



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра метеорологии, климатологии и охраны окружающей среды

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(бакалаврская работа)

На тему **«Оценка климатических изменений в европейской части
Гольфстрима»**

Исполнитель **Бабушкина Мария Александровна**

Руководитель доктор технических наук, профессор кафедры МКОА

Лобанов Владимир Алексеевич

«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой

подпись
кандидат географических наук, доцент
Абанников Виктор Николаевич

«05» 06 2019г.

Санкт-Петербург
2019

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Теоретическое положение, географическое описание	6
1.1 Основные сведения о Гольфстриме.....	6
1.2. История научного исследования Гольфстрима.....	8
1.3. Составные части Гольфстрима.....	11
Глава 2. Формирование базы данных и климатическая обработка данных... ..	12
2.1 Формирование базы данных	12
2.2. Восстановление пропусков и приведение рядов к многолетнему периоду	15
2.2.1 Теоритические положения	15
2.2.2. Восстановление пропусков и удлинение рядов.....	19
2.3. Оценка однородности данных температуры поверхности океана.....	21
2.3.1. Теоритические положения	21
2.3.2. Анализ однородности данных ТПО.....	27
2.4. Оценка стационарности данных температуры поверхности океана.....	27
2.4.1. Теоритические положения	27
2.4.2. Оценка нестационарности данных ТПО.....	29
Глава 3. Анализ температуры поверхности океана при выходе Гольфстрима из Мексиканского залива.....	31
3.1. Теоретические положения	31
3.2. Моделирование и анализ результатов.....	36
Глава 4. Анализ температуры поверхности океана в центральной части Гольфстрима.....	47
4.1 Моделирования временных рядов ТПО	47
4.2 Анализ результатов.....	50

Глава 5. Анализ температуры поверхности океана в европейской части Гольфстрима.....	56
5.1. Общая характеристика района.....	56
5.2 Западный подрайон влияния таяния льдов	58
5.3 Восточный подрайон совместного влияния Гольфстрима и таяния льдов.....	64
Выводы	72
Список литературы.....	73

Введение

Под изменением климата понимают периодическое изменение климата Земли, вызванное изменениями в атмосфере, а также взаимодействием между атмосферой и различными другими геологическими, химическими, биологическими и географическими факторами в климатической системе Земли. Это глобальная проблема человечества. Помимо того, что климатические изменения происходят за счет естественных причин, дополнительной проблемой современности является и антропогенное влияние.

Особое значение для формирования и изменения климата имеет взаимодействие между океаном и атмосферой, которое проявляется в обмене теплом, влагой и количеством движения. Океан и атмосфера находятся в непрерывном взаимодействии.

Мировой океан имеет огромное значение для нагрева планеты. Участки суши и атмосфера поглощают лишь некоторое количество солнечного света, в то время как океан поглощает большую часть солнечного излучения. В тропических широтах вокруг экватора океан похож на массивную, сохраняющую тепло солнечную панель. Атмосфера также играет не менее важную роль в этом процессе, помогая сохранять тепло.

За пределами экваториальной зоны погодные условия в основном определяются океаническими течениями. Течения – движения водных масс в морях и океанах, по которым они распространяются обширной полосой, охватывая различные глубины. Они создаются в основном за счёт поверхностных ветров, частично градиентами температуры и солёности, вращением Земли (сила Кориолиса), приливами.

Океанические течения имеют прямое воздействие на нашу жизнь. Они определяют погоду, климат. Морские течения и ветровая система переносят тепло от экватора к полюсам и действуют как огромный двигатель для глобального климата.

На экваторе тепло от солнца особенно сильное в результате большого испарения и, следовательно, увеличения содержания соли в воде. Именно здесь начинается Гольфстрим [1].

Гольфстрим – тёплое, мощное и быстрое океаническое течение, текущее в Северной Атлантике. Он является важным обогревателем Европы, особенно её северной части, поэтому его мониторинг необходимо осуществлять. Изменчивость Гольфстрима может оказать сильное климатическое воздействие. Положение Гольфстрима контролировалось на протяжении многих десятилетий. Это и представляет интерес для изучения причин и следствий его изменчивости.

Задачей настоящего исследования является проверка гипотезы о влиянии на Гольфстрим у берегов Европы проявлений современного потепления климата, таких как нагрев температуры воды океана и таяние материковых льдов Гренландии и морских льдов в северной части Атлантики. Хотя заявленной областью исследования является Северная Атлантика, для того, чтобы понять причины изменений температуры воды в ней необходимо рассмотреть весь Гольфстрим и прилегающие к нему области океана.

Проверка данной гипотезы осуществлялась на основе исследования многолетних рядов температуры поверхности океана (ТПО) при выходе течения из Мексиканского залива, около восточных берегов Северной Америки, в северо-восточной части Атлантики, в Северном и Норвежском морях.

Глава 1. Теоретическое положение, географическое описание

1.1 Основные сведения о Гольфстриме

Гольфстрим – тёплое, мощное и быстрое океаническое течение, текущее в Северной Атлантике, берущее начало на оконечности Флориды. Он следует вдоль североамериканского побережья между мысом Хаттерас, Северная Каролина, США и береговой линией Ньюфаундленда до пересечения Атлантического океана. В общем понятии Гольфстрим также включается в Флоридское течение (между Флоридским проливом и мысом Хаттерас).

Гольфстрим является частью системы течений в Северной Атлантике, вращающейся по часовой стрелке. Его питает северо-экваториальное течение, протекающее от Северной Африки до Вест-Индии.

У северо-восточного побережья Южной Америки Северное Экваториальное течение разделяется на Карибское течение, которое проходит в Карибское море и через канал Юкатан в Мексиканский залив, и Антильское течение, которое протекает к северу и востоку от Вест-Индии. Карибское течение возвращается в Атлантику через Флоридский пролив между Флорида-Кис и Кубой, образуя Флоридское течение. Отклонённое к юго-востоку от полуострова Флорида, это быстрое течение соединяется с Антильским течением и течёт параллельно восточному побережью Соединённых Штатов примерно до мыса Хаттерас. Когда отрываются огромные круговороты тёплой воды, путь Гольфстрима искажается. Часть его образует противоток, который течёт на юг, а затем на запад. Противоток воссоединяется с Гольфстримом на морской стороне вдоль побережья Флориды и штатов Северной и Южной Каролины.

Основная часть Гольфстрима течёт дальше на север, где поворачивает всё больше на восток и проходит недалеко от Большой Ньюфаундленской банки (к югу от Ньюфаундленда). Там он распадается на закрученные течения. Некоторые из этих вихрей текут к Британским островам и Норвежскому морю и формируют Северо - Атлантическое течение. Другие течения текут на юг и восток, либо становясь частью протекающих на запад противотоков, либо

присоединяясь к Канарскому течению. Западный берег Европы и восточное побережье Северной Америки от Флориды до Ньюфаундленда находятся под влиянием Гольфстрима.



Рис.1.1 - Основные тёплые и холодные течения Северной Атлантики

Существует индекс течения Гольфстрим (The GulfStream north wall index – the GSNW index). Он указывает на аномалии в положении северной границы течения у побережья США. Аномалия широты северной границы течения определяется на основе среднемесячных и среднегодовых данных температуры

поверхности океана с 1966 г. в шести долготных точках (79°, 75°, 72°, 70°, 67°, 65° з. д.) с помощью специальной методики анализа [2, 3].

1.2. История научного исследования Гольфстрима

Историков можно назвать «учеными задним числом». Оглядываясь назад, можно сфокусироваться на одном событии или цепочке событий. Большая часть истории Америки связана с огромным количеством кораблей, проходящих или пытавшихся пройти мимо её берегов с момента её обнаружения. Почему тысячи кораблей затонули на этих рифах? Основной ответ - течение Гольфстрима, плохая погода и плохое судовождение.

Гольфстрим оказал огромное влияние на колонизацию Северной Америки. Большая часть всей колонизации от Вирджинии на юг выбрала южный путь через Атлантику, хотя он был на 2000-3000 миль дальше. Немногие обратные рейсы в Европу смогли использовать хотя бы часть Гольфстрима.

Кортес, возможно, был первым, кто отправил большое количество кораблей из Мексики на север через Флоридский пролив, а затем на восток, следуя по часовой стрелке Гольфстрима, чтобы вернуться в Испанию. Посещение любого из музеев кораблекрушения покажет результаты неудачных путешествий.

В кратком отчете "Эрреры" о судовом журнале Понсе де Леона от 22 апреля 1513 года было отмечено: "течение такое, что, несмотря на сильный ветер, они могли двигаться не вперед, а назад и, кажется, шли хорошо; в конце стало известно, что течение сильнее ветра". Это, вероятно, первое письменное свидетельство Гольфстрима, и Понсе де Леон считается его первооткрывателем.

Только шесть лет спустя некий Антон де Аламинос отплыл в Испанию из Веракруса, Мексика, следуя вдоль побережья Флориды на север, прежде чем повернуть на восток, в Европу. Этот самый Антон де Аламинос был главным

пилотом на корабле Понсе де Леона во время его предыдущего путешествия, а также плавал с Колумбом в его последнем плавании. Некоторые историки приписывают Аламиносу открытие Гольфстрима, поскольку он был первым, кто воспользовался его преимуществом.

Использование Гольфстрима привело к тому, что множество нагруженных сокровищами кораблей двинулись на север вдоль Ки, многие из которых потерпели крушение на его рифах. Туземные индейцы первыми воспользовались этими несчастными кораблекрушениями. Вскоре появилась индустрия, известная как "вредительство", или спасение товаров с потерпевших крушение кораблей.

После открытия Понсе де Леона последовали годы, и об этой океанской реке почти ничего не было написано. Возможно, они держали это в секрете. На картах 1800-х годов эта область обозначалась как "Флоридский залив", "Флоридский пролив" и "Багамский канал". Александр Даллас Бах из береговой службы США начал подробные наблюдения за этим явлением в 1845 году. Мэтью Мори в 1855 году писал: "В океане есть река. В самую суровую засуху она никогда не терпит неудачи, и в самые сильные наводнения она никогда не переполняется. Ее берега и дно состоят из холодной воды, а течения теплые. Мексиканский залив является его источником, а ее Устье находится в арктических морях. Это Гольфстрим. В мире нет другого такого величественного потока вод. Его течение более быстрое, чем Миссисипи или Амазонка".

Бенджамин Франклин и Тимоти Фольгер напечатали первую карту Гольфстрима в 1769-1770 годах. Франклин, будучи учёным, измерил температуру воды еще на трёх североатлантических переправах и зафиксировал показания. По своим показаниям он мог определить, находится ли судно в потоке или вне его, и насколько близко или далеко корабль от Америки. Франклин постулировал, что «этот поток, вероятно, порождён накоплением воды на восточном побережье Америки между тропиками, пассатами, которые постоянно дуют там». Он также зафиксировал, что западный берег ручья

значительно прохладнее (более мелкая вода), чем восточный берег. Он рассудил, что скорость потока постепенно замедляется по мере того, как он течёт на север, но может сохранять относительное тепло по сравнению с более холодной северной Атлантикой.

Наблюдения Франклина были довольно обширными и привели к относительно точной гравированной карте, сопровождаемой научными наблюдениями за потоком. Он опубликовал карту в 1770 году, чтобы помочь почтовым кораблям избежать её во время их путешествий на Запад (рис.1.2). Франклину вообще отдают должное за правильное объяснение причин потока.



Рис.2 - Карта течений Б. Франклина

Франклин даже предложил название «Гольфстрим», хотя это огромное круговое движение в Атлантическом океане и имеет мало общего с Мексиканским заливом.

В 1931 г. основан институт океанографии в Вудс-Холе, и появилось исследовательское судно «Атлантис», которое делало разрезы в разные сезоны

годы через Гольфстрим между Бермудскими островами и мысом Монток, чтобы определить солёность и температуру воды. В послевоенные годы было выяснено, что Гольфстрим разветвляется на четыре широких потока.

В конце 20 века с помощью спутниковых снимков и дрейфующих буйков выяснилось наличие в Гольфстриме вихрей и извилин и неоднородность распределения температур и солёности, изучена глубинная циркуляция, и оказалось, что она намного замысловатее поверхностной [2].

1.3. Составные части Гольфстрима

Гольфстрим представляет собой систему течений в западной и северной части Атлантического океана общей длиной свыше 10 тыс. км, направленных от берегов Флориды к Северному полярному бассейну. Согласно И Айселину, система разграничена на следующие течения: Флоридское, Гольфстрим, Северо-Атлантическое, Португальское, Ирмингера и Норвежское. Флоридское течение располагается от острова Драй-Тортуас до мыса Хаттерас, собственно Гольфстримом названа часть системы, простирающаяся от мыса Хаттерас до южной оконечности Большой Ньюфаундлендской банки, течение, идущее на северо-восток, получило название Северо-Атлантическое. Оно, двигаясь к северу Атлантического океана, образует многочисленные ответвления, основными из которых являются Португальское течение, течения Ирмингера и Норвежское течение, Норвежское в свою очередь разветвляется на Шпицбергенское и Нордкапское.

Основными чертами, которые объединяют данные течения в одну систему, являются: наличие вод, имеющих значительно более высокую температуру в сравнении с окружающими водами в течение всего года (т.н. тёплое ядро течения); наличие резкого гидрологического фронта; неразрывная полоса максимальных скоростей течений. С помощью измерений на кораблях (непрерывная регистрация температуры воды) подтвердилась гипотеза о том,

что Гольфстрим является «рекой тёплой воды» в поверхностном слое океана [2, 3].

Глава 2. Формирование базы данных и климатическая обработка данных

2.1 Формирование базы данных

В настоящем исследовании используются данные аномалий температуры поверхности океана (ТПО) в узлах регулярной сетки с шагом $5^{\circ} \times 5^{\circ}$. Эти данные были взяты с сайта NOAA Merged Land Ocean Global Surface Temperature Analysis (анализ глобальной приземной температуры поверхности океана) (<https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/marineocean-data/noaa-global-surface-temperature-noaaglobaltemp>). Он является частью сайта центра по окружающей среде национальной администрации по океану и атмосфере США (NOAA National Centers for Environmental Information (NCEI)) <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/>, на котором можно найти многолетние данные по климатическим характеристикам и по палеоклиматологии.

Национальный центр климатической информации США (NCEI) получает и архивирует метеорологические данные с морских судов, пришвартованных и дрейфующих буев, береговых станций, буровых установок и платформ. Временная частота наблюдений варьируется от ежечасных до шестичасовых синоптических и носит глобальный характер в пространственном охвате.

Объединённый набор данных анализа глобальной температуры поверхности суши в океане (NOAA Merged Land Ocean Global Surface Temperature Analysis Dataset (NOAAGlobalTemp)) представляет собой объединённый анализ температуры поверхности суши и океана (ранее известный как MLOST). Это пространственно сетчатый ($5^{\circ} \times 5^{\circ}$) набор данных температуры поверхности по всему земному шару с ежемесячным разрешением с января 1880 года по настоящее время. Объединяется глобальный набор данных о температуре поверхности моря (воды) (SST) с глобальным набором данных о температуре воздуха на поверхности земли в этот объединённый набор данных о температуре поверхности Земли и океана. Набор данных SST -

это расширенная реконструированная температура морской поверхности (ERSST). Набор данных о температуре воздуха на поверхности Земли аналогичен ERSST, но использует данные из базы данных глобальной исторической климатологической сети Monthly (GHCN-M). У всех выбранных точек достаточно продолжительные ряды для климатического анализа.

Область исследования – пространство от северного берега Кубы до Гренландского моря по широте ($72,5^{\circ}$ с.ш. – $22,5^{\circ}$ с.ш.) и от Мексиканского залива до берегов Норвегии по долготе ($12,5^{\circ}$ в.д. - $2,5^{\circ}$ в.д.; $2,5^{\circ}$ з.д. – $77,^{\circ}$ з.д.). В общем итоге было взято 60 точек. Область выбиралась с учётом расположения там Гольфстрима. Для удобства представления и для дальнейшего климатического воспроизведения точки были нанесены на карту. Для этого с помощью программного обеспечения ГИС MapInfo был создан геоинформационный слой координат точек. Полученный результат представлен на рисунке 2.1. Чёрным контуром обведены границы Гольфстрима.

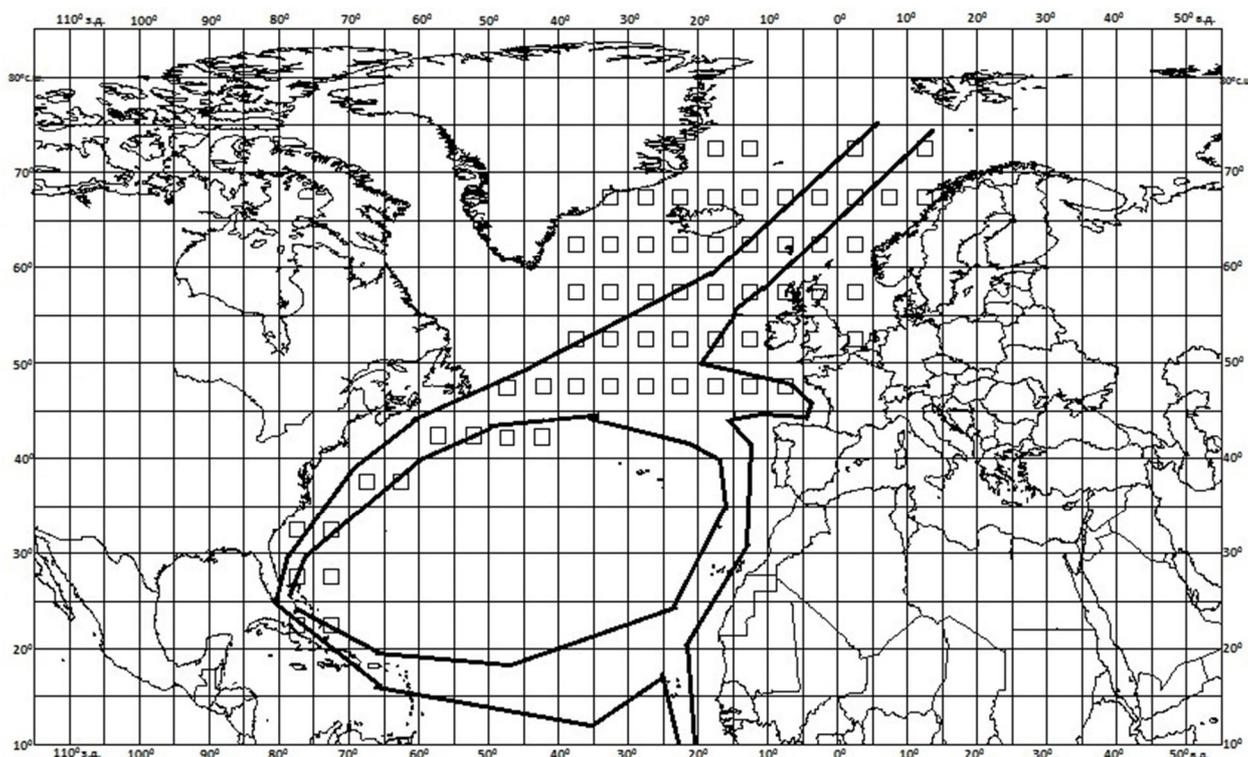


Рис. 2.1 - Расположение точек и границ Гольфстрима на карте

Для исследования вся данная область делится на три района:

- район, связанный с влиянием потока, вытекающего из Мексиканского залива и с оценкой его температурных изменений во времени, за счет возможного роста температуры воды (Флоридское течение и Гольфстрим или западный район);
- район, связанный с поворотом Гольфстрима от берегов Северной Америки на восток и пересечением Атлантики, в котором может изменяться северная граница Гольфстрима (Северо-Атлантическое течение или центральный район);
- район северной Атлантики и северной Европы, подверженный таянию материкового льда Гренландии и морских льдов Северного ледовитого океана (Норвежское течение или европейский район Гольфстрима).

