



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

Кафедра метеорологических прогнозов

**ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА**  
(магистерская диссертация)

На тему: «Исследование изменчивости тропопаузы в районе Караганды»

Исполнитель Муталип Айсүлу  
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико-математических наук  
(ученая степень, ученое звание)

Топтунова Ольга Николаевна  
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»  
заведующий кафедрой

  
(подпись)

кандидат физико-математических наук, доцент  
(ученая степень, ученое звание)

Анискина Ольга Георгиевна  
(фамилия, имя, отчество)

« 01 » февраля 2023 г.

Санкт-Петербург  
2023

СОДЕРЖАНИЕ	стр.
Введение	3
Глава 1. Характеристики тропопаузы	6
1.2 Стратосферно – тропосферный обмен	12
1.3 Факторы, влияющие на изменение высоты тропопаузы	14
1.4 Влияние парниковых газов на изменения высоты тропопаузы	15
1.5 Влияние вулканической деятельности на изменение высоты тропопаузы	17
1.6 Влияние Эль – Ниньо на изменения высоты тропопаузы	19
1.7 Роль тропопаузы в авиаций	21
Глава 2. Анализ температуры и давления по данным реанализа NCEP/NCAR	28
2.1 Анализ температуры на уровне тропопаузы	29
2.2 Анализ давления на уровне тропопаузы	41
Глава 3. Распределение температуры и высоты тропопаузы	54
Глава 4. Прогноз ансамбля моделей проекта CMIP6 (сценарий ssp245) для Казахстана	66
Глава 5. Анализ данных зондирования Караганды	73
5.1 Распределение температуры и высоты тропопаузы по месяцам за последние 10 лет по данным зондирования	74
5.2 Анализ динамики изменений температуры тропопаузы	75
5.3 Определение «экстремальных» состояний тропопаузы	80
5.4 Коэффициент вариаций температуры тропопаузы для Караганды	80
Заключение	83
Список использованных источников	85
Приложение А	98
Приложение В	99



## ВВЕДЕНИЕ

Начиная 1980 годов исследование изменения климата Земли становится все более актуальной задачей в современной метеорологии. С изменением климата меняется температурный режим Земли и погодные условия. Такие изменения отмечают межправительственная группа экспертов по изменению климата (IPCC). Исследователи отслеживали высоту верхней границы тропосферы, называемой тропопаузой, начиная с 1980 по 2020 год. За последние 20 лет по обнаружению исследователей тропопауза поднималась в среднем на 50 – 60 метров за десятилетия, и резко контрастирует с периодом до 1960 года, когда высота тропопаузы была в целом стабильной. Исследования показали, что увеличение высоты тропопаузы за последние два десятилетия напрямую связано с увеличением выбросов парниковых газов и разрушением озонового слоя в стратосфере.[1]. То есть состояние тропопаузы является отражением изменений в глобальной климатической системе. Так как тропопауза является переходным слоем в атмосфере, своеобразной границей раздела между тропосферой и стратосферой, процессы и явления, происходящие вблизи тропопаузы, оказывают существенное воздействие на метеорологические процессы в атмосфере[2]. В связи с этим последнее время есть очень много научных работ по исследованию тропопаузы. Несмотря на это актуальность изучения тропопаузы растет, так как растет возможность исследования с новыми различными подходами для определения понятия тропопаузы и ее нижней границы. Так, например, архив результатов радиозондирования университета Вайоминг. Данные легкодоступны и регистраций не требуют. Не смотря на такие возможности, работы по обновленным данным для тропопаузы над Казахстаном не проводились. В связи с этим в данной работе изучается изменчивость тропопаузы за последние 40 лет, а также составляется ее климатология за последние 30 лет и исследуются тенденции ее изменений за

последние 10 лет. В качестве исходных данных привлекаются как данные реанализа NCEP NCAR (с 1981 по 2020 года), так и стационарные данные (с 2001 по 2020 года)

Вопрос о том, что климатические изменения действительно происходят уже не имеет альтернативного ответа. Многочисленные исследования показывают, что это действительно так. Однако о причинах происходящих изменений научное сообщество до сих пор не консолидировано. Одни называют причиной солнечно-земные связи, изменение циркуляции, влияние океана, то есть сугубо естественные причины, другие же склоняются ко влиянию антропогенных условий, таких как например парниковые газы, третьи же говорят о комплексности этого вопроса и сложную связь влияния человека на естественные причины (например океан), которые в свою очередь могут влиять на циркуляцию. Так как, повторимся, современных работ для тропопаузы Казахстана не проводилось, то интересно было посмотреть, есть ли динамика в изменении тропопаузы и ее характеристик в этом регионе. В этом и заключается *актуальность* работы. Ведь если следовать логике, то общее потепление должно приводить к повышению ее уровня.

*Целью* работы является исследование изменения характеристик тропопаузы над территорией Казахстана.

В данном исследовании ставились следующие задачи:

1. По данным реанализа сравнить характеристики высоты и температуры на уровне тропопаузы в период с 1981 по 2010 года с периодом с 1991 по 2020 года.

2. По данным последних 30 лет и данным реанализа получить и проанализировать климатические характеристики тропопаузы

3. Проанализировать реальные данные за последние 10 лет для Караганды. Для этого потребовалась сравнить 7300 сроков.

4. На основе данных зондирования оценить изменчивость метеовеличин за последние 10 лет (величину и значимость трендов, коэффициент вариации и пр.).

## Глава 1. Характеристики тропопаузы

Тропопауза определяет верхнюю часть тропосферы и разделяет её со стратосферой с точки зрения как тепловой структуры, так и химического состава. Высота тропопаузы не только имеет отношение к метеорологическим и химическим структурам атмосферы, но и считается чувствительным индикатором антропогенного изменения климата [1–3]. Однако для определения статистических характеристик тропопаузы необходимо объективное определение самого уровня высоты тропопаузы, определенное с точки зрения физических параметров. Тропопауза может существовать где-то между 700 и 400 гПа, поэтому использовать постоянный уровень давления для описания тропопаузы не представляется возможным [4]. В связи с этим на сегодняшний день в литературе представлены следующие определения тропопаузы:

1. Радиационная тропопауза при ясном небе – это вид тропопаузы включает в себе первопричину ее образования. В этом уровне радиационный нагрев воздуха при ясном небе равняется к нулю[5].

2. Термическая тропопауза – уровень выше 500 гПа, начиная с которого вертикальный градиент температуры убывает до  $2^{\circ}\text{C}/\text{км}$  ( $0,2^{\circ}/100$  м) или ниже. Температура на этом уровне не должна превышать  $-30^{\circ}\text{C}$ . При зондировании по таким критериям зачастую выделяют несколько уровней, в связи с чем можно говорить о множественности тропопаузы, при этом за уровень тропопаузы по этому критерию выбирается самый нижний уровень [5]. Вторая тропопауза выбирается только в случае, когда выше первой есть слой мощностью не менее 1 км, в котором вертикальный температурный градиент равен или больше  $0,3^{\circ}/100\text{м}$  вне зависимости от фактического

распределения температуры в нем. Верхняя граница этого слоя считается второй тропопаузой[5].

3. Тропопауза, определенная по критерию статической устойчивости, представляет собой область повышенной статической стабильности непосредственно над термической тропопаузой. Непосредственно в тропопаузе статическая устойчивость возрастает почти скачкообразно, а затем постепенно снижается вверх до типичных нижнестратосферных значений [6].

4. Тропопауза холодной точки – это слой, в котором температура достигает своего минимального значения. Самое сильное натекание воздуха из тропосферы в стратосферу происходит над тропиками, и, таким образом, тропики действуют как основной канал для поступления тропосферного воздуха в стратосферу. Вблизи тропической тропопаузы с холодной точкой тропосферный водяной пар замораживается при пересечении тропопаузы, что приводит к очень низкому соотношению смешивания водяного пара во всей стратосфере [7]. Действительно, в отсутствие глубоких тропосферных инверсий тропопауза обнаруживает минимум температуры при переходе от тропосферы к стратосфере [5].

5. Озоновая тропопауза (озонопауза) – слой тропопаузы, где наблюдается максимальное количество озона. Однако в слое стратосферы озон поглощает ультрафиолетовое излучение Солнца и защищает Землю от опасных лучей. Слой тропопаузы же является загрязнителем воздуха и одновременно способствует изменению климата[8].

6. Химическая тропопауза – это слой тропопаузы, который представляет собой зону резких изменений между химическим составом тропосферы и стратосферы [9]. Она основана на значительных различиях изменчивости отношения смеси озона и монооксида углерода и содержит в себе газы, которые поступают из обоих слоев [5].



7. Динамическая тропопауза основана на динамически вычисленной высоте тропопаузы с учетом изменений во времени. В тропиках динамическая тропопауза обычно не используется из-за стремления параметра Кориолиса к нулю при приближении к экватору [5].

Высота тропопаузы меняется в зависимости от широты и обычно выше на экваторе и уменьшается к полюсам. Меняется она также изо дня в день и от сезона к сезону. Высота тропопаузы по термическому градиенту варьируется от 16,5 км в экваториальной зоне до менее чем 16 км в субтропиках, в то время как тропопауза холодной точки остается на уровне примерно 16,9 км с очень небольшим смещением с севера на юг. Озоновая тропопауза однозначно определяется градиентом озона и оказывается более изменчивой, чем тропопауза по градиенту или тропопауза холодной точки. Озоновая тропопауза примерно совпадает с верхней границей области наиболее активного конвективного перемешивания и с нижней границей переходной области от тропосферы к нижней стратосфере [10].

В последние годы области тропопаузы уделяется большое внимание в связи с возрастающей необходимостью знания временной и пространственной структуры метеорологических параметров в пределах переходной зоны между тропосферой и стратосферой. Для оценки стратосферно-тропосферного обмена массой, водой и химическими составляющими необходимо иметь точные знания о метеорологических условиях тропопаузы. Большинство коммерческих авиаперевозок происходит в районе тропопаузы, на высоте от 9 до 12 км. Рост дозвукового движения в течение последних десятилетий вызвал обеспокоенность по поводу выбросов загрязняющих веществ и поднял вопросы о влиянии воздушного движения на погоду и климат в целом [11]. В течение последних двух десятилетий во всем мире наблюдается значительная потеря стратосферного озона. Имеются некоторые свидетельства того, что существует корреляция между высотой поверхности тропопаузы и столбом

стратосферного озона. Таким образом, тренды параметров тропопаузы могут указать, в какой степени стратосферный озон изменился по динамическим причинам [12]. Особый интерес представляет тропическая тропопауза, так как общепризнано, что здесь большая часть водяного пара попадает в стратосферу; следовательно, условия тропической тропопаузы оказывают сильное влияние на распределение водяного пара в стратосфере. Недавние исследования показали, что тропический стратосферный воздух, по-видимому, сохраняет информацию об условиях тропопаузы, с которыми он сталкивался в течение более года, когда поднимался через стратосферу [13]. На водяной пар в нижней стратосфере также влияет годовой цикл температур тропической тропопаузы. Однако в целом знания о глобальной влажности верхней тропосферы и нижней стратосферы ограничены [14]. Не смотря на большое количество работ о верхней атмосфере исследований именно уровня тропопаузы не так много. Зачастую данные с уровня 200 гПа используются в качестве осредненных параметров для тропопаузы средних широт, и аналогичным образом поверхность 100 гПа заменяется тропической тропопаузой. Однако поверхность с постоянным давлением, например, 200 гПа, является плохой заменой тропопаузы и может привести к значительным ошибкам. Очевидно, что такой подход может отображать тропопаузу только в пределах ограниченных географических областей [12]. Поэтому целесообразно обрабатывать статистическую информацию следующих параметров тропопаузы: высота, температура, влажность.

Высота тропопаузы, как уже было сказано, зависит от местоположения, особенно от широты, а так же от сезона. Так, например, высота тропопаузы над Австралией в конце года составляет около 16 км, а в середине года - 12-16 км, а в более высоких широтах она еще ниже. Высота тропопаузы в широтах выше  $60^\circ$  составляет в среднем менее 9 км над уровнем моря. Самая низкая высота тропопаузы составляет 8 км и находится над Антарктидой, Сибирью и Канадой. Самая высокая средняя тропопауза

находится над океаническим теплым бассейном западной экваториальной части Тихого океана высотой около 17,5 км, а над Юго-Восточной Азией во время летнего муссона тропопауза иногда достигает пика выше 18 км. Другими словами, холодные условия приводят к более низкой тропопаузе, очевидно, из-за меньшей конвекции [15]. С другой стороны более низкая высота тропопаузы в холодных районах обусловлена отрицательным радиационным балансом у поверхности. На самом деле конвекция очень редка в полярных регионах; большая часть перемешивания тропосферы в средних и высоких широтах осуществляется здесь фронтальными системами, в которых поднятие скорее вынужденное, чем конвективное [16]. Высота тропопаузы не снижается постепенно от низких широт к высоким. Скорее она быстро падает в области субтропических и полярных фронтальных струйных течений. Особенно, когда струйное течение сильное и связанный с ней фронт на низких высотах интенсивный, тогда высота тропопаузы резко падает поперек струйного течения [17]. Поскольку струйное течение связано с сильным горизонтальным градиентом высоты тропопаузы, сильная концентрация изогип может быть интерпретирована как положение струйного течения [18]. По наблюдениям исследователя Райтера Э. Р было обнаружено, что летом максимум струйных течений наблюдается в центральной части Тихого океана, а зимой над Аравийским полуостровом, что также проявляется в высокой тропопаузе в этом районе [19].

Распределение температуры в тропопаузе хорошо соответствует структурам распределения давления и высоты. Это связано с тем, что температурные градиенты возникают над осью струйного течения. [20] Температура над северной полярной областью близка к  $-56^{\circ}\text{C}$ , тогда как температура над южной полярной областью приблизительно  $-50^{\circ}$ . На уровне 200 гПа температуры приближаются к  $-50^{\circ}\text{C}$  над северной полярной областью,  $-55^{\circ}\text{C}$  над тропиками и  $-60^{\circ}\text{C}$  над южной полярной областью. Значения уровня 100 гПа составляют  $-53^{\circ}\text{C}$ ,  $-78^{\circ}\text{C}$  и  $-62^{\circ}\text{C}$  соответственно.

Это сравнение показывает, что для всех широт температура на уровне 100 гПа дает хорошую оценку температуры тропопаузы [21]. В тропиках тропопауза очень высока и составляет около 16 км. Соответственно температура на уровне тропопаузы составляет около  $-81^{\circ}\text{C}$ , эта величина достигается, в частности, над западной частью Тихого океана. Исследователи обнаружили, что самый большой регион с самыми низкими температурами в 100 гПа приходится на западную часть Тихого океана зимой и составляет в среднем за сезон  $-82,5^{\circ}\text{C}$  [22].

В слое тропопаузы рассматривается также горизонтальное распределение скорости ветра, так как вертикальное распределение изучено не достаточно хорошо [23]. Как правило, существует лишь небольшая разница в величине амплитуды скорости ветра между значениями на уровне 100 или 200 гПа и значениями в тропопаузе, где они максимальны. Таким образом, ветер на уровне 200 гПа, является достаточно хорошим представлением ветра в тропопаузе. Это особенно актуально для тропиков и средних широт. Над полярными регионами уровень 200 гПа не является репрезентативным показателем тропопаузы [24].

В слое тропопаузы данные о влажности часто считаются наименее надежными из всех данных радиозондирования. Из-за этой неопределенности данных о влажности верхней тропосферы ученые не пытались анализировать поля влажности выше уровня 300 гПа [25]. Основным источником глобальных данных о влагосодержании атмосферы являются спутниковые данные. Такие данные о водяном паре и относительной влажности широко использовались, например, для исследования взаимосвязи между водяным паром и температурой поверхности моря, изучения влажности в верхних слоях тропосферы для изучения климатологии в верхних слоях тропосферы [26]. При рассмотрении влажности в слое тропопаузы нужно учесть как глобальные, так и локальные (конвективные) процессы. Относительная влажность в

тропической экваториальной области нижней тропосферы изменяется от зимы к лету на 20%. Более значительные сезонные изменения отмечаются в экваториальном слое тропопаузы и в полярных районах. Большая сезонная изменчивость наблюдается вблизи тропической тропопаузы и вблизи полярных регионов. Однако зимняя и летняя глобальные картины влажности, взятые по отдельности, меняются во времени медленнее [27].

## 1.2. Стратосферно-тропосферный обмен

Стратосфера и тропосфера имеют разные характеристики. Стратосфера характеризуется высоким содержанием озона и потенциальной завихренностью. Приблизительно 90 % озона находится в стратосфере и только 10 % — в тропосфере. [28]. Однако из-за ее высокой стабильности происходит относительно небольшой обмен массой через ее нижнюю границу, тропопаузу. Попытки оценить вклад переноса через тропопаузу в баланс тропосферного озона предпринимались с 1960-х годов [29]. Стратосферный озон попадает в тропосферу главным образом в результате множества необратимых явлений вихревого обмена, которые являются мелкомасштабными проявлениями глобальной циркуляции Брюера-Добсона, которая переносит озон и другие химические вещества от экватора к полюсу [30]. По этой причине глобальный поток достаточно хорошо оценивается моделями; однако явления стратосферно-тропосферного переноса (СТП) носят периодический характер, поэтому региональные потоки озона различаются и плохо охарактеризованы [31]. Для установления причин резких изменений концентраций озона были проведены наблюдения в Северной Америке и Европе, где стратосферно-тропосферный перенос, как ожидается, будет наиболее сильным. Эти исследования показали, что вариации отношения смеси озона как в верхней, так и в нижней тропосфере хорошо коррелируют с ниже стратосферными значениями, но попытки

количественно оценить вклад стратосферно-тропосферного переноса в баланс тропосферного озона на основе наблюдений дали несколько разные результаты [32]. Исследователи обнаружили, что 3-4% приземного озона в горных районах Европы связаны со стратосферно-тропосферным переносом, а в канадской Арктике эта величина составляет 10–15%. Так же была обнаружена сильная сезонность, среднегодовое значение на участке в Гималаях на высоте 5079 м при этом составляло 14%. Используя данные с самолетов, оценили, что более 85% озона в верхних слоях тропосферы образовано стратосферно-тропосферным переносом [33]. Используя данные 11 станций по мониторингу озона в Европе, было установлено, что около 40% свободного тропосферного озона приходится на стратосферный источник [34]. Иногда наблюдаются стратосферные вторжения, достигающие земли, но гораздо чаще события вторжения достигают верхней или средней тропосферы, где они вносят свой вклад в общую нагрузку свободного тропосферного озона [35]. Это означает, что изменения стратосферно-тропосферного переноса могут повлиять на радиационное воздействие озона, которое зависит от вертикального распределения озона в тропосфере и является самым большим вблизи тропопаузы. Поглощение солнечной радиации озоном приводит к потеплению стратосферы. Это потепление является наиболее значимым над тропиками, ниже в полярных регионах и сводится к нулю во время полярной зимы. В тропосфере устойчивость атмосферы гораздо меньше, чем в стратосфере, и поэтому перемешивание в тропосфере происходит гораздо быстрее, чем в стратосфере. Вертикальный воздухообмен в тропосфере занимает от нескольких часов до нескольких дней, а перемешивание в стратосфере — от нескольких месяцев до нескольких лет [36]. Вертикальный перенос воздуха и химических соединений через толщу тропосферы может происходить за несколько часов за счет влажной конвекции и за несколько дней за счет бароклинических вихревых движений в средних широтах. С другой стороны, вертикальный

перенос через аналогичный диапазон высот в стратосфере занимает от нескольких месяцев до года и даже больше в нижней стратосфере, и этот вертикальный перенос должен сопровождаться радиационным нагревом или охлаждением. Ожидается, что изменение климата повысит активность планетарных волн. Прогнозируемое ускорение, наряду с восстановлением стратосферного озона, приведет к усилению переноса озона из стратосферы в тропосферу [37].

### 1.3. Факторы, влияющие на изменение высоты тропопаузы

Изучение естественной изменчивости характеристик тропопаузы является предметом исследований на протяжении последних десятилетий, так как она играет основную роль в динамических процессах в верхней и нижней стратосфере [38]. Тропопауза представляет собой устойчивый слой, образующийся в результате естественной атмосферной инверсии и определяющий верхнюю границу облачности и контролирующей вертикальное распределение аэрозолей, водяного пара, озона и других микрокомпонентов. Он также указывает на потепление тропосферы и охлаждение стратосферы и, таким образом, действует как датчик антропогенных климатических изменений. Изучение взаимосвязи между высотой тропопаузы и изменчивостью ее температуры в различных временных масштабах очень важно, поскольку может пролить свет на сложное взаимодействие между конвективными, адвективными и радиационными процессами, ответственными за формирование тропопаузы [39]. Как показывают различные измерения, высота тропопаузы и ее температура имеют суточный, межсуточный, месячный, внутрисезонный, сезонный и межгодовые колебания. Некоторые исследования также показали, что на тропопаузу влияют суточные приливы длиннопериодных инерционно-гравитационных волн и стратосферных волн с временными масштабами в

несколько дней. Так, например, Сейдель Д.Ж и Рендель В.Ж в 2006 году провели исследования и установили изменчивость тропопаузы по данным радиозондирования и проанализировали корреляции между высотой тропопаузы и температурами по всему вертикальному профилю. Оценив данные 100 станций по всему миру они обнаружили тенденцию, что высота тропопаузы за 1980-2004 годы повышается почти на всех проанализированных станциях. Такие тенденции они связали со значительным охлаждением стратосферы и меньшим потеплением тропосферы [40]. С недавнего времени активно анализируется природа движущих сил наблюдаемой изменчивости тропопаузы и степени, в которой эти вариации глобально синхронны. Так, установлено, что наблюдаемый годовой цикл связан с сезонными колебаниями солнечной радиации и ее влиянием на конвекцию в тропиках. С другой стороны, межгодовые вариации тропопаузы связаны с квазидвухлетними колебаниями экваториальной стратосферы, Эль-Ниньо-Южным колебанием и эпизодическими извержениями вулканов [41]. Низкочастотная изменчивость тропопаузы в масштабах квазидвухлетних колебаний отмечена несколькими исследователями. Эти колебания носят нерегулярный характер, вызваны экваториальными и гравитационными волнами и могут наблюдаться также в субтропиках. В настоящее время стало понятно, что влияние концентрации озона на характеристики тропопаузы также не менее важно для понимания ее структуры и динамики [42]. Дальнейшее рассмотрение влияния парниковых газов на изменение высоты тропопаузы, влияние Эль-Ниньо, влияние вулканической деятельности остается актуальным.

#### 1.4 Влияние парниковых газов на изменения высоты тропопаузы

Тропопауза определяет верхнюю часть тропосферы и отмечает разделение со стратосферой с точки зрения как тепловой структуры, так и



химического состава. Высота тропопаузы не только имеет отношение к метеорологическим и химическим структурам атмосферы, но и считается чувствительным индикатором антропогенного изменения климата [1-3]. Это я уже где-то читала в начале , а ссылки другие Начиная с 1980 по 2000 годы наблюдалось увеличение высоты тропопаузы по данным зондирования, данных реанализа и моделирования климата [43]. Данные анализа показали, что повышение тропопаузы в эти периоды было в основном вызвано потеплением тропосферы из-за увеличения выбросов парниковых газов и охлаждением стратосферы из-за истощения стратосферного озона и увеличения выбросов парниковых газов. Как влияет парниковые газы на атмосферу, если Земля имеет естественный парниковый эффект? Естественный парниковый эффект вызван естественным количеством парниковых газов и жизненно важен для самого существования жизни. В отсутствие естественного парникового эффекта поверхность Земли была бы примерно на 33 °С холоднее. Усиленный парниковый эффект относится к дополнительному радиационному воздействию, возникающему в результате увеличения концентрации парниковых газов, вызванных деятельностью человека. Основными парниковыми газами, концентрации которых растут, являются двуокись углерода, метан, закись азота. Этот процесс приводит к тому, что температура земли повышается [44]. Дальнейшие такие изменения влияют и на верхний слой атмосферы. Однако важность тропосферного потепления и стратосферного охлаждения остается неясной [45]. На основании данных зондирования до начала 2000-х годов была установлена связь между увеличением высоты тропопаузы и похолоданием нижней стратосферы [46]. Однако связь между изменением высоты тропопаузы и изменением температуры тропосферы не проявлялась ни во внетропических, ни в тропических широтах. Так, например, Сейдель Д.Ж и Рендель В.Ж на основе данных зондирования изучили изменчивость высоты тропопаузы в синоптическом, месячном, сезонном и многодекадном за 1980-2004 года.

Они пришли к выводу, что внетропическая тропопауза более чувствительна к изменениям температуры, чем тропическая тропопауза, и в обоих регионах ежемесячные аномалии высоты тропопаузы более чувствительны к изменению температуры в стратосфере, чем в тропосфере. Тенденции высоты тропопаузы за 1980-2004 годы увеличиваются почти на всех проанализированных станциях [47]. Повышение уровня углекислого газа в атмосфере привело к нагреванию тропосферы и охлаждению стратосферы, что вызвано механизмом поглощения инфракрасного излучения углекислым газом в тропосфере [48]. С середины 1990-х годов охлаждение нижней стратосферы уменьшилось благодаря успешной реализации Монреальского протокола и его поправок [54]. С другой стороны, в тропосфере наблюдается временное замедление потепления в начале 2000-х гг. после крупного Эль-Ниньо 1997–1998 гг. Это замедление называется «перерывом в глобальном потеплении» и широко обсуждается [52]. Было обнаружено, что в этот период охлаждающий эффект от внутренней изменчивости и естественных воздействий преобладал над эффектом потепления парникового газа [51]. Однако, Междекадное тихоокеанское колебание перешло (МТК) от отрицательной к положительной фазе в 2014 году, комбинированное воздействие факторов, связанных с МТК и выбросами парниковых газов, ускорило глобальное потепление [52]. Такая эволюция температуры тропосферы с 2000 г. может также вызвать изменения высоты тропопаузы. Эксперименты по численному моделированию чувствительности путем фиксации количества озоноразрушающих веществ и выбросов парниковых газов на уровне 1960 года показали, что в глобальном масштабе высота тропопаузы будет продолжать расти более быстрыми темпами в течение 2000–2080 годов даже если количество озonoобразующих веществ будет фиксированным. Если же выбросы парниковых газов будут зафиксированы, высота тропопаузы уменьшится после 2000 г. Если учесть все воздействия, скорость подъема тропопаузы до и после 2000 г. будет сопоставимой [53].

Так же, ученые пришли к выводу, что примерно 80% повышения температуры тропосферы с 2000 года произошло из-за антропогенного или антропогенного потепления, вызванного растущими уровнями парниковых газов [54].

### 1.5 Влияние вулканической деятельности на изменение высоты тропопаузы

Извержения вулканов формируют земные ландшафты, создают атмосферу Земли и являются мощными факторами изменения окружающей среды и климата. Давно известно, что крупные извержения вулканов могут влиять на климат [55]. Извержения вулканов, выбрасывающие сернистые газы в стратосферу, являются одним из наиболее важных факторов изменчивости климата [56]. Сульфатные аэрозоли, образовавшиеся в результате этих извержений, находятся в течение 1-3 лет в стратосфере, где они рассеивают солнечный свет, что приводит к чистому отрицательному радиационному воздействию в верхних слоях атмосферы и охлаждению на поверхности [57]. Несмотря на то, что вулканы находятся в определенных местах на Земле, их воздействие может распространяться более широко, поскольку газы, пыль и пепел попадают в атмосферу. Из-за особенностей атмосферной циркуляции извержения в тропиках могут оказывать влияние на климат в обоих полушариях, в то время как извержения в средних или высоких широтах влияют только на то полушарие, в котором они находятся [58]. Извержения вулканов большой магнитуды, выбрасывающие в стратосферу диоксид серы и с индексом вулканической взрывоопасности более пяти, являются относительно редкими событиями, с частотой повторения порядка десятилетия. Однако они могут оказывать сильное влияние на климат, например холодное лето [59]. Не только вулканы могут повлиять на климат, но и изменения климата могут повлиять на действие вулкана. Учеными было выдвинуто предположение, что вулканическая

активность может быть вызвана изменением уровня моря. Однако различные механизмы, с помощью которых изменение климата может влиять на вулканические процессы, остаются в значительной степени неизученными, несмотря на то, что эта тема становится все более актуальной перед лицом быстрых изменений в климатической системе, вызванных антропогенной деятельностью [60]. Фокус понимания на этих сложных взаимосвязях, в свою очередь, улучшит готовность к будущим вулканическим извержениям и позволит количественно оценить как обратные связи между климатом и вулканами могут усиливать или ослаблять антропогенное изменение климата. Эта область исследований также является ключом к пониманию того, как прошлые изменения климата повлияли на вулканические процессы, и, в свою очередь, к улучшению нашего понимания истории Земли [61]. Для начала нужно понять, воздействия вулканов на климат за последние два десятилетия, а затем обсуждать возможности и проблемы на следующее десятилетие [62]. Высота, на которой вулканические столбы выбрасывают пепел и газ в атмосферу, определяет опасность, связанную с пеплом, и воздействие сульфатных аэрозолей на климат [63]. Для тропических извержений прогнозируемое увеличение тропосферной стратификации и высоты тропопаузы может уменьшить высоту тропосферных вулканических шлейфов и вулканических стратосферных проникновений, но уменьшение стратосферной стратификации может увеличить высоту стратосферных вулканических шлейфов [64]. Изменения скорости ветра окажут большее влияние на внетропические вулканические шлейфы по сравнению с тропическими [65]. Таким образом, вулканические извержения могут высвободить и выбрасывать большое количество диоксида серы непосредственно в стратосферу. Находясь в стратосфере, диоксид серы претерпевает процессы, приводящие к образованию сульфатов. Эти сульфатные аэрозоли значительно отражают солнечную радиацию и

поглощают инфракрасное излучение, вызывая охлаждение тропосферы и нагревание стратосферы [66].

