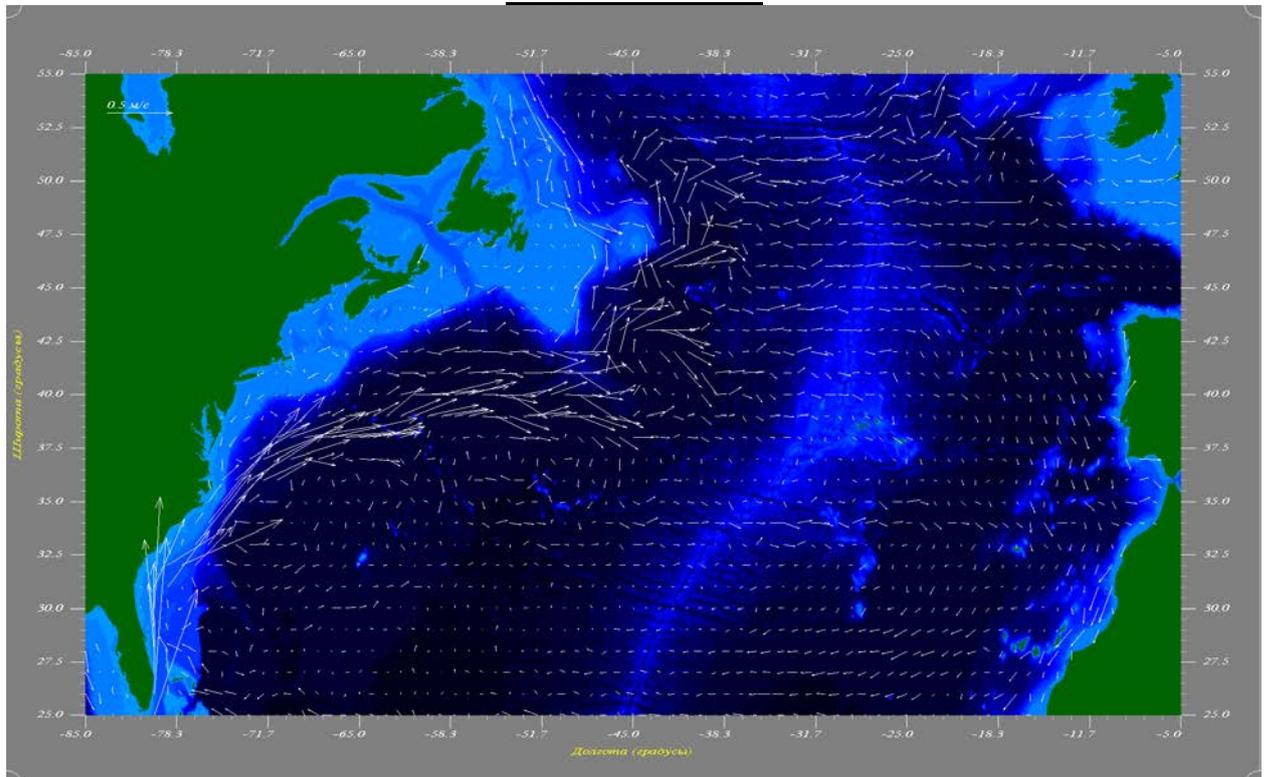
Лето 1999-2010



Зима 1989-1998 з.з.

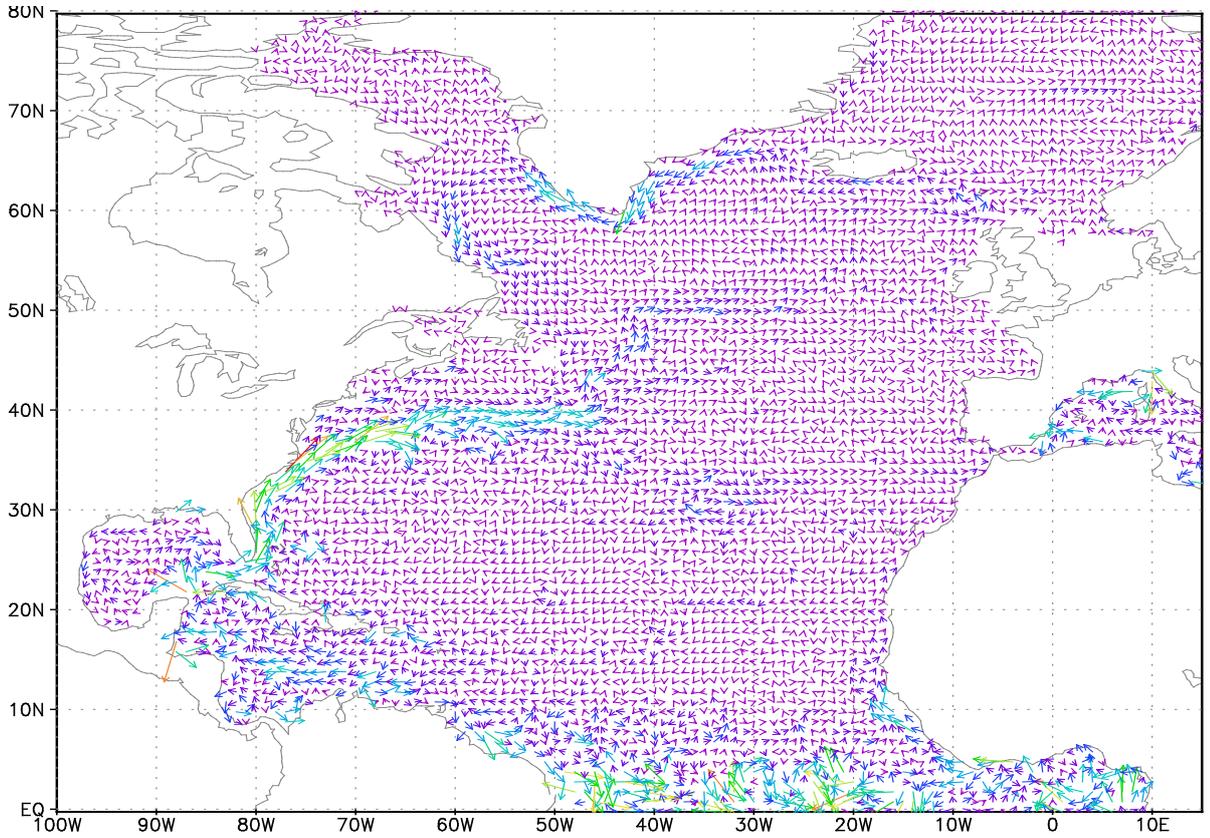


Зима 1999-2010



горизонт 100 м 1928-1965 Диагноз

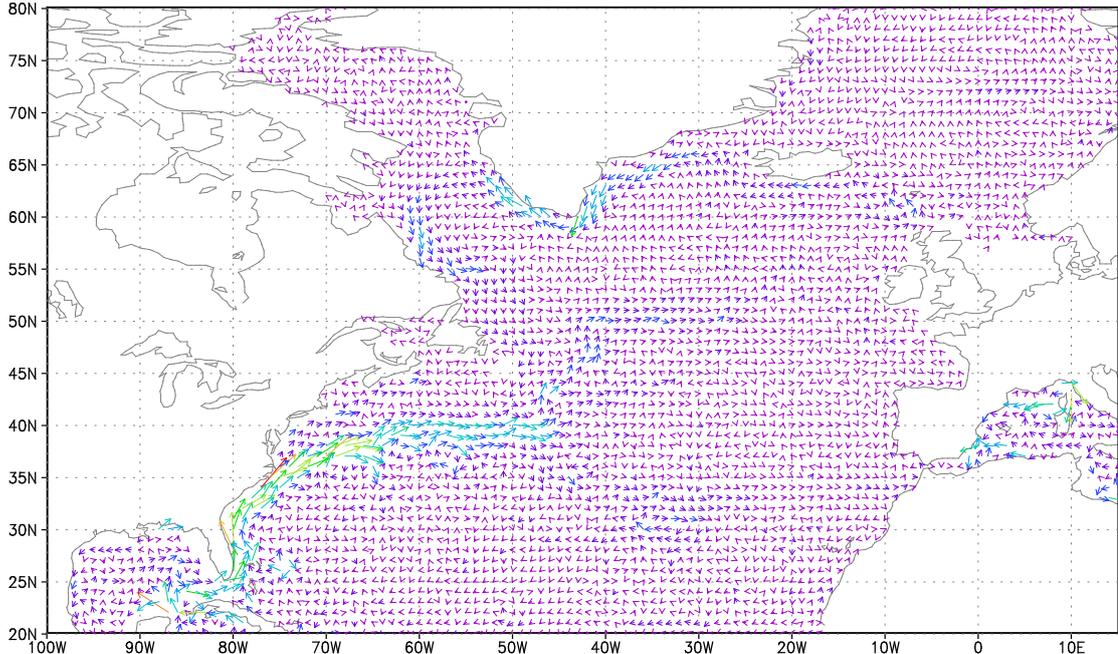
Лето
Зима



GrADS: COLA/IGES

90 →

2012-10-

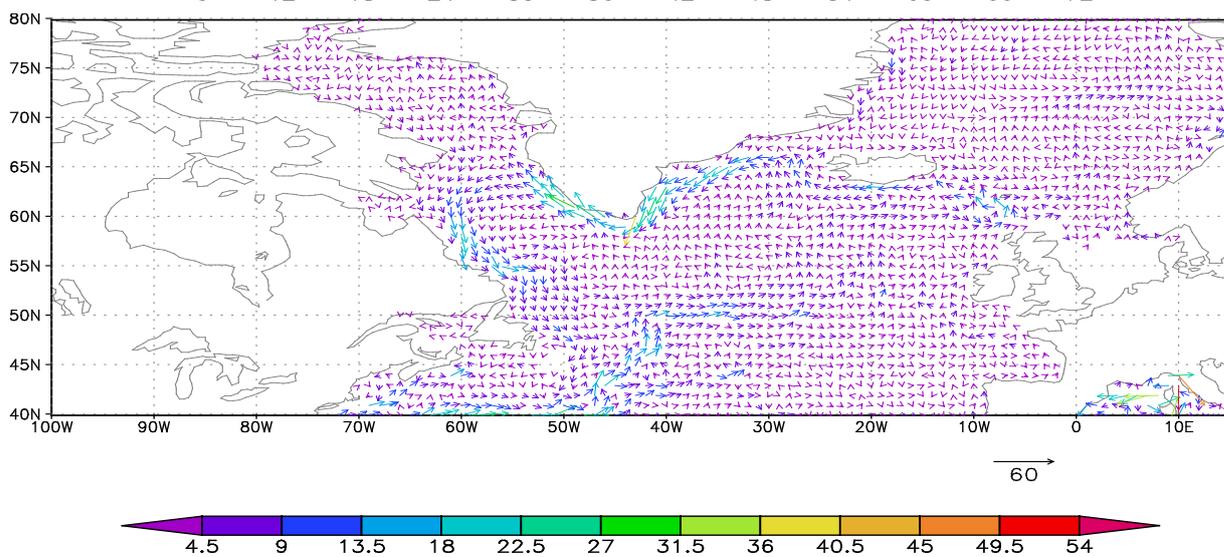
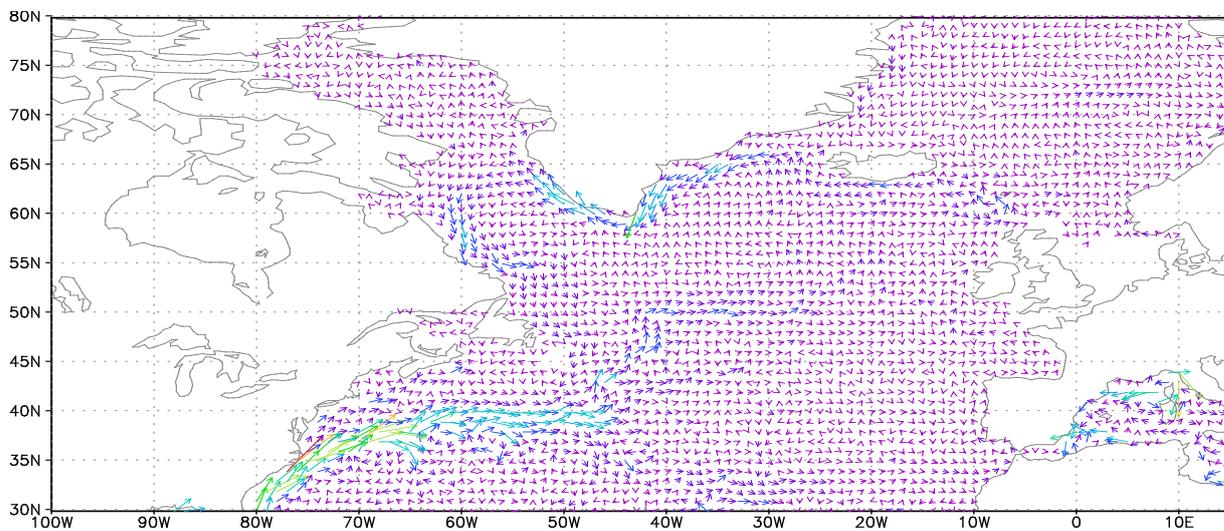


Зима GrADS: COLA/IGES

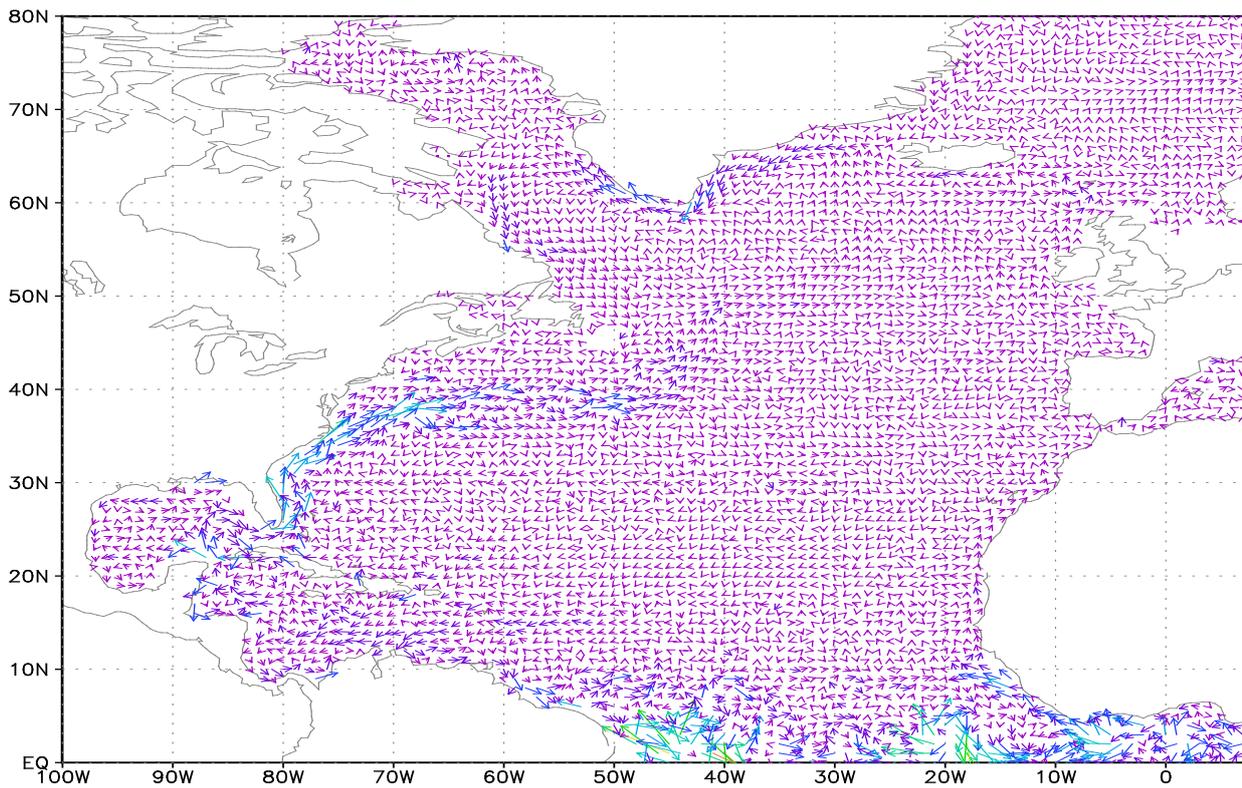


2012-10-25-16:51

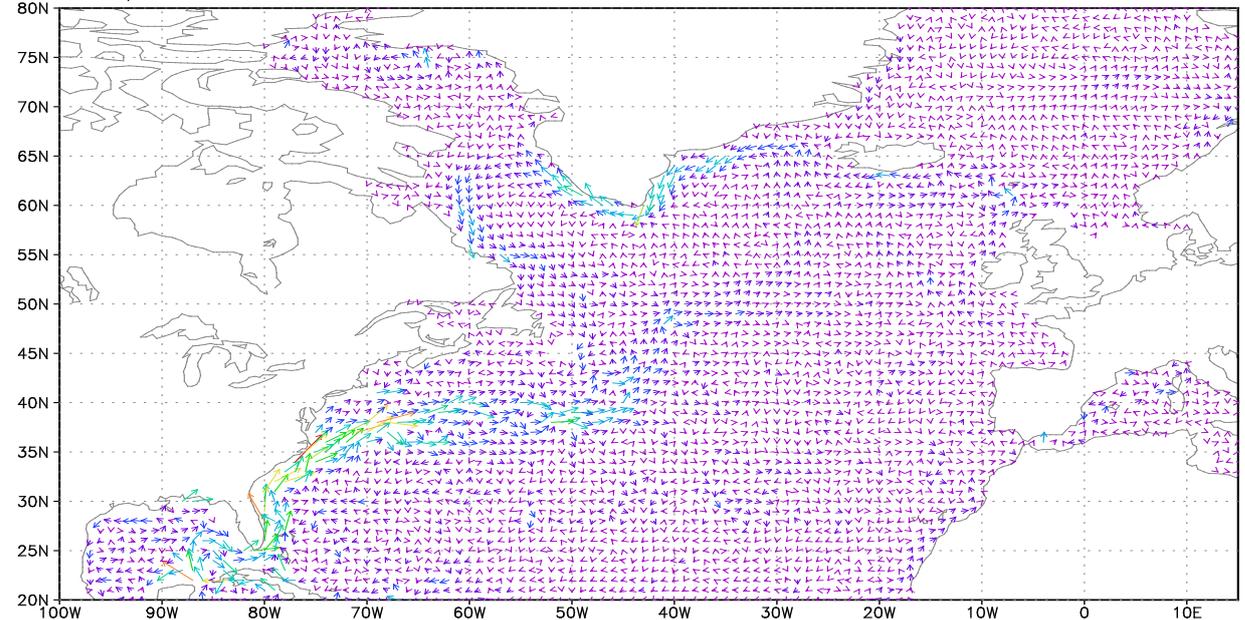
Лето, диагноз, 1928-1965 г.г., горизонт 100 м (увеличенный масштаб течений)



Зима, диагноз, 1928-1965 г.г. горизонт 100 м



GrADS: COLA/IGES

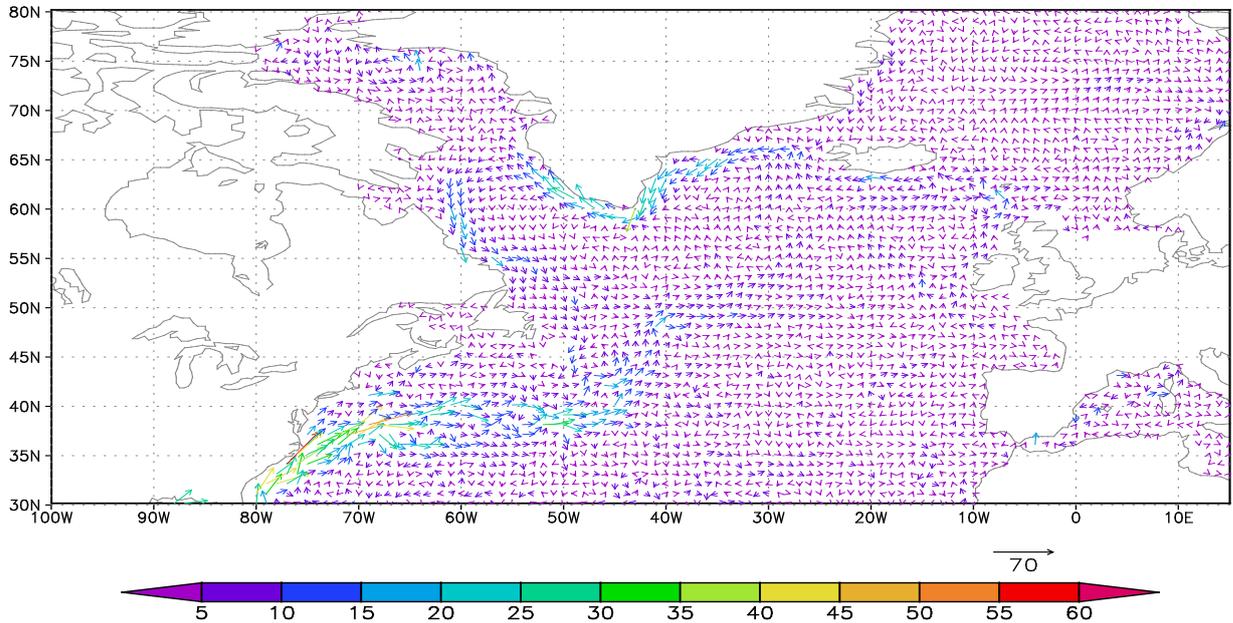


GrADS: COLA/IGES



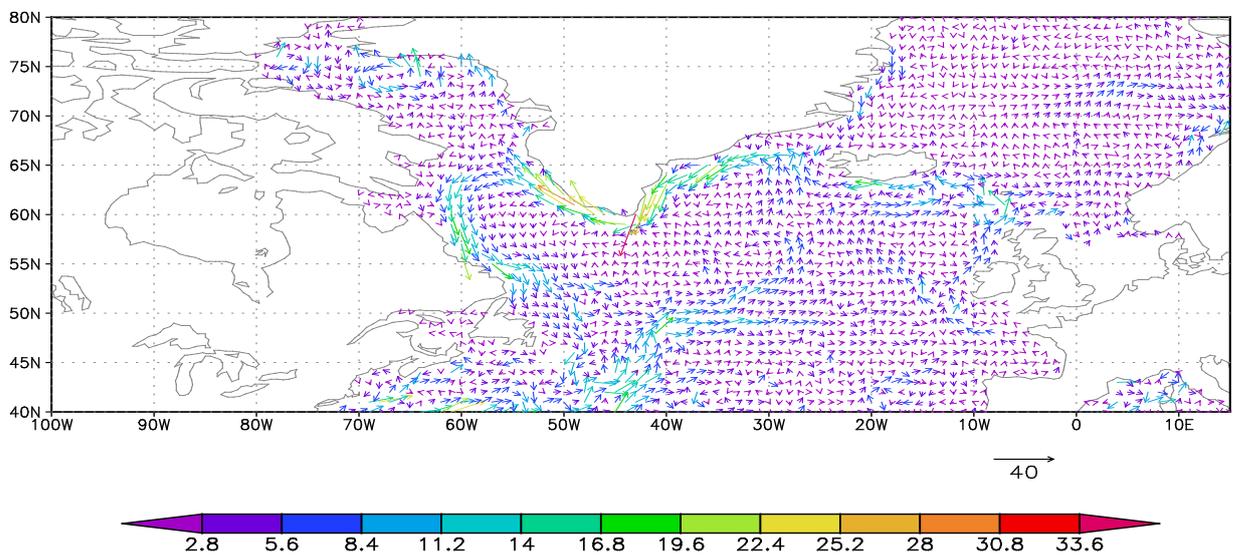
2012-10-29-17:32

**диагноз, зима 1928-1965 г.,
горизонт 100 м,
(увеличенным масштаб)**



GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-15:01



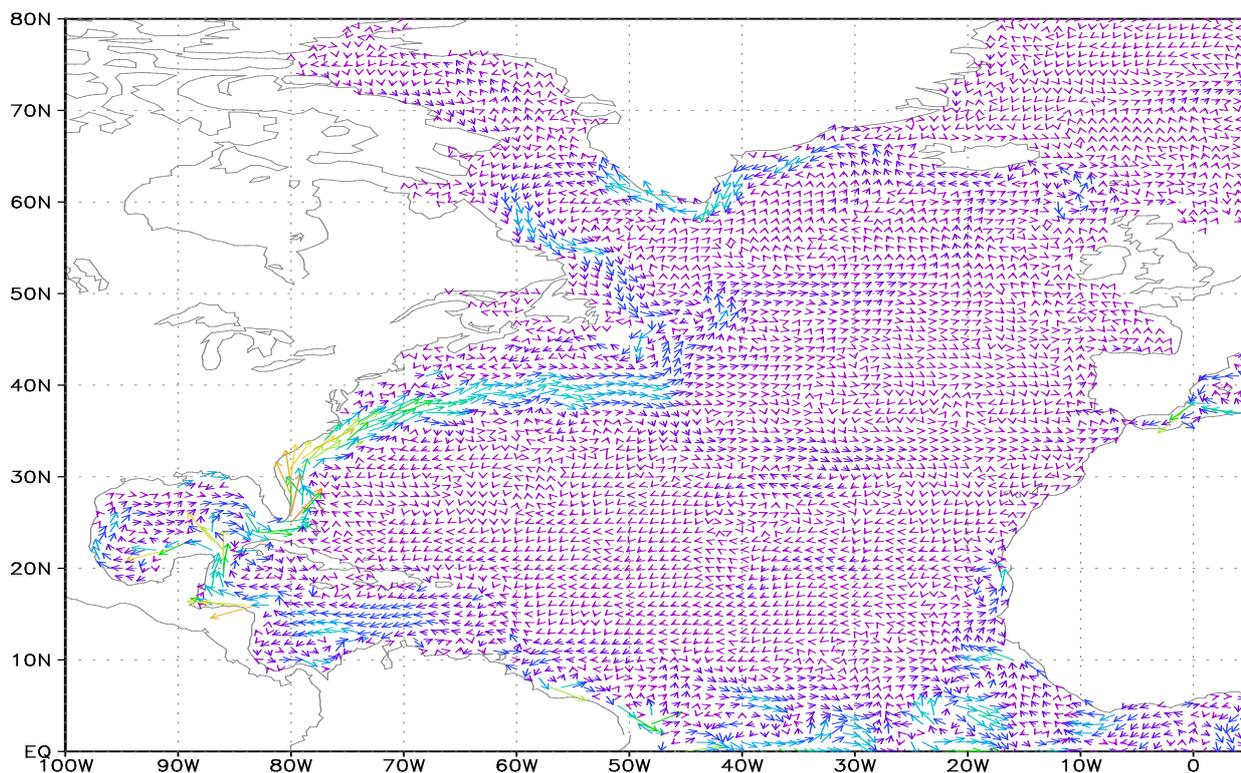
GrADS: COLA/IGES

2012-10-29-17:33

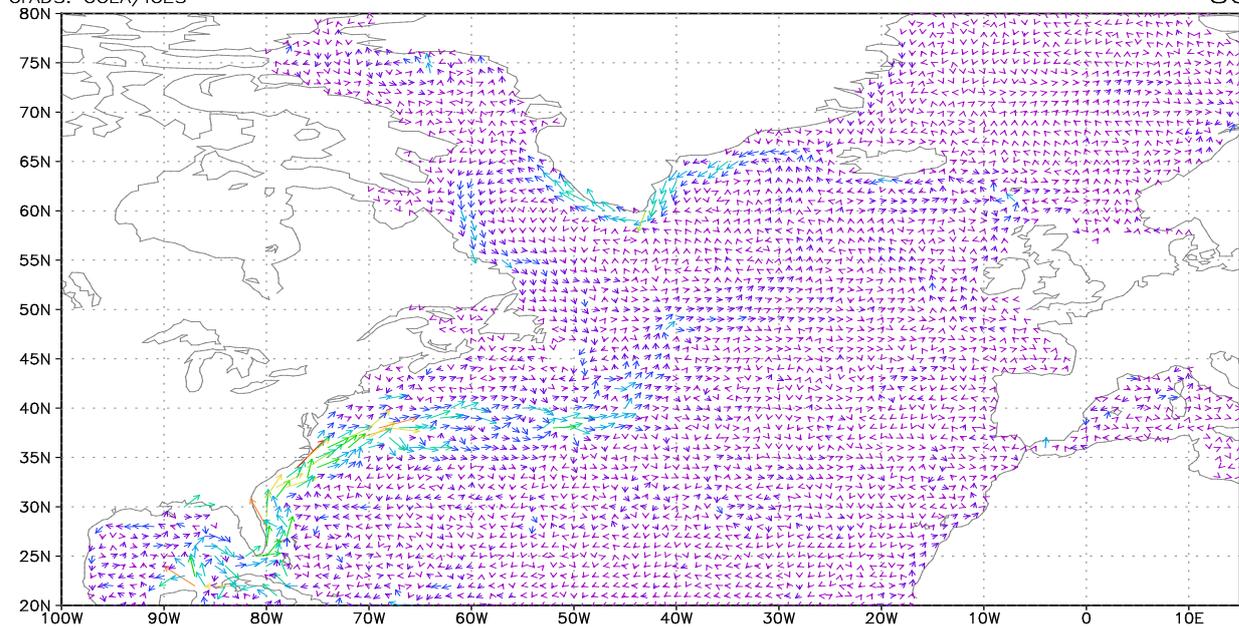
Течения на глубине 100 м 1928-1965

Адаптация

Лето



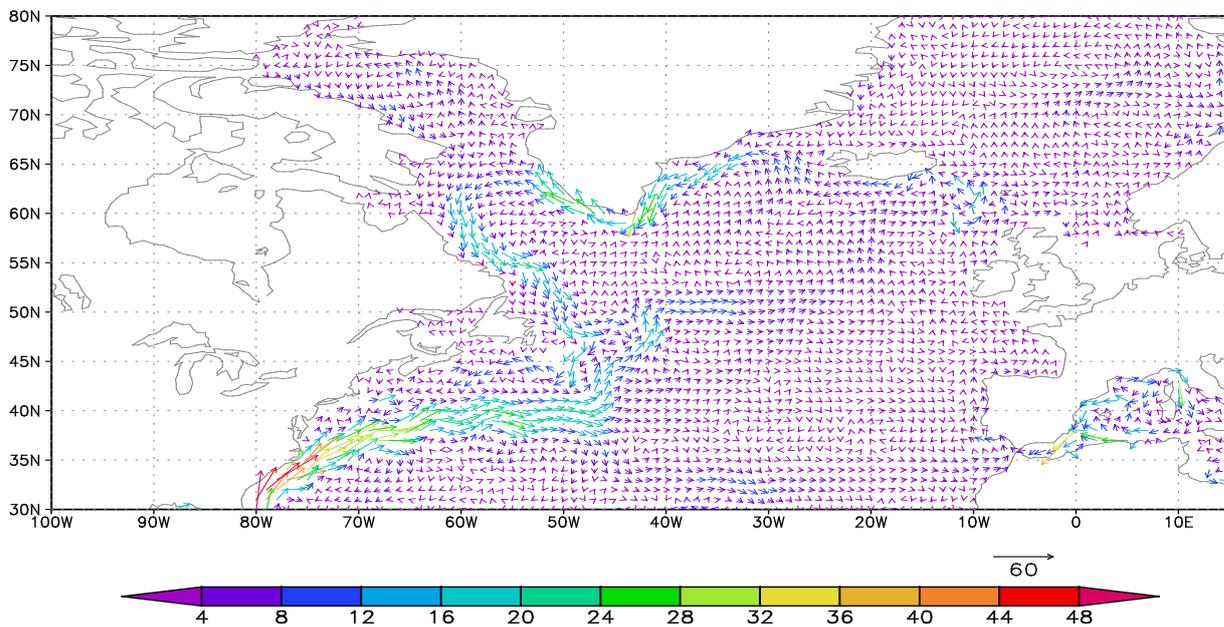
GrADS: COLA/IGES



GrADS: COLA/IGES

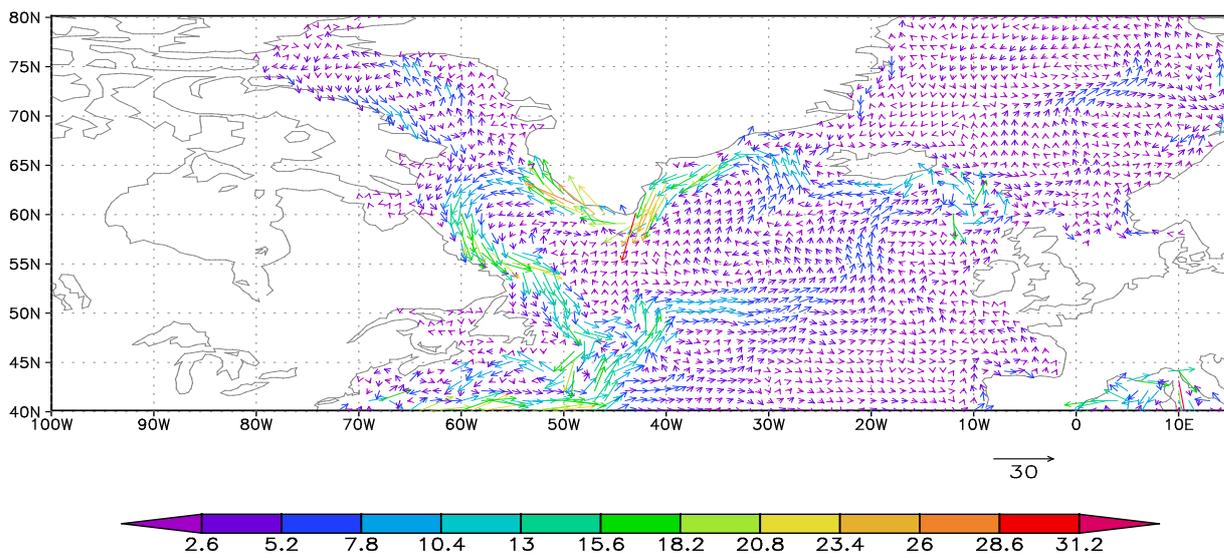
2012-10-29-17:32

Течения на глубине 100 м 1928-1965 Адаптация , лето (увеличенный масштаб)