Выделение этих районов обусловлено также и предварительно установленной разной динамикой изменения аномалий ТПО в них, т.е. районы априори были выбраны по однородности изменений во временных рядах.

В работе рассматриваются только зимние месяцы: декабрь, январь, февраль, но упор приходится на февраль, так как это месяц с самыми холодными температурами воздуха для морского климата и самым большим термическим эффектом Гольфстрима.

С помощью программного обеспечения СУБД «Гидрорасчёты» была сформирована региональная база данных многолетних рядов среднемесячной температуры поверхности океана с периодом наблюдений 1930-2018 гг. и максимальной продолжительностью рядов 89 лет, хотя в ряде случаев имеют место пропуски наблюдений, особенно в северных точках. Географические координаты и номера точек представлены в таблице 2.1.1.

Таблица 2.1 – Координаты выбранных точек ТПО в Северной Атлантике

номер	широта, град	долгота, град	номер	широта, град	долгота, град	номер	широта, град	долгота, град
10001	72.5	12.5	10002	67.5	12.5	10003	67.5	7.5
10004	72.5	2.5	10005	67.5	2.5	10006	62.5	2.5

10007	57.5	2.5	10008	52.5	2.5	10009	67.5	-2.5
10010	62.5	-2.5	10011	57.5	-2.5	10012	67.5	-7.5
10013	62.5	-7.5	10014	57.5	-7.5	10015	47.5	-7.5
10016	72.5	-12.5	10017	67.5	-12.5	10018	62.5	-12.5
10019	57.5	-12.5	10020	52.5	-12.5	10021	47.5	-12.5
10022	72.5	-17.5	10023	67.5	-17.5	10024	62.5	-17.5
10025	57.5	-17.5	10026	52.5	-17.5	10027	47.5	-17.5
10028	67.5	-22.5	10029	62.5	-22.5	10030	57.5	-22.5
10031	52.5	-22.5	10032	47.5	-22.5	10033	67.5	-27.5
10034	62.5	-27.5	10035	57.5	-27.5	10036	52.5	-27.5
10037	47.5	-27.5	10038	67.5	-32.5	10039	62.5	-32.5
10040	57.5	-32.5	10041	52.5	-32.5	10042	47.5	-32.5
10043	62.5	-37.5	10044	57.5	-37.5	10045	52.5	-37.5
10046	47.5	-37.5	10047	32.5	-72.5	10048	27.5	-72.5
10049	22.5	-72.5	10050	32.5	-77.5	10051	27.5	-77.5
10052	22.5	-77.5	10053	37.5	-67.5	10054	37.5	-62.5
10055	42.5	-57.5	10056	42.5	-52.5	10057	42.5	47.5
10058	42.5	42.5	10059	47.5	-47.5	10060	47.5	-42.5

2.2. Восстановление пропусков и приведение рядов к многолетнему периоду

2.2.1 Теоритические положения

Восстановление отсутствующих данных наблюдений и приведение рядов к многолетнему периоду основывается на создании уравнений регрессии с одним или несколькими предполагаемыми аналогами, имеющие более длительный период наблюдений и данные наблюдений в те годы, которые были пропущены.

Последовательность приведения к многолетнему периоду состоит в следующем:

- все уравнения, которые удовлетворяют условиям эффективности, располагаются в порядке убывания коэффициентов корреляции;

- восстанавливаются погодичные значения для метеорологической характеристики для данного пункта за период совместных наблюдений в пунктах-аналогах по уравнению с наибольшим значением коэффициента корреляции;
- на следующем этапе используются регрессионные уравнения, коэффициенты корреляции которых должны быть меньше предыдущего, но больше остальных;
- далее идёт поэтапное восстановление погодичных значений метеорологической характеристики, которое продолжается до того, пока не будут использованы все регрессионные уравнения, которые отвечают условиям эффективности.

Уравнение множественной линейной регрессии, по которому идёт восстановление, выглядит следующим образом:

$$Y = k_0 + k_1Y_1 + k_2Y_2 + \dots + k_jY_j + \dots + k_lY_l, \quad (2.1)$$

где Y – значения метеорологической характеристики в данном пункте; Y_j – значения метеорологической характеристики в пунктах - аналогах; k_0 – свободный член; k_j – коэффициенты уравнения регрессии при $j = 1, 2, \dots, l$; l – число пунктов - аналогов.

Необходимы следующие условия рассматриваемого пункта с аналогами для эффективного уравнения связи:

$$n' \geq 6 - 10, R \geq R_{кр}, R/\sigma_R \geq A_{кр}, k/\sigma_k \geq B_{кр}, \quad (2.2)$$

где n' – число совместных лет наблюдений в приводимом пункте и пунктах-аналогах ($n' \geq 6$ при одном аналоге, $n' \geq 10$ при двух и более аналогах); R – коэффициент парной или множественной корреляции между значениями гидрометеорологической величины в исходном пункте и их значениями в

пунктах - аналогах; $R_{кр}$ – критическое значение коэффициента парной или множественной корреляции (обычно задают $\geq 0,7$); k – коэффициенты уравнения регрессии; σ_k – средняя квадратическая погрешность коэффициента уравнения регрессии; $A_{кр}$, $B_{кр}$ – критические значения отношений R/σ_k и k/σ_k (обычно задаётся $\geq 2,0$).

Из критического анализа условий получается, что условие $R/\sigma_k \geq A_{кр}$ избыточное и может быть исключено, ибо величина доверительного интервала для R функционально зависит от n' и R и при $n' \geq 6,0$ и $R_{кр} \geq 0,7$ коэффициент R всегда будет статистически значим. Известно также, что:

$$\sigma_\varepsilon = \sigma_Y \sqrt{1 - R^2}, \quad (2.3)$$

где σ_ε – среднее квадратическое отклонение остатков (разностей между фактическими и расчётными значениями); σ_Y – стандартное (среднее квадратическое) отклонение приводимого к многолетнему периоду ряда.

Данное отношение $\sigma_\varepsilon / \sigma_Y$ описывает относительную погрешность расчётного значения. При $R = 0,7$ погрешность равняется 51%. Поэтому необходимо брать $R_{кр} \geq 0,75$, что соответствует погрешности около 44%. Чтобы исключить так называемые ложные корреляции, необходимо вводить предельное расстояние от исходной станции - радиус круга ($Rad_{кр}$), внутри которого выбираются аналоги (в км), а также выбрать условие $n' \geq 10$. Чтобы исключить наличие отдельных «выбросов» восстановленных данных, следует ввести предельную относительную погрешность: отношение σ_ε к восстановленному значению (Y_p) и (или) к исходной вариации ряда (σ_Y). В этом случае предельная относительная погрешность равняется 20 %. В конечном итоге новый вариант будет выглядеть следующим образом:

$$Rad \geq Rad_{кр}, n' \geq 10, R \geq 0,75, k/\sigma_k \geq 2,$$

$$\sigma_\varepsilon/Y_p \leq \Delta'_{кр} (20 - 40\%), \sigma_\varepsilon/\sigma_Y \leq \Delta_{кр} (20 - 40\%) \quad (2.4)$$

Восстановленные данные, которые получены на основе метода наименьших квадратов (МНК), имеют дисперсию, систематически заниженную. Исключение систематической смещённости дисперсии восстановленных данных происходит путём введения поправки в восстановленные значения метеорологической характеристики, в результате которой несмещенные восстановленные величины определяются по следующей формуле:

$$Q'_i = \frac{(Q_i - \overline{Q_n})}{R + \overline{Q_n}}, \quad (2.5)$$

где Q_i – значения метеорологических характеристик, рассчитанные по уравнению регрессии; $\overline{Q_n}$ - среднее значение приводимого ряда за совместный с пунктом-аналогом период.

Получение восстановленных значений важно, но недостаточно. Вторым важным аспектом восстановления является оценка его эффективности. Для оценки эффективности восстановленных значений разработан ряд показателей. Стандартная погрешность восстановления определяется по формуле, в качестве более информативных показателей обобщенных оценок восстановления приняты:

- количество восстановленных лет (абсолютное Δn и относительное $\Delta n' (\%) = (N - n)/n * 100\%$);
- отношение дисперсии восстановленных значений к дисперсии наблюдаемых значений (критерий Фишера), которое характеризует однородность восстановления;

- критерий Стьюдента для оценки однородности среднего восстановленных значений по отношению к среднему наблюдаемых данных.

При этом необходимо отметить, что два последних показателя оценки однородности средних и дисперсий имеют значение в случае, когда число наблюдаемых и восстановленных данных примерно одинаковое [4].

2.2.2. Восстановление пропусков и удлинение рядов

Используя программу «Восстановление пропусков и удлинение рядов» в СУБД «Гидрорасчёты» были восстановлены пропуски в данных и увеличены ряды для февраля и результаты представлены в таблице 2.2.

Таблица 2.2 - Результаты восстановления данных аномалий ТПО для февраля

февраль			
Код точки	кол-во факт.	кол-во восст.	кол-во лет после восст.
10002	63	21	84
10003	42	42	84
10005	66	18	84
10006	70	8	78
10007	71	9	80
10008	66	13	79
1009	64	20	84
10010	69	14	83
10011	67	13	80
10012	64	20	84
10013	67	17	84
10014	67	14	81
10015	77	7	84
10016	61	21	82
10017	63	20	83
10018	69	14	83
10019	63	21	84
10020	68	18	86
10021	76	10	86
10022	59	23	82
10023	35	47	82
10024	69	14	83

10025	63	21	84
10026	68	18	86
10027	76	10	86
10028	64	18	82
10029	72	10	82
10030	69	17	86
10031	72	14	86
10032	80	6	86
10033	73	8	81
10034	79	4	83
10035	79	6	85
10036	78	8	86
10037	81	5	86
10038	73	8	81
10039	81	3	84
10040	81	4	85
10041	81	4	85
10042	83	2	85
10043	80	4	84
10044	82	3	85
10045	82	3	85
10046	82	2	84
10047	83	3	86
10048	80	8	88
10049	83	4	87
10050	82	6	88
10051	84	5	89
10052	82	3	85
10053	83	6	89
10054	84	3	87
10055	86	3	89
10056	85	4	89
10057	86	3	89
10058	86	3	89
10059	81	3	84
10060	84	3	87

Итоговые результаты свидетельствуют о том, что количество восстановленных лет варьируются для февраля от 2 (42 и 46 точки) до 47(23 точка).

Также используя данную программу, были построены матрицы парных коэффициентов корреляций между точками по данным температуры поверхности океана за февраль. Результаты представлены на рисунке 2.2.

Файл	10007	10008	10009	10010	10011	10012	10013	10014	10015	10016	10017	10018	10019	10020	10021	10022	10023	10024	10025	10026	10027	10028	10029	10030	10031	10032	10033
10007	1																										
10008	0.300	1																									
10009	0.555	0.278	1																								
10010	0.563	0.338	0.903	1																							
10011	0.643	0.393	0.953	0.910	1																						
10012	0.866	0.591	0.916	0.968	0.865	1																					
10013	1	0.864	0.711	0.812	0.940	0.683	1																				
10014	0.864	1	0.435	0.554	0.826	0.417	0.520	1																			
10015	0.711	0.435	1	0.364	0.757	0.395	0.541	0.788	1																		
10016	0.812	0.554	0.864	1	0.873	0.856	0.860	0.860	0.349	1																	
10017	0.940	0.828	0.757	0.873	1	0.735	0.842	0.864	0.576	0.617	1																
10018	0.683	0.417	0.895	0.962	0.735	1	0.863	0.781	0.349	0.921	0.948	1															
10019	0.748	0.520	0.954	0.980	0.842	0.963	1	0.682	0.369	0.904	0.945	0.933	1														
10020	0.848	0.773	0.788	0.860	0.964	0.781	0.882	1	0.642	0.695	0.760	0.839	0.899	1													
10021	0.538	0.768	0.372	0.349	0.676	0.349	0.369	0.642	1	0.402	0.273	0.380	0.745	0.516	1												
10022	0.582	0.369	0.685	0.666	0.617	0.320	0.344	0.695	0.402	1	0.822	0.852	0.600	0.428	0.437	1											
10023	0.636	0.371	0.863	0.812	0.693	0.840	0.843	0.760	0.273	0.822	1	0.846	0.684	0.435	0.295	0.822	1										
10024	0.607	0.408	0.872	0.884	0.726	0.892	0.833	0.839	0.380	0.852	0.846	1	0.822	0.587	0.424	0.855	0.840	1									
10025	0.636	0.626	0.696	0.680	0.775	0.659	0.747	0.699	0.745	0.600	0.684	0.822	1	0.507	0.771	0.596	0.681	0.822	0.995	0.905	0.771	0.653	0.822	0.801	0.880	0.758	0.695
10026	0.548	0.655	0.459	0.461	0.634	0.431	0.521	0.760	0.506	0.428	0.435	0.587	0.917	1	0.838	0.433	0.416	0.587	0.912	1	0.936	0.393	0.612	0.843	0.888	0.928	0.446
10027	0.384	0.544	0.384	0.328	0.446	0.376	0.380	0.588	0.329	0.437	0.295	0.424	0.771	0.938	1	0.442	0.369	0.424	0.787	0.936	1	0.249	0.433	0.803	0.948	0.980	0.276
10028	0.588	0.383	0.887	0.867	0.618	0.321	0.375	0.699	0.412	1	0.822	0.855	0.596	0.433	0.442	1	0.822	0.855	0.596	0.433	0.442	0.910	0.816	0.543	0.427	0.456	0.862
10029	0.498	0.179	0.868	0.897	0.605	0.394	0.332	0.718	0.311	0.391	1.000	0.842	0.681	0.416	0.369	0.855	1	0.842	0.681	0.416	0.369	0.780	0.512	0.742	0.582	0.513	0.532
10030	0.607	0.408	0.872	0.884	0.726	0.892	0.833	0.839	0.380	0.852	0.846	1	0.822	0.587	0.424	0.855	0.840	1	0.810	0.587	0.424	0.965	0.861	0.791	0.606	0.515	0.938
10031	0.629	0.625	0.695	0.668	0.767	0.654	0.735	0.691	0.753	0.600	0.670	0.810	0.945	0.912	0.787	0.596	0.681	0.810	1	0.912	0.787	0.653	0.811	0.919	0.887	0.776	0.685
10032	0.548	0.655	0.459	0.461	0.634	0.431	0.521	0.760	0.506	0.428	0.435	0.587	0.917	1	0.838	0.433	0.416	0.587	0.912	1	0.936	0.393	0.612	0.843	0.888	0.928	0.446
10033	0.384	0.544	0.384	0.328	0.446	0.376	0.380	0.588	0.329	0.437	0.295	0.424	0.771	0.938	1	0.442	0.369	0.424	0.787	0.936	1	0.249	0.433	0.803	0.948	0.980	0.276
10033	0.627	0.341	0.956	0.879	0.689	0.529	0.522	0.728	0.226	0.501	0.976	0.953	0.653	0.393	0.249	0.804	0.861	0.593	0.653	0.393	0.249	1	0.941	0.633	0.453	0.348	0.575
10033	0.549	0.372	0.851	0.791	0.661	0.650	0.670	0.786	0.413	0.812	0.915	0.981	0.822	0.612	0.433	0.816	0.911	0.612	0.433	0.441	1	0.817	0.639	0.518	0.548	0.548	
10033	0.552	0.585	0.606	0.551	0.671	0.568	0.645	0.819	0.761	0.539	0.615	0.791	0.940	0.843	0.803	0.543	0.742	0.791	0.912	0.843	0.803	0.633	0.817	1	0.842	0.625	0.651
10033	0.442	0.562	0.433	0.406	0.538	0.404	0.475	0.691	0.882	0.429	0.409	0.606	0.880	0.969	0.948	0.427	0.592	0.606	0.887	0.865	0.948	0.453	0.639	0.942	1	0.366	0.481
10033	0.345	0.467	0.393	0.340	0.417	0.389	0.402	0.582	0.671	0.455	0.327	0.515	0.758	0.928	0.880	0.456	0.513	0.515	0.776	0.826	0.930	0.348	0.518	0.825	0.995	1	0.368
10033	0.557	0.292	0.884	0.850	0.663	0.888	0.802	0.729	0.261	0.859	0.938	0.938	0.695	0.446	0.276	0.862	0.830	0.598	0.685	0.446	0.276	0.979	0.948	0.661	0.481	0.368	1

Рис. 2.2 - Матрица парных коэффициентов корреляции между точками по данным ТПО за февраль

Из анализа матрицы парных коэффициентов корреляции между точками по территории Северной Атлантике следует, что их связанность достаточно высокая и наибольшие значения для февраля находятся в пределах от 0,901 до 0,981.

2.3. Оценка однородности данных температуры поверхности океана

2.3.1. Теоритические положения

Ряды метеорологических характеристик, приведённые к многолетнему периоду являются базой для определения расчётных климатических характеристик в исходных пунктах на основе построения эмпирических распределений и их аппроксимации аналитическими кривыми. Следует оценить

адекватность временных рядов требуемым предпосылкам этого аппарата, прежде чем применять математическую статистику и теорию функций распределения. Главные требования выглядят так:

- выборки должны быть однородны: все случайные величины выборки должны быть из единого распределения генеральной совокупности;
- требуется стационарность во времени основных выборочных параметров – среднего значения и дисперсии.

При выполнении этих условий, только в этом случае можно применять аппарат математической статистики и достаточно надёжно определять климатические параметры.

Первое, что необходимо сделать - оценить однородности эмпирических распределений метеорологических характеристик, так как она может нарушаться из-за максимальных и минимальных значений, которые резко отклоняются от общей совокупности. Оценка однородности рядов наблюдений за метеорологическими характеристиками происходит на основе статистического и генетического анализа исходных данных. Генетический анализ – это обнаружение физических причин, которые обуславливают неоднородность исходных данных. Для оценки статистической значимости однородности используются критерии резко отклоняющихся экстремальных значений в эмпирическом распределении: критерии Смирнова-Граббса и Диксона. Существуют три причины неоднородности:

- резко отклоняющиеся метеорологические величины имеют особые условия формирования, например, сформированные ураганами, тайфунами и т.д.;
- экстремальное событие имеет наиболее редкую вероятность появления, чем то, которое определяют по эмпирической формуле для короткого ряда наблюдений;
- резко отклоняющаяся величина вызвана значительной погрешностью измерений.

Последовательность оценки однородности заключается в следующем: сначала экстремумы, которые резко отклоняются от эмпирического распределения, проверяют по статистическим критериям, и при отклонении гипотезы однородности устанавливается её причина на основе генетического анализа.