## 1.6 Влияние Эль-Ниньо на изменения высоты тропопаузы

Эль-Ниньо Южное колебание (ЭНЮК)— тропическое тихоокеанское явление, характеризующееся сопряженными океаническими и атмосферными компонентами, которые, в свою очередь, регулируют содержание озона в нижних слоях стратосферы [67]. В последнее время считалось, что стратосферные процессы реагируют на тропосферный поток, но не влияют на него. Однако, любое незначительное возмущение озона в нижних слоях стратосферы вызывает большие и устойчивые аномалии тропосферной циркуляции и температуры, которые достаточно сильны, чтобы воздействовать на поверхность [68]. Так же, было замечено, что именно западные ветры на верхних уровнях, а не приземные зональные ветры экваториальной области, изначально становятся аномальными [69]. Тропопауза меняется в разных временных масштабах, от субсуточных до суточных, месячных, сезонных, годовых и межгодовых масштабов и даже в зависимости от солнечного цикла. ЭНЮК является одним из основных источников межгодовой изменчивости, наблюдаемой в слое тропопаузы [70]. Хорошо известно, что динамика среднегодовых индексов является доминирующим режимом межгодовой изменчивости тропического климата. Для него характерны 3–6-летние колебания аномалии температуры поверхности моря над тропиками центральной и восточной части Тихого океана с чередованием теплых и холодных эпизодов. В целом, во время теплых явлений ЭНЮК теплые океанские воды над регионом западной части Тихого океана перемещаются в направлении центральной части Тихого океана к регионам восточной части Тихого океана, и в тот же период конвекция также смещается в сторону центральной и восточной частей

Тихого океана. В холодных явлениях ЭНЮК можно обнаружить совершенно противоположные черты [71]. Механизм, вызывающий и поддерживающий ЭНЮК, до конца не изучен, в то время как теории, объясняющие развитие и поддержание ЭНЮК, были выдвинуты, когда аномалии озона в нижних слоях стратосферы и условия поверхностной циркуляции в значительной степени считались не связанными друг с другом [72]. В течение десятилетий было известно, что спектральное количество солнечного излучения, достигающего Земли, достигает пика в видимом спектре. Озон, который в изобилии находится в нижней стратосфере, преимущественно использует солнечный спектр ультрафиолета для нагревания нижней стратосферы во время цикла Чепмена. Следовательно, изменения толщины озонового слоя, связанные с ЭНЮК, должны быть связаны с долей ультрафиолетового излучения, которое поглощается в нижней стратосфере и проникает, нагревая как тропосферу, так и поверхность [73]. Последнее время многие ученые изучали влияние Эль-Ниньо на слой тропопаузы. Так, например, ученые Чжоу и Чжан обнаружили, что температура холодной точки тропопаузы вблизи области Эль-Ниньо ниже при явлениях Эль-Ниньо и выше при явлениях Ла-Нинья. Они так же связывают изменения светимости Солнца как фактора, влияющего на изменения средней температуры поверхности моря, который в дальнейшем может повлиять на изменчивость высоты слоя тропопаузы [74]. Исследователи обнаружили связь в поведении тропопаузы во время явления Эль-Ниньо и Ла-Нинья, особенно в зимний сезон, когда сигнал ЭНЮК находится на пике. Однако в исследованиях в основном сообщалось либо об изменении холодной точки, либо о градиенте температуры. Таким образом, подробная эволюция различных параметров слоя тропопаузы в ответ на экстремальное явление Эль-Ниньо пока не сообщается. Также хорошо известно, что частота явлений, подобных Эль-Ниньо, увеличивается при изменении климата. Таким образом, крайне

необходимо изучить и понять подробную эволюцию слоя тропопаузы в ответ на различные типы явлений Эль-Ниньо[75].

### 1.7 Роль тропопаузы в авиации

Значимость изучения слоя тропопаузы за последние 20 лет выросла. Особенно с увеличением количеств современных реактивных самолетов всех размеров, включая очень легкие реактивные самолеты, которые обычно совершают полеты на больших высотах [76]. Как известно, высота тропопаузы меняется в зависимости от широты, времени года, антропогенных действий человека. Так, например, тропопауза выше в теплых регионах и ниже в холодных. Если атмосфера нагревается из-за изменения климата, то можно ожидать увеличения высоты тропопаузы [77]. Так же на полеты на больших высотах влияют погодные явления, которые наблюдаются в этом слое. К таким явлениям относятся струйные течения, турбулентность ясного неба, перистые облака, слои дымки и грозы. Однако не смотря на это коммерческие полеты совершаются на высотах, близких к уровню тропопаузы, так как на этой высоте более низкие крейсерские скорости часто используются как средство экономии топлива [78]. Такая высота называется оптимальной. Оптимальная высота не постоянна и изменяется в течение длительного полета по мере изменения атмосферных условий и веса самолета. Большое изменение температуры и давления значительно изменяет оптимальную высоту. На оптимальной высоте эксплуатационные расходы будут минимальными [79]. Не смотря на то, что согласно рекомендациям ВМО может быть два слоя термической тропопаузы, для авиации карты особых погодных условий обычно показывают одну тропопаузу, используя средние высоты двух тропопауз для обозначения ее высоты на эшелоне полета[80].

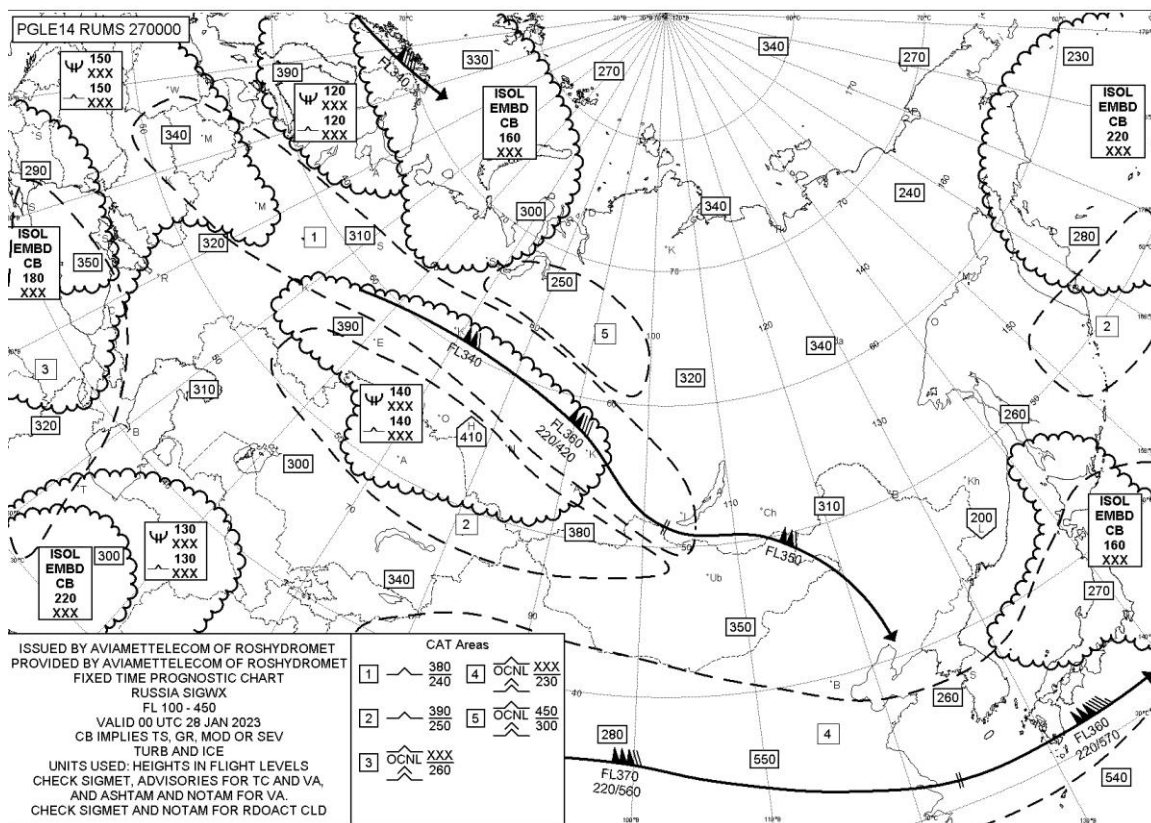


Рисунок 1.1 — Карта особых явлений погоды

Прогностические карты особых явлений выпускаются 4 раза в сутки и составляются по срокам 00:00, 06:00, 12:00 и 18:00 UTC. Карты делятся на 3 уровня полета: нижний, средний, высокий уровень. В карте указывается струйные течения, высота тропопаузы и конвективные облака[81].

Атмосферная турбулентность может создать серьезные проблемы для авиации. Наиболее опасный тип турбулентности возникает в нижней тропосфере, влияя на взлет и посадку [82]. В верхней тропосфере, а также в нижней стратосфере турбулентность проявляется как неожиданное, опасное и часто плохо прогнозируемое явление, широко известное как турбулентность ясного неба [83]. Турбулентность в верхних слоях тропосферы оказывает существенное влияние на безопасность воздушного движения, поскольку она может вызвать структурные повреждения воздушных судов и привести к травмам и даже гибели пассажиров.



Турбулентность также может увеличить эксплуатационные расходы, которые перекладываются на потребителей [84]. По этой причине важно определить область, наиболее часто связанную с турбулентностью, и в особенности с турбулентностью при ясном небе. Турбулентность при ясном небе вызвана мелкомасштабными турбулентными завихрениями в свободной атмосфере внутри безоблачных или слоистообразных облаков[85]. На турбулентность ясного неба приходится 13% происшествий при крейсерских полетах и 7% происшествий при снижении. Локальная турбулентность от умеренной до сильной обычно возникает в районах, характеризующихся сильным сдвигом ветра, которые могут быть вызваны различными явлениями, такими как струйные течения, высотные фронты, горные волны и грозы. Турбулентность, вызванная грозой, по пространственному масштабу может значительно превышать размер облака. В таких условиях ее называют околооблачной турбулентностью [86,87]. В безоблачных районах турбулентность ясного неба связана со сдвигом ветра, особенно возникающим между осью струйного течения и окружающим воздухом. В исследовании 44 авиационных происшествий, вызванных турбулентностью, указали на преобладание значительной турбулентности, вызывающей аварии, во входной зоне полярного или субтропического струйного течения в синоптическом масштабе[88]. В большинстве случаев наблюдались восходящие вертикальные движения, малая завихренность и усиление сдвига ветра во времени [89]. Измерения турбулентности доплеровским лидаром не позволяют полностью объяснить этот тип турбулентности [90]. Наблюдения показали, что турбулентность ясного неба может быть вызвана гравитационными волнами, которые могут локально усиливать сдвиг ветра и таким образом, способствовать генерации турбулентности ясного неба[91]. Поскольку турбулентность ясного неба происходит в безоблачных областях, в ледяных облаках или при более высокой концентрации водяного пара, их можно наблюдать и использовать в качестве предикторов, указывающих на

присутствие турбулентности ясного неба. Пилотам трудно избежать турбулентности ясного неба, потому что его нельзя наблюдать с помощью спутниковых или радиолокационных изображений, а также с помощью бортового радара [92]. Вместо этого пилоты должны полагаться на бортовую погоду предыдущих воздушных судов о турбулентности или методы прогнозирования турбулентности ясного неба, обозначенной на картах опасных явлений. Последние в свою очередь используют результаты численного моделирования турбулентности, которые затем объединяются, и результаты сопоставляются с данными бортовой погоды [93]. Еще один вариант прогнозирования турбулентности ясного неба является использование спутниковых изображений в канале водяного пара, численных моделей прогнозирования погоды и данных радара для обнаружения областей, в которых возникают складки тропопаузы. Складки тропопаузы представляют собой вытеснение стратосферного воздуха в тропосферу, происходящее вблизи верхней фронтальной зоны под полярными и субтропическими струйными течениями. Обычно самолет испытывает турбулентность при полете вблизи складок тропопаузы [94]. Турбулентность может возникать в районах с сильным горизонтальным или вертикальным сдвигом ветра. Сдвиг ветра наиболее интенсивен на стороне струйного течения с наименьшими температурами, нижней стороне струйного течения и на участке между струйным течением и тропопаузой. Даже если турбулентность при ясном небе связана со струйным течением, не во всех струйных течениях могут наблюдаться турбулентность ясного неба [95].

Появление зондирования с помощью аэростатов в начале 1900-х годов и последующее развертывание региональных сетей зондирования обеспечили основу наблюдений для изучения пространственной и временной эволюции фронтов, струйных течений и тропопаузы [96]. Струйные течения и их связь с тропопаузой из-за ограниченной доступности наблюдений в верхних слоях атмосферы по разному интерпретировались исследователями [97]. Однако

последнее время появились новые методы и модели исследования струйных течений. Исследования, основанные на этой новой технологии наблюдений, позволили получить непрерывные горизонтальные и вертикальные профили скорости ветра, температуры, турбулентности и их составляющих [98]. Актуальность изучения струйных течений растет в связи с увеличением полетов на больших высотах. А так же струйные течения влияют на погоду и считаются одним из основных погодообразующих факторов. Как мы знаем струйные течения – это сильные течения в верхних слоях тропосферы, которые носят квазигоризонтальный характер. Они возникают из-за дифференциального нагрева земной поверхности и формируются на границе сопредельных воздушных масс со значительными перепадами температур[104]. Струйные течения имеют среднюю скорость 120 км/ч зимой и 50 км/ч летом. У этих струйных течений также есть ось, где скорость намного больше. Они простираются на тысячи километров в длину, могут иметь ширину от 40 до 160 километров и толщину 2-3 км[99]. Существует два основных струйных течения — субтропическое струйное течение в более низких широтах и струйное течение полярного фронта в средних широтах. Основной причиной образования струйных течений является градиент температуры с севера на юг, который создает соответствующий градиент давления. Этот градиент давления увеличивается с высотой и создает высокоскоростные ветры на больших высотах [100]. Однако максимум струйного течения не является постоянным; скорее, он разбит на сегменты, имеющие форму бумеранга. Сегменты струйного потока перемещаются с помощью гребней давления и ложбин в верхних слоях атмосферы [101]. Сильные струйные течения с длинной траекторией обычно связаны с хорошо развитыми фронтальными системами. Циклогенез обычно происходит к югу от струйного течения и приближается по мере углубления циклонов. Перекрывающий минимум перемещается к северу от струи, и струя пересекает фронтальную систему вблизи точки окклюзии. Эти длинные

струи создают благоприятные условия для образования перистой облачности [102]. При планировании полетов пилоты учитывают и пытаются использовать струйные течения для увеличения путевой скорости и аналогичным образом, самолеты, летящие с востока на запад, будут пытаться избегать струйного течения. Неожиданное столкновение со струйным течением при движении на запад или невозможность получить ожидаемую выгоду от полета в направлении запад-восток уменьшает запланированные запасы топлива [103]. Так же, при планировании полета, нужно учесть такие явления как сдвиг ветра и турбулентность. При приближении самолета к струйным течениям, ветер внезапно усиливается и приводит к сдвигу ветра. Это внезапное изменение относительной скорости двух воздушных масс. Изменение скорости ветра вызывает неустойчивость воздушной массы, которые приводят к болтанке самолета [104].

Грозы представляют собой высокие конвективные облака, которые имеют большую вертикальную протяженность на всем пути от пограничного слоя до тропопаузы. Грозы часто приносят различные опасные погодные условия, такие как сильный дождь, град, молнии, разрушительные ветры и, иногда, торнадо [105].

## Глава 2. Анализ температуры и давления по данные реанализа NCEP/NCAR.

Последнее время для исследования и анализа динамики климата часто используется реанализ. Данные реанализа являются наиболее объективными для исследования, так как представляют собой объединение наблюдений с наземных станций, спутниковых данных, данных зондирования, данных с кораблей, самолетов, а также результаты моделирования. Достаточно длинный ряд и его однородность позволяет численно описывать и сравнивать климат для различных территорий и временных отрезков. Благодаря тому, что данные реанализа сеточные они становятся удобными для всестороннего и достоверного анализа.

В данной работе использовался реанализ NCEP/NCAR [106]. Эта версия реанализа была выпущена на основе модели Национального центра предсказания окружающей среды (NCEP), горизонтальное спектральное разрешение модели составляет T62 (приблизительно 210 км на экваторе) и 28 неэквидистантных сигма-уровней. по вертикали. Данные в модели усваиваются при помощи трехмерного вариационного анализа (3D-Var) [118]. Сегодня эта модель является одной из ведущих моделей общей циркуляции и успешно описывает большинство процессов, происходящих в атмосфере. Реанализ достаточно длинный, его данные доступны с 1948 года, что послужило еще одной причиной для выбора именно его.

Данные скачивались с официального сайта NCEP/NCAR [107]. Данные для тропопаузы доступны с разрешением  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ . Данные скачивались для промежутка времени с 1981 по 2020 гг. Выбор обусловлен тем, что считается, что именно с 80-х годов прошлого века наблюдается тренд на потепление. Кроме того, данные до 80-х годов могут быть не настолько достоверными, так как в то время еще не достаточно развито было дистанционное

зондирование, а для анализа тропопаузы это важно. Данные делились на 2 промежутка: с 1981 по 2010 гг. и с 1991 по 2020 гг. Выбор периодов и их продолжительность обусловлены тем, что период в 30 лет является минимальным промежутком времени, по которому можно судить о климате [108]. Период с 1991 по 2020 гг на данный момент считается последней климатической нормой, а период с 1981 по 2010 гг. до недавнего времени считался оперативной климатической нормой.

С помощью программного пакета CDO (Climate Data Operator) производились все необходимые расчеты, результаты визуализировались с помощью пакета OpenGrADS. В CDO данные были осреднены по двум выбранным периодам, была получена разница норм, которая потом была сравнена со стандартным отклонением, рассчитанным за весь период.

Расчет разниц в температуре и давлении на уровне тропопаузы рассчитывалась по формулам:

$$\Delta T = \overline{T_{1991-2020}} - \overline{T_{1981-2010}} \quad (2.1)$$

$$\Delta P = \overline{P_{1991-2020}} - \overline{P_{1981-2010}}, \quad (2.2)$$

где P и T соответственно давление и температура на уровне тропопаузы.

Стандартное отклонение рассчитывалось по приведенной ниже формуле:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum(x_i - \mu)^2}{N}}, \quad (2.3)$$

Где  $\sigma$ - стандартное отклонение, N – размер выборки,  $x_i$  – каждый элемент выборки,  $\mu$  – среднее значение для совокупности

Результаты расчетов представлены ниже.

## 2.1 Анализ температуры на уровне тропопаузы

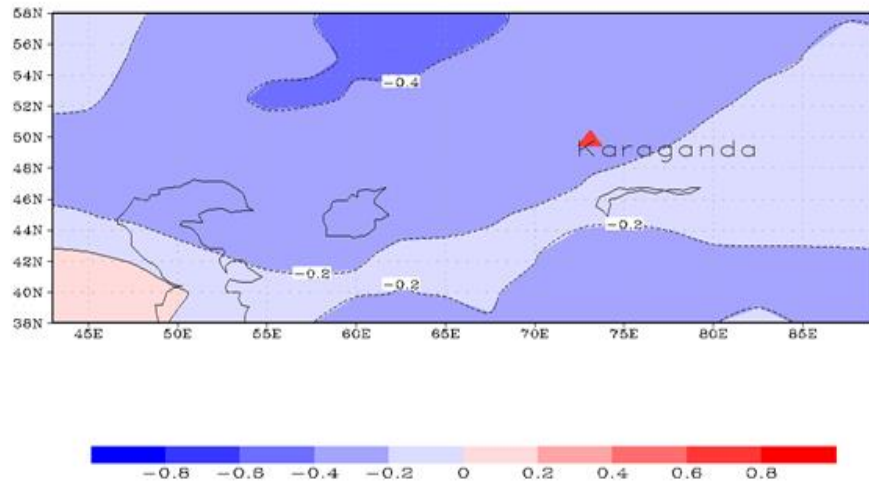


Рисунок 2.1 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для температуры воздуха на уровне тропопаузы за январь

Как видно из рисунка 2.1 Разница между осредненными значениями за 30 лет находится в пределах от  $-0,4$  до  $-0,2^{\circ}\text{C}$  по всему Казахстану. При этом значение среднеквадратического отклонения колеблется в пределах от  $1,2$ - $2,2^{\circ}\text{C}$ . Таким образом, можно заключить, что изменения температуры находятся в пределах естественной изменчивости и ни о каких климатических изменениях в температуре тропопаузы на территории Казахстана говорить не приходится. Большая дисперсия наблюдается на северо-западе территории. Аналогичный вывод можно сделать и по другим месяцам (см. рисунки ниже).

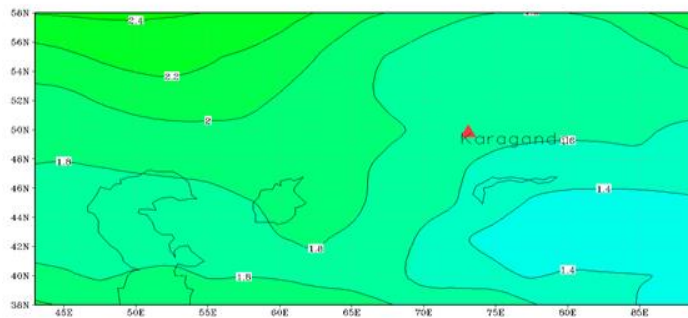
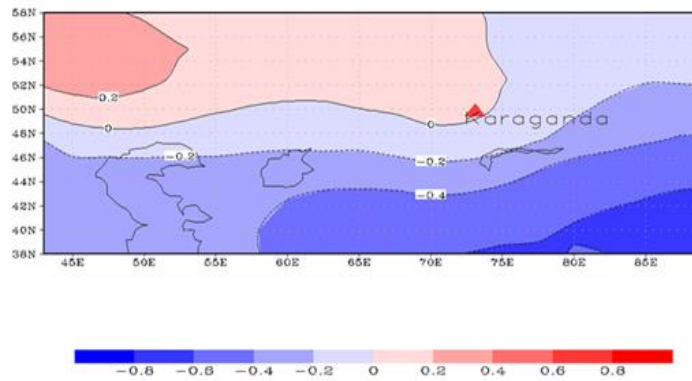
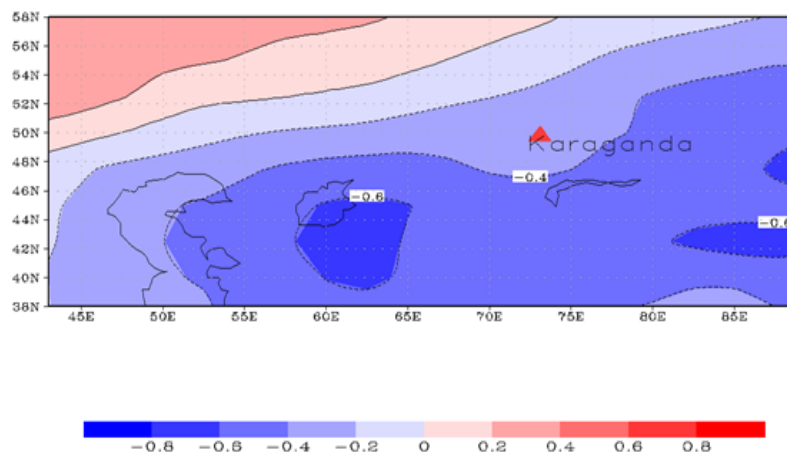


Рисунок 2.2 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и SKO (внизу) для температуры воздуха на уровне тропопаузы за февраль

В феврале прослеживается аналогичная ситуация: SKO больше, чем разница между нормами: разница составляет 0,0-0,2°C, а SKO 1,4-2,4 °C. И снова большей дисперсии соответствует северо-запад рассматриваемой территории.





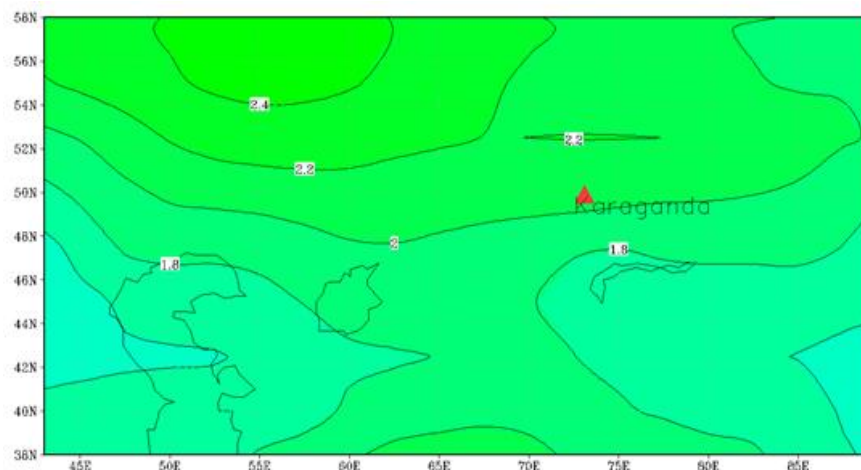
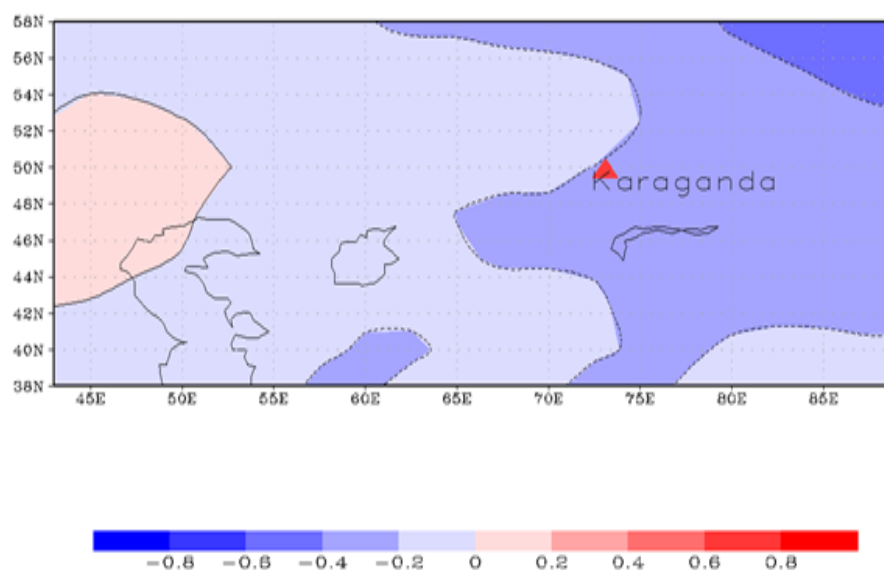


Рисунок 2.3 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для температуры воздуха на уровне тропопаузы за март

В марте наблюдается аналогичная ситуация с наблюдаемым периодом за февраль. Положительные значения разницы между осредненными значениями наблюдаются в северных, северо-западных частях Казахстана, разность температуры колеблется в пределах  $0-0,2^{\circ}\text{C}$ , а в юго-восточной части данные показывают отрицательное значение и приходятся от  $-0,2^{\circ}\text{C}$  до  $-0,6^{\circ}\text{C}$ . Однако все эти значения также меньше СКО для данной территории. Наибольший разброс также наблюдается на северо-западе территории.