GrADS: COLA/IGES

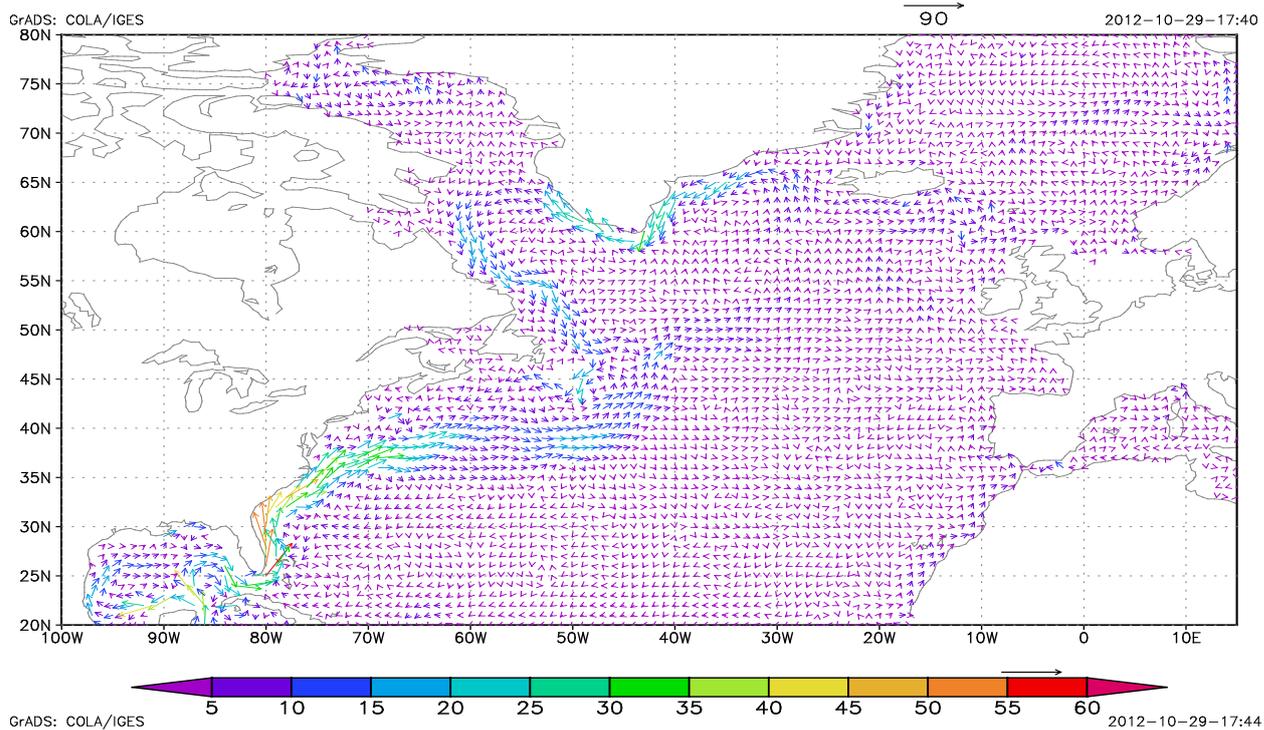
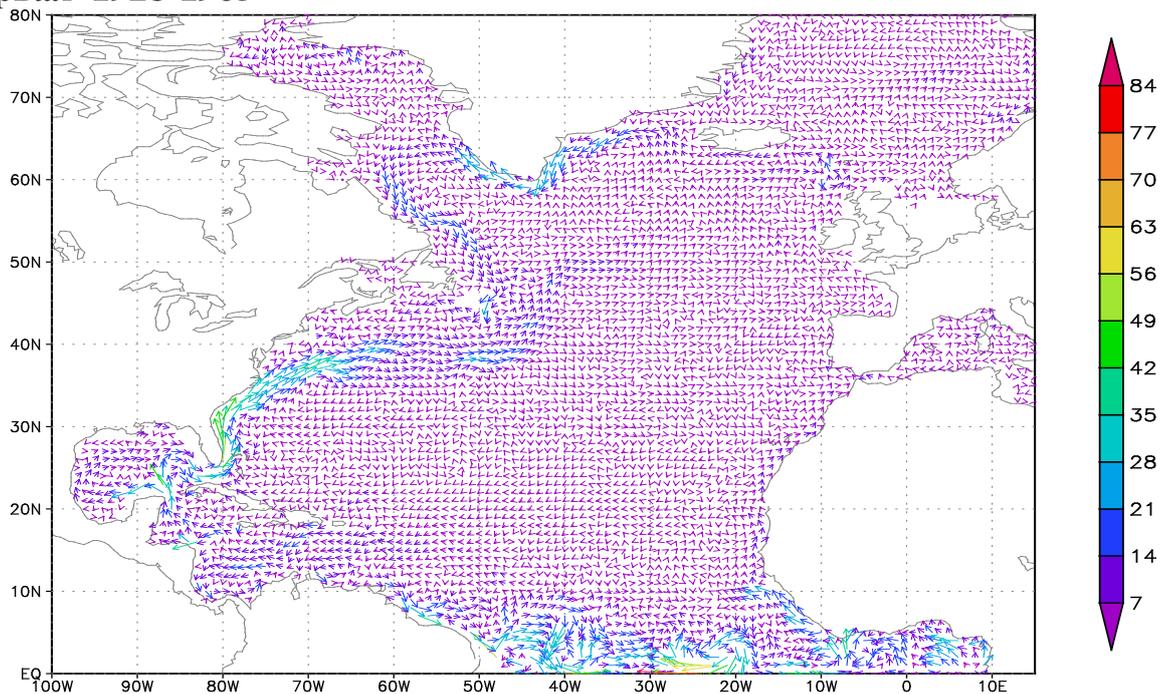
2012-10-31-14:19



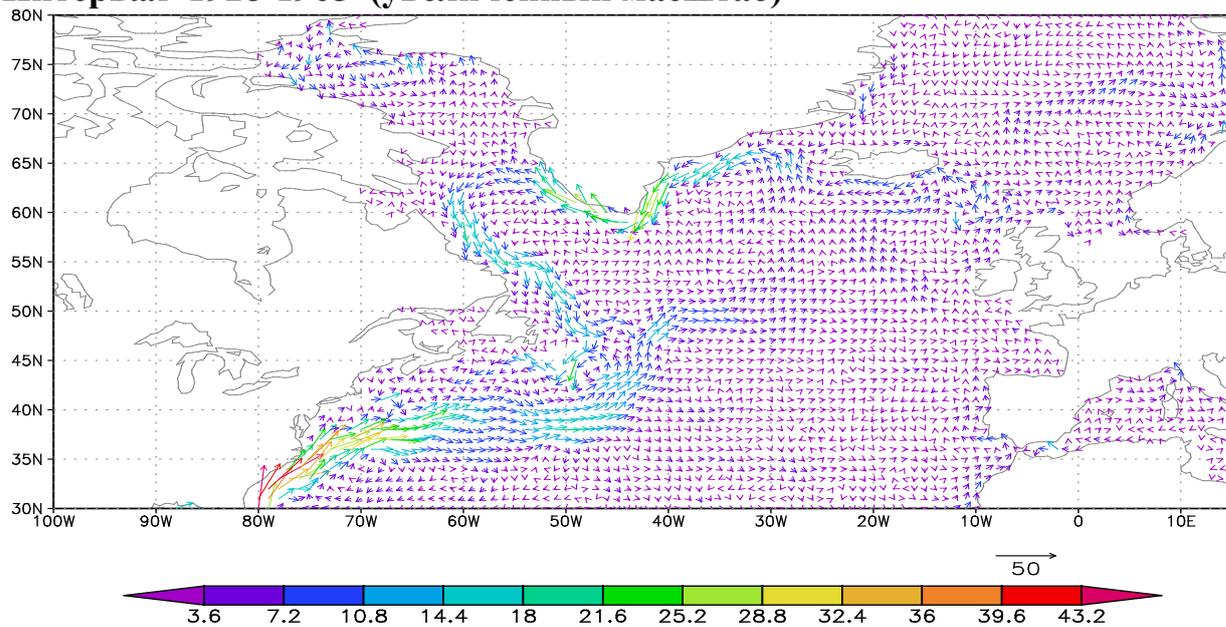
GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-14:26

Зима, адаптация, 100м, Интервал 1928-1965

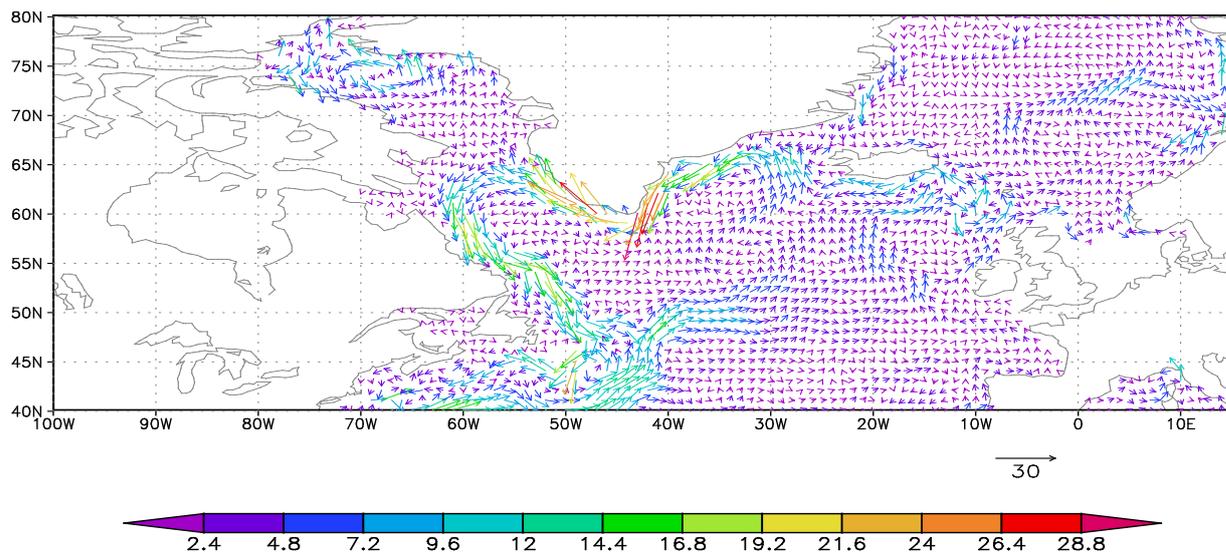


Зима, адаптация, 100м, Интервал 1928-1965 (увеличенный масштаб)



GrADS: COLA/IGES

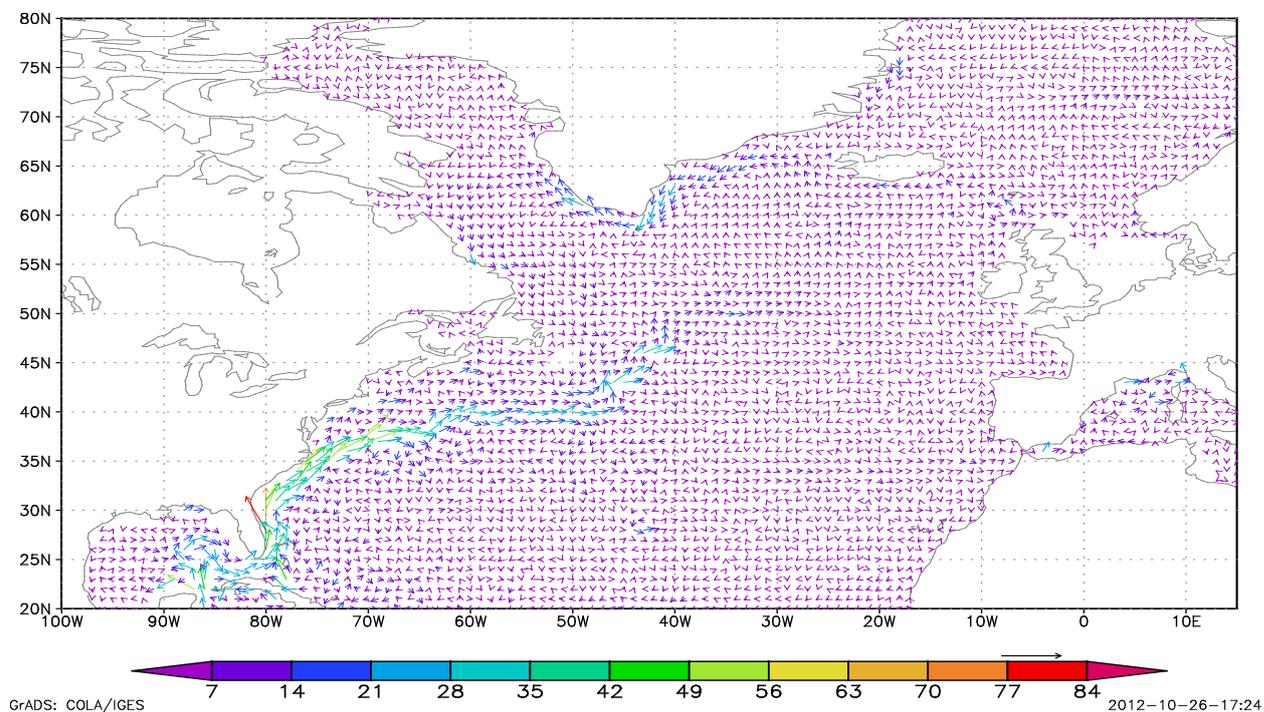
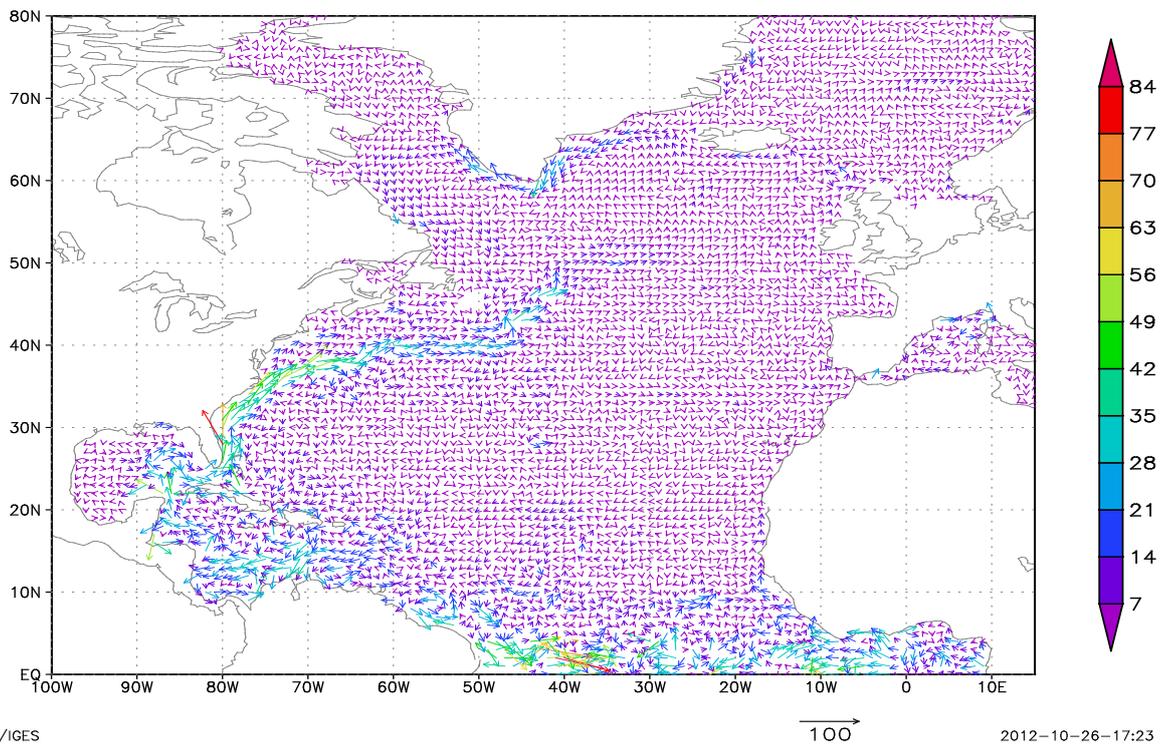
2012-10-31-14:50



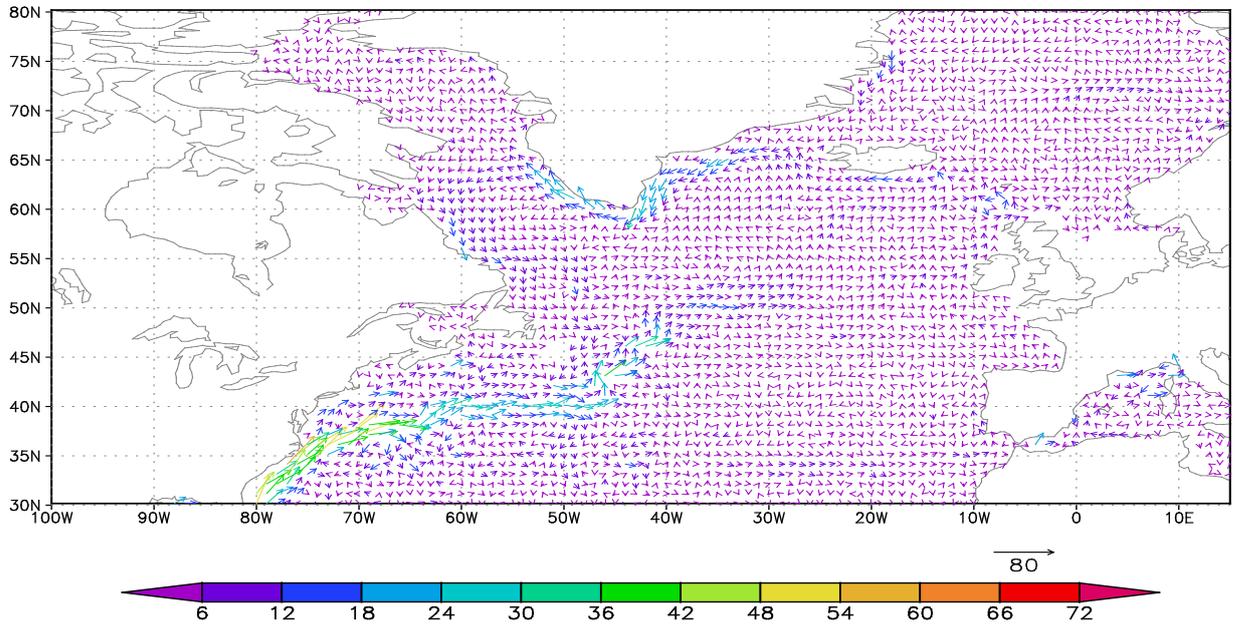
GrADS: COLA/IGES

2012-10-29-17:43

Течения на глубине 100 м
интервал 1966-1997
Диагноз
Лето

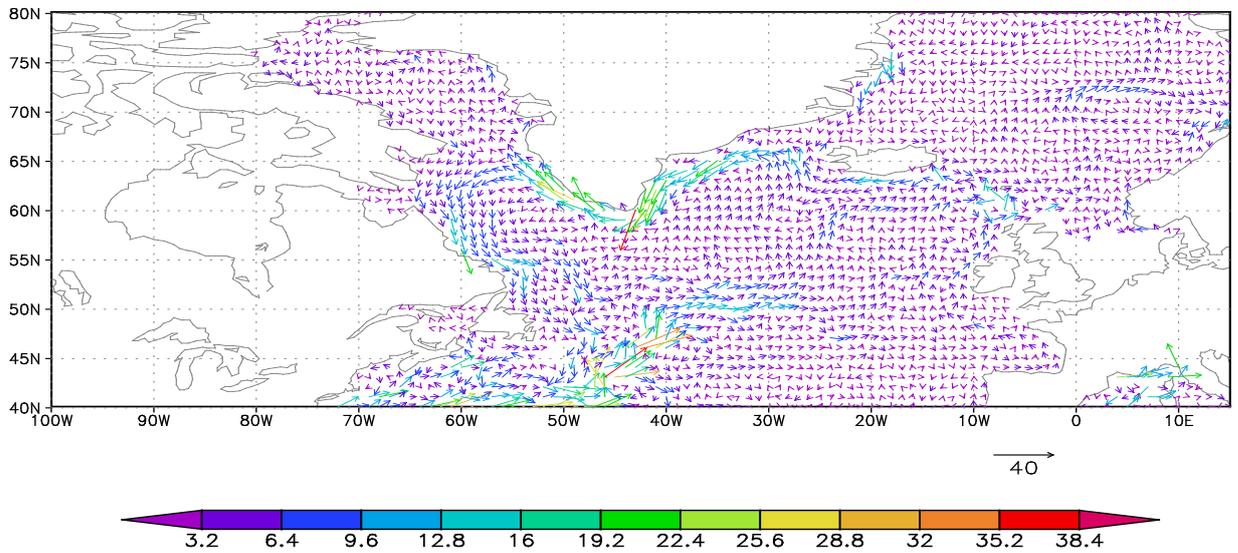


**Течения на глубине 100 м
интервал 1966-1997
Диагноз (увеличенный масштаб)**



GrADS: COLA/IGES

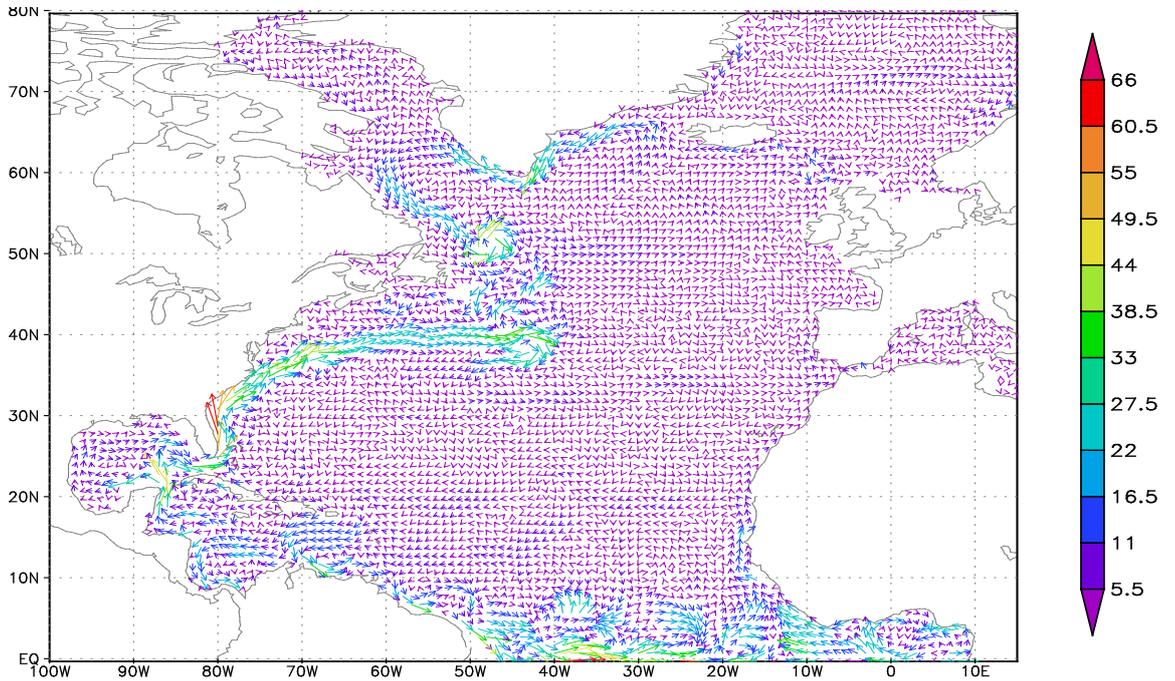
2012-10-31-15:27



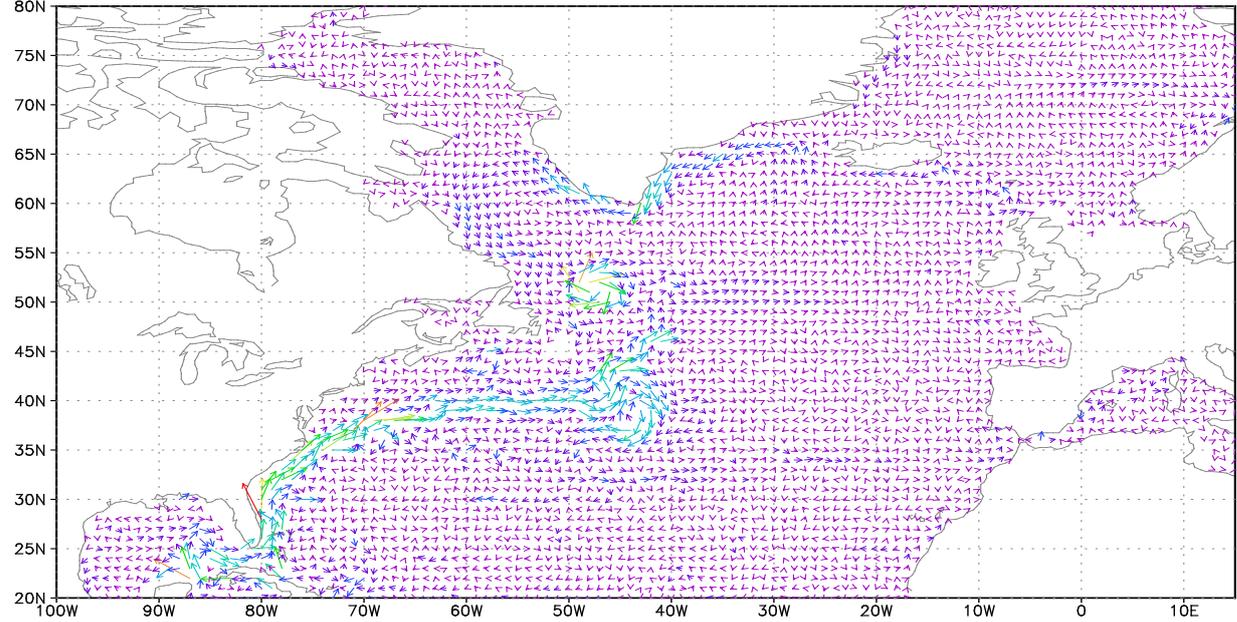
GrADS: COLA/IGES

2012-10-26-17:28

**Зима, диагноз, 100 м,
Интервал 1966-1997
Диагноз**



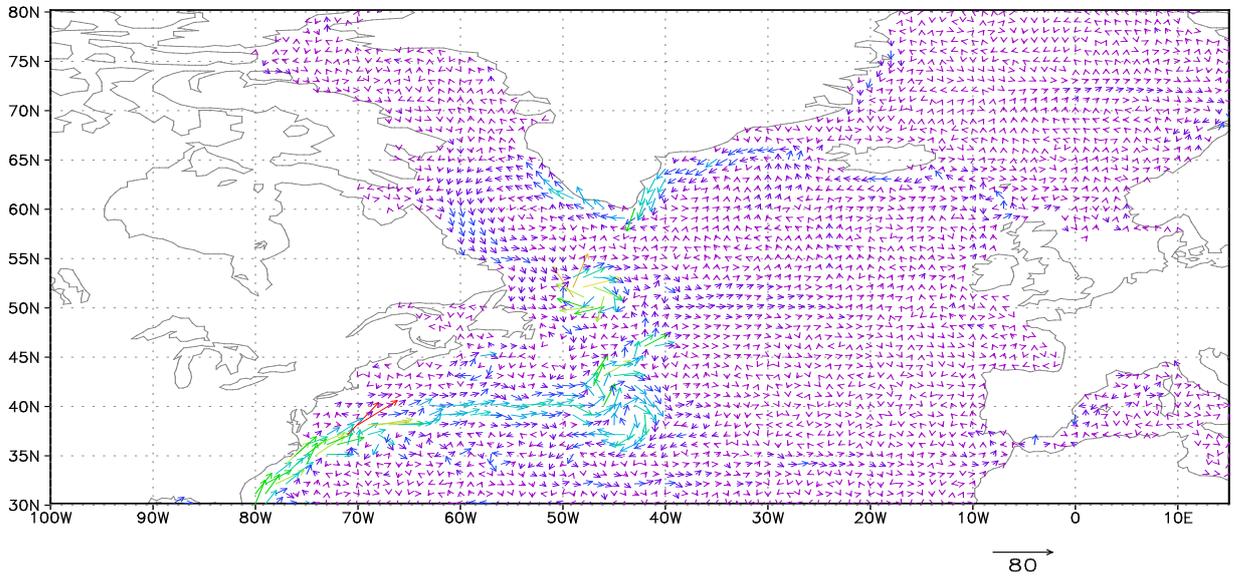
GrADS: COLA/IGES 90 2012-10-26-14:57



GrADS: COLA/IGES 2012-10-31-15:47

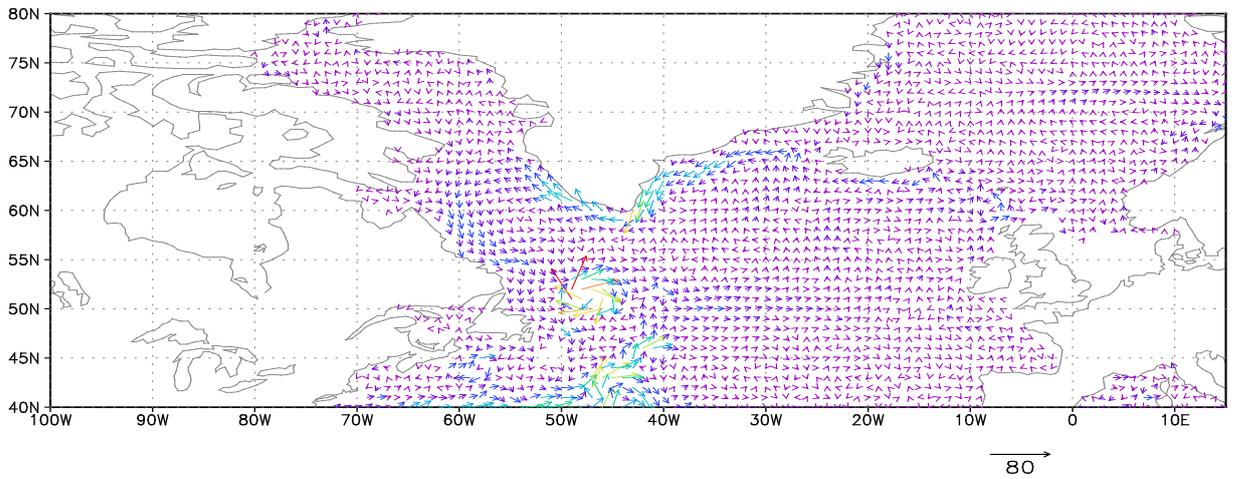
Течения, зима, диагноз, 100 м, интервал 1966-1997.