Особенность критериев оценки однородности Смирнова - Граббса и Диксона заключается в том, что они разработаны для условий нормального симметричного закона распределения генеральной совокупности и отсутствия автокорреляции. В это же время эмпирические распределения гидрометеорологических характеристик могут иметь асимметрию, и в нескольких случаях во временных рядах может быть статистически значимая автокорреляция между смежными членами ряда ($\gamma(1)$). Для учета данных особенностей гидрометеорологической информации были расширены таблицы статистических критериев, которые наиболее часто применяются в гидрометеорологии (критерии Диксона, Смирнова - Граббса, Стьюдента, Фишера).

Статистики критериев Диксона рассчитываются на основании эмпирических данных по следующим формулам:

а) для максимального члена выборки, который ранжирован в возрастающем порядке (Y_n):

$$D1_n = \frac{y_n - Y_{n-1}}{Y_n - Y_1};$$

$$D2_n = \frac{Y_n - Y_{n-1}}{Y_n - Y_2};$$

$$D3_n = \frac{Y_n - Y_{n-2}}{Y_n - Y_2};$$

$$D4_n = \frac{Y_n - Y_{n-2}}{Y_n - Y_3};$$

$$D5_n = \frac{Y_n - Y_{n-2}}{Y_n - Y_1};$$

б) для минимального члена, который ранжирован в возрастающем порядке выборки (Y_1):

$$D1_1 = \frac{Y_1 - Y_2}{Y_1 - Y_n};$$

$$D2_1 = \frac{Y_1 - Y_2}{Y_1 - Y_{n-1}};$$

$$D3_1 = \frac{Y_1 - Y_3}{Y_1 - Y_{n-1}};$$

$$D4_1 = \frac{Y_1 - Y_3}{Y_1 - Y_{n-2}};$$

$$D5_1 = \frac{Y_1 - Y_3}{Y_1 - Y_n};$$

где $Y_1 < Y_2 \dots < Y_n$; n – объём выборки.

Статистика критерия Смирнова - Граббса для максимального члена ранжированной последовательности (Y_n) вычисляются по формуле:

$$G_n = \frac{Y_n - Y_{cp}}{\sigma_y},$$

и для минимального (Y_1):

$$G_1 = \frac{Y_{cp} - Y_1}{\sigma_y},$$

где Y_{cp} , σ_y – среднее значение и среднее квадратическое отклонение анализируемой выборки, определяемые по формулам:

$$Y_{cp} = \sum Y_i / n;$$

$$\sigma_y^2 = \sum \frac{(Y_i - Y_{cp})^2}{n - 1},$$

где σ_y^2 – дисперсия.

Оценка однородности по критериям заключается в сравнении расчётного значения статистики критерия, которое получено по эмпирических данным, с её критическим значением из таблиц при заданном уровне значимости (α), объёме выборки (n), коэффициентах автокорреляции [$r(1)$] и асимметрии (C_s). Уровень значимости следует задавать равным 5 %, так как это соответствует принятию нулевой гипотезы об однородности с вероятностью 95 %. В конечном итоге гипотеза однородности может быть принята только в случае, когда расчётное значение статистики меньше критического. Критические значения статистик критерия Диксона и Смирнова - Граббса приводятся в соответствующих таблицах.

Коэффициенты асимметрии (C_s) и автокорреляции [$r(1)$] определяются по формулам:

$$C_s = \sum \frac{(Y_i - Y_{cp})^3}{n\sigma^3}$$

или

$$\tilde{C}_s = \frac{n \sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3}{\tilde{C}_v^3 (n-1)(n-2)}$$

$$r(1) = \sum \frac{(Y_i - Y_{cp1})(Y_{i+1} - Y_{cp2})}{n\sigma_1\sigma_2}$$

или

$$r(1) = \sum \frac{(Y_i - Y_{cp1})(Y_{i+1} - Y_{cp2})}{\sqrt{\sum (Y_i - Y_{cp1})^2 \sum (Y_{i+1} - Y_{cp2})^2}}$$

где C_v – коэффициент вариации, равный $C_v = \frac{\sigma_y}{Y_{cp}}$ и $k_i = \frac{Y_i}{Y_{cp}}$;

$$Y_{cp1} = \sum_2^n \frac{Y_i}{n-1}, Y_{cp2} = \sum_1^{n-1} \frac{Y_i}{n-1}.$$

После вычисления C_s и $r(1)$ следует оценить их статистическую

значимость. При учёте удвоенной стандартной случайной погрешности (σ_{Par}) значение любого параметра (P_{ar}) будет находиться внутри доверительного интервала:

$$P_{ar} - 2\sigma_{Par} \leq P_{ar} \leq P_{ar} + 2\sigma_{Par}.$$

Если в интервале нет нулевого значения, то параметр является статистически значимым.

Для практической оценки статистической значимости коэффициента автокорреляции, характеризующего отличие структуры временного ряда от случайной структуры, можно использовать статистику t-распределения:

$$t = r(1)\sqrt{n-2} / \sqrt{1-r(1)^2}$$

с $n - 2$ степенями свободы.

Существует таблица проверки коэффициента автокорреляции на значимость. При $t > t_{кр}$ нулевая гипотеза об отсутствии внутрирядной связанности отклоняется.

Критерии Диксона и Смирнова-Граббса, обобщённые для асимметричного распределения Пирсона III типа с учетом внутрирядной связанности, имеют некоторые особенности. Значимая асимметрия в выборках приводит к увеличению критических значений статистик, которые определяются для исходного нормального распределения при проверке максимального значения ряда, и к уменьшению критических значений данных статистик, если проверяется минимальный член ряда. Влияние автокорреляции на статистики критериев не значительно, как влияние асимметрии. Но, чем больше асимметрия, тем в большей степени сказывается влияние автокорреляции. Следовательно, если использовать критерии Диксона и Смирнова-Граббса, которые основаны на нормальном распределении, можно допустить существенную ошибку. Ошибка заключается в том, что можно

принять минимальное отклоняющееся значение, которое принадлежит данной выборки, а в действительности оно является неоднородным и принадлежит к другому распределению и, наоборот, считать непринадлежащими одно или несколько максимальных значений, тогда как они находятся в одном и том же асимметричном распределении [4].

2.3.2. Анализ однородности данных ТПО

С помощью программы «Однородность» были проведены оценки однородности данных ТПО во всех 46 точках за зимние месяцы. В результате анализа можно сделать вывод о том, что архив не содержит экстремальных точек, то есть все данные однородные.

2.4. Оценка стационарности данных температуры поверхности океана

2.4.1. Теоритические положения

Применяются критерии Стьюдента и Фишера при оценке стационарности средних значений и дисперсий для последовательных частей ряда, также обобщенные для особенностей гидрометеорологической информации. Проводят анализ по этим критериям, который осуществляется после того, как проведена оценка на отсутствие резко отклоняющихся экстремумов, которые существенно влияют на значения средних значений и дисперсий. Для оценки стационарности дисперсий и средних значений соответственно по критериям Фишера и Стьюдента временной ряд разбивается на две или несколько подвыборок одинаковой или разной длины, причем границы разбиения желательно связать с датами предполагаемого нарушения стационарности. По каждой подвыборке вычисляются значения средних (Y_{cpj}) и дисперсий (σ^2_j), которые используются для получения расчётных значений статистики Фишера:

$$F = \frac{\sigma^2_j}{\sigma^2_{j+1}}$$

при $\sigma_j^2 > \sigma_{j+1}^2$, где σ_j^2 , σ_{j+1}^2 - дисперсии двух следующих друг за другом подвыборок (j и $j+1$) объёмом n_1 и n_2 .

Гипотеза о стационарности дисперсий принимается при заданном уровне значимости $\alpha(\%)$, если расчётное значение критерия статистики меньше критического ($F < F^*$) при заданных степенях свободы, которые соответствуют объёмам выборок (n_1 и n_2).

Критические значения статистики Фишера (F^*) в зависимости от уровня значимости от уровня значимости $\alpha(\%)$, коэффициентов внутрирядной $r(1)$ и межрядной корреляции (R) при равных объёмах двух выборок ($n_x = n_y$) были получены методом статистических испытаний, и для них существует соответствующая таблица.

При объёмах выборок n_1 и n_2 , больше или равных 25 членам ряда, можно использовать классическое F – распределение для независимых случайных величин, нормально распределённых с новыми степенями свободы, которые зависят от автокорреляции и асимметрии и определяются по формулам:

$$n_{1F} = \frac{n_1 g}{1 + \frac{2r^2}{1-r^2} \left(1 - \frac{1-r^{2n}}{n_1(1-r^2)}\right)},$$

$$n_{2F} = \frac{n_2 g}{1 + \frac{2r^2}{1-r^2} \left(1 - \frac{1-r^{2n_2}}{n_2(1-r^2)}\right)},$$

где g – коэффициент, учитывающий влияние асимметрии исходной совокупности и определяемый по соответствующей таблице; r – коэффициент автокорреляции между смежными членами ряда.

Расчётное значение статистики критерия Стьюдента для оценки стационарности двух средних значений последовательных подвыборок определяется по формуле:

$$t = \frac{Y_{cpI} - Y_{cpII}}{\sqrt{n_1 \sigma_I^2 + n_2 \sigma_{II}^2}} \sqrt{\frac{n_1 n_2 (n_1 + n_2 - 2)}{n_1 + n_2}},$$

где $Y_{\text{срI}}, Y_{\text{срII}}, \sigma^2_{\text{I}}, \sigma^2_{\text{II}}$ - средние значения и дисперсии двух последовательных выборок; n_1 и n_2 – объёмы выборок.

Критические значения статистики Стьюдента определяются при равных объёмах выборок из соответствующей таблицы или рассчитываются по формуле:

$$t'_{\alpha} = C_t t_{\alpha},$$

где t'_{α} - критическое значение статистики Стьюдента при наличии автокорреляции; t_{α} – критическое значение статистики Стьюдента для случайной совокупности при том же числе степеней свободы $k = n_1 + n_2 - 2$; C_t - переходный коэффициент, определяемый в зависимости от коэффициента автокорреляции.

Оценка стационарности по критерию Стьюдента осуществляется при помощи сравнения расчётных и критических значений статистик. Если расчётное значение меньше критического при заданном уровне значимости, то гипотеза об однородности (стационарности) не отклоняется [4].

2.4.2. Оценка нестационарности данных ТПО

Используя всю ту же программу для оценки стационарности, были рассчитаны критерии Фишера и Стьюдента для зимних месяцев (декабрь, январь, февраль). Результаты для них приведены в таблице 2.3.

Таблица 2.3 - Результаты оценки стационарности средних значений и дисперсий температуры поверхности океана за зимние месяцы по критериям Фишера (Ф) и Стьюдента (Ст)

точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10001	+	+	10002	-	+	10003	+	+
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10004	-	+	10005	-	+	10006	-	+
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст

10007	+	+	10008	+	+	10009	-	+
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10010	-	+	10011	+	+	10012	-	+
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10013	-	+	10014	+	+	10015	+	-
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10016	-	+	10017	-	+	10018	-	+
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10019	+	-	10020	+	+	10021	+	-
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10022	-	+	10023	-	+	10024	-	+
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10025	+	+	10026	+	+	10027	+	-
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10028	-	+	10029	-	+	10030	+	+
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10031	+	+	10032	+	-	10033	-	+
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10034	-	+	10035	+	+	10036	+	+
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10037	+	-	10038	-	+	10039	+	+
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10040	+	+	10041	+	+	10042	+	-
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10043	+	+	10044	+	+	10045	+	-
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10046	+	-	10047	-	+	10048	-	+
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10049	-	+	10050	+	-	10051	+	-
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10052	+	-	10053	-	+	10054	+	+
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10055	+	-	10056	-	+	10057	+	-
точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст	точка	Ф	Ст
10058	+	+	10059	-	+	10060	-	+

Анализ стационарности средних значений и дисперсий ТПО по критериям Фишера и Стьюдента за февраль показал, что:

1. По критерию Фишера из 46 точек нестационарными по дисперсиям оказались 23 точки на широтах рассматриваемой территории: 62,5 °с.ш.-72,5 °с.ш., 32,5°с.ш.– 42,5°с.ш.

2. По критерию Стьюдента из 46 точек нестационарными по средним оказались 14 точек на широтах: 37,5°с.ш. - 52,5°с.ш.

Эти изменения в стационарности будут дальше подробнее исследоваться в данной работе: где происходят эти изменения, какого они вида (линейного тренда, ступенчатых изменений), в какие годы проявляются.

Глава 3. Анализ температуры поверхности океана при выходе Гольфстрима из Мексиканского залива

3.1. Теоретические положения

На любом интервале времени структура временного ряда может быть представлена двумя видами моделей: стационарной и нестационарной. В стационарной модели основные параметры временного ряда (среднее значение и дисперсия) являются неизменными во времени или стационарными. Для этой ситуации можно рассчитывать среднее значение за многолетний период наблюдений, которое является климатической нормой. Даже в современных условиях изменений климата принято, что на отдельных небольших отрезках временного ряда, например, продолжительностью 30 лет колебания климатических характеристик являются квазистационарными. Осреднённые климатические характеристики и их распределение по земному шару дают общие представления о климате в данном месте и о классификациях климатов на Земле. Однако помимо случайных флуктуаций во временных рядах климатических характеристик могут иметь место и нестационарные составляющие, обусловленные влиянием факторов климатической системы с большими временными масштабами. В общем случае имеют место нестационарные модели трёх основных видов:

1. Монотонные изменения в виде линейного тренда;
2. Циклические колебания;
3. Ступенчатые переходы от одного стационарного состояния к другому.

Фактически все нестационарные изменения в природе являются циклическими, причём тренд – это часть цикла процесса достаточно большого масштаба, которая проявляется в виде линейной ветви подъёма или спада цикла на конечном рассматриваемом интервале времени.

При учёте того, что нестационарные составляющие являются реакцией климатической системы на внешнее воздействие, то проявления этих воздействий могут быть двух видов: монотонные (тренд или циклические колебания) и ступенчатые изменения. Механизм монотонных изменений имеет место в равновесной системе, которая практически сразу же откликается на направленные внешние воздействия. Механизм ступенчатых изменений, или триггерный характеризует неравновесную систему, которая определённое время может нейтрализовывать направленные внешние воздействия или сопротивляться им до тех пор, пока их суммарный эффект не переведёт систему на новый уровень. Поэтому стационарный временной ряд может быть частным случаем существования как равновесной, так и неравновесной систем. В первой – проявление случайных внешних воздействий, во второй – это период стабильного существования, когда система ещё достаточно инерционна, чтобы противостоять внешнему воздействию.

Само определение климата предполагает условие стационарности, по крайней мере, за какой-либо интервал времени. В настоящее время определение климатических норм рекомендуется за период 1981-2010 гг., за который средние значения допускаются стационарными. Стационарная модель является основополагающей для климатологии, все остальные виды моделей необходимо сравнивать и сопоставлять с ней.

Моделирование временных рядов включает три главные стадии:

- расчёт параметров моделей;
- оценка эффективности нестационарных моделей по отношению к стационарной;
- оценка статистической значимости нестационарных моделей по отношению к стационарной.

Параметрами стационарной модели являются среднее значение (Y_{cp}) и среднеквадратическое отклонение (σ), определяемые по ряду наблюдений.

Модель ступенчатых изменений аналогична двум (или нескольким) стационарным моделям для двух (или нескольких) частей временного ряда, это характеризуется неизменностью во времени среднего значения и среднего квадратического отклонения для каждой части ряда:

$$Y1_{cp} = const1, \quad Y2_{cp} = const1,$$

$$\sigma1 = const1, \quad \sigma2 = const2 \quad (3.1)$$

Момент ступенчатых изменений (t_n) определяется визуально или на основе дополнительной информации о факторе и дате нарушения стационарности (например, изменение индекса атмосферной циркуляции), а также может быть определён итерациями при достижении минимального значения суммы квадратов отклонений двух частей временного ряда:

$$SS = \sum_1^{n1} (Y_i - Y_{1cp})^2 + \sum_{n1+1}^n (Y_i - Y_{2cp})^2 = \min, \quad (3.2)$$

где $n1$, n – объёмы каждой из двух частей временного ряда; SS – общая сумма квадратов отклонений.

Стандартное отклонение остатков ступенчатой модели для одной ступени и двух стационарных интервалов определяется по формуле:

$$\sigma_{ступ} = \sqrt{\frac{\sigma_1^2 n_1 + \sigma_2^2 n_2}{(n_1 + n_2 - 1)}} \quad (3.3)$$

Здесь $\sigma_{ступ}$ – стандартное отклонение остатков модели ступенчатых изменений; σ_1 , σ_2 – стандартные отклонения стационарных отрезков временного ряда; n_1 , n_2 – объёмы стационарных отрезков.

Модель линейного тренда представлена следующим уравнением:

$$Y(t) = b_1 t + b_0, \quad (3.4)$$

где t – время, b_1, b_0 – коэффициенты уравнения регрессии, определяемые методом наименьших квадратов (МНК):

$$b_1 = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - Y_{cp})(t_i - t_{cp})}{\sum_{i=1}^n (t_i - t_{cp})^2} \quad (3.5)$$

$$b_0 = Y_{cp} - b_1 t_{cp} \quad (3.1)$$

Статистическая значимость модели линейного тренда оценивают по статистической значимости коэффициента b_1 или коэффициента корреляции R зависимости, который рассчитывают по формуле:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - Y_{cp})(t_i - t_{cp})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - Y_{cp})^2 \sum_{i=1}^n (t_i - t_{cp})^2}} \quad (3.7)$$

Статистическая значимость R определяется по условию: $R \geq R^*$, где R^* - критическое значение коэффициента корреляции, которые определяются при заданном числе степеней свободы (ν) и уровне значимости (α), где $\nu = n-2$, n – объём ряда, $\alpha=5\%$.

Стандартное отклонение остатков для модели линейного тренда вычисляется по формуле:

$$\sigma_\varepsilon = \sigma_y \sqrt{1 - R^2} \quad (3.8)$$

где: σ_y – стандартное отклонение исходного ряда (модель стационарного среднего);

σ_ε - стандартное отклонение остатков относительно модели линейного тренда;

R – коэффициент корреляции уравнения линейного тренда.

Для количественной оценки отличий модели тренда и модели ступенчатых изменений от модели стационарного среднего рассчитываются относительные погрешности:

$$\Delta_{\text{тр}} = \left(\frac{\sigma_y - \sigma_\varepsilon}{\sigma_y} \right) * 100\%, \quad (3.9)$$

$$\Delta_{\text{ступ}} = \left(\frac{\sigma_y - \sigma_{\text{ступ}}}{\sigma_y} \right) * 100\%, \quad (3.10)$$

где: $\Delta_{\text{тр}}$, $\Delta_{\text{ступ}}$ – относительные погрешности или отличия (в %) модели тренда и модели ступенчатых изменений от модели стационарной выборки;

σ_y , σ_ε , $\sigma_{\text{ступ}}$ – стандартные отклонения остатков соответственно моделей случайной выборки, линейного тренда и ступенчатых изменений.