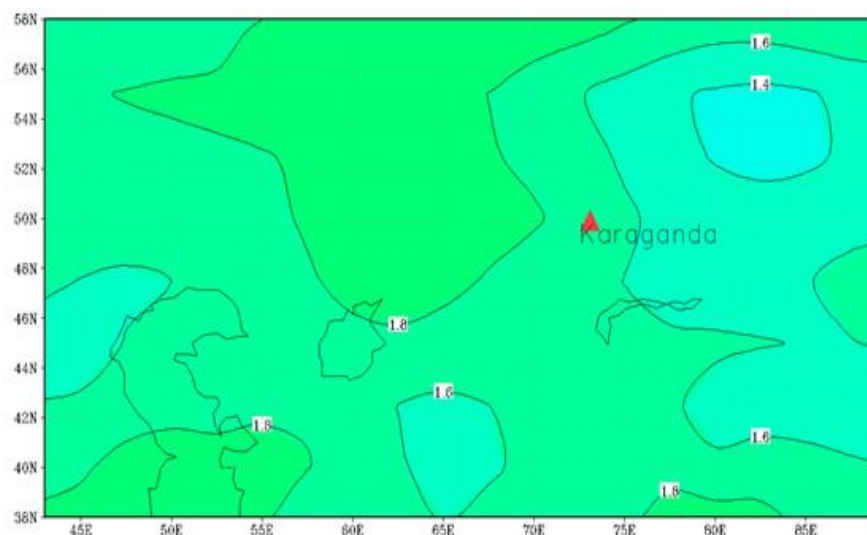
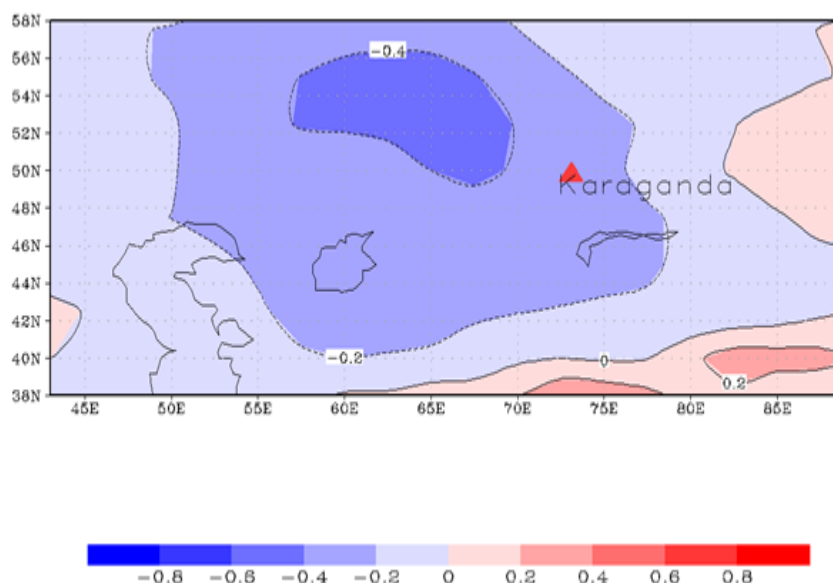


Рисунок 2.4 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для температуры воздуха на уровне тропопаузы за апрель

По данным рисунка 2.4 в апреле значение СКО по территории более сглажено, оно находится в пределах 1,4 - 1,6°C и все также больше разницы между нормами. Начиная с этого месяца можно заметить, что сама дисперсия температуры уменьшается и ее максимум постепенно перемещается с северо-запада региона на юг. Два максимума же характерно для переходных месяцев.



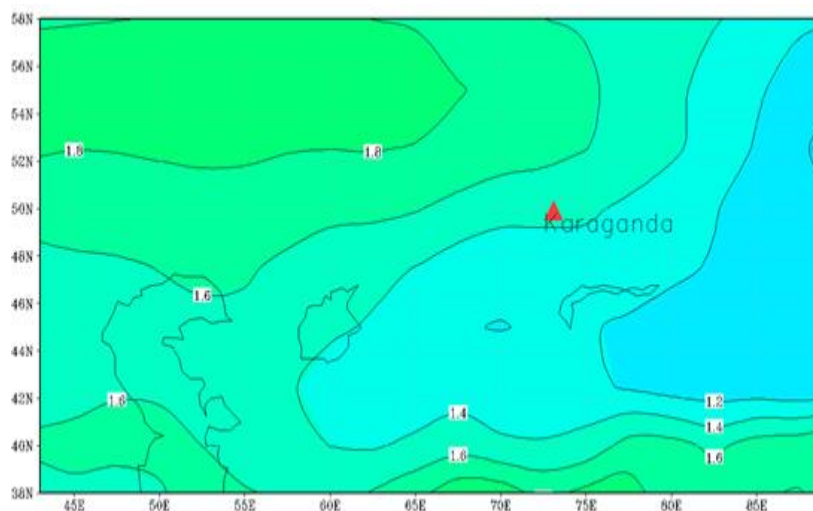
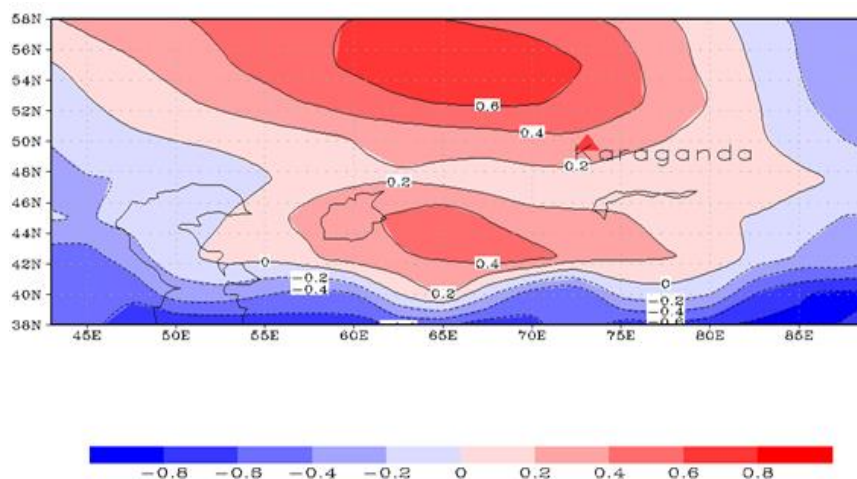


Рисунок 2.5 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для температуры воздуха на уровне тропопаузы за май

В мае, как видно из рисунка, максимум дисперсии наблюдается также на северо-западе и юге территории. Значение среднеквадратического отклонения показывает большой разброс температуры в мае. Особенно в северных и южных регионах, значение СКО ровняется в этих регионах  $1,8^{\circ}\text{C}$ . А в центральной и восточной части наблюдается минимальное значение СКО. Постепенное смещение максимальных значений к югу – интересная особенность переходных месяцев. Значение СКО по-прежнему по модулю больше, чем разница в нормах. Большую часть, включая центральную часть значения данных отрицательная и колеблется от  $-0,2^{\circ}\text{C}$  до  $-0,6^{\circ}\text{C}$ .



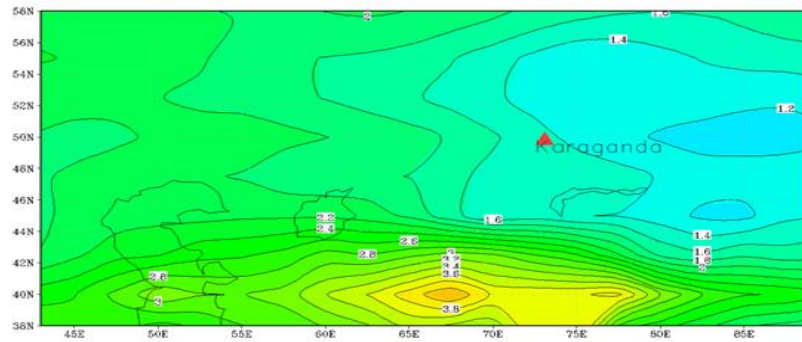


Рисунок 2.6 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для температуры воздуха на уровне тропопаузы за июнь

В июне за рассматриваемый период в отличии весенних и зимних периодах в большей части Казахстана наблюдается положительное значение разницы между нормами, значение колеблется от  $0^{\circ}\text{C}$  до  $0,6^{\circ}\text{C}$ . По данным СКО можно заметить так же большие разбросы в этот период, особенно в южной части Казахстана. Значение СКО всюду превышает изменение норм.

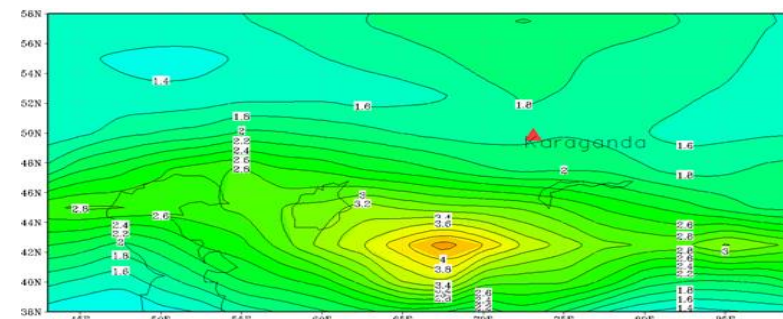
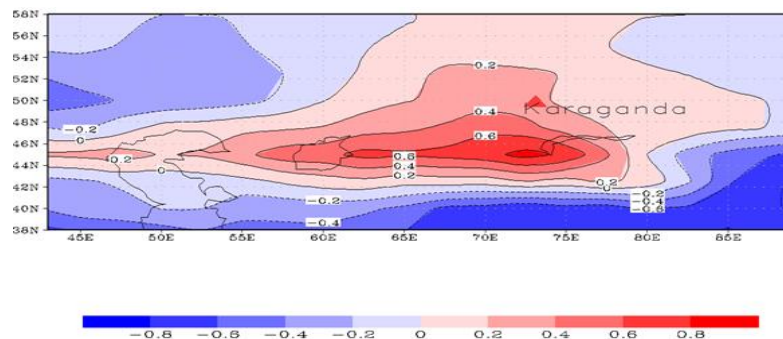


Рисунок 2.7 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для температуры воздуха на уровне тропопаузы за июль

В июле по данным рисунка 2.7 условия распределение температуры соответствует с условиями распределения в июне. То есть, положительные значения разницы между осредненными значениями наблюдается в центральной части и значение приходится от 0°C до 0,6°C. Отрицательное значение в основном в южных частях страны. Так же максимальное значение СКО наблюдается в южной части. На всей территории СКО превышает значение изменения норм.

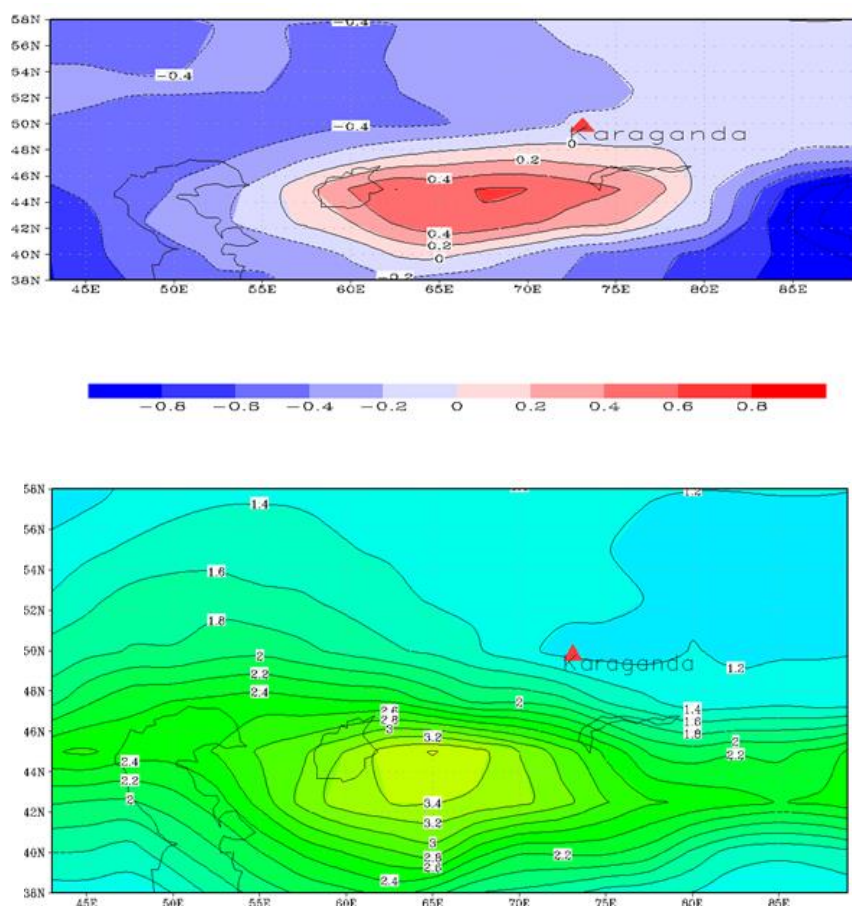


Рисунок 2.8 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для температуры воздуха на уровне тропопаузы за август

По данным рисунка 2.8 в августе так же, как и предыдущих летних месяцах положительные значения наблюдается в центральной части Казахстана. Значение разности между нормами колеблется в пределах от 0°C до 0,6°C, что аналогично летнему сезону. Так же значение СКО в



центральных и южных частях выше, чем северных регионах. Как и везде СКО превышает разницу в нормах.

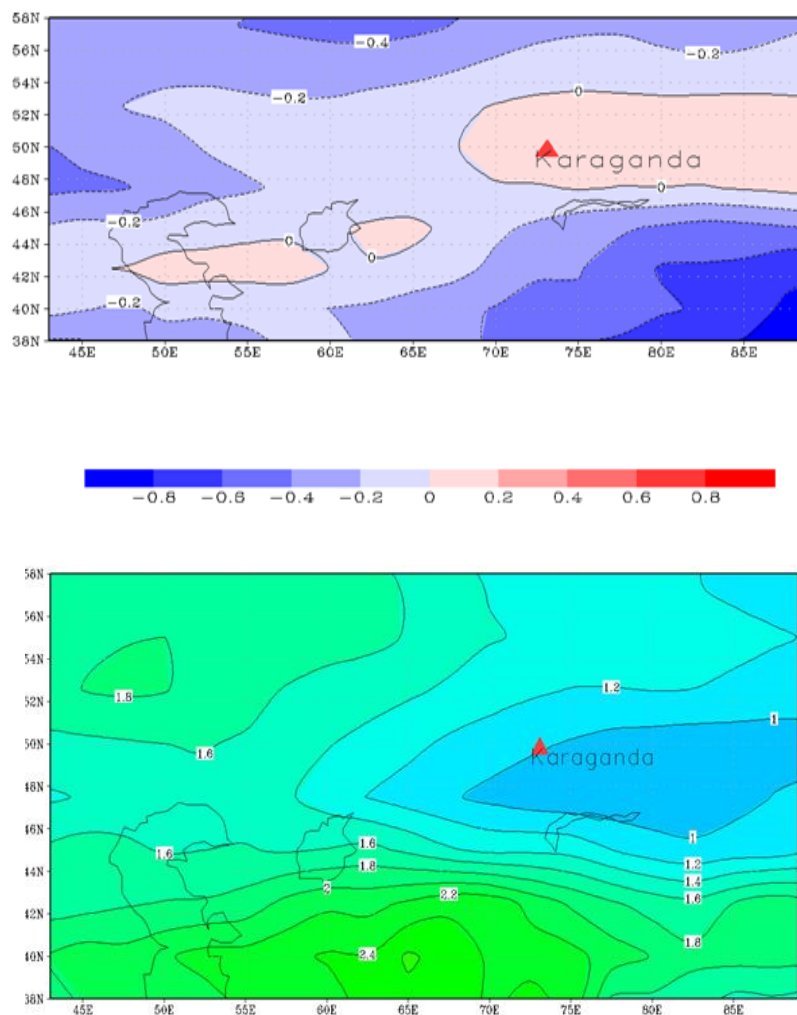


Рисунок 2.9 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для температуры воздуха на уровне тропопаузы за сентябрь

В сентябре значение разности между нормами в районе около  $0^{\circ}\text{C}$  в большей части страны. Однако в северных и юго-восточных частях наблюдается отрицательное значение. Значение СКО везде превышает разницу норм, наибольший разброс наблюдается в южной и северо-западной части страны. Начиная с сентября происходит постепенное смещение максимума СКО обратно к северо-западу.

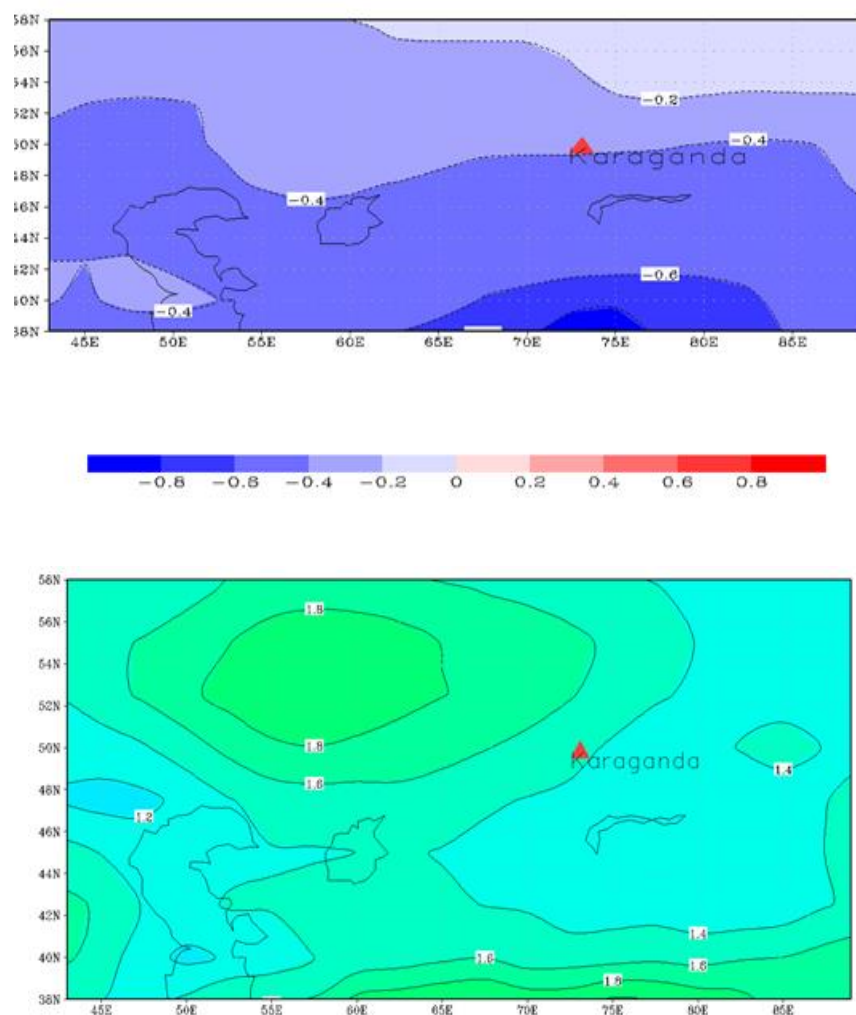


Рисунок 2.10 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для температуры воздуха на уровне тропопаузы за октябрь

В октябре во всем регионе Казахстана наблюдается отрицательное значение разности между нормами, в пределах от  $-0^{\circ}\text{C}$  до  $-0,6^{\circ}\text{C}$ . Значение СКО везде по модулю превышает значение разницы норм. В центральной части наблюдается минимальное значение СКО и показывает  $1,2^{\circ}\text{C}$ . А максимальное значение СКО за октябрь наблюдается в северных и южных регионах и достигает значение  $1,6^{\circ}\text{C}$ .

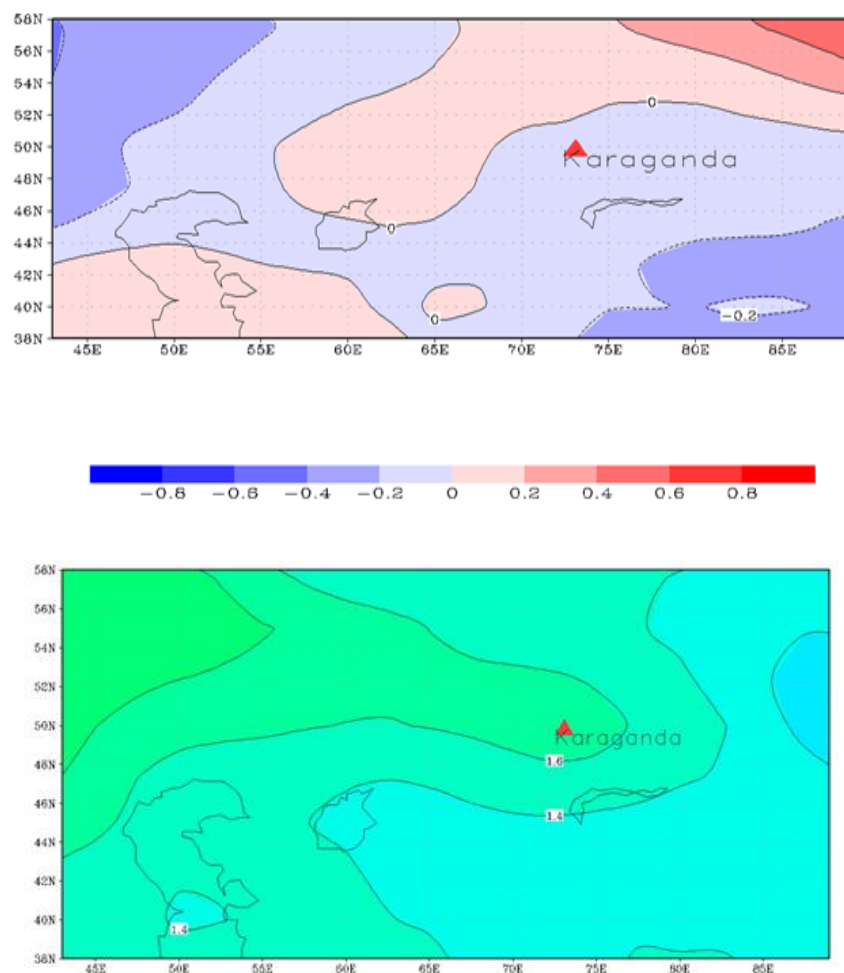


Рисунок 2.11 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для температуры воздуха на уровне тропопаузы за ноябрь

В отличие от октября в ноябре по данным рисунка 2.11 наблюдается положительное значение разницы между нормами. Однако также колеблется в районе  $0^{\circ}\text{C}$ . Такое значение наблюдается большей части Казахстана. Среднеквадратическое значение превышает разницу норм и колеблется в пределах от  $1,2^{\circ}\text{C}$  до  $1,8^{\circ}\text{C}$ . Максимальное значение за ноябрь наблюдается в северо-западной части Казахстана, а минимальное значение наблюдается в восточной части.



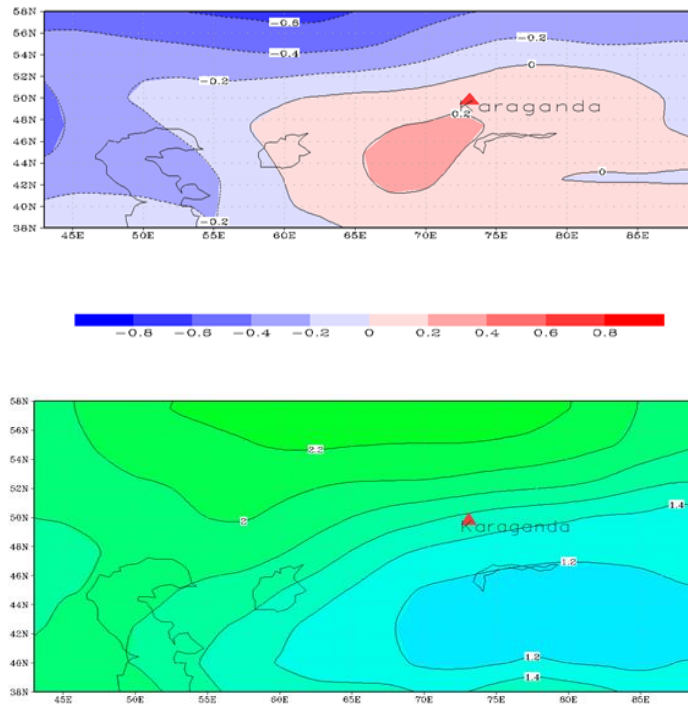


Рисунок 2.12 – Разница между средненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для температуры воздуха на уровне тропопаузы за декабрь

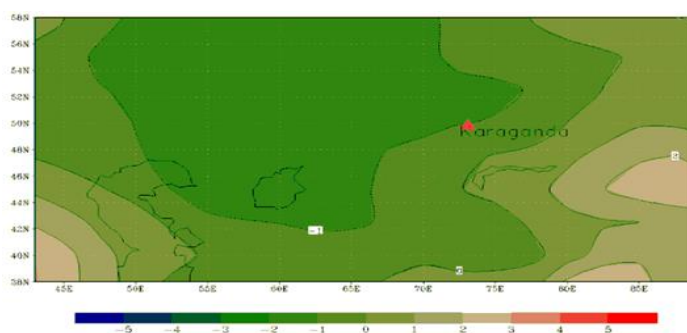
В декабре по данным рисунка 2.12 максимальное значение разности между нормами наблюдается в районе Караганды, то есть в центральной части Казахстана и достигнет значение 0,2°C. Минимальное значение разности между нормами наблюдается в северной части Казахстана и показывает значение 0,6°C. Значение СКО всюду превышают разность норм, при этом максимум наблюдается в северных регионах, а минимум в центральных и юго-восточных частях региона.

Анализируя рисунки 2.1-2.12, в районе Караганды и в целом Казахстане значение разности между нормами не значительна, колеблется в пределах от -0,6°C до +0,6°C. Положительное значение разности между нормами наблюдается во всех регионах Казахстана. Однако за наблюдаемый период максимальное значение наблюдалось в теплый период года и достигает 0,6°C. Отрицательное значение наблюдается в холодный период года. Значение СКО колеблется в пределах от 1,2°C до 1,8°C. На протяжении всего года

значение СКО превышает значение разности норм, что говорит о том, что все происходящие изменения находятся в пределах естественной изменчивости. Интересной особенностью является то, что в холодный период года наибольшая изменчивость в температуре тропопаузы характерна для северо-запада региона, а в теплый – для юга региона. При этом в переходные месяцы отмечается два этих максимума. «Летний» максимум можно связать с тем, что в зимний период продолжительность светлого времени меньше, а летом больше. За теплый период происходит увеличение продолжительности светлого времени, а, следовательно, и количество поглощаемой в нижней стратосфере радиации значительно больше. Соответственно чем южнее – тем интенсивнее нагрев. Интенсивное поглощение радиации слоем озона приводит к прогреву всей нижней стратосферы, откуда часть тепла передается слою тропопаузы. На «зимний» максимум влияет резко континентальный климат региона.

## 2.2 Анализ давления на уровне тропопаузы

Для изучения тропопаузы важны сведения о распределении метеорологических элементов в слое тропопаузы. Один из главных сведений о тропопаузе – это высота тропопаузы. Изучение изменений высоты тропопаузы очень важно, особенно последние годы, в связи с глобальным потеплением климата. Для этой цели в данной работе анализируются результаты данных за 1981-2020 гг.



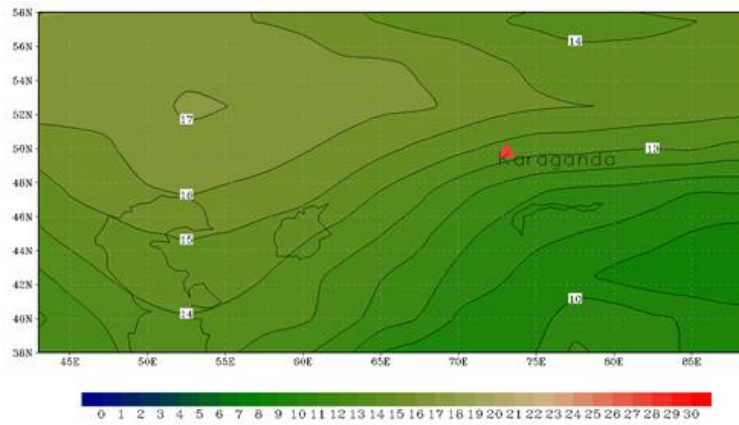
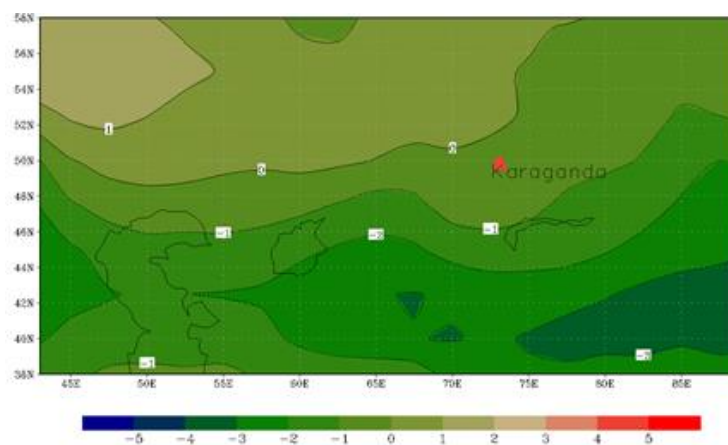


Рисунок 2.13 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для давления на уровне тропопаузы за январь

По данным рисунка 2.13 в январе изменчивость высоты тропопаузы от северо –запада к юго-востоку постепенно уменьшается. Максимальное значение СКО наблюдается в районе Уральска и минимальное значение наблюдается южнее Балхаша. По территории Казахстана в январе значение СКО колеблется от 17 до 10 гПа, а значения разницы между осредненными значениями колеблется в пределах от -1 до 2 гПа. То есть, существенных изменений в изменении высоты не прослеживается. При этом, можно заметить, что, максимальное значение СКО соответствует отрицательным значениям разницы между нормами и минимальное значение СКО соответствует положительным значениям разницы между нормами.