Диагноз (увеличенный масштаб)



GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-15:45

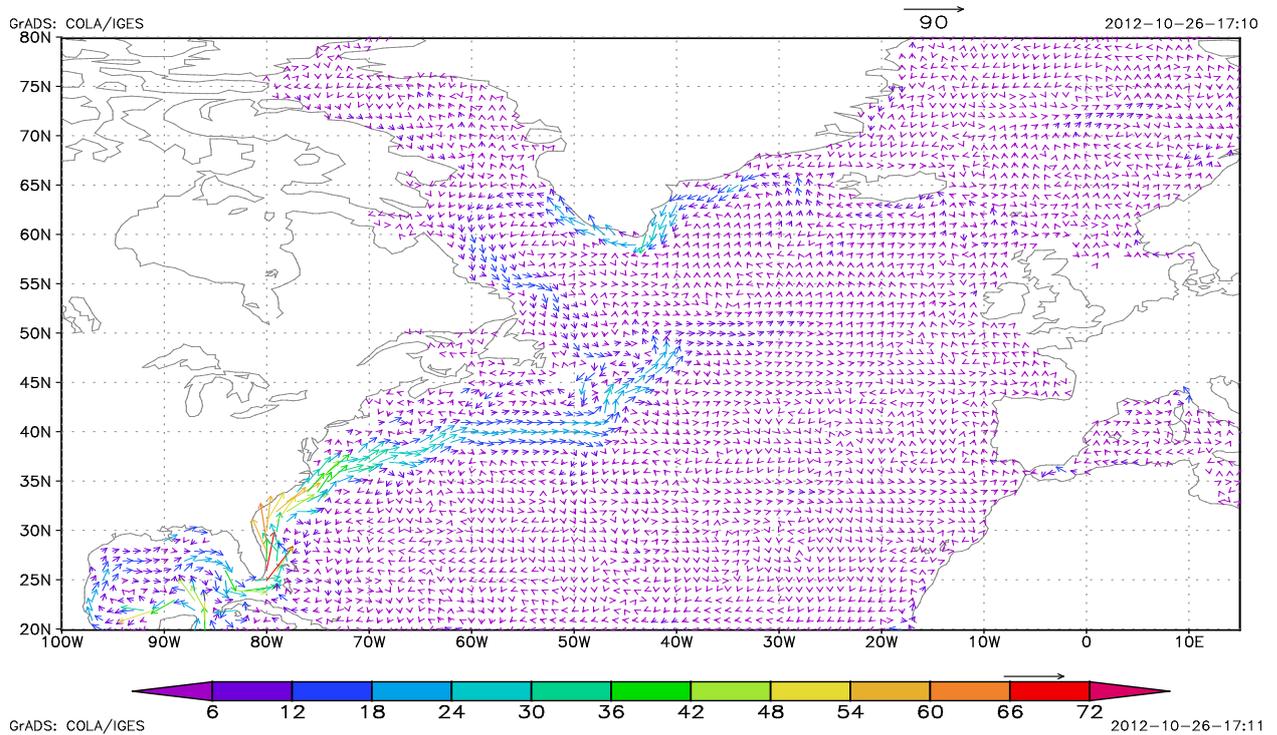
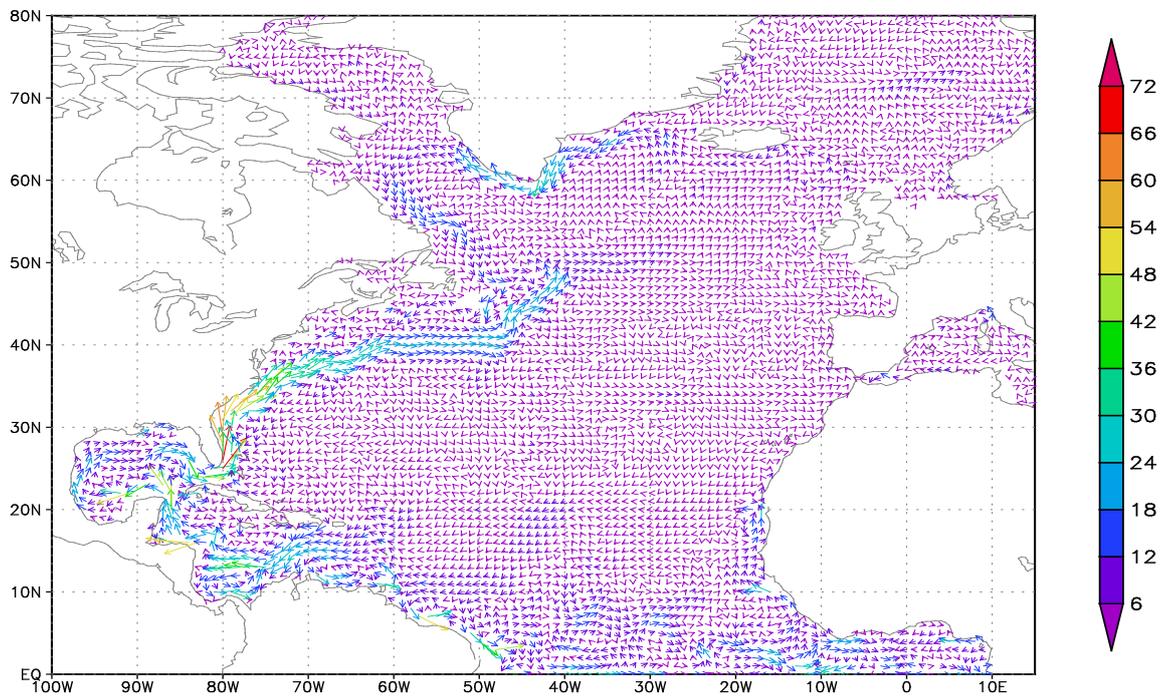


GrADS: COLA/IGES

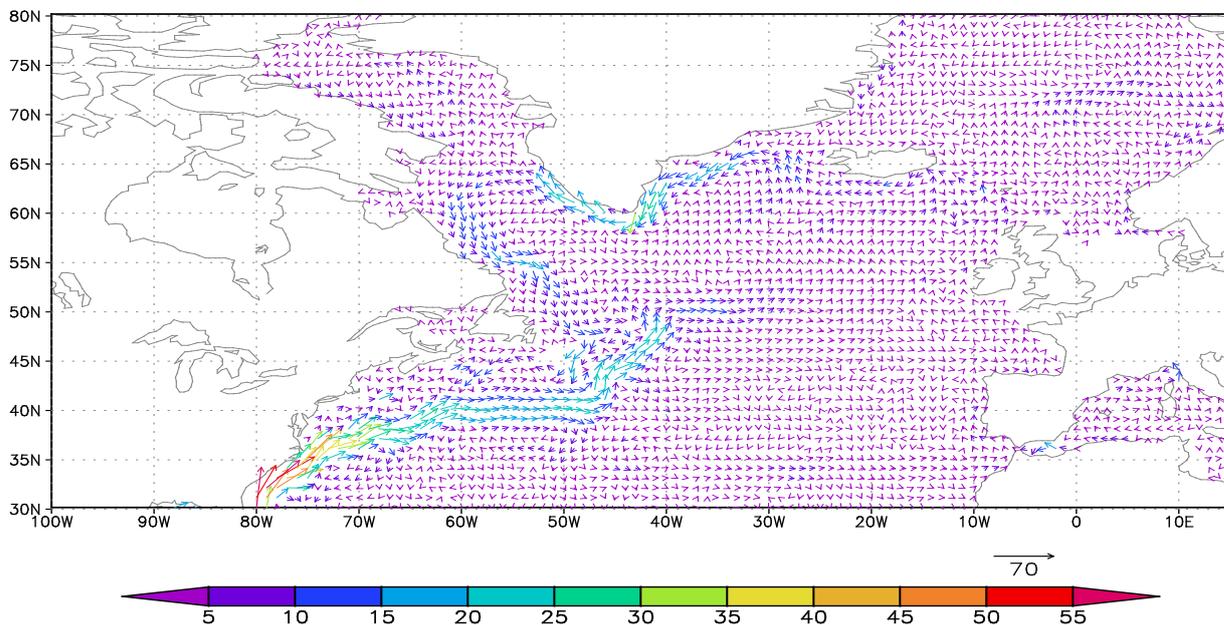
2012-10-31-15:44

Течения на глубине 100 м, интервал 1966-1997 Адаптация

Лето

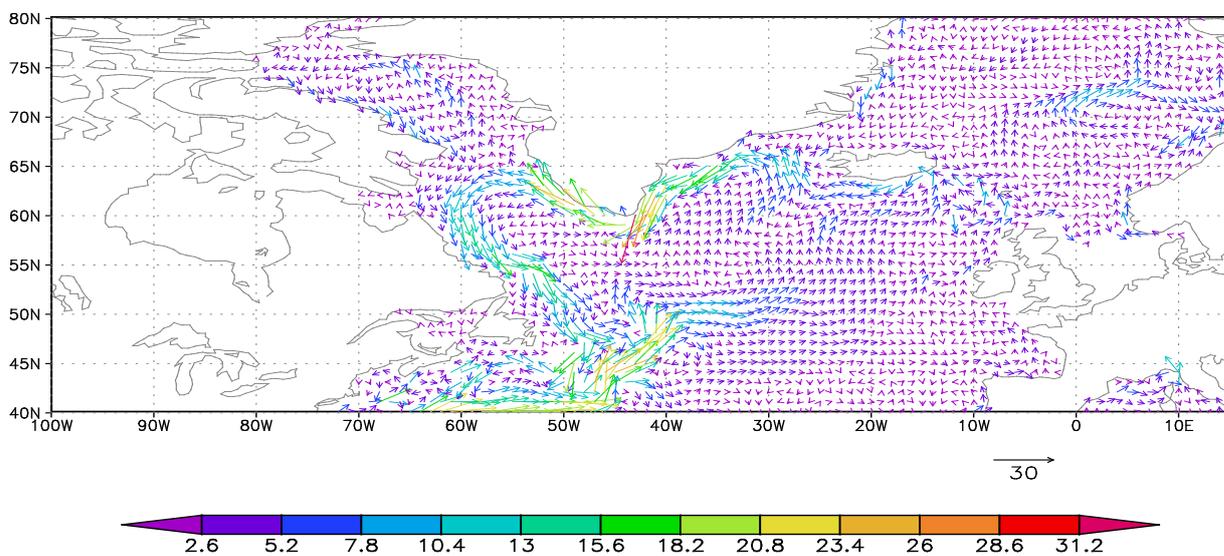


Течения на глубине 100 м интервал 1966-1997 Адаптация (увеличенный масштаб)



GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-15:17



GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-15:17

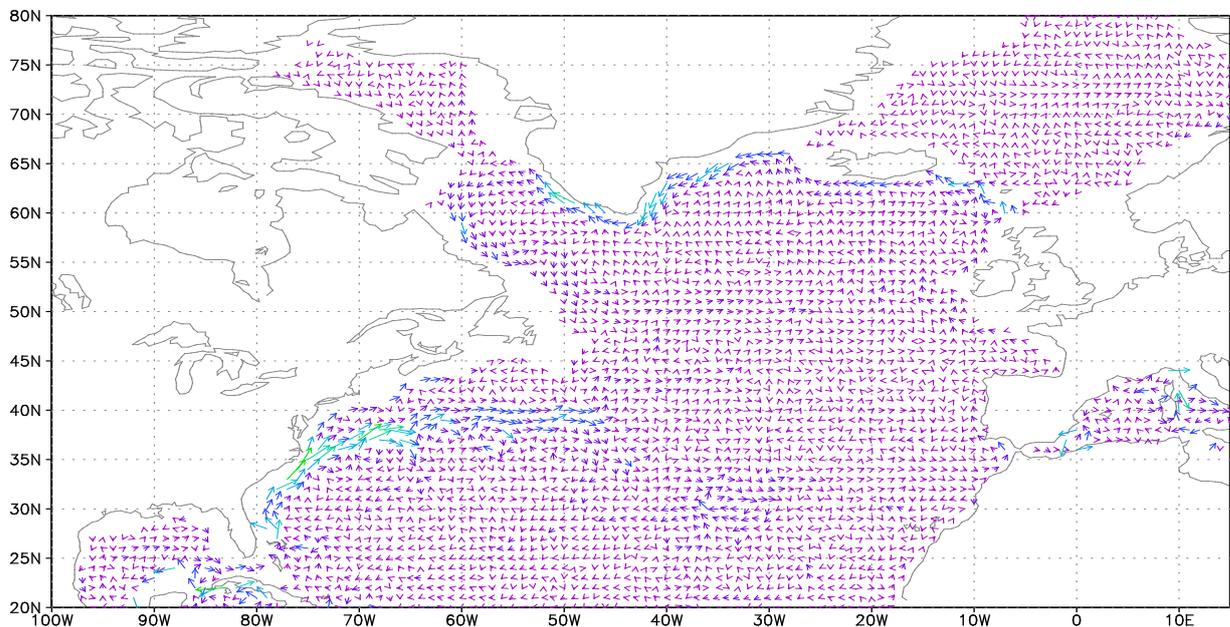
Горизонт 500 м

Течения на глубине 500 м

интервал 1928-1965

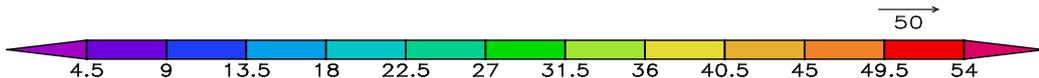
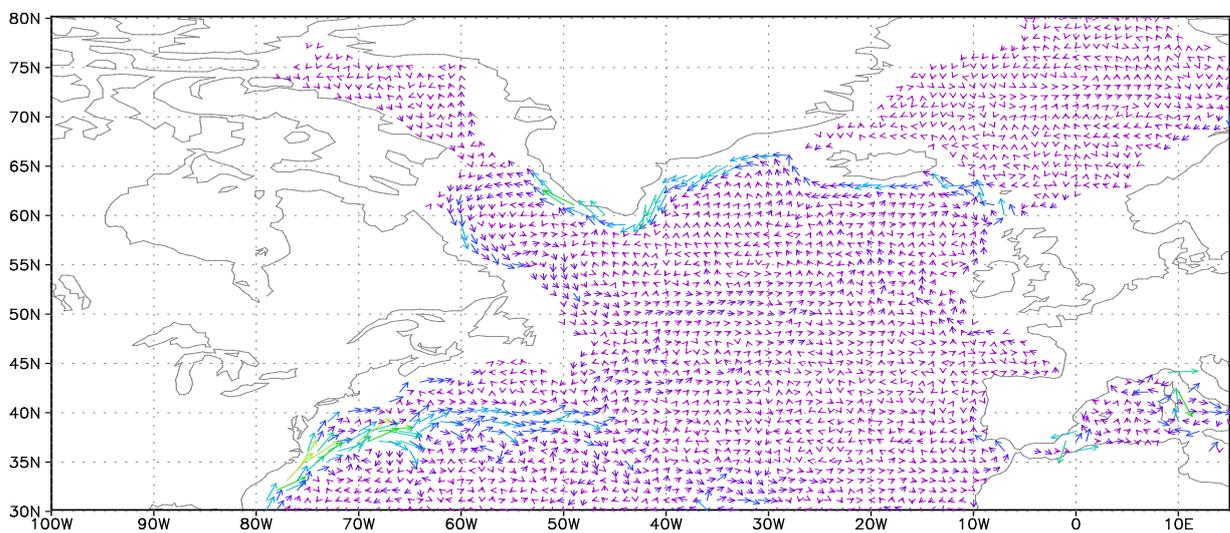
Диагноз

Лето



GrADS: COLA/IGES

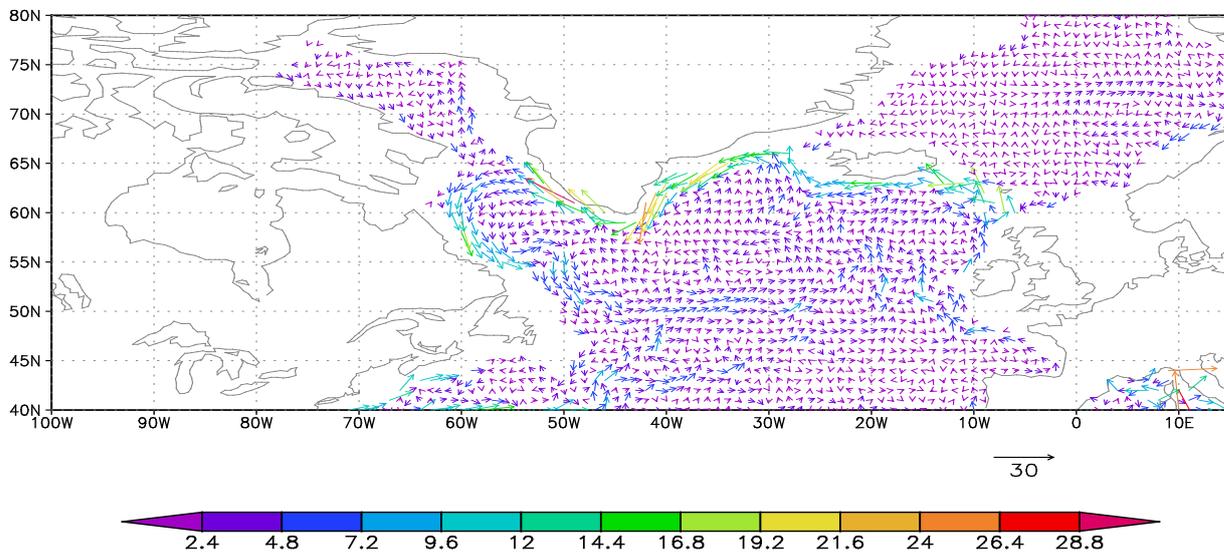
2016-05-31-19:43



GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-14:41

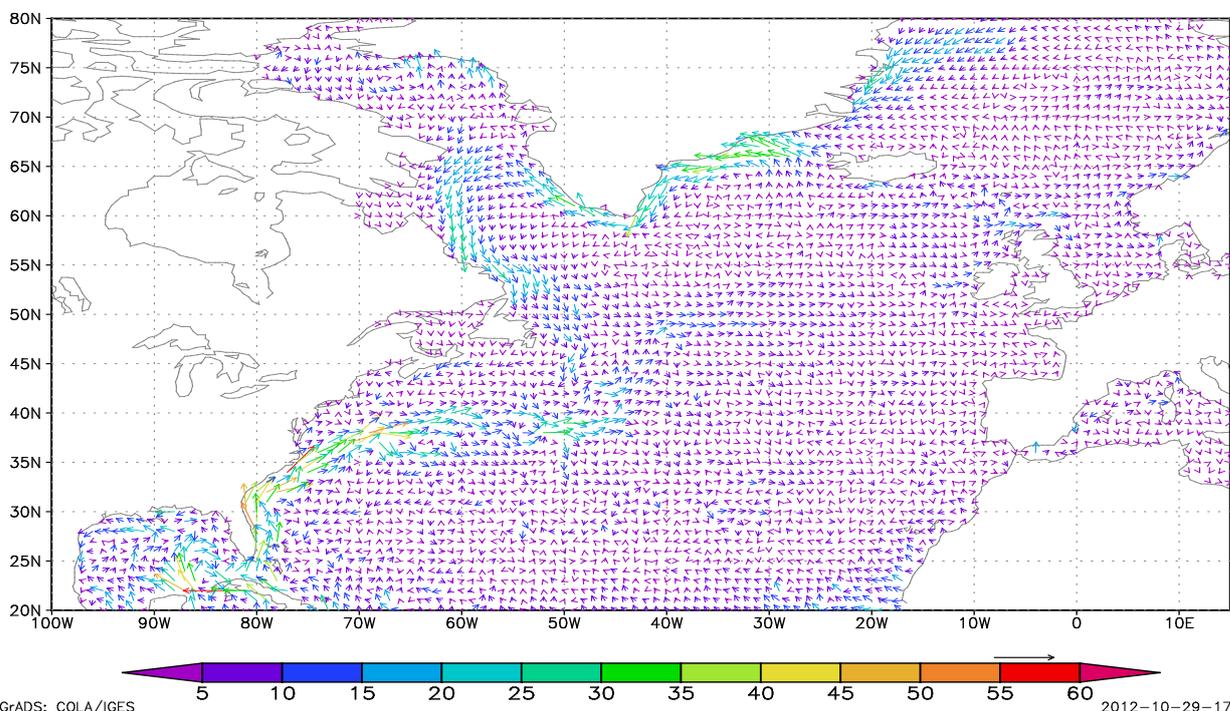
**Течения на глубине 500 м
интервал 1928-1965 , лето.
Диагноз
(увеличенный масштаб)**



GrADS: COLA/IGES

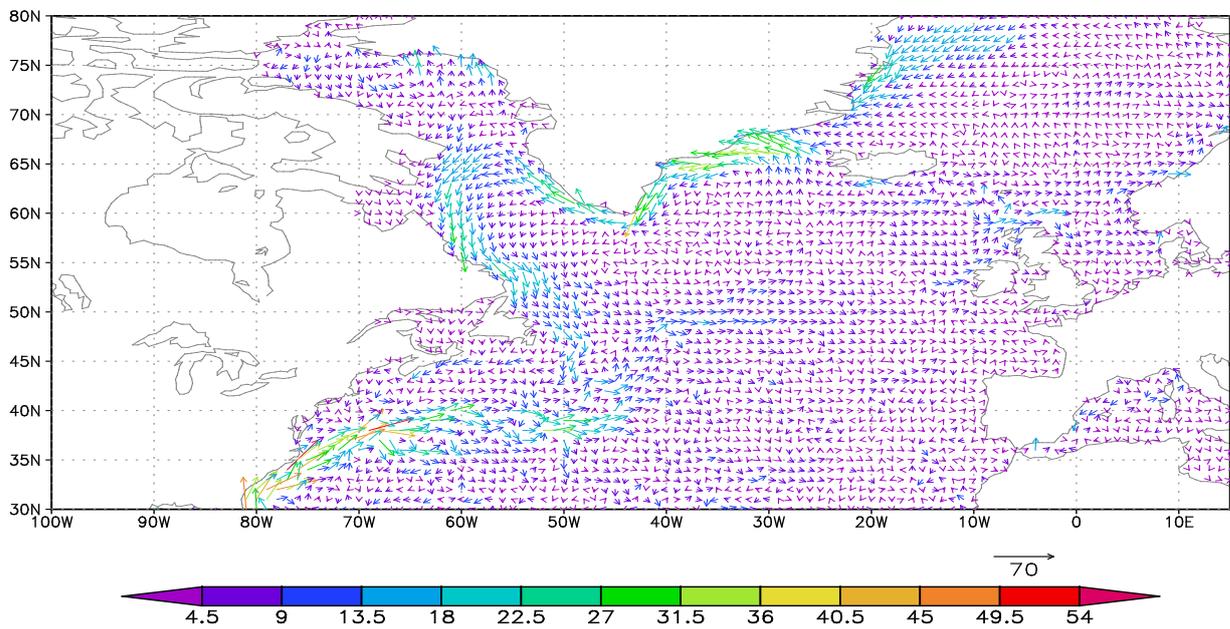
2012-10-31-14:43

**Течения на глубине 500 м
интервал 1928-1965,
зима.
Диагноз**



GrADS: COLA/IGES

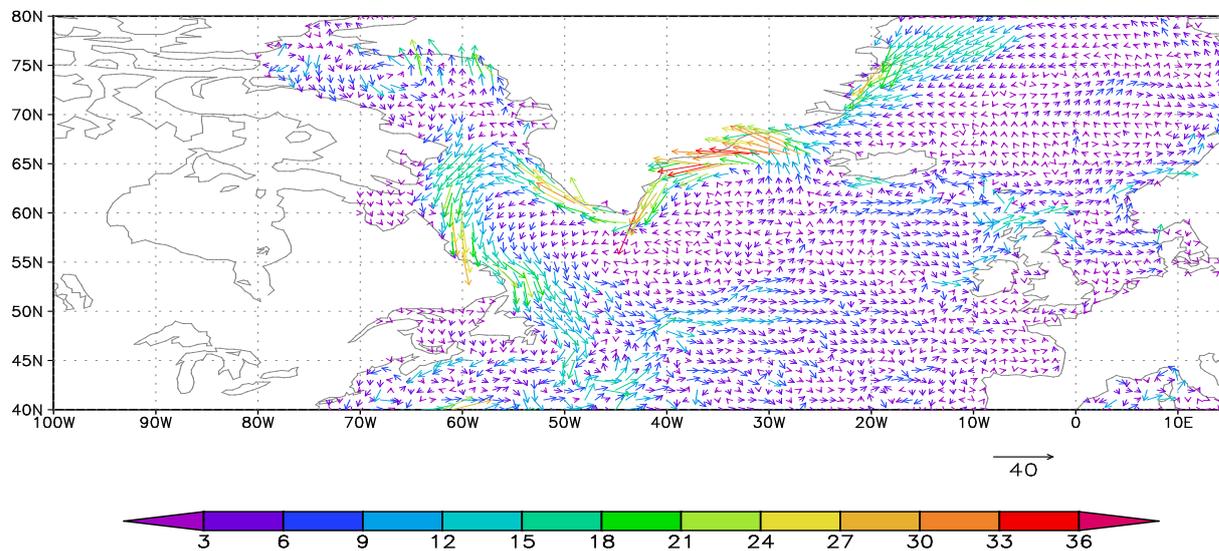
2012-10-29-17:36



GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-14:58

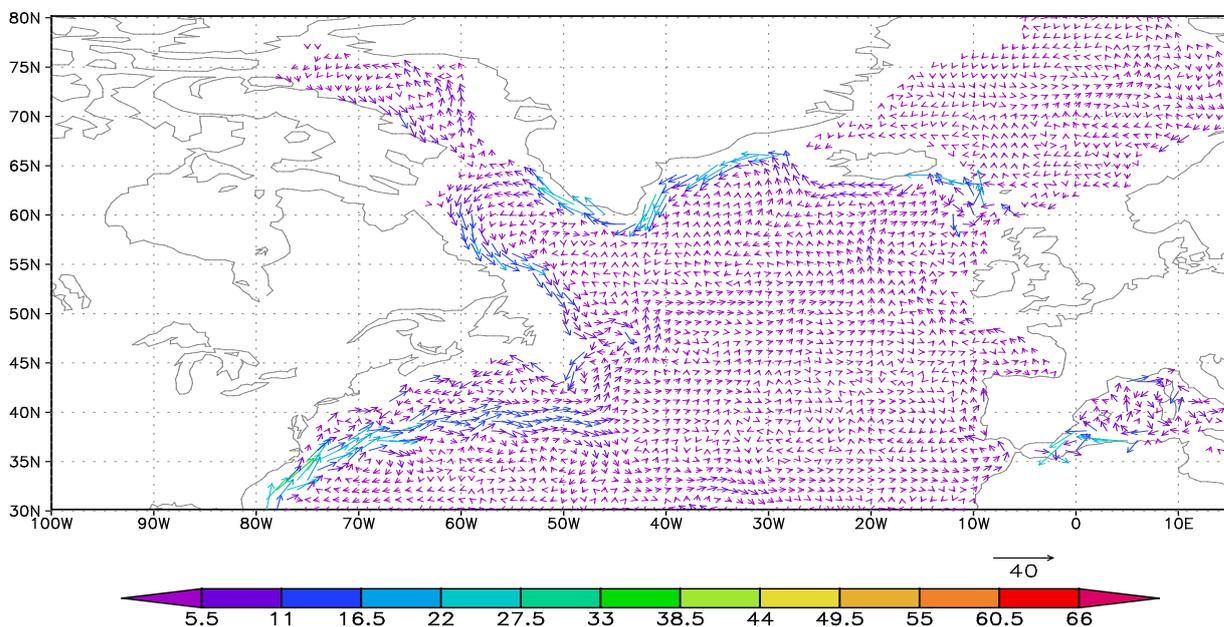
**течения на глубине 500 м
интервал 1928-1965 , зима.
Диагноз
(увеличенный масштаб)**