Следующее теоретическое положение заключается в том, насколько полученное преимущество относительно базовой (стационарной) той или иной модели является статистически значимым. Для оценки статистической значимости монотонных (трендовых) и ступенчатых изменений применяется критерий Фишера, который количественно показывает, насколько статистически значимо отличаются остаточные дисперсии выбранных моделей от дисперсии временного ряда (стационарной модели). Статистики критерия Фишера для каждой из двух конкурирующих моделей по отношению к модели стационарной выборки вычисляются по формулам:

$$F_{\text{тр}} = \frac{\sigma_y^2}{\sigma_\varepsilon^2}, \quad (3.11)$$

$$F_{\text{ступ}} = \frac{\sigma_y^2}{\sigma_{\text{ступ}}^2}. \quad (3.12)$$

В числителе всегда стоит дисперсия исходного ряда наблюдений, ибо она является наибольшей или равной остаточной дисперсии конкурирующей модели. В случае, когда расчётное значение статистики Фишера оказывается

больше критического, то дисперсии двух моделей имеют статистически значимое различие [4].

3.2. Моделирование и анализ результатов

В предыдущей главе было проанализировано, что ТПО во многих точках европейской части Гольфстрима нестационарны, значит это как-то связано с источником, где начинается Гольфстрим. Поэтому первый район исследования – выход Гольфстрима из Мексиканского залива и его движение вдоль берегов Северной Америки. Иначе этот район можно назвать как западная часть Гольфстрима.

Мексиканский залив – это пространство в Атлантическом океане между полуостровами Флорида и Юкатан, которое является полузамкнутым морем. Сток воды из этого залива через Флоридский пролив даёт начало Гольфстриму.

Для анализа температуры поверхности океана в точках западного района Гольфстрима (рис. 3.1) был выбран зимний месяц февраль. Теперь необходимо рассмотреть это более подробно.

В Мексиканском заливе, по заявлению учёных [5], наблюдается заметное потепление в конце 70-х – в начале 80-х гг прошлого века. Это проявляется в повышении сезонной средней температуры поверхности, в количестве теплых ночей, в рекордно высокой температуре. Потепление залива сказалось на том, что лето и 90% зимы в конце 20 века были самыми тёплыми, чем когда-либо в прошлом. [6]



Рис. 3.1 - Расположение точек в западном районе Гольфстрима.

На основе теории из 3.1 с помощью программы «Timod» были рассчитаны характеристики стационарной и нестационарной моделей для многолетних данных аномалий температуры поверхности океана для точек в Мексиканском заливе. Жирным шрифтом в таблице 3.1 выделены эффективные отличия нестационарной модели от модели стационарной выборки при $\Delta > 10\%$ и статистически значимые значения критерия Фишера и коэффициентов корреляции линейного тренда.

Таблица 3.1 - Результаты оценки эффективности нестационарных моделей для многолетних рядов температуры поверхности океана для точек в западном районе Гольфстрима

номер	$\Delta_{тр},\%$	$\Delta_{ст},\%$	F _{тр}	F _{ст}	T _{ст}	T _{нач}	T _{кон}	N	R
10047	12.1	14.2	1.29	1.36	1977	1930	2018	89	0.48
10048	11.8	14.2	1.29	1.36	1977	1930	2018	89	0.47

10049	15.5	17.1	1.4	1.45	1977	1930	2018	89	0.53
10050	10.4	12.1	1.25	1.29	1977	1930	2018	89	0.44
10051	11.1	12.9	1.27	1.32	1977	1930	2018	89	0.46
10052	15.8	17.3	1.41	1.46	1977	1930	2018	89	0.54
10053	10.2	11.5	1.24	1.28	1977	1930	2018	89	0.44
10054	14.8	11.4	1.38	1.27	1977	1930	2018	89	0.52
10055	16.9	15.4	1.45	1.4	1977	1930	2018	87	0.56
10056	16.9	13.6	1.45	1.34	1977	1930	2018	89	0.56
10057	24.7	20.7	1.76	1.59	1977	1930	2018	86	0.66
10058	21.2	17	1.61	1.45	1977	1930	2018	88	0.62
10059	27.4	25.1	1.9	1.78	1977	1930	2018	84	0.69
10060	29.8	24.7	2.03	1.77	1977	1930	2018	85	0.71

Из таблицы 3.1 видно, что эффективными являются все 14 нестационарных моделей как линейного тренда, так и ступенчатых изменений, а коэффициенты корреляции уравнения тренда статистически значимы для всех 14 рядов. В среднем показатель эффективности модели линейного тренда $\Delta_{\text{тр}} = 17,04\%$ (при вариации от 10,2% для 53 точки до 29,8% для 60 точки), модели ступенчатых изменений $\Delta_{\text{ст}} = 16,22\%$ (при вариации от 11,4% для 54 точки до 25,1% для 59 точки). Год ступенчатых изменений на всех точках один и тот же – 1977-ой. Во всех точках отсутствуют выбросы. Исходя из результатов, подтверждается гипотеза о том, что с конца 1970-х г. наблюдается рост температуры поверхности воды при выходе Гольфстрима из Мексиканского залива и его движения вдоль берегов Северной Америки. Для этого района характерны высокие корреляции между рядами внутри района и средние значения рядов не стационарны. Формализованный алгоритм оценки года перехода от одних стационарных условий к другим, заложенный в программу Timod, для всех рядов определил один и тот же 1977 год, что совпадает и с визуальным анализом. Данные ТПО в точках по широтам у Мексиканского залива и вдоль берегов Северной Америки коррелируют между собой очень хорошо (таблица 3.2).

Таблица 3.2 - Коэффициенты корреляции между точками с ТПО в западном районе Гольфстрима в феврале по широте

номера точек	47-50	48-51	49-52
R	0.96	0.93	0.94

Для иллюстрации изменений в температуре поверхности океана в западном районе Гольфстрима были построены графики для данных точек. На рисунках 3.2-3.15 изображены графики межгодовых ступенчатых изменений аномалий ТПО в феврале для данных точек и значения среднего многолетнего изменения температуры воды (Δ).

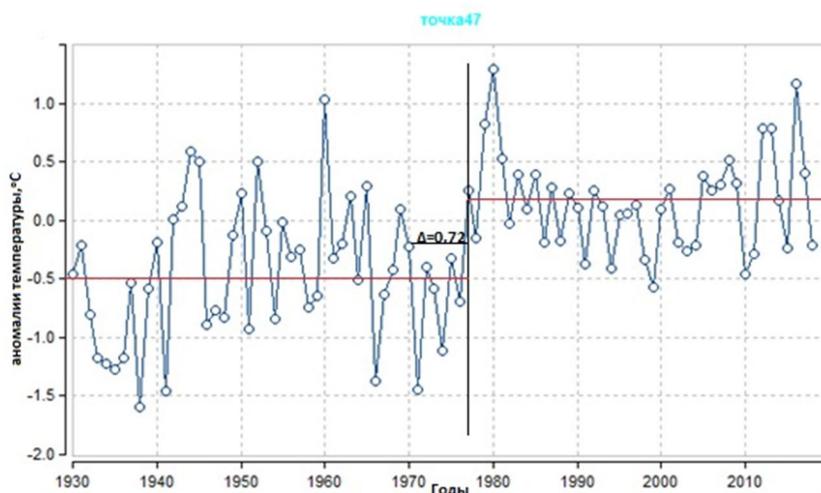


Рис. 3.2 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 47-ой точке западного района Гольфстрима

В 47-ой точке среднее значение с 1930 по 1976 год равняется $-0,51^{\circ}\text{C}$, а за период с 1977 по 2018 равняется $0,21^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $0,72^{\circ}\text{C}$.

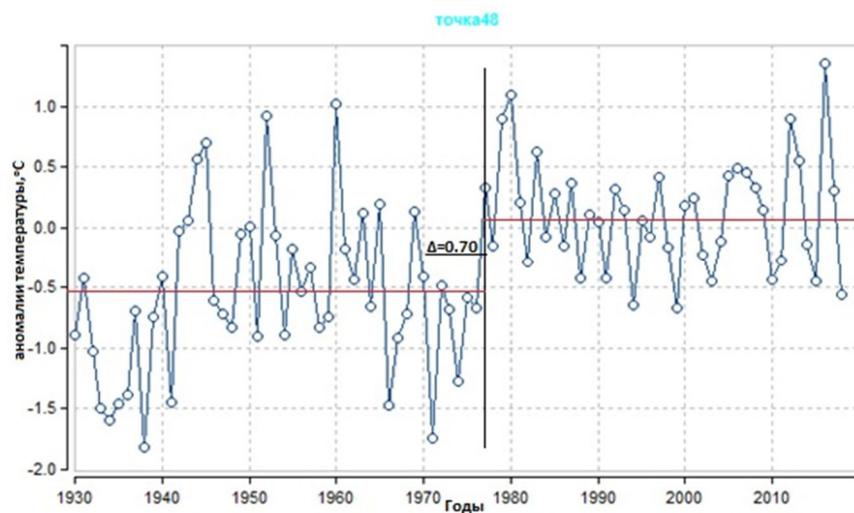


Рис. 3.3 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 48-ой точке западного района Гольфстрима

В 48-ой точке среднее значение с 1930 по 1976 год равняется $-0,55^{\circ}\text{C}$, а за период с 1977 по 2018 равняется $0,15^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $0,70^{\circ}\text{C}$.

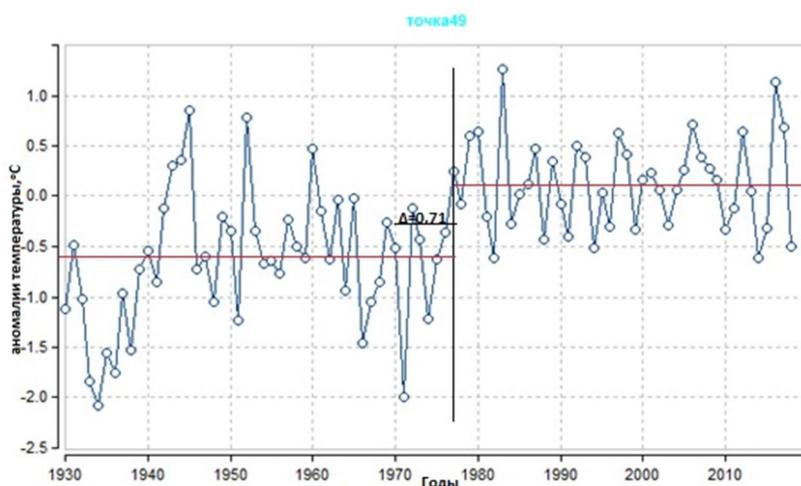


Рис. 3.4 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 49-ой точке западного района Гольфстрима

В 49-ой точке среднее значение с 1930 по 1976 год равняется $-0,57^{\circ}\text{C}$, а за период с 1977 по 2018 равняется $0,14^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $0,71^{\circ}\text{C}$.

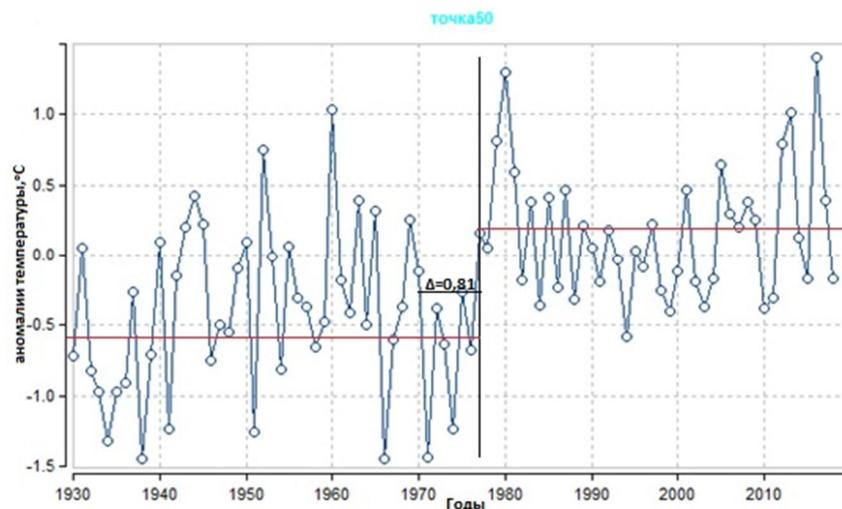


Рис. 3.5 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 50-ой точке западного района Гольфстрима

В 50-ой точке среднее значение с 1930 по 1976 год равняется $-0,59^{\circ}\text{C}$, а за период с 1977 по 2018 равняется $0,22^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $0,81^{\circ}\text{C}$.

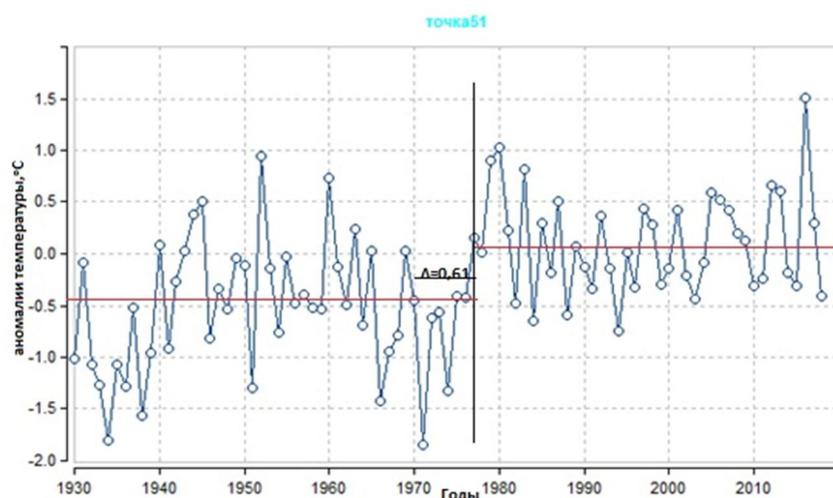


Рис. 3.6 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 51-ой точке западного района Гольфстрима

В 51-ой точке среднее значение с 1930 по 1976 год равняется $-0,46^{\circ}\text{C}$, а за период с 1977 по 2018 равняется $0,15^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $0,61^{\circ}\text{C}$.

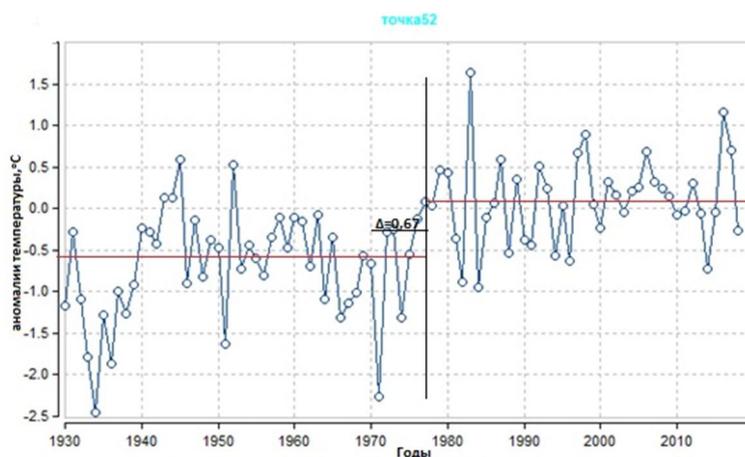


Рис. 3.7 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 52-ой точке западного района Гольфстрима

В 52-ой точке среднее значение с 1930 по 1976 год равняется $-0,56^{\circ}\text{C}$, а за период с 1977 по 2018 равняется $0,11^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $0,67^{\circ}\text{C}$.

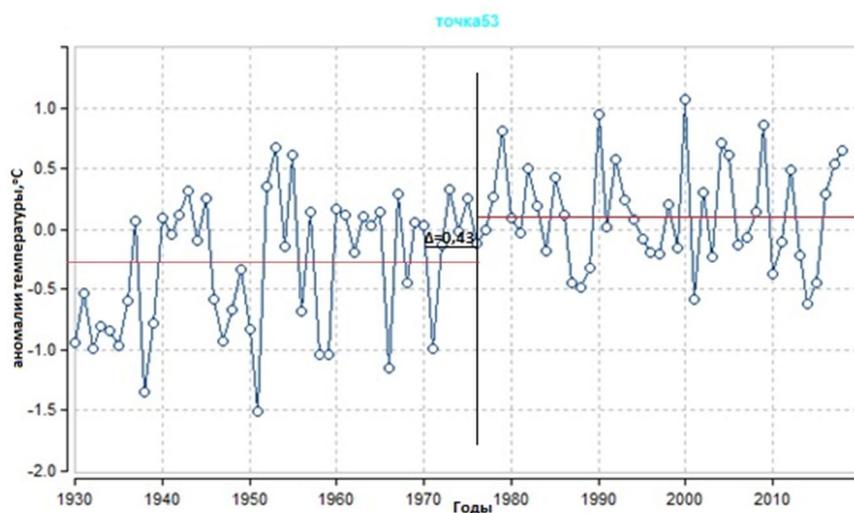


Рис. 3.8 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 53-ой точке западного района Гольфстрима

В 53-ой точке среднее значение с 1930 по 1976 год равняется $-0,31^{\circ}\text{C}$, а за период с 1977 по 2018 равняется $0,12^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $0,43^{\circ}\text{C}$.

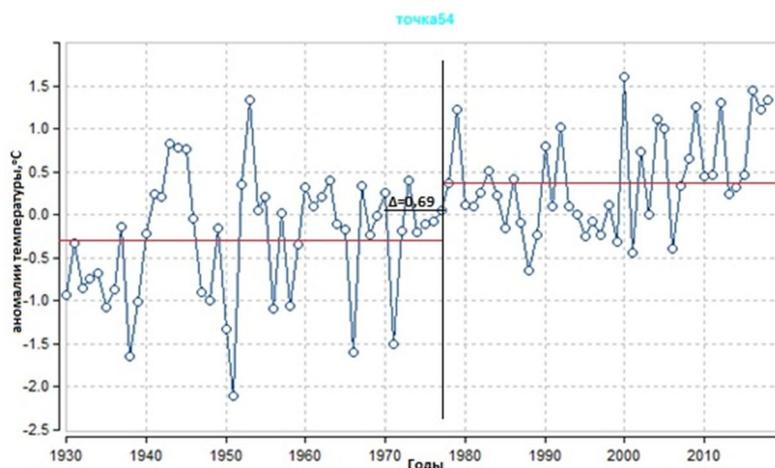


Рис. 3.9 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 54-ой точке западного района Гольфстрима

В 54-ой точке среднее значение с 1930 по 1976 год равняется $-0,30^{\circ}\text{C}$, а за период с 1977 по 2018 равняется $0,39^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $0,69^{\circ}\text{C}$.

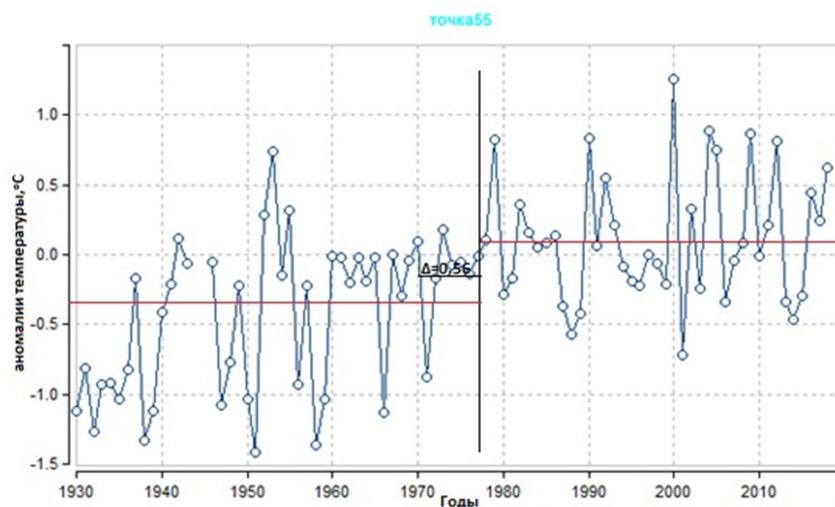


Рис. 3.10 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 55-ой точке западного района Гольфстрима

В 55-ой точке среднее значение с 1930 по 1976 год равняется $-0,45^{\circ}\text{C}$, а за период с 1977 по 2018 равняется $0,11^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $0,56^{\circ}\text{C}$.