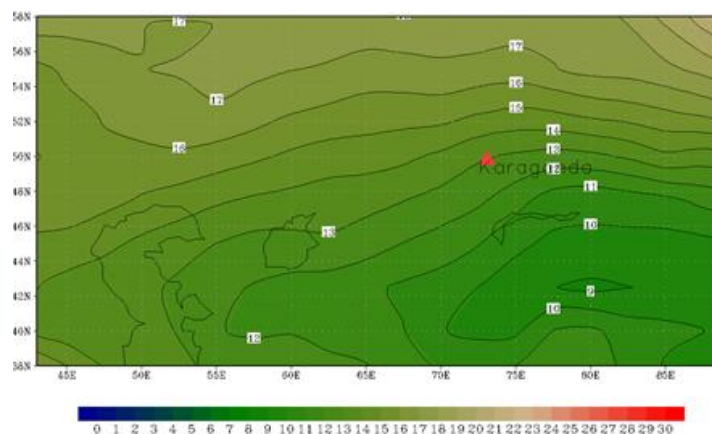
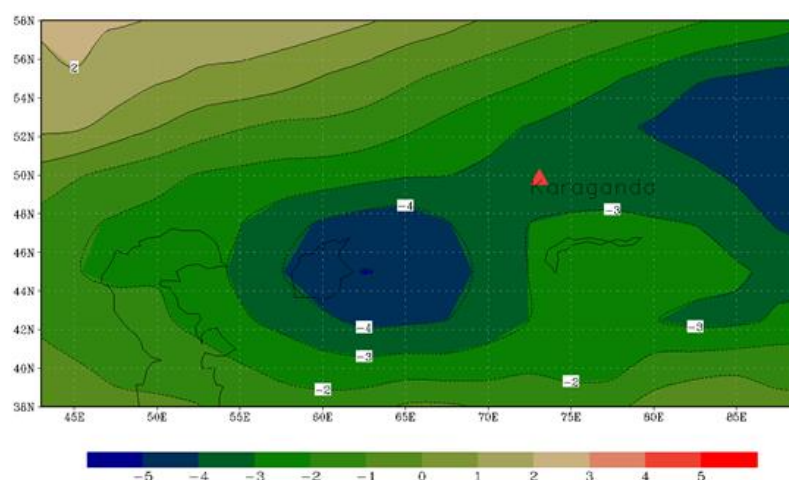


Рисунок 2.14 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для давления на уровне тропопаузы за февраль

В феврале значение между нормами давление колеблется в пределах от -3 гПа до 1 гПа. Однако, по сравнению с данными января, в феврале отрицательные значения разницы между нормами наблюдается в южных, юго-восточных частях региона. А положительные значение наблюдается в северных частях региона. Так же не совпадает значение СКО. Если в январе максимальное значение СКО наблюдался в северо – западных регионах, то в феврале максимальная изменчивость наблюдается в северных и северо – восточных регионах. Однако минимальное значение СКО в феврале аналогично с данными января наблюдается южнее Балхаша.



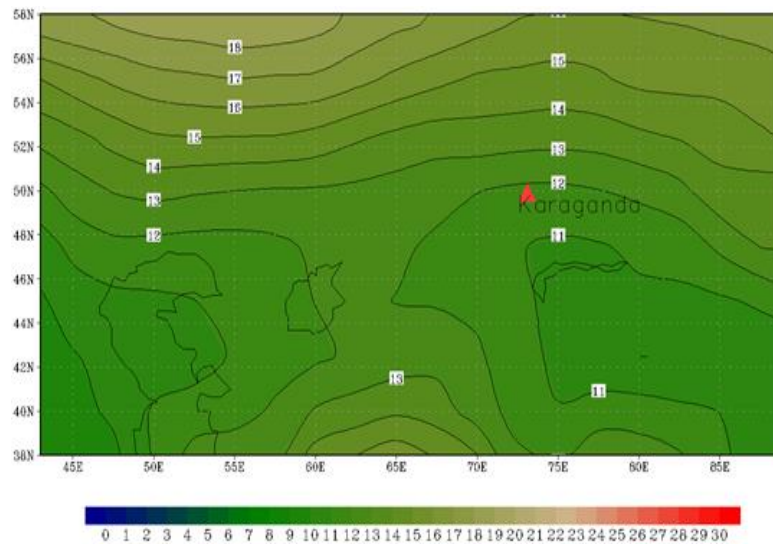
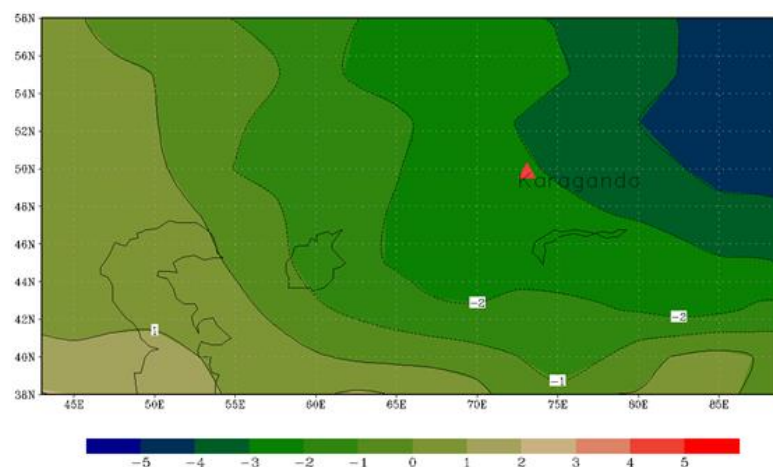


Рисунок 2.15 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для давления на уровне тропопаузы за март

По данным рисунка 2.15 значениях разницы между нормами колеблется от +2 до -4 гПа. В районе Арала и в Восточном Казахстане значение между нормами давления показывает -4 гПа. Положительное значение наблюдается северо-западной части страны. В марте наблюдается изменение значение СКО от зимнего сезона к весеннему сезону. Разброс значения давления уменьшается. Если в зимнем сезоне минимальное значение СКО наблюдался в южнее Балхаша, то в марте минимальный разброс имеет два очага: Карагандиская область и район Каспий.





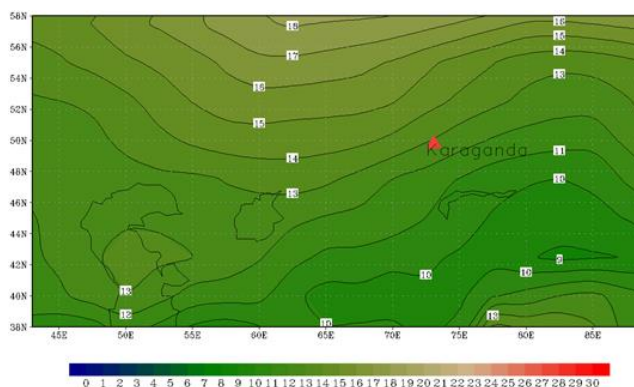


Рисунок 2.16 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для давления на уровне тропопаузы за апрель

В апреле значения разницы между осредненными значениями давления находится в пределах от -4 гПа до +1 гПа. По данным СКО распределение давления за рассматриваемый период в центральной части более равномерно по сравнению с северной части региона.

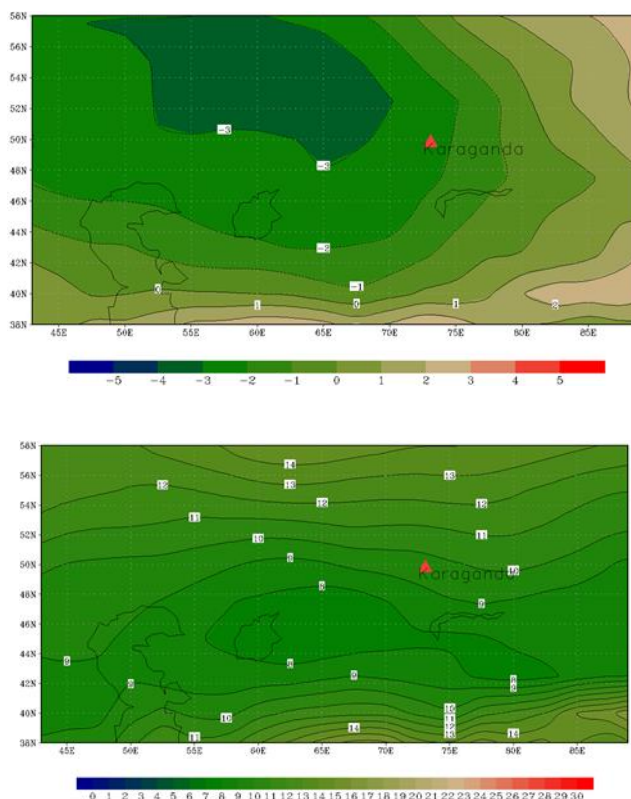


Рисунок 2.17 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для давления на уровне тропопаузы за май

В мае большей части Казахстана наблюдается более равномерное изменение давления в зоне тропопаузы. Особенно в центральной части Казахстана. Это показывает значение СКО. В центральной части значение СКО равно 8 гПа. От центра к северу и югу значение СКО повышается. Значения разницы между осредненными значениями в мае колеблется от 1 до -3 гПа. Таким образом, все изменения в пределах естественной изменчивости.

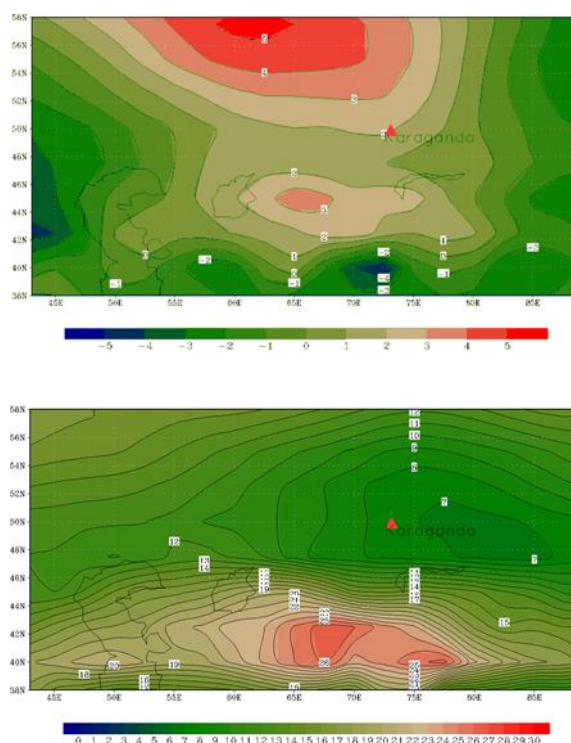


Рисунок 2.18 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для давления воздуха на уровне тропопаузы за июнь

По данным рисунка 2.18 в июне значения разницы между осредненными значениями в отличие от холодных периодов в северной и центральной части Казахстана наблюдается положительные значения и достигает +5 гПа. А отрицательные значение наблюдается в западных и южных частях. Так же в июне отличается значение СКО от данных за холодный период года. В июне южной части изменчивость давления возрастает и достигает 25 гПа.

По данным центральной части значение СКО равно 7 гПа, что показывает не значительную изменчивость в пределах естественной.

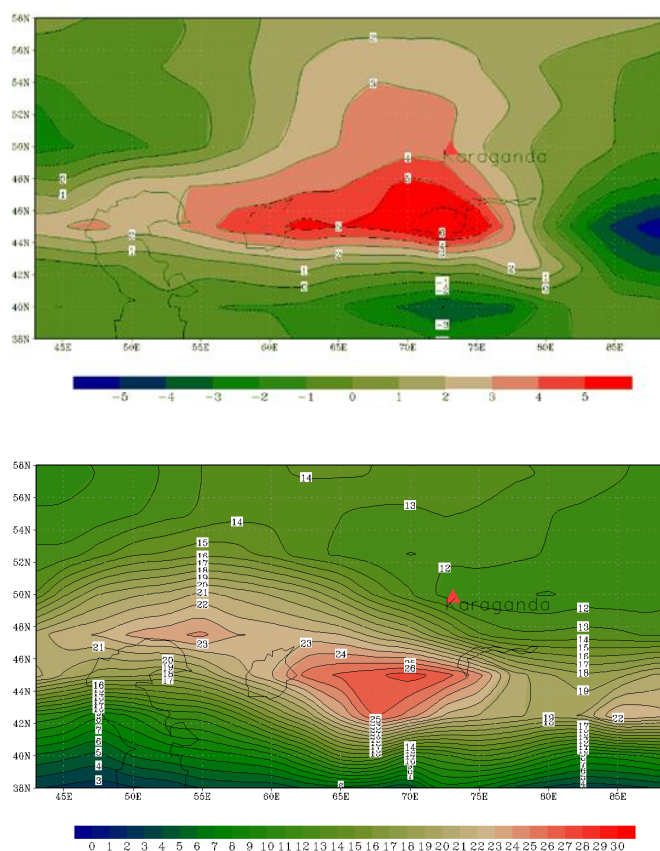


Рисунок 2.19 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для давления на уровне тропопаузы за июль

По данным рисунка 2.19 в большей части Казахстана наблюдается положительное значение разницы между нормами. Данные показывает значение в пределах от -5 гПа до +6 гПа. По всей территории значение СКО превосходит разницу в нормах, максимальное значение СКО в июле наблюдается в южной части Казахстана и достигает 26 гПа, минимальное значение в июле составляет 12 гПа и наблюдается в восточной и западной части Казахстана.



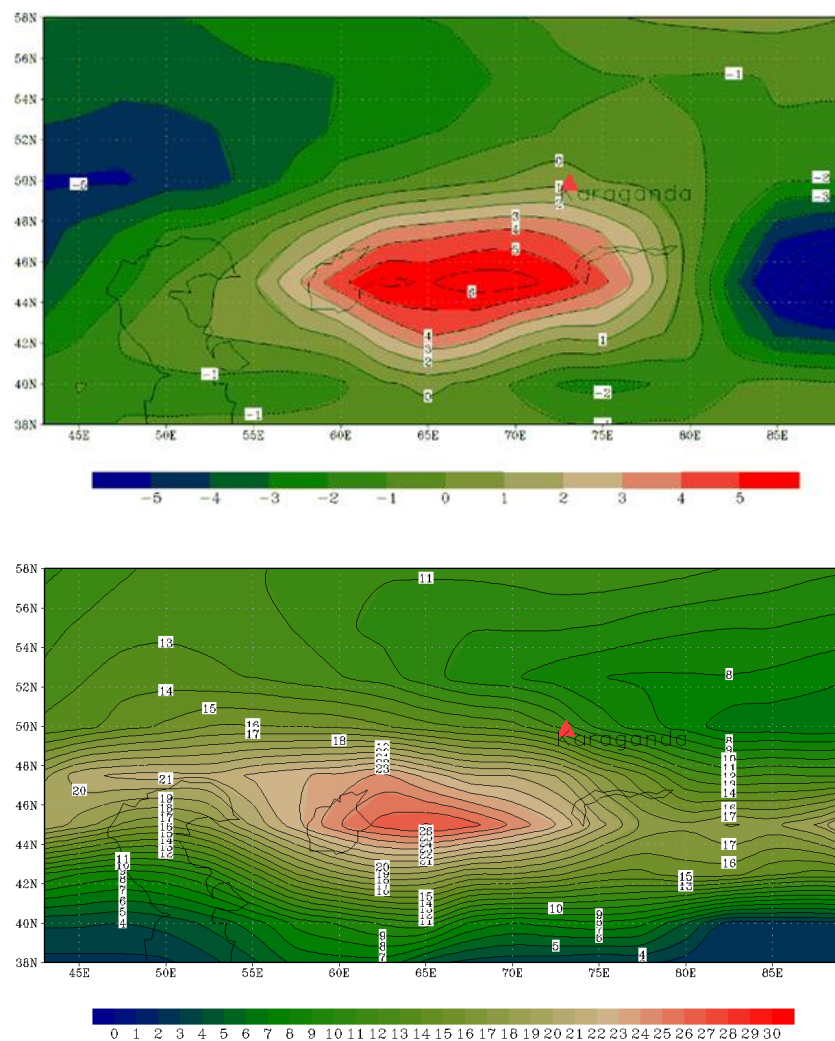


Рисунок 2.20 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для давления на уровне тропопаузы за август

В августе наблюдается похожая ситуация предыдущим летним месяцам. То есть, максимальные значения разницы между осредненными значениями наблюдаются в центральной части страны и отрицательное значение наблюдается в восточной и западной части страны. Максимальное значение СКО совпадает с предыдущими летними месяцами и показывает значение 26 гПа. В августе максимальное значение СКО смещается с южных частей региона в центральную часть.

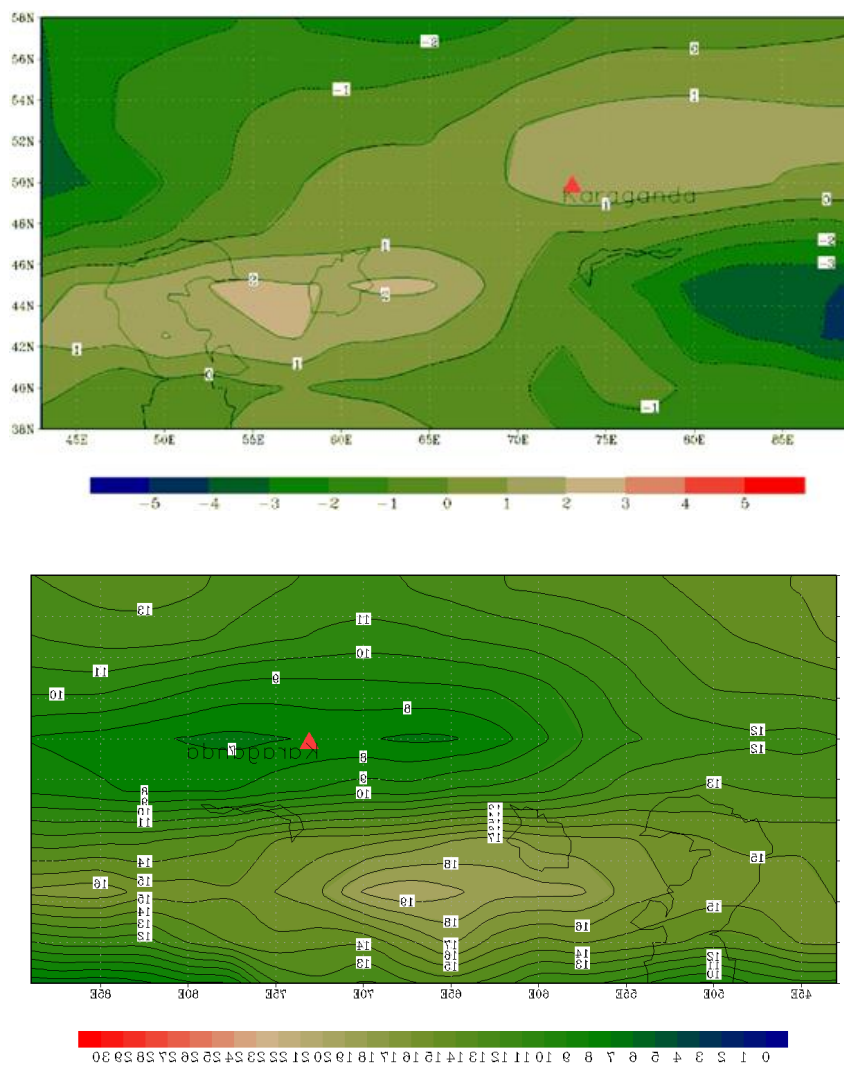


Рисунок 2.21 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для давления на уровне тропопаузы за сентябрь

В сентябре значения разницы между осредненными значениями меняется в пределах от -4 до 2 гПа. Положительные значения наблюдаются в центральной части страны, а отрицательные значения в восточной и западной части. От летних месяцев к осенним месяцам наблюдается более равномерное распределение давления в зоне тропопаузы. Это показывает значение СКО. В сентябре значение СКО ниже чем летние месяцы. Так же максимальное значение СКО сместилась в сентябре более на южные регионы. А в центральной части значение СКО показывает 7 гПа.

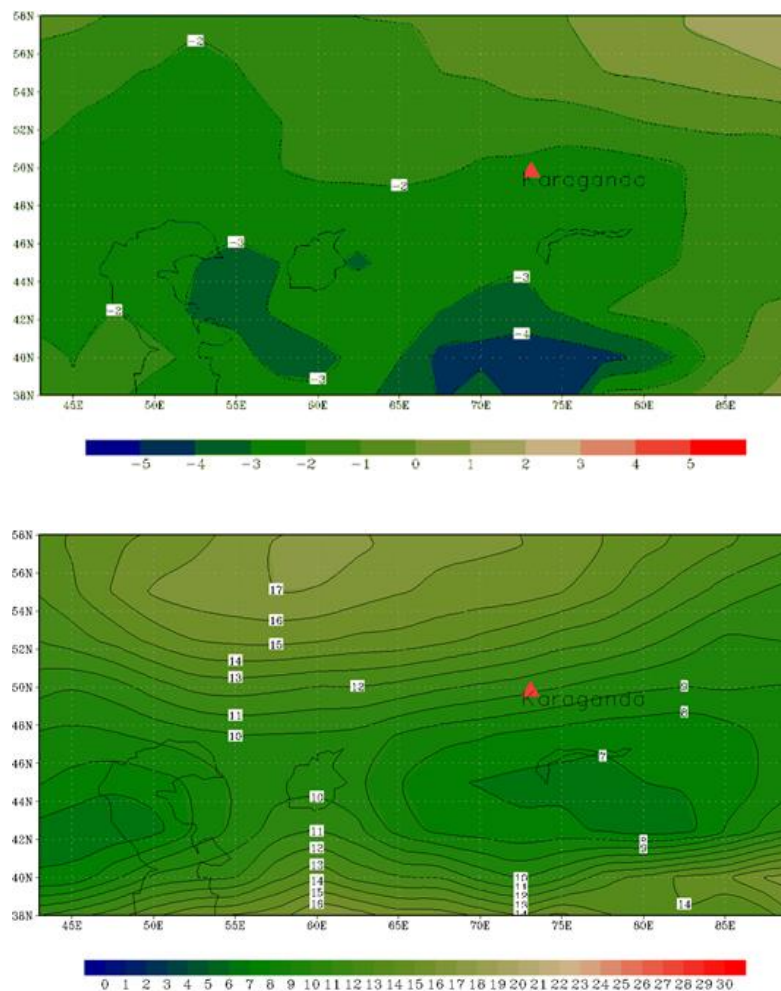


Рисунок 2.22 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для давления воздуха на уровне тропопаузы за октябрь

Как показано на рисунке 2.22 в основном территории Казахстана наблюдается отрицательные значения разницы между осредненными значениями, которые меняются от -4 Па до 2 гПа. Все изменения находятся в пределах естественной изменчивости, так как меньше СКО. Положительное значение наблюдается только в северо-восточной части. Минимальное значение СКО в октябре показывает 7 гПа, а максимальное 17 гПа. В районе Каспия и центральной части изменчивость давления более равномерна. В северных и южных регионах изменчивость давления выше.

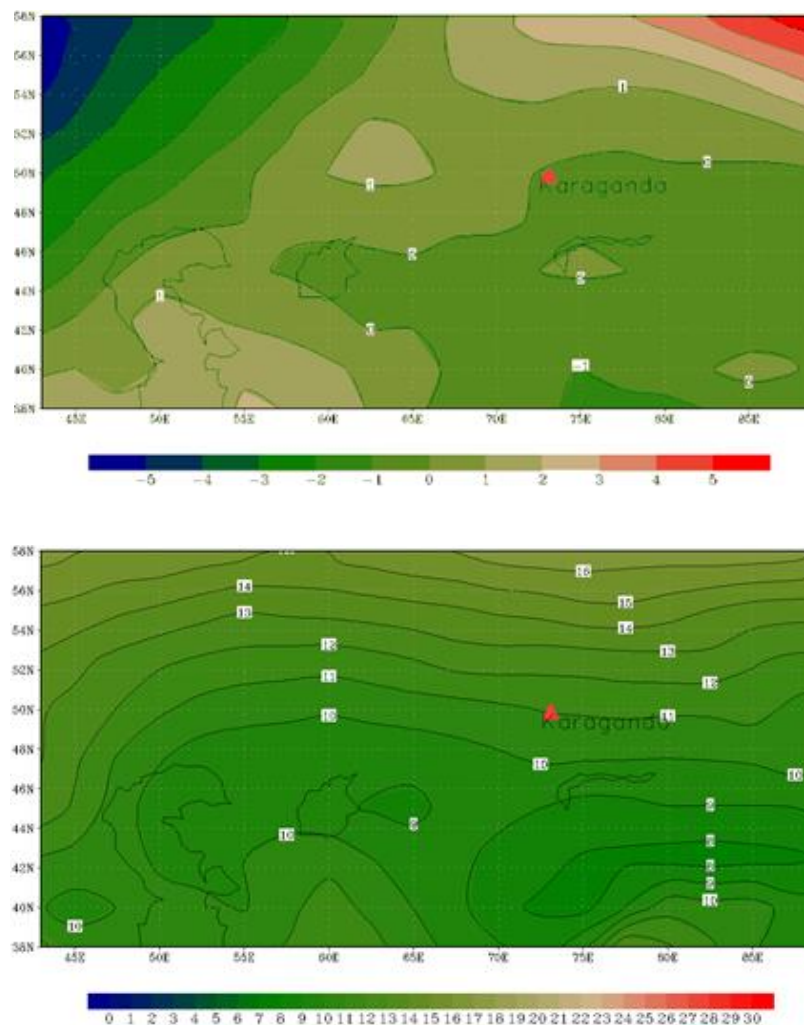


Рисунок 2.23 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для давления на уровне тропопаузы за ноябрь

В ноябре значения разницы между осредненными значениями равномерно, особенно в восточной и центральной части Казахстана. На северо-западной части значения разницы между осредненными значениями отрицательно. В северо-восточной части страны положительное значение норм. При этом значение СКО везде превосходят, то есть все колебания высота в пределах естественной изменчивости. Значение СКО колеблется от 8 до 16 гПа. Минимальное значение в южных регионах наблюдается, а максимальное значение в северных регионах, что является типичным для холодного сезона.

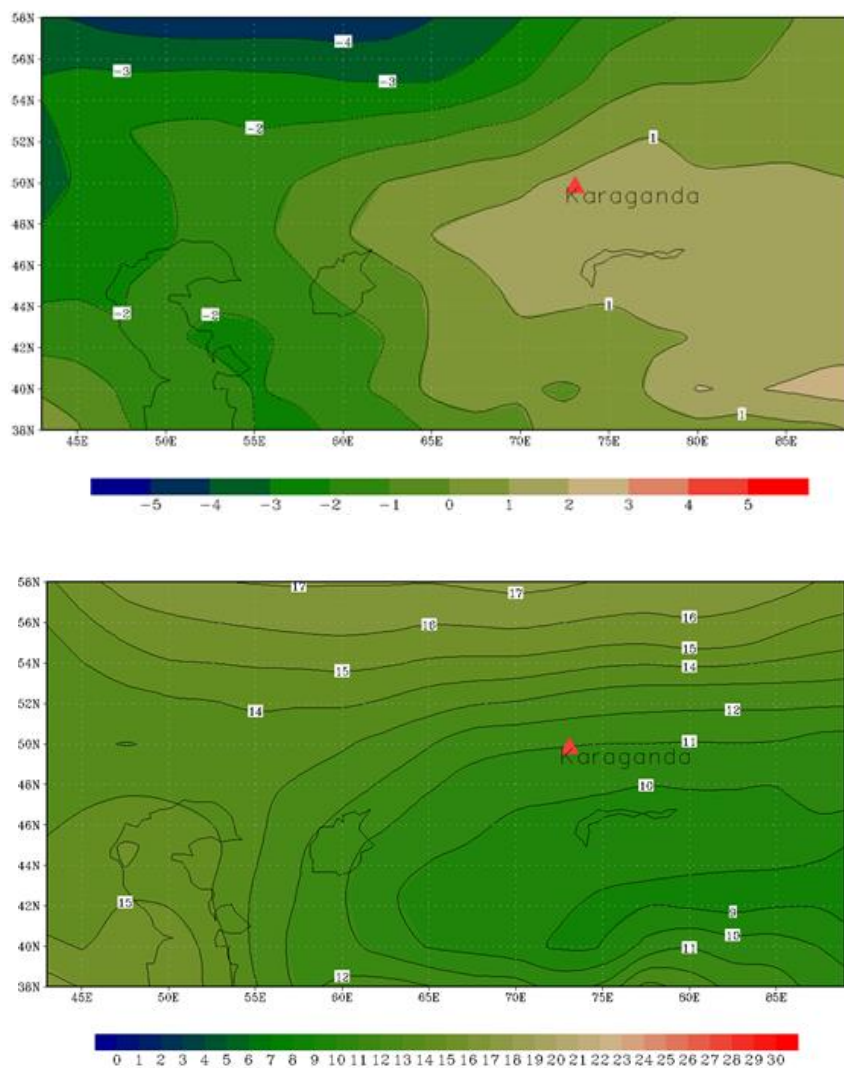


Рисунок 2.24 – Разница между осредненными значениями за 30 лет (вверху) и СКО (внизу) для давления на уровне тропопаузы за декабрь

В декабре значения разницы между осредненными значениями в центральной и восточной части незначительное, около 1 гПа. в западных частях значения разницы между осредненными значениями отрицательная и меняется от -2 до -6 гПа. Как показано на рисунке 2.24 значение СКО в декабре колеблется от 9 до 17 гПа. Минимальное значение показывает в юго-восточной части Казахстана, а максимальное значение СКО наблюдается в северной части страны. Значение СКО превышает значение разницы между нормами, что является показателем естественной изменчивости.