GrADS: COLA/IGES

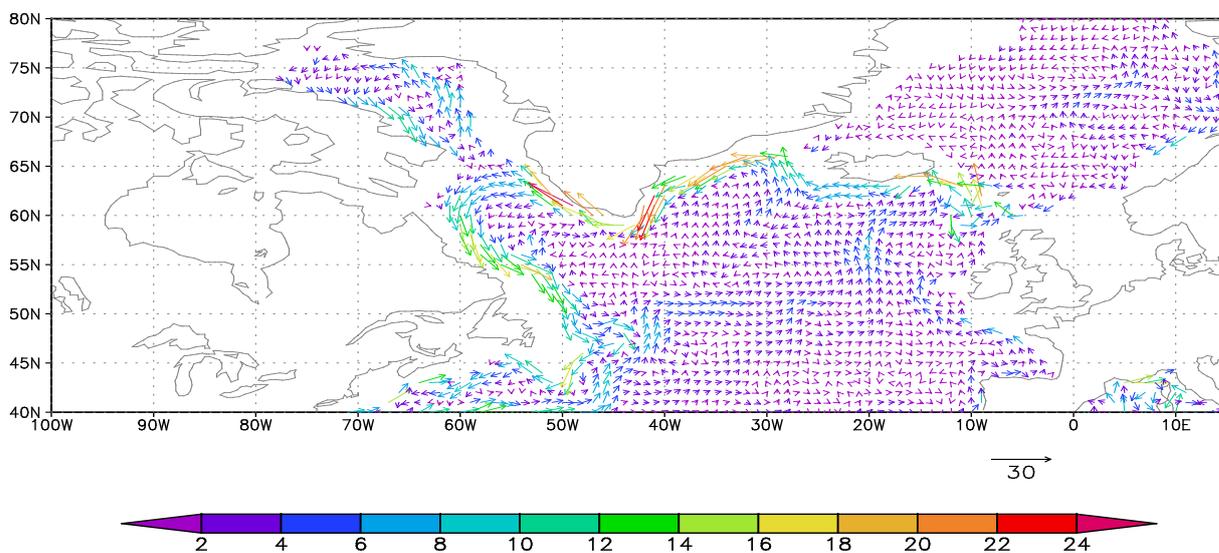
2012-10-29-17:34

Горизонт 500 м интервал 1928-1965 Адаптация Лето



GrADS: COLA/IGES

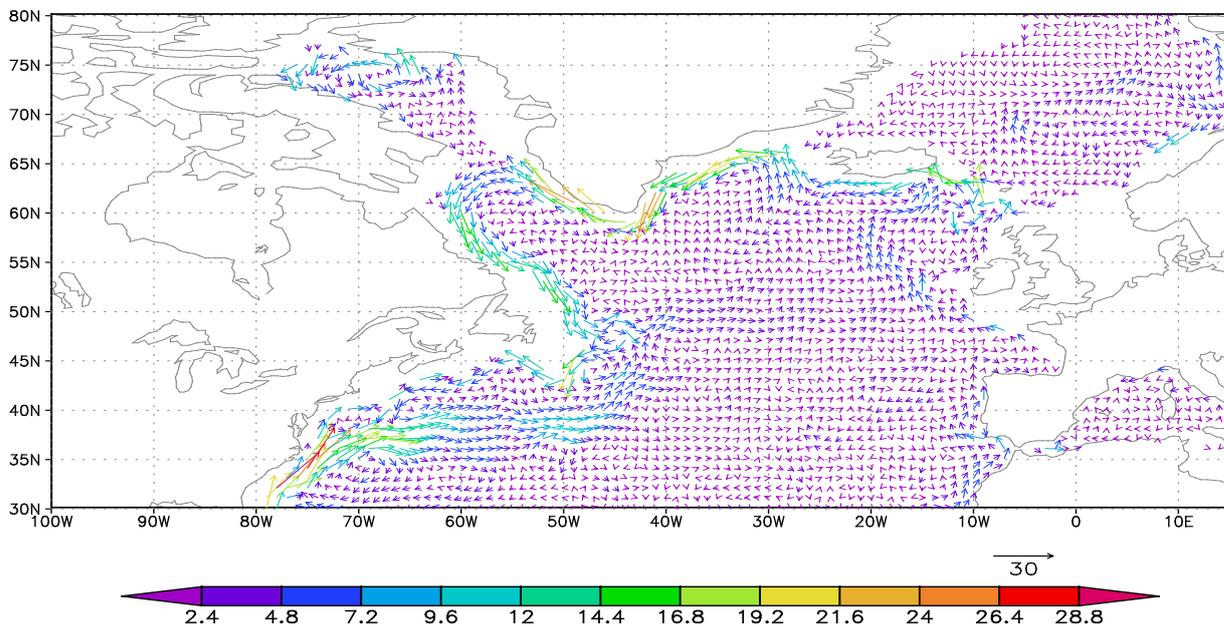
2012-10-31-14:21



GrADS: COLA/IGES

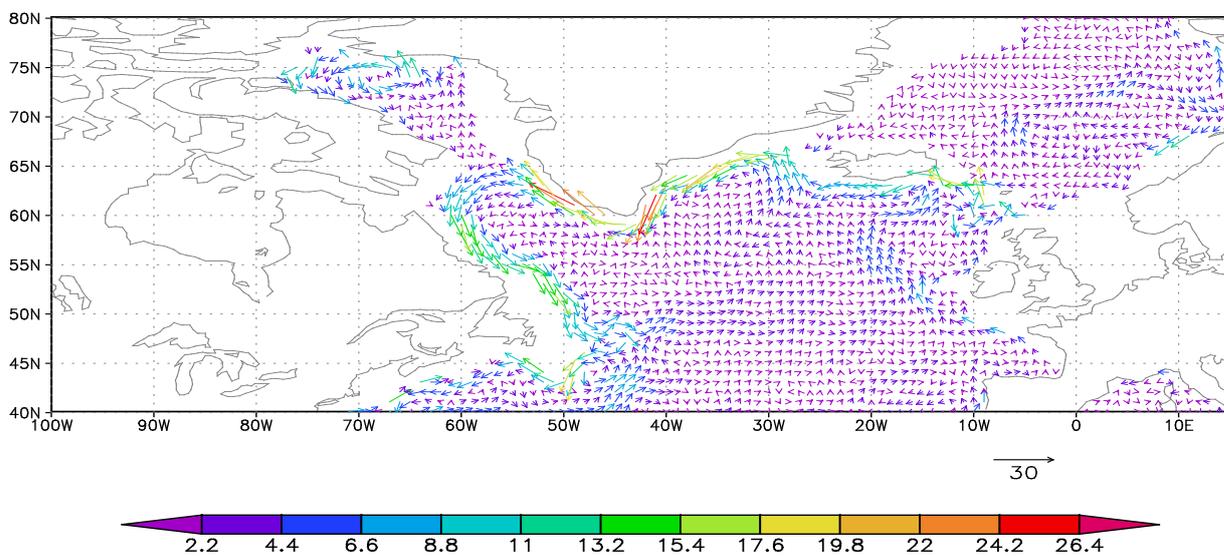
2012-10-31-14:24

Горизонт 500 м интервал1928-1965 Адаптация Зима



GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-14:51

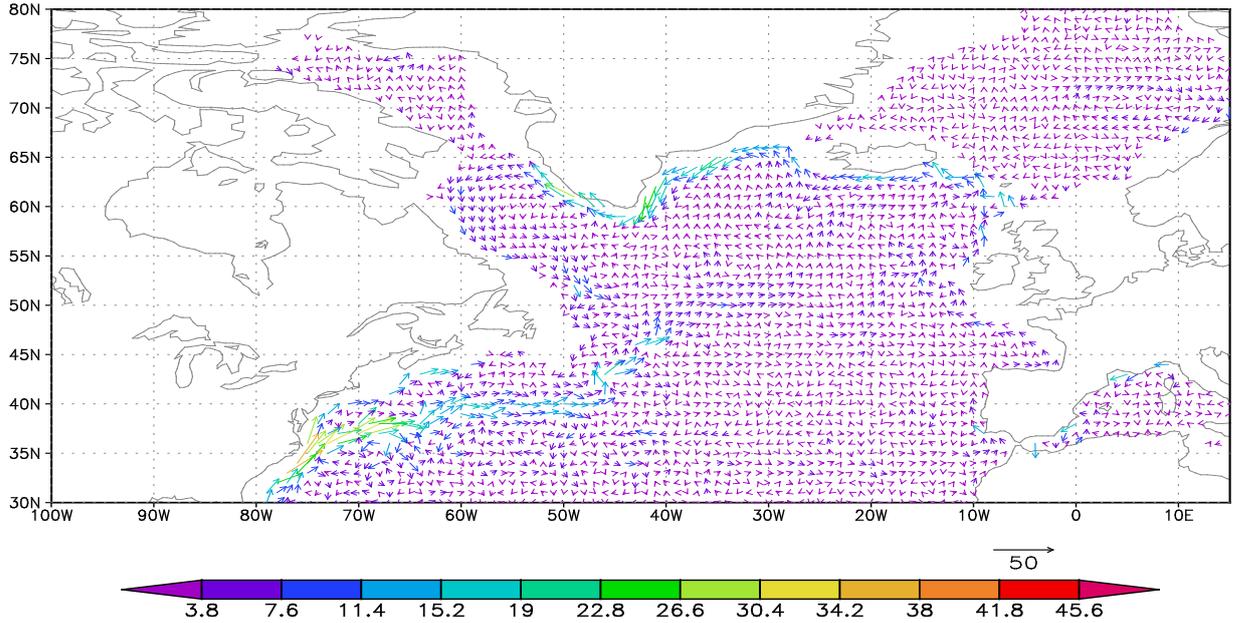


GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-14:53

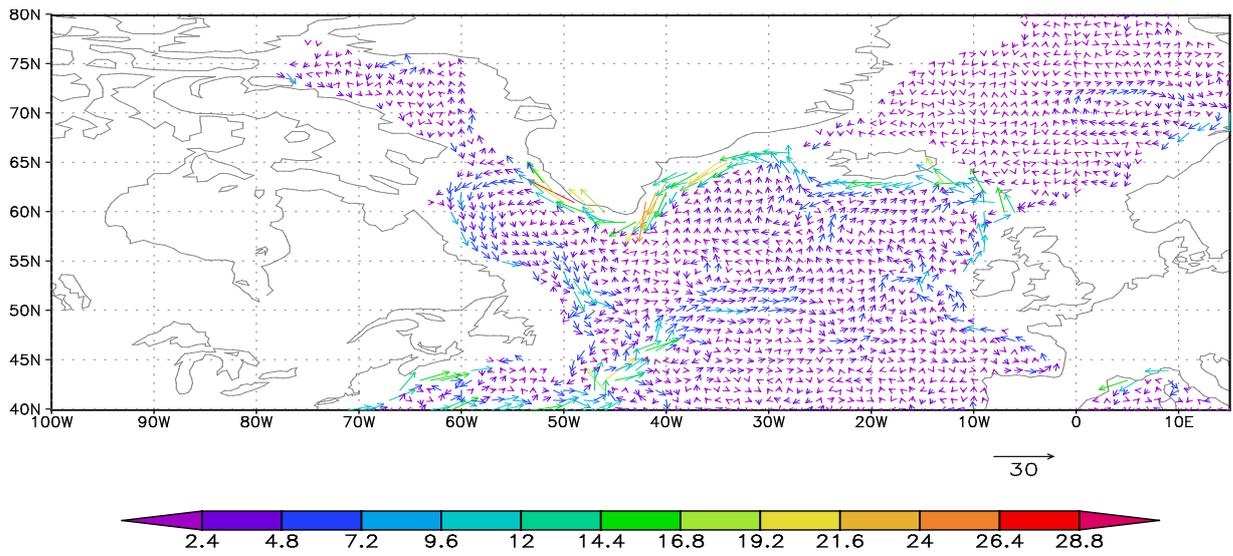
Течения на глубине 500 м 1966-1997 Диагноз

Лето



GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-15:29

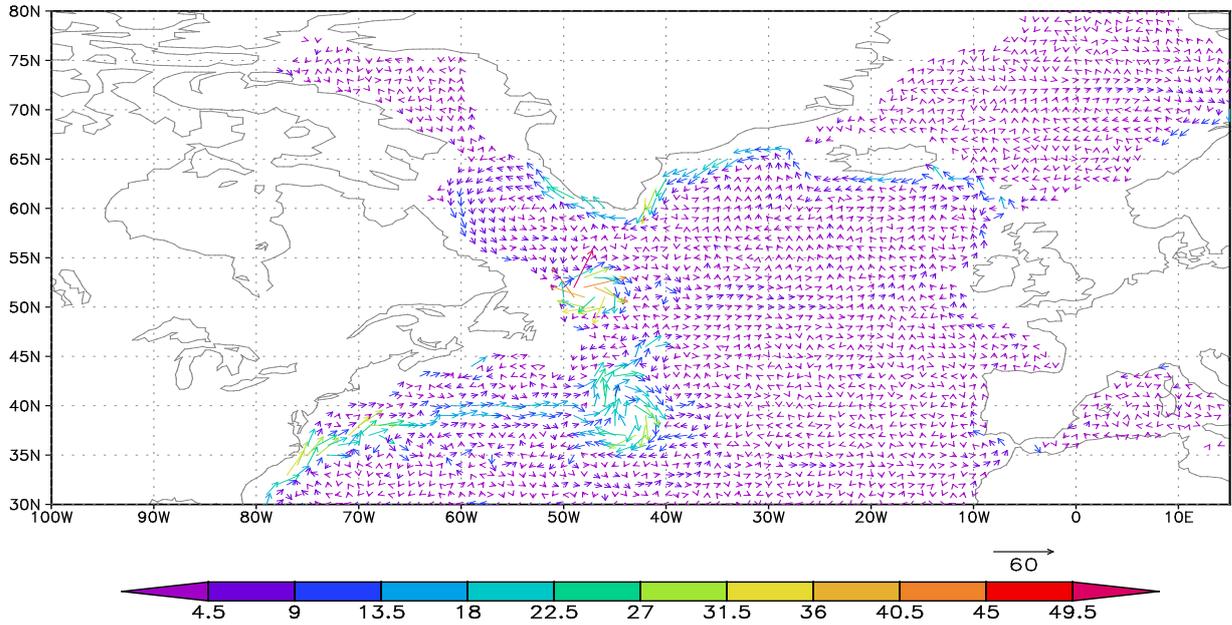


GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-15:31

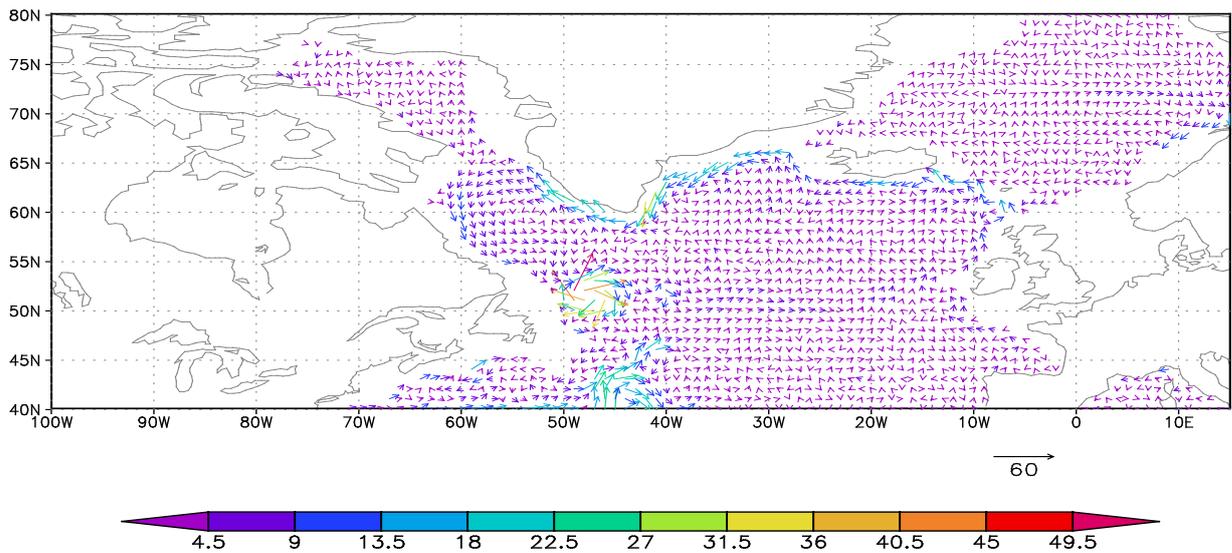
Течения на глубине 500 м 1966-1997 Диагноз

Зима



GrADS: COLA/IGES

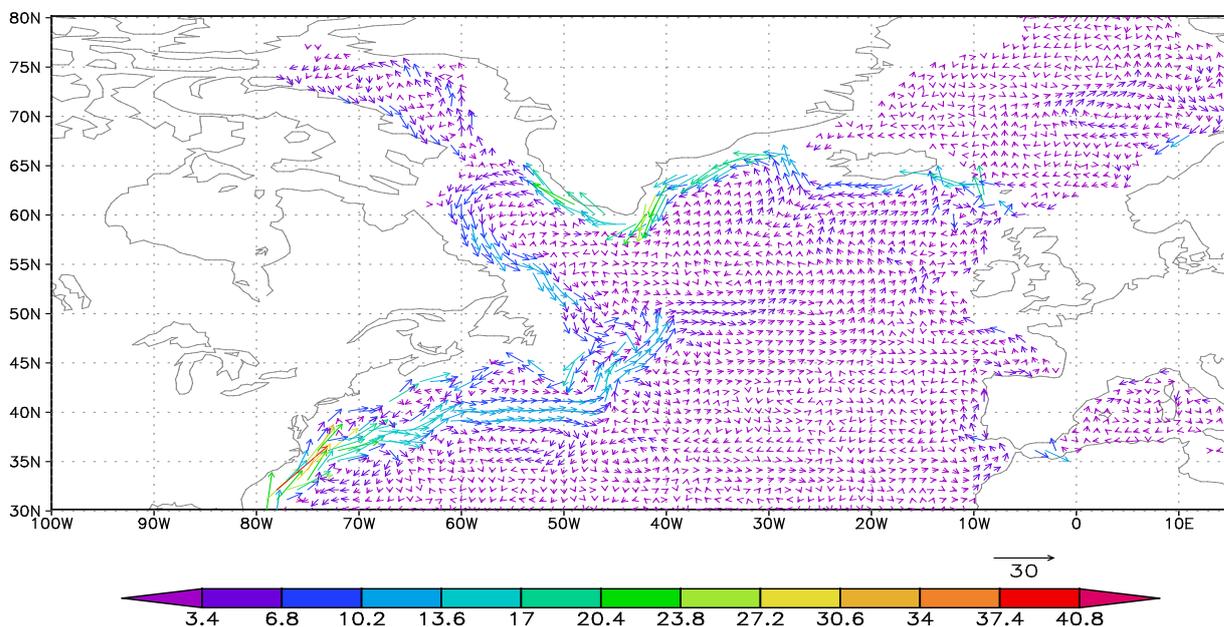
2012-10-31-15:49



GrADS: COLA/IGES

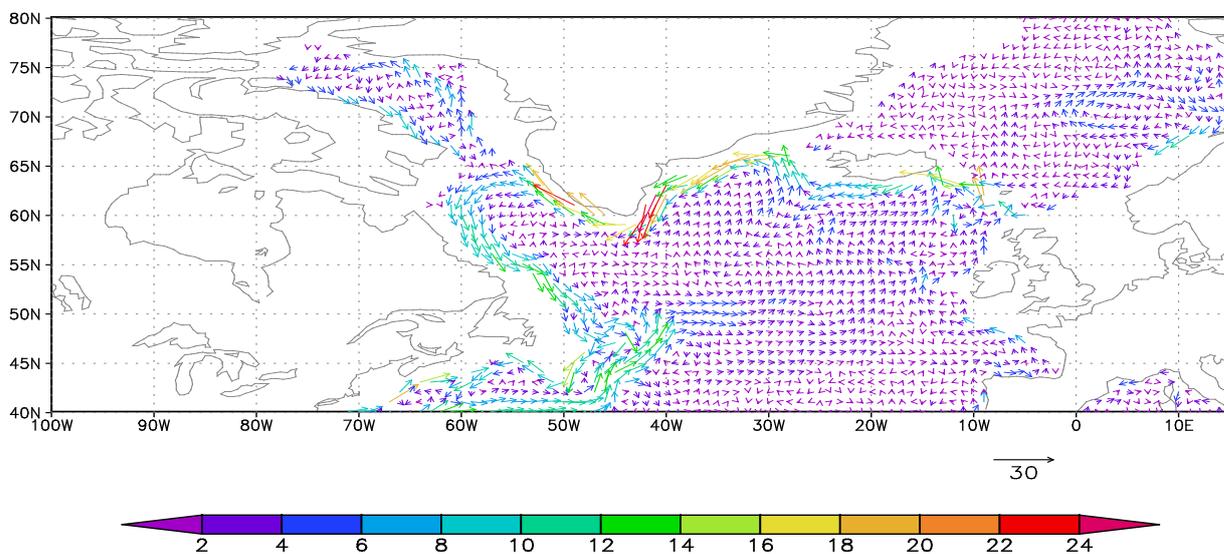
2012-10-31-15:50

**Горизонт 500 м,
интервал 1966-1997
Адаптация
Лето**



GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-15:18

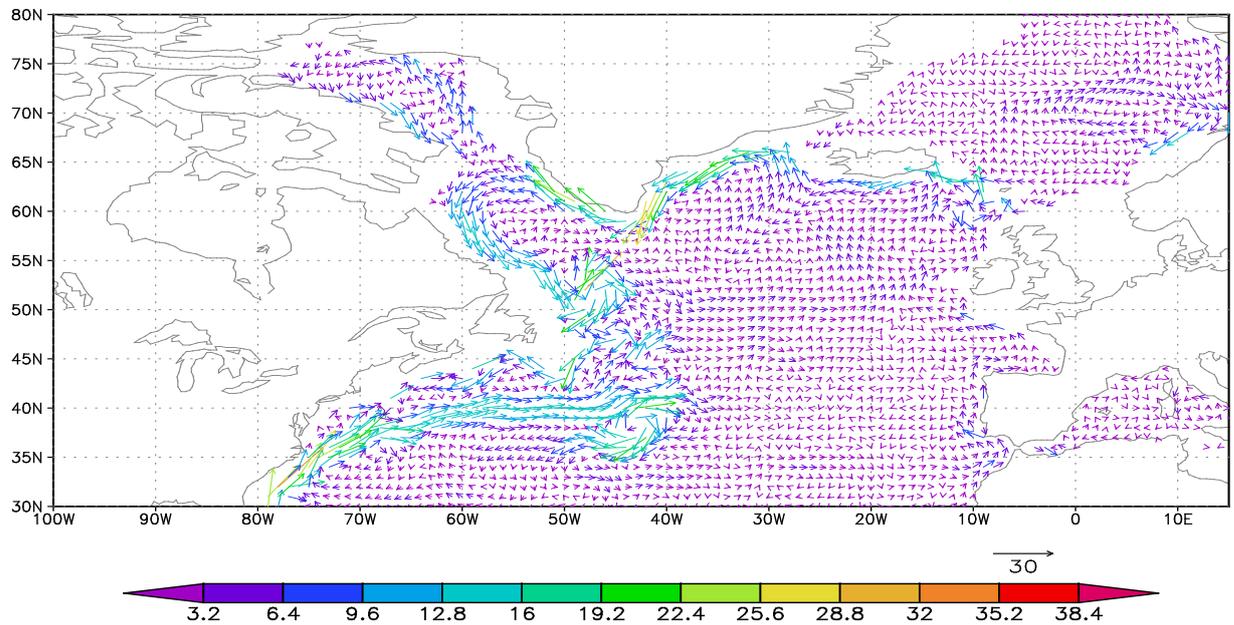


GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-15:21

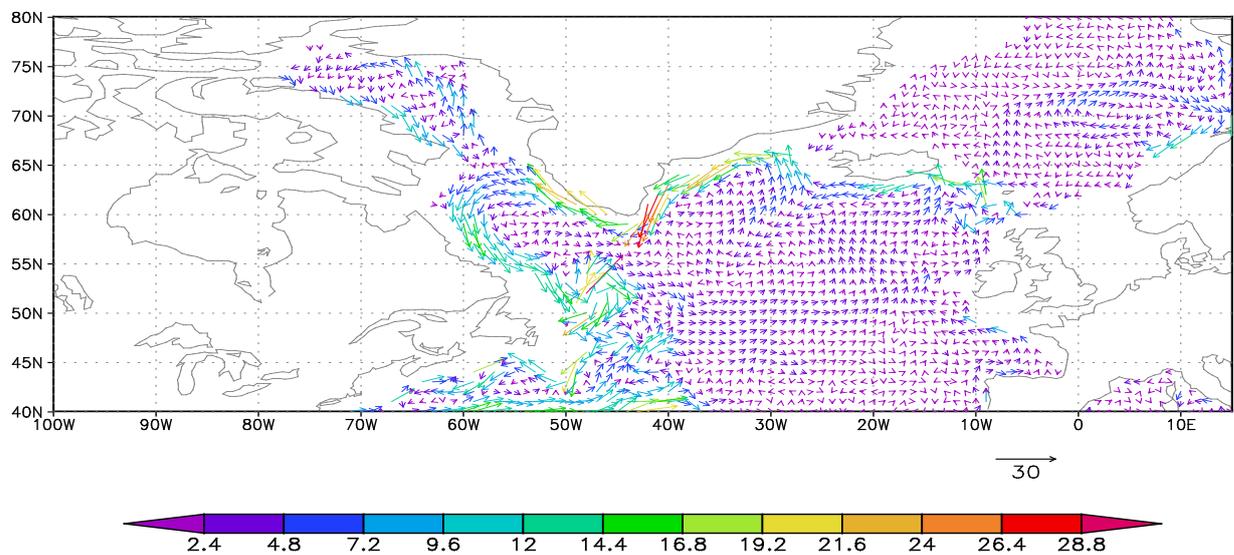
Горизонт 500 м, интервал 1966-1997 Адаптация

Зима



GrADS: COLA/IGES

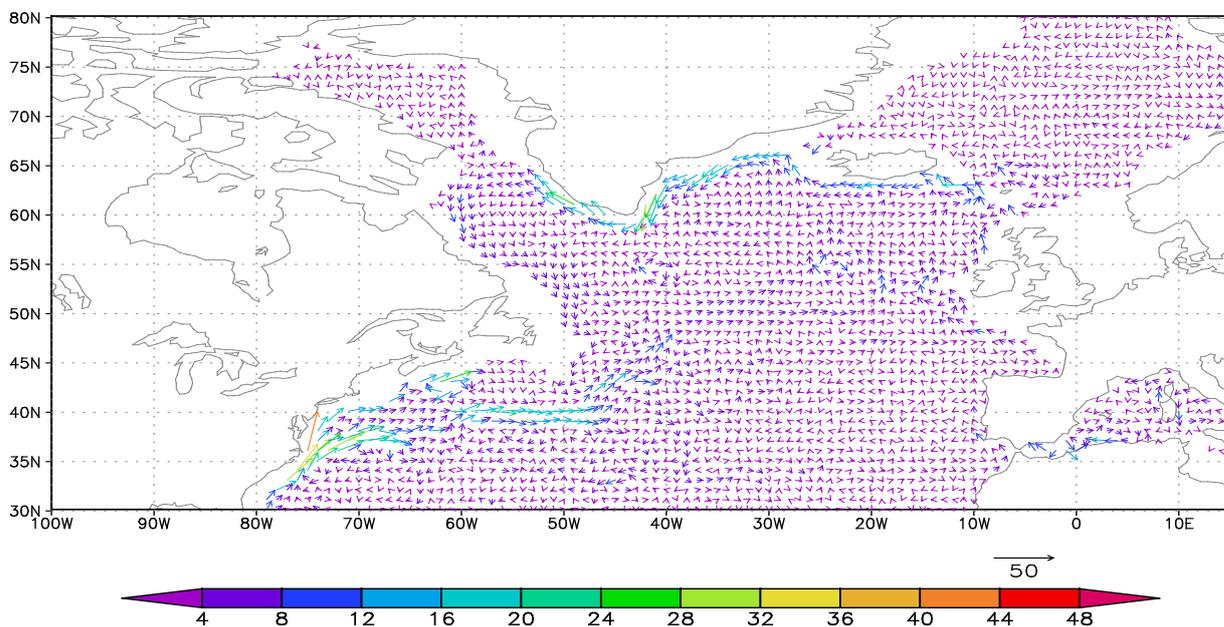
2012-10-31-16:14



GrADS: COLA/IGES

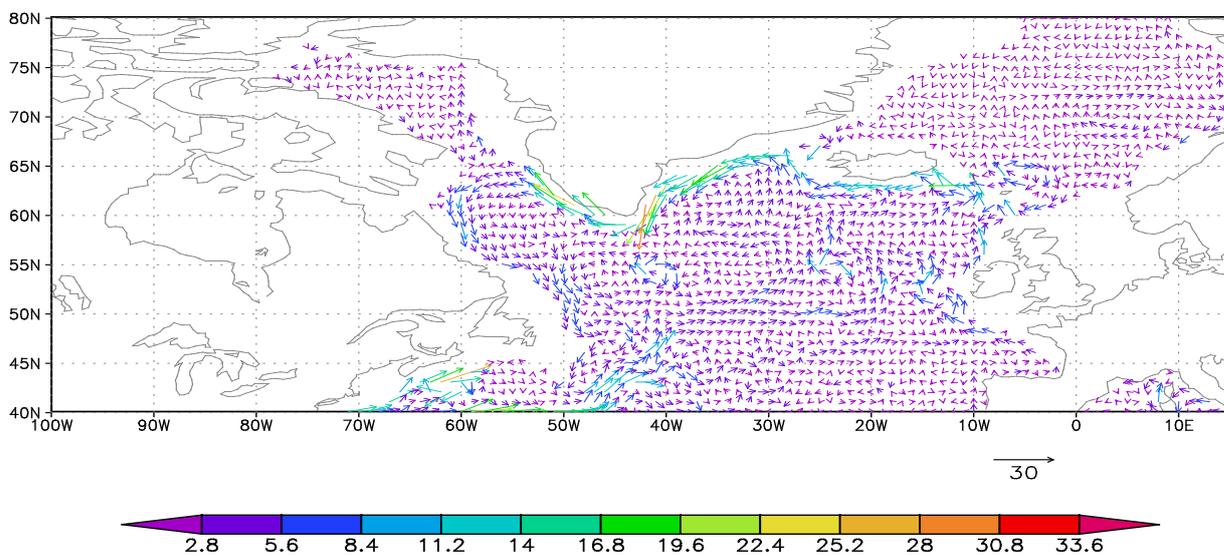
2012-10-31-16:15

Горизонт 500 м интервал 1998-2010 Диагноз Лето



GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-16:36

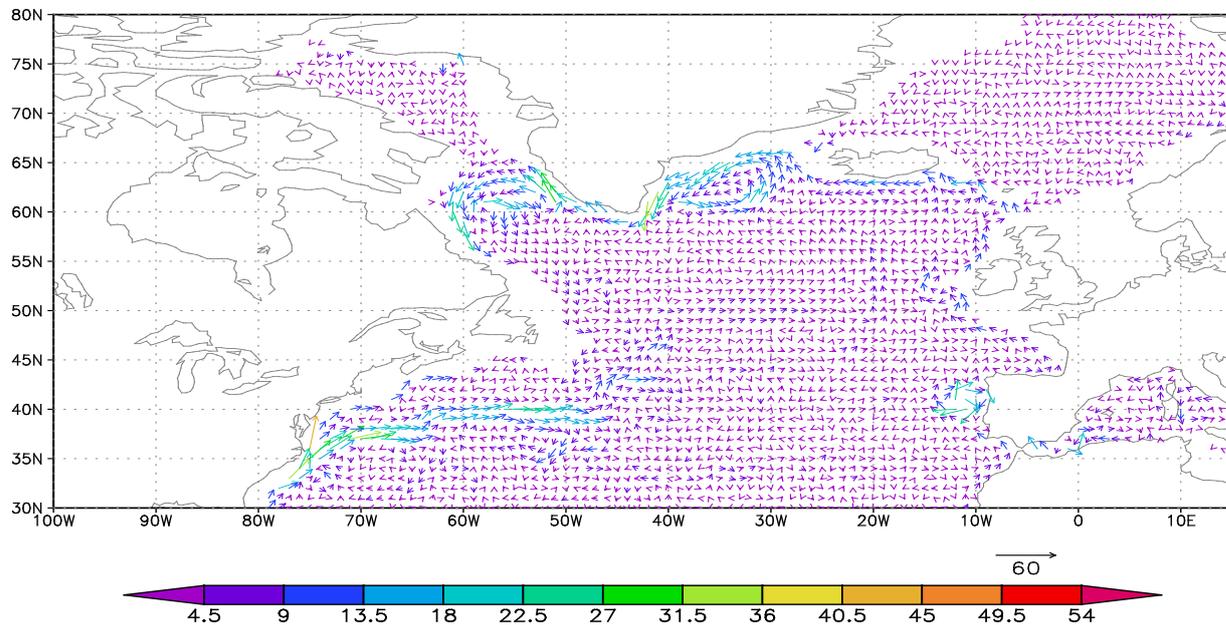


GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-16:40

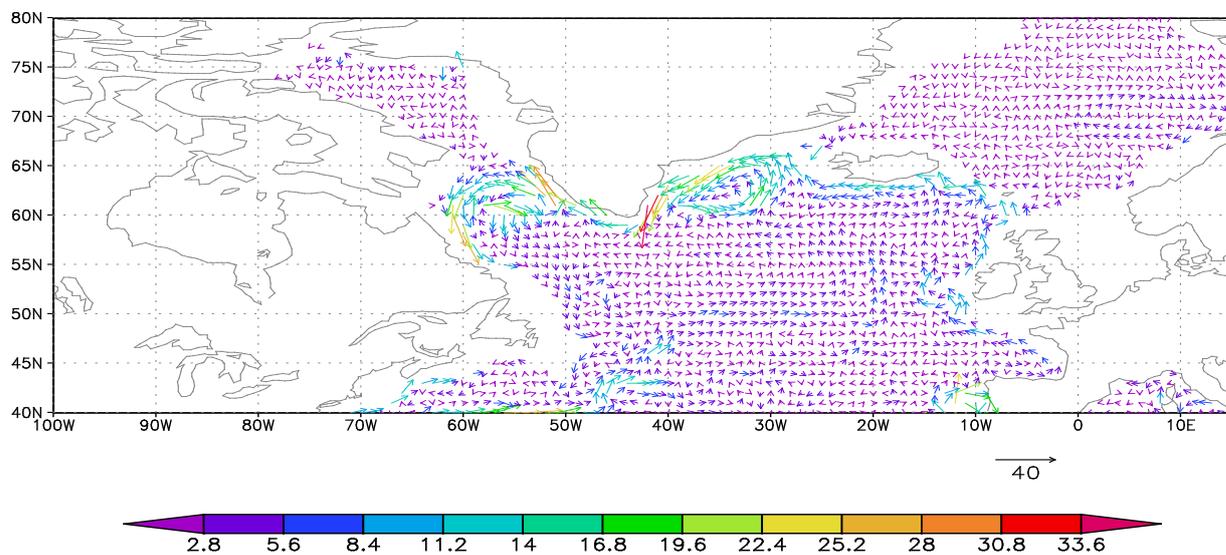
Горизонт 500 м интервал 1998-2010 Диагноз