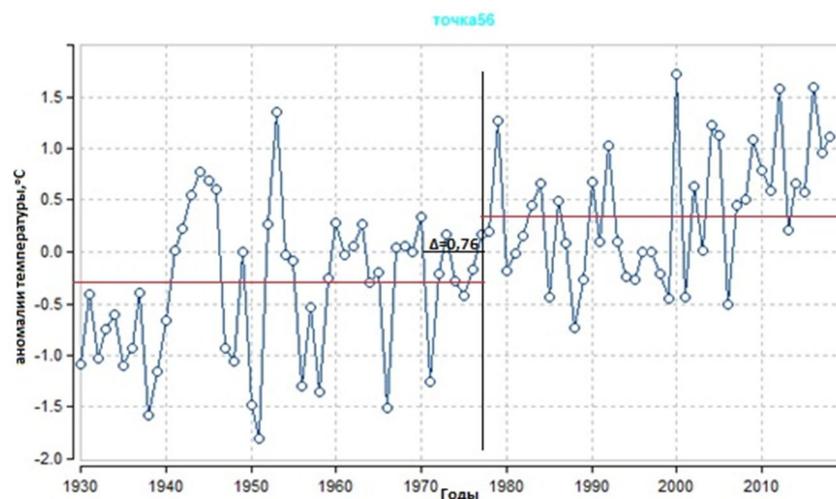


Рис. 3.11 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 56-ой точке западного района Гольфстрима

В 56-ой точке среднее значение с 1930 по 1976 год равняется $-0,37^{\circ}\text{C}$, а за период с 1977 по 2018 равняется $0,39^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $0,76^{\circ}\text{C}$.

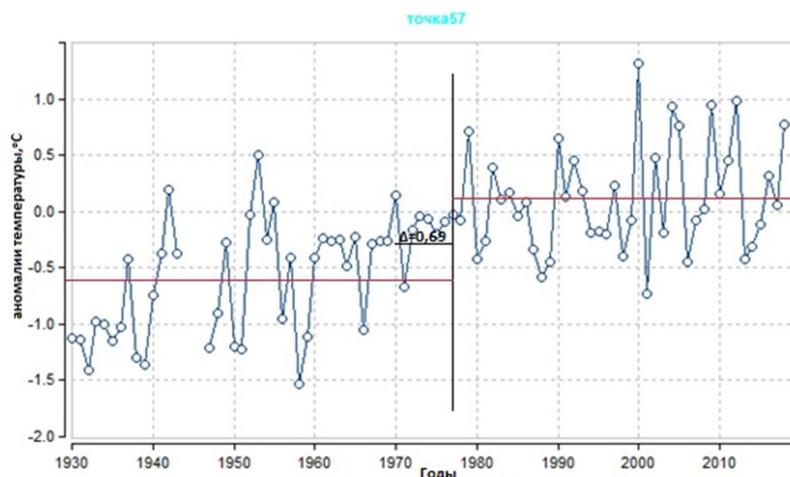


Рис. 3.12 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 57-ой точке западного района Гольфстрима

В 57-ой точке среднее значение с 1930 по 1976 год равняется $-0,58^{\circ}\text{C}$, а за период с 1977 по 2018 равняется $0,11^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $0,69^{\circ}\text{C}$.

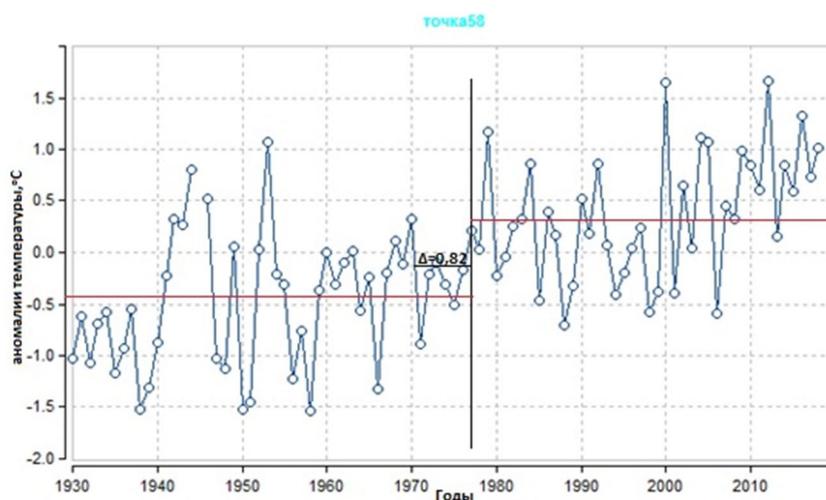


Рис. 3.13 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 58-ой точке западного района Гольфстрима

В 58-ой точке среднее значение с 1930 по 1976 год равняется $-0,46^{\circ}\text{C}$, а за период с 1977 по 2018 равняется $0,36^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $0,82^{\circ}\text{C}$.

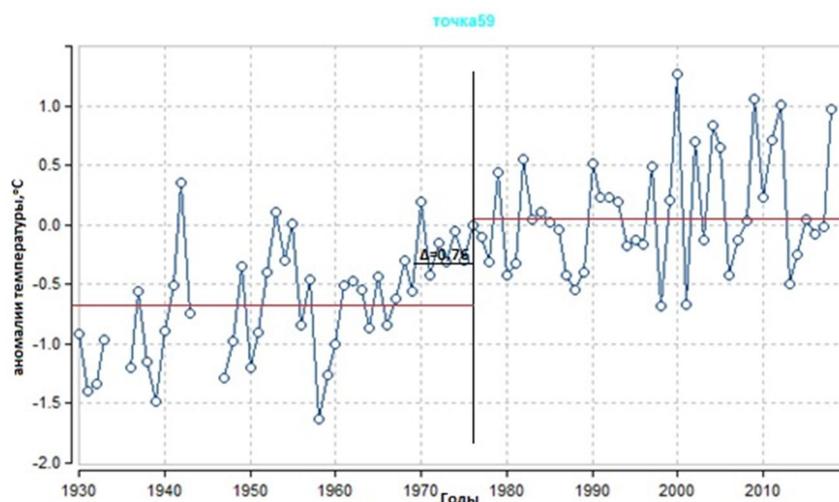


Рис. 3.14 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 59-ой точке западного района Гольфстрима

В 59-ой точке среднее значение с 1930 по 1976 год равняется $-0,65^{\circ}\text{C}$, а за период с 1977 по 2018 равняется $0,11^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $0,76^{\circ}\text{C}$.

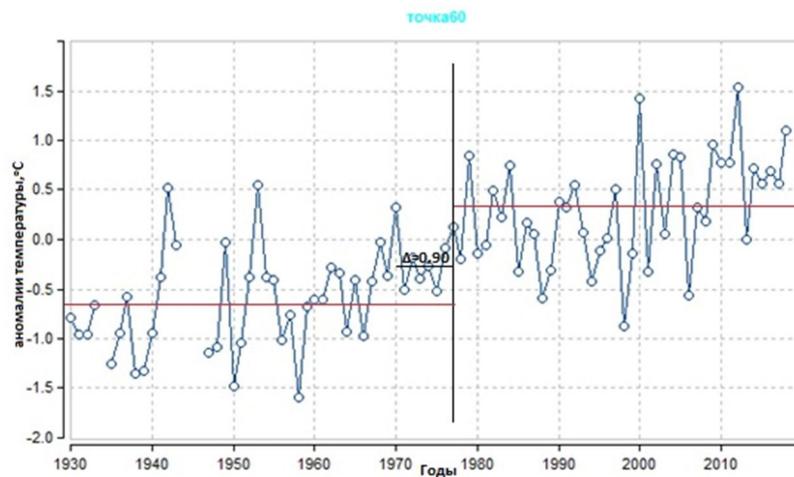


Рис. 3.15 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 60-ой точке западного района Гольфстрима

В 47-ой точке среднее значение с 1930 по 1976 год равняется $-0,60^{\circ}\text{C}$, а за период с 1977 по 2018 равняется $0,30$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $0,90^{\circ}\text{C}$.

Среднее значение прироста ТПО в феврале в 1977 г. во всех точках данного района равно $0,7^{\circ}\text{C}$ при вариации от $0,6$ до $0,9^{\circ}\text{C}$.

Исходя из результатов табл.3.1 и подтверждающих их графиков на рис.3.2-3.15, можно сделать вывод о том, что температура поверхности воды Гольфстрима при выходе из Мексиканского залива и движения его вдоль берегов Северной Америки действительно повысилась и в основном ступенчато (период перехода от одних стационарных условий к другим 1 год или несколько лет). Причем переход к новым стационарным условиям закончился в 1977 году.

Исследование ТПО в северных точках Гольфстрима за пределами данного района, где Гольфстрим поворачивает на восток, не показало подобного роста ТПО в 1977 г. Подобный рост температуры в 1977 г. наблюдается в точках средней части Атлантики южнее Гольфстрима и затем передается в Канарское течение и далее – в Северное Экваториальное течение, то есть это дополнительное тепло в северные широты не доходит и прослеживается только

до 47.5° с.ш. и 37.5° в.д. Севернее начинают работать другие факторы, которые рассматриваются в следующих главах.

Глава 4. Анализ температуры поверхности океана в центральной части Гольфстрима

В предыдущей главе рассматривался западный район Гольфстрима при выходе его из Мексиканского залива и движения вдоль восточного побережья Северной Америки. Механизм роста ТПО в 1977 г. при выходе из Мексиканского залива не оказывает влияние на повышение ТПО в центральной части Гольфстрима, где он пересекает Атлантику. В центральном районе Гольфстрима также наблюдается рост ТПО, но он связан с другими причинами, которые рассматриваются в этой главе более детально.

4.1 Моделирования временных рядов ТПО

Потепление воды Мексиканского залива не оказывает воздействие на Северную Атлантику. Граница прослеживается до 57.5° с.ш. и 22.5° в.д., т.е. до точки 59 на рис. 4.1. Затем это тепло уходит в Канарское течение и далее в Северное Экваториальное течение и на север оно не продвигается. В рассматриваемом центральном районе Гольфстрима (рис.4.1) или в Северо-Атлантическом течении потепление ТПО наблюдается раньше в конце 1960х – начале 1970х годов и видимо связано с другим фактором, обуславливающим изменением северной границы Гольфстрима при его повороте на восток от берегов Северной Америки. По результатам работ [7 - 9] северная граница Гольфстрима изменилась и сдвинулась на север. Поэтому ТПО в постоянных узлах регулярной сетки могла увеличиться. Для подтверждения этой гипотезы

было осуществлено моделирование временных рядов в точках центрального района Гольфстрима, приведенных на рис.4.1.



Рис. 4.1 - Район центральной части Гольфстрима (Северо-Атлантическое течение)

На основе теории из п. 3.1 с помощью программы «Timod» были рассчитаны характеристики стационарной и нестационарной моделей для многолетних данных аномалий температуры поверхности океана для точек в Мексиканском заливе. Жирным шрифтом в таблице 4.1 выделены эффективные различия от модели стационарной выборки при $\Delta > 10\%$ и статистически значимые значения критерия Фишера и коэффициентов корреляции линейного тренда.

Таблица 4.1 - Результаты оценки эффективности нестационарных моделей для многолетних рядов температуры поверхности океана для точек в районе влияния смещения границы Гольфстрима

номер	$\Delta_{тр},\%$	$\Delta_{ст},\%$	Fтр	Fст	Tст	Tнач	Tкон	N	R
10015	10.1	16.4	1.24	1.43	1969	1932	2018	77	0.44
10020	8.5	19.8	1.19	1.56	1969	1932	2018	68	0.4

10021	9.3	14.9	1.22	1.38	1970	1932	2018	76	0.42
10026	8.5	19.8	1.19	1.56	1969	1932	2018	68	0.4
10027	9.3	14.9	1.22	1.38	1970	1932	2018	76	0.42
10030	6.8	19.5	1.15	1.54	1970	1931	2018	69	0.36
10031	11.1	19.3	1.27	1.53	1969	1931	2018	72	0.46
10032	13	16.9	1.32	1.45	1970	1931	2018	80	0.49
10035	9.2	21.4	1.21	1.62	1970	1930	2018	79	0.42
10036	12.7	18.2	1.31	1.49	1968	1931	2018	78	0.49
10037	14.9	18.2	1.38	1.5	1970	1931	2018	81	0.53
10040	9.6	21.6	1.22	1.63	1969	1930	2018	81	0.43
10041	15.8	20.2	1.41	1.57	1969	1930	2018	81	0.54
10044	9.6	19.4	1.22	1.54	1969	1930	2018	82	0.43
10042	18.8	20.9	1.52	1.6	1970	1930	2018	83	0.58
10045	20.1	23.6	1.57	1.71	1968	1930	2018	82	0.6
10046	23.2	23	1.69	1.69	1970	1930	2018	83	0.64

Из таблицы 4.1 видно, что эффективными являются 9 моделей линейного тренда и все 17 нестационарных моделей ступенчатых изменений, а также коэффициенты корреляции уравнения тренда статистически значимы для всех 17 рядов. В среднем показатель эффективности модели линейного тренда $\Delta_{тр} = 15,5\%$ (при вариации от 10,1% для 15 точки до 23,2% для 46 точки), модели ступенчатых изменений $\Delta_{ст} = 19,3\%$ (при вариации от 14,9% для 21 и 27 точки до 23,6% для 45 точки). Год ступенчатых изменений на всех точках варьируется от 1968 до 1970 гг. Во всех точках отсутствуют выбросы. Исходя из результатов, подтверждается гипотеза о том, что с конца 1960-х – начала 1970-х г. наблюдается рост температуры поверхности океана в южном районе Северной Атлантики из-за смещения северной границы Гольфстрима еще дальше на север. Для этого района также характерны высокие коэффициенты корреляции между рядами и средние значения временных рядов ТПО не стационарны. Программа Timod определяет примерно один и тот же год перехода от одних стационарных условий к другим.

4.2 Анализ результатов

Для анализа и иллюстрации изменений в температуре поверхности океана для южных точек рассматриваемого района были построены графики временных рядов. На рисунках 4.2-4.13 приведены графики рядов с вертикальной линией перехода от одних стационарных условий к другим и линиями средних многолетних значений для каждой части ряда и с вычисленным значением прироста средних температур в °С для аномалий ТПО февраля.

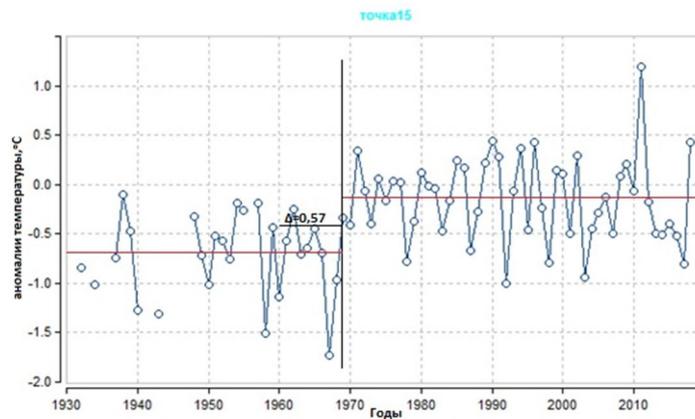


Рис. 4.2 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 15-ой точке Северной Атлантики

В 15-ой точке среднее значение с 1930 по 1968 год равняется $-0,72^\circ\text{C}$, а за период с 1969 по 2018 равняется $-0,15^\circ\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $+0,57^\circ\text{C}$.

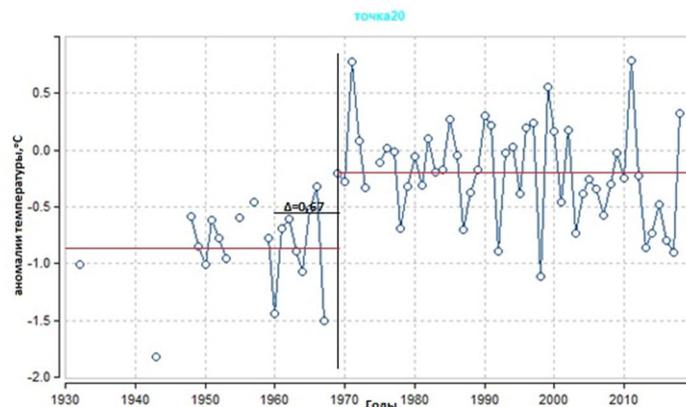


Рис. 4.3 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 20-ой точке Северной Атлантики

В 20-ой точке среднее значение с 1930 по 1968 год равняется $-0,86^{\circ}\text{C}$, а за период с 1969 по 2018 равняется $-0,19^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $+0,62^{\circ}\text{C}$.

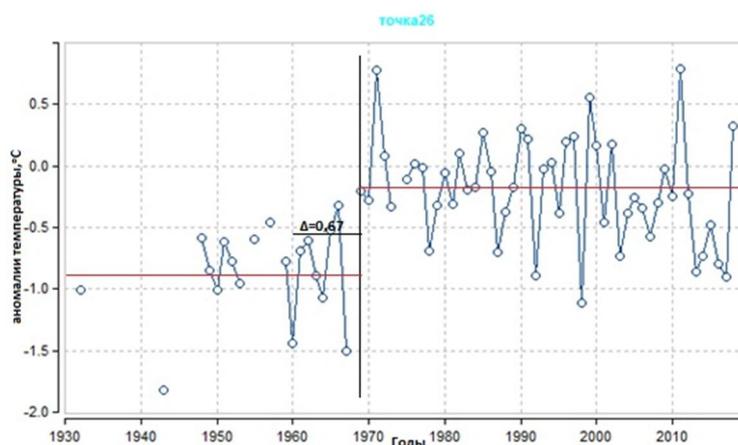


Рис. 4.4 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 26-ой точке Северной Атлантики

В 26-ой точке среднее значение с 1930 по 1968 год равняется $-0,86^{\circ}\text{C}$, а за период с 1969 по 2018 равняется $-0,19^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $+0,67^{\circ}\text{C}$.

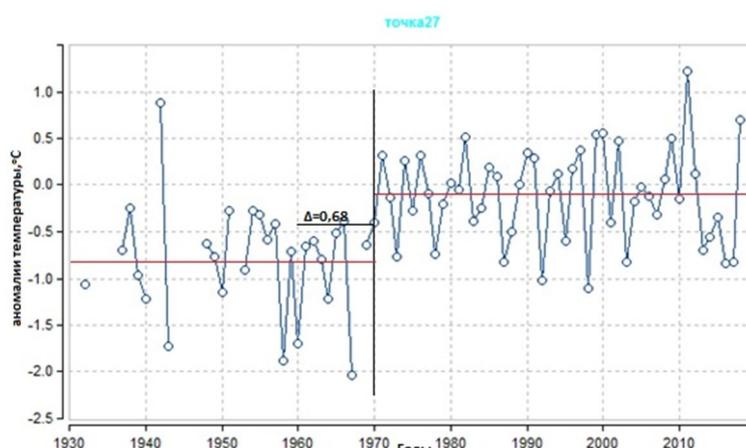


Рис. 4.5 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 27-ой точке Северной Атлантики

В 27-ой точке среднее значение с 1930 по 1969 год равняется $-0,79^{\circ}\text{C}$, а за период с 1970 по 2018 равняется $-0,11^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $+0,68^{\circ}\text{C}$.