По данным рисунков 2.13-2.24 значение разности между нормами всюду меньше СКО. Это говорит о том, что существенной перестройки в высоте тропопаузы в новой норме относительно старой не произошло. Максимальное значение же самог СКО наблюдается в летний период и достигает 26 гПа. Минимальное значение приходится к осеннему периоду и показывает 7 гПа. Можно заметить сезонность изменения разброса давления. Так, в зимний период максимальное значение наблюдается в северо-западных и северных регионах Казахстана. А минимальное значение прослеживается в юго-восточных регионах. От зимы к весне максимальное значение СКО смещается в северную и восточную часть, минимальное значение уже наблюдается в центральных регионах. К летнему сезону изменчивость тропопаузы растет в центральных регионах и значение СКО достигает значение 26 гПа. К осени по рассматриваемой территории разброс давления снижается. Это показывает минимальное значение СКО в этот период.





месяцами. Большой части страны соответствует температура в зоне тропопаузы около  $-60^{\circ}\text{C}$ . Гребень тепла наблюдается в районе Каспийского и Аральского морей, достигает  $-58^{\circ}\text{C}$ .

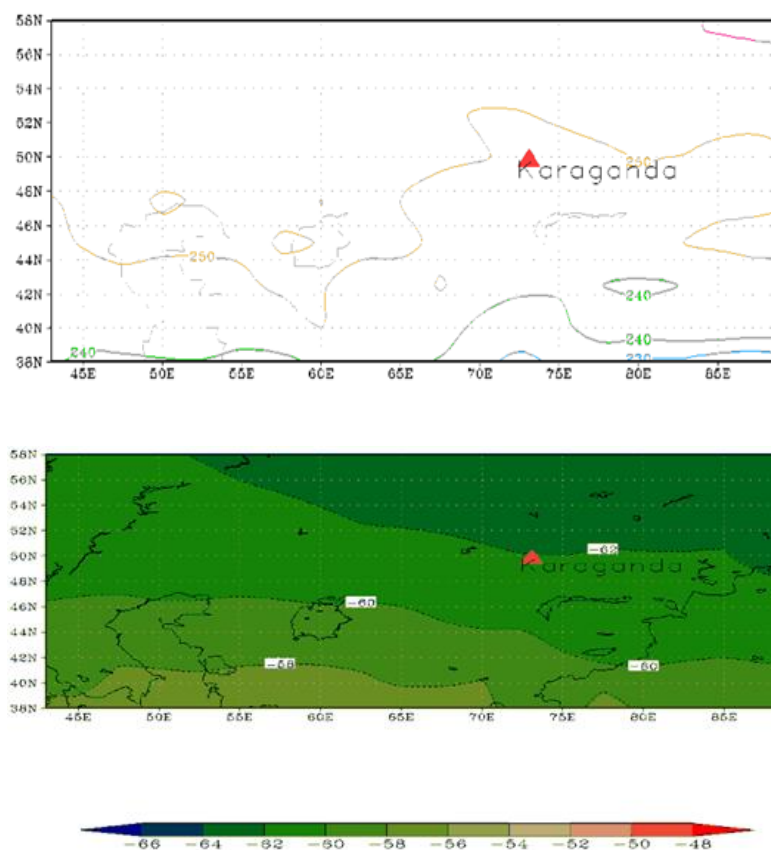


Рисунок 3.2 – Давление (сверху) и температура (внизу) на уровне тропопаузы для января

В январе область более низкой тропопаузы (давление выше 250 гПа) наблюдается в северо-восточной части Казахстана. Постепенно от севера к югу давление понижается (высота тропопаузы растет). Распределение температуры в январе демонстрирует ложбину холода на северо-востоке и повышение температуры к югу региона. Такое распределение и давления, и температуры на уровне тропопаузы характерно для всего холодного периода.



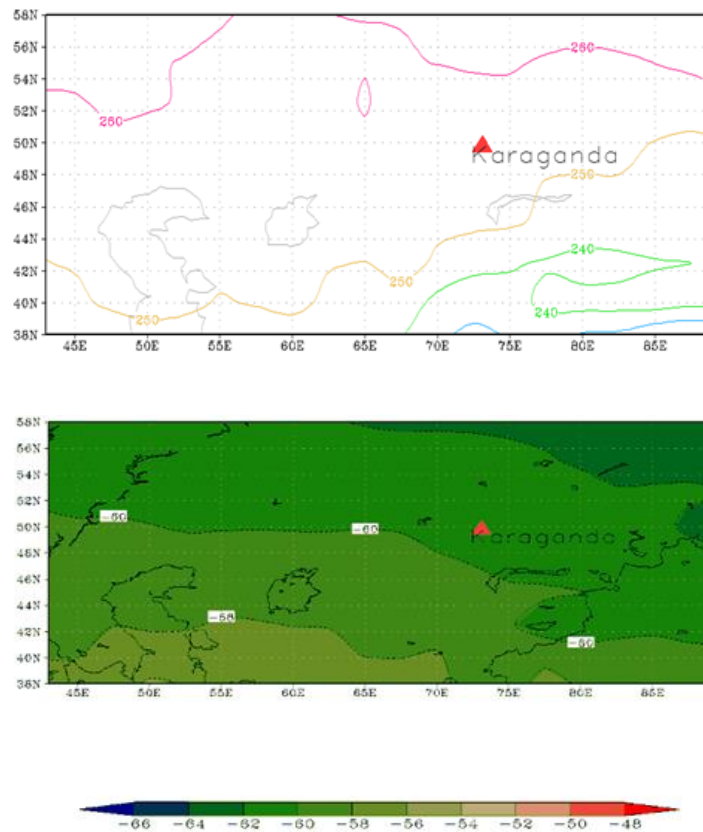


Рисунок 3.3 – Давление (сверху) и температура(внизу) на уровне тропопаузы для февраля

В феврале на севере региона давление на уровне тропопаузы растет (ее высота еще больше понижается), а в юго-восточной части гребень высокого давления поднимается ближе району Балхаша. В целом же распределение давления аналогично январскому (см. рисунок 3.3). Средняя температура сохраняется в пределах от  $-58^{\circ}\text{C}$  до  $-62^{\circ}\text{C}$ . Однако ложбина холода поднимается выше и в центральных и южных регионах температура в сравнении с январем поднимается приблизительно на  $2^{\circ}\text{C}$ .

Для зимнего периода распределения температуры тропопаузы характерна область холода в северных и северо-восточных районах в целом за зимний период и в каждом отдельном месяце. Температура в этой области колеблется в пределах от  $-60^{\circ}\text{C}$  до  $-62^{\circ}\text{C}$  и не изменяется в течение всей зимы. Ложбина холода, расположенная на севере и северо-востоке ориентирована к югу, а гребень тепла наблюдающиеся в районе Каспийского и Аральского

морей, ориентирован к северу. Поле температуры характерно для зимнего периода.

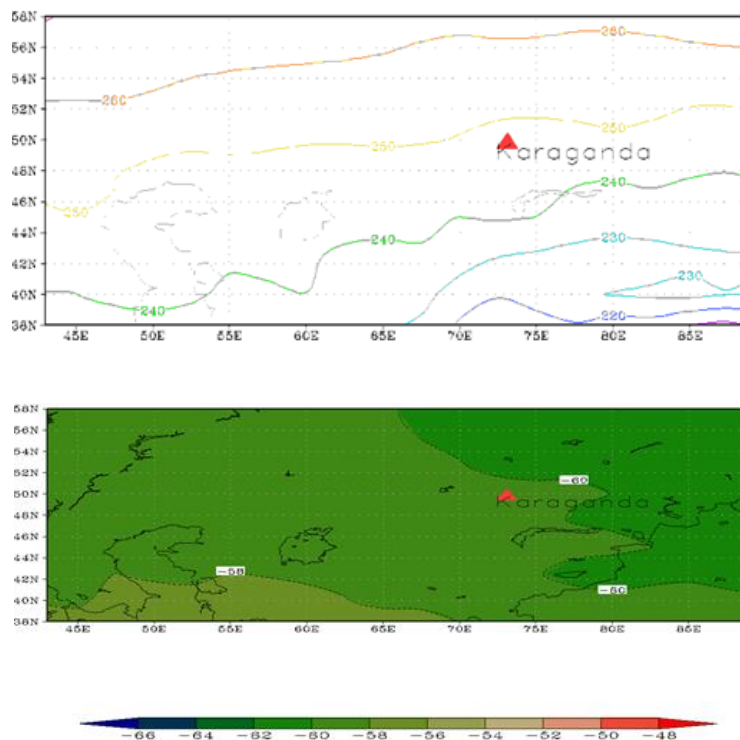


Рисунок 3.4 – Давление (сверху) и температура (внизу) на уровне тропопаузы для марта

В марте распределение высоты тропопаузы аналогично распределению высоты в зимний период. В северных регионах наблюдается область низкого давления (высокая тропопауза), ориентированная к югу. Область высокого давления наблюдается в районе Алматы и ориентирована на северо-запад. Распределение температуры в зоне тропопаузы отличается по сравнению с зимним периодом. Ложбина холода наблюдается в восточной и северо-восточной части Казахстана, а гребень тепла располагается в районе Каспийского моря. Так же в марте отмечается рост температуры приблизительно на  $2^{\circ}\text{C}$ , особенно в северо-западных регионах, где средняя температура составила  $-62^{\circ}\text{C}$ .

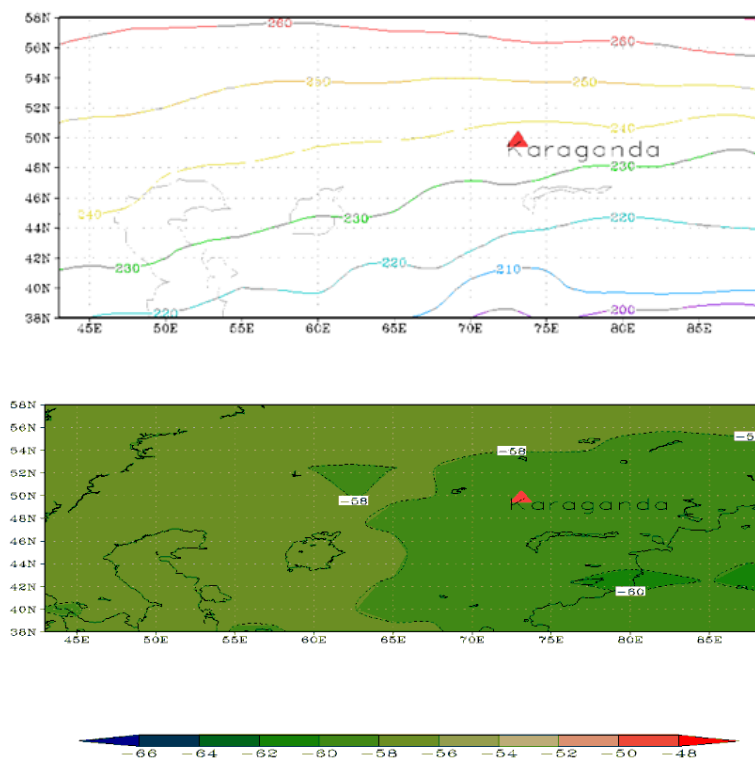


Рисунок 3.5 – Давление (сверху) и температура (внизу) на уровне тропопаузы для апреля

В апреле наблюдается рост давления по всей территории Казахстана приблизительно на 10 гПа от юга к северу (см. рисунок 3.5). Распределение высот становится более неравномерным, это характерно для переходных месяцев, когда более южные широты уже переходят на летние процессы в виду больше притока солнечной радиации, а северные еще остаются некоторое время во власти процессов зимних. Температурный режим в апреле отличается от марта (опять же потому, что процессы перестраиваются на «летние»). Ложбина холода рассматривается в центральной и юго-восточной части страны. Средняя температура в  $-60^{\circ}\text{C}$  для уровня тропопаузы соответствует району южнее Балхаша. В западных и южных регионах наблюдается отдельные очаги холода. Гребень тепла соответствует обширной части рассматриваемой территории, наибольшие значения наблюдаются на юго-западе со средними температурами около  $-58^{\circ}\text{C}$ .

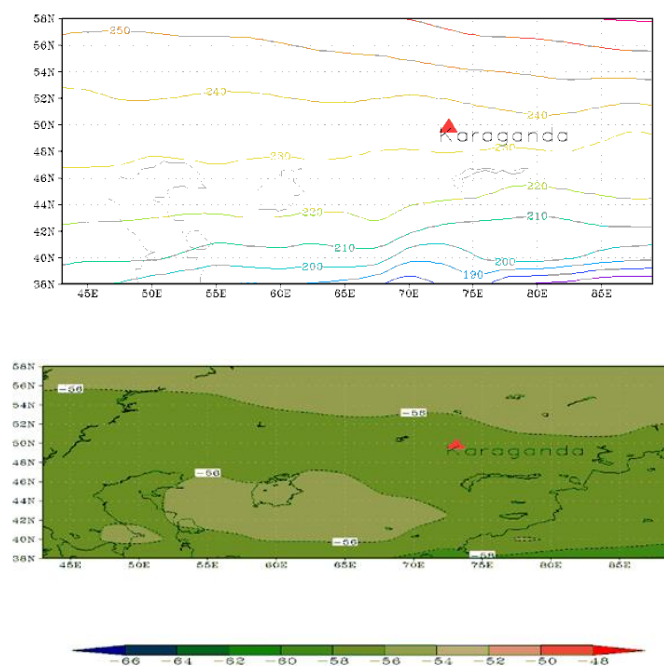


Рисунок 3.6 – Давление (сверху) и температура(внизу) на уровне тропопаузы для мая.

В мае практически на всей территории наблюдается рост высоты тропопаузы (см. рисунок 3.6). Более низкая тропопауза имеет одну область в северо-востоке. Распределение высот становится еще более неравномерным. Температура в мае имеет две области тепла. В северных регионах и районе Аральского моря температура достигает  $-56^{\circ}\text{C}$ . В целом в мае температура более сглажена.

По данным рисунков 3.4-3.6 в весенние месяцы в Казахстане на уровне тропопаузы наблюдается повышение температуры на  $2-3^{\circ}\text{C}$ . Значительное изменение температуры указывает на то, что в этот период определяющее влияние оказывает радиационные условия нижней стратосферы. Зимой в северных широтах продолжительность светлого времени меньше, а летом больше, чем в южных. За весенний период на севере происходит увеличение продолжительности светлого времени, а, следовательно, и количество поглощаемой в нижней стратосфере радиации в значительно больших степени, чем на юге [109]. Весной область холодной тропопаузы располагается на северо-востоке республики. Широкая ложбина охватывает

весь восток Казахстана. А гребень тепла весной над центральными районами сохраняется. Особенно гребень тепла хорошо прослеживается в мае. Еще одной особенностью является то, что весной на юго-востоке прослеживается четко выраженная область холода. Область холода появляется в марте, в апреле и в мае сохраняется. Это связано с переходом к летним процессам, в южных регионах перестройка происходит быстрее и, соответственно, чем выше, тем холоднее, северные же районы обладают некоторой инерцией. Высота тропопаузы весной имеет ложбину низкого давления в северных регионах, а гребень высокого давления в южных регионах. От марта до мая наблюдается рост высоты тропопаузы.

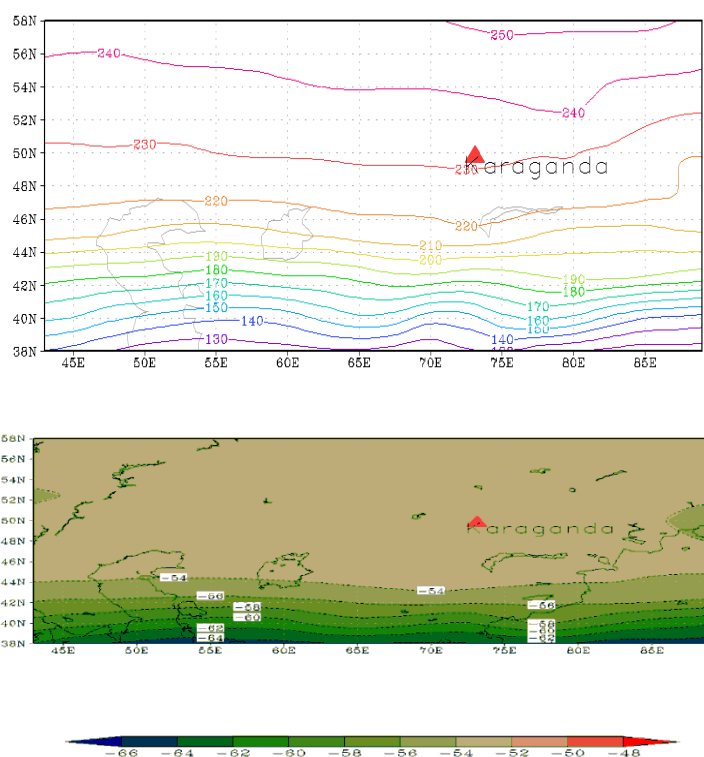


Рисунок 3.7– Давление (сверху) и температура (внизу) на уровне тропопаузы для июня

В июне более низкая тропопауза сохраняется на северо-востоке страны. Высота тропопаузы в июне растет, что вполне логично для летних процессов, когда тропопауза выше. Особенно это заметно в южных

регионах, ниже  $46^{\circ}$  с.ш. также наблюдается два региона высокой тропопаузы в районе Каспий-Арала и Балхаша. Градиенты температуры совпадают с градиентами давления. Однако в этом месяце ложбина холода находится в южных регионах, а гребень тепла в северных регионах.

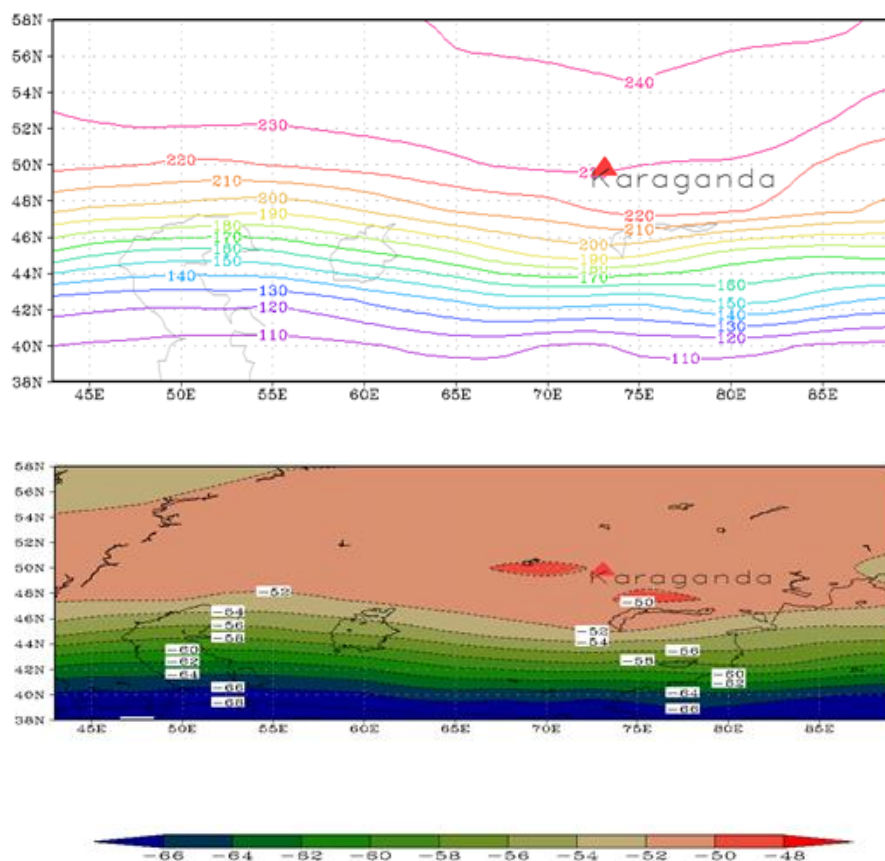


Рисунок 3. 8 – Давление (сверху) и температура (внизу) на уровне тропопаузы для июля

Высота тропопаузы в июле с юга на север медленно понижается. В сравнении с предыдущим месяцем высота повышается. Область низкой тропопаузы на северо-востоке сохраняется. А температурный режим тропопаузы в июле показывает максимально высокую температуру и достигает  $-50^{\circ}\text{C}$ . Два очага тепла наблюдается в центральной части Казахстана. Постепенно от центра к югу температура понижается.

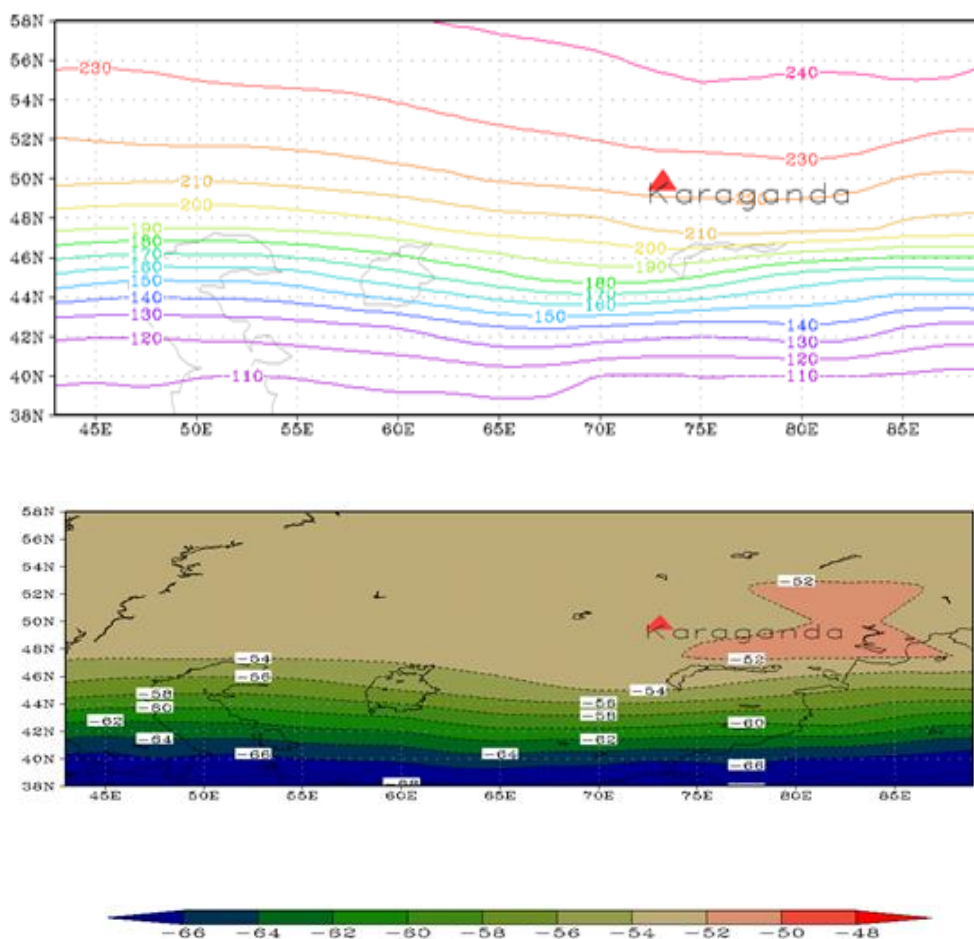


Рисунок 3. 9 – Давление (сверху) и температура (внизу) на уровне тропопаузы для августа

В августе зона более низкой тропопаузы сместилась на восток. Однако в августе температура в центральных регионах понизилась на 2–4°C. В южных регионах ложбина холода сохраняется. В летний период область холода в районе Балхаша постепенно исчезает и расположение изотерм меняется более к широтному. Очаг тепла располагается в центральной части Казахстана, а область холода в летние месяцы находится в южных регионах. Наибольшая разность температур отмечается в летний период и достигает 16°C. Однако значительное понижение отмечается от центральной части к южной части. В северных регионах понижение более сглажено. К югу высота тропопаузы повышается. Соответственно более высокой тропопаузе соответствуют более низкие температуры.



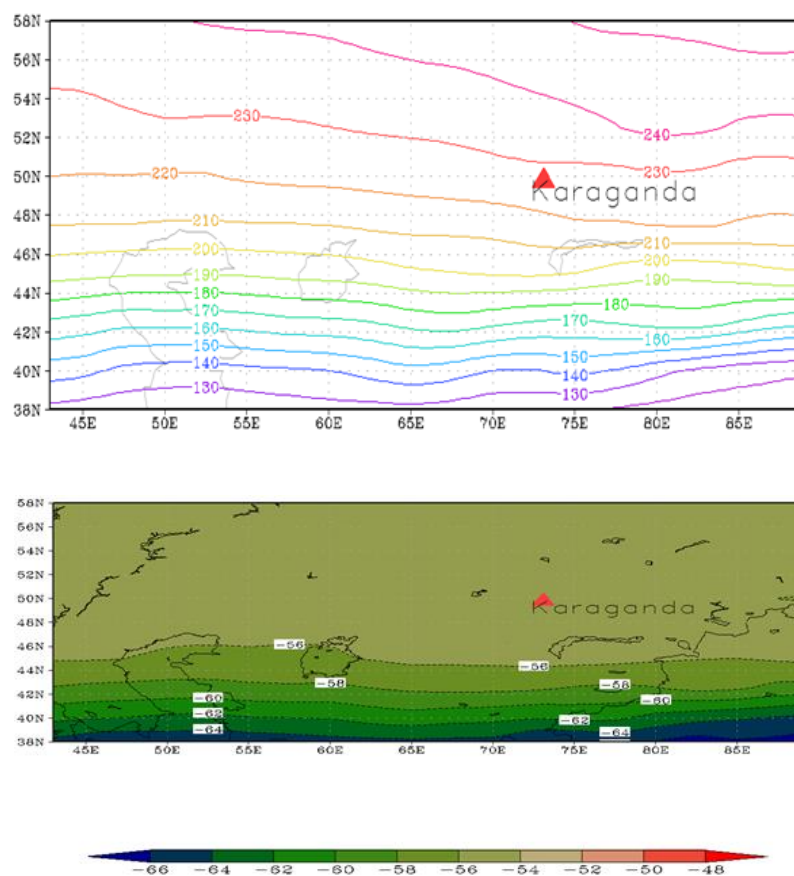
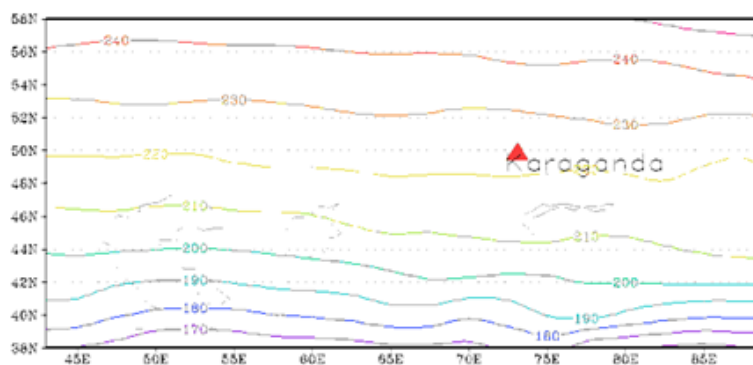


Рисунок 3. 10 – Давление (сверху) и температура (внизу) на уровне тропопаузы для сентября

В сентябре область низкой тропопаузы располагается на северо-востоке. Высота тропопаузы в сентябре немного понижается: начинается перестройка к зимним процессам. Выше 45°с.ш. наблюдается гребень тепла, а ниже температура падает и средняя температуры тропопаузы здесь достигает отметки -64°С.





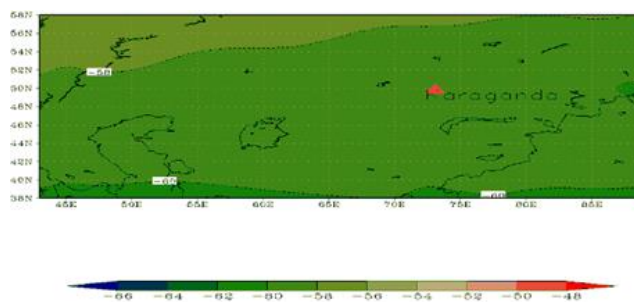


Рисунок 3. 11 – Давление (сверху) и температура(внизу) на уровне тропопаузы для октября

В октябре ситуация меняется и северных районах высота тропопаузы незначительно меняется, а в южных регионах наблюдается понижение высоты тропопаузы. Распределение температуры в октябре тоже меняется. По всей территории наблюдается понижение температуры на 2-4°C. Гребень тепла располагается на северо-западе, ложбина холода в южных регионах сохраняется.