Зима



GrADS: COLA/IGES

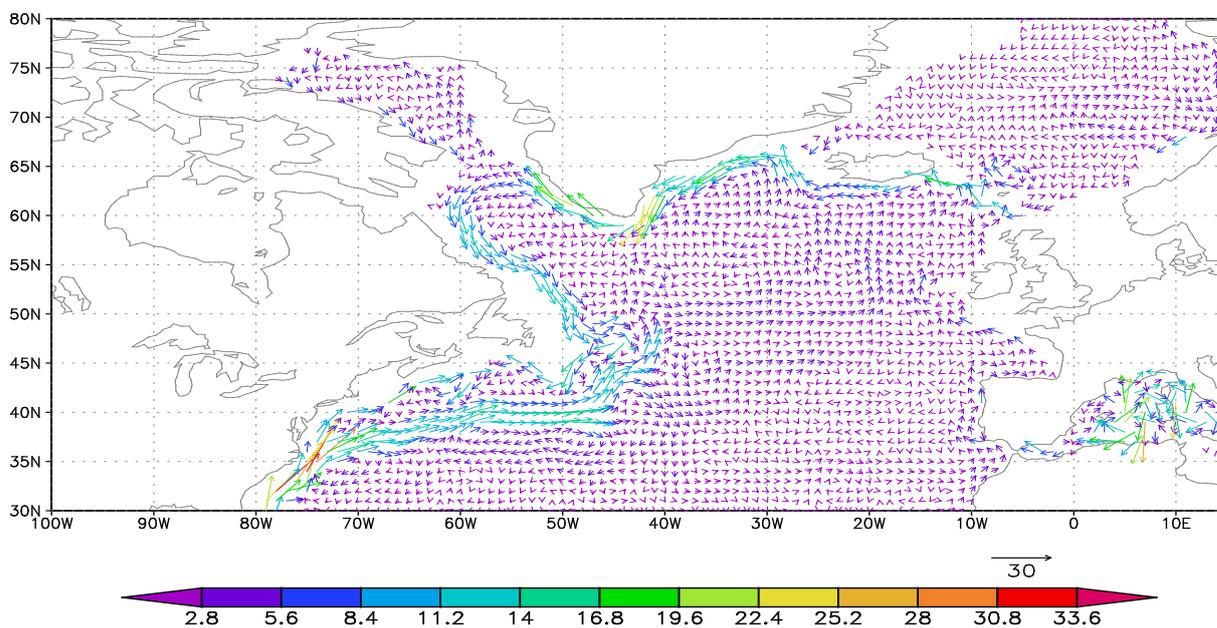
2012-10-31-17:07



GrADS: COLA/IGES

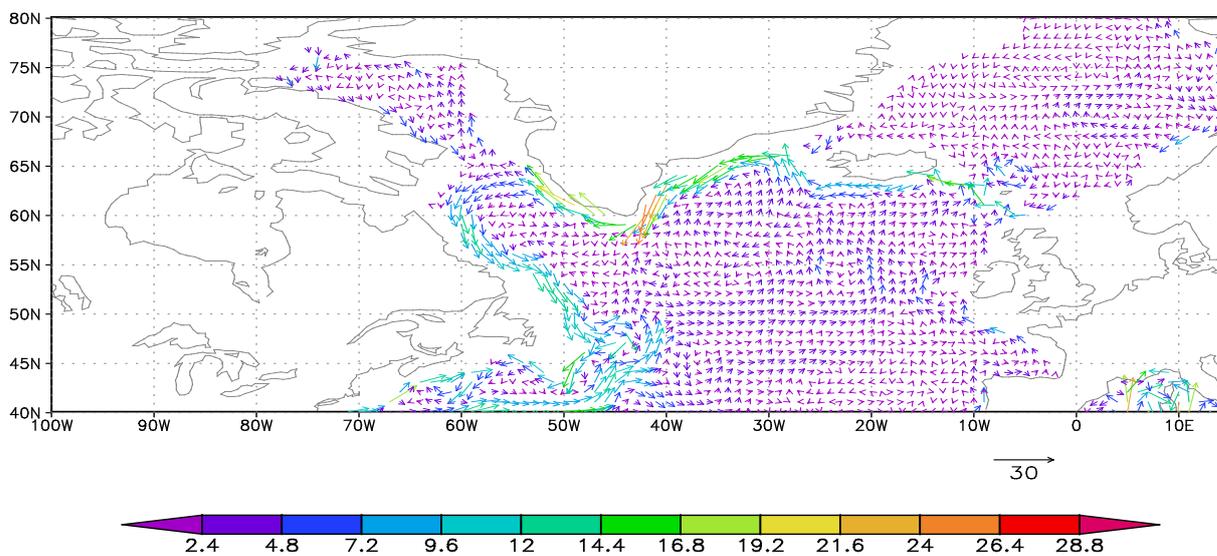
2012-10-31-17:09

**Горизонт 500 м,
интервал 1998-2010.
Адаптация
Лето**



GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-16:24

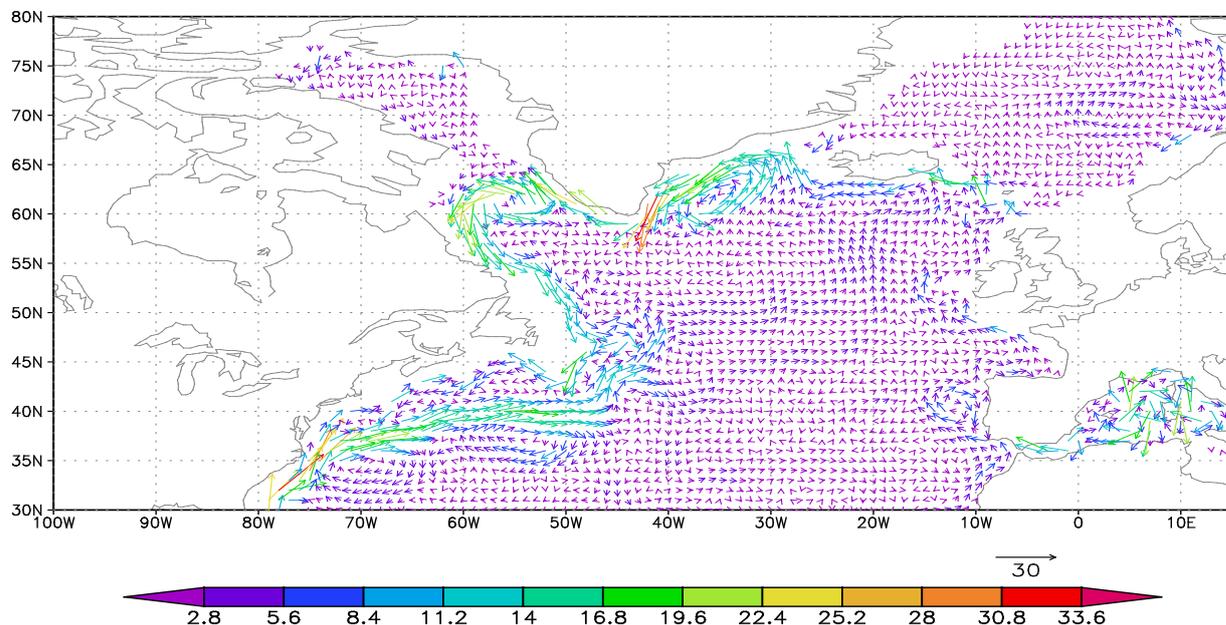


GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-16:26

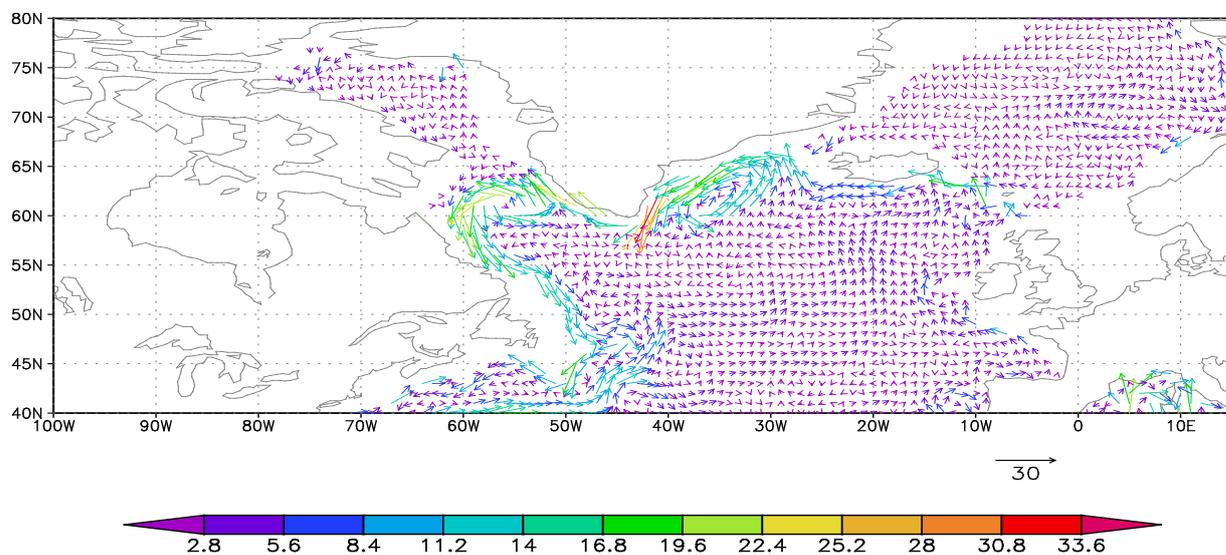
Горизонт 500 м, интервал 1998-2010. Адаптация

Зима



GrADS: COLA/IGES

2012-10-31-16:48



GrADS: COLA/IGES

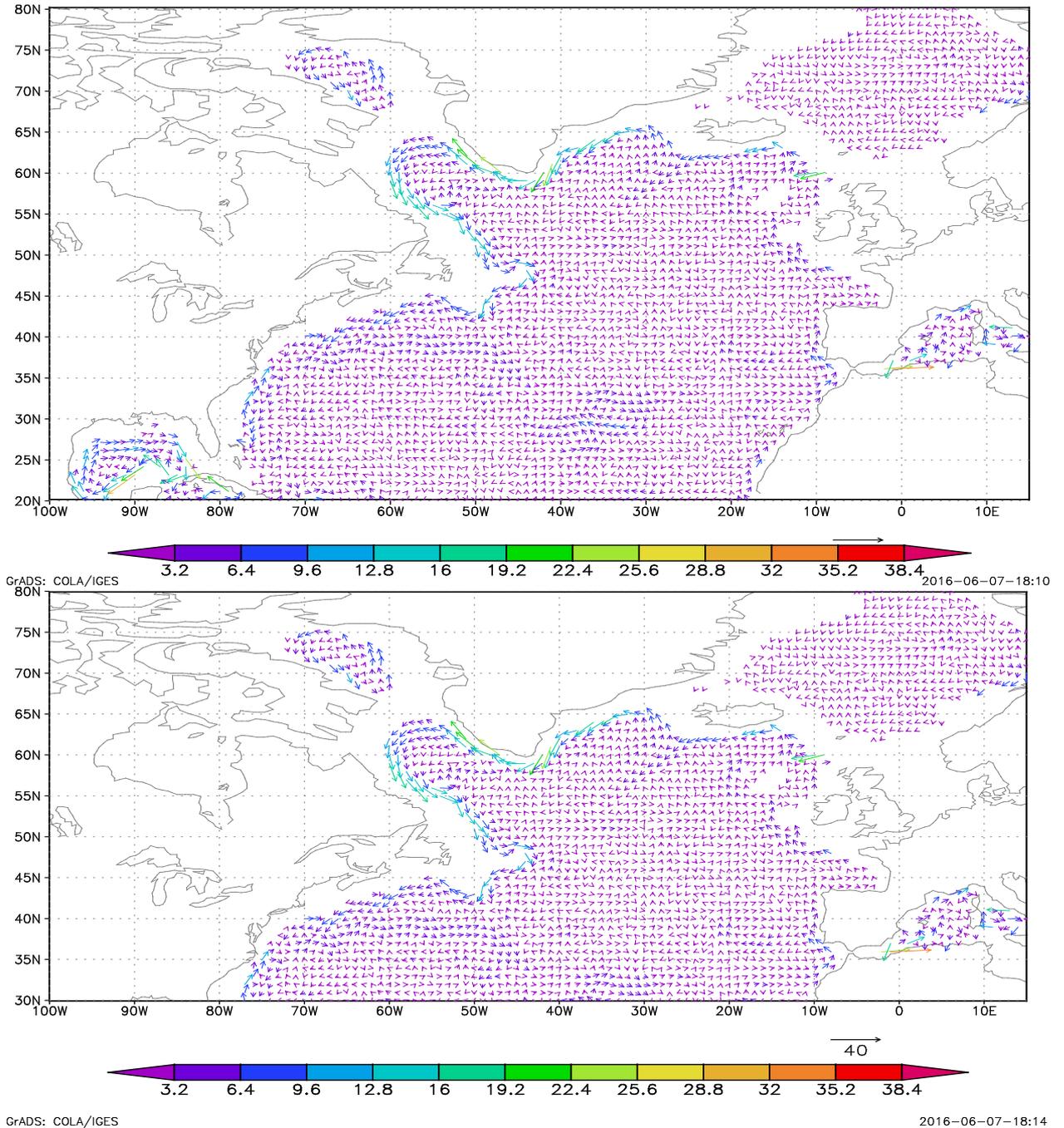
2012-10-31-16:51

Течения СА на горизонте 1000 м

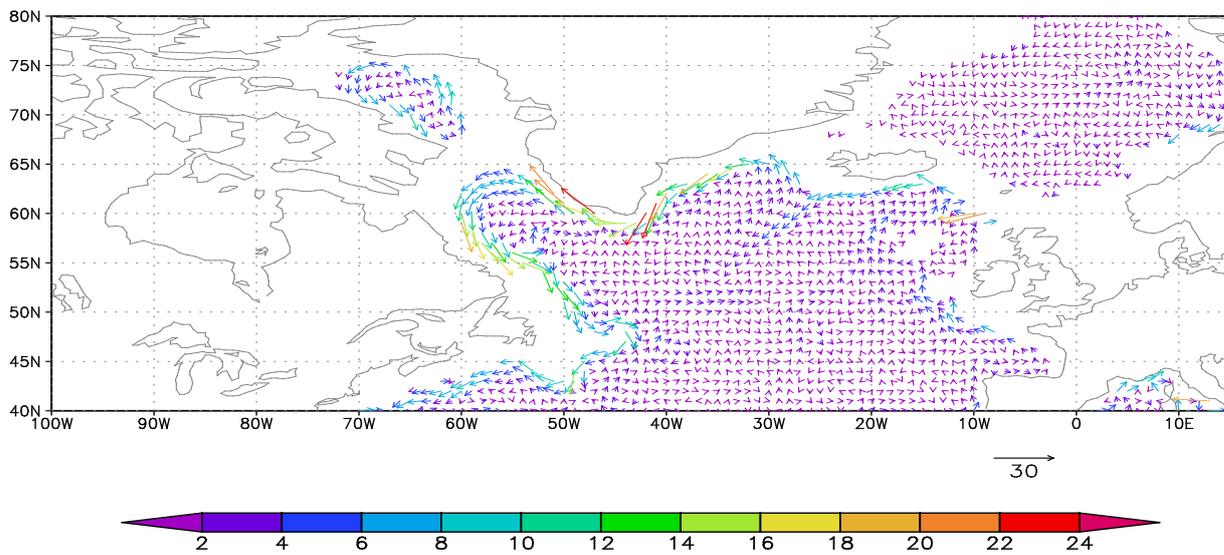
Интервал 1928-1965.

Диагноз.

Лето



Интервал 1928-1965 .
Диагноз, лето
(увеличенный масштаб)

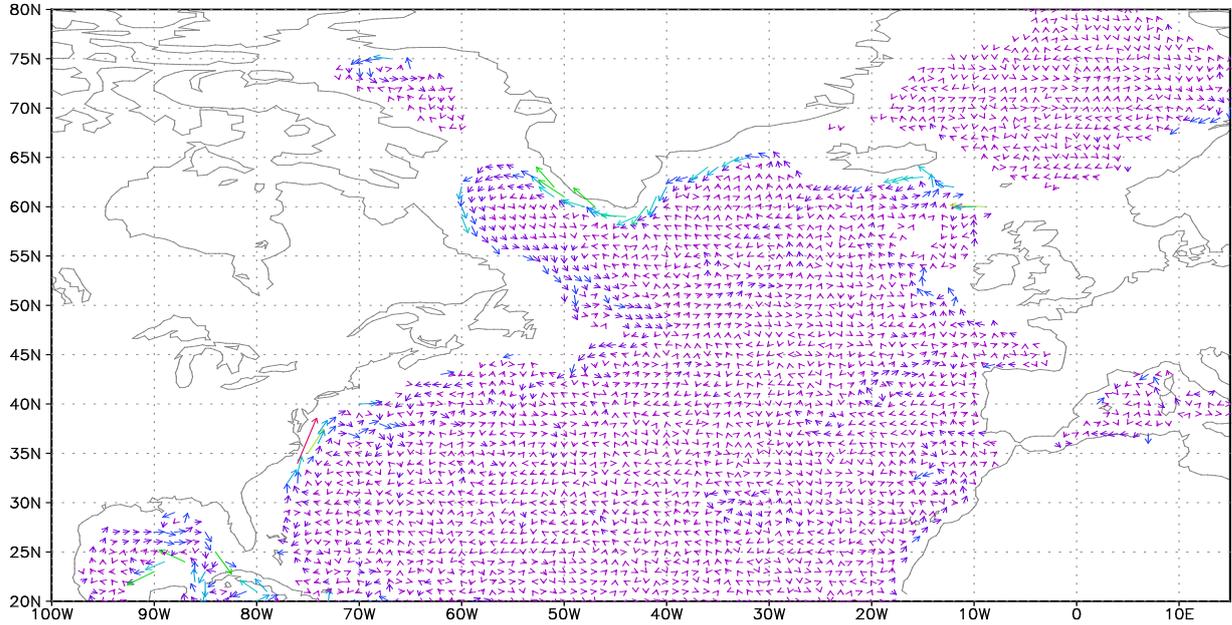


GrADS: COLA/IGES

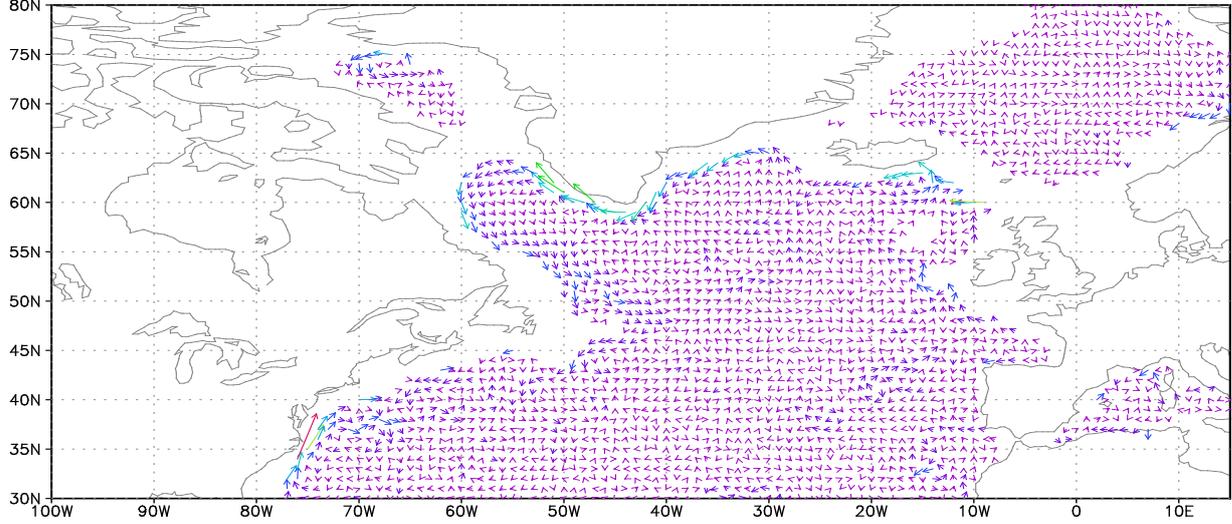
2016-06-07-18:15

**Горизонт 1000 м,
интервал 1928-1965 .
Диагноз**

Зима



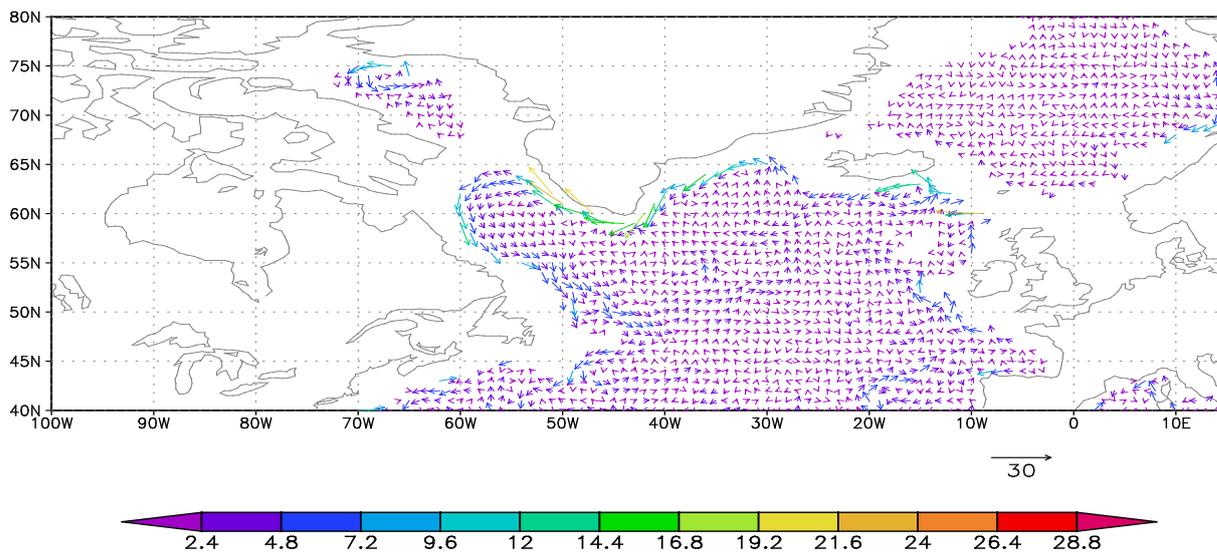
GrADS: COLA/IGES 2016-05-31-20:00



GrADS: COLA/IGES 2016-05-31-20:03

Горизонт 1000 м,
интервал 1928-1965 .
Диагноз

Зима
(увеличенный масштаб)

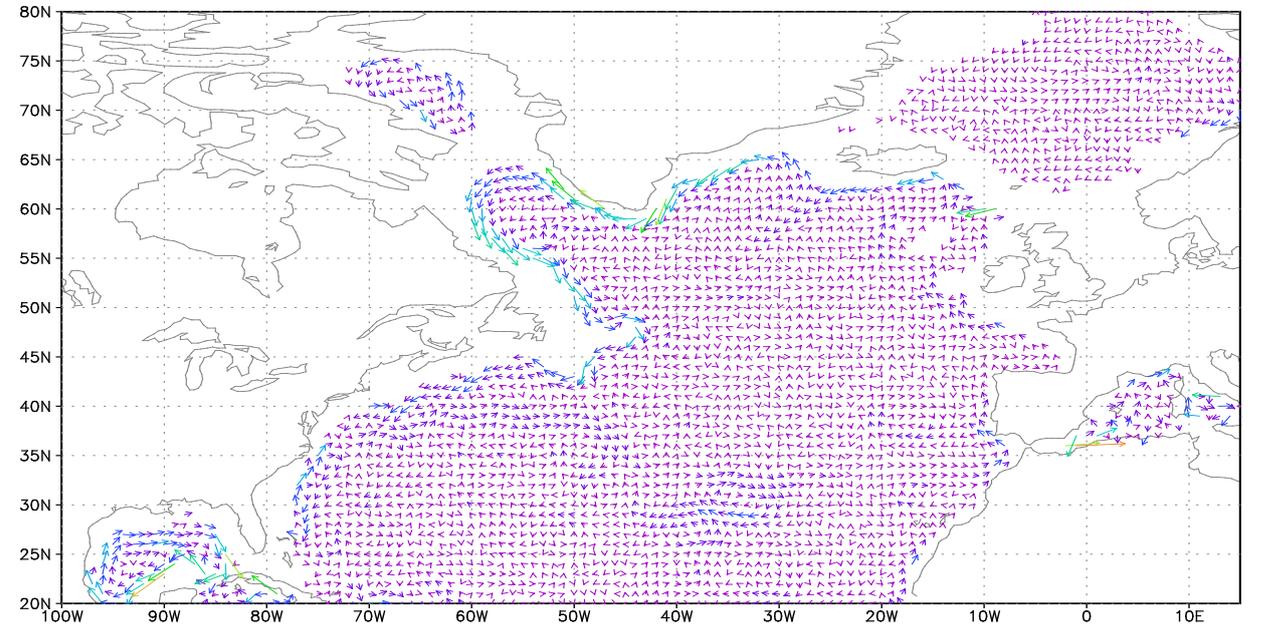


GrADS: COLA/IGES

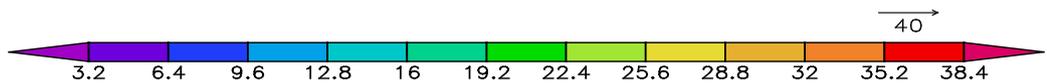
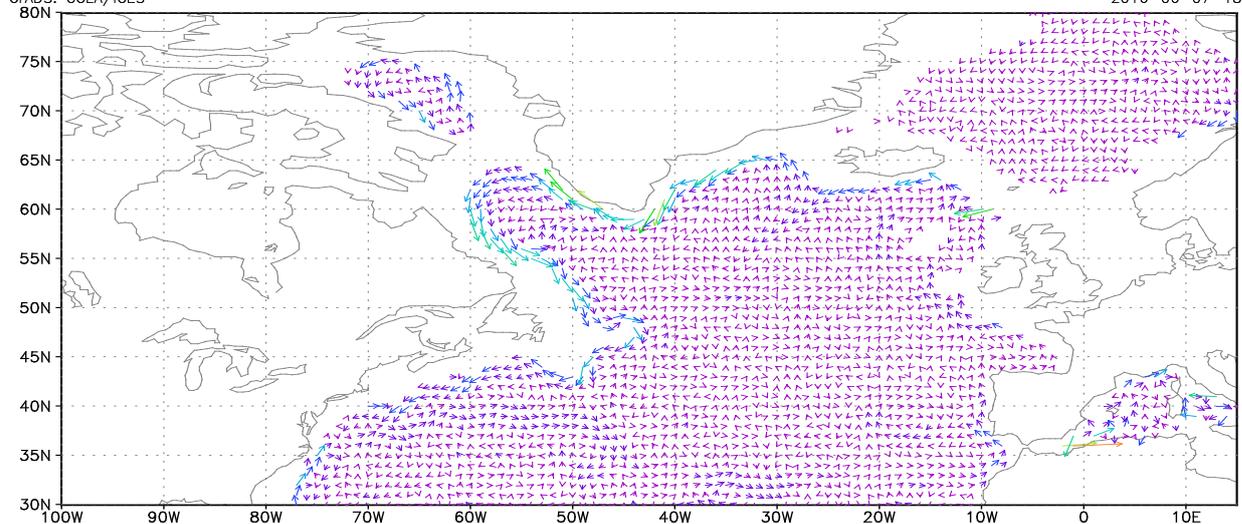
2016-05-31-20:04