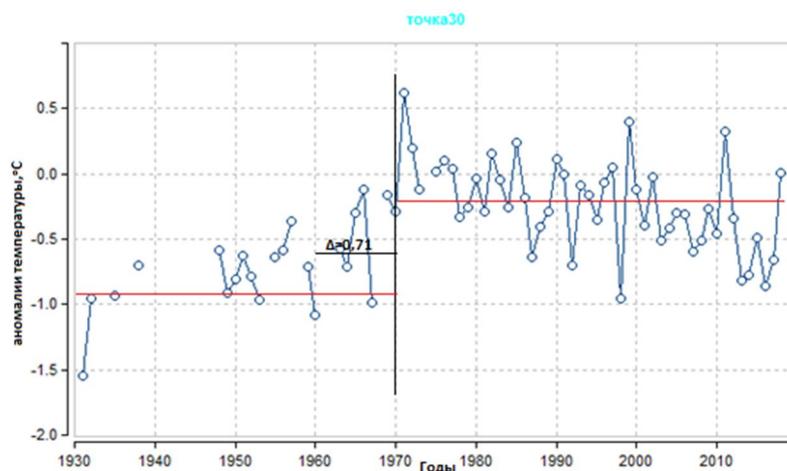


Рис. 4.6 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 30-ой точке Северной Атлантики

В 30-ой точке среднее значение с 1930 по 1969 год равняется $-0,91^{\circ}\text{C}$, а за период с 1970 по 2018 равняется $-0,20^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $+0,71^{\circ}\text{C}$.

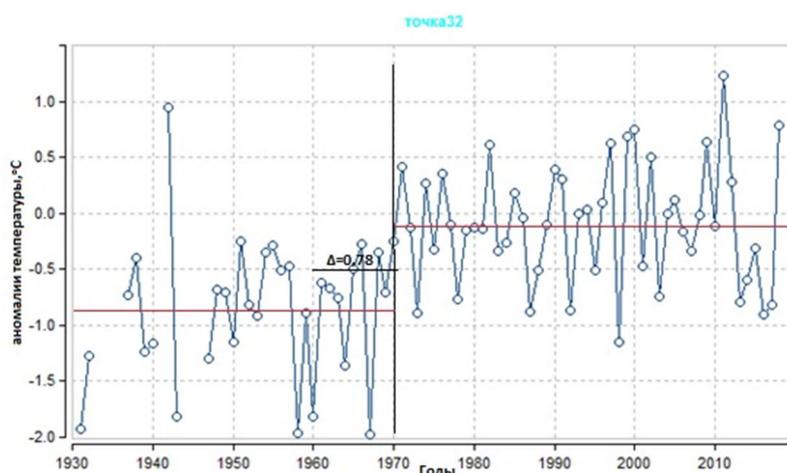


Рис. 4.7 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 32-ой точке Северной Атлантики

В 32-ой точке среднее значение с 1930 по 1969 год равняется $-0,87^{\circ}\text{C}$, а за период с 1970 по 2018 равняется $-0,09^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $+0,78^{\circ}\text{C}$.

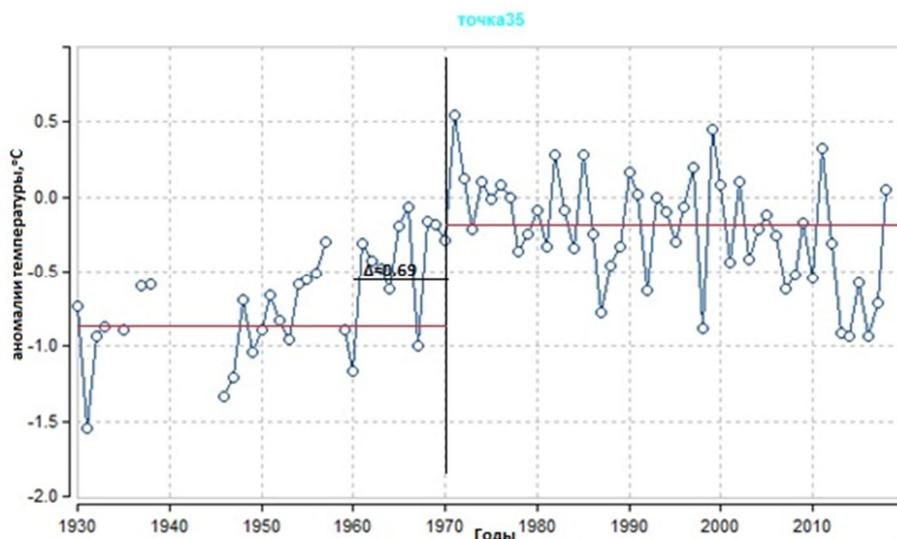


Рис. 4.8 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 35-ой точке Северной Атлантики

В 35-ой точке среднее значение с 1930 по 1969 год равняется $-0,90^{\circ}\text{C}$, а за период с 1970 по 2018 равняется $-0,21^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $+0,69^{\circ}\text{C}$.

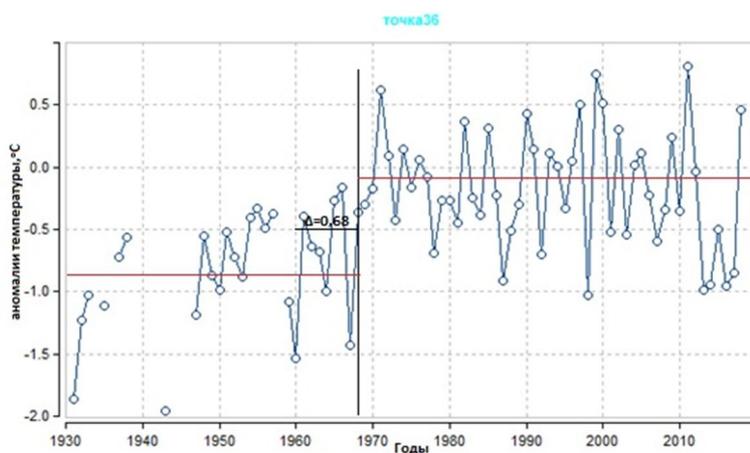


Рис. 4.9 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 36-ой точке Северной Атлантики

В 36-ой точке среднее значение с 1930 по 1967 год равняется $-0,85^{\circ}\text{C}$, а за период с 1968 по 2018 равняется $-0,17^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $+0,68^{\circ}\text{C}$.

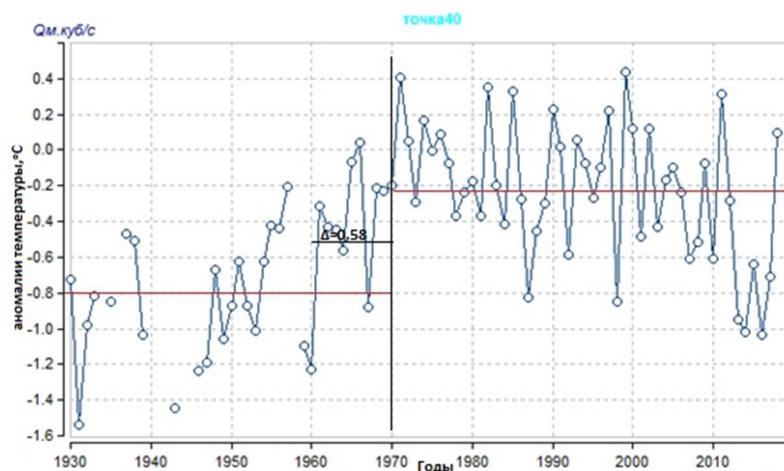


Рис. 4.10 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 40-ой точке Северной Атлантики

В 40-ой точке среднее значение с 1930 по 1969 год равняется $-0,80^{\circ}\text{C}$, а за период с 1970 по 2018 равняется $-0,22^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $+0,58^{\circ}\text{C}$.

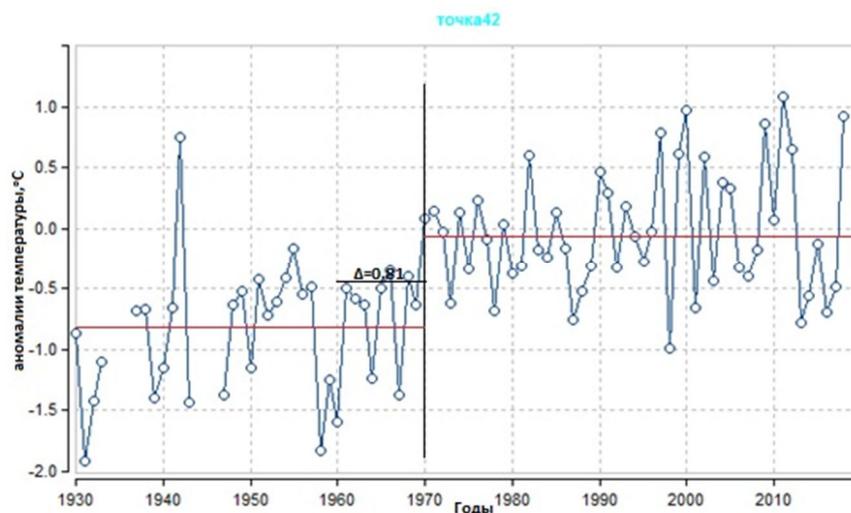


Рис. 4.11 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 42-ой точке Северной Атлантики

В 42-ой точке среднее значение с 1930 по 1969 год равняется $-0,84^{\circ}\text{C}$, а за период с 1970 по 2018 равняется $-0,03$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $+0,81^{\circ}\text{C}$.

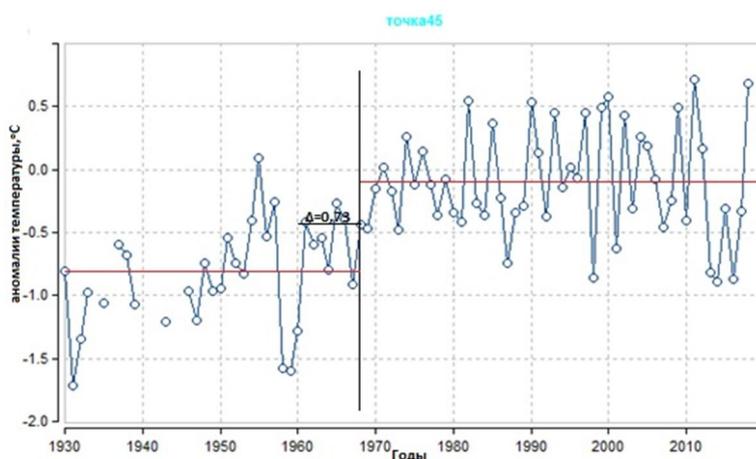


Рис. 4.12 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 45-ой точке Северной Атлантики

В 45-ой точке среднее значение с 1930 по 1967 год равняется $-0,83^{\circ}\text{C}$, а за период с 1968 по 2018 равняется $-0,10^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $+0,73^{\circ}\text{C}$.

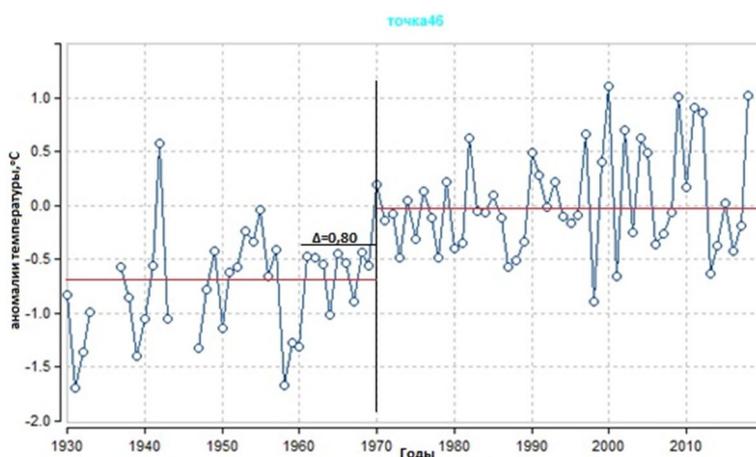


Рис. 4.13 - Ступенчатая модель межгодовых изменений аномалий температуры воды в феврале в 46-ой точке Северной Атлантики

В 46-ой точке среднее значение с 1930 по 1968 годы равняется $-0,76^{\circ}\text{C}$, а за период с 1969 по 2018 равняется $0,04^{\circ}\text{C}$. Разница между этими средними значениями (Δ) составляет $0,80^{\circ}\text{C}$.

В результате получено, что среднее значения прироста ТПО составляет примерно $0,7^{\circ}\text{C}$ (при вариации от $0,6$ до $0,8^{\circ}\text{C}$) и относится в среднем к 1969 году (при вариации от 1968 по 1970 гг.). Такое увеличение ТПО имеет место до $57,5^{\circ}$ с.ш.

Глава 5. Анализ температуры поверхности океана в европейской части Гольфстрима

В предыдущих главах рассматривались западный и центральный районы Гольфстрима и этих районах получены разные закономерности. В западной части Гольфстрима наблюдается увеличение ТПО на $0,7^{\circ}\text{C}$ в 1977 г. за счет аналогичного роста температур при выходе из Мексиканского залива. В центральном районе Гольфстрима имеет место такой же ступенчатый рост температур на $0,7^{\circ}\text{C}$, но наступивший раньше, примерно в 1970 г. и наиболее вероятной причиной является смещение северной границы Гольфстрима на север.

5.1. Общая характеристика района

Следующий третий район является главным предметом исследования настоящей работы. Он охватывает европейскую часть Гольфстрима и характеризует тепловое состояние течения при приближении к Европе и при движении вдоль Скандинавии. Помимо области самого течения в этот район были также включены и территории влияния таяния материковых льдов Гренландии и северных морских льдов.

В этом районе динамика ТПО не является одинаковой. С одной стороны, за счет таяния материковых льдов Гренландии и морских льдов Северного ледовитого океана температура воды понижается и должно происходить смещение Гольфстрима в южном направлении за счет давления более холодных вод с большей плотностью с севера. С другой стороны, от берегов Северной Америки Гольфстрим стал отделяться и пересекать Атлантику по более высокой широте. Поэтому, видимо, следует наблюдать противоборство этих двух разнонаправленных процессов: движение холодных вод с севера и движение теплых вод с юга. Из-за этого рассматриваемый район не является однородным по характеру динамики и его по крайней мере следует разделить на две части, как показано на рис.5.1: западного и восточного.

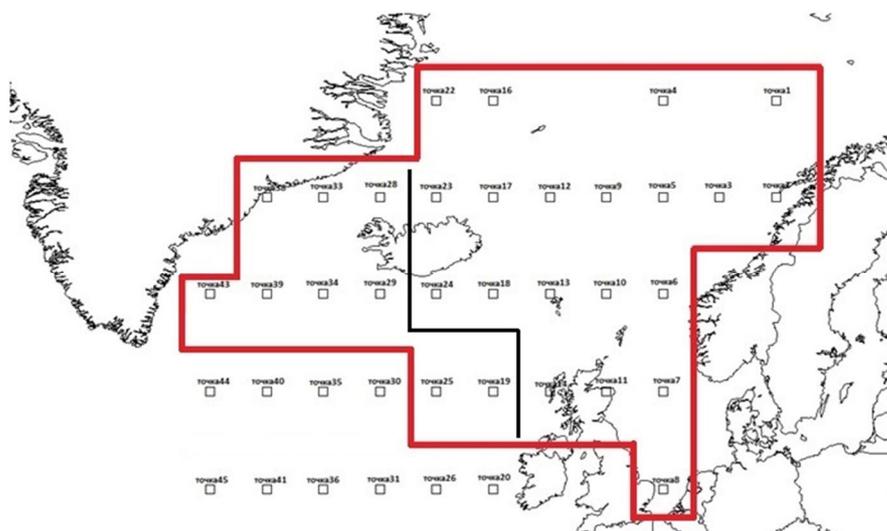


Рис. 5.1- Район европейской части Гольфстрима, представленный в виде двух подрайонов: западного и восточного

На рис.5.1 черной линией обозначена граница между двумя подрайонами: западный подрайон влияния таяния ледников и восточный подрайон влияния Гольфстрима. В западном подрайоне наблюдается падение ТПО в конце 1970х – начале 1980х годов за счет таяния ледников. Каждый из этих подрайонов был рассмотрен детально.

5.2 Западный подрайон влияния таяния льдов

В точках Северной Атлантики, расположенных рядом с Гренландией, происходит непрерывное падение температуры поверхности океана после 1980 года. Предполагается, в эти годы проявляется влияние таяния льдов Гренландии и Арктики.

Этот вывод подтверждается исследованиями. Так, исследователи из Калифорнийского университета в Ирвайне и Лаборатории реактивного движения NASA собрали данные о ледниках Гренландии за последние 46 лет и определили, какое количество льда остров потерял за каждое десятилетие [10].

Ранее климатологи из университета штата Огайо показали, что наибольшая потеря льда с 2003 по 2013 год произошла в юго-западном регионе Гренландии, на котором в основном отсутствуют крупные ледники. Целью их новой работы была в определении того, как повышается скорость таяния ледников и как она влияет на уровень Мирового океана. По их оценкам, с 1980 по 1990 годы ледники Гренландии в среднем выбрасывали около 51 миллиарда тонн льда в год, а между 2010 и 2018 годами потери составляют уже 286 миллиардов тонн льда в год [11]. И само таяние проходит неравномерно. Например, ледник Якобсхавн за этот период потерял 323 миллиарда тонн, а ледник Гумбольдта — 152 миллиарда тонн. Если начнут активно таять такие ледники, как Ниогальфьерфьорден (*Nioghalvfjerfjorden*) и Захария Исстрём (*Zachariae Isstrøm*), то при их исчезновении уровень Мирового океана поднимется на метр. [12]

Но недавно проект НАСА «Таяние Гренландии» (NASA's Seas Melting Greenland (OMG)) выявил, что ледник Якобсхавн с 2016 года немного увеличился в размерах из-за относительно холодной океанской воды у его основания. Благодаря этому процессу он замедлил своё таяние. Но несмотря на то, что этот ледник вырос, весь ледниковый покров Гренландии продолжает таять [13].

Мощное таяние морских и материковых ледников началось с 1980-х годов и оно продолжалось, по оценке учёных, более двадцати лет, потому что именно в этот период был наиболее интенсивный рост глобальной температуры 80-х – 90-х гг.

И это таяние проявляется в том, что пришедшая холодная вода уменьшает температуру поверхности океана с середины 1980-х годов в северных точках Северной Атлантике. Влияние потепления не сказывается на эту область. Таяния чётко прослеживается до 57.5°с.ш. и 12.5°в.д. (рис.5.2). Дальше идёт влияние Гольфстрима.