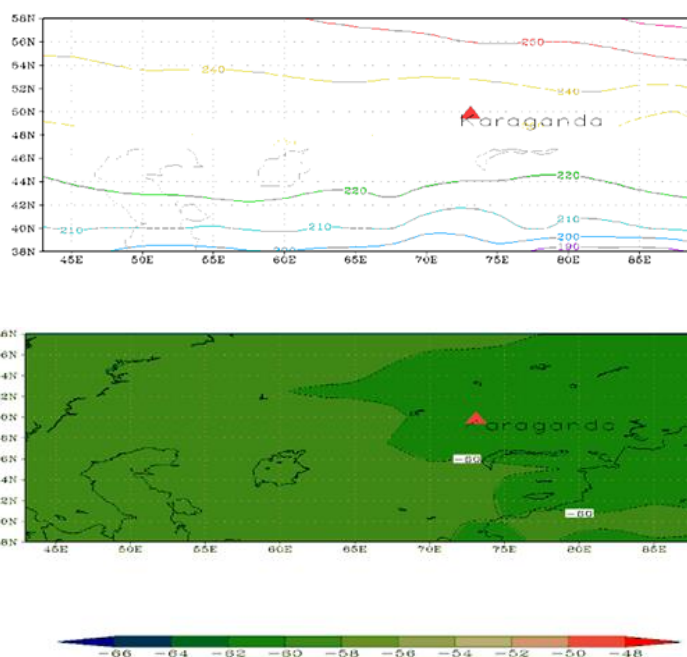


Рисунок 3. 12 – Давление (сверху) и температура(внизу) на уровне тропопаузы для ноября

В ноябре понижение высоты тропопаузы сохраняется по всей территории Казахстана. В ноябре отмечается понижение температуры на 2°C. Ложбина холода наблюдается в центральной и восточной части Казахстана. Замкнутая изотерма с температурой -60°C, доходит до алматинской области. Под гребнем тепла находятся области начиная с Кызыл-Орды и Актюбинска.

В осенний сезон происходит перестройка тропопаузы от летней, когда областям холода чаще соответствует высокая, а областям тепла—низкая тропопауза, к зимнему, когда холодная тропопауза является одновременно и низкой, а теплая – высокой[121].

## Глава 4. Прогноз ансамбля моделей проекта CMIP6 (сценарий ssp245) для Казахстана

В настоящее время во всем мире существуют десятки институтов моделирования климата, каждый из которых создает свою собственную модель климата. Индивидуальные климатические модели разрабатываются и совершенствуются на протяжении десятилетий, поскольку группа ученых каждой организации пытается воспроизвести глобальные климатические процессы с максимально возможной точностью. Некоторые центры моделирования уделяют немного больше внимания определенным процессам или регионам. Последнее время большое внимание уделяется ансамблевым моделям, которые в свою очередь позволяют получать прогноз по набору моделей. Это приводит к более надежным прогнозам, чем прогнозы, создаваемые любой отдельной моделью.

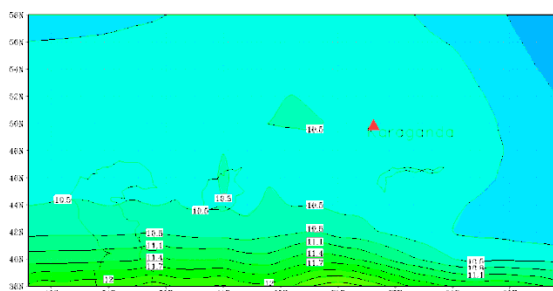
Самым известным примером такого глобального сотрудничества является проект CMIP. Проект CMIP был организован Всемирной программой исследований климата (IPPC)[110]. Со временем, по мере расширения участия в CMIP и увеличения количества и сложности климатических моделей, потребность во все более подробных и организованных экспериментах привела к тому, что CMIP стал отдельной, но связанной с IPCC структурой. На данный момент доступны результаты шестой фазы этого международного проекта. Результаты климатического моделирования послужили основой для Шестого оценочного доклада об изменении климата.

SSP описывают правдоподобные описания глобальных социальных событий в будущем без учета изменения климата или ответных мер по смягчению последствий или адаптации[111]. Таким образом, хотя сами по себе они не дают количественной оценки аспектов адаптации или смягчения последствий, они отражают трудности и связанные с ними успехи или

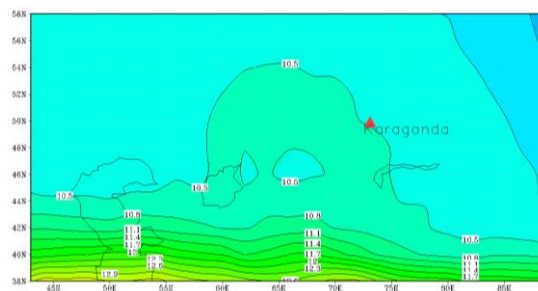
проблемы реализации стратегий смягчения последствий или адаптации на основе социальных характеристик, таких как численность населения, масштабы регионального сотрудничества, технологические разработки[112]. Пять описаний SSP были созданы. SSP с различными предположениями о человеческом развитии, включая: население, образование, урбанизацию, валовой внутренний продукт, экономический рост, темпы технологического развития, выбросы парниковых газов и аэрозолей, спрос и предложение энергии, землепользование. В данной работе были использованы результаты SSP245, который представляет собой достаточно усредненный вариант смягчения последствий и адаптации[113].

В данной работе отобраны 4 месяца с типовым распределением для сезонов: январь, апрель, июль и октябрь. Результаты осреднялись по десятилетиям. Изолинии проводились через 300 м, так как номер эшелона это высота в сотнях футов. Соответственно, например, 300 FL это  $300 \times 30 = 9000$  м

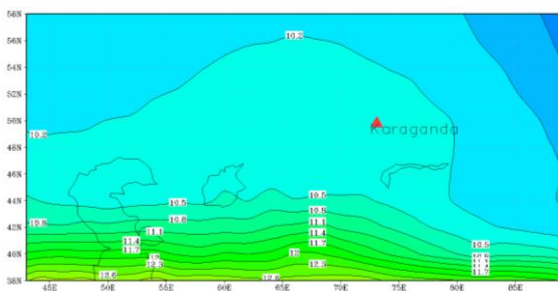
#### 4.1 Прогноз распределения высоты тропопаузы в январе по сценарию ssp245



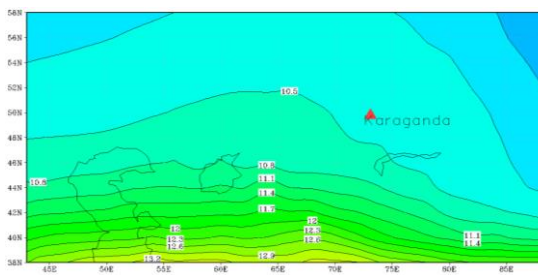
2021-2030гг



2031—2040гг



2041-2050гг



2051-2060гг

Рисунок 4.1 – Прогноз распределения высоты тропопаузы в январе по сценарию ssp245 с 2021 по 2060гг

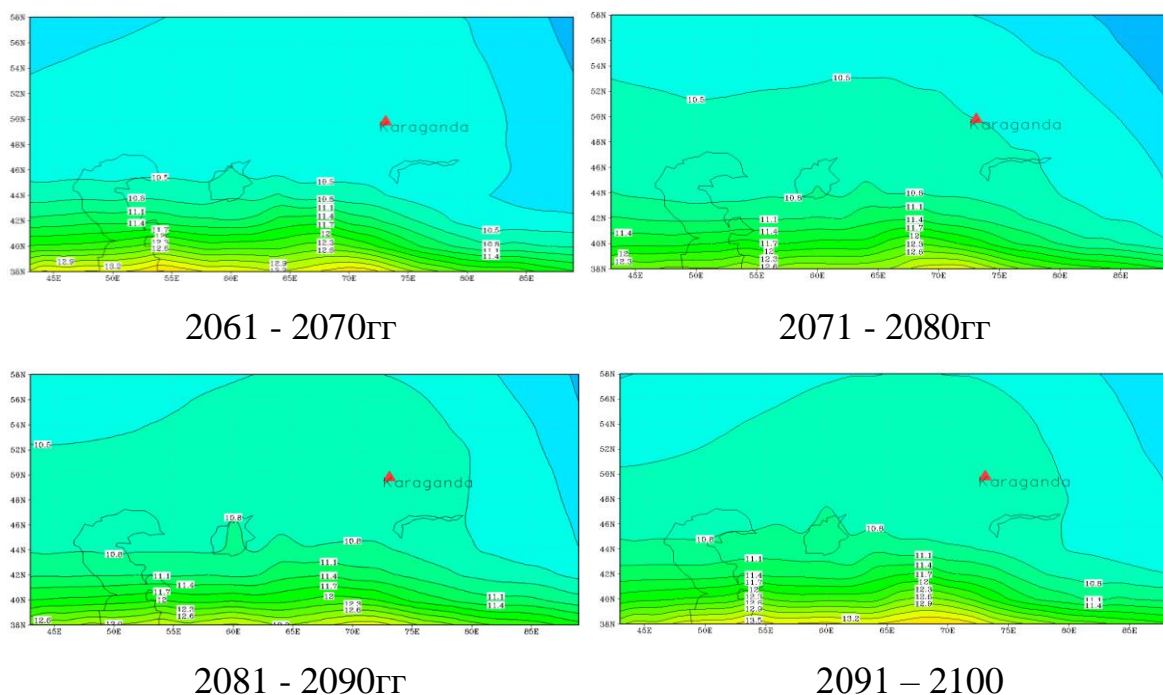
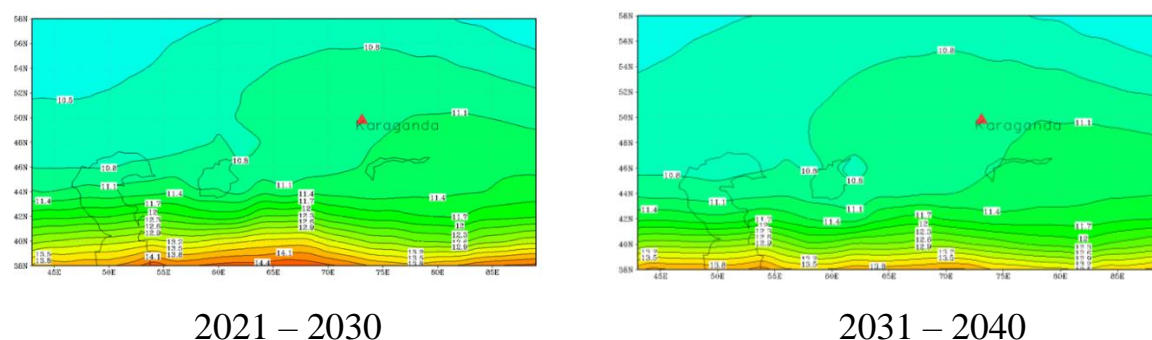


Рисунок 4.2 – Прогноз распределения высоты тропопаузы в январе по сценарию ssp245 с 2061 по 2100гг

Как видно из рисунка 4.1 до 2060 года высота тропопаузы существенно не меняется. В целом по Казахстану высота тропопаузы колеблется от 10 до 13км. Высота тропопаузы по этому сценарию для Караганды начинает расти приблизительно с 2081 года, прогнозируемое повышение составляет 300 м.

#### 4.2. Прогноз распределения высоты тропопаузы в апреле по сценарию ssp245



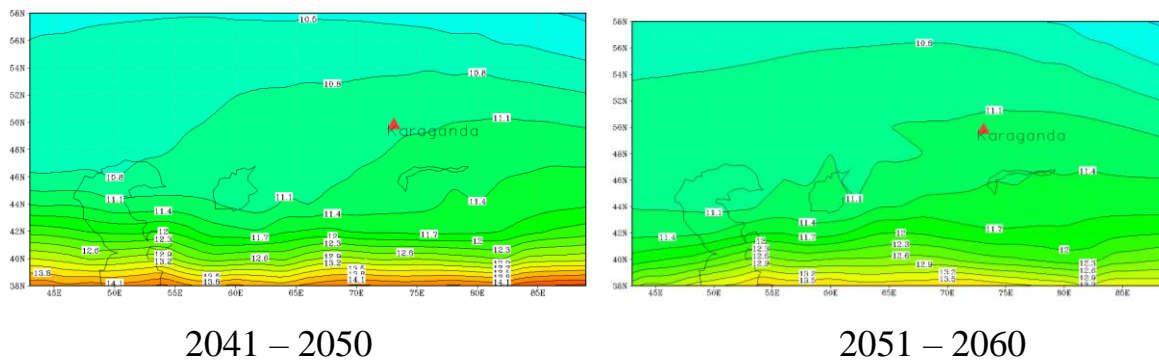


Рисунок 4.3 – Прогноз распределения тропопаузы в апреле с 2021 по 2060 гг

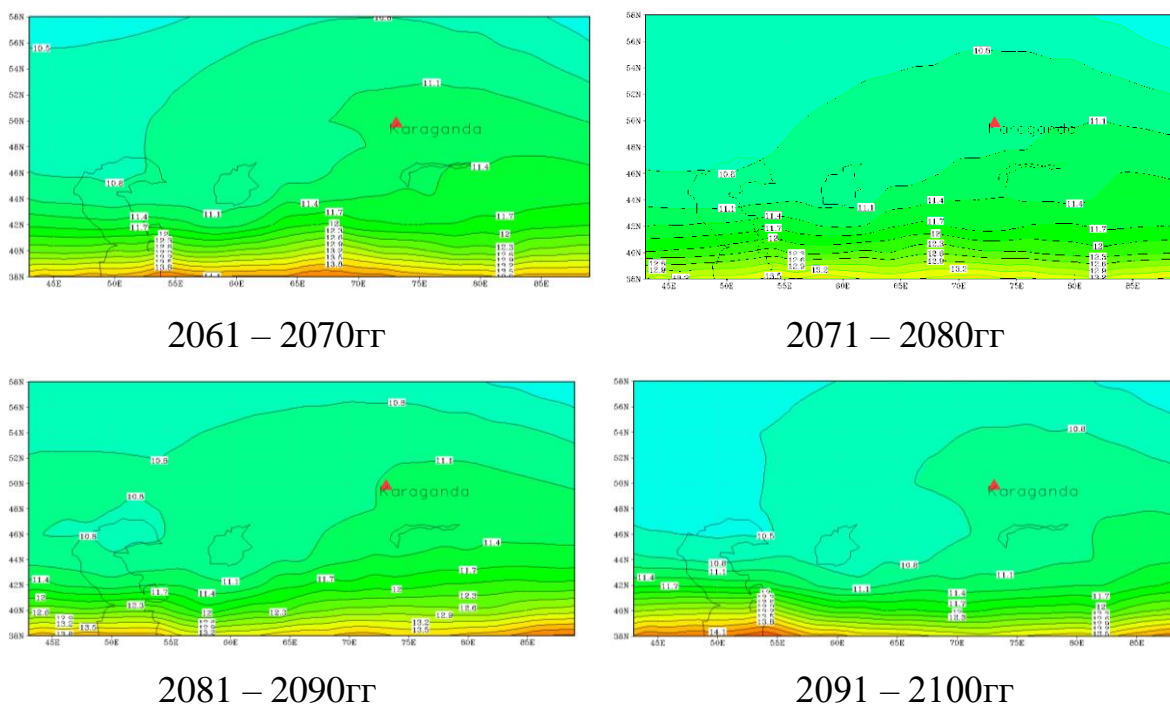
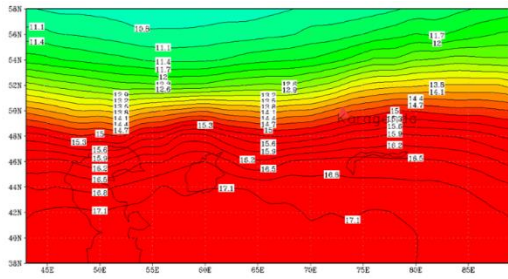


Рисунок 4.4 – Прогноз распределения тропопаузы в апреле с 2061 по 2100 гг.

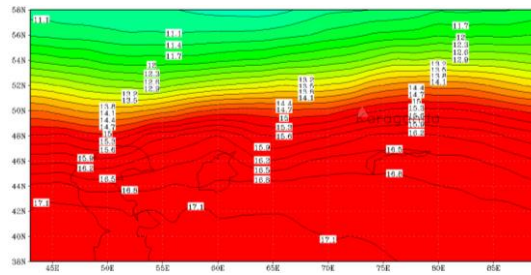
Как видно, в переходные месяцы высота тропопаузы растет быстрее. Так, повышение уровня топопазы для района Караганды здесь прогнозируется уже после 2050 года, однако к концу периода опять возвращается к искомому значению.

#### 4.3. Прогноз распределения высоты тропопаузы в июле по сценарию ssp245

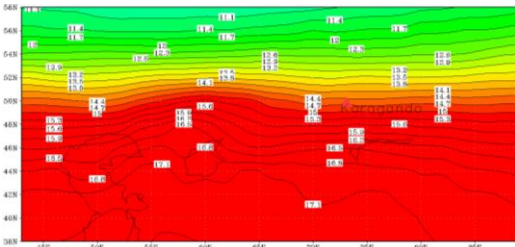




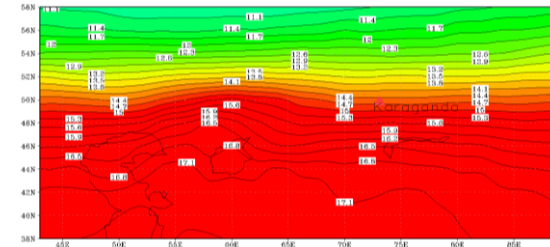
2021 – 2030



2031 – 2041

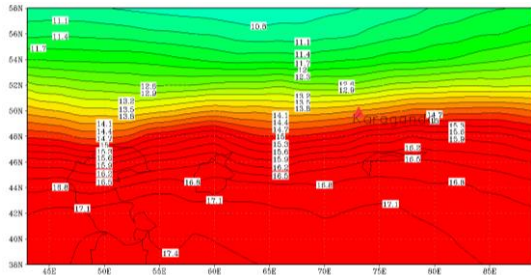


2041 – 2050

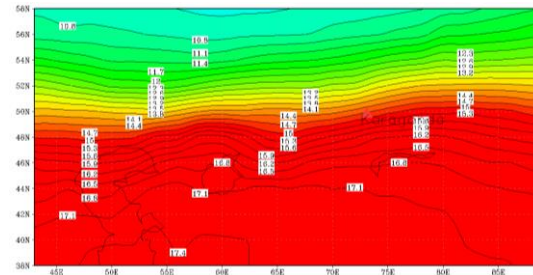


2051 – 2060

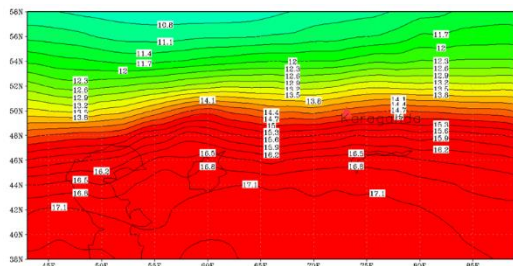
Рисунок 4.5 – Прогноз распределения тропопаузы в июле с 2021 по 2061гг



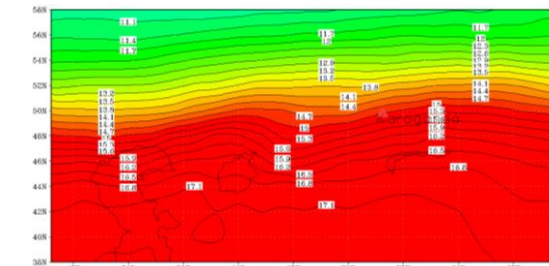
2061 – 2070гг



2071 – 2080гг



2081 – 2090гг



2090 – 2100гг

Рисунок 4.6 – Прогноз распределения тропопаузы в июле с 2061 по 2100гг

За прогнозируемый период изменения высоты тропопазузы не значительны. Максимальное повышение для района здесь прогнозируется в период с 2061 по 2080 года, но к концу периода опять возвращается к первоначальному значению.

#### 4.4. Прогноз распределения высоты тропопазузы в октябре по сценарию ssp245

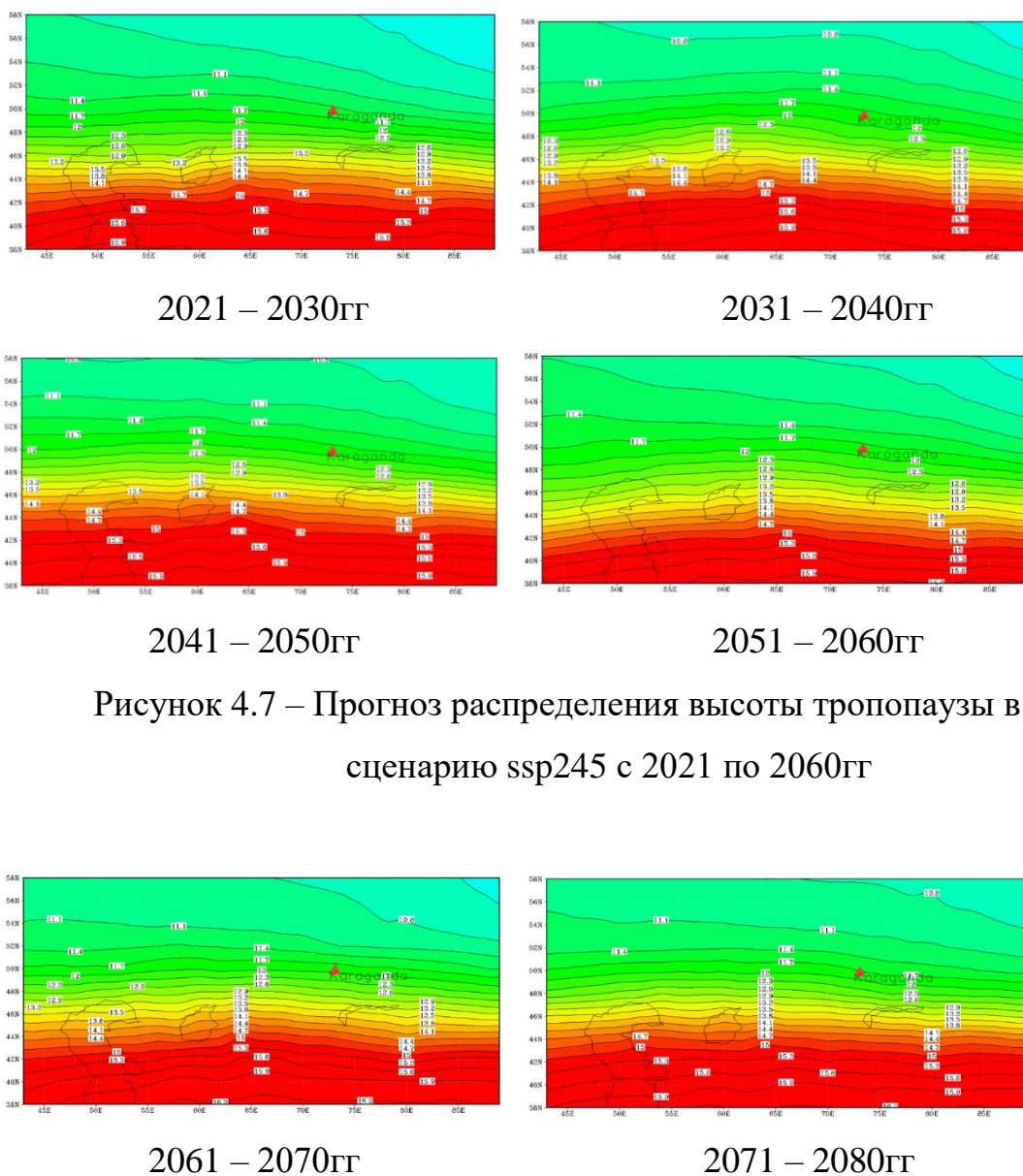
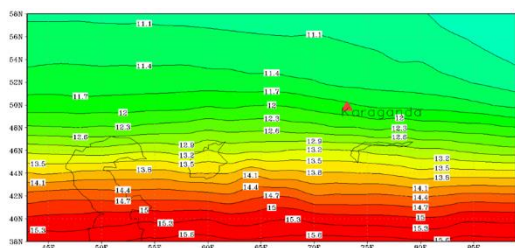
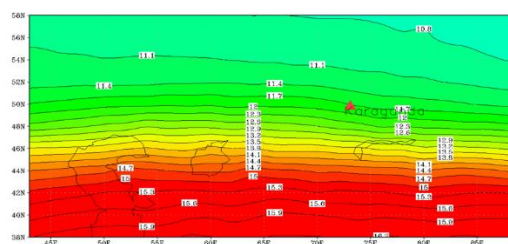


Рисунок 4.7 – Прогноз распределения высоты тропопазузы в октябре по сценарию ssp245 с 2021 по 2060гг





2081 – 2090гг



2091 – 2100гг

Рисунок 4.8 – Прогноз распределения высоты тропопаузы в октябре по сценарию ssp245 с 2061 по 2100гг

Так, согласно сценарию, высота тропопаузы в октябре существенно не меняется

Резюмируя, можно отметить, что согласно сценарию значительных изменений в высоте тропопаузы не предвидется, однако небольшое повышение прогнозируется в середине периода (после 2040 годов), но к концу периода (к 2100 году) высота опять возвращается к искомой.

## Глава 5. Анализ данных зондирования для Караганды

Для анализа динамики изменения характеристик тропопаузы наряду с данными реанализа привлекались также реальные данные зондирования. Безусловно, для получения достоверных климатических характеристик необходим ряд данных не менее 30 лет, однако таких длинных рядов наблюдений нет. В виду того, что в авиации для климатического описания аэродрома необходимо хотя бы ряд длиной в 10 лет однородных наблюдений, то по аналогии было решено отобрать станции, где ряд был не короче. 10 лет - достаточно длинный срок для получения общих тенденций изменения, если таковые имеют место. К тому же, именно отбор последних данных показателен для поиска изменений, произошедших именно в последние годы. К сожалению, из всех метеостанций Казахстана даже длиной ряда в 10 лет обладает только Караганда. В других станциях по Казахстану данные были только за последние 3 года.

Данные скачивались с сайта университета г. Вайоминга [114] <http://weather.uwyo.edu>. Пример данных представлен в Приложении А. Были выбраны данные станции Караганды (код станции 35394) от 01.01.2011 до 31.12.2020 года, данные привлекались за все доступные сроки зондирования, это 00 и 12 UTC. Таким образом, всего было обработано 7300 телеграмм. Для автоматизации отбора уровня тропопаузы на базе Лаборатории гидродинамического моделирования кафедры метеорологических прогнозов РГГМУ была разработана программа на языке Fortran. Код программы представлен в Приложении Б. В случае наличия нескольких уровней тропопауз в атмосфере выбиралась только первая.

## 5.1 Распределение температуры и высоты тропопаузы по месяцам за последние 10 лет по данным зондирования

На примере станций Караганды рассмотрим годовое распределение температуры в зоне тропопаузы и высоты тропопаузы. В качестве исходных данных использовались данные с 2011 года по 2020 годы. Материалы в этой станций за последние 10 лет более полные по сравнению с другими станциями, за последние 10 лет здесь не было пропусков.

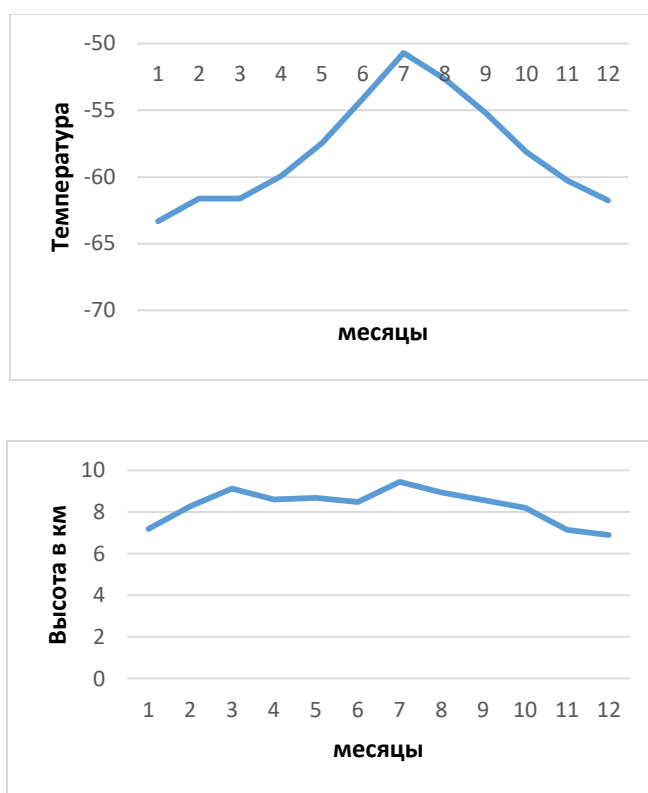


Рисунок 5.1 Распределение температуры (сверху) и высоты (внизу) тропопаузы по месяцам за последние 10 лет по данным зондирования

Температура в зоне тропопаузы как видно из рисунка 5.1 от зимы к лету повышается. Максимальное среднемесячное значение температуры в зоне тропопаузы наблюдается в июле и достигает  $-50,7^{\circ}\text{C}$ . А в зимние месяцы наблюдается самые минимальные температуры. В январе температура в зоне тропопаузы показывает  $-63,3^{\circ}\text{C}$ . Такие показания температуры можно

объяснить тем, что изменчивость определяется больше радиационным фактором. Если говорить о высоте уровня тропопаузы, то от зимы к лету она также повышается и максимально высокая тропопауза наблюдается в июле.