**Горизонт 1000 м,
интервал 1928-1965.**

**Адаптация
Лето**



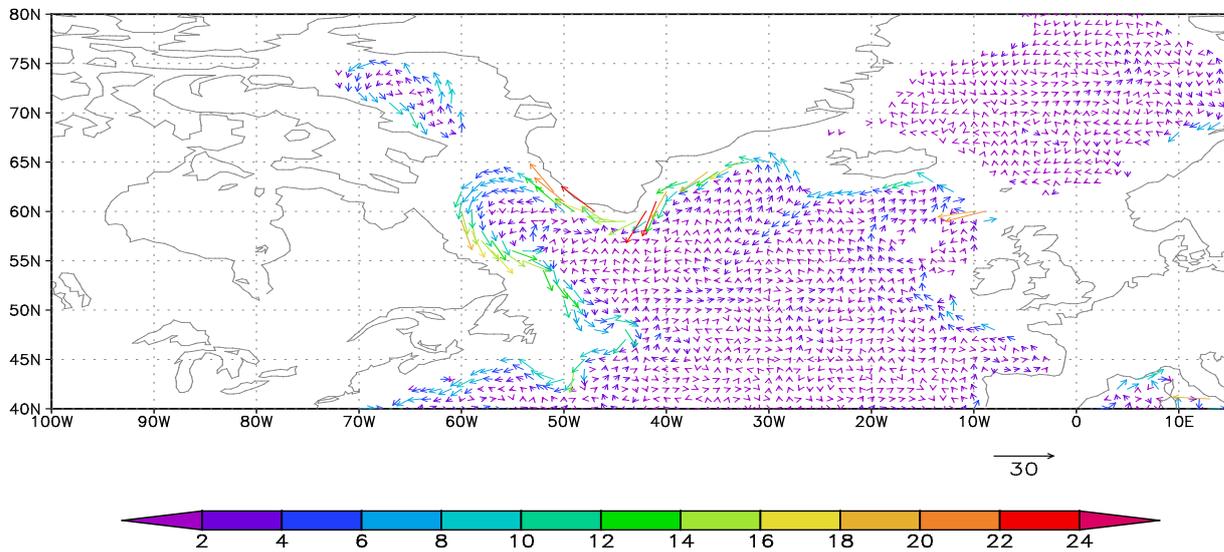
GrADS: COLA/IGES 2016-06-07-18:10



GrADS: COLA/IGES

2016-06-07-18:14

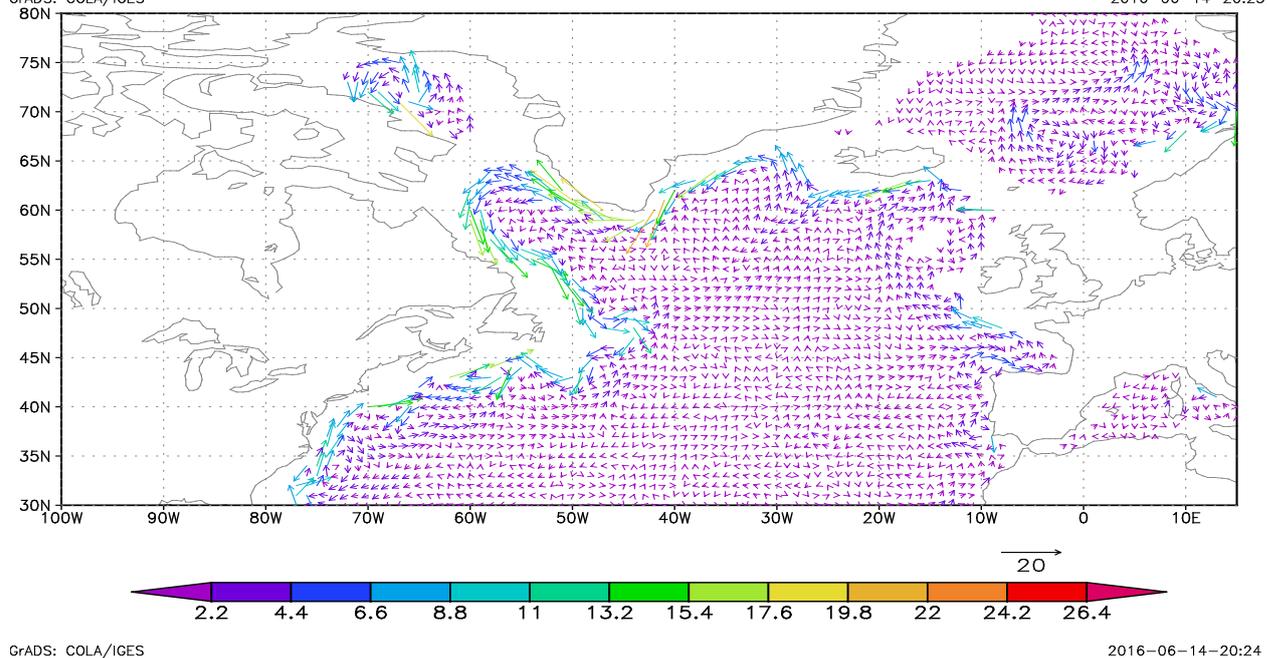
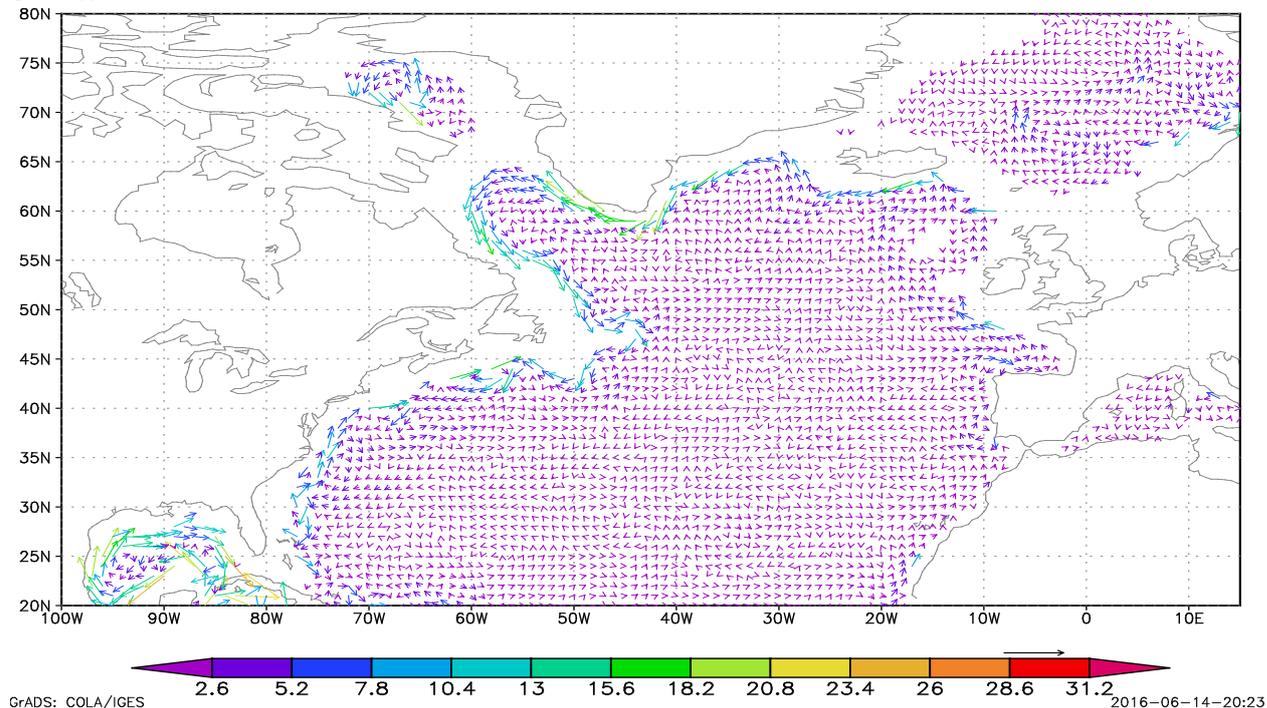
**Горизонт 1000 м,
интервал 1928-1965.
Адаптация
Лето
(увеличенный масштаб)**



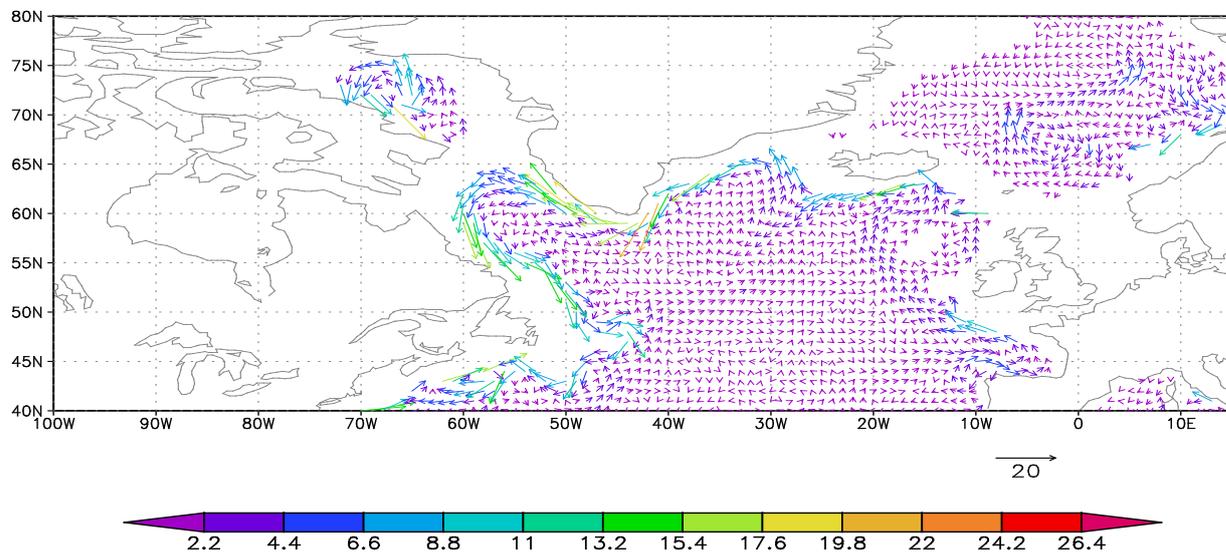
GrADS: COLA/IGES

2016-06-07-18:15

Горизонт 1000 м, 1928-1965, Адаптация Зима



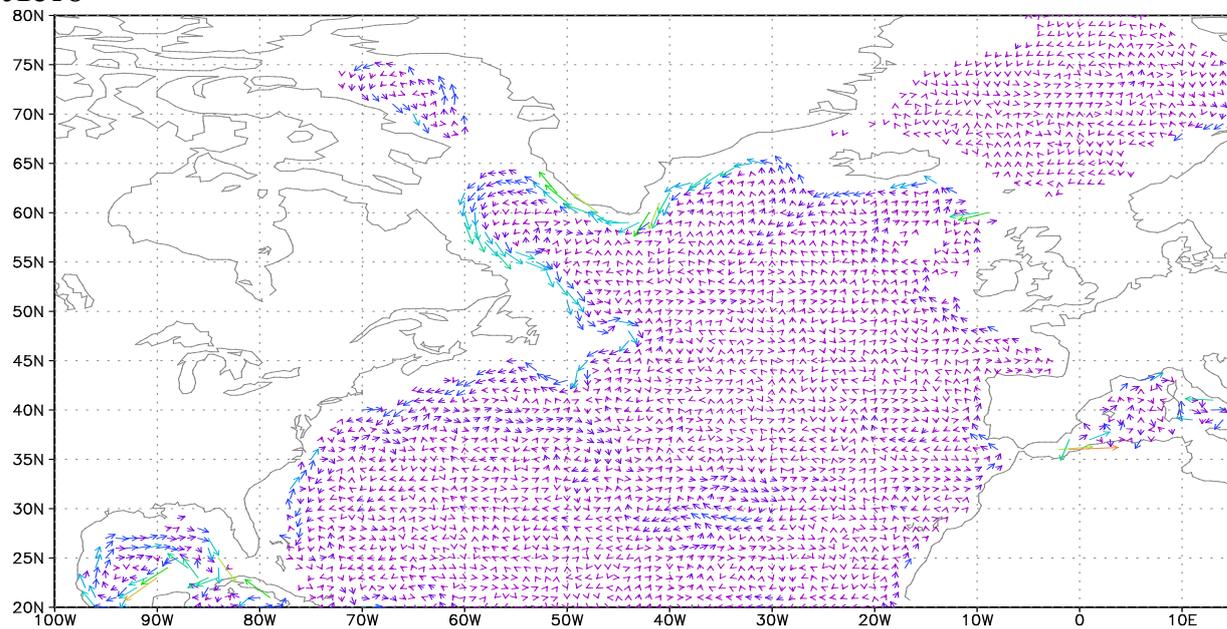
**Горизонт 1000 м,
1928-1965,
Адаптация
Зима
(увеличенный масштаб)**



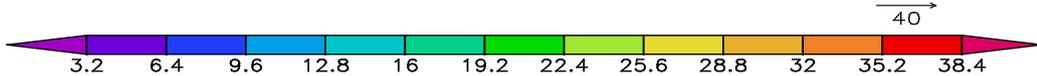
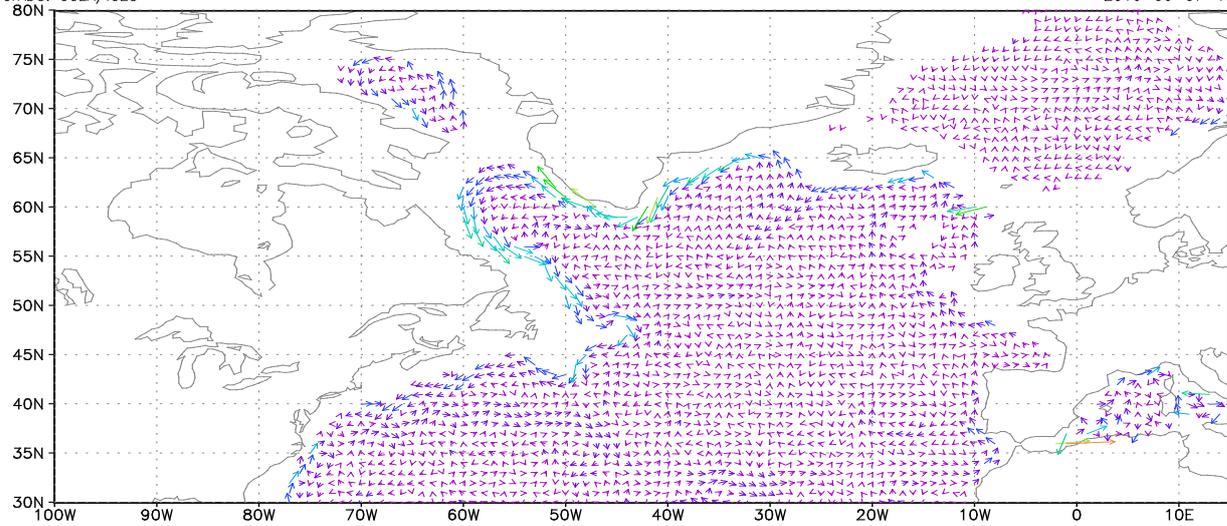
GrADS: COLA/IGES

2016-06-14-20:25

**Горизонт 1000 м,
интервал 1966-1997,
Диагноз
Лето**

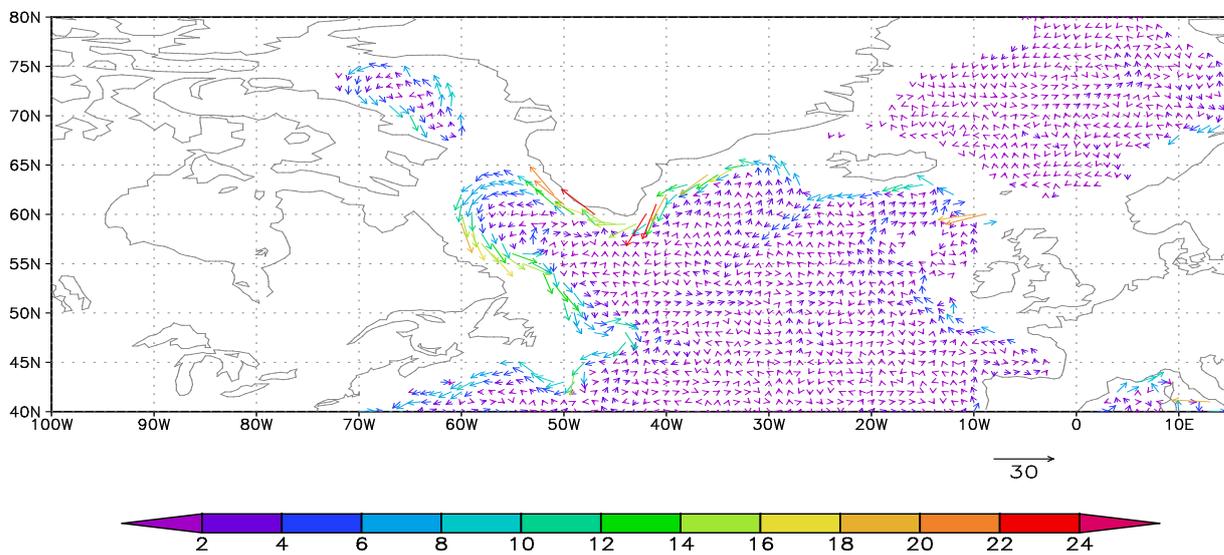


GrADS: COLA/IGES 2016-06-07-18:10



GrADS: COLA/IGES 2016-06-07-18:14

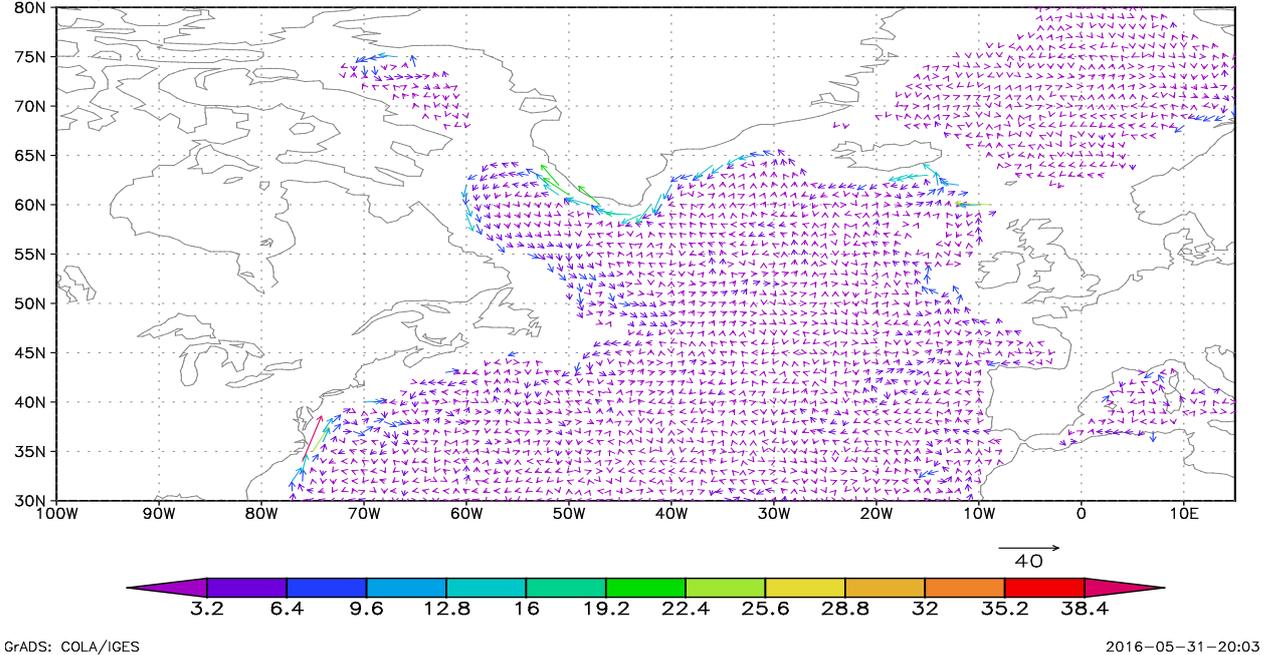
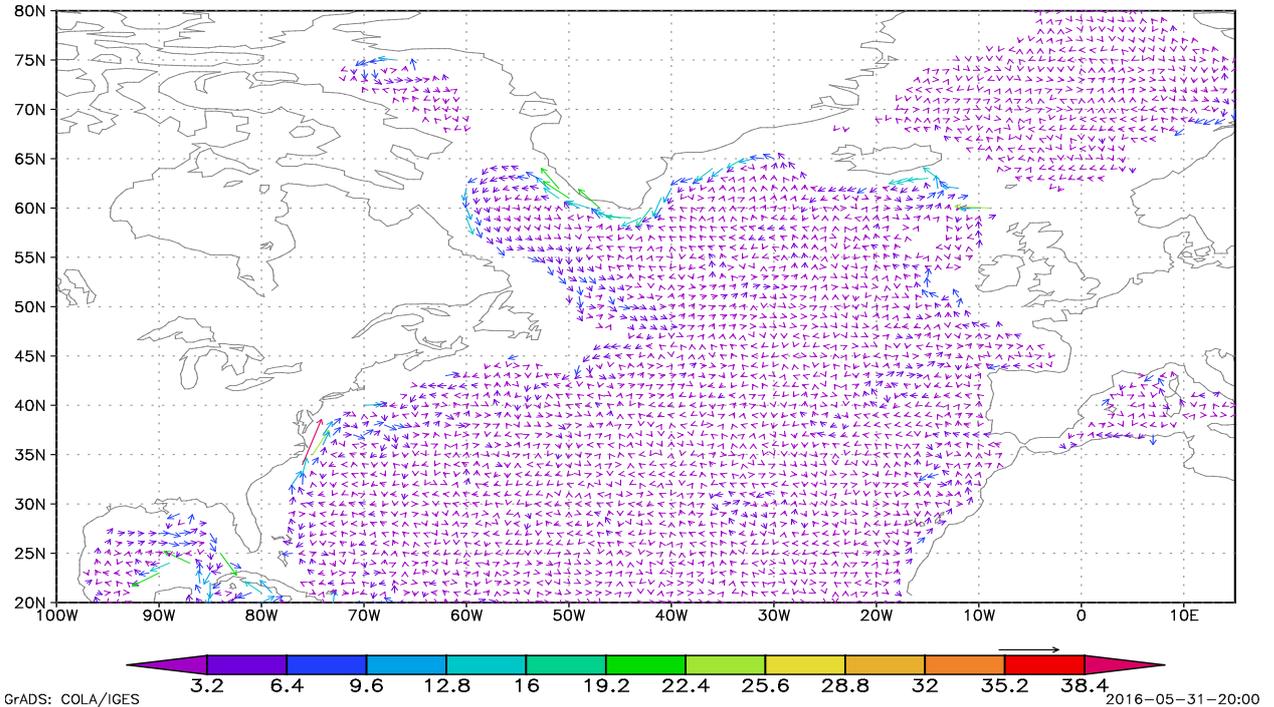
**Горизонт 1000 м,
интервал 1966-1997,
Диагноз
Лето
(увеличенный масштаб)**



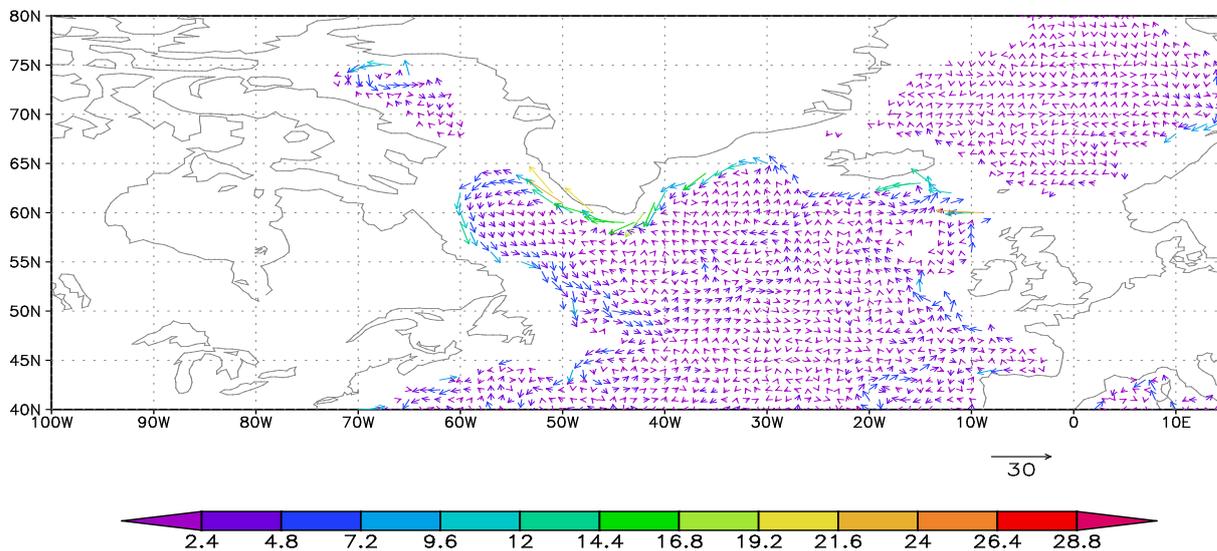
GrADS: COLA/IGES

2016-06-07-18:15

**Горизонт 1000 м,
интервал 1966-1997,
Диагноз
Зима**



Горизонт 1000 м,
интервал 1966-1997,
Диагноз
Зима
(увеличенный масштаб)



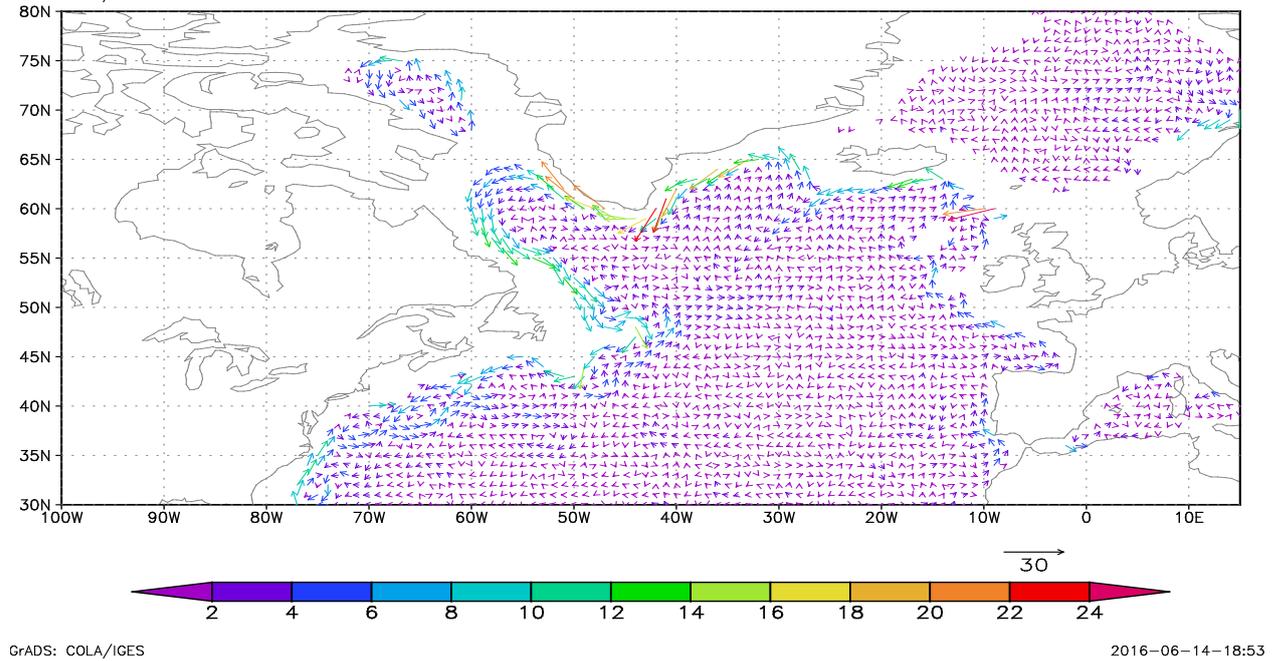
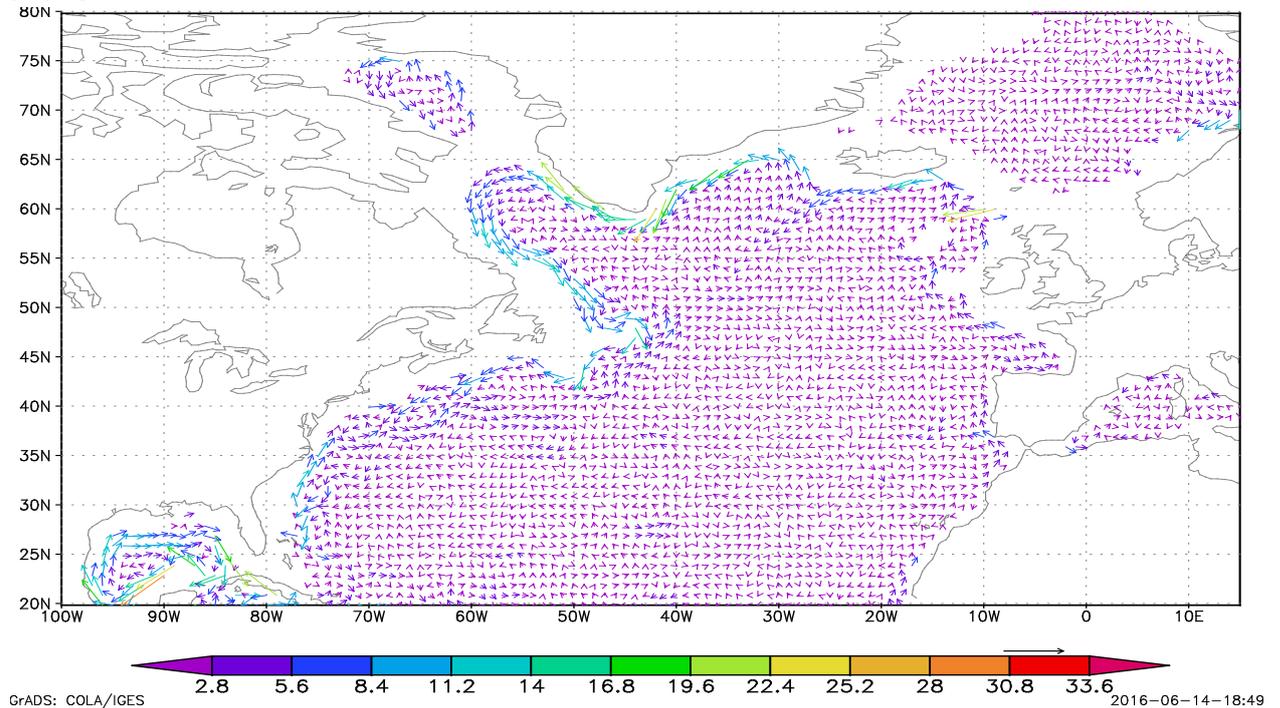
GrADS: COLA/IGES