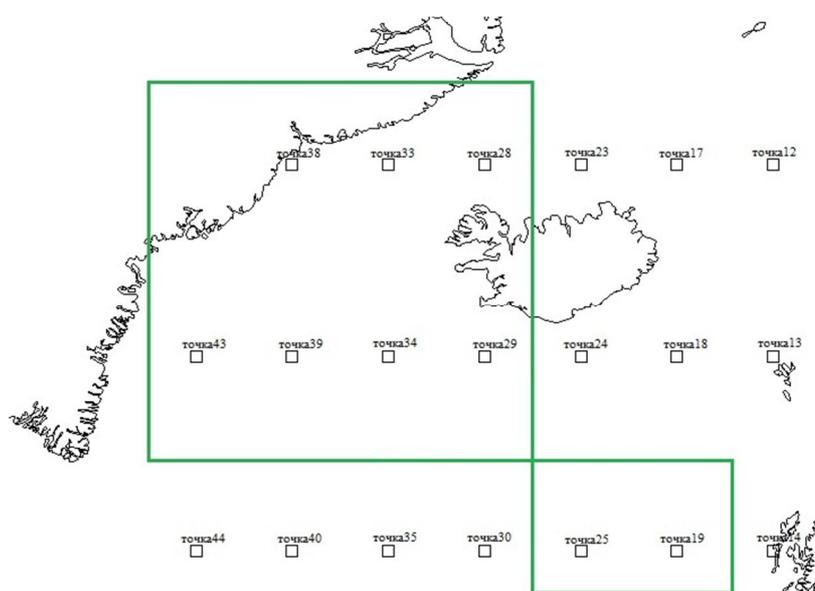


Рис.5.2 - Район влияния таяния ледников

На основе теории из п. 3.1 и с помощью программы «Timod» были рассчитаны характеристики стационарной и нестационарной моделей для многолетних данных аномалий температуры поверхности океана для точек в рассматриваемом подрайоне. Жирным шрифтом в таблице 5.1 выделены эффективные различия от модели стационарной выборки при $\Delta > 10\%$ и статистически значимые значения критерия Фишера и коэффициентов корреляции линейного тренда.

Таблица 5.1 - Результаты оценки эффективности нестационарных моделей для многолетних рядов температуры поверхности океана для точек около Гренландии

номер	$\Delta_{тр},\%$	$\Delta_{ст},\%$	$F_{тр}$	$F_{ст}$	$T_{ст}$	$T_{нач}$	$T_{кон}$	N	R
10019	5.6	20.8	1.12	1.59	1960	1932	2018	63	0.33
10025	5.9	20.5	1.13	1.58	1960	1932	2018	63	0.34
10028	14	25.3	1.35	3.34	1959	1931	2018	64	0.51
10029	12	23.6	1.29	3.15	1963	1931	2018	72	0.47
10033	13.4	16.4	1.33	3.49	1961	1931	2018	73	0.5
10034	12.9	14.6	1.32	3.26	1961	1930	2018	79	0.49
10038	9.4	26.6	1.22	2.49	1961	1930	2018	73	0.42
10039	11.2	18.4	1.27	2.64	1961	1930	2018	81	0.46
10043	7.7	20.2	1.17	2.05	1961	1930	2018	80	0.39

Из таблицы 5.2.1 видно, что эффективными являются 5 моделей линейного тренда и все 9 нестационарных моделей ступенчатых изменений, а также коэффициенты корреляции уравнения тренда статистически значимы для всех 9 рядов. В среднем показатель эффективности модели линейного тренда $\Delta_{тр} = 12,7\%$ (при вариации от 11,2% для 39 точки до 14% для 28 точки), модели ступенчатых изменений $\Delta_{ст} = 20,7\%$ (при вариации от 14,6% для 34 точки до 26,6% для 38 точки). Год ступенчатых изменений на всех точках варьируется от 1959 до 1961 гг. Во всех точках отсутствуют выбросы. Для этого района характерны сильные корреляции между рядами и сами ряды не стационарны по средним значениям. Вместе с тем, по всем рядам наблюдений формализованными методами удалось установить только одно наибольшее изменение температур, которое произошло в 1960-ом году и связано со ступенчатым подъемом средних температур, вероятнее всего также за счет смещения северной границы Гольфстрима еще дальше на север. Однако же падение температур уже не фиксируется для всего продолжительного ряда наблюдений, т.к. оно менее значимо. Для его идентификации следует рассматривать временные ряды с началом данных в 1970 году.

Для иллюстрации этих двух видов изменений ТПО в точках около Гренландии были построены графики, приведенные на рисунках 5.3-5.10 для февраля.

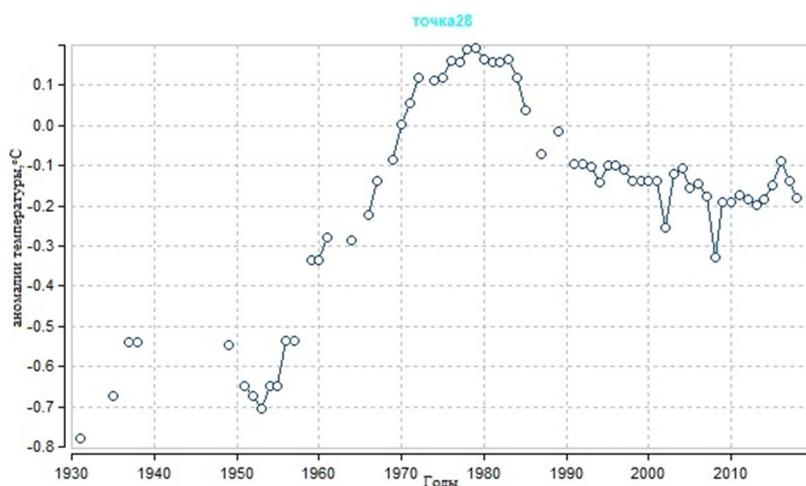


Рис.5.3 - Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в феврале в 28-ой точке Северной Атлантики

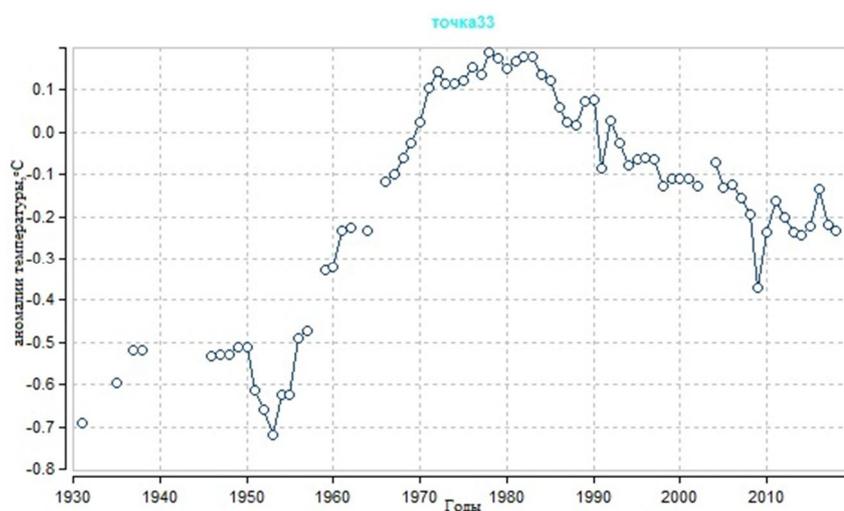


Рис.5.4 - Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в феврале в 33-ей точке Северной Атлантики

В 28-ой и 33-ей точках наблюдается период стабилизации ТПО, начиная с 2000-х годов, также происходит заметное уменьшение скорости падения температуры.

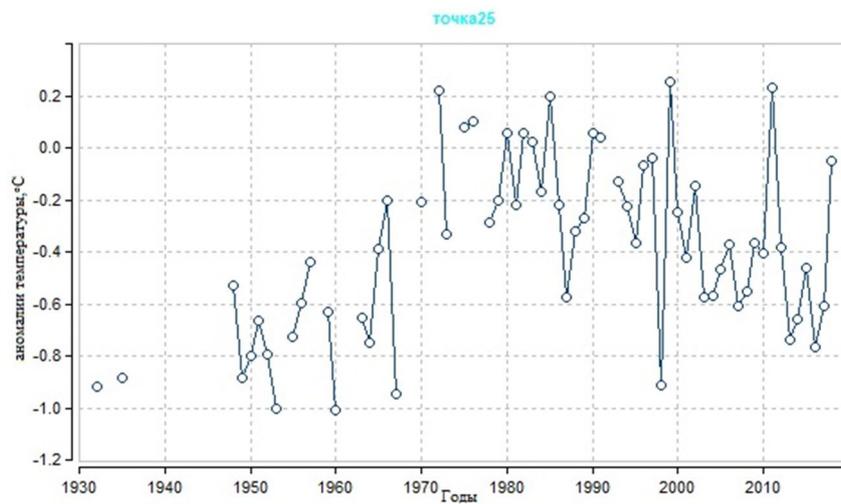


Рис.5.5 - Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в феврале в 25-ой точке Северной Атлантики



Рис.5.6 - Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в феврале в 29-ой точке Северной Атлантики

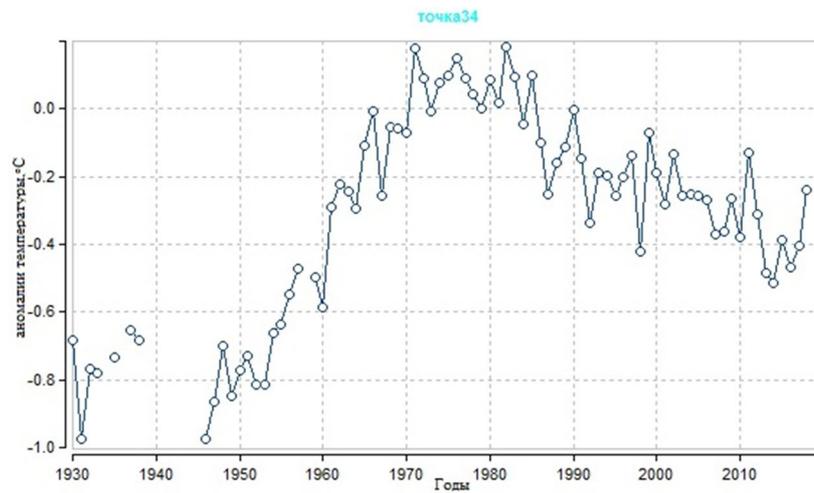


Рис.5.7 - Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в феврале в 34-ой точке Северной Атлантики

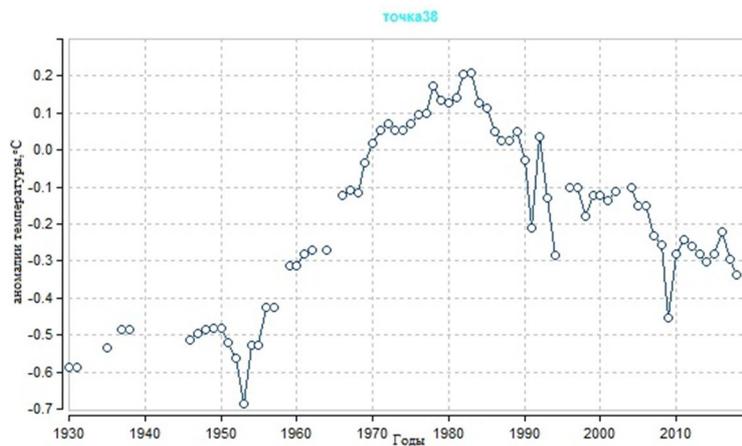


Рис.5.8 - Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в феврале в 38-ой точке Северной Атлантики

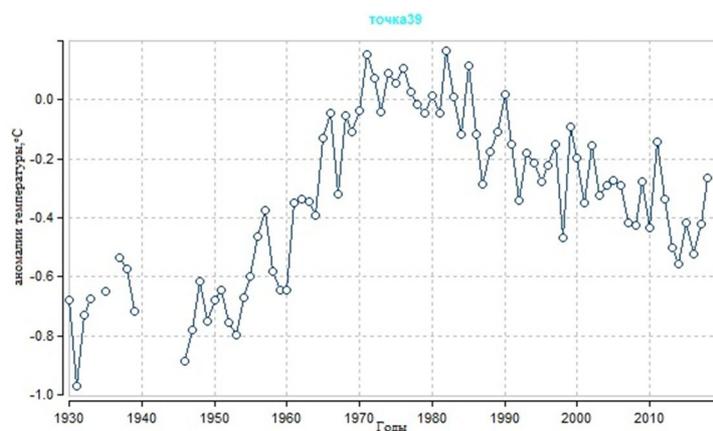


Рис.5.9 - Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в феврале в 39-ой точке Северной Атлантики

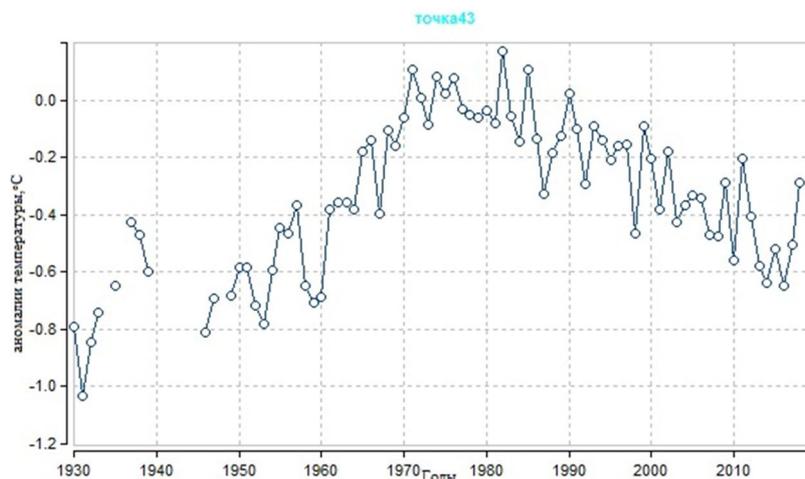


Рис.5.10 - Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в феврале в 43-ей точке Северной Атлантики

В 25-ой, 29-ой, 34-ой, 38-ой, 39-ой и 43-ей точке наблюдается стабильное падение температуры с 1980-х годов и далее их стабилизация, хотя в точках 38 и 43 около берегов Гренландии спад температуры еще не закончился.

Таким образом в рассматриваемом подрайоне наблюдается проявление двух причин, которые привели к сложной нестационарной структуре временных рядов. Прежде всего – это подъем температуры, закончившийся в 1970 году, который, как и в более южном районе, связан со смещением северной границы Гольфстрима еще дальше на север. Вторая причина – это таяние материковых льдов Гренландии, которое вызвало падение температуры с начала 1980х годов примерно на $0,5^{\circ}\text{C}$. Это падение закончилось в начале 2000х годов и сейчас имеет место стабилизация температуры, хотя в точках около Гренландии она еще продолжает падать, но скорость падения существенно уменьшилась.

5.3 Восточный подрайон совместного влияния Гольфстрима и таяния льдов

Рассматриваемый восточный подрайон, приведенный на рис.5.11, фактически и является главной областью поставки теплой воды Гольфстрима к берегам Северной Европы. Этот район представлен в основном Норвежским и

Северным морями и характеризует Гольфстрим в зоне обогривания севера Европы. В этом подрайоне также сказывается влияние таяния льдов, но здесь также проявляется и влияние Гольфстрима, который пытается скомпенсировать понижение ТПО за счет этого таяния.

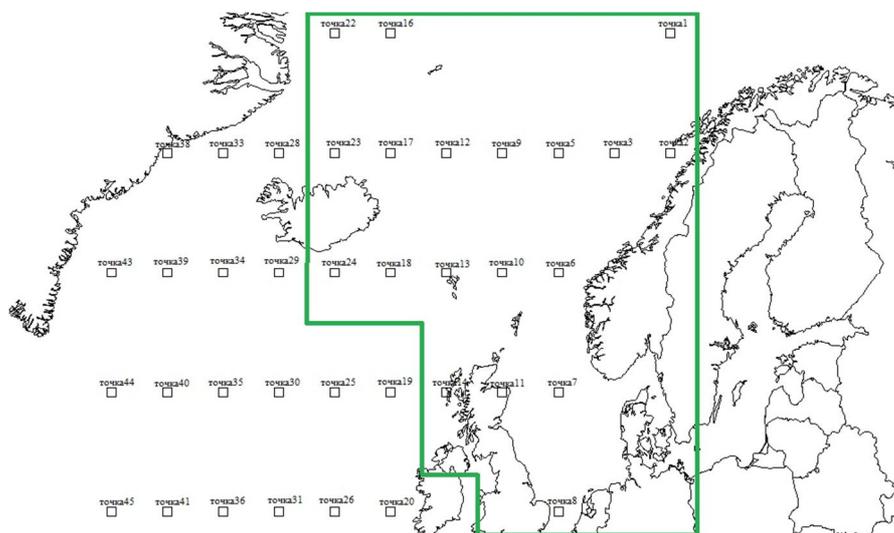


Рис.5.11- восточный подрайон европейской части Гольфстрима

На основе теории из п. 3.1 с помощью программы «Timod» были рассчитаны характеристики стационарной и нестационарной моделей для многолетних данных аномалий температуры поверхности океана для точек в этом подрайоне. Жирным шрифтом в таблице 5.2 выделены эффективные отличия от модели стационарной выборки при $\Delta > 10\%$ и статистически значимые значения критерия Фишера и коэффициентов корреляции линейного тренда.

Таблица 5.2 - Результаты оценки эффективности нестационарных моделей для многолетних рядов ТПО в восточном подрайоне европейской части Гольфстрима

номер	$\Delta_{тр},\%$	$\Delta_{ст},\%$	Fтр	Fст	Tст	Tнач	Tкон	N	R
10001	3.1	19.3	1.01	1.04	1971	1961	2018	52	0.29
10002	3.4	23.9	1.07	1.73	1966	1934	2015	63	0.25
10003	1.9	20.7	1.04	1.59	1968	1934	2015	42	0.32

10005	2.2	21.5	1.05	1.62	1967	1935	2015	66	0.24
10006	8.1	23.7	1.18	2.27	1970	1935	2017	70	0.39
10007	7.5	25.5	1.17	1.8	1971	1934	2018	71	0.38
10008	2.9	11.5	1.06	1.28	1970	1934	2018	66	0.24
10009	8.2	25.3	1.19	2.39	1970	1935	2015	64	0.4
10010	11.2	18.8	1.27	2.67	1968	1935	2018	69	0.46
10011	8	24.9	1.18	1.77	1970	1934	2018	67	0.39
10012	10.9	10.3	1.26	2.8	1970	1935	2017	64	0.45
10013	10.9	21.2	1.26	2.89	1968	1935	2018	67	0.45
10014	8	27.6	1.18	1.91	1968	1935	2018	67	0.39
10016	21.4	24.8	1.62	4.9	1969	1935	2018	61	0.62
10017	11.8	20.8	1.28	2.85	1969	1935	2017	63	0.47
10018	14.6	21.4	1.37	2.91	1965	1931	2018	69	0.52
10022	21.5	14.8	1.62	4.89	1969	1935	2018	59	0.62
10023	15.9	20.5	1.41	2.82	1972	1931	2017	35	0.54
10024	14.6	21.4	1.37	2.91	1965	1931	2018	69	0.52

Из таблицы 5.2 видно, что эффективными являются 10 моделей линейного тренда и 20 нестационарных моделей ступенчатых изменений и коэффициенты корреляции уравнения тренда статистически значимы для всех 20 рядов. В среднем показатель эффективности модели линейного тренда $\Delta_{\text{тр}} = 14,3\%$ (при вариации от 10,1% для 15-ой точки до 21,5% для 22-ой точки), модели ступенчатых изменений $\Delta_{\text{ст}} = 20,7\%$ (при вариации от 10,3% для 12-ой точки до 27,6% для 13-ой точки). Год ступенчатых изменений на всех точках варьируется от 1965 до 1972 гг. Здесь также выявляется главный градиент нестационарности, связанный с повышением температуры в конце 1960х годов.