## 5.2. Анализ динамики изменений температуры тропопаузы

Значения высоты и температуры тропопаузы всесторонне анализировались. Так, например, сначала оценивался коэффициент линейного тренда для температуры на уровне тропопаузы для каждого месяца, значимость которого оценивалась с помощью F-статистики Фишера. Формула для расчёта критерия Фишера для проверки значимости линейного тренда приведена ниже (5.1, 5.2).

$$F = \frac{R^2}{1-R^2} * \frac{f_2}{f_1}, \text{ где} \quad (5.1)$$

$$f_2 = N - f_1 - 1 \quad , \quad (5.2)$$

где  $R^2$ - коэффициент ковариации,  $f_1$ - число степеней свободы тренда (для линейного тренда  $f_1=1$ ),  $f_2$ - число степеней свободы выборки,  $N$ - количество значений в используемой выборке. При сравнении рассчитанного результата с табличным уровнем значимости брался равным 5%. Безусловно, в такой оценке есть достаточно грубые приближения, так как линейные тренды в метеорологических рядах не будут описывать дисперсию и никакая регрессионная модель здесь не будет описывать дисперсию, но эта методика широко применяется для выявления общей закономерности на исследуемом промежутке времени. В климатических прогнозах также широко применяется линейный тренд, так как задачи спрогнозировать конкретное значение не стоит, а только определить тенденцию изменения метеорологической величины.

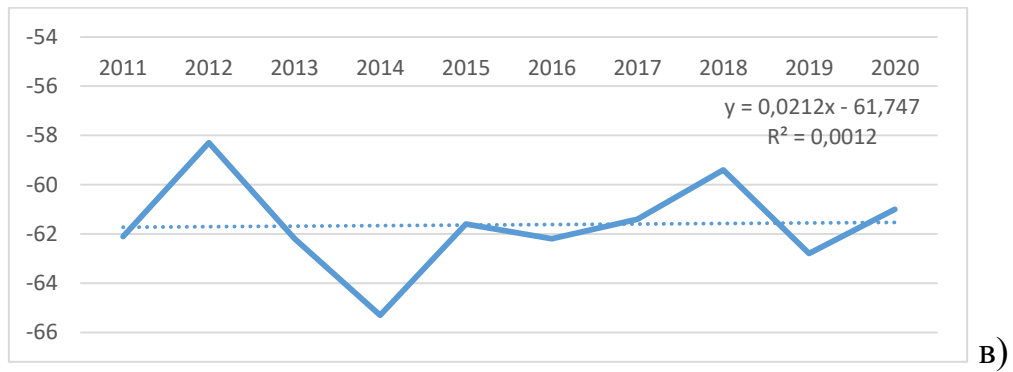
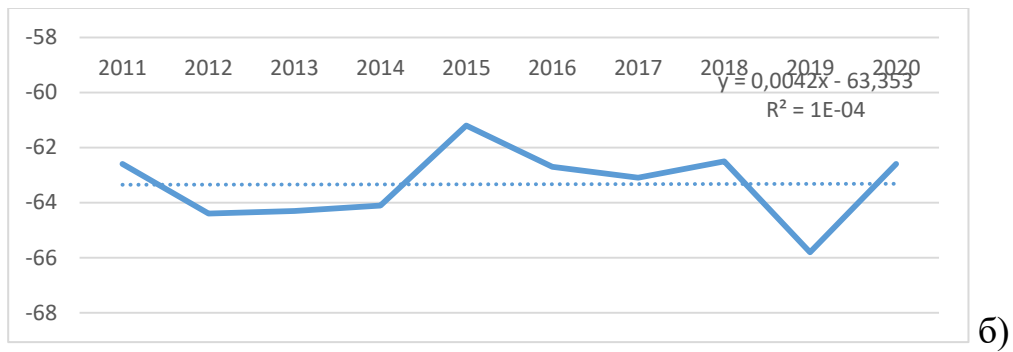
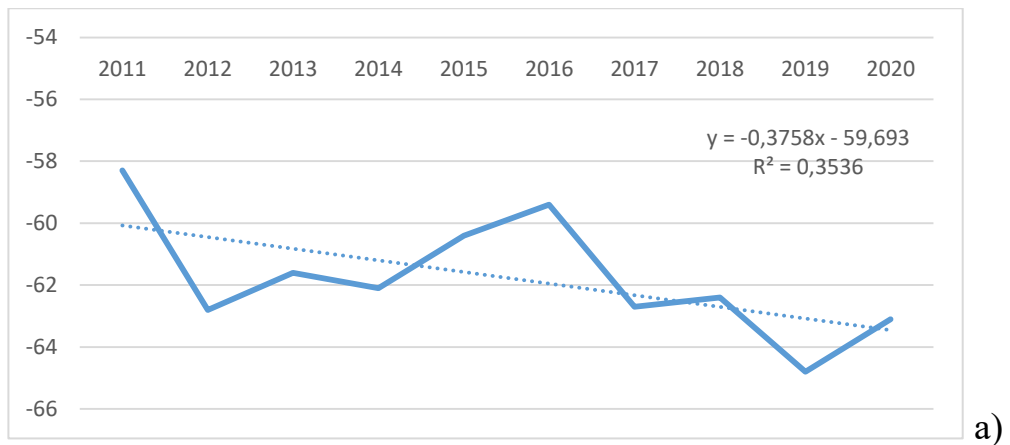
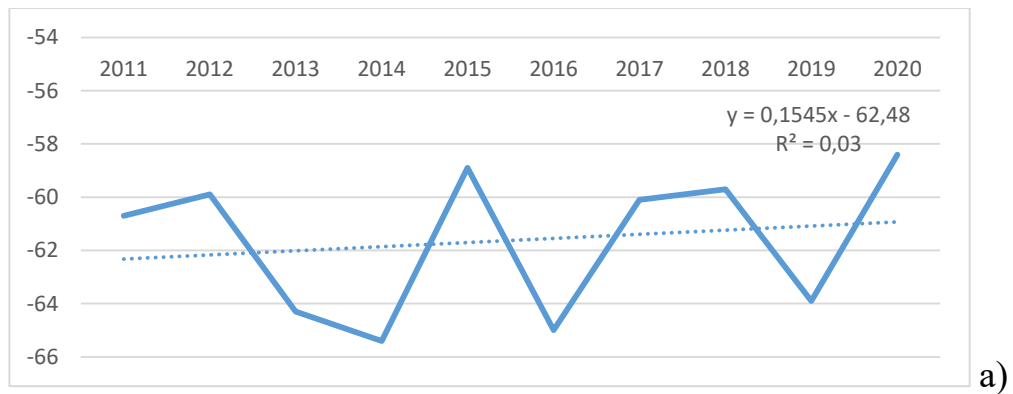
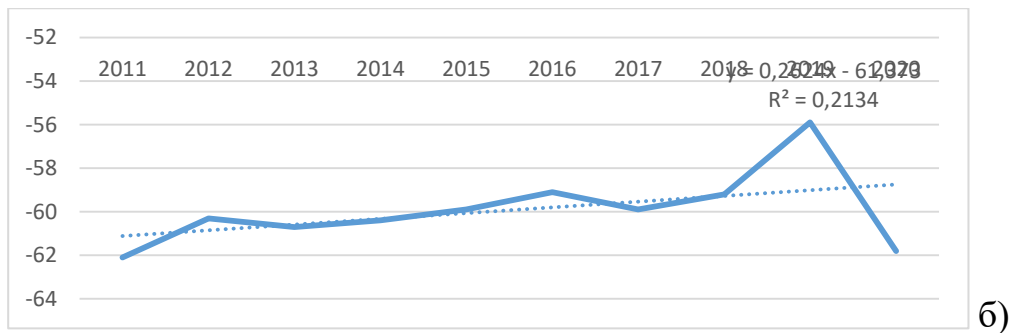
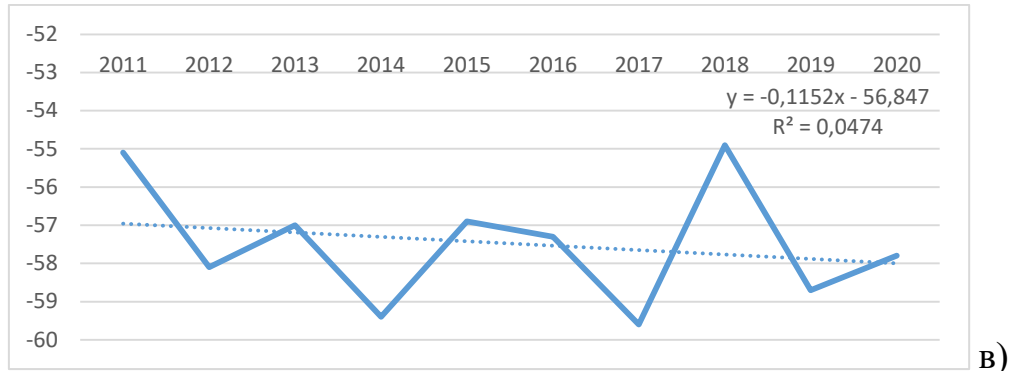


Рисунок 5.2 – Линия тренда температуры на уровне тропопаузы в зимние месяцы а) для декабря б) для января в) для февраля



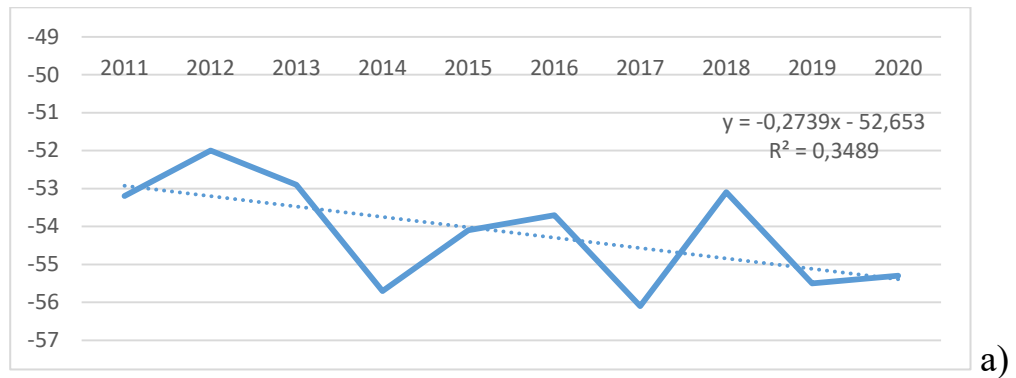


б)

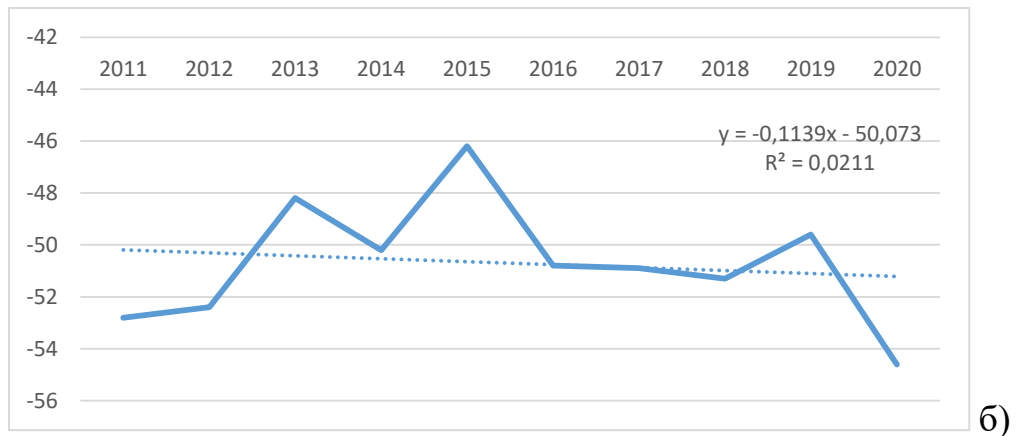


в)

Рисунок 5.3 – Линия тренда температуры на уровне тропопаузы в весенние месяцы а) для марта б) для апреля в) для мая



а)



б)

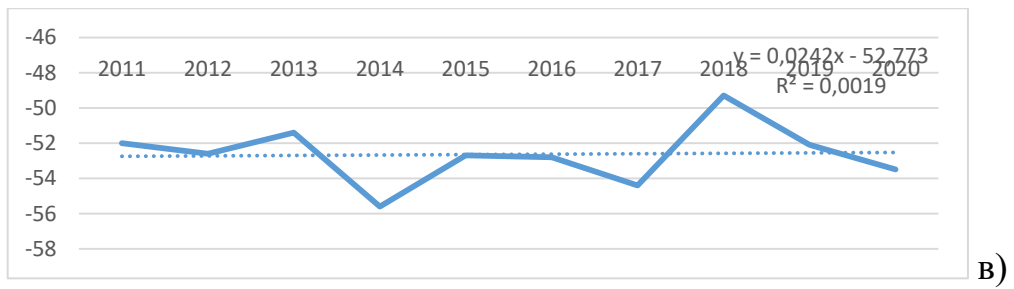
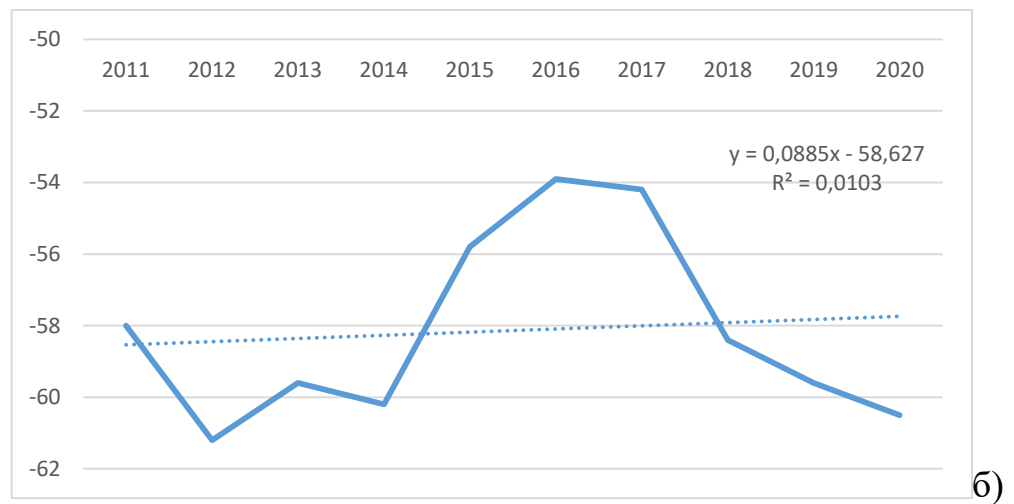
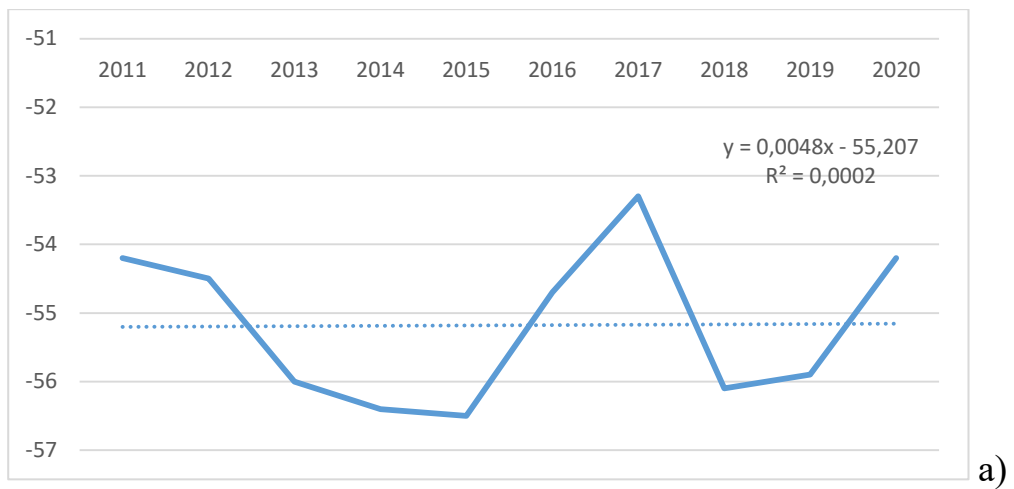


Рисунок 5.4 – Линия тренда температуры на уровне тропопаузы в летние месяцы а) для июня б) для июля в) для августа



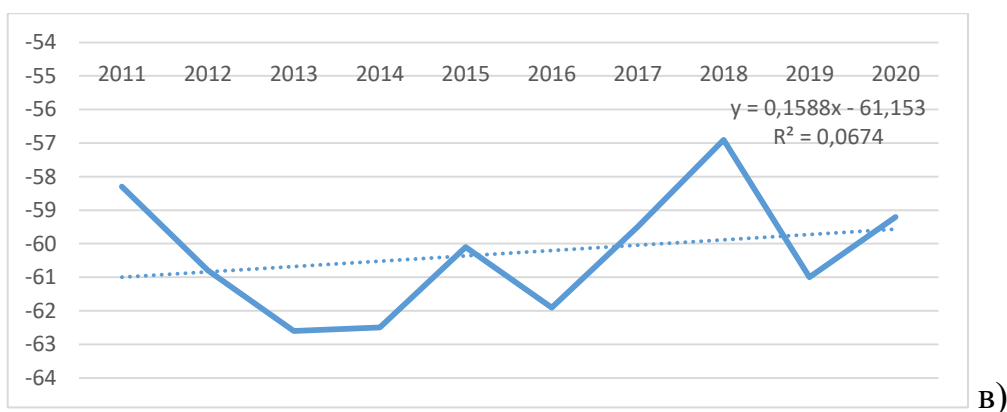


Рисунок 5.5 – Линия тренда температуры на уровне тропопаузы в осенние месяцы а) для сентября б) для октября в) для ноября

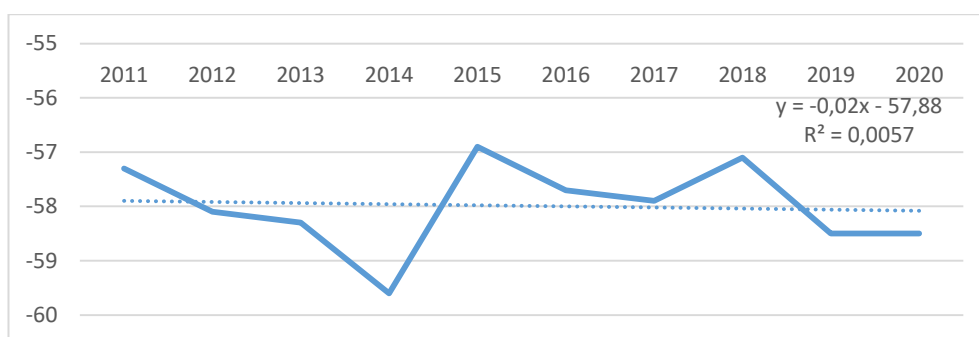


Рисунок 5.6 – Линия тренда среднегодовой температуры тропопаузы за последние 10 лет.

В таблице 5.1 представлены расчетные и табличные критерии Фишера. Исходя из которых становится ясно, что тренд изменения температуры не значим для всех месяцев исследуемого периода.

Таблица 5.1 – Критерии Фишера для линейного тренда температуры уровня тропопаузы

	F расчетное	Fтабличное	вывод
Январь	0,00	5,32	Не значим
Февраль	0,00	5,32	Не значим
Март	0,38	5,32	Не значим
Апрель	0,02	5,32	Не значим
Май	1,11	5,32	Не значим
Июнь	0,00	5,32	Не значим



Июль	0,00	5,32	Не значим
Август	0,00	5,32	Не значим
Октябрь	0,00	5,32	Не значим
Ноябрь	0,04	5,32	Не значим
Декабрь	1,19	5,32	Не значим
За десять лет	0,00	5,32	Не значим

### 5.3 Определение «экстремальных» состояний тропопаузы

Для определения состояния тропопаузы вся выборка разбивалась следующим образом: рассчитывалось медианное значение, а также 25 и 75 процентиля. Значения выше 75-го и ниже 25-го процентиля считались экстремальными.

Таблица 5.2 – Статистические характеристики температуры в зоне тропопаузы

1 квартиль (25 процентиль)	-61,3
2 квартиль (медианное значение)	-58,4
3 квартиль (75 процентиль)	-54,8
Максимальное значение	-46,2

Самое низкое значение наблюдалось в январе 2019 года, составило -65,8°C. Значение ниже 25 процентиля приходится на период времени с января по март и с октября по декабрь. Значение выше 75 процентиля приходится на летний период, а максимальное значение соответствует июлю 2013 года. То есть, можно сделать вывод, что тропопауза имеет сезонную изменчивость. В соответствии с этим и происходило деление на теплый и холодный период года.

### 5.4 Коэффициент вариации температуры тропопаузы для Караганды

В данной работе для анализа вариативности изменений используется коэффициент вариации. Он равен отношению стандартного отклонения величины к ее математическому ожиданию. Коэффициент вариаций высчитывается по следующей формуле:

$$C_v = \frac{\sigma}{\mu} * 100 \quad (5.3)$$

где  $\sigma$  – среднеквадратическое отклонение,  $\mu$  – среднее значение.

Рассчитанные коэффициенты вариаций представлены в таблице 5.3.

Таблица 5.3 – Коэффициент вариации для температуры тропопаузы

год	январь	Февраль	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь	за среднее год
2011	-62,6	-62,1	-60,7	-62,1	-55,1	-53,2	-52,8	-52	-54,2	-58	-58,3	-58,3	-57,3
2012	-64,4	-58,3	-59,9	-60,3	-58,1	-52	-52,4	-52,6	-54,5	-61,2	-60,8	-62,8	-58,1
2013	-64,3	-62,2	-64,3	-60,7	-57	-52,9	-48,2	-51,4	-56	-59,6	-62,6	-61,6	-58,3
2014	-64,1	-65,3	-65,4	-60,4	-59,4	-55,7	-50,2	-55,6	-56,4	-60,2	-62,5	-62,1	-59,6
2015	-61,2	-61,6	-58,9	-59,9	-56,9	-54,1	-46,2	-52,7	-56,5	-55,8	-60,1	-60,4	-56,9
2016	-62,7	-62,2	-65	-59,1	-57,3	-53,7	-50,8	-52,8	-54,7	-53,9	-61,9	-59,4	-57,7
2017	-63,1	-61,4	-60,1	-59,9	-59,6	-56,1	-50,9	-54,4	-53,3	-54,2	-59,5	-62,7	-57,9
2018	-62,5	-59,4	-59,7	-59,2	-54,9	-53,1	-51,3	-49,3	-56,1	-58,4	-56,9	-62,4	-57,1
2019	-65,8	-62,8	-63,9	-55,9	-58,7	-55,5	-49,6	-52,1	-55,9	-59,6	-61	-64,8	-58,5
2020	-62,6	-61	-58,4	-61,8	-57,8	-55,3	-54,6	-53,5	-54,2	-60,5	-59,2	-63,1	-58,5
Станд. Откл.	1,3	1,8	2,7	1,7	1,6	1,4	2,3	1,7	1,1	2,6	1,8	1,9	0,8
Сред. значен ие	-63,3	-61,6	-61,6	-59,9	-57,4	-54,1	-50,7	-52,6	-55,1	-58,1	-60,2	-61,7	-57,9
Коэф. Вариа ции	2	1	4	2	2	2	4	3	1	4	2	3	1

Как видно из таблицы значение коэффициента вариации меняется от 1 до 4%.

В холодное время года максимальный коэффициент вариации наблюдается в переходное время года (рисунок 4.6). Это можно объяснить тем, что в это время происходит перестройка летних процессов на зимние и наоборот. Соответственно в какие-то года она происходит чуть раньше, в какие-то – чуть позже.



Рисунок 5.7 – Коэффициент вариации для температуры тропопаузы в холодный период года

В теплый период года максимальный коэффициент вариации свойственен для июля, что можно объяснить конвективными процессами и кучево-дождевыми облаками, которые нередко «пробивают» тропопаузу.

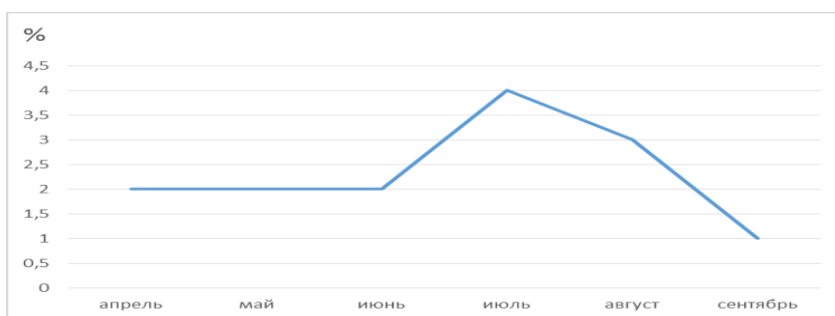


Рисунок 5.8 – Коэффициент вариаций для температуры тропопаузы в теплый период года

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По данным реанализа NCEP:

1. Тропопауза над Казахстаном имеет сезонную изменчивость, в холодный период распределение температуры более однородно по сравнению с теплым периодом.

2. Зимой максимальное СКО для температуры наблюдается на северо-западе территории, в переходные периоды наблюдаются два максимума, в летние месяцы максимум постепенно перемещается в центральные и южные районы.

3. Можно заметить сезонность изменения разброса давления. Так, в зимний период максимальное значение наблюдается в северо-западных и северных регионах Казахстана. А минимальное значение прослеживается в юго-восточных регионах. От зимы к весне максимальное значение СКО смещается в северную и восточную часть, минимальное значение уже наблюдается в центральных регионах. К летнему сезону изменчивость тропопаузы растет в центральных регионах. К осени по рассматриваемой территории разброс давления снижается. Это показывает минимальное значение СКО в этот период.

4. Все происходящие изменения давления и температуры на уровне тропопаузы находятся в пределах естественной изменчивости

5. Построены карты климатического распределения высоты и температуры тропопаузы для различных месяцев года. Отмечена сезонность этого распределения.

По данным зондирования:

5. За последние 10 лет перестройки в высоте и температуре тропопаузы над регионом не отмечено. Все тренды статистически не значимы

6. С помощью разбиения на проценты аргументируется разбивка на сезоны, которую, в свою очередь, в дальнейшем можно использовать для прогнозов экстремальных состояний тропопаузы

7. Коэффициент вариаций с течением времени существенно не меняется и составляет около 2%. В холодное время года максимальный коэффициент вариации наблюдается в переходное время года, в летние месяцы максимум относится к июлю. Физически это можно объяснить тем, что в это время происходит перестройка летних процессов на зимние и наоборот. В теплый период года максимальный коэффициент вариации свойственен для июля, что можно объяснить конвективными процессами и кучево-дождевыми облаками, которые нередко «пробивают» тропопаузу

По ансамблю моделей ssp245:

8. Вплоть до 2100 года существенных перестроек в высоте тропопаузы не прогнозируется. Отмечается некоторое ее повышение с 2040-2060 годов, но к 2100 году средняя высота возвращается к искомому.

Хочется отметить, что тема эта очень интересная и перспективная. В целом над Казахстаном значимых изменений не отмечается ни статистически, ни с точки зрения ансамблевых прогнозов, однако такой подход к самому вопросу изучения можно считать перспективным. Интересно было бы провести аналогичные исследования для районов не с таким континентальным климатом, особенно тех, что расположены в зоне арктического фронта. Предполагается, что там изменчивость будет прослеживаться отчетливее из-за изменения ВФЗ с течением времени.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Ulbrich, U. Changing Northern Hemisphere Storm Tracks in an Ensemble of IPCC Climate Change Simulations / Ulbrich U., Pinto J.G., Kupfer H., Leckebusch G.C., Spanghel T., Reyers M. // Journal of Climate, Vol. 21(8). – 2008. -P. 1669-1679. - DOI: 10.1175/2007JCLI 19921.
2. Козлова А.Ф., Стерин А.М. Исследование многолетней изменчивости параметров тропопаузы над территорией РФ по радиозондовым данным URL: <http://meteo.ru/publications/126-trudy-vniigmi/trudy-vniigmi-mtsd-vypusk-178-2014-g/529-issledovanie-mnogoletnej-izmenchivosti-parametrov-tropopauzy-nad-territoriej-rf-po-radiozondovym-dannym>
3. Boothe A. C., Homeyer C. R., Global large-scale stratosphere-troposphere exchange in modern reanalyses. Atmos. Chem. Phys. 17, 5537–5559 (2017).
4. Holton J. R., Haynes P. H., McIntyre M. E., Douglass A. R., Rood R. B., Pfister L., Stratosphere-troposphere exchange. Rev. Geophys. 33, 403–439 (1995).
5. Иванова А.Р. Динамика внетропической тропопаузы северного полушария //автореферат.-2011. С.6-9
6. М. Дамерис , Энциклопедия атмосферных наук , 2003 г.
7. Randel W. J., Seidel D. J., Pan L. L., Observational characteristics of double tropopauses. J. Geophys. Res. 112, D07309 (2007). 4
8. Plougonven, R., and C. Snyder, 2007: Inertia–gravity waves spontaneously generated by jets and fronts. Part I: Different baroclinic life cycles. J. Atmos. Sci., 64, 2502–2520.