2016-05-31-20:04

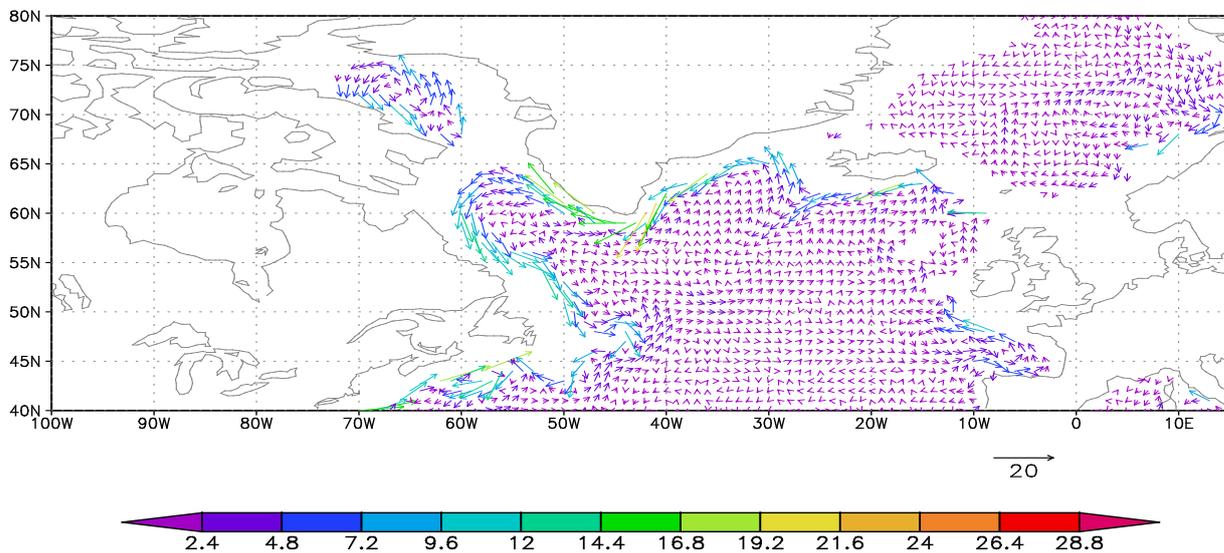
Горизонт 1000 м , интервал 1966-1997

Адаптация

Лето



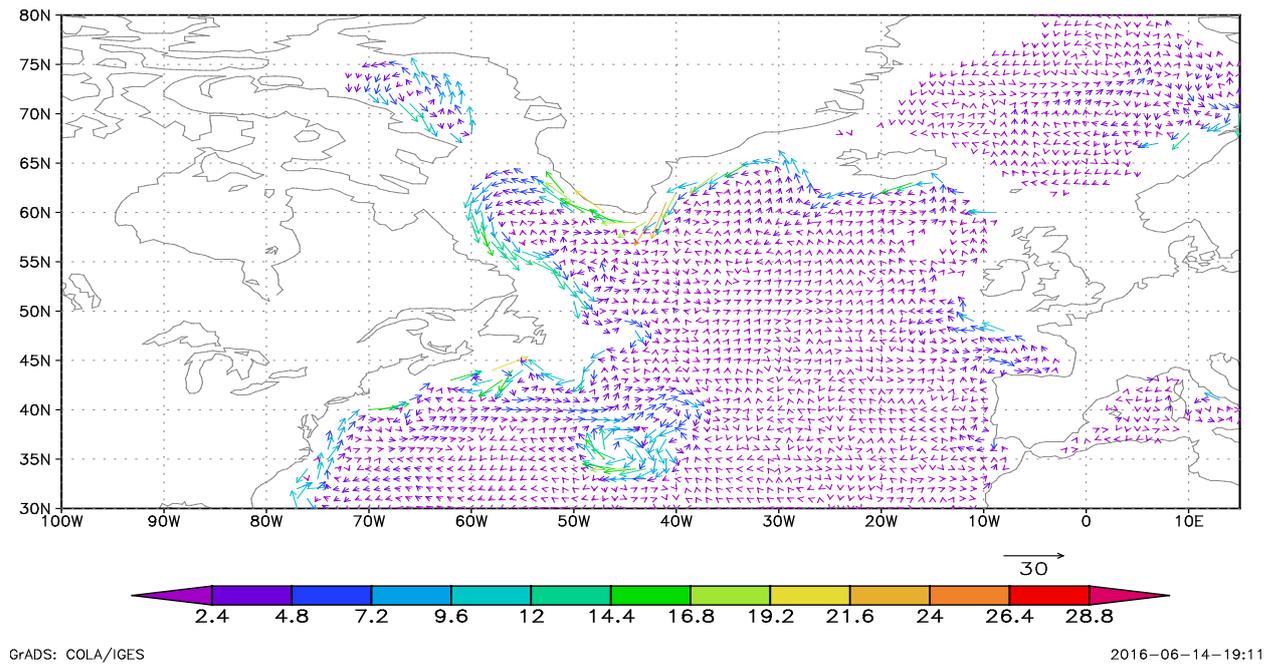
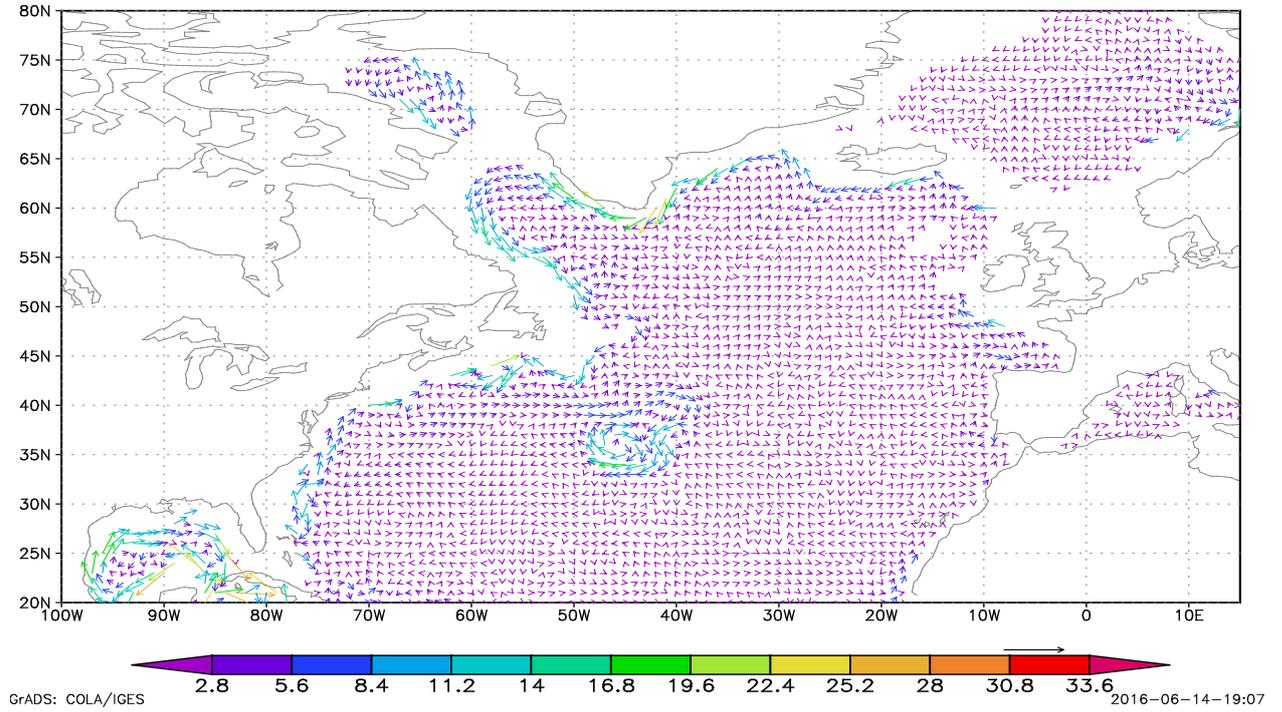
**Горизонт 1000 м ,
интервал 1966-1997
Адаптация
Лето
(увеличенный масштаб)**



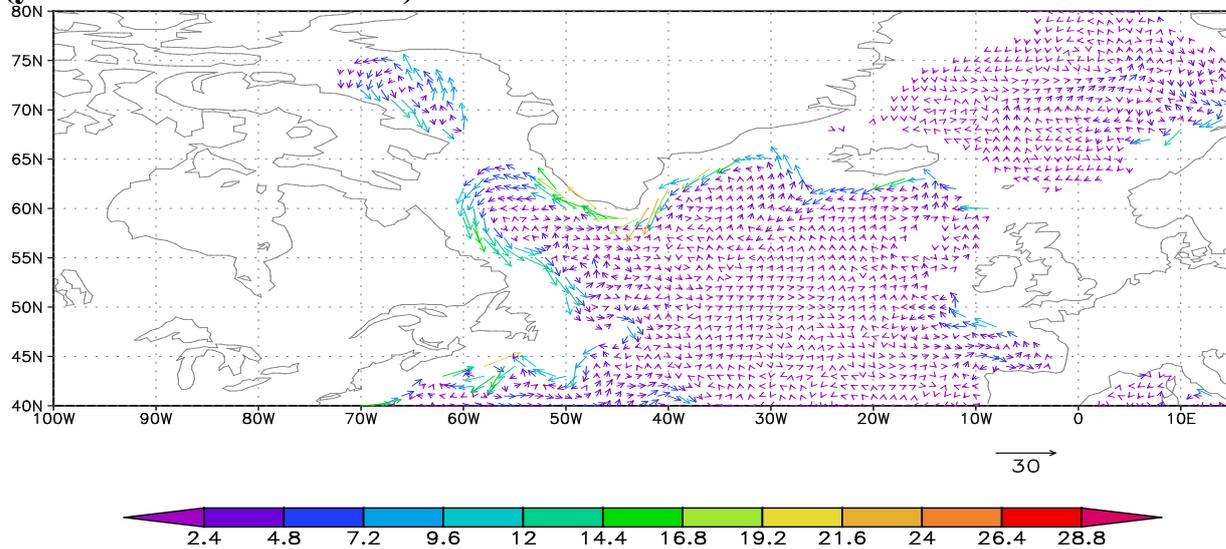
GrADS: COLA/IGES

2016-06-14-18:59

**Горизонт 1000 м ,
интервал 1966-1997
Адаптация
Зима**



**Горизонт 1000 м ,
интервал 1966-1997
Адаптация
Зима
(увеличенный масштаб)**

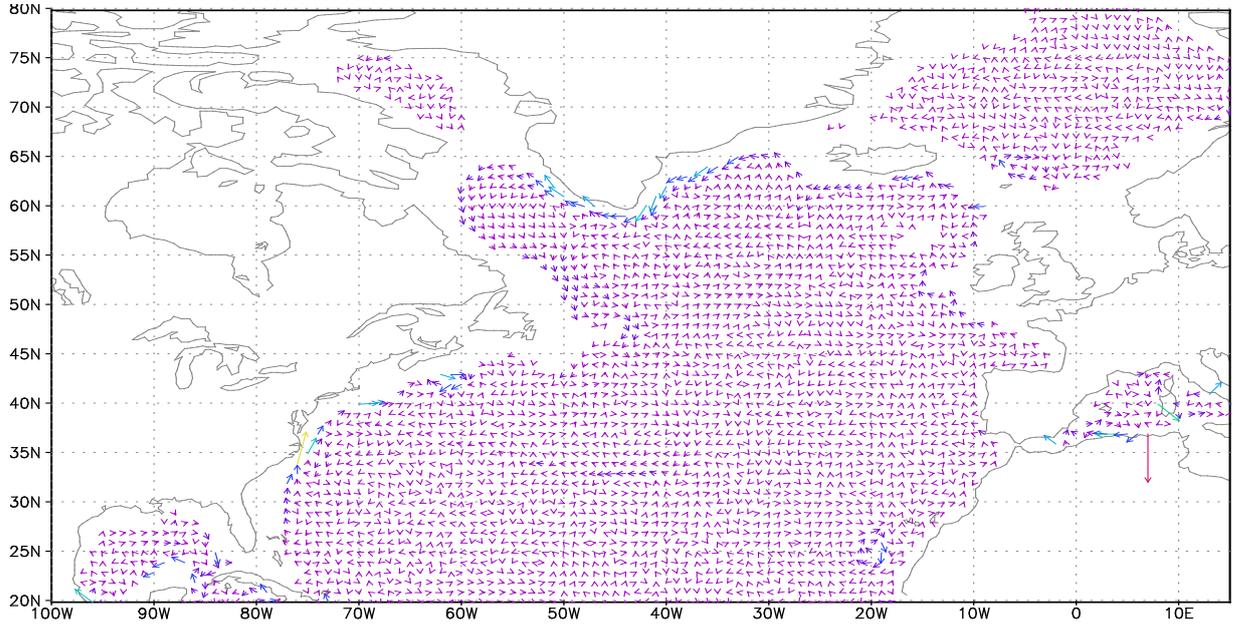


GrADS: COLA/IGES

2016-06-14-19:12

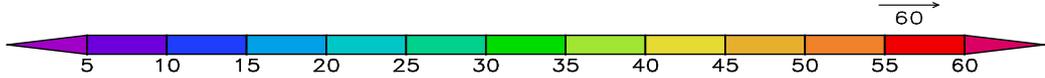
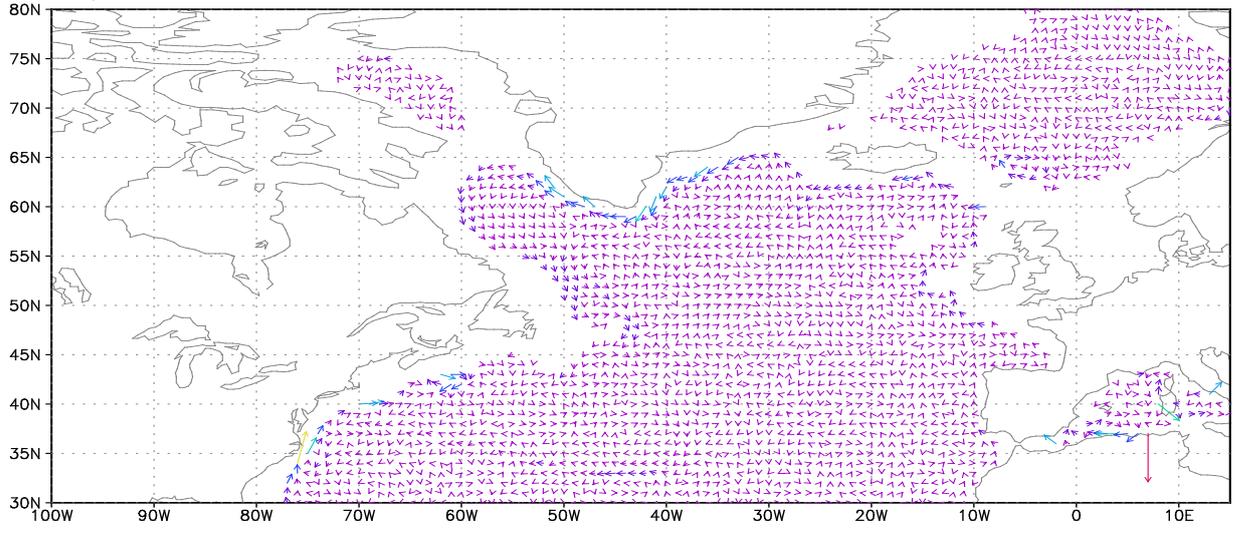
Горизонт 1000 м, интервал 1998-2010, Диагноз

Лето



GrADS: COLA/IGES

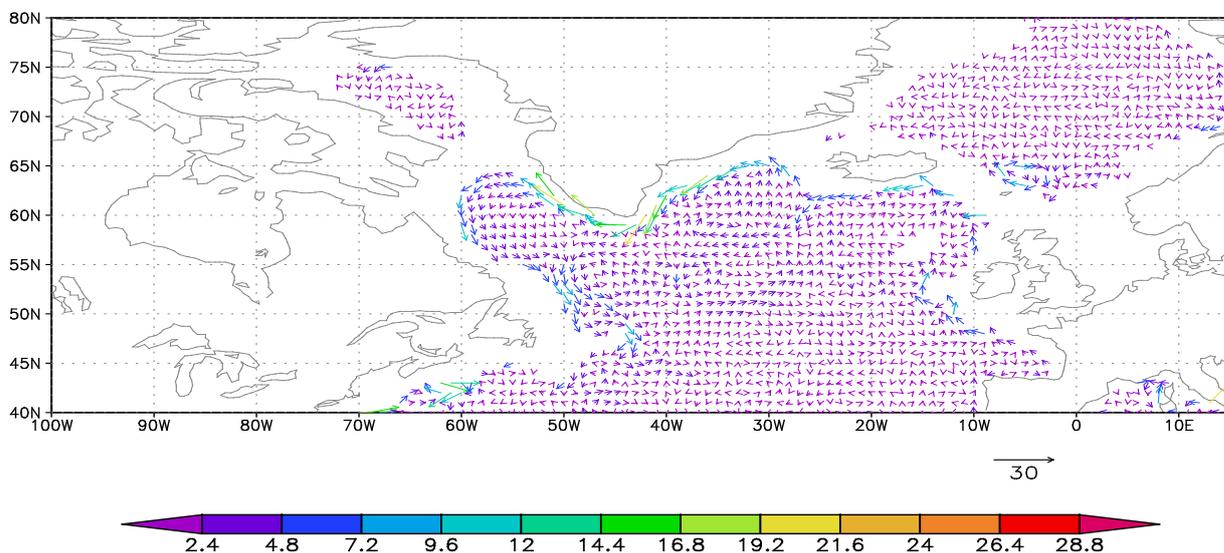
2016-06-14-19:19



GrADS: COLA/IGES

2016-06-14-19:26

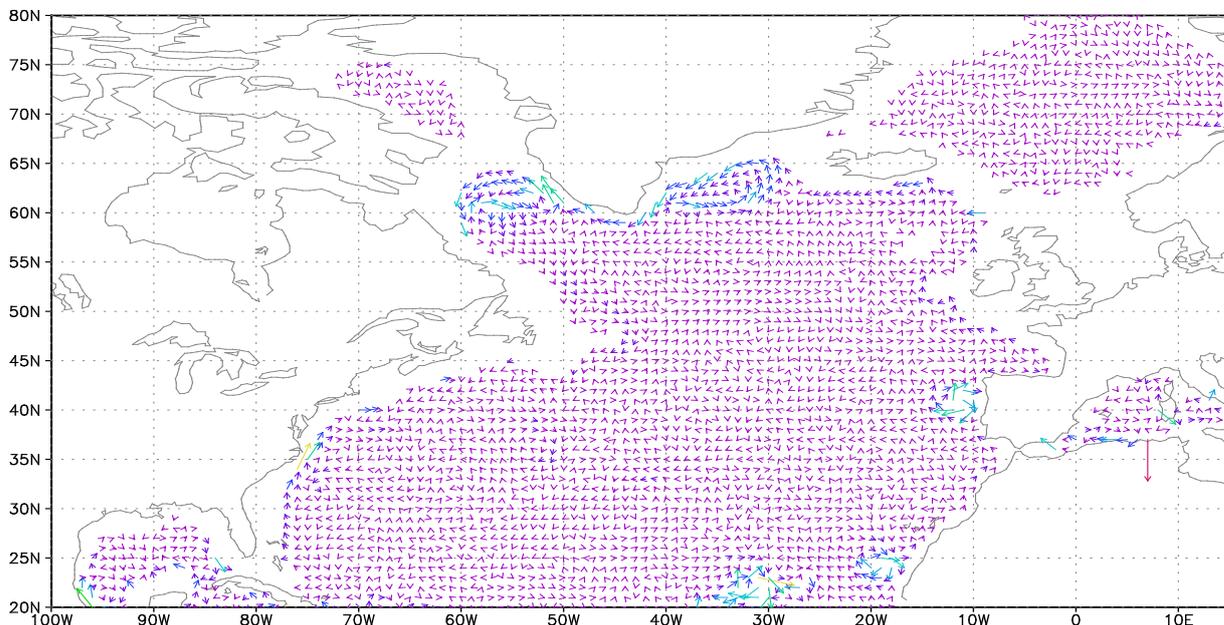
**Горизонт 1000 м,
интервал 1998-2010,
Диагноз
Лето
(увеличенный масштаб)**



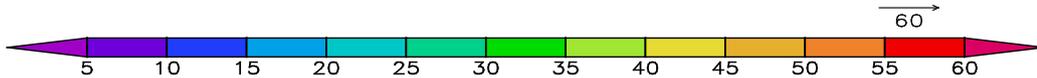
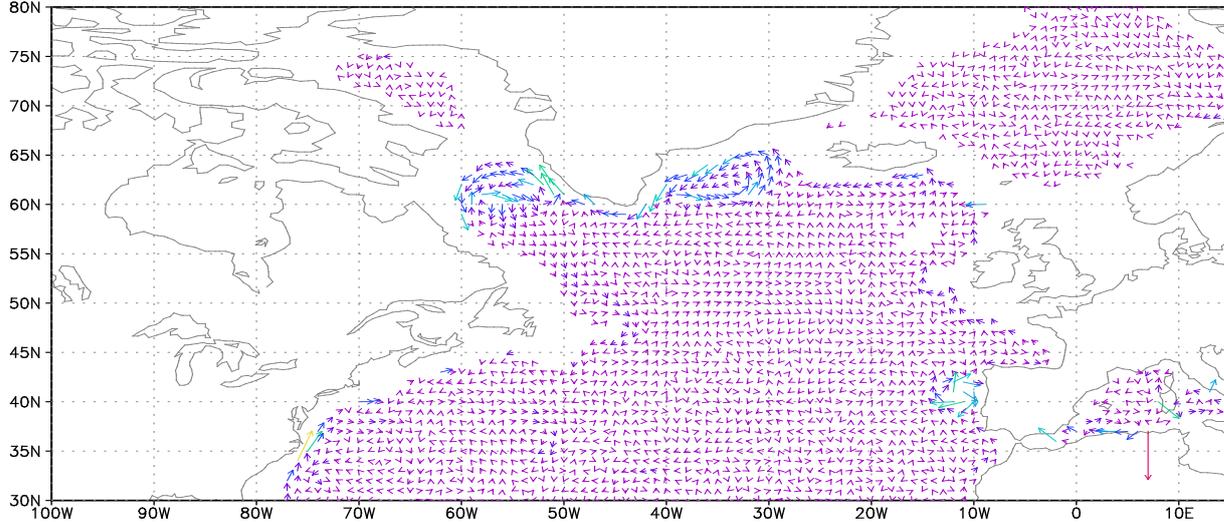
GrADS: COLA/IGES

2016-06-14-19:27

Горизонт 1000 м , интервал 1966-1997 Диагноз Зима



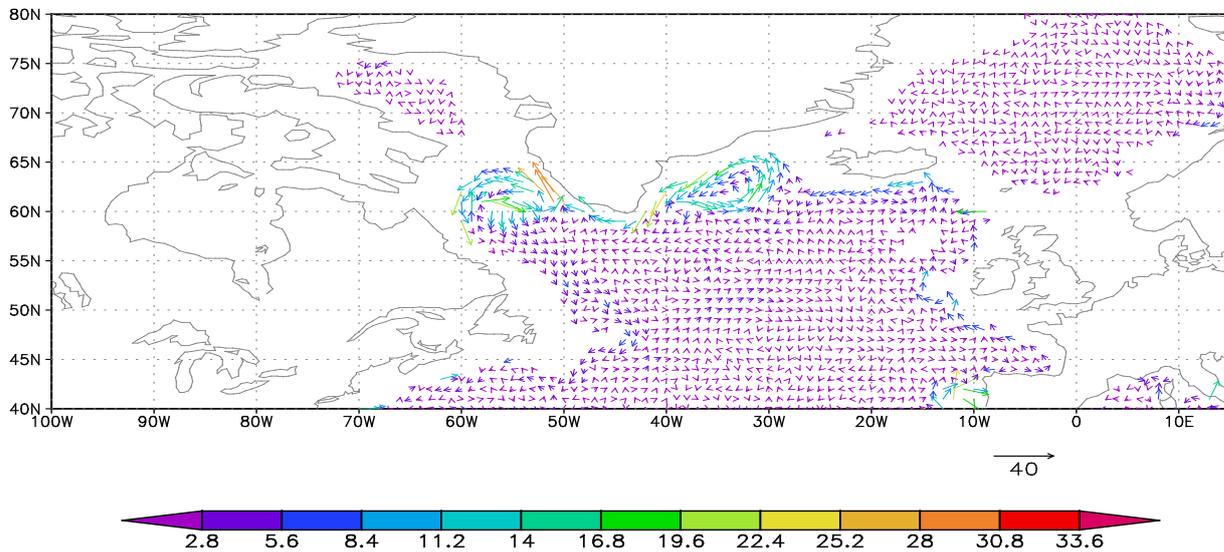
GrADS: COLA/IGES 2016-06-14-19:31



GrADS: COLA/IGES

2016-06-14-19:33

**Горизонт 1000 м ,
интервал 1966-1997
Диагноз
Зима
(увеличенный масштаб)**



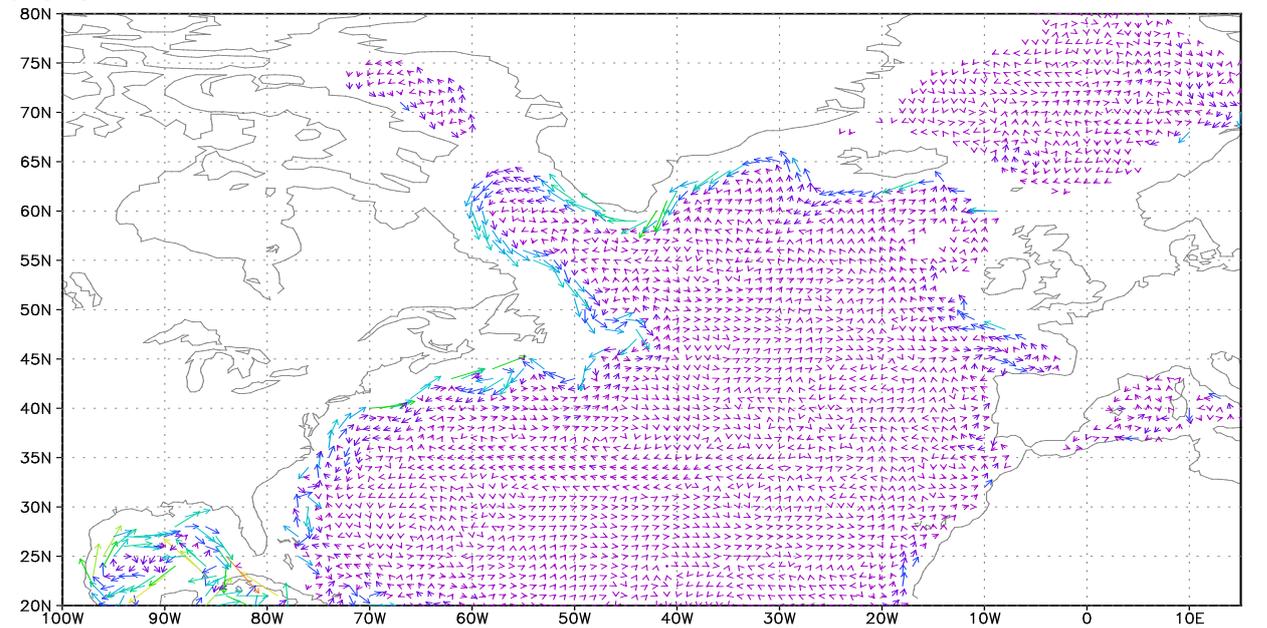
GrADS: COLA/IGES

2016-06-14-19:38

Горизонт 1000 м, интервал 1998-2010

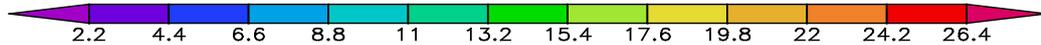
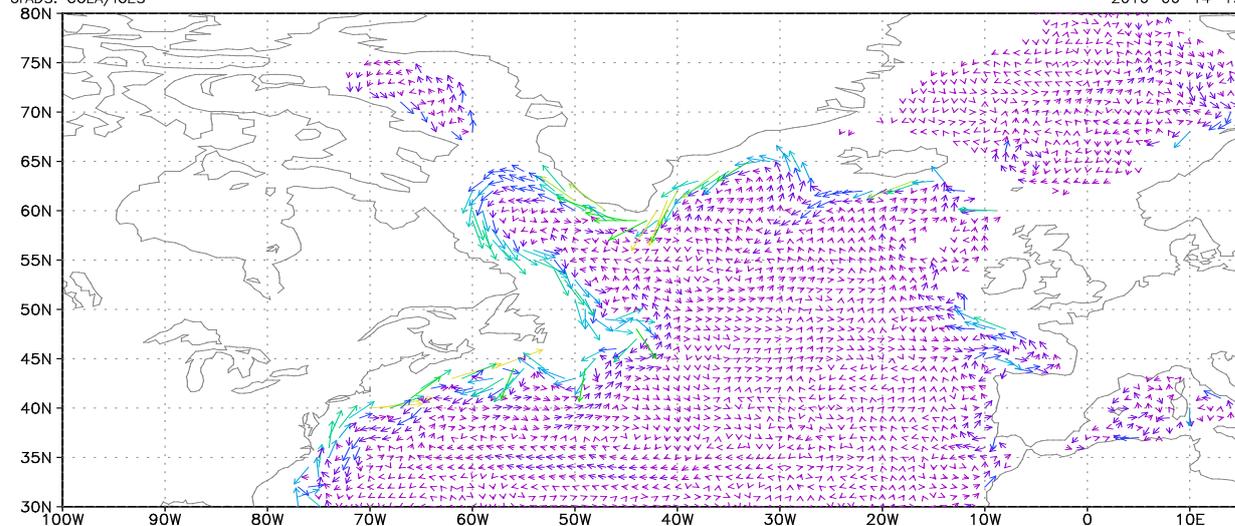
Адаптация

Лето



GrADS: COLA/IGES

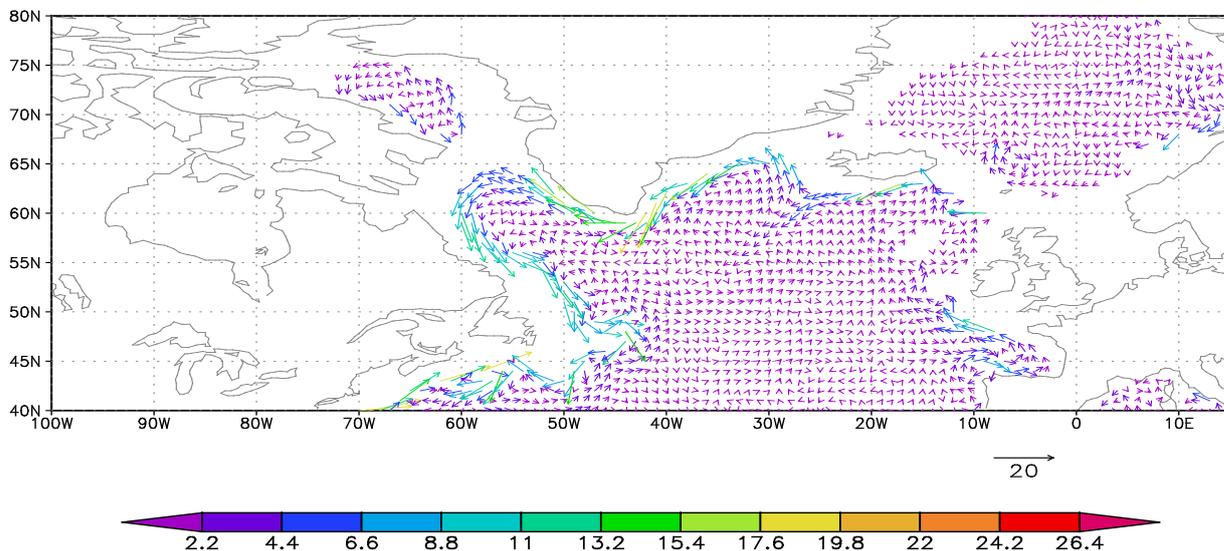
2016-06-14-19:41



GrADS: COLA/IGES

2016-06-14-19:43

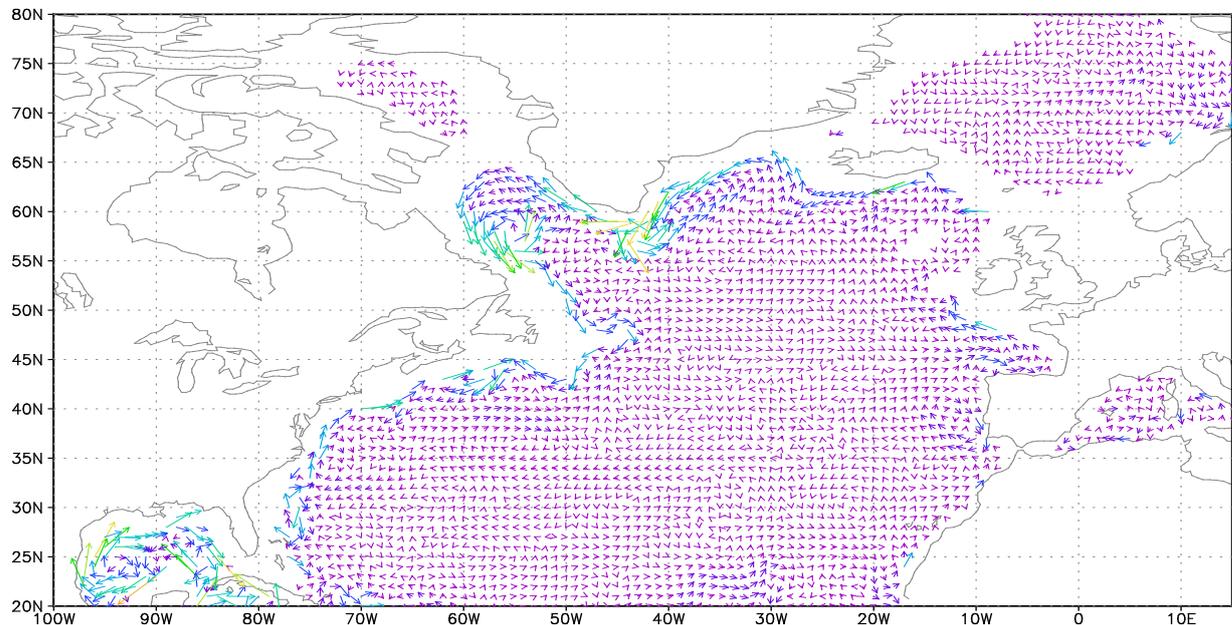
**Горизонт 1000 м,
интервал 1998-2010
Адаптация
Лето
(увеличенный масштаб)**