Вместе с тем наибольший интерес представляет влияние таяния льда после 1980 г., а оно проявляется во временных рядах даже для этого подрайона по-разному. Данный регион исследования по этому воздействию после 1980 г. можно разделить ещё на 3 части (рис.5.12):

- область влияния и ледников и Гольфстрима, где идёт процесс стабилизации, область (область 1 на рис.5.12),

- область, где Гольфстрим компенсирует влияние таяния ледников на ТПО (область 2)
- область, где какие-либо изменения ТПО отсутствуют (область 3).

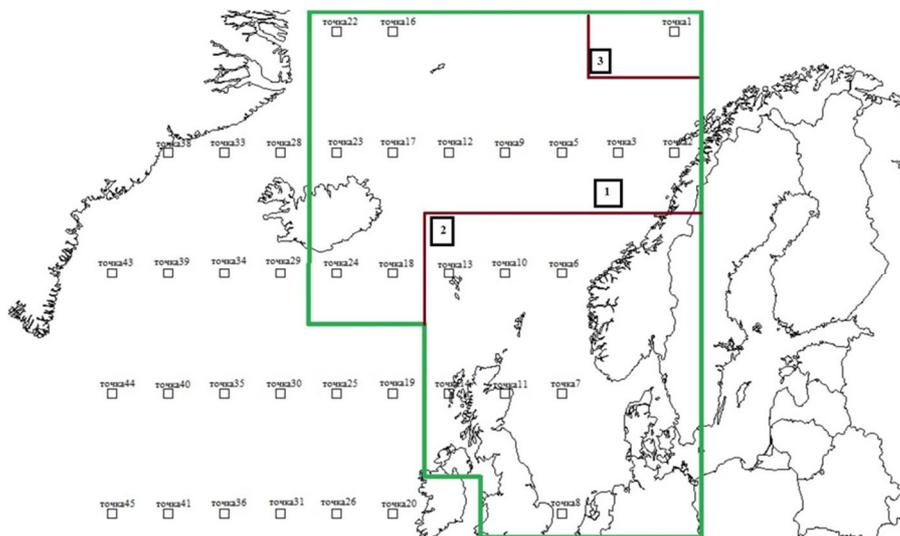


Рис.5.12 – Три выделенные области с разной динамикой ТПО в восточном подрайоне европейской части Гольфстрима.

Иллюстрация динамики стабилизации ТПО после таяния северного льда в области 1 приведена на рис.5.13- 5.17.



Рис.5.13 - Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в феврале во 2-ой точке Северной Атлантики

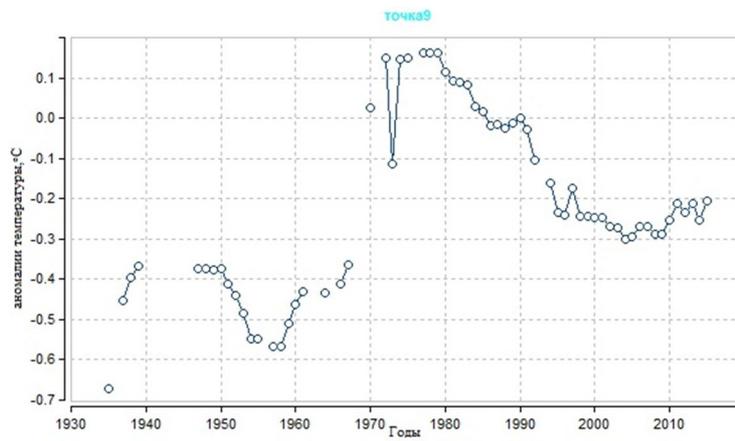


Рис.5.14 - Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в феврале в 9-ой точке Северной Атлантики



Рис.5.15 - Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в феврале в 17-ой точке Северной Атлантики

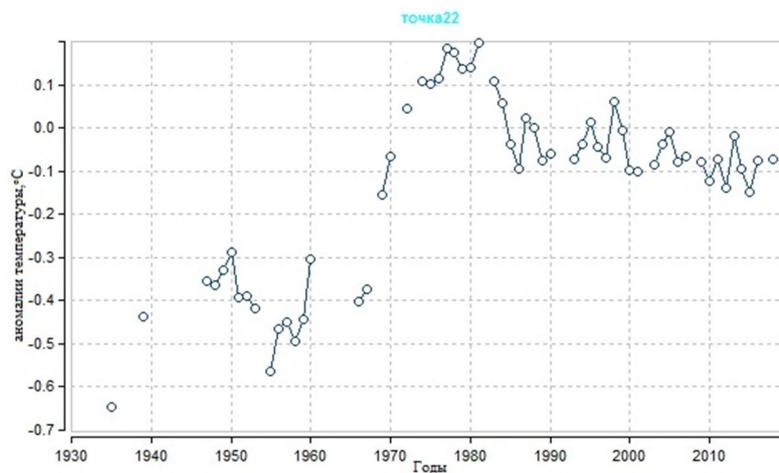


Рис.5.16 - Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в феврале в 22-ой точке Северной Атлантики

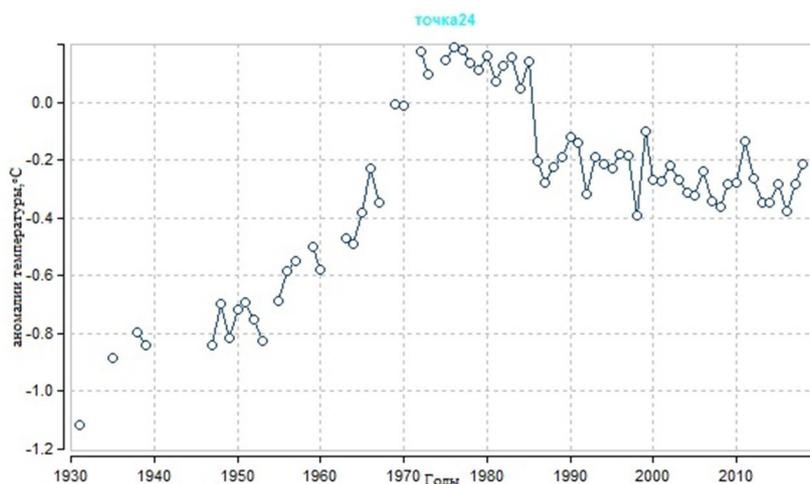


Рис.5.17 - Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в феврале в 24-ой точке Северной Атлантики

На этих графиках видно, что после периода падения температуры в 1980х годах на 0,2-0,3°C идёт её стабилизация, начиная с 1990-х – 2000-х годов.

Иллюстрация области 2 компенсации Гольфстримом воздействия таяния ледников представлена на рис. 5.18 –

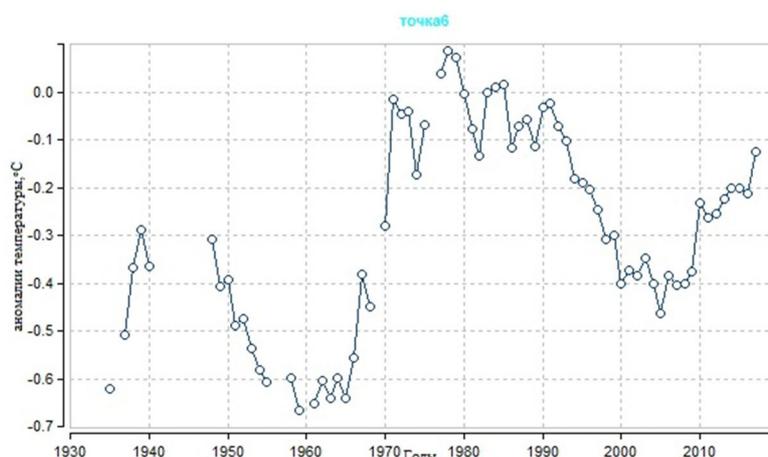


Рис.5.18 - Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в феврале в 6-ой точке Северной Атлантики

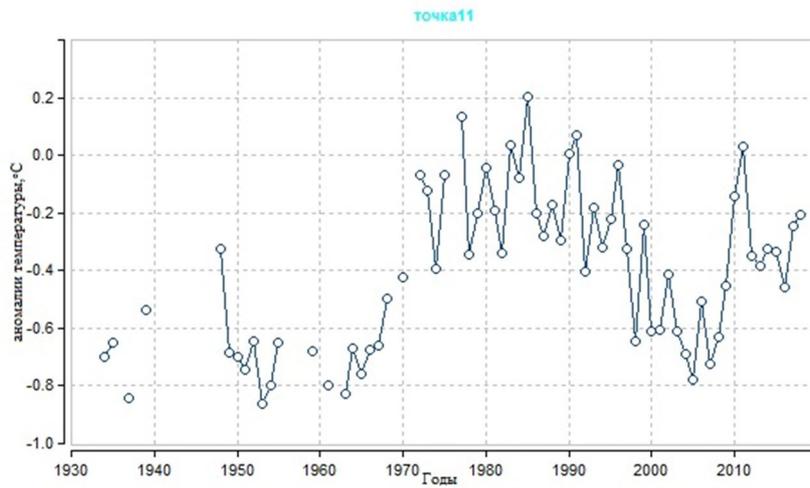


Рис.5.19 - Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в феврале в 11-ой точке Северной Атлантики

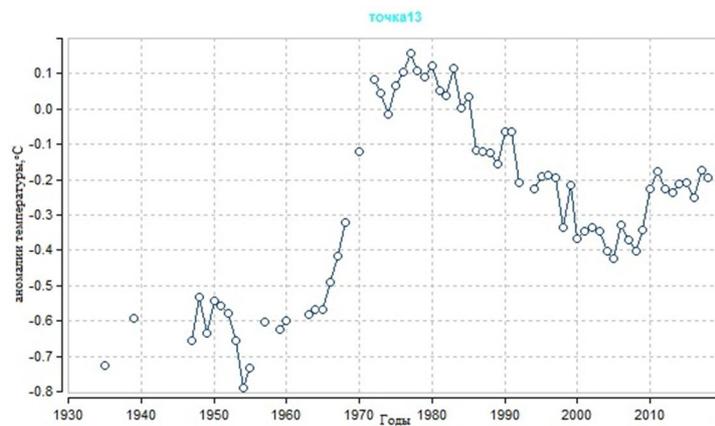


Рис.5.20 - Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в феврале в 13-ой точке Северной Атлантики

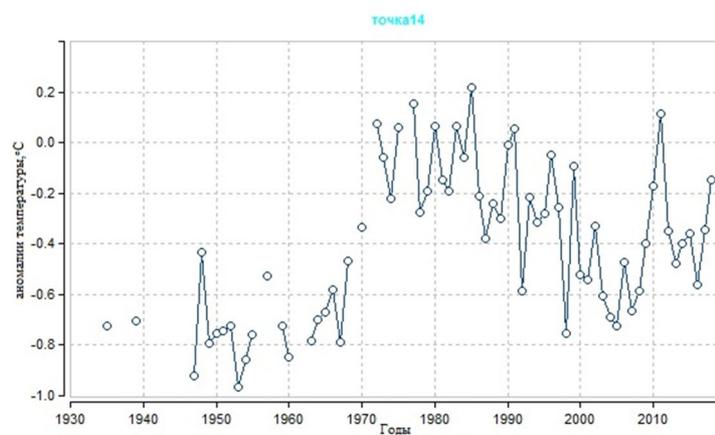


Рис.5.21- Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в феврале в 14-ой точке Северной Атлантики

На данных графиках видно, что в начале 2000х годов наблюдается уже не только стабилизация ТПО, но и уже практический ее возврат на тот же уровень, который был в 1970х – 1980х годах или, по - крайней мере, идет возвращение ТПО к этому уровню.

Для иллюстрации области отсутствия Гольфстрим построен график на рисунке 5.22.

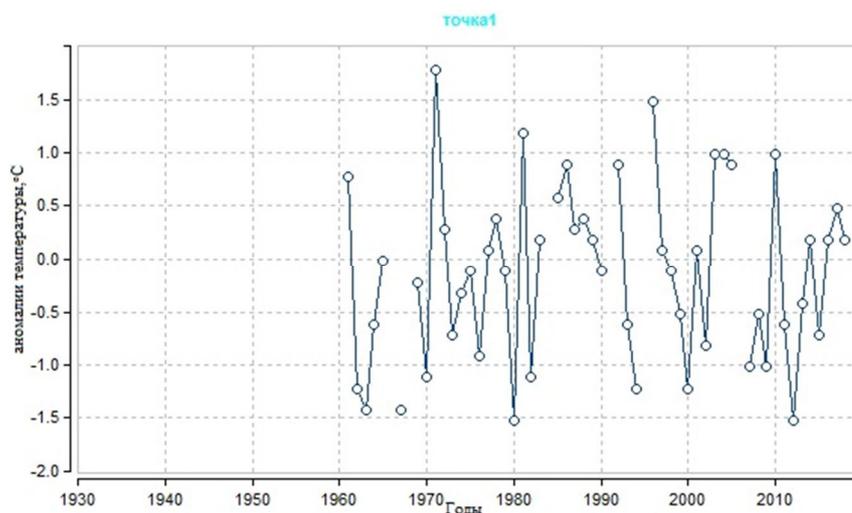


Рис.5.22 - Межгодовая изменчивость аномалий температуры поверхности океана в 1-ой точке Северной Атлантики

В данной области 3 наблюдаются стационарные условия ТПО в течение всего рассматриваемого периода. Видимо, влияние смещения северной границы Гольфстрима и таяния льдов в этом районе не проявлялось.

Выводы

В результате выполненной работы по оценке климатических изменений температуры Гольфстрима были сделаны следующие выводы:

1. Предварительный анализ динамики ТПО в европейской части Гольфстрима показал, что она очень неоднородна, и чтобы выяснить причины этой неоднородности необходимо было рассмотреть всю область течения от Мексиканского залива.
2. Для этой цели сформирована база данных среднемесячных ТПО в 60 точках Атлантики, Северного и Норвежского морей в узлах регулярной сетки размером $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ за период с 1930 по 2018 гг. с оценкой ее однородности, стационарности и восстановлением пропусков наблюдений.
3. Выполнена классификация выбранной акватории Атлантики по динамике многолетних колебаний ТПО и выделено 3 квазиоднородных района, соответствующие западной, центральной и восточной (европейской) частям Гольфстрима.
4. В западном районе от выхода Гольфстрима из Мексиканского залива до поворота его от американского континента в океан имеет место ступенчатый рост температуры в 1977 г. в среднем на $0,7^{\circ}\text{C}$, связанный с повышением ТПО в заливе, который севернее не проявляется и тепло видимо уходит южнее в Канарское течение.
5. В центральном районе Гольфстрима при пересечении им Атлантики ступенчатый рост температуры также примерно на $0,7^{\circ}\text{C}$ имеет в конце 1960х годов и связан с другой причиной: смещением северной границы течения в высокие широты.
6. В европейской части Гольфстрима происходит взаимодействие двух противоположенных процессов: охлаждение ТПО за счет таяния ледников Гренландии и морских льдов Северного ледовитого океана в среднем на $0,5^{\circ}\text{C}$ с 1980 г., которое идет с

севера, и смещение северной границы Гольфстрима, которое идет с юга. В результате по динамике ТПО выделяются 3 разные области: западная область стабилизации падения ТПО после таяния льдов в 1990х -2000х годах, основная область подъема ТПО в начале 2000х практически до стабилизации 1970х и северо-восточная область у берегов Норвегии, где никаких изменений ТПО за многолетний период не установлено.

7. Задача дальнейших исследований состоит в оценке динамики ТПО в остальные зимние месяцы и более детальной классификации многолетней динамики ТПО всей северной части Атлантики для разработки эффективных индексов совместной циркуляции атмосферы и океана и долгосрочного прогноза ТПО этой части Атлантики, определяющей климат Европы.

Список литературы

1. S. Manabe Climate calculations with a combined ocean-atmosphere model / S. Manabe & K. Bryan // Journal of the Atmospheric Sciences.- 1969.- Vol. 26 (4).- 786-789.
2. Ulamski S. The Gulf Stream/ Tiny plankton, giant bluefin, and the amazing story of the powerful river in the Atlantic/ Ulamski S.-Chapel Hill,NC: The University of North Carolina Press, 2008.- P.212
3. Henry Stommel. The Gulf Stream/ A physical and Dynamical Description/ Henry Stommel.- Chapel Hill,NC: The University of North Carolina Press, 1958.- P.230
4. Лобанов В.А., Смирнов И.А., Шадурский А.Е. Практикум по климатологии. Часть 2. Учебное пособие. - СПб.: изд. РГГМУ, 2012.
5. NASA Scientific Visualization Studio [Электронный ресурс] – Режим доступа: URL: <https://svs.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/details.cgi?aid=3532> (24.10.2018)

6. M. Biasutti. Projected Changes in the physical climate of the coast and Caribbean./ M. Biasutti, A. H. Sobel, S. J. Camargo, T. T. Creyts// Climatic Change.- 2012.- Vol.112.- 819-845.- ISSN: 1573-1450
7. Glen G. Gawarkiewicz. Direct interaction between the Gulf Stream and the shelfbreak south of New England./ Glen G. Gawarkiewicz, Robert E. Todd, Albert J. Plueddemann, Magdalena Andres & James P. Manning// Scientific Report.- 2012.- 553.- ISSN: 2045-2322
8. Amond H. Taylor. A simple model of interannual displacements of the Gulf Stream./ Amond H. Taylor, A. Gangopadhyay// Journal of geophysical research.- 2011.- Vol.106.- 13849-13860.
9. Карлин Л.Н., Малинин В. Н., Гордеева С. М. Изменчивость гидрофизических характеристик в Гольфстриме // Океанология – 2013. – Т. 53, №4, - С. 454-462
10. Jérémie Mouginot. Forty-six years of Greenland ice sheet mass balance from 1972 to 2018./ Jérémie Mouginot, Eric Rignot, Anders A. Bjørk, Brice Noël, Bernd Scheuchl, & Michael Wood// PNAS.- 2019.- Vol.119.- 9239-9244
11. Michael Bevis. Accelerating changes in ice mass within Greenland, and the ice sheet's sensitivity to atmospheric forcing./Michael Bevis, Christopher Harig, Shfaqat A. Khan & Abel Brown// PNAS.- 2019.- Vol.116.- 1934-1939
12. Science Alert [Электронный ресурс].- Режим доступа: URL: <https://www.sciencealert.com/greenland-s-accelerating-ice-loss-is-worrisome-to-scientists> (15.05.2018)
13. Ala Khazendar. Interruption of two decades of Jakobshavn Isbrae acceleration and thinning as regional ocean cools./ Ala Khazendar, Ian. G. Fenty & Josh Willis// Nature Geoscience.- 2019.- 12.- 277-283