9. Randel, W. J., Wu, F. & Gaffen, D. J. Interannual variability of the tropical tropopause derived from radiosonde data and NCEP reanalyses. *J. Geophys. Res.* 105, 15509–15523 (2000).
10. Электронный источник. Режим доступа: [https://scied-ucar-edu./learning-zone/airquality/ozonetroposphere?\\_x\\_tr\\_sl=en&\\_x\\_tr\\_tl=ru&\\_x\\_tr\\_hl=ru&\\_x\\_tr\\_pto=sc](https://scied-ucar-edu./learning-zone/airquality/ozonetroposphere?_x_tr_sl=en&_x_tr_tl=ru&_x_tr_hl=ru&_x_tr_pto=sc)
11. Электронный источник. Режим доступа: <https://ru.thpanorama.com/articles/medio-ambiente/tropopausa-caractersticas-composicin-qumica-y-funciones.html>
12. Sivakumar V., Bencherf H., Begue N., Thompson M.A., Tropopause Characteristics and Variability from 11 yr of SHADOZ Observations in the Southern Tropics and Subtropics / *Journal of Applied meteorology and Climatology*// vol.50. – 2011. – 1403-1416.- DOI:2011JAMc2453.1
13. Schumann, U., 1994: On the effect of emissions from aircraft engines on the state of the atmosphere. *Ann. Geophys.*,12, 365–384.
14. Hoinka, КР, 1998а: Ряды среднего глобального приземного давления, оцененные по данным повторного анализа ЕЦСПП. кв. Дж. Рой. *Метеор. Соц.*, 124, 2291–2297.
15. Mote, P. W., K. H. Rosenlof, J. R. Holton, R. S. Harwood, and J. W. Waters, 1995: Seasonal variations of water vapor in the tropical lower stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*,22, 1093–1096.
16. Newell, R. E., and S. Gould-Stewart, 1981: A stratospheric fountain? *J. Atmos. Sci.*,38, 2789–2796.
17. Sturman, A.P. & N. Tapper 1996. *The Weather & Climate of Australia and New Zealand* (Oxford) 476pp.
18. Crutcher, H.L. 1969. Temperature & humidity in the troposphere. In *Rex* 1969, 45-84.

19. Hirschberg, P.A. and J.M. Fritsch, 1991. Tropopause undulations and the development of extratropical cyclones. Part II: Diagnostic analysis and conceptual model. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 518-550.
20. Namias, J., and P.F. Klapp, 1951: Observational studies of general circulation models. *Handbook of Meteorology*, TF Malone, Ed., Amer. Meteor. Soc., 551-567.
21. Reiter, E. R., 1961: *Stralstrom Meteorology*. Springer Verlag, 473 p
22. Oort, A. H., 1983: *Global Atmospheric Circulation Statistics 1958–1973*. NOAA Prof. Paper 14, 180 pp + 47 microfiches. [Available from U.S. Government Printing Office, Washington, DC 20402.
23. Nagurny, A. P., 1998: Climatic characteristics of the tropopause over the Arctic Basin. *Ann. Geophys.*,16, 110–115.
24. Newell, R. E., and S. Gould-Stewart, 1981: A stratospheric fountain? *J. Atmos. Sci.*,38, 2789–2796.
25. Oort, A. H., 1983: *Global Atmospheric Circulation Statistics 1958–1973*. NOAA Prof. Paper 14, 180 pp + 47 microfiches. [Available from U.S. Government Printing Office, Washington, DC 20402.
26. Jackson, D. R., S. J. Driscoll, E. J. Highwood, J. E. Harries, and J. M. Russell III, 1998: Troposphere to stratosphere transport at low latitudes as studied using HALOE observations of water vapor 1992–1997. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*,124, 169–192.
27. Elliott, W. P., and D. J. Gaffen, 1991: On the utility of radiosonde humidity archives for climate studies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*,72, 1507–1520.
28. Gettelman, A., W. D. Collins, E. J. Fetzer, A. Eldering, and F. W. Irion, 2006: Climatology of upper-tropospheric relative humidity from the Atmospheric Infrared Sounder and implications for climate. *J. Climate*, 19, 6104–6121, doi:10.1175/JCLI3956.1.
29. Gettelman, A., W. D. Collins, E. J. Fetzer, A. Eldering, and F. W. Irion, 2006: Climatology of upper-tropospheric relative humidity from the



Atmospheric Infrared Sounder and implications for climate. *J. Climate*, 19, 6104–6121, doi:10.1175/JCLI3956.1.

30. Lui Yan., Xu Toaling., Lui Jun., Characteristics of the seasonal variation of the global tropopause revealed by COSMIC/GPS data/ vol.54.- 2014.- 2274-2285.-DOI:10.1016/j.asr2014.08.020

31. Lars H., Reinhold S., An assessment of tropopause characteristics of the ERA5 and ERA-interim meteorological reanalyses/ *Atmospheric Chemistry and Physics*// 2022.

32. Bekki, S.; Lefevre, F. Stratospheric ozone: History and concepts and interactions with climate. *Eur. Phys. J. Conf.* 2009, 1, 113–136.

33. Fabian P and Pruchniewicz PG, (1977) Meridional distribution of ozone in the troposphere and its seasonal variation. *J. Geophys. Res*, 82, 2063–2073.

34. Holton JR, Haynes PH, McIntyre ME, Douglass AR, and Rood B, (1995), Stratosphere-Troposphere Exchange, *Rev. Geophys*, 33 ( 4 ), 403–439.

35. Stohl A, et al., Stratosphere-troposphere exchange: A review and what we have learned from STACCATO, *J. Geophys. Res*, 108, doi: 10.1029/2002JD002490, 108(D12), 8516, 2003a.

36. Elbern H, Kowol J, Sladkovic R and Ebel A (1997), Deep stratospheric intrusions: A statistical assessment with model guided analysis, *Atmos. Environ*, 31, No. 19, 3207–3226

37. Cristofanelli P, Bracci A, Sprenger M, Marinoni A, Bonafè U, Calzolari F, Duchi R, Laj P, Pichon JM, Roccato F, Venzac H, Vuillermoz E, and Bonasoni P: Tropospheric ozone variations at the Nepal Climate Observatory-Pyramid (Himalayas, 5079 m a.s.l.) and influence of deep stratospheric intrusion events, *Atmos. Chem. Phys*, 10, 6537–6549, doi: 10.5194/acp-10-6537-2010, 2010

38. Colette A, and Ancellet G (2005), Impact of vertical transport processes on the tropospheric ozone layering above Europe. Part II: Climatological

analysis of the past 30 years, *Atmos. Environ.*, 39(29), 5423–5435, doi: 10.1016/j.atmosenv.2005.06.015.

39. Dibb JE, Meeker LD, Finkel RC, Southon JR, Caffee MW and Barrie LA (1994), Estimation of stratospheric input to the Arctic troposphere: <sup>7</sup>Be and <sup>10</sup>Be aerosols at Alert, Canada, *J. Geophys. Res.*, 99, 12,855–12,864.

40. Reid G.C, Gage K. S., Interannual variations in the height of the tropical tropopause. *J Atmospheres.*, 2256-2270  
Doi:org/10.1029/JD090iD03p05629.

41. Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson (1985), On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 111, 877 – 946

42. Seidel, D. J., and W. J. Randel (2006), Variability and trends in the global tropopause estimated from radiosonde data, *J. Geophys. Res.*, 111, D21101, doi:10.1029/2006JD007363

43. Makhover, Z. M. (1979), Features of the tropopause distribution over the globe (in Russian), *Meteorol. Geophys.*, 12, 33 – 39.

44. Reid G.C, Gage K. S., Interannual variations in the height of the tropical tropopause. *J Atmospheres.*, 5629-5635  
Doi:org/10.1029/JD090iD03p05629. Boothe A. C., Homeyer C. R., Global large-scale stratosphere-troposphere exchange in modern reanalyses. *Atmos. Chem. Phys.* 17, 5537–5559 (2017)

45. Santer B. D., Wehner M. F., Wigley T. M. L., Sausen R., Meehl G. A., Taylor K. E., Ammann C., Arblaster J., Washington W. M., Boyle J. S., Bruggemann W., Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes. *Science* 301, 479–483 (2003).

46. Seidel D. J., Randel W. J., Variability and trends in the global tropopause estimated from radiosonde data. *J. Geophys. Res.* 111, D21101 (2006).

47. Электронный источник. Режим доступа: [https://skepticalscience.com.translate.googleusercontent.com/Stratospheric\\_Cooling.html?\\_x\\_tr\\_sl=en&\\_x\\_tr\\_tl=ru&\\_x\\_tr\\_hl=ru&\\_x\\_tr\\_pto=sc](https://skepticalscience.com.translate.googleusercontent.com/Stratospheric_Cooling.html?_x_tr_sl=en&_x_tr_tl=ru&_x_tr_hl=ru&_x_tr_pto=sc)
48. Holton J. R., Haynes P. H., McIntyre M. E., Douglass A. R., Rood R. B., Pfister L., Stratosphere-troposphere exchange. *Rev. Geophys.* 33, 403–439 (1995).
49. Santer B. D., Sausen R., Wigley T. M. L., Boyle J. S., AchutaRao K., Doutriaux C., Hansen J. E., Meehl G. A., Roeckner E., Ruedy R., Schmidt G., Taylor K. E., Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses, and observations: Decadal changes. *J. Geophys. Res.* 108, ACL 1-1–ACL 1-22 (2003).
50. Seidel D. J., Ross R. J., Angell J. K., Reid G. C., Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes. *J. Geophys. Res.* 106, 7857–7878 (2001).
51. Santer B. D., Wigley T. M. L., Simmons A. J., Kallberg P. W., Kelly G. A., Uppala S. M., Ammann C., Boyle J. S., Bruggemann W., Doutriaux C., Fiorino M., Mears C., Meehl G. A., Sausen R., Taylor K. E., Washington W. M., Wehner M. F., Wentz F. J., Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis. *J. Geophys. Res.* 109, D21104 (2004).
52. Maycock A. C., Randel W. J., Steiner A. K., Karpechko A. Y., Christy J., Saunders R., Thompson D. W. J., Zou C.-Z., Chrysanthou A., Abraham N. L., Akiyoshi H., Archibald A. T., Butchart N., Chipperfield M., Dameris M., Deushi M., Dhomse S., Di Genova G., Joeckel P., Kinnison D. E., Kirner O., Ladstädter F., Michou M., Morgenstern O., O'Connor F., Oman L., Pitari G., Plummer D. A., Revell L. E., Rozanov E., Stenke A., Visionsi D., Yamashita Y., Zeng G., Revisiting the mystery of recent stratospheric temperature trends. *Geophys. Res. Lett.* 45, 9919–9933 (2018).

53. Dai A., Fyfe J. C., Xie S.-P., Dai X., Decadal modulation of global surface temperature by internal climate variability. *Nat. Clim. Chang.* 5, 555–559 (2015).
54. Fyfe J. C., Meehl G. A., England M. H., Mann M. E., Santer B. D., Flato G. M., Hawkins E., Gillett N. P., Xie S.-P., Kosaka Y., Swart N. C., Making sense of the early-2000s warming slowdown. *Nat. Clim. Chang.* 6, 224–228 (2016)
55. Shagngguan M., Wang W., Jin S., Variability of temperature and ozone in the upper troposphere and lower stratosphere from multi-satellite observations and reanalysis data. *Atmos. Chem. Phys.* 19, 6659–6679 (2019).
56. Pisoft P., Sacha P., Polvani L. M., Añel J. A., de la Torre L., Eichinger R., Foelsche U., Huszar P., Jacobi C., Karlicky J., Kuchar A., Miksovsky J., Zak M., Rieder H. E., Stratospheric contraction caused by increasing greenhouse gases. *Environ. Res. Lett.* 16, 064038 (2021).
57. Sausen R., Santer B. D., Use of changes in tropopause height to detect human influences on climate. *Meteorol. Z.* 12, 131–136 (2003).
58. Marshall LR, Maters E, Schmidt A, Timmreck C, Robock A, Toohey M (2022) Volcanic effects on climate: looking backward and forward, under review for *Bulletin of Volcanology*
59. Hegerl, G. C., Crowley, T. J., Baum, S. K., Kim, K. -Y. & Hyde, W. T. Detection of volcanic, solar and greenhouse gas signals in paleo-reconstructions of Northern Hemispheric temperature, *Geophys. Res. Lett.* 30, 1242 (2003). 5.
60. Robock, A. Volcanic eruptions and climate. *Rev. Geophys.* 38, 191–219 (2000).
61. Электронный источник. Режим доступа: [https://scied-ucar/learning-zone/how-climate-works/how-volcanoes-influence-climate?\\_x\\_tr\\_sl=en&\\_x\\_tr\\_tl=ru&\\_x\\_tr\\_hl=ru&\\_x\\_tr\\_pto=sc](https://scied-ucar/learning-zone/how-climate-works/how-volcanoes-influence-climate?_x_tr_sl=en&_x_tr_tl=ru&_x_tr_hl=ru&_x_tr_pto=sc)
62. Newhall, C. G. & Self, S. The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res. Oceans* 87, 1231–1238 (1982).

63. Matthews AJ, Barclay J, Carn S, et al (2002) Rainfall-induced volcanic activity on Montserrat. *Geophys Res Lett* 29:22–1–22–4. <https://doi.org/10.1029/2002GL014863>
64. Rampino MR, Self S, Fairbridge RW (1979) Can rapid climate change cause volcanic eruptions? *Science* 206:826–829. <https://doi.org/10.1126/science.206.4420.826>
65. Walcott RI (1972) Past sea levels, eustasy and deformation of the earth. *Quatern Res* 2:1–14. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(72\)90001-4](https://doi.org/10.1016/0033-5894(72)90001-4)
66. Sigurdsson H (1990) Evidence of volcanic loading of the atmosphere and climate response. *Global Planet Change* 3:277–289. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(90\)90024-7](https://doi.org/10.1016/0921-8181(90)90024-7)
67. Rees Jones DW, Rudge JF (2020) Fast magma ascent, revised estimates from the deglaciation of Iceland. *Earth Planet Sci Lett* 542:116342
68. Albino F, Pinel V, Sigmundsson F (2010) Influence of surface load variations on eruption likelihood: application to two Icelandic subglacial volcanoes, Grímsvötn and Katla. *Geophys J Int* 181:1510–1524. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04603>.
69. Harvey NJ, Huntley N, Dacre HF et al (2018) Multi-level emulation of a volcanic ash transport and dispersion model to quantify sensitivity to uncertain parameters. *Nat Hazard* 18:41–63. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-41-2018>
70. Aubry TJ, Jellinek AM, Degruyter W, et al (2016) Impact of global warming on the rise of volcanic plumes and implications for future volcanic aerosol forcing. *J Geophys Res Atmos* 121:13,326–13,351. <https://doi.org/10.1002/2016JD025405>
71. Aubry TJ, Staunton-Sykes J, Marshall LR et al (2021a) Climate change modulates the stratospheric volcanic sulfate aerosol lifecycle and radiative forcing from tropical eruptions. *Nat Commun* 12:4708. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-24943-7>

72. Barclay J, Johnstone JE, Matthews AJ (2006) Meteorological monitoring of an active volcano: Implications for eruption prediction. *J Volcanol Geoth Res* 150:339–358. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.07.020>
73. Philander, S. G. *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*, Academic Press, San Diego, CA, 1–289 (1990).
74. Calvo N, Polvani LM, Solomon S. On the surface impact of Arctic stratospheric ozone extremes. *Environmental research letters*. 2015;10(9):094003. doi: 10.1088/1748-9326/10/9/094003.
75. Kidston J, et al. “Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather” *Nature Geoscience*. 2015;8.6:433–440. doi: 10.1038/ngeo2424.
76. Randel WJ, Garcia RR, Calvo N, Marsh D. ENSO influence on zonal mean temperature and ozone in the tropical lower stratosphere. *J. Geophys. Res.* 2009;36:L15822.
77. Neelin JD, et al. ENSO theory. *J. Geophys. Res.* 1998;103:14 262–14 290. doi: 10.1029/97JC03424.
78. Wang C. A unified oscillator model for the El Niño–Southern Oscillation. *J. Climate*. 2001;14:98–115. doi: 10.1175/1520-0442(2001)014<0098:AUOMFT>2.0.CO;2.
79. Harvey E, Sweeney R. Modeling Stratospheric Ozone Kinetics, Part I: The Chapman Cycle: OzoneModelingPartI. *mcd J. Chem. Educ.* 1999;76.9:1309. doi: 10.1021/ed076p1309.
80. George C. R., Gage R. S., *The Climatic Impact of Secular Variations in Solar Irradiance*. *J Climate* .DOI: 10.1007/978-94-009-3011-7\_14
81. Электронный источник. Режим доступа: [https://www-sciencedirect-com.google.com/science/article/abs/pii/S1364682620303072?\\_x\\_tr\\_sl=en&\\_x\\_tr\\_tl=ru&\\_x\\_tr\\_hl=ru&\\_x\\_tr\\_pto=sc](https://www-sciencedirect-com.google.com/science/article/abs/pii/S1364682620303072?_x_tr_sl=en&_x_tr_tl=ru&_x_tr_hl=ru&_x_tr_pto=sc)

82. Электронный источник. Режим доступа: [https://www-skybrary-aero.translate.google.com/articles/high-altitude-flight-operations?\\_x\\_tr\\_sl=en&\\_x\\_tr\\_tl=ru&\\_x\\_tr\\_hl=ru&\\_x\\_tr\\_pto=sc](https://www-skybrary-aero.translate.google.com/articles/high-altitude-flight-operations?_x_tr_sl=en&_x_tr_tl=ru&_x_tr_hl=ru&_x_tr_pto=sc)
83. Santer, B.D., R. Sausen, T.M.L. Wigley, J.S. Boyle, K. AchutaRao, C. Doutriaux, J.E. Hansen, G.A. Meehl, E. Roeckner, R. Ruedy, G. Schmidt, and K.E. Taylor, 2003: Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses, and observations: Decadal changes. *J. Geophys. Res.*, 108, no. D1, 4002, doi:10.1029/2002JD002258.
84. Электронный источник. Режим доступа: [https://www.faa.gov/documentLibrary/media/Advisory\\_Circular/AC%2000-6A%20Chap%2013-15.pdf](https://www.faa.gov/documentLibrary/media/Advisory_Circular/AC%2000-6A%20Chap%2013-15.pdf)
85. Электронный источник. Режим доступа: [https://www-skybrary-aero.translate.google.com/articles/high-altitude-flight-operations?\\_x\\_tr\\_sl=en&\\_x\\_tr\\_tl=ru&\\_x\\_tr\\_hl=ru&\\_x\\_tr\\_pto=sc](https://www-skybrary-aero.translate.google.com/articles/high-altitude-flight-operations?_x_tr_sl=en&_x_tr_tl=ru&_x_tr_hl=ru&_x_tr_pto=sc)
86. Электронный источник. Режим доступа: [https://www-skybrary-aero.translate.google.com/articles/tropopause?\\_x\\_tr\\_sl=en&\\_x\\_tr\\_tl=ru&\\_x\\_tr\\_hl=ru&\\_x\\_tr\\_pto=sc](https://www-skybrary-aero.translate.google.com/articles/tropopause?_x_tr_sl=en&_x_tr_tl=ru&_x_tr_hl=ru&_x_tr_pto=sc)
87. ICAO. Meteorological Service for International Air Navigation/89p
88. Maruhashi, J.; Serrão, P.; Belo-Pereira, M. Analysis of Mountain Wave Effects on a Hard Landing Incident in Pico Aerodrome Using the AROME Model and Airborne Observations. *Atmosphere* 2019, 10, 350.
89. Mazon, J.; Rojas, J.I.; Lozano, M.; Pino, D.; Prats, X.; Miglietta, M.M. Influence of meteorological phenomena on worldwide aircraft accidents, 1967–2010. *Meteorol. Appl.* 2018, 25, 236–245.
90. Sharman, R.D.; Trier, S.B.; Lane, T.P.; Doyle, J.D. Sources and dynamics of turbulence in the upper troposphere and lower stratosphere: A review. *Geophys. Res. Lett.* 2012, 39.

91. Kim, J.H.; Chun, H.Y. A numerical study of clear-air turbulence (CAT) encounters over South Korea on 2 April 2007. *J. Appl. Meteorol. Clim.* 2010, 49, 2381–2403.
92. Koch, S.E.; Jamison, B.D.; Lu, C.; Smith, T.L.; Tollerud, E.I.; Girz, C.; Wang, N.; Lane, T.P.; Shapiro, M.A.; Parrish, D.D.; et al. Turbulence and Gravity Waves within an Upper-Level Front. *J. Atmos. Sci.* 2005, 62, 3885–3908.
93. Wolff, J.K.; Sharman, R.D. Climatology of upper-level turbulence over the continental United States. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2008, 47, 2198–2214.
94. Lane, T.P.; Sharman, R.D.; Clark, T.L.; Hsu, H.M. An investigation of turbulence generation mechanisms above deep convection. *J. Atmos. Sci.* 2003, 60, 1297–1321.
95. Harrison, R.G.; Heath, A.M.; Hogan, R.J.; Rogers, G.W. Comparison of balloon-carried atmospheric motion sensors with Doppler lidar turbulence measurements. *Rev. Scient. Instr.* 2009, 80, 026108.
96. Williams, P.; Joshi, M. Intensification of winter transatlantic aviation turbulence in response to climate change. *Nat. Clim Chang.* 2013, 3, 644–648.
97. Watkins, C.D.; Browning, K.A. The detection of clear air turbulence by radar. *Phys. Technol.* 1973, 4, 28–61.
98. McCann, D.W. Gravity waves, unbalanced flow, and clear air turbulence. *Natl. Weather Dig.* 2001, 25, 3–14.
99. Sharman, R.; Tebaldi, C.; Wiener, G.; Wolff, J. An integrated approach to mid- and upper-level turbulence forecasting. *Weather Forecast.* 2006, 21, 268–287.
100. Ellrod, G.P.; Knapp, D.L. An objective clear-air turbulence forecasting technique: Verification and operational use. *Weather Forecast.* 1992, 7, 150–165
101. Dutton, J.A. *The Ceaseless Wind, an Introduction to the Theory of Atmospheric Motion*; McGraw-Hill: New York NY, USA, 1976; p. 579.



102. Anthes, R. A., and T. T. Warner, 1978: Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1045–1078.

103. Berggren, R., 1952: The distribution of temperature and wind connected with active tropical air in the higher troposphere and some remarks concerning clear air turbulence at high altitude. *Tellus*, 4, 43–53.

104. Shapiro, M. A., 1970: On the applicability of the geostrophic approximation to upper-level frontal-scale motions. *J. Atmos. Sci.*, 27, 408–420.

105. 8\_10?error=cookies\_not\_supported&code=2cc6c01a-944e-4dac-82fe428910d2be35&\_x\_tr\_sl=en&\_x\_tr\_tl=ru&\_x\_tr\_hl=ru&\_x\_tr\_pto=sc

106. Электронный источник. Режим доступа: [https://www.faa.gov/documentLibrary/media/Advisory\\_Circular/AC%2000-6A%20Chap%2013-15.pdf](https://www.faa.gov/documentLibrary/media/Advisory_Circular/AC%2000-6A%20Chap%2013-15.pdf)

107. Sawyer, J. S., 1956: The vertical circulation at meteorological fronts and its relation to frontogenesis. *Proc. Roy. Soc. London*, A234, 346–362.

108. Электронный источник. Режим доступа: [https://www-skybrary-aero.translate.google/articles/jet-stream?\\_x\\_tr\\_sl=en&\\_x\\_tr\\_tl=ru&\\_x\\_tr\\_hl=ru&\\_x\\_tr\\_pto=sc](https://www-skybrary-aero.translate.google/articles/jet-stream?_x_tr_sl=en&_x_tr_tl=ru&_x_tr_hl=ru&_x_tr_pto=sc)

109. Чередниченко Тропопауза и максимальный ветер над Казахстаном. Справочное пособие Алма-ата 1975.- С.47-492

110. Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., & Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937–1958.

111. Электронный источник. Режим доступа: [https://www-wdc-climate-de/ui/cmip6?input=CMIP6.ScenarioMIP.NCAR.CESM2.ssp245&\\_x\\_tr\\_sl=en&\\_x\\_tr\\_tl=ru&\\_x\\_tr\\_hl=ru&\\_x\\_tr\\_pto=sc](https://www-wdc-climate-de/ui/cmip6?input=CMIP6.ScenarioMIP.NCAR.CESM2.ssp245&_x_tr_sl=en&_x_tr_tl=ru&_x_tr_hl=ru&_x_tr_pto=sc)

112. IPCC, 2021: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu & B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.

113. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex & P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

114. Электронный источник. Режим доступа: <http://weather.uwyo.edu>.

Приложение А. Данные зондирования Караганды (пример)

	месяц	день	срок набл	Столбец5	температ	давление	направле	скорость
2011	01	2	12	215	-67,3	10	315	32
2011	01	3	12	228	-64,9	10	325	22
2011	01	4	0	214	-64,5	9	355	26
2011	01	4	12	204	-64,1	7	350	23
2011	01	5	0	219	-63,1	10	350	29
2011	01	5	12	253	-60,3	8	10	20
2011	01	6	12	279	-56,1	11	20	13
2011	01	7	12	245	-61,7	10	50	6
2011	01	8	0	252	-62,3	9	220	2
2011	01	8	12	252	-61,7	8	225	3
2011	01	9	0	251	-62,1	7	270	4
2011	01	9	12	233	-62,7	7	270	5
2011	01	10	0	227	-62,5	12	275	7
2011	01	10	12	248	-60,3	12	300	11
2011	01	11	0	256	-62,5	4	335	17
2011	01	12	0	267	-64,1	5	360	15
2011	01	12	12	237	-66,5	7	330	4
2011	01	13	0	242	-67,1	7	235	9
2011	01	13	12	240	-61,9	5	260	7
2011	01	14	0	226	-62,5	7	255	6
2011	01	14	12	239	-62,7	6	250	6
2011	01	15	0	250	-62,3	8	260	6
2011	01	15	12	274	-60,1	6	235	9
2011	01	16	12	277	-61,9	3	135	7
2011	01	17	0	256	-58,5	3	80	5
2011	01	17	12	253	-59,1	3	55	9
2011	01	18	0	263	-61,7	6	350	7
2011	01	19	0	264	-62,3	6	295	2
2011	01	20	0	249	-61,1	7	280	15
2011	01	21	12	255	-63,9	2	240	15
2011	01	22	0	278	-61,5	5	190	10
2011	01	23	0	333	-57,1	2	195	16
2011	01	23	12	360	-53,1	1	180	13
2011	01	24	0	283	-55,3	4	10	4
2011	01	24	12	283	-58,1	5	350	22

## Приложения Б. Код программы Fortran

```
implicit none

character*6 zag

character*6 day,time

character*3 p,t,dd

character*2 d,v

character*6,dimension (13) :: gruppa

!character*7,dimension (7):: ddatta=('/10_2014/')

character*7,dimension (1):: ddatta=('/10_2014/')

integer i,ip,it,jd,idd,iv,ijk5

real jjd

do ijk5=1,20

open(2,file='out/TROPO'//ddatta(ijk5)//'.dat')

write(*,*) ddatta(ijk5)

open(1,file=ddatta(ijk5)//'.dat')

do while (.not.EOF(1))

!read(1,'(a5,a6)') zag,dat
```

```

lif(zag(2:5)=='TTAA') then
! write(*,*) zag(2:5)," data ",dat(1:2)," time ",dat(3:4)
!endif

read(1,'(13a6)') gruppaa

if(gruppaa(1)(2:5)=='TTAA') then
2 write(*,*) gruppaa(1)(2:5)," data ",gruppaa(2)(1:2)," time ",gruppaa(2)(3:4)
! write(2,*) gruppaa(1)(2:5)," data ",gruppaa(2)(1:2)," time ",gruppaa(2)(3:4)
!write(2,'(a3,a3)',advance='no') gruppaa(2)(1:2), gruppaa(2)(3:4)
day=gruppaa(2)(1:2) ; time=gruppaa(2)(3:4)
1 read(1,'(13a6)') gruppaa
if(gruppaa(1)(4:5)=='BB'.or.gruppaa(1)(4:5)=='CC'.or.gruppaa(1)(4:5)=='DD') cycle
if(gruppaa(1)(4:5)=='AA') goto 2
rrrr: do i=1,13
if(gruppaa(i)(1:2)=='88') then
p=gruppaa(i)(3:5) ; if(p=='999') exit rrrr
t=gruppaa(i+1)(1:3)
d=gruppaa(i+1)(4:5)
dd=gruppaa(i+2)(1:3)
v=gruppaa(i+2)(4:5)
write(*,*) p,t,d,dd,v

read(p,'(i3)') ip ;
if(t(1:1)=='/') then ; it=-999; else; read(t,'(i3)') it; endif

```

```
if(d(1:1)=='/') then ; jjd=999; else ; read(d,'(i2)') jd ; if(jd<=50) then ; jjd=jd/10 ; else ; jjd=jd-50.0 ; endif; endif
```

```
if(dd(1:1)=='/') then ; else ; read(dd,'(i3)') idd ; endif
```

```
if(v(1:1)=='/') then ; else ; read(v,'(i2)') iv ; endif
```

```
if(ip==999) then
```

```
it=-999
```

```
jjd=999
```

```
idd=999
```

```
iv=999
```

```
endif
```

```
write(2,'(a5,2a7,i9,2f10.1,2i7)') ddatta(ijk5)(1:2),'10' day,time,ip,-it/10.,jjd,idd,iv
```

```
exit rrrr
```

```
endif
```

```
enddo rrrr
```

```
goto 1
```

```
endif
```

```
enddo
```

```
enddo
```

```
end
```