GrADS: COLA/IGES

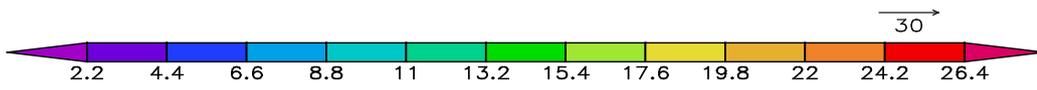
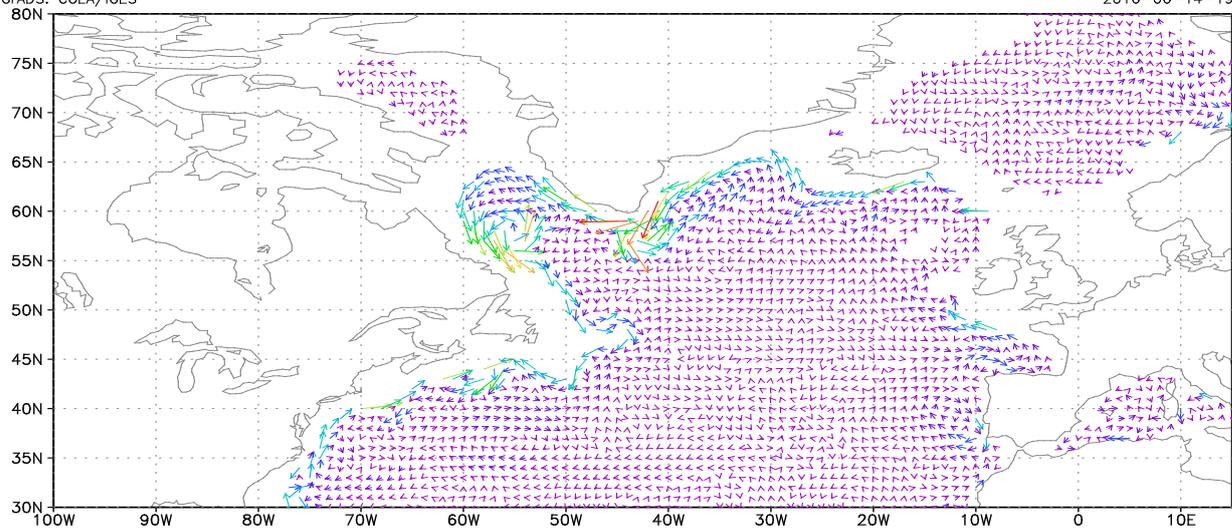
2016-06-14-19:43

**Горизонт 1000 м,
интервал 1998-2010
Адаптация
Зима**



GrADS: COLA/IGES

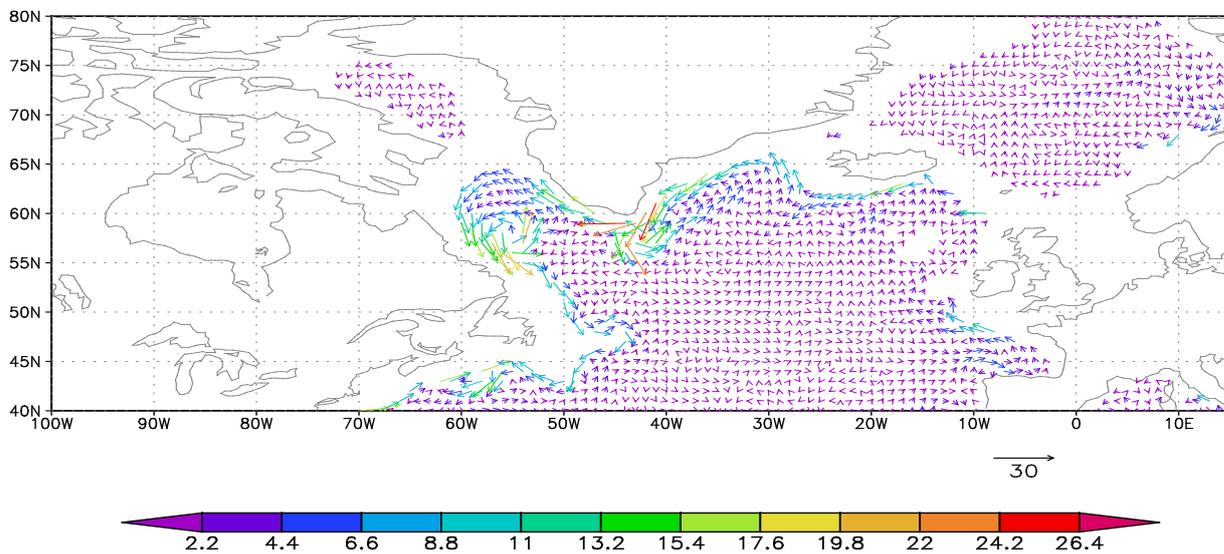
2016-06-14-19:46



GrADS: COLA/IGES

2016-06-14-19:48

**Горизонт 1000 м,
интервал 1998-2010
Адаптация
Зима
(увеличенный масштаб)**



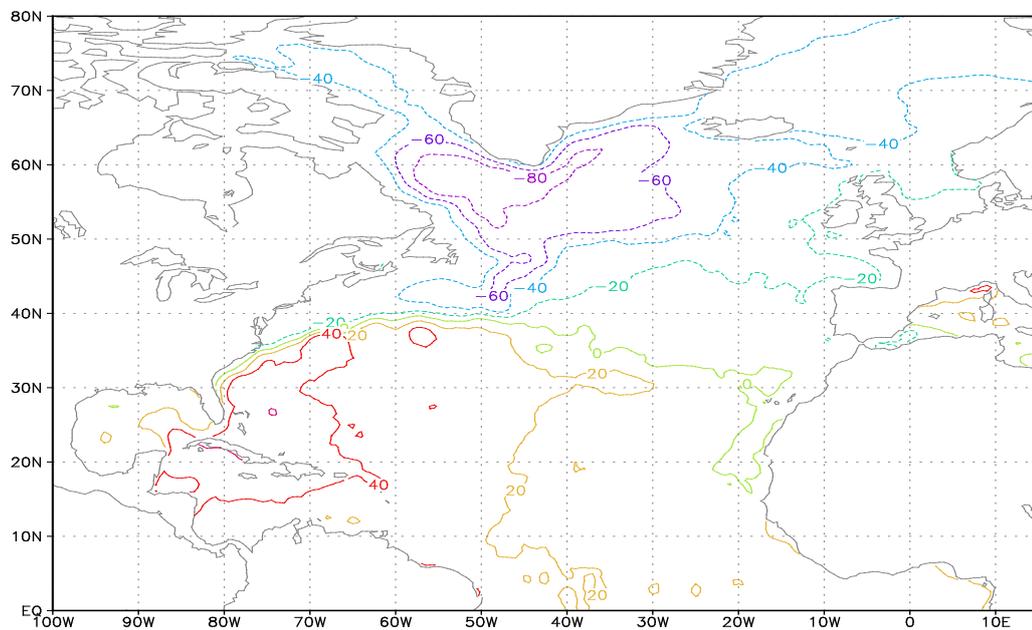
GrADS: COLA/IGES

2016-06-14-19:49

**Атласы полей уровня СА для сезонов лето, зима в
трёх интервалах мультидекадных климатических
осреднений**

Диагноз, интервал 1928-1965.

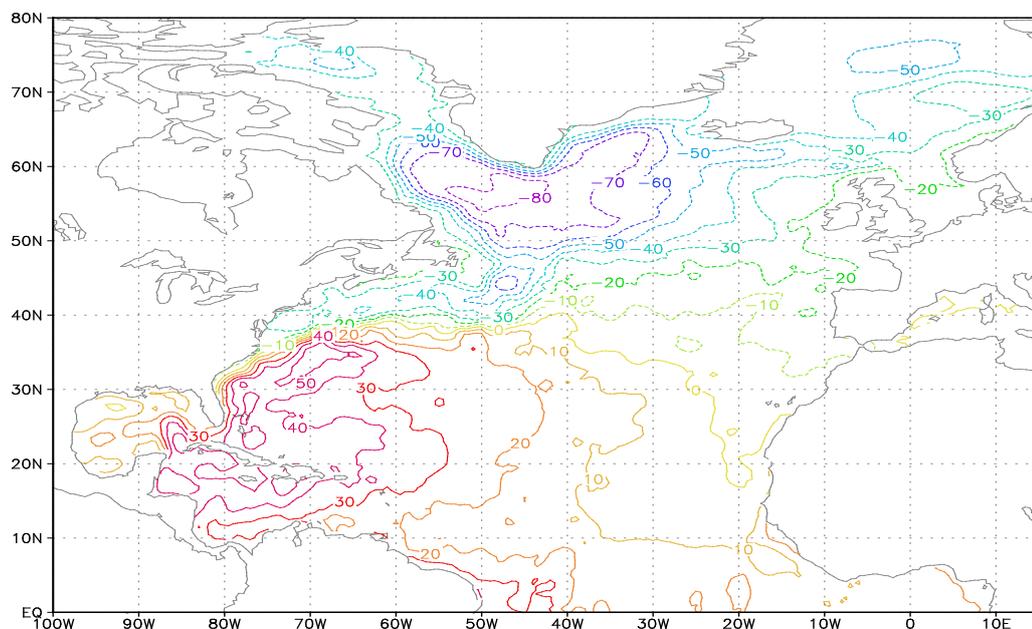
Лето



GrADS: COLA/IGES

2016-11-29-18:32

Зима

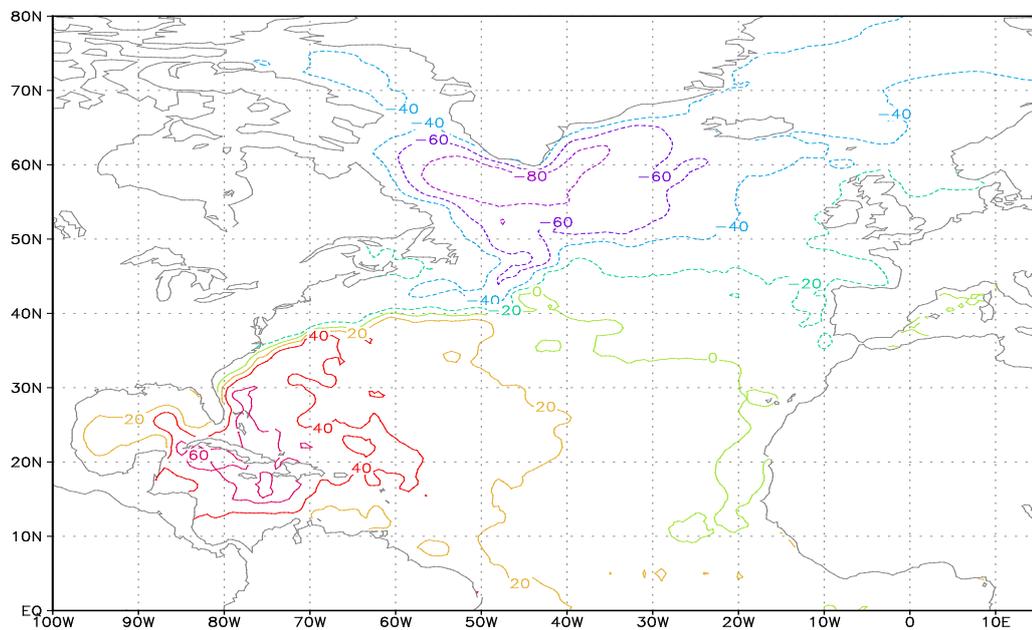


GrADS: COLA/IGES

2016-11-29-18:48

Диагноз, уровень интервал 1966-1997

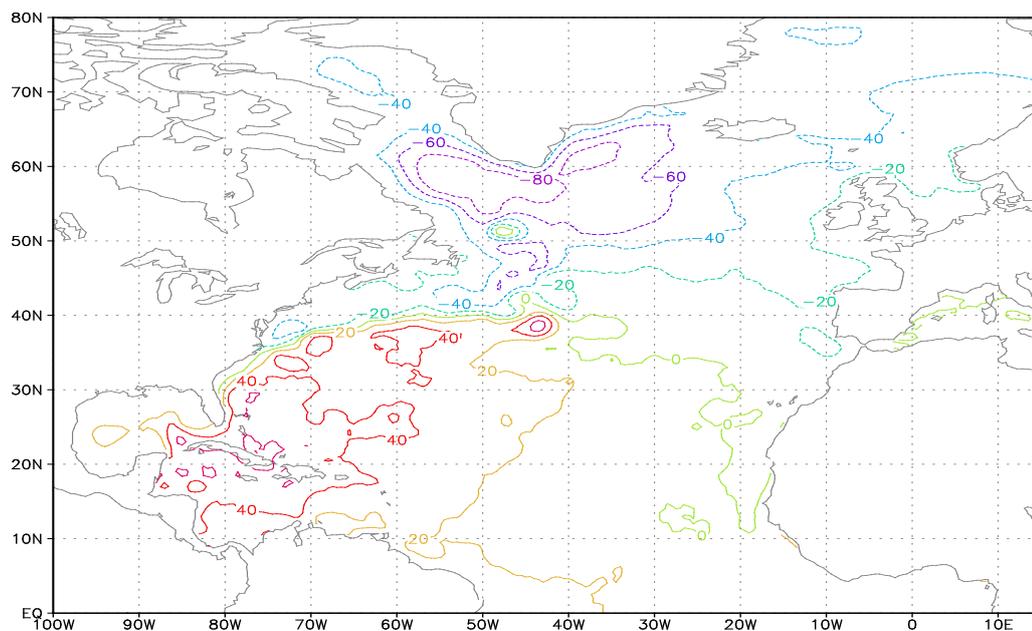
Лето



GrADS: COLA/IGES

2016-11-29-18:40

Зима

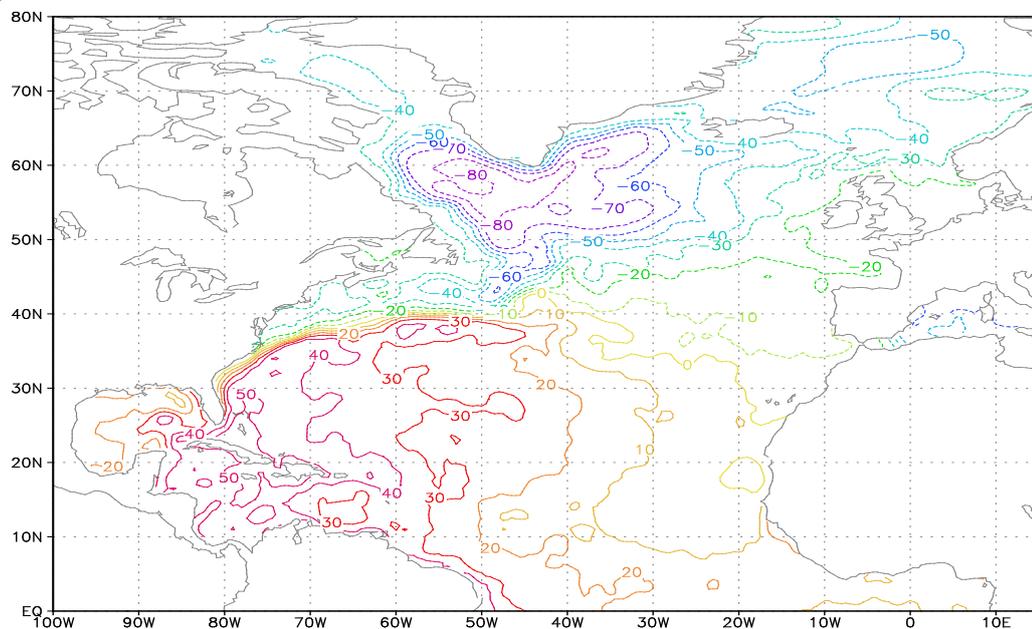


GrADS: COLA/IGES

2016-11-29-18:51

Диагноз, уровень, интервал 1998-2010

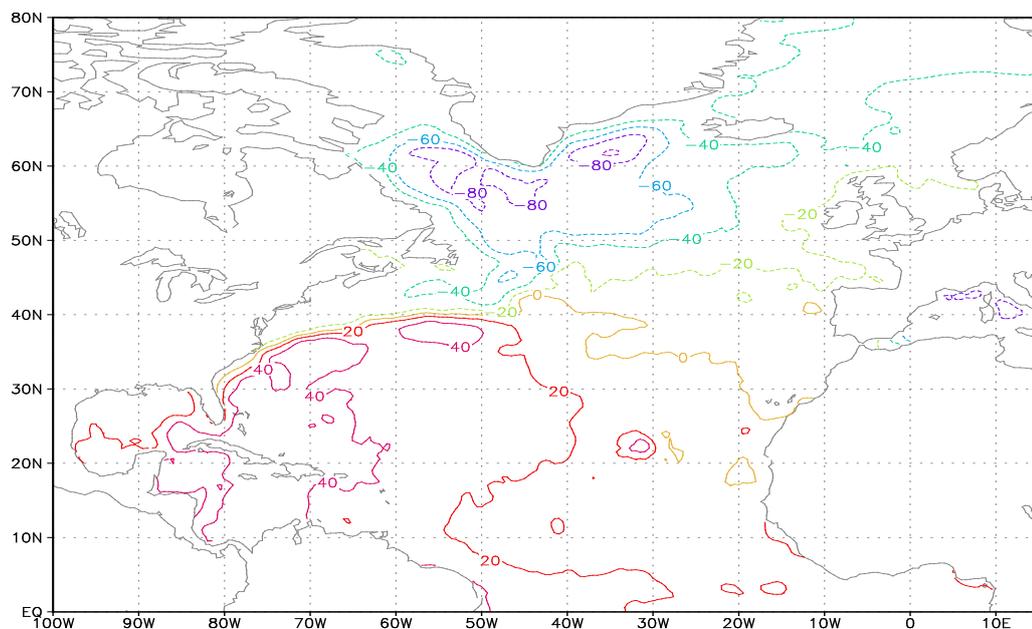
Лето



GrADS: COLA/IGES

2016-11-29-18:44

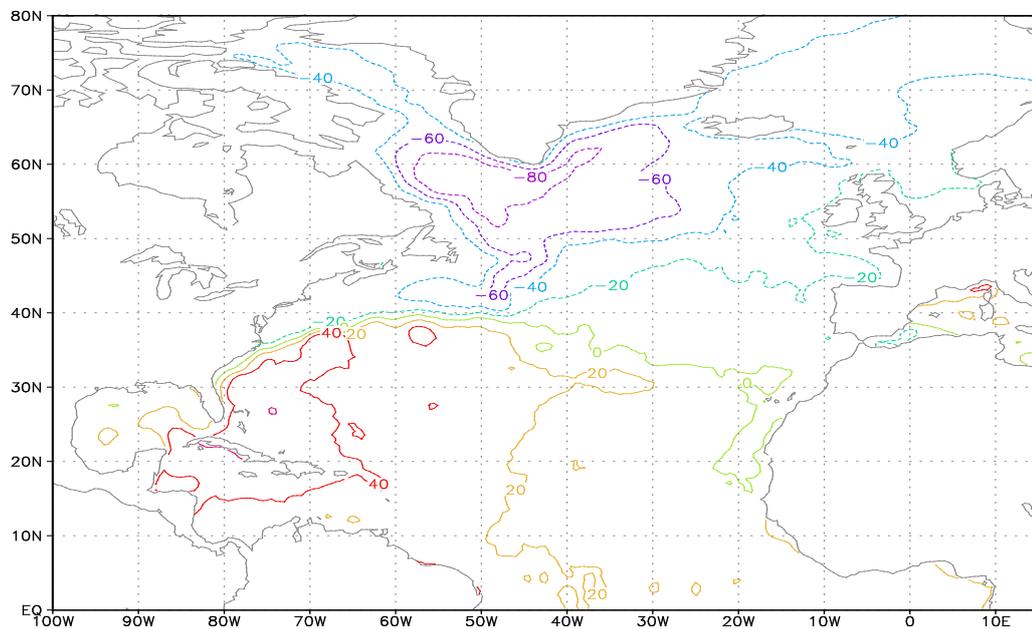
Зима



GrADS: COLA/IGES

2016-11-29-18:54

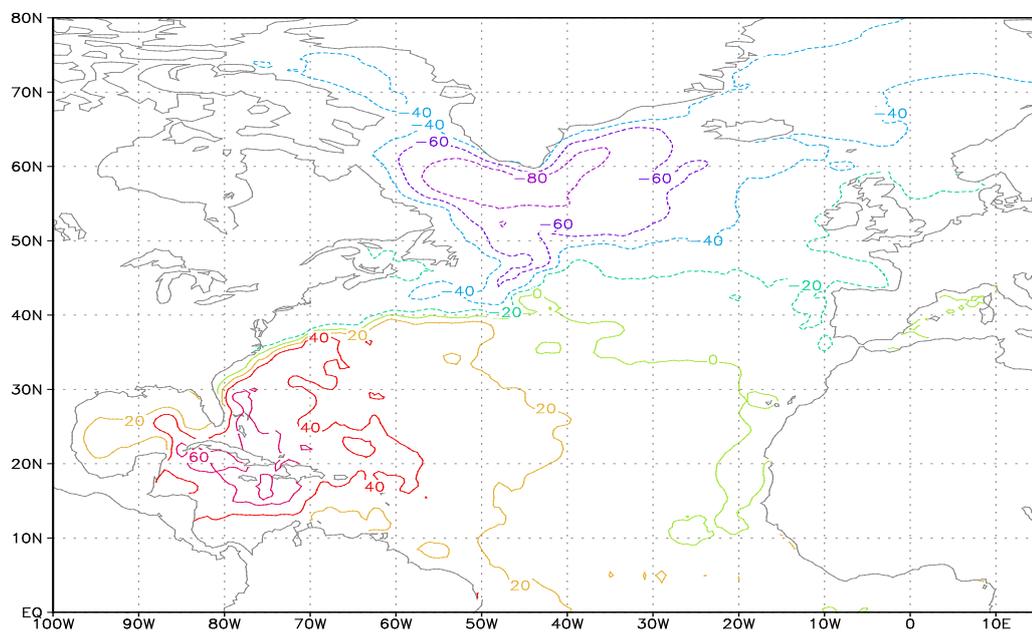
Уровень, Адаптация, интервал 1928-1965 Лето



GrADS: COLA/IGES

2016-11-29-19:00

Зима

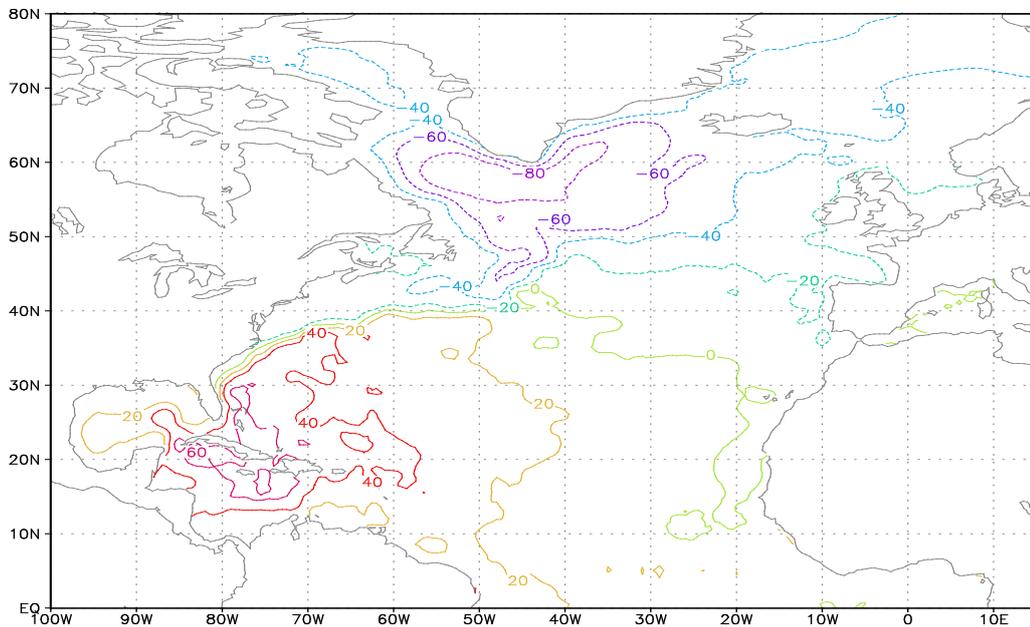


GrADS: COLA/IGES

2016-11-29-19:06

Уровень, Адаптация, интервал 1966-1997,

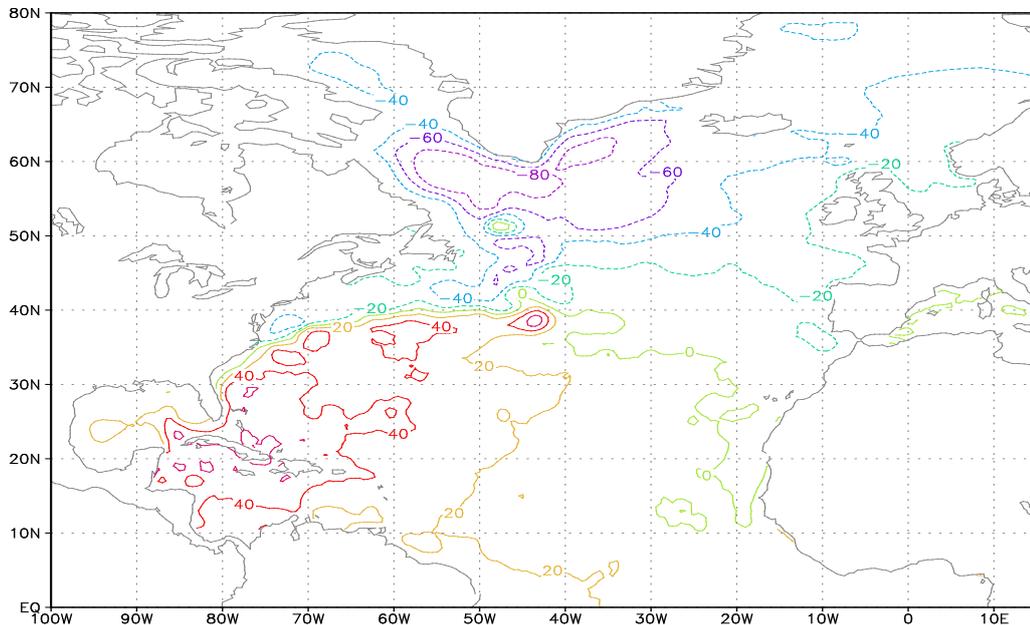
Лето



GrADS: COLA/IGES

2016-11-29-19:06

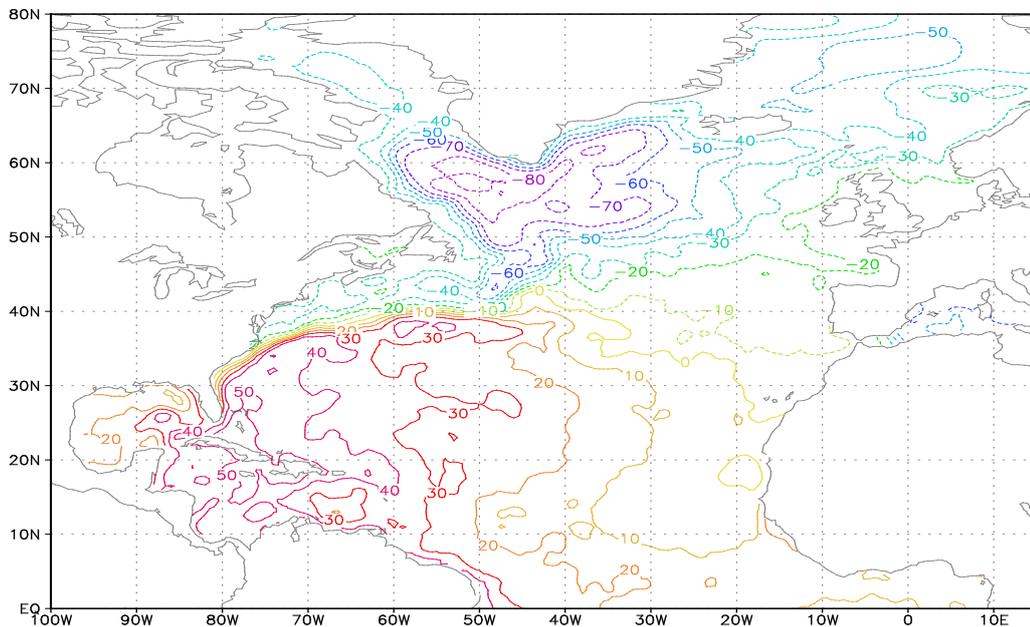
Зима



GrADS: COLA/IGES

2016-11-29-19:15

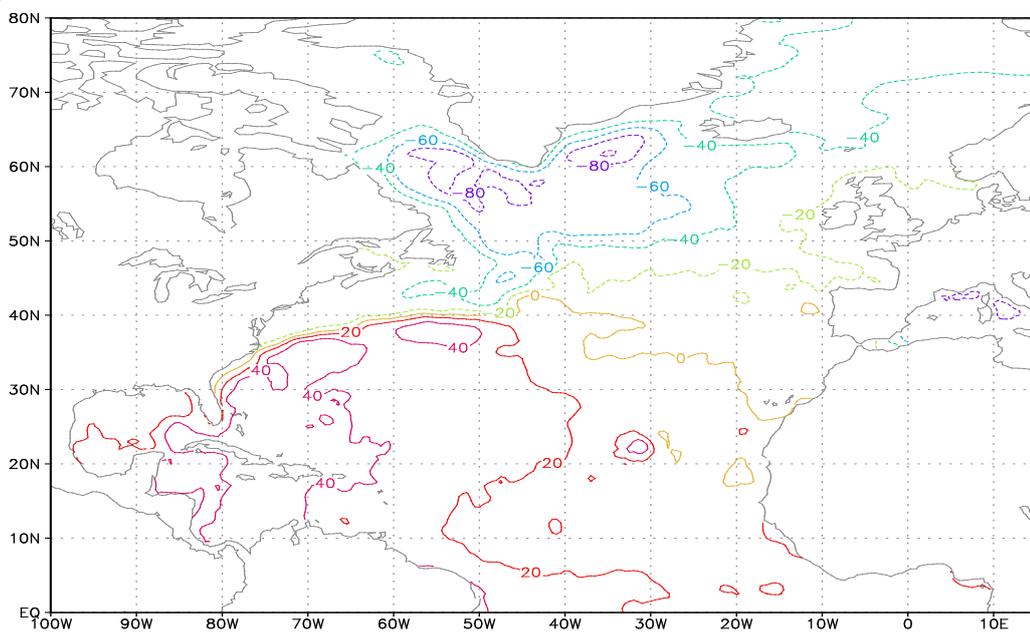
Уровень, Адаптация интервал 1998-2010 Лето



GrADS: COLA/IGES

2016-11-29-19:09

Зима



GrADS: COLA/IGES

2016-11-29-19